

А.Б. Байбатша

МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ



Министерство образования и науки Республики Казахстан
**Казахский национальный технический университет
имени К.И. Сатпаева**

А.Б. Байбатша

МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

*Рекомендовано в качестве монографии
ученым советом университета*

Алматы, 2012

УДК 553.3/4
ББК 26.341.3

Б 18 А.Б. Байбатша. Модели месторождений цветных металлов: Монография - Алматы, КазНТУ. – 448 с.

ISBN 978-601-7367-09-1

Описаны геологические условия формирования и залегания различных геолого-промышленных типов месторождений цветных металлов (меди, свинца, цинка, алюминия, олова, никеля и кобальта), представляющие модели геологического объекта и отражающие достигнутую степень его изученности. Дана генетическая классификация рудных месторождений. 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 месторождений приоритетных цветных металлов Казахстана.

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

Ил. – 128, табл. – 17, список лит. – 380 наим.

УДК 553.3/4
ББК 26.341.3

Рецензенты:

- Поцелуев А.А.** – доктор геолого-минералогических наук, профессор 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 марта 2012 г., протокол № 10*

© Байбатша А.Б.

ISBN 978-601-7367-09-1

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	5
1. Генетическая классификация рудных месторождений.....	9
2. Модели месторождений меди.....	27
2.1. Геохимическая характеристика.....	27
2.2. Области применения и экономическая конъюнктура.....	29
2.3. Основные промышленные минералы и прочие источники сырья..	30
2.4. Экономические параметры и сведения о качестве сырья.....	31
2.5. Промыленно-генетическая классификация месторождений.....	34
2.6. Типы промышленных месторождений.....	35
3. Модели месторождений свинца и цинка.....	83
3.1. Геохимическая характеристика.....	83
3.2. Области применения и экономическая конъюнктура.....	85
3.3. Основные промышленные минералы и прочие источники сырья..	87
3.4. Экономические параметры и сведения о качестве сырья.....	88
3.5. Промыленно-генетическая классификация месторождений.....	91
3.6. Типы промышленных месторождений.....	92
4. Модели месторождений алюминия.....	163
4.1. Геохимическая характеристика.....	163
4.2. Области применения и экономическая конъюнктура.....	164
4.3. Основные промышленные минералы и прочие источники сырья..	166
4.4. Экономические параметры и сведения о качестве сырья.....	166
4.5. Промыленно-генетическая классификация месторождений.....	169
4.6. Типы промышленных месторождений.....	169
5. Модели месторождений олова.....	198
5.1. Геохимическая характеристика.....	198
5.2. Области применения и экономическая конъюнктура.....	199
5.3. Основные промышленные минералы и прочие источники сырья..	200
5.4. Экономические параметры и сведения о качестве сырья.....	201
5.5. Промыленно-генетическая классификация месторождений.....	203
5.6. Типы промышленных месторождений.....	206
6. Модели месторождений никеля и кобальта.....	221
6.1. Геохимическая характеристика.....	221
6.2. Области применения и экономическая конъюнктура.....	223
6.3. Основные промышленные минералы и прочие источники сырья..	225
6.4. Экономические параметры и сведения о качестве сырья.....	226
6.5. Промыленно-генетическая классификация месторождений.....	229
6.6. Типы промышленных месторождений.....	233

Модели месторождений цветных металлов Казахстана.....	264
7. Месторождения меди.....	264
8. Месторождения свинца и цинка.....	325
9. Месторождения алюминия.....	375
10. Месторождения олова.....	404
11. Месторождения никеля и кобальта.....	410
Заключение.....	425
Список использованных источников.....	427

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время минерально-сырьевые ресурсы Казахстана являются ведущим звеном экономики. Актуальность создания геологических моделей месторождений цветных металлов определяется необходимостью создания научной основы решения задач, связанных с укреплением минерально-сырьевой базы цветных металлов Казахстана.

Для решения этой актуальной проблемы геологических наук необходима соответствующая теоретическая база. В данной работе сделана попытка в разработке промышленно-генетической классификации и современных моделей месторождений полезных ископаемых, которые могут быть надежной теоретической базой для выработки поисково-оценочных критериев по выделению перспективных участков локализации крупнообъемных объектов — промышленных месторождений приоритетных для экономики Казахстана цветных металлов.

В последние десятилетия в геологии и в геологоразведочной практике активно развивается геологическое, физико-геологическое, петрофизическое, геохимическое, физико-химическое, геолого-математическое, структурное моделирование рудоносных площадей и месторождений полезных ископаемых. Необходимость моделирования рудоносных площадей и месторождений полезных ископаемых определяется задачами создания обобщенных образов природных объектов для прогноза, поисков и разведки с целью повышения эффективности геологоразведочных работ на всех их стадиях. Реальность создаваемых моделей и возможности их использования для научных и прикладных целей подтверждается обнаружением промышленно значимых скоплений полезных ископаемых на перспективных площадях, выделенных при прогнозировании на основе таких моделей типовых рудных полей и месторождений.

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, 2008).

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. По способу представления информации подразделяются: графические, табличные, текстовые и комбинированные модели. Они могут содержать качественные и количественные характеристики объектов. 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.

Известно, что 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.

Модель рудного объекта включает оптимально упорядоченную совокупность выявленных о нем геологических сведений, способствующих решению поставленной геологической задачи. Учитывая многообразие подходов к моделированию, целесообразно выделять виды геологических моделей, различающихся по наиболее существенным признакам. 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-структурная модель служит для выбора оптимальной схемы выделения перспективных на оруденение площадей в период проектирования геологоразведочных работ поисковых и разведочных стадий; при изучении закономерностей размещения полезных ископаемых; для выделения перспективных участков, когда закономерности размещения полезных ископаемых на площади работ установлены недостаточно надежно; при оценке прогнозных ресурсов.

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. В процессе глубинного геологического картирования (ГГК), а также в процессе поисковых работ при получении новых геологических данных предложенная модель подвергается корректировке. При разработке моделей, ориентированных на решение задач прогнозно-металлогенических исследований при ГГК, должны анализироваться не только особенности моделируемой рудной формации и критерии ее прогнозирования, но и опыт проведения ГГК на площадях с возможным проявлением данной рудной формации. Модель конструируется таким образом, чтобы на основе логических или вычислительных операций с ней можно было бы предсказывать вероятные последствия тех или иных решений при выборе комплекса методов и методики изучения рудоконтролирующих геологических тел и поисковых признаков, а также отбирать оптимальные варианты интерпретации материалов при изучении закономерностей размещения полезных ископаемых, при выделении перспективных участков и оценке прогнозных ресурсов.

Геолого-генетические модели отражают геологических процессы, обуславливавшие 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 [177].

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 УГМ.09 Раздел 1.1.2 «Разработка моделей образования месторождений и научно-обоснованных критериев промышленной оценки черных, цветных и благородных металлов», в которой принимал участие большой коллектив ученых и специалистов.

В подготовке монографии к изданию принимали участие:

Кулкашев Н.Т. – непосредственно в работе и взял на себя большой труд по ее научному редактированию;

Антоненко А.А. – в составлении разделов, связанных с созданием моделей карстовых месторождений и описанием их примеров;

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

1. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Первая по-настоящему научная, в современном смысле этого слова, генетическая классификация месторождений полезных ископаемых была представлена почти сто лет назад в 1911 г. знаменитым американским геологом-рудником Вальдемаром Линдгреном. А первая советская классификация была разработана в 20-х годах XX века Владимиром Афанасьевичем Обручевым. Обе эти классификации к настоящему времени в значительной степени устарели, но они послужили основой для дальнейшего развития учения о рудных месторождениях. С тех пор появилось много различных генетических схем образования месторождений полезных ископаемых. Наиболее доступные для массового читателя краткие обзоры их наряду со своими вариантами приведены в работах В.Н. Котляра [180], С.А. Вахромеева [64] и др. Из казахстанских авторов наиболее обстоятельный обзор классификаций и вообще развития мысли в области рудных месторождений сделан корифеем казахской рудной геологии И.И. Боком в его «Основах рудной геологии» [56], где он излагает и свою классификационную схему, правда несколько сложную и громоздкую.

В развитии учения о полезных ископаемых в XX веке намечилось несколько национальных школ, из которых наиболее авторитетными являются, пожалуй, советская (или теперь постсоветская) и американская. Эти две школы помимо всего прочего отличаются и своими классификациями и своим подходом к классификациям месторождений полезных ископаемых.

Подходы к классифицированию месторождений полезных ископаемых существуют разные, но нам представляется, что можно выделить два главных принципиально отличных подхода. Первый из них во главу угла ставит процессы формирования, генезиса рудных месторождений. Такой подход можно назвать концептуальным или генетическим в собственном смысле этого слова. Он выражается в таких терминах-определениях месторождений и процессов их образования, как эндогенный, экзогенный, магматический, осадочный, гидротермальный, инфильтрационный, остаточный и т.д. Этот подход получил наиболее полное выражение в четырехкратно

переизданной монографии В.И. Смирнова [313] и его же учебнике для вузов. Для геологов американской школы более характерен иной, можно сказать эмпирический или рациональный подход к определению генетической природы рудных месторождений с частым использованием таких терминов, как *stratiform* (пластообразный), *podiform* (стручкообразный), *bedded* (пластовый), *sediment hosted* (приуроченный к осадкам), *rhyolite hosted* (приуроченный к риолитам), *dunitic* (дунитовый), *komatiitic* (коматиитовый), *Sn vein*, *W vein* (оловянные жилы, вольфрамовые жилы) и т.п. В то же время детальных, обобщающих генетических классификационных схем американцами разработано довольно мало, и они нередко используют старые лишь слегка обновленные термины времен Линдгрена, Бэтмана, Эммонса и Грейтона.

В привычных для советской школы генетических классификациях также широко употребляются термины, не несущие генетической нагрузки. По таким определениям как скарновый, пегматитовый, карбонатитовый, грейзеновый, коры выветривания, колчеданный, порфировый и многие другие, которые мы по привычке считаем генетическими, строго говоря, нельзя судить о способе происхождения данного, конкретного месторождения или вида полезных ископаемых, а только об обстановке рудонакопления или о связи его с определенными горными породами, формациями или о минералогическом составе и других особенностях руды и вмещающих пород.

Высказанные соображения касаются в первую очередь эндогенных (магматогенных) месторождений, так как в этой сфере большая часть теоретических построений, несмотря на все достижения современной технологии научно-исследовательских и экспериментальных работ, основывается на данных косвенного характера, а не на непосредственных наблюдениях процесса рудообразования.

В гораздо меньшей степени это касается экзогенных месторождений, поскольку степень обоснованности теоретических схем непосредственными наблюдениями и измерениями в этой сфере несопоставимо выше.

Таксономическая терминология метаморфогенных месторождений отличается довольно высокой степенью генетичности, и

все основные таксоны высшего класса - метаморфогенные, метаморфические, регионально-метаморфизованные, контактово-метаморфизованные месторождения - являются строго генетическими, но это свидетельствует не столько о высокой актуальности подобных терминов и достоверности существующих представлений о метаморфогенном рудообразовании, а сколько наоборот о недостаточности наших знаний о процессах метаморфизма и о приближительности и абстрактности наших теорий.

Что же касается магматогенных условий, то приходится констатировать, что в рамках единой генетической классификации мы фактически имеем две классификации – теоретическую и природную, эмпирическую. Первая для обозначения своих таксонов использует термины, основанные на существующих теоретических представлениях о генезисе тех или иных объектов, а вторая использует терминологию, выработанную многолетней мировой практикой геологических исследований. Первая, которую можно назвать генетической в строгом смысле этого слова, выражена в терминах магматический, ликвационный, гидротермальный, пневматолитовый и др. типы, а вторая природная – в таких словах как карбонатитовый, пегматитовый, скарновый и т.д.

Таким образом, можно утверждать, что все или почти все варианты опубликованных к настоящему времени на русском языке генетических классификаций, в сущности, представляют собой комбинацию двух классификаций: собственно генетической, которая является классификацией процессов рудообразования, и природной (рациональной, эмпирической), которая является классификацией геолого-формационных обстановок рудонахождения. Но все сказанное выше относится главным образом к магматогенным месторождениям. Иными словами наши генетические классификации магматогенных месторождений носят дуалистический двойственный характер.

В 2004 г. издательством Московского Государственного университета имени М.В. Ломоносова (МГУ) опубликован учебник В.И. Старостина и П.А. Игнатова «Геология полезных ископаемых» [323], в котором предлагается новейший вариант генетической классификации месторождений полезных ископаемых (табл. 1.1), значительно отличающийся от большинства предыду-

щих классификаций, в том числе и от классификации В.И. Смирнова. Эта же классификация приведена и в одноименном учебнике В.В.Авдониной и В.И.Старостиной изданном в 2010 г. [12].

Таблица 1.1

Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых (по В.И. Старостину и П.А. Игнатову, 2004)

Группа	Класс	Типы месторождений
<i>1. Эндогенная серия</i>		
Магматическая	1. Ликвационный	а) Сульфидные медно-никелевые в основных и ультраосновных комплексах; б) Хромитовые, титаномagnetитовые и руды металлов платиновой группы в расслоенных ультраосновных комплексах; в) Редкие, редкоземельные и рассеянные элементы в щелочных комплексах
	2. Раннемагматический	Магматические горные породы, алмазосодержащие кимберлиты и лампроиты
	3. Позднемагматический	Хромитовые, титаномagnetитовые и апатит-нефелиновые
Карбонатитовая	Флюидно-магматический карбонатитовый	Перовскит-титаномagnetитовые, камафоритовые, редкометалльно-пироксеновые, редкоземельные и флюоритовые
Пегматитовая	1. Магматогенный	Керамические, мусковитовые, редкометалльные и цветных камней
	2. Флюидно-анатектический	Редкометалльно-пироксеновые и апатит-нефелиновые
	3. Флюидно-метаморфогенный	Керамические, мусковитовые, редкометалльных пегматитов и цветных камней
Скарноватая	1. Известковый	Железорудные, вольфрам-молибденовые, медно-молибденовые, свинцово-цинковые
	2. Магнезиальный	Железорудные, медно-молибденовые, оловорудные, борные
Альбит-грейзеновая	1. Альбититовый	Бериллиевые, литиевые, урановые и редкоземельные
	2. Грейзеновый	Олово-вольфрамовые, литиевые, бериллиевые
Гидротермальная	1. Плутоногенный	Штокверковые и жильные: а) высокотемпературные медно-молибден-порфировые, золото-олово-, медно-кварцевые; б) среднетемпературные полиметаллические, сурьмяно-мышьяковые, редкометалльные, ураносодержащие; в) низкотемпературные сидеритовые, родохрозитовые, магнетитовые, хризотил-асбестовые, баритовые
	2. Вулканогенный андезитовый	Золото-серебряные, олово-вольфрамовые, ртутные, медные, алунитовые, исландского шпата, самородной серы
	3. Вулканогенно-осадочный, базальтоидный, субмаринный	Колчеданные, медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические

II. Экзогенная серия		
Выветривания	1. Остаточный и переотложенный	Никель-кобальтовые, бокситовые, редкометалльные и редкоземельные, каолиновые, апатитовые, марганцевые
Осадочная	1. Механический россыпной	Гравийные, песчаные и глинистые (огнеупорные, бентонитовые): а) континентальные россыпные золотые, платиновые, касситеритовые, алмазные, танталит-колумбитовые, корундовые; б) литоральные россыпные рутиловые, ильменитовые, циркониевые, касситеритовые, алмазные, цветных камней
	2. Хомогенный	а) гидроокисные, суспензионно-коллоидные: бурых железняков, марганца, железо-марганцевых конкреций и корок; б) сульфидно-сульфатно-карбонатные: цветных и редких металлов в черных сланцах; в) сульфатно-галлоидные: каменных, калийных солей, боратов, лития
	3. Биохимический	Фосфоритовые (континентальные и прибрежно-морские) кремнистые породы (диатомит, трепел, опоки), известняки, угли, горючие сланцы, торф
Эпигенетическая	1. Грунтовых вод	Медистых песчаников, уран-ванадиевые в палеорулах
	2. Инфильтрационный	Редкометалльно-урановые
	3. Эксфильтрационный	Свинцово-цинковые в карбонатных породах, свинцовые в песчаниках, золоторудные и урановые в терригенно-карбонатных и черносланцевых толщах, самородной серы, нефти и газа, йодобромистых и металлоносных рассолов
III. Метаморфогенная серия		
Метаморфизованная	1. Регионально-метаморфизованный	Железорудные, марганцевые, золото-урановые, апатитовые, колчеданные
	2. Контактво-метаморфизованный	Железорудные, графитовые, корундовые, скарнированные
Метаморфическая	1. Зеленосланцевый	Горного хрусталя, золото-кварцевые, мрамора, кварциты, кровельные сланцы
	2. Амфиболитовый	Андалузитовые, кианитовые, силлиманитовые, наждака, амфибол-асбестовые
	3. Гранулит-экологитовый	Гранатовые, рутил-ильменитовые, флогопитовые
	4. Импактитовый	Алмазные

Само время издания упомянутых учебников (2004 и 2010 г.г.) весьма авторитетных авторов дает нам основание считать приведенную в них классификацию последним словом науки о генезисе

рудных месторождений в этой области. И, как видно из *табл. 1*, она полностью сохраняет свойственный большинству предшествующих классификаций дуализм в отношении магматогенных месторождений.

Экзогенная часть классификации для первых (высших) подразделений – серий, групп и классов свободна от такого дуализма. Этимологический смысл всех таксонов вполне четкий и не допускает неоднозначного толкования, за исключением только названия групп «эпигенетическая», которое авторы применили взамен привычного старого термина «инфильтрационная», оставив последний только для одного гораздо более узкого класса.

Не вызывает возражений и разделение метаморфогенной серии, хотя сама идея присвоения таксонам генетической классификации наименований, фаций метаморфизма многим может показаться не бесспорной. Мы ее считаем вполне приемлемой.

Что же касается месторождений магматогенных, то о них, по видимому, следует высказать некоторые соображения. Термины (а следовательно и одноименные таксономические подразделения): «магматическая» и «гидротермальная» (группы), «ликвационный», «раннемагматический», «позднемагматический», «флюидно-магматический», «флюидно-метаморфогенный», «флюидно-анатектический», «плутоногенный», «вулканогенный» и «вулканогенно-осадочный» (классы) этимологически несут вполне конкретный генетический смысл и, по-нашему мнению, в особых пояснениях не нуждаются.

Но такие термины, как «карбонатитовая», «пегматитовая», «скарновая» (группы), «альбититовый», «грейзеновый» (классы), как было сказано выше, со строго генетической точки зрения, нельзя считать однозначными и их генетическое содержание (истолкование) может быть различным.

К примеру, происхождение *пегматитовых* месторождений всегда являлось предметом очень серьезных продолжительных споров. Почти в любом учебнике геологии полезных ископаемых приводится минимум четыре группы разнообразных теорий генезиса только гранитных пегматитов: магматическая (концепция остаточного пегматитового расплава), магматическо-метасоматическая, метасоматическая (гидротермальная) и мета-

морфогенная. Авторы учебников [12, 323] упоминают о пяти теориях образования пегматитов: магматогенно-гидротермальной, магматогенно-пневматолито-гидротермальной, метасоматической, ликвационной и метаморфогенной. На протяжении десятков лет лучшие геологические и геохимические умы человечества принимали участие в дискуссии о происхождении пегматитов. В настоящее время совершенно твердо установлено, что пегматиты могут возникать в различных условиях и различными способами. Это один из ярких примеров конвергенции природных явлений. При этом название «пегматитовый» говорит лишь о том, что в большинстве месторождений присутствуют минеральные агрегаты с графической, пегматитовой структурой.

Карбонатитовые месторождения связаны со сложными щелочно-ультраосновными магматическими комплексами, в составе которых присутствуют тела карбонатных пород эндогенного происхождения, генезис которых весьма неоднозначен и дискуссионен. Несмотря на то, что первые карбонатные породы магматического происхождения были открыты еще в 20-х годах XX в., многие, и в том числе советские геологи, вплоть до середины XX века и позже в принципе отрицали возможность существования карбонатных расплавов. Но теперь существуют теории магматического, метасоматического и комбинированного магматическо-метасоматического происхождения карбонатитов и карбонатитовых месторождений и, конечно, в самом термине «карбонатитовый» нет и намека на способ образования месторождений, как нет его и в других терминах — скарновый, грейзеновый и т.п.

Количество месторождений, относившихся к типу *скарновых*, за последние десятилетия все более и более сокращается. Многие «скарновые» месторождения, считавшиеся таковыми на протяжении многих лет, по мере накопления новых данных стали переходить в иные генетические группы. И этот процесс зачастую захватывает главным образом наиболее крупные, наиболее интересные в промышленном отношении объекты. Скарновый генезис многих магнезиально-скарновых месторождений железа, бора и флогопита уже давно оспаривался сторонниками метаморфогенного, первично осадочного происхождения. Метаморфический генезис теперь приписывается магнезиальным метасоматитам с лазури-

товой, шпинелевой и благородно-корундовой минерализацией. Вескими аргументами обоснован и перевод крупнейших железорудных месторождений Торгая в класс скарноидных, первично вулканогенно-осадочных образований. Это происходит и с полиметаллическими месторождениями Казахстана и Средней Азии. И даже для такого эталонного скарнового объекта, как знаменитый Тырныауз, А.А. Ковалевым высказана точка зрения о первичном седиментогенном происхождении [267]. Есть и другие примеры.

А о месторождениях, отнесение которых к числу скарновых сомнений не вызывает, авторы [315] пишут: «Эта группа месторождений относится к наиболее сложной и противоречивой... Генетической связи руд и скарнов либо не существует, либо она отдаленная парагенетическая». По их мнению, скарнообразование и рудообразование «это два независимых параллельных процесса, пересекающихся в некоторых геологических ситуациях». «Однако в мировой рудногеологической практике уже более 50 лет не предложено иного названия для этой обширной разнообразной и гетерогенной группы рудных образований». Казахстанские геологи (Л.А. Мирошниченко и др.) все более и более склоняются к точке зрения о метаморфогенном, «скарноидном» их происхождении.

Термином *альбититовые месторождения* обозначаются три вида месторождений: 1) постмагматические пневматолитовые; 2) магматические и 3) так называемые «линейные альбититы» несомненно метаморфогенного происхождения. Иногда альбититовыми называются и некоторые низкотемпературные гидротермальные урановые месторождения, но последние гораздо чаще называются «эйситовыми».

Более едиными и целостными в генетическом смысле выглядят *грейзеновые месторождения*, но, во-первых, эта целостность характерна только для апоалюмосиликатных грейзенов, во-вторых, все равно само название «грейзеновые» никакой генетической нагрузки не несет и в третьих, грейзеновые месторождения связаны постепенными переходами с кварцево-жильными чисто гидротермальными месторождениями. Связь эта настолько тесная, что одни и те же месторождения у одних авторов фигурируют как грейзеновые, а у других как гидротермальные. Особенно это характерно для вольфрамовых, молибденовых и оловянных месторождений. Гео-

логи Казахстана нередко предпочитают вообще не разделять их, применяя обобщенный термин «кварцевожильно-грейзеновые месторождения».

Колчеданные месторождения в какой-то мере аналогичны грейзеновым – условия их образования четкие и определенные, но невозможно провести резкую границу, отделяющую их от некоторых стратиформных, например, полиметаллических, месторождения типа Жайрема. Большинство казахстанских авторов относит их к стратиформным, но многие, особенно зарубежные авторы, считают их колчеданными. А определение – «колчеданные» никакого генетического смысла не несет.

Термин «*стратиформные месторождения*» вообще объединяет большое количество самых разнородных видов минерализации самого различного происхождения. Общим у них является только стратиграфический или литологический контроль оруденения и морфологические особенности. Эта группа месторождений является, пожалуй, наиболее разнообразной и гетерогенной.

Месторождения коры выветривания также являются разнородными по своему генезису (остаточные, инфильтрационные, гидрогенные, россыпные и др.), но они объединены общими условиями нахождения в пределах кор выветривания.

Существует много других видов месторождений, названных по рационально-природным, а не по генетическим принципам. Таковы, например, месторождения расслоенных интрузий, кимберлитовые, лампроитовые, офиолитовые, коматиитовые (все они относятся к магматической группе месторождений), порфиоровые, вторично-кварцитовые, березитовые, листовенитовые, аргиллизитовые, эйситовые, кварцевожильные, метасоматические, штокверковые, минерализованных зон дробления, карстовые (относятся в большинстве своем к гидротермальным образованиям), черносланцевые, скарноидные, кварцитовые, зеленокаменные и др. (метаморфогенные), зон несогласия (полигенные, но, в основном, метаморфогенные) и т.д., и т.п. Список таких наименований, относящихся, главным образом, к таксонам более низкого ранга, нежели те, что были разобраны выше, можно было бы продолжить еще. Но большинство их относится к более мелким детализационным таксонам, в классификации МГУ они не фигурируют. Но очень много таких

терминов (и количество их продолжает расти) имеют весьма широкое хождение при выполнении самых различных геолого-производственных и научно-исследовательских работ потому что: во-первых, они выработаны и прочно вошли в геологический язык и терминологию в течение длительного развития геологической науки и производства. Во-вторых, они точно и полно характеризуют как геологические, так, в значительной степени, и физико-химические условия, в которых протекают процессы рудообразования. А правильное понимание условий образования месторождений полезных ископаемых не менее важно для геологических исследований, нежели разработка механизма формирования рудных скоплений. Важность эту патриарх советской рудной геологии П.М. Татаринов подчеркнул хотя бы тем, что свой знаменитый учебник, сыгравший огромную роль в воспитании многих тысяч советских геологов, назвал именно как «Условия образования месторождений...» [334], хотя содержание учебника, разумеется, касается как условий рудообразования, так и самих его процессов.

По-видимому, с достаточно полным основанием можно утверждать, что описываемые два вида наименований наших генетических классификаций по своему этимологическому смыслу отражают две стороны процессов рудообразования – термины, в буквальном смысле слова генетические подчеркивают особенности механизма этих процессов или, точнее, наши представления о механизме концентрации полезных компонентов. Эти термины являются основными в любой генетической классификации и большей частью именно они образуют ее каркас, ее образующую структуру, а потому в своей совокупности они, хотя бы для высших таксонов (в нашем случае это серии, группы, а нередко и классы месторождений), объединяются в логически стройную систему.

Термины эмпирической, природной, рациональной классификации должны освещать, главным образом, особенности обстановки, внешних условий рудообразования, поскольку обычно они опираются на выделение наиболее типичных горных пород или, вообще, минеральных новообразований, структурные, литолого-фациальные, геохимические условия рудообразования и т.п. В большинстве случаев, совокупность таких терминов в пределах той или иной классификации не носит системный характер, употребле-

ние их является скорее случайным, а не систематизированным. Любой исследователь волен использовать их по-своему: может вкладывать в них свое понимание, может располагать в наиболее подходящем месте в жестком структурном каркасе строгой генетической классификации. Поэтому они удобны для разработки промышленной классификации для разных видов полезных ископаемых, характеристики новых, ранее не описанных рудных объектов.

Из приведенных рассуждений неизбежно вытекает, что для номинации таксонов высших рангов генетических классификаций желательно использовать строго генетические термины, а рациональные, эмпирические более подходят для периферических таксонов генетического дерева, а также они, как это только что сказано, предпочтительны для широкого употребления в промышленных классификациях. В классификации МГУ авторы используют эмпирические термины уже во 2-м сверху ранге, то есть для наименования групп, а также и для 3-го ранга – классов (*табл. 1*).

Поэтому мы, используя классификацию МГУ как основу для разработки своей собственной классификации, решились внести в нее кое-какие изменения с целью придания своему варианту большей логической стройности и строгости. Одной из главных целей внесения изменений было стремление избавиться от дуализма таксономических терминов высшего ранга или, хотя бы, свести его к возможному минимуму. Изменения следующие.

1. Карбонатитовая и пегматитовая группы объединены в одну общую под названием «флюидно-магматическая», разделенную на два класса – карбонатитовый и пегматитовый. Оба таксона были переведены из разряда «группа» в разряд «класс».

2. Три группы – скарновая, альбитит-грейзеновая и гидротермальная – объединены в одну общую постмагматическую группу, которая подразделяется на два класса – гидротермально-пневматолитовый и гидротермальный. Первый класс можно разделить на два или три подкласса – скарновый и альбитит-грейзеновый или на скарновый, альбититовый и грейзеновый. Гидротермальный класс можно делить на плутогенный и вулканогенный подклассы.

Первые два пункта не содержат в себе ничего принципиально нового. В таком виде они многократно встречались в геологической литературе и прежде.

3. Кроме трех традиционных главных серий мы решили ввести еще три промежуточных серии, их можно назвать подсериями или просто группами: экзогенно-магματοгенную, экзогенно-метаморфогенную и магματοгенно-метаморфогенную.

В экзогенно-магματοгенную серию или группу мы включаем все гидротермально-осадочные и эксгальационно-осадочные (SEDEX) месторождения, включая колчеданные, железомарганцевые и иные седиментационные проявления атасуского типа и многие другие «стратиформные» месторождения.

В экзогенно-метаморфогенную, мы считаем, целесообразно включить метаморфизованные месторождения типа железистых, виридиновых и прочих марганцевых кварцитов, золотоносных конгломератов и скарноидные месторождения пул-апарт бассейнов.

В магματοгенно-метаморфогенную вошли бы метаморфогенно-гидротермальные, а также месторождения, связанные с ультраметаморфизмом и палингенезом по А.И. Кривцову [186].

4. Считаем, что следует несколько расширить классификацию магматической группы месторождений. В целом в нашей постсоветской геологической школе прочно укоренилось разделение их на три класса – ликвационный, раннемагматический и позднемагматический, разделение всеми признанное, всем привычное и не вызывающее каких-либо возражений. Но если рассуждать строго логически, то в нее не вписываются месторождения обычных магматических горных пород, которые разрабатываются не только как источник строительных материалов, но и на другие, зачастую весьма ценные виды сырья – облицовочный и декоративный камень (примеры приводить излишне, их очень много, но все же следует упомянуть декоративные граниты, лабрадориты, порфиры, порфириты и т.п.), магнезиальное сырье (дуниты, перидотиты), петругигическое сырье (многие виды основных и ультраосновных пород), поделочные камни (тингуаит, обсидиан) и т.д. В общем объеме продукции горной промышленности магматические горные

породы, если учесть многочисленные карьеры строительных материалов, занимают далеко не последнее место.

В отличие от осадочных (пески, глины, мергели, известняки и т.д.) и метаморфических (сланцы, гнейсы, мраморы и т.п.) пород, которые занимают свое четкое и определенное место в любой классификации полезных ископаемых, для гранитов, габбро, лабрадоритов такого места, в общем-то, нет. Авторы [12, 323] поместили магматические горные породы в класс раннемагматических месторождений (см. табл. 1), но это не совсем верно. Раннемагматические месторождения являются продуктами раннего этапа кристаллизации магмы (также как позднемагматические – позднего этапа), а граниты, габбро, порфириты и пр. формируются в главный этап кристаллизации, когда кристаллизационная дифференциация магмы проявляется слабо или не проявляется вовсе. Поэтому напрашивается мысль о назревшей необходимости выделения продуктов главного этапа кристаллизации магматических пород в самостоятельный класс магматических месторождений, для которого пока, как будто, никто не предложил особого названия. По нашему мнению, для этой цели можно было бы возродить к настоящему времени почти забытый термин «собственно магматические», сузив границы его применения продуктами только главного этапа кристаллизации магматических расплавов. Можно использовать термин «ортомагматические месторождения», но это термин новый и применение его может вызвать неприятие у сторонников здорового консерватизма.

5. Мы считаем также, что термин «эпигенетические» не очень удачной заменой старого привычного наименования «инфильтрационные» месторождения. Разумеется, такая замена вызвана тем, что содержание нового таксона «эпигенетические» только частично совпадает с таковым для инфильтрационных месторождений, оно гораздо шире. Но все-таки лучше было бы оставить термин «эпигенетические месторождения» для обозначения любых рудных скоплений, «образовавшихся позднее вмещающих их пород» - цитируется по «Российскому металлогеническому словарю» издания [298]. На наш взгляд для этой группы более уместным был бы термин «фильтрационные месторождения», которые были бы

разделены на три класса: «грунтово-фильтрационные», «инфильтрационные» и «эксфильтрационные».

После внесения этих и некоторых других изменений и перестановок получился вариант, который приведен в *табл. 1.2*. Он изображен в сокращенном варианте, так как мы по ряду причин не стали затрагивать следующие после классов таксоны – типы месторождений. Это позволило сделать классификацию более компактной, хотя и менее подробной.

Для большей наглядности предлагаемый вариант классификации, а точнее ее самый основной каркас, представленный тремя важнейшими сериями и тремя промежуточными (подсериями или группами), можно представить в виде треугольной, т.е. трехкомпонентной диаграммы, как и каркас практически всех доселе известных классификаций. Все они или почти все также являются трехполюсными, если не считать самой молодой серии – техногенной, которую мы здесь не рассматриваем. И их можно изобразить в виде треугольной диаграммы, в вершинах которой располагаются три привычные, традиционные серии: магматогенные, экзогенные и метаморфогенные. А на трех сторонах этого треугольника будут располагаться промежуточные серии (подсерии). Но такое плоскостное изображение, будучи наглядным, какой-то новой информации не несет и не дает особой пищи для размышлений.

Анализ показывает, что гораздо более информативной и интересной была бы четырехкомпонентная диаграмма, которую легко изобразить в виде пространственной фигуры – тетраэдра, аналогично химическим и геохимическим четырехкомпонентным диаграммам.

Мы в виде опыта решили попробовать преобразовать нашу трехполюсную, как и большинство других, диаграмму в четырехполюсную (*рис. 1.1*).

Для этого одну из трех серий – магматогенную – нам пришлось разделить на две части: магматическую и постмагматическую, которую для краткости лучше именовать «флюидной». Это, конечно, идет вразрез со всеми современными воззрениями, но мы делаем это в виде опыта.

Таблица 1.2

**Схематизированная генетическая классификация месторождений
полезных ископаемых**

Серия	Группа	Класс	
Эндогенная магматогенная	Магматическая	Ликвационный	
		Раннемагматический	
		Собственно-магматический или орто-магматический	
		Позднемагматический	
	Флюидно-магматическая	Карбонатитовый	
		Пегматитовый	
	Постмагматическая	Пневматолитовый и пневматолито-гидротермальный	Скарновый
			Альбититовый
			Грейзеновый
		Гидротермальный	Плутоногенный
Экзогенная	Экзогенно-магматогенная	Вулканогенный	
		Седиментационно-гидротермальный	
	Выветривания	Фильтрационно-гидротермальный	
		Остаточный	
	Осадочная	Переотложенный	
		Механический (кластогенный)	
		Химический (хемогенный)	
	Фильтрационная	Биохимический (биохемогенный)	
		Грунтово-фильтрационный	
		Инфилтрационный	
Эндогенная метаморфогенная	Экзогенно-метаморфогенная	Эксфилтрационный	
		Метаморфизованный	
	Метаморфическая	Зеленосланцевый	
		Амфиболитовый	
		Гранулит-эклогитовый	
	Магматогенно-метаморфогенная	Импактитовый	
		Метаморфогенно-гидротермальный	
		Ультраметаморфический	

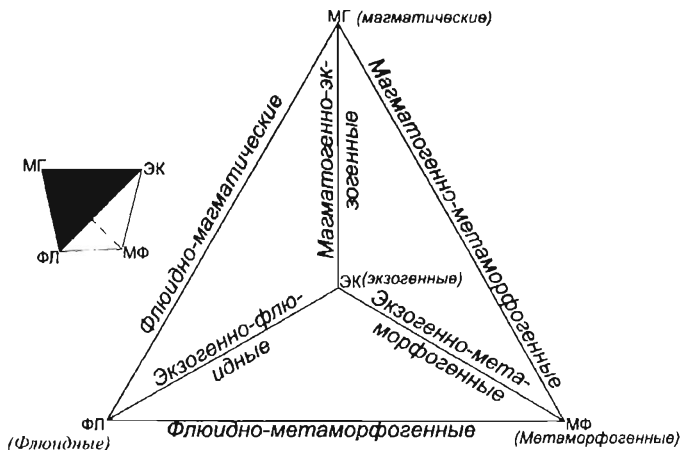


Рис. 1.1. Развертка тетраэдрической диаграммы генетических связей между основными типами месторождений полезных ископаемых (по Н.Т. Кулкашеву, 2010)

Таким образом, получается четыре основных серии: магматическая, флюидная, экзогенная и метаморфическая. Из них три относятся к эндогенным, а одна является экзогенной. Выделение флюидных (постмагматических) месторождений в самостоятельную серию в какой-то мере оправдано исключительно важным значением этого вида минеральных объектов и их весьма широким распространением. Да и в чисто генетическом смысле оно не должно представляться каким-то нонсенсом, потому как происхождение водных и газовых глубинных флюидов весьма сложное, и магматический их источник является далеко не единственным, и, пожалуй, даже не главным. Так что сама «постмагматичность» таких растворов достаточно проблематична.

Четырехполюсная диаграмма может изображаться в виде пространственной фигуры – тетраэдра, имеющего четыре вершины, которые будут заняты основными сериями, и шесть ребер, на которых можно изобразить уже не три, а шесть промежуточных серий (подсерий). То есть к уже имеющимся трем промежуточным сериям – экзогенно-магматической (которую, тогда лучше называть экзогенно-флюидной или флюидно-экзогенной), экзогенно-

метаморфической и магматогенно-метаморфической – добавить еще три: флюидно-магматогенную (которая уже у нас фигурирует в виде флюидно-магматической группы), магматогенно-экзогенную и флюидно-метаморфическую. Мы получаем уже не шесть, а десять таксонов высшего ранга – серий и подсерий. Тогда наметки пробного тетраэдрического варианта классификации будут выглядеть в следующем виде.

Основные серии

Эндогенная магматическая, которая делится на группы: ликвационную, раннемагматическую, ортомагматическую и позднемагматическую.

Эндогенная флюидная, делящаяся на пневматолитовую, пневмато-гидротермальную и гидротермальную группы.

Эндогенная метаморфическая.

Экзогенная, которая включает в себя группы выветривания, осадочную и фильтрационную.

Дополнительные (промежуточные) серии

Флюидно-магматическая, в которую входят пегматитовые и карбонатитовые месторождения

Экзогенно-флюидная, в которую должны войти гидротермально-осадочные, часть флюидных, фильтрационных и месторождения спорного или не очень ясного происхождения, объединяемые многими исследователями под названием стратиформных.

Экзогенно-магматическая или *магматогенно-экзогенная*, к которой должны относиться месторождения, представленные различными туфогенно-пирокластическими и им подобными образованиями.

Экзогенно-метаморфическая, к которой, по-нашему мнению, следует отнести месторождения, называемые в настоящее время метаморфизованными и относимые к метаморфогенным, хотя большинство их имеет двойственную природу, ибо они образуются минимум в два этапа:

- 1) первичное экзогенное (главным образом оседиментационное) накопление;
- 2) наложенное метаморфическое преобразование.

Магматогенно-метаморфогенная, к ней можно отнести пока еще малоизученные и малочисленные ультраметаморфические месторождения.

Флюидно-метаморфогенная должна включать метаморфогенно-гидротермальные месторождения, которые пока очень трудно отделить от обычных плутоногенно-гидротермальных месторождений.

Графическое изображение этого пробного варианта приведено на рис.1, где показан кубический тетраэдр в проекции, перпендикулярной одной из осей 3-го порядка. При такой ориентировке он выглядит как равносторонняя треугольная пирамида, основание которой ФЛ-МГ-МФ охватывает эндогенные месторождения, а вершина ЭК – экзогенные.

Считаем, что такое геометризированное изображение, кроме большой наглядности (что очень важно для педагогических целей) увеличивает возможности применения математических методов исследования к вопросам генезиса месторождений полезных ископаемых, поскольку каждое ребро тетраэдра является не чем иным, как линейной двухкомпонентной диаграммой. Точно так же грани тетраэдра могут выполнять функцию трехкомпонентных диаграмм. Все это должно облегчить внесение количественных расчетов в дело изучения генетических вопросов, особенно в наше время, когда все более и более становится ясно, что очень многие рудные объекты имеют полигенную природу. Особенно это касается наиболее крупных и суперкрупных месторождений.

2. МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ

2.1. Геохимическая характеристика

В периодической системе элементов Д.И. Менделеева порядковый номер меди 29, атомная масса 63,54. В природе она представлена смесью двух стабильных изотопов: ^{63}Cu (69 %) и ^{65}Cu (31 %). Нейтронно-активационное определение содержания меди в пробах горных пород и руд производится по радиоактивному изотопу ^{64}Cu .

Известны многочисленные и разнообразные кислородные и сернистые соединения со степенью окисления меди $+1$, $+2$ и $+3$. Встречается медь и в самородном состоянии. Радиус иона Cu^{2+} составляет, по данным разных авторов, 0,070–0,082 нм и близок к радиусам ионов цинка, никеля и других элементов.

Медь обладает большим сродством с серой, а также образует многочисленные кислородные соединения, особенно в гипергенных условиях. В самородном состоянии она известна как в эндогенных, так и в гипергенных условиях.

Массовая концентрация меди в земной коре невысокая и составляет, по Ф. Кларку и Г. Вашингтону, лишь 0,01 %, т.е. в сотни раз ниже кларков железа и алюминия. Содержание меди в основных породах значительно выше, чем в кислых.

При магматической дифференциации медь совместно с никелем, кобальтом, платиной и другими элементами накапливается в сульфидных расплавах, в результате образуются магматически-ликвационные сульфидные месторождения. Позднемагматические месторождения меди (совместно с железом и титаном) известны также среди габбро-пироксенитовых массивов. При остывании гранитоидных магматических расплавов, из которых формируются многофазные магматические комплексы, наиболее богаты медью основные породы ранних фаз. В наиболее поздних гранитах содержание меди значительно ниже. Но, несмотря на это, медь в значительных количествах накапливается в постмагматических растворах, переносится и образуются скарновые, а также крупные гидро-

термальные (жильные, штокверковые, стратиформные) месторождения. При этом медь ассоциирует с молибденом, свинцом, цинком, золотом, кобальтом, висмутом и другими элементами.

Промышленные концентрации сульфидов меди известны также в карбонатитовых массивах, связанных с комплексами ультраосновных щелочных пород.

Особо следует упомянуть о медно-колчеданных месторождениях, процессы формирования которых весьма сложные, многоэтапные и связаны с вулканической деятельностью. В этом случае медь тесно ассоциирует с рядом элементов, включая и редкие элементы-спутники (индий, кадмий, германий, селен, теллур и др.). В зоне гипергенеза, также как и в эндогенных условиях, медь является элементом весьма подвижным и хорошо мигрирующим. В зоне выветривания эндогенных руд сульфиды меди легко окисляются, а возникший при этом ее сульфат хорошо растворим в воде и выносятся за пределы месторождений или же просачивается в более глубокие уровни рудных тел, где может возникнуть зона вторичного сульфидного обогащения меди, имеющая важное промышленное значение для медно-порфириновых (штокверковых) и медно-колчеданных месторождений. Лишь часть меди сохраняется в зоне окисления сульфидных руд в форме разнообразных вторичных минералов (оксидов, карбонатов, силикатов, самородной меди и других минералов).

Перенос меди поверхностными водами в виде сульфата и других растворимых соединений приводит к возникновению обычно небольших инфильтрационных месторождений, приуроченных к песчаникам.

Часть меди на поверхности земли усваивается животными и растительными организмами, поскольку она является микроэлементом, необходимым для их жизнедеятельности.

Медь, вынесенная в водные бассейны, участвует в осадочном процессе и особенно охотно концентрируется в породах, обогащенных органическими веществами (в сланцах, песчаниках и пр.), совместно с цинком, молибденом, серебром и другими элементами. В процессе метаморфизма рудных тел, сложенных эндогенными сульфидными рудами, медь также является подвижной. Происхо-

дит перекристаллизация руд, возникают новые сульфиды меди (халькопирит и др.).

Таким образом, при весьма сложном геохимическом цикле меди промышленные концентрации ее возникают преимущественно в эндогенных условиях на магматическом этапе в связи с породами основного ряда, и особенно как постмагматические (скарновые и гидротермальные) в связи с комплексами гранитоидов. Особое положение занимают полигенные медно-колчеданные месторождения, а также стратиформные месторождения меди среди песчаников и сланцев с не полностью выясненным генезисом.

2.2. Области применения и экономическая конъюнктура

Медь обладает комплексом замечательных свойств – высокой электропроводностью, химической устойчивостью, пластичностью, способностью образовывать сплавы с различными металлами. Наиболее широко применяются сплавы меди с оловом и алюминием (алюминиевые бронзы). Сплавы используются в электротехнике, средствах связи, транспорте, машиностроении, пищевой и химической отраслях промышленности. По объему производства и потребления медь занимает третье место после железа и алюминия.

Всего в мире производится почти 12 млн т черновой меди. Основными производителями являются Чили, США, Япония, Китай, Россия, дающие вместе более 50 %. Свыше 300 тыс. т в год производят Замбия, Перу, Китай, Польша и Австралия. С середины 90-х годов XX века добыча меди производится в 49 странах. Производство рафинированной меди (включая выплавку вторичной меди) в последние годы превышает 15 млн т. По производству рафинированной меди лидерами являются: США, Чили, Япония, Китай и Россия.

Добычу медьсодержащих руд на территории Республики Казахстан осуществляют ТОО «Корпорация Казахмыс», структуры ТОО «Казцинк», «Актюбинская медная компания», «Майкаинзолото». Все эти предприятия имеют мощности по выпуску меди в медном концентрате. В 2011 г. на долю ТОО «Корпорация Казахмыс» пришлось 85,0 % (301,0 тыс. т) выпущенной в Казахстане меди, а на долю ТОО «Казцинк» - 53,0 тыс. т. Основное количество произ-

водимого медного концентрата используется для выпуска рафинированной меди, часть выпущенного в Казахстане медного концентрата экспортируется. Объемы экспорта медного концентрата колеблются от 100 до 200 тыс. т, поставки осуществляются в последние годы в основном в Китай, Россию и Узбекистан. Мощности по выпуску рафинированной меди в Казахстане имеются на 4-х предприятиях. К ним, прежде всего, относятся дочерние подразделения компании ТОО «Корпорация Казахмыс» - «Жезказганцветмет» и «Балхашцветмет». Небольшое количество рафинированной меди производится АО «Казцинк» на площадке Усть-Каменогорского свинцово-цинкового комбината. Кроме того, мощности по выпуску рафинированной меди из вторичного сырья имеет ТОО «Кастинг» (Алматы), которое в последние годы выпускает около 20 тыс. т меди. На территории Республики Казахстан создаются новые мощности по выпуску рафинированной меди. Корпорация «Казцинк» ведет в настоящее время в Усть-Каменогорске строительство медеплавильных и медеелектролизных мощностей, рассчитанных на выпуск 70 тыс. т в год катодной меди. Медный завод проектируется на переработку ежегодно 285 тыс. т медного сырья, из них собственных медных концентратов - 220 тыс. т, оставшиеся мощности планируется использовать для переработки техногенных продуктов предприятий ТОО «Казцинк». Строительство нового медного завода в Карагандинской области планирует осуществить ТОО «Сарыказна».

Цена рафинированной меди на Лондонской бирже металлов (LME) в зависимости от спроса колеблется и имеет тенденцию к росту в связи с вовлечением в промышленное производство все более бедных руд. Так, в 2011 г. цена менялась в среднем в пределах 8500 ± 1000 \$/т.

Обеспеченность природными запасами уровня потребления составляет около 45 лет.

2.3. Основные промышленные минералы и прочие источники сырья

Главные минералы меди в сульфидных рудах, на долю которых приходится свыше 90 % мировых запасов и добычи меди (содержание Cu, %):

халькопирит CuFeS_2 (34,5);
борнит Cu_5FeS_4 (52-65);
халькозин Cu_2S (79,8).

В медно-никелевых месторождениях в существенных количествах встречается кубанит CuFe_2S_3 (22–45 % Cu), в месторождениях самородной меди - медь самородная (98 -100% Cu).

Главные минералы меди в окисленных рудах (содержание Cu, %): малахит $\text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2$ (57,4), азурит $\text{Cu}_3[\text{CO}_3](\text{OH})_2$ (55,5), хризоколла $\text{CuSiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (36,1), брошантит $\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{Cu}(\text{OH})_2$ (56,2), куприт Cu_2O (88,8).

Другие минералы меди: валлериит $\text{Cu}_3\text{Fe}_4\text{S}_7$, ковеллин CuS , теннантит $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$, тетраэдрит $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$, энаргит Cu_3AsS_4 , люционит Cu_3AsS_4 , фаматинит Cu_3SbS_4 , домейкит Cu_3As , альгобонит Cu_{6-7}As , карролит CuCo_2S_4 , виттихенит Cu_3BiS_3 , эмилектит CuBiS_2 , айкинит CuPbBiS_3 , бурнонит CuPbSbS_3 , станнин $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$, бетехтинит $\text{Pb}_2(\text{Cu,Fe})_{21}\text{S}_{15}$, клапротит $\text{Cu}_6\text{Bi}_4\text{S}_9$, сульванит Cu_3VS_4 , тенорит CuO , розазит Zn -малахит, халькантит $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, антлерит $\text{CuSO}_4 \cdot 2\text{Cu}(\text{OH})_2$, атакамит $\text{CuC}_{12} \cdot 3\text{Cu}(\text{OH})_2$, элит $\text{Cu}_2[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, диоптаз (аширит) $\text{Cu}_6\text{Si}_6\text{O}_{18} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

Руды медных месторождений в большей части комплексные, при этом до 80 % меди извлекается из сульфидных руд. Остальное приходится на карбонаты, оксиды, силикаты и самородную медь.

2.4. Экономические параметры и сведения о качестве сырья

Главные промышленные типы руд - медно-порфировые, медистые песчаники и сланцы, медно-колчеданные.

Медно-порфировые руды штокверковых месторождений имеют прожилково-вкрапленные текстуры, обусловленные развитием тонких прожилков и вкрапленности рудных минералов - пирита, халькопирита, халькозина, борнита, молибденита. Руды комплексные, содержание меди в них колеблется от 0,4 до 1,2 %, среднее - 0,6 - 0,7%. Помимо меди и молибдена из руд извлекают рений, золото, серебро и другие металлы.

Руды месторождений медистых песчаников и сланцев представляют собой соответствующие осадочные породы, в цементе которых присутствуют сульфиды - халькозин, борнит, халькопи-

рит, пирит. Содержание меди колеблется от 1 до 10, среднее - 3,5 %. Попутные промышленные компоненты - свинец, цинк, серебро, рений, в африканских месторождениях - кобальт, уран, серебро, кадмий, германий.

Медно-колчеданные руды массивные, вкрапленные и прожилково-вкрапленные также имеют сульфидный состав. Сплошные массивные руды сложены в основном пиритом с примесью халькопирита, сфалерита; иногда в небольших количествах присутствуют галенит, блеклые руды и другие сульфиды. Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды представлены обычно гидротермально измененными осадочными и вулканогенными породами с вкрапленностью и прожилками тех же сульфидов. Нерудные минералы - кварц, хлорит, серицит, карбонаты. Выделяется несколько типов руд в зависимости от соотношения преобладающих сульфидов - халькопирит-пиритовые, халькопирит-сфалерит-пиритовые и др. Содержание меди – от десятых долей процента до 2–3 %, в среднем около 1,4 %. Попутно из руд извлекают цинк, серу, золото, серебро, кадмий, селен, теллур.

Всего из медных руд различных типов извлекается более 13 компонентов, при этом доля попутной продукции в суммарной стоимости сырья составляет 40-50 %.

На всех типах сульфидных месторождений в приповерхностных условиях формируются сложно построенные зоны окисления, выщелачивания, вторичного сульфидного обогащения, в которых развиты самородная медь, хризokolла, куприт, азурит, малахит, халькозин, ковеллин и др.

По составу медные руды подразделяются на простые и сложные, на сульфидные, окисленные и смешанные. Богатые руды поступают в плавку без обогащения, рядовые и бедные - обогащаются методами флотации. Концентраты содержат 10–20 % меди и плавятся в отражательных печах. В хвостах обогащения содержание меди не превышает 0,2 %, в хвостах медно-порфировых руд это содержание не более 0,05 %. Обогащаемость руд зависит от их минерального состава и текстурно-структурных особенностей.

Таблица 2.1

Запасы меди (тыс. т) на 01.01.2010 г. в основных странах мира

Часть света, страна	Запасы общие	Запасы подтвер-	Доля в мире, % от	Ср. содержание
ЕВРОПА	80002	47028	7	
Польша	36000	22200	3,3	1,69
АЗИЯ	226699	169931	25,4	
Армения	6539	6273	0,9	0,29
Афганистан	8470	6050	0,9	2,09
Индонезия	23880	21915	3,3	1,28
Иран	15100	10150	1,5	1,10
<i>Казахстан</i>	<i>41497</i>	<i>36979</i>	<i>5,5</i>	<i>0,46</i>
Китай	56200	38000	5,7	0,87
Монголия	9340	9250	1,4	0,80
Узбекистан	16958	16238	2,4	0,39
Филиппины	13965	11138	1,7	0,44
АФРИКА	83348	57248	8,6	
Заир	25783	23650	3,5	3,97
Замбия	30703	18000	2,7	2,75
ЮАР	13000	7500	1,1	-
АМЕРИКА	509028	364593	54,6	-
Аргентина	20139	16236	2,4	0,70
Бразилия	18120	16670	2,5	0,90
Канада	33732	21836	3,3	0,74
Мексика	22875	17247	2,6	0,51
Панама	31295	13500	2,0	0,77
Перу	45977	37438	5,6	0,85
США	117559	77516	11,6	0,65
Чили	208866	158440	23,7	1,01
ОКЕАНИЯ И АВСТРАЛИЯ	33509	29490	4,4	-
Австралия	19262	15866	2,4	2,44
Новая Гвинея	10247	9624	1,4	0,54

В настоящее время ресурсы меди выявлены более чем в 90 странах. По данным Геологической службы США они оцениваются 1,6 млрд т. Основу минерально-сырьевой базы медедобывающей промышленности мира составляют месторождения трех геолого-промышленных типов: медно-порфировые; стратиформные в медистых песчаниках и сланцах; медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические. Общие запасы меди в мире - 932,6 млн т, подтвержденные - 668,3 млн т. Основные объемы их сосредоточены в недрах Чили, США, Перу, Китая и Казахстана (табл. 2.1).

По оценке «*Metals Economics Group*» (MEG) затраты на геологоразведочные работы, проведенные горнорудными компаниями на цветные и благородные металлы в мире в 1995–2000 гг., ежегодно составляли 4–5 млрд долларов США. Из них около 18–19 % приходилось на медь, в Чили основными направлениями геологоразведочных работ являлись доизучение и подготовка к освоению ранее не разрабатывавшихся месторождений, а также работы, направленные на прирост запасов действующих рудников.

К уникальным относятся месторождения с запасами меди более 5 млн т, к крупным – 5–1 млн т, средним – 1–0,2 млн т и мелким – менее 0,2 млн т.

2.5. Промышленно-генетическая классификация месторождений

Месторождения меди весьма разнообразны, они принадлежат различным генетическим группам. Среди промышленных месторождений меди выделяют: магматические, карбонатитовые, скарновые, гидротермальные плутоногенные (медно-порфировые), колчеданные, стратиформные (медистые песчаники и сланцы). Эти типы весьма неравноценны по своему экономическому значению. Так, медно-порфировые месторождения содержат от 65 до 70 % мировых подтвержденных запасов меди, медистые песчаники и сланцы – от 15 до 20 %; колчеданные – 5–8 %, сульфидные медно-никелевые – 2–2,5 %, скарновые – 2–4 %, карбонатитовые – 0,5–0,7 %.

Не исключено, что в ближайшем будущем возникнут новые промышленные типы медных месторождений в связи с развитием работ по освоению минеральных богатств океана.

В Казахстане основными геолого-промышленными типами медных месторождений (по добыче) являются месторождения медистых песчаников (58 %), медно-колчеданные (17,1 %), медно-порфировые (8,2 %), скарновые (4,2 %) и др. В общем балансе запасов руды типа медистых песчаников составляют 28 %, медно-порфировые – 42 %.

Выделяются следующие промышленно-генетические типы месторождений медных руд (табл. 2.2).

2.6. Типы промышленных месторождений

О **ликвационно-магматических месторождениях** будет подробно изложено в подразделе «никель». Здесь же можно отметить только то, что казахстанские ликвационные месторождения меди (например, Камкор, Максут, Златогорка) являются более медными, нежели никелевыми. Но и в этом качестве они в настоящее время промышленного интереса не представляют в виду малой величины запасов и низкого качества руд.

Медно-никелевые месторождения известны на Кольском полуострове (Печенга, Аллареченское, Монча), в Красноярском крае (Талнахское, Норильск 1 и др.), Финляндии, Швеции, Канаде (Садбери, Томпсон), США (Стиллаутер) и ЮАР (Бушвельд).

Месторождения самородной меди **Штата Мичиган (США)** приурочены к верхним миндалекаменным частям отдельных лавовых покровов и пластам конгломератов.

Рудная минерализация сформировалась одновременно с периодом деформации или несколько позднее главного ее этапа.

Самородная медь эпигенетична. Она приносилась в лавы и конгломераты уже после того, как те были перекрыты более молодыми породами. Период отложения меди совпадает с одним из периодов деформаций.

Таблица 2.2

Промышленно-генетические модели месторождений меди

Типы месторождений		Примеры месторождений	
генетические типы	минеральные и промышленные группы, модели	зарубежные	казахстанские
1. Медно-никелевый ликвационно-магматический		Норильский р-н, Талнах, Мончегорская гр. (РФ), Садбери, р-н Томпсон и др. (Канада)	Камкор (Успенская зона), Максут (В.Казахстан), Златогорка (Кокшетауский р-н), Караторгай (Улытауская зона)
2. Медно-железотитановый магматический (позднемагматический)		Волковское (Тагильский р-н, Урал), Энжельс (Калифорния, США)	
3. Карбонатитовый		Палабора (ЮАР)	
4. Скарновый		М-я Урала (Турьинская группа) и др. (Россия), Клифтон, Бисби (США) и др.	Саянская группа (С.В. Прибалхашье)
5. Плутоногенно-гидротермальный жильный и жильно-штокверковый		Бьютт (шт. Монтана, США)	Шатыркул, Жайсаң (Кендыктасская зона)
а) порфирировый	диоритовая	Пангуна о.Бугенвиль (Соломоновы о., Папуа-Новая Гвинея), Грасберг (Ириан-Джая), Салават (Урал, РФ)	
б) вулканогенно-гидротермальный медно-цеолитовый	гранодиоритовая	Оюу-Толгой (Монголия), Бингем (США), Алмалыкская гр. (Узбекистан)	Коньрат (С.З. Прибалхашье), Актогай, Айдарлы (Вост. Прибалхашье)
	монцитонитовая	Каджаран, Агарак (Армения), Песчанка (Чукотка, РФ), Чуки-камата (Чили)	М-я Куйган-Майбулакского р-на (дельта р. Иле)
	гранитовая	Кляймакс и Гендерсон (США), Сорское (Россия)	
		М-я п-ва Кыюинюу (Верхнее оз., США), Олимпик Дам (Австралия)	Айская группа (В.Казахстан), Шолак-Тузу-Актас (Алматинская обл.)

Продолжение табл. 2.2

Типы месторождений	Примеры месторождений	Типы месторождений	Примеры месторождений
в) колчеданный	Уральский тип	Худесское, Урупское (С. Кавказ); Гай , Блява, Подольское, Учалы, Сибай, Узельгинское, Дегтярское, Калатинское, Карабаш, Шемурское (Ю.Урал); Золотушинское (Рудн. Алтай, Россия); Рио-Тинто (Испания)	Лиманное (Мугалжар) М-ия Рудного Алтая: Березовское, Иртышское, Орловское, Николаевское, Шемонаихинское, Артемьевское
	М-ия типа Куроко	Шаканаи, Учипотаи (Япония)	Лениногорское, Зыряновское р.поля и др. (Рудный Алтай)
	Стратиформный тип (Филизчайский, Кызылдеринский, Атасуский и т.д.).	М-ия Филизчай и Кызылдере (В.Кавказ)	М-ия Атасуского р-на
	Сульфидные руды океана	Красное море, Восточно-Тихоокеанское поднятие, Срединно-Атлантический хр. и др.	
6. Стратиформные месторождения медистых песчаников и сланцев		Рудия, Любин, Полковице, Сероповице, Боле-славце (Польша, Предсудетье); Мансфельдская группа м-ий (Зангерсхаузен, Германия), Удокан (РФ); м-я Медного пояса Катагни и Замбии (Нчанга и др.), Айнак (Афганистан)	Жезказган, Жаман-Айбат, Итауз и др.; м-я Шу-Сарысуской и Тенизской впадин
7. Глубоководные железомарганцевые конкреции		Многие глубоководные впадины Мирового океана, главным образом Тихого	

Скарновая модель

Скарновыми называются месторождения довольно сложного происхождения и строения, которые пространственно всегда связаны с так называемыми скарнами или скарнированными породами, которые образуются в результате метасоматического взаимодействия силикатных и карбонатных пород в контактовой зоне интрузивных гранитоидов повышенной основности (гранодиоритов,

кварцевых диоритов, адамеллитов, тоналитов, граносиенитов и т.п.). При этом сами скарны, в большинстве случаев, представлены известковой разновидностью, т.е. они сложены, главным образом, гранатами, пироксенами, гидросиликатными минералами и т.д., на которые наложено более позднее гидротермальное оруденение высоко-, среднетемпературного характера, включающего в себя и медные руды. *Медные минералы* представлены халькопиритом и борнитом, а также другими, такими как, блеклые руды, ковеллин, халькозин и многие другие. Кроме медных сульфидов могут быть сульфиды свинца, цинка, кобальта, молибдена и др. Очень часто в рудах присутствует гематит, может быть шеелит, минералы бора (датолит, дамбурит, аксинит и т.д.), бывает примесь золота, серебра. *Рудовмещающими породами*, чаще всего, служат скарны, как эндо-, так и экзоскарны, околоскарновые тремолит-актинолитовые, эпидитовые, альбитовые, хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые и т.д. *Форма рудных тел* может быть различна, могут быть пластообразные и линзообразные тела, жильные и жилообразные, тела сложной морфологии и зоны прожилково-вкрапленного оруденения, приуроченные к трещинным и брекчиевым зонам. *Полезные компоненты* представлены медью, а также железом, молибденом, кобальтом, свинцом и цинком, висмутом, золотом, серебром, бором и др. Содержание меди обычно измеряется первыми процентами, достигая иногда 5-6 %, но чаще меньше. Руды, почти всегда, являются комплексными. В большинстве случаев месторождения мелкого и среднего масштаба.

Пожалуй, одним из крупнейших является месторождения Саянской группы в Казахстане (С.Прибалхашье). В целом, в мировой экономике, скарновые месторождения не играют особо важной роли, но встречаются они, все же, довольно часто.

Обобщенная модель скарнового рудообразования. Здесь будет идти речь о медно-скарновых месторождениях, хотя в принципе, формирование медно-скарновых месторождений является, более-менее идентичным для многих месторождений. *Основным источником* полезных компонентов и прежде всего железа и кобальта является интрузивный массив. *Транспортирующим агентом* являются гидротермальные и газовые постмагматические растворы, выделяющиеся непосредственно из самой интрузии.

Общая последовательность формирования месторождения выглядит следующим образом. В какие-то вмещающие породы осадочного, эффузивно-осадочного, туфогенно-осадочного и т.п. состава внедряется интрузивный расплав умеренно-кислого состава, который производит метаморфическое преобразование вмещающих пород, прежде всего ороговикование с превращением алюмосиликатных и силикатных пород в различные роговики, карбонатных пород - в мраморы, а пород промежуточного состава, типа мергелей, глинистых известняков и т.д. - в скарноиды. После застывания интрузий начинается проработка ее эндо- и экзоконтактовых зон постмагматическими растворами, сперва газовыми, а затем и водными. Вначале в высокотемпературных условиях происходит биметасоматическое замещение соседствующих контактирующих между собой силикатных и карбонатных пород минералами, так называемых, сухих скарнов (гранаты андратит-гроссулярового ряда, пироксены диопсид-салит-геденбергитового ряда, волластонит, эпидот, актинолит, скаполит, альбит, калишпаты и т.д.). Формируются скарновые и апоскарновые породы, которые (в особенности скарновые) отличаются повышенной хрупкостью, а, следовательно, трещиноватостью, благодаря чему являются благоприятной средой для последующего воздействия гидротермальными растворами. Именно в гидротермальный этап формируется большая часть медных и, вообще, рудных сульфидов. Такие минералы, как магнетит, висмутин, касситерит, шеелит, датолит, дамбурит, полевые шпаты и т.д. могут формироваться и в пневматолитовый, собственно, скарновый этап. По мнению многих исследователей, для некоторых районов рудная специализация гранитоидных интрузий объясняется предварительной ассимиляцией этими интрузиями более древних вмещающих пород, откуда может заимствоваться железо, медь, кобальт, молибден, золото и т.п. В некоторых случаях рудные тела могут иметь не метасоматическое, а метаморфическое происхождения. В этом случае оруденение будет носить не гидротермально-пневматолитовый, а метаморфогенно-скарноидный характер.

Таким образом, для скарновых месторождений, *источником полезных компонентов* являются интрузивные породы, *транспортными агентами* являются постмагматические растворы га-

зовые и гидротермальные. *Областью накопления* будущего месторождения являются тектонически более или менее нарушенные эндо- и экзоконтактные породы, в число которых входят скарны, околоскарновые и апоскарновые породы, а нередко малоизмененные карбонатные породы (известняки, известковистые сланцы, мергели и т.д.). *Энергетическим источником* рудообразующего процесса является гранитоидная интрузия.

Плутоно-гидротермально-жильная и жильно-штокверковая модель

Собственно меднорудных жильных месторождений более или менее простого состава не много. Гораздо больше комплексных месторождений, в которых *главными полезными компонентами*, кроме меди, являются, обычно, еще и молибден, кобальт и, особенно, свинец и цинк, а также серебро, золото, иногда уран и другие элементы. По связи с интрузивными магматическими породами можно сказать, что большинство существенно медных месторождений связано с гранитоидными интрузиями, последние очень часто являются и *рудовмещающими породами*. Что касается комплексных месторождений, то состав вмещающих пород может быть разнообразным и сложным. И если говорить с точки зрения статистики, то месторождений с преобладанием полиметаллической и свинцово-цинковой минерализацией, явно больше, чем медных месторождений. В любом случае состав жильных минералов также является сложным. Здесь нет, как для многих других, например, вольфрамовых и молибденовых месторождений, резкого подавляющего преобладания кварца над другими минералами. В состав жильной массы обычно входят кварц, карбонаты (кальцит, доломит, родохрозит), полевые шпаты, как калиевые, так и кальциево-натровые, серицит, хлориты, а также в меньших количествах амфиболы, эпидот, флюорит, барит и др.

Можно выделить две разновидности месторождений: собственно-медные, комплексные полиметаллические.

Собственно-медные месторождения. Вмещающие породы представлены гранитами, гранодиоритами и т.п. О составе жил было сказано выше. Рудные минералы представлены: в большинстве случаев халькопиритом, а также борнитом, блеклыми рудами,

халькозином, ковеллином, энергитом, люцонитом и многими другими. Но на крупнейшем жильном месторождении Бьютт (штат Монтана, США) самым главным минералом является энергит, а одним из важнейших рудных минералов является родохрозит. Тогда как в других месторождениях и энергит, и родохрозит являются второстепенными минералами. Для жильных месторождений характерно высокое содержание полезных компонентов, в пределах от 1 до 10 процентов, преобладающие величины 5–8 %. В настоящее время, чаще всего встречается содержание 3–5 %.

Источником полезных компонентов, и прежде всего, меди является гранитоидная интрузия. *Главными полезными компонентами*, кроме меди, являются молибден, остальные резко уступают им. Текстуры руд массивные, брекчиевые, крустификационные, гнездовые, пятнистые, реже гнездово-вкрапленные и прожилково-вкрапленные. *Транспортирующими агентами* всегда являются гидротермальные растворы ортомагматического плутоногенного происхождения. Интрузия же и является *источником энергии*. Рудовмещающими структурами или полостями являются, чаще всего, сколовые образования и сопровождающие их трещины оперения, а также зоны брекчирования. Оруденение в зальбандовых зонах, прилегающих к жилам, характерно вкрапленное и прожилково-вкрапленное. Жильные тела сопровождаются зонами околорудного и гидротермального изменения в виде окварцевания, серицитизации, хлоритизации, а также калишпатизации, альбитизации, амфиболитизации, иногда грейзенизации, турманилизации, баритизации и т.д. Размеры месторождений обычно небольшие и средние по запасам, резко выделяется вышеупомянутое рудное поле Бьютт с запасами свыше 12 млн т меди. Обычно порядок запасов измеряется десятками, максимум – сотнями тысяч тонн.

Комплексные месторождения носят полиметаллический характер, в которых главными полезными компонентами являются свинец и цинк, а также серебро.

Вмещающими породами могут быть здесь, практически, какие угодно, но *источником* рудоносных растворов являются гранитоидные интрузии и пространственно месторождения всегда тяготеют к ним. Медь в таких месторождениях является одним из *главных полезных компонентов*, а нередко и второстепенным. Поэтому

более подробная характеристика таких месторождения будет дана в разделе свинцово-цинковых месторождений.

Медные месторождения района Бьютт открыты в 1882 г. К 1964 г. было добыто около 327 млн т руды, из которой извлечено 7,4 млн т меди, 2 млн т цинка, 1,7 млн т марганца, 370 тыс. т свинца, 18 тыс. т серебра, 70 т золота и ряд других металлов.

Согласно И. Мейеру и др. (1972), месторождения размещаются в пределах тектонического блока клиновидной формы, ограниченного с севера и юга крупными разломами и сложенного интенсивно деформированными палеозойскими и мезозойскими образованиями [75]. В центральной части этого тектонического блока обнажается многофазный верхнемеловой батолит Боулдер, сложенный преимущественно кварцевыми монцонитами. Эти породы и связанные с ними постепенными переходами аплиты и пегматиты пересекаются сложными дайкообразными телами порфиров мощностью 3–15 м. Наиболее поздними являются риолитовые дайки, которые смещают и брекчируют рудные жилы. Рудные месторождения локализуются как в кварцевых монцонитах, так и на их контакте с вмещающими породами.

В центральной части рудного поля выявлена минеральная ассоциация ранней стадии минерализации, представленная кварц-молибденитовыми прожилками с халькопиритом, развитие которых сопровождается серицит-биотит-калишпатовым изменением вмещающих пород. Мощность прожилков не превышает 2 см. В некоторых прожилках, помимо упомянутых минералов, отмечаются ангидрит, карбонаты Fe, Mg, Ca, флюорит, магнетит, гематит, калиевый полевой шпат и мусковит.

Наиболее крупными меднорудными жилами месторождения, возникшими одними из первых, являются жилы близширотного простирания, получившие название Анаконда (*рис. 2.1*). В восточном направлении они дугообразно изгибаются от северо-восточного (60–70°) простирания до широтного, в северной части рудного поля круто падают к северу, а на более глубоких горизонтах меняют падение на южное.

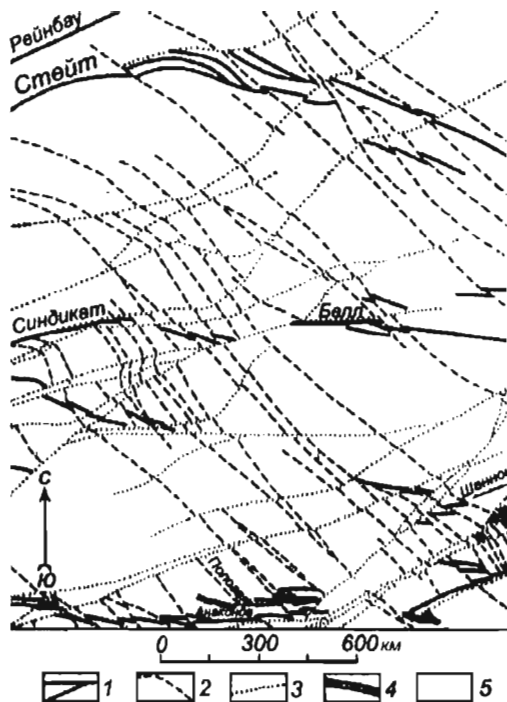


Рис. 2.1. Геологический план центральной части рудного поля Бьютт на горизонте 1800 футов рудника Хай-Ор (по Мейеру, Ши и др.): 1 - жилы системы Анаконда; 2 - «синие» жилы; 3 - разрывные нарушения; 4 - кварцевые порфиры; 5 - кварцевые монцониты Бьютт

Несколько восточнее участка дугообразного перегиба в центре рудного поля главные жилы системы Анаконда выклиниваются, появляясь снова лишь на 1 км восточнее. Жилы системы Анаконда разбиты нарушениями северо-западного простирания на ряд кулисообразно расположенных отрезков, от которых в юго-восточном направлении отходят многочисленные сближенные и богатые по содержанию меди ответвления (апофизы), создающие специфическую структуру «конского хвоста».

Жилы системы Анаконда пересечены «синими» жилами северо-западного простирания с левым горизонтальным смещением

до 70 м. На глубоких горизонтах наблюдается тенденция к слиянию жил обеих систем.

Жильные руды на месторождении Бьютт в основном, добывают из жил системы Анаконда, отличающихся выдержанностью оруденения. По простиранию жилы прослежены на расстояние до 9 км, а по падению до 1,5 км. Средняя мощность их 7–10 м, но встречаются раздувы мощностью 30–35 м и более, приуроченные к зоне дугообразного изгиба жил. В некоторых таких раздувах на верхних горизонтах были выявлены богатейшие скопления (бонанцы) халькопиритовых руд или огромные родохрозитовые тела.

Рудные столбы в «синих» жилах не отличаются такой мощностью и выдержанностью, как в жилах системы Анаконда. Параметры их колеблются в очень широких пределах, в частности мощность от 1,5 до 7 м. Отдельные рудные столбы протягиваются на 300–800 м, распространяясь по вертикали на 200–600 м.

Вблизи дневной поверхности рудные столбы в «синих» жилах редко имеют промышленное значение. Медное оруденение в этих жилах достигает верхних горизонтов лишь в области сплошной серицитизации в центральной зоне. В целом «синие» жилы месторождения Бьютт играют существенную роль в балансе высоко-сортных медных руд.

В пределах рудного поля развита серия сбросовых нарушений. К наиболее ранним из них, к системе разломов Стюард, приурочена поздняя медная минерализация, локализующаяся в верхних горизонтах. Более поздние сбросы северо-восточного и меридионального простирания, отдельные из которых характеризуются перемещением с амплитудой до 500 м, являются послерудными. На месторождении Бьютт отчетливо проявлена зональность оруденения. Еще на ранней стадии его изучения были намечены три трубоконцентрические зоны: а) периферическая; б) промежуточная; в) центральная.

В периферической зоне наибольшее значение имеют родохрозит, сфалерит, акантит, стефанит и другие минералы серебра. В промежуточной зоне концентрируются халькопирит, энаргит, гипогенный халькозин и частично борнит. Здесь наблюдаются две ассоциации: халькозин-дигенит-ковеллин-пиритовая и пирит-халькопиритовая. В центральной зоне развиты кварц-

молибденитовые прожилки. Околорудные изменения выражены в серицитизации вмещающих пород и их аргиллизации. Максимальные площади распространения серицитизации развиты на глубине около 1000 м и уменьшаются как по восстанию, так и по падению.

Согласно Мейеру и др. (1972), после формирования рудных тел дважды внедрялись риолиты [75]. Первыми сформировались дайки близширотного простирания с почти вертикальным падением. Самая крупная из них пересекает все рудное поле с востока на запад. Во многих пунктах эта дайка (ее возраст 48 млн лет) наследует ранее существовавшие разрывы системы Анаконда и послерудные сбросы, развитые в западной части рудного поля. Широтные дайки пересекаются меридиональными, которые менее интенсивно метаморфизованы. Их возраст 40 млн лет.

На месторождении широко проявлена зона гипергенеза. Средняя глубина ее 100 м, а вдоль крупных разломов она опускается до 300–500 м. Общее число гипергенных минералов достигает 50. Из минералов зоны цементации преимущественно развит халькозин, а на границе с зоной окисления также ковеллин. Вторичные медные минералы представлены карбонатами, фосфатами и арсенитами меди, ассоциирующими с лимонитом. На выходах жил, сложенных карбонатами марганца, обычно возникают псиломелан и пиролюзит, в массе которых отмечаются самородное серебро с самородным золотом и кераргиритом.

Температурный интервал минералообразования 200–350°C. Предполагается, что гидротермальные растворы были существенно восходящими. Более заметная горизонтальная миграция растворов, возможно, происходила по крупным жилам в западной части рудного поля. Судя по парагенезису минералов, растворы были нейтральными.

По мнению Сейлса [75], оруденение связано с кристаллизацией глубинных частей батолита, а локализация порфировых даек и рудных тел определяется гранитным выступом, существовавшим уже в процессе кристаллизации магмы. Определения абсолютного возраста неизменных и измененных пород и гидротермальных образований свидетельствуют о том, что гидротермальное изменение риолитов произошло спустя 30 млн лет после консолидации батолита и более чем через 10 млн лет после формирования глав-

ных рудных жил. Само же оруденение сформировалось спустя 20 млн лет после становления вмещающих интрузивных пород.

Порфировая модель

Первоначально в середине XX века к порфировым относились только медные, медно-молибденовые, молибденовые месторождения. Позднее понятие порфировое месторождение сильно расширилось. Сюда стали относить и свинцово-цинковые, оловянные, золоторудные, урановые и др. месторождения. Термин, в какой-то мере, потерял свою определенность. Но, во всяком случае, медно-порфировые месторождения представляют четко выраженную характерную группу.

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-порфировых и медно-молибден-порфировых месторождений выглядит следующим образом. Рудное тело в плане имеет форму изометричного штокверка. В вертикальном разрезе вытянуто в виде веретена или груши с расширением сверху. Геометрическим центром рудного поля обычно является небольшой шток интрузивных или гипабиссальных гранитоидных пород нередко с порфиroidной или порфировой структурой, что является причиной появления термина *porphyry copper*, который надо понимать как медное оруденение в порфировых породах. Этот шток, который можно называть центральным порфировым 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 плащеобразная, укуты-
вающая в виде капюшона этот порфиновый шток зона трещинова-
тых пород, которая и является в дальнейшем *рудовмещающей*
структурой. Порода экзоконтакта, которая в большинстве случаев
и является главной рудовмещающей средой, чаще всего парагене-
тически связана с магматизмом. Это различные эффузивные поро-
ды, туфы, туфоконгломераты, туфопесчанники, туффиты, с пере-
ходом в терригенно-осадочные образования. Могут встречаться и
карбонатные породы в виде включений и блоков, последние все-
таки являются исключением. Нередко непосредственно выше пор-
фирового штока располагается жерловая часть вулкана с сопро-
ждающими ее брекчиевыми структурами. Нередко получается так,
что порфиновый шток является вулканической пробкой, закупори-
вающей эту жерловую полость. Несмотря на столь явную связь с
вулканизмом центрального типа, большинство современных иссле-
дователей безоговорочно считают медно-порфировые системы
плутоногенными образованиями, связанными с интрузивным про-
цессом. Хотя, еще сравнительно недавно, очень многие медно-
порфировые месторождения, в частности, такие известные Эль-
Тениенте или Браден в Чили, Конырат в Казахстане, многие безо-
говорочно относили к вулканогенным образованиям. Не исключе-
но, что со временем, возможно, появятся новые факты, которые
могут заставить исследователей изменить свое мнение о генезисе
порфировых месторождений в сторону расширения влияния вулка-
ногенного фактора в их образовании.

Порфиновый шток, обычно, является центром зональной сис-
темы распространения околорудных 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. Следую-
щая зона представлена аргиллизитами с кварцем, каолинитом, алу-
нитом и пиритом. И самая наружная часть, самая обширная, пред-
ставлена пропилитами с кварцем, эпидотом, хлоритом, карбоната-
ми и альбитом. Точно такое же зональное распределение характер-
но в идеале и для рудной минерализации. В центральной ее части
располагается безрудная зона, далее развито вкрапленное орудене-

ние, 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 порфировых месторождений в настоящее время признается, пожалуй, всеми исследователями, которые изучают порфировые месторождения.

О содержании полезных компонентов в рудах и масштабах оруденения. Медно-порфировые и молибден-порфировые месторождения отличаются довольно низкими концентрациями, низкими

содержаниями полезных компонентов, но зато, зачастую огромными, гигантскими масштабами. Запасы многих наиболее крупных месторождений исчисляются десятками миллионов т меди, вплоть до 90 млн т, миллионами т молибдена, но все это при низких содержаниях. Содержание меди обычно колеблется для вполне промышленных рентабельных месторождений в пределах от 0,5 до 0,8 %, очень часто идет разработка месторождений не ниже 0,3 %. Нижняя граница содержания молибдена обычно даже и не устанавливается, но в лучших месторождениях она исчисляется десятками долями процента, чаще сотыми долями, а в большинстве медных месторождений даже тысячными долями процента. В связи с низкими содержаниями при крупных масштабах месторождения в начальные периоды освоения медно-порфировых объектов первичные руды считались непромышленными, а разработка велась только по зоне вторичного сульфидного обогащения, где главными рудными минералами были халькозин, борнит и ковеллин, почему она нередко назвалась зоной халькозиновых руд. Но на многих классических месторождениях, разработка которых ведется давно, эта зона давно выработана, ну а сами первичные руды в десятки доли процента меди считаются вполне промышленно пригодными и рентабельными для разработки. Большинство крупнейших порфировых месторождений приурочено к молодым альпийским и мезозойским тектоническим поясам земного шара, особенно к странам восточного побережья Тихого океана.

Существует несколько разновидностей или частных *общих моделей формирования порфировых месторождений*. Некоторые исследователи выделяют четыре модели: диоритовая, гранодиоритовая, монцонитовая, гранититовая.

Диоритовая модель — здесь состав центрального порфирового штока представлен чаще всего кварцевыми диорит-порфиритами. Рудная минерализация характеризуется очень малым количеством, почти полным отсутствием молибдена, преобладает медь, при очень высоком содержании золота. В сущности, такие месторождения являются медно-золоторудными или золото-медными. Эталонами месторождений является Пангуно (о. Бугенвиль, Папуа-Новая Гвинея), Салават на Урале (Россия).

Гранодиоритовая модель является одной из самых распространенных. Центральный шток сложен гранодиорит-порфирами или порфировидными гранодиоритами. *Рудная минерализация* носит комплексный характер. *Главным компонентом* является медь, молибден, в какой-то мере, второстепенным, золото присутствует. Примерами является большое количество месторождений, в частности, Конырат (Ц. Казахстан).

Монцонитовая модель – центральный шток представлен монцонитовыми порфирами или латит-порфирами. Раньше латиты назывались порфировые аналоги монцонитов, этот термин не так распространен сейчас. *Рудная минерализация* состоит из молибдена, хотя абсолютное количество его уступает меди. Эталонными месторождениями обычно являются месторождения Армении.

Гранитовая модель встречается редко. Центральный шток сложен гранит-порфирами или риолитами, наиболее кислыми разновидностями пород или порфировыми аналогами лейкократовых гранитов. Оруденение носит резко выраженный молибденовый характер, медь присутствует в малых количествах. На самом знаменитом месторождении Клаймакс и Гендерсон (США) в некоторых работах о месторождениях этого типа о меди вообще не упоминается. В некоторых учебниках к этому типу относится и российское месторождение Сорское (Россия). Хотя на Сорском месторождении медная минерализация не уступает молибденовой. По-видимому, следует учитывать фактор нечеткости границ между этими четырьмя моделями, и имеются много исключений из правил.

Если выделяются три модели, то в этом случае гранодиоритовая и монцонитовая модели, как будто бы, объединяются воедино. Нам представляется более правильным выделять четыре модели.

Месторождение Чукикамата находится в Чили. С 1915 г. добыто 10 млн т меди, оставшиеся запасы меди оцениваются в 25 млн т при содержании 1,25 %, а молибдена 120 тыс. т при содержании 0,006 % (В. Перваго, 1983). Месторождение приурочено к олигоценовому интрузиву монцонит-порфиров (возраст 28 млн лет). На востоке он прорывает юрские гранодиориты (150 млн лет), а на западе по разлому граничит с палеогеновыми гранодиоритами

(30-60 млн лет). Рудное тело представлено штокверком, протягивающимся с севера на юг на 3 км при ширине 0,8 км. Он образован густой сетью минерализованных прожилков и ветвящихся жил (рис. 2.2) Главные минералы первичных руд - пирит, энаргит и халькопирит, второстепенные - борнит, сфалерит, галенит и молибденит. Вмещающие породы интенсивно изменены гидротермальными процессами: преимущественно серицитизированы, отчасти окварцованы и хлоритизированы [11].

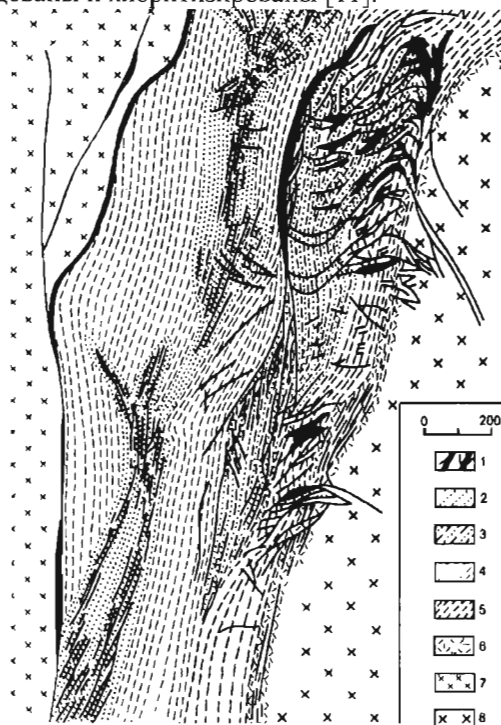


Рис. 2.2. Схема геологического строения медно-порфирового месторождения Чукикамата (по В. Лопецу и В. Перри): 1 - рудные жилы и прожилки (штокверковая зона); 2-6 - измененные палеогеновые монзонитовые порфиры: 2 - окварцованные, 3 - серицитизированные и слабоокварцованные, 4 - интенсивно серицитизированные, 5 - альбитизированные и серицитизированные, 6 - хлоритизированные и альбитизированные; 7, 8 - гранодиориты: 7 - палеогеновые (Форчуна), 8 - юрские (Елена).

Намечается горизонтальная зональность по отношению к указанному разлому. Она выражена тремя зонами: Западной с медно-молибденовыми рудами, сложенными халькозином, энаргитом и молибденитом, а на более глубоких горизонтах - халькопиритом; Центральной - с медными (халькопирит-халькозиновыми) рудами; Восточной - с полиметаллическими рудами, образованными халькопиритом, борнитом, галенитом и сфалеритом. Первичные руды подвержены мощным гипергенным изменениям, сформировавшим зону окисления руд (Cu 1,3 %) до глубины 200 м и зону вторичного сульфидного обогащения (Cu 1,5–2) до глубины 700 м, ниже которой начинаются первичные руды (Cu 1,3–1,9).

Месторождение Кананеа - крупное месторождение медных руд медно-порфирового типа в Мексике. Разрабатывается с 1899 г. Запасы промышленных руд значительно возросли за счёт выявления новых участков в 1971 г. Оруденение приурочено к мелким интрузивам кварцевых гранит-порфиров палеоценового возраста.

Протяжённость минерализованной зоны 9,6 км, шириной 4 км. Вертикальный размах оруденения измеряется сотнями м. Разведано 15 рудных тел трубчатой формы. Характерны зоны окисления и вторичного обогащения. Главные минералы первичных сульфидных руд: халькопирит, борнит, пирит, молибденит; второстепенные – сфалерит и галенит. В зоне окисления до глубины 70 м преобладает ковеллин, в зоне вторичного обогащения - халькозин. Основное промышленное значение имеют первичные руды.

Общие запасы руды в пределах горных отводов (1981 г.) 1,5 млрд т, достоверные - 800 млн т (6 млн т меди при среднем содержании 0,7 % и бортовом - 0,4 %).

Месторождение Бингхем-Каньон в США занимает первое место в мире по количеству добываемых металлов. Здесь добывают ежегодно около 272 тыс. т меди, 500 тыс. унций (15,5 т) золота, 4 млн унций (124,4 т) серебра и 30 млн фунтов (13,6 тыс. т) молибдена, а также получают в качестве побочного продукта переработки руды 9 млн т серной кислоты.

Месторождение находится в штате Юта, в 35 км к юго-западу от г. Солт-Лейк-Сити. Оно открыто еще в XIX веке, история отработки месторождения Бингхем-Каньон насчитывает уже более ста лет. За это время (по 2008 г. включительно) из его руд извлечено

около 700 т золота, почти 5500 т серебра, около 1393 тыс. т молибдена и более 17 млн т меди. Добыча ведется открытым способом, и карьер месторождения представляет собой гигантское отверстие в земной коре глубиной 1,2 км и шириной 4 км, занимающее на поверхности площадь в 7,7 км², которое с каждым годом увеличивается в размерах.

Бингхем-Каньон – типичное месторождение меднопорфирового типа, пространственно связанное с комплексом интрузий, сформированным в олигоцене, 39–36 млн лет назад. Рудное тело месторождения приурочено к столбообразному штоку кварцевых монцитит-порфиров поперечником 1800 х 2700 м, круто наклоненному к северу. Вмещающими его породами являются кварциты и известняки позднекаменноугольного возраста, смятые в складки с углами падения на крыльях 20–30° и пересеченные разломами северо-восточного и северо-западного простирания. В осадочных породах развиты зоны калишпатизации и кварц-серицитового метасоматоза.

Рудное тело в горизонтальном срезе имеет размеры 1200–1500 х 1800–2100 м (рис. 2.3). По вертикали оно вскрыто скважинами до глубины более 2 км. По форме рудное тело близко к толсто-стенному конусу вершиной вверх, в нижней части которого находится безрудное ядро. На глубине более 2 км рудное тело расщепляется на серию быстро выклинивающихся апофиз [126].

До глубины примерно 800 м руды прожилковые; прожилки кварцевые с подчиненной вкрапленностью сульфидов. С глубиной количество прожилков сокращается, и с 800–1200 м руды становятся вкрапленными.

Первичные руды кварцево-сульфидные. Среди рудных минералов преобладают: пирит, борнит, халькопирит, пирротин, присутствуют также галенит, сфалерит, золото, арсентит, молибденит, а также очень редкие минералы палладия (из руд ежегодно попутно извлекают до 100–150 кг палладия). В молибдените содержится изоморфная примесь рения (до 360 г на тонну молибденита).

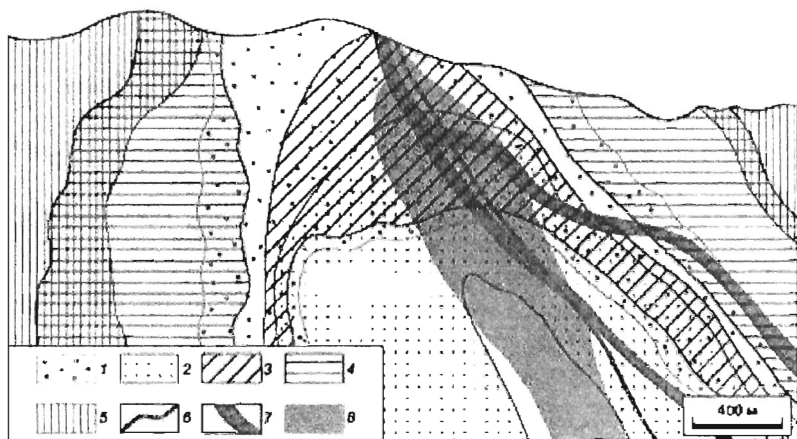
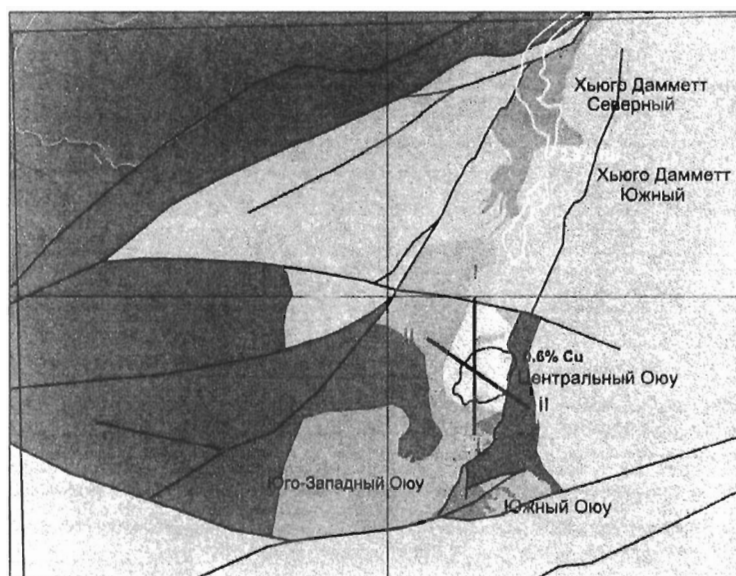


Рис. 2.3. Схема зональности минерализации месторождения Бингхем-Каньон (по Н.В.Дудкину, 2008): 1 — зона вкрапленной медной минерализации; 2 — зона развития молибденита; 3 — зона максимальных содержаний борнита; 4 — оросол пиритизации; 5 — зона свинцово-цинковой минерализации; 6 — кварцевые латиты; 7 — латиты; 8 — кварцевые монцонит-порфиры

Рудное поле **Оюу Толгой** занимает площадь 3,0 км x 1,5 км, вытянутую в северо-северо-западном направлении (рис. 2.4). Месторождения Южный и Юго-Западный Оюу характеризуются штоковерками с минерализацией кварца с халькопиритом, борнитом и золотом, ассоциирующими преимущественно с авгитовыми базальтами и их вулканокластическими породами, которые изменены с развитием раннего калишпат-биотит-магнетитового (potassic) парагенезиса. На месторождении Хюго Дамметт сульфидные минералы представлены главным образом борнитом и халькопиритом и незначительно гипогенным халькозином, ковеллином, энаргитом, ассоциирующими с минералами интенсивной аргиллизации [134].



Ранний карбон

- Гранодиорит 348 млн лет
- Трахитбазальты-трахитандезиты, песчаники, уголь, глинистые породы

Поздний девон

- Базальты, вулканиты
- Карбонатизированные глинистые породы
- Флюидизированные, пылевые туфы дацитов
- Ангитовые базальты
- Вулканиты базальтов

Интрузивы позднего девона

- Базальтовые гранодиориты 367 млн лет
- Кварцевые монациториты, кристаллы
- Кварцевые монациториты Центрального Оюу 371 млн лет
- Кварцевые монациториты Южного Оюу 372 млн лет

Вторичное изменение Центрального Оюу

Интенсивная аргиллизация, серпичит-иллит-хлоритовое изменение

Разрыв через Центральный Оюу

Рис. 2.4. Схема геологического строения района рудного поля Оюу Толгой (по Г. Жаргалжав, 2009)

Площадь месторождения Центральный Оюу имеет в плане овально-округлую форму диаметром 600 м и представляет собою штокверк, форма которого в вертикальном разрезе конусовидная (рис. 2.5). Глубина распространения оруденения около 800 м.

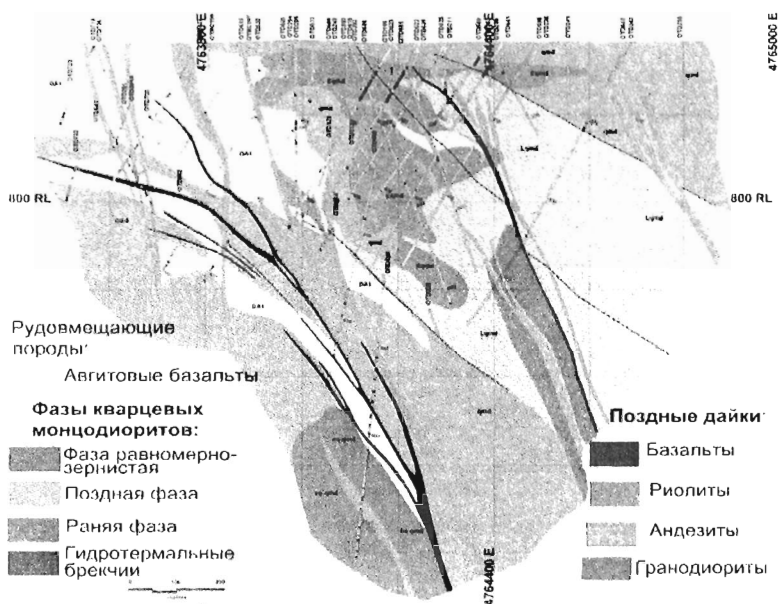


Рис. 2.5. Разрез месторождения Центральный Оюу по линии I-I с границей рудного тела (по Г. Жаргалжав, 2009)

Рудовмещающие породы на месторождении представлены кварцевыми монцодиоритами, порфировыми авгитовыми базальтами, превращенными участками в гидротермальные брекчии. Преобладают кварцевые монцодиориты порфировой, порфировидной и равномерно-гипидиоморфнозернистой структуры. На основе взаимного расположения, характера оруденения и петрохимических особенностей среди измененных кварцевых монцодиоритов выделены 5 фаз: 1 - ранняя фаза оруденелых кварцевых монцодиоритов; 2 - поздняя фаза слабо оруденелых кварцевых монцодиоритов; 3 - фаза кварцевых монцодиоритов с повышенным содержанием золота; 4 - фаза слабоизмененных равномернозернистых кварцевых монцодиоритов; 5 - фаза гидротермальных брекчий.

Из дайкового комплекса авгитовые порфиоровые базальты являются одной из главных рудовмещающих пород, и они так же, как кварцевые монцодиориты ранней фазы сильно изменены. Некоторые дайки содержат обломки ранних брекчий и массивных сульфидов. Вкрапленники сульфидов рассеяны в цементе этих брекчированных даек.

Рудовмещающие породы на месторождении Центральный Оюу по петрохимическим особенностям относятся к высококалиевым, известково-щелочным породам, которые образовались в условиях субдукции океанической островной дуги, как и другие рудовмещающие комплексы рудного поля Оюу Толгой и комплексы пород Гурвансайханского террейна.

В золото-медных рудах на месторождении Центральный Оюу основными медными сульфидами и сульфосолями являются ковеллин, халькозин, халькопирит, борнит, энаргит, теннантит и в небольшом количестве встречается колусит. Из других сульфидов распространены: пирит, молибденит, галенит, сфалерит и магнетит. Золото встречается повсеместно. Медные минералы в зоне окисления представлены брошантитом, азуриком и неотацитом, присутствуют гематит, лимонит и ярозит. Эти минералы изучены и описаны в [134].

На месторождении снизу вверх наблюдается следующая вторичная зональность оруденения: гипогенная зона (зона первичных сульфидов), зона вторичного сульфидного обогащения и зона окисления и выщелачивания. Гипогенная зона, состоящая из золото-халькопиритового оруденения, преимущественно имеет распространение на южных и западных участках месторождения в пределах базальтов или в контактовых зонах кварцевых монцодиоритов с базальтами. Неравномерно распространен молибденит, здесь также встречаются в небольшом количестве сфалерит, галенит и теннантит. Содержание золота местами достигает 2 г/т. Под микроскопом мельчайшие включения золота встречаются в халькопирите и пирите, незначительно в борните, которые распространены в кварцевых монцодиоритах и оруденелых авгитовых базальтах; размеры зерен золота колеблются в пределах 1–20 мкм. Редко встречается гессит (Ag_2Te). Зона вторичного сульфидного обогащения перекрывает сверху

зону первичных сульфидов, мощность её достигает 400–450 м. Она делится на подзоны ковеллина и халькозина.

Зона окисления и выщелачивания площадью 400 x 300 м и мощностью 25–50 м находится в верхней части месторождения. Здесь преобладают гётит, ярозит, при этом ярозит преобладает в зоне интенсивной аргиллизации, а гётит обычно присутствует в кварц-серицит-иллитовой зоне. Так же в зоне окисления широко распространён неотоцит. Гипергенные алунит и каолинит также обычны в зоне окисления и выщелачивания.

В зоне окисления и выщелачивания содержание меди составляет >0,1 %, золота 0,05–2,6 ppm, мышьяка 200–1700 ppm, молибдена >100 ppm и ванадия >100 ppm. Среди сульфидов преобладает пирит, но в незначительном количестве встречаются халькозин, ковеллин, халькопирит, борнит и молибденит.

Колчеданная модель

Колчеданные месторождения являются важными как медно-рудные объекты. Они дают довольно значительное количество медного сырья, около 12 % всей добычи мира. Но главное то, что колчеданные месторождения отличаются высокими содержаниями полезных компонентов. В частности, содержание меди могут даже превышать 10 %. Велик список попутных компонентов, прежде всего: цинк, свинец, барий, серебро, золото, сера и многие др. Весьма типичным для колчеданных месторождений является массивная и слоисто-массивная текстура руд. Поэтому даже небольшие представители колчеданного семейства могут представлять большую ценность в связи с легкостью разработки и наличием четких границ рудных тел.

Общая модель колчеданного рудообразования. Большинство колчеданных месторождений образуется в заключительную фазу развития какого-то определенного цикла эффузивных излияний, поэтому колчеданные месторождения располагаются на самой верхней границе эффузивных и туфогенных толщ. Сверху колчеданные месторождения почти всегда перекрываются безрудными неизмененными осадочными отложениями. Правда, иногда вместо этих осадочных отложений могут залегать эффузивы следующего, более молодого цикла излияний. Почти всегда колчеданные место-

рождения связаны с базальтоидными или сходными субмаринными излияниями на морском дне и в дальнейшем, когда процесс рудообразования затухает, все рудные тела вместе с достаточно хорошо выраженным ореолом околорудных измененных пород перекрываются молодыми морскими осадками. Поэтому геологическое строение вмещающей среды колчеданных месторождений отличается двухэтажностью. Это граница между эффузивной или эффузивно-туфогенной толщей внизу, которая вмещает оруденение и подверглась значительным гидротермальным изменениям. Верхняя часть всегда представлена донными осадками более молодого возраста, совершенно не затронутыми околорудными изменениями. Околорудные изменения представлены чаще всего окварцеванием, хлоритизацией, серицитизацией, пропилитизацией, аргиллизацией, много образуется кремнистых пород типа яши и яшмоподобных, могут быть также и баритовые скопления, на периферии рудных тел откладываются окисные, железные и марганцевые руды.

В зависимости от геотектонической позиции можно выделить пять или шесть субмоделей колчеданного рудообразования, отличающихся составом пород, составом руд, а иногда и морфологией рудных залежей. Из этих моделей, по крайней мере, больше половины являются медными или медьсодержащими рудами.

Месторождения Кипрского типа. Месторождения в большинстве своем приурочены к зонам срединноокеанических хребтов (СОХ), к спрединговым зонам окраинных морей, а также к излияниям базальтов на морском дне в горячих точках океанической коры, т.е. месторождения всегда связаны с базальтоидными излияниями недифференцированной базальтовой формации. В такой формации почти вся эффузивная часть вмещающих пород представлена примитивными толситовыми базальтами СОХ. Эффузивы среднего и кислого состава присутствуют очень редко. Месторождение приурочено чаще всего непосредственно к рифтовым грабеновым долинам СОХ или зон задугового спрединга. Простой состав материнских вмещающих базальтоидных пород влечет за собой относительную простоту минерального состава колчеданных руд. Руды состоят в основном из пирита, все остальные минералы развиты гораздо слабее. Эти в меньших количествах встречающиеся минералы представлены халькопиритом, пирротинном, мельни-

ковитом, редко встречается сфалерит, еще реже галенит. Поэтому выделяется два *главных типа руды*: серноколчеданный и медноколчеданный, иногда встречается медноцинковые и меднопирротиновые руды. Перекрывающие донные осадки часто содержат примесь железных и марганцевых оксидов, образуя так называемые охры и умбры, т.е. окрашенные пилитовые осадки. Эталоными месторождениями являются месторождения о. Кипра: *Скуриотиса, Коккинуpezула, Маттиатис* и т.д. Месторождения о. Ньюфаундленд, такие как *Бетскоф, Нотрдамбей, Бей оф Айлендс*, месторождения Турции *Эргани-Маден*, сюда же можно отнести и месторождения Мугалжар в Казахстане: *50-лет Октября, Аралчинское, Авангард, Приорское* и др.

Уральский тип. Месторождения Уральского типа или знаменитые уральские колчеданы приурочены к бимодальному вулканизму, хорошо дифференцированному, который проявляется обычно в подкорвых островных дугах. В этих условиях широко развиты и базальты и риолито-дациты, месторождения обычно тяготеют к кислой разновидности эффузивов. Бимодальный характер вулканизма обусловлен более сложным составом субстрата, из которого выплавляется базальтоидная магма. Если в срединноокеанических хребтах или горячих точках плавится мантийное вещество (пиролит), то в островных дугах плавится, кроме мантийного вещества, еще и зрелая океаническая кора, которая к тому же насыщена водой (амфиболизация габброидов и серпентинизация ультрабазитов). Вот такое плавление с участием воды приводит к более сложному составу выплавок, бимодальному с широким развитием кислого вулканизма.

Непосредственными участками формирования месторождений являются сравнительно небольшие рифтогенные трещины растяжения, образующиеся в изгибающейся части обдуцирующей океанической коры. Изгиб при обдукции вызван общими условиями сжатия и затягиванием вышерасположенной плиты субдуцирующей плитой, это приводит к формированию ряда разрывных нарушений, которые приурочены к вулканам. К ним приурочены вулканы центрального типа, кальдеры и т.д., поэтому в строении многих месторождений четко прослеживается их приуроченность к жерловым фациям вулканических построек. Сложный состав маг-

матических выплавок обуславливает и сложность минерального состава руд.

Здесь *главными минералами* являются: пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, многие другие медные сульфиды, нередко встречается галенит и т.д. Наиболее распространенным *видом руд* является медно-цинково-колчеданные, а также медно-колчеданные, медно-серно-колчеданные, иногда колчеданно-полиметаллические руды. Месторождения уральского типа связаны с долгоразвивающимися орогенами с очень интенсивным вулканизмом, сложным и многофазным, поэтому здесь перекрывающие толщи для рудных тел, гораздо чаще являются не пелитовыми и, вообще, кластическими осадками, а эффузивными образованиями более позднего цикла. Геотектоническая позиция уральских месторождений далеко не бесспорна в отличие от месторождений кипрского типа. Одни авторы считают, что месторождения уральского типа образуются по той же схеме, что и месторождения кипрского типа. Но только не в СОХ, а в окраинных спрединговых морях, т.е. в зонах задугового спрединга.

В настоящее время большинство геологов все-таки считает, что в зонах задугового спрединга формируются те же месторождения кипрского типа, но они несколько отличаются от классических месторождений, образовавшихся в СОХ. Просто надо иметь в виду, что, по-видимому, сохранность месторождений кипрского типа, образовавшихся в условиях СОХ, очень мала, потому что, если следовать идеальным построением плитной тектоники, то рано или поздно подавляющая часть океанической коры, образовавшейся в СОХ исчезает, погружаясь в мантийные глубины в зонах субдукции, а вместе с ней исчезают и образовавшиеся месторождения. Что же касается новообразованной океанической коры окраинных спрединговых морей, то эта кора, то ли в силу своей молодости (окраинные спрединговые моря не могут жить так долго, как и океаны), то ли в силу каких-то других причин отличается меньшим удельным весом, и поэтому она, зачастую или в большинстве случаев, не способна погружаться в зонах субдукций при закрытии окраинных спрединговых морей. Вместо погружения новой коры здесь наблюдается разламывание, а затем скучивание обломков офиолитовых пластин в целом остающихся на плаву. В дальней-

шем эти скученные сдавленные офиолитовые пластины в орогенических поясах зачастую выдавливаются на поверхность и уж, во всяком случае, сохранность такой коры, а также сохранность образовавшихся в ней месторождений несопоставимо выше, нежели для месторождений образовавшихся в условиях СОХ.

Примерами месторождений уральского типа, прежде всего, являются месторождения уральского пояса. Это такие знаменитые месторождения как *Гай, Сибай, Блява, Учалы, Подольское, Узельгинское, Дегтярское, Калатинское, Карабашское, Шимурское* (Россия), а также и *Лиманное* в Казахстане (Мугалжар). Месторождения Северного Кавказа: *Худесское, Урупское*. Кроме того примерами можно считать и некоторые месторождения Рудного Алтая, приуроченные к Иртышской зоне смятия такие, как *Березовское, Иртышское, Орловское, Золотушинское, Николаевское, Шимонаихинское, Артемьевское*. Хотя многие исследователи выделяют эти месторождения в особый тип.

Стратиформный тип (*Фелизчайского, Кызылдеринского и т.д.*). К стратиформным относятся те колчеданные месторождения, которые располагаются на некотором удалении от центра вулканических извержений, а с геотектонической точки зрения, они приурочены к флишоидным породам передовой части островных дуг, где преобладающим типом пород являются туфогенно-кластические породы. Эффузивы в них встречаются в виде включений, пропластков, горизонтов и т.д. Можно различать две разновидности стратиформных месторождений: *существенно-цинковый или свинцово-цинковый, характерный для Казахстана, месторождения Атасуского типа*. И *существенно-медные, к которому относятся месторождения Фелизчайское и Кызылдеринское*, которые друг от друга отличаются степенью деформированности. Фелизчайский тип представлен линзообразными залежами в недеформированных или почти недеформированных слоистых отложениях. А Кызылдеринский тип представлен сложными дислоцированными толщами с перемятыми, нередко вертикально залегающими, сильно деформированными пласто- и линзообразными телами с явными признаками расщепления, а по минеральному составу они в общем-то близки. При этом Фелизчайский тип относительно более полиметаллический, Кызылдеринский (плюс Катех,

Кацитаг) является существенно-медным, преимущественно медно-пирротиновым. Что же касается Атасуского типа, то его относят к медно-колчеданным месторождениям в основном зарубежные, в том числе российские геологи. Наши казахстанские геологи на довольно веских и серьезных основаниях вообще отрицают правильность отнесения его к классу колчеданных месторождений. Они считают месторождения типично стратиформными.

Гайское месторождение приурочено к изолированному удлиненному в меридиональном направлении куполообразному выходу вулканогенных пород (силур), перекрытых залегающими на них с угловым и азимутальным несогласием терригенными отложениями свит улытау - живетского яруса [75]. Слагающие Гайское куполовидное сооружение вулканогенные породы залегают полого (от 5 до 20–30°) в присводовых частях и более круто (до 60°) в восточном, северном и южном замыканиях. Крутопадающие крылья и периклинальные окончания складки осложнены ступенчатыми крутопадающими разрывными нарушениями. Западный фланг этого сооружения ограничен сколовым нарушением (надвиг или подвиг).

Восточное крыло и большая часть присводовых участков Райского куполовидного сооружения сложены пирокластическими образованиями диабазового ряда (лавобрекчии, диабаз-порфириды и др.). В западной части из-под пород диабазовой толщи обнажается мощная толща пирокластов кислого состава близмеридионального простирания, прорванная многочисленными субвулканическими некко- и дайкообразными интрузиями липаритов и липарито-дацитов. Эти породы и вмещают залежи медноколчеданных руд.

Оруденение приурочено к зоне рассланцевания и дробления на участке флексурообразного перегиба слоев в восточном крыле брахиантклинали (рис. 2.6). Внутреннее строение этой зоны мощностью от 100–150 до 500 м сложное, что обусловлено развитием разновозрастных субвулканических тел и даек (липарито-дацитов, липаритов, габбро-диабазов), рассланцованных с различной интенсивностью.

Локализация руд определяется сочетанием благоприятных по физико-механическим свойствам горизонтов пород кислого состава, залегающих под диабазами (игравшими роль экрана для подни-

мавшихся снизу рудоносных растворов) и развитием секущей крутопадающей: зоны разрывных нарушений, служивших каналами для этих растворов.

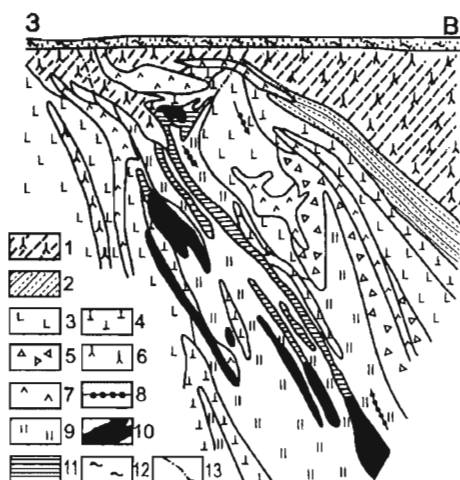


Рис. 2.6. Геологический разрез Северного участка Гайского месторождения (по материалам Гайского бурового участка и комбината): 1-2 - верхняя (надрудная) толща: 1 - лавы, туфы и агломераты плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых диабазовых порфиров и спилитов, 2 - слоистые переотложенные туфы смешанного состава; 3-5 - нижняя (рудовмещающая) толща: 3 - туфы, туфоагломераты и туфобрекчии смешанного липарито-дацитового и андезит-дацитового состава, 4 - субвулканические кварцевые липарито-дациты, частично игнимбриты и спекшиеся туфы, 5 - взрывные брекчии полимиктового состава; 6 - плагиоклазовые диабазовые порфиры; 7 - габбро-диабазы (силлы, дайки); 8 - афировые миндалекаменные диабазы; 9 - кварц-серицитовые, серицит-кварцевые и кварцевые метасоматиты преимущественно по неравномерно-обломочным брекчиям липаритового состава; руды: 10 - сплошные колчеданные, 11 - вкрапленные; 12 - рыхлые песчано-глинистые мезокайнозойские отложения; 13 - разрывные нарушения

Рудные тела характеризуются многоярусным строением и сложными формами (пластообразные, жилообразные и их сочетания). Руды в основном мелкозернистые, местами неоднороднозер-

нистые. Выделяются сплошные (состоящие на 85–95 % из сульфидов) прожилково-вкрапленные и брекчиевидные типы руд. Сплошные руды в свою очередь подразделяются на массивные, неоднородно-пятнистые и полосчатые. Формирование руд Гайского месторождения, по данным П.В. Петровской (1963), происходило в три стадии. В течение первой стадии отлагалась основная масса пирита двух генераций, причем несколько более поздний пирит второй генерации выделялся совместно с халькопиритом. Во вторую стадию сформировались три минеральные ассоциации: пирит-халькопирит-сфалеритовая, сфалерит-гемматитовая и халькопирит-борнитовая. В третью стадию выделялся ряд ассоциаций барита, кварца, позднего пирита, галенита и карбонатов. Установлено, что минералы первой стадии слагают центральную часть залежи, тогда как сфалерит-халькопирит-пиритовые руды тяготеют к западной и восточной ее частям, локализуясь вблизи крупных дорудных разрывов. Борнитовая минерализация приурочена к участкам зон отдельным дробления.

М.Б. Бородаевская и др. исследователи пришли к выводу, что колчеданные руды Гайского месторождения являются энгипегматическими по отношению к вмещающим толщам вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.

Месторождение Рио-Тинто (Rio Tinto) колчеданно-полиметаллических руд в Испании, в провинции Уэльва. Известно с 1100 г. до н.э., систематически разрабатывается с 1873 г. Интенсивная разработка велась с 1966 г. Месторождение расположено в юго-западной части Испании в пределах Иберийского пиритового пояса. Месторождение сложено осадочно-вулканогенными отложениями нижнего карбона мощностью 600–800 м. Разрез начинается с базальтов, которые сменяются андезитами, и завершается толщей лав и пирокластов кислого состава, перекрытой сланцами и граувакками. Нежелезистые угольные породы выполняют пологую синклиналь, которая осложнена антиклиналью, образовавшейся на месте вулканокупольной постройки (рис. 2.7).

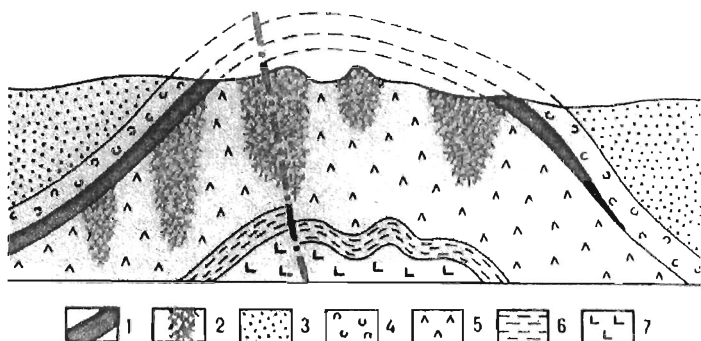


Рис. 2.7. Схематический разрез колчеданно-полиметаллического месторождения Рио-Тинто (по Ф. Пайомеро): 1 - массивные колчеданные рудные тела; 2 - штокверковые рудные тела; 3 - сланцево-песчаная толща; 4 - туфы риолитов; 5 - лавы риолитодацитов и риолитов; 6 - сланцы и конгломераты; 7 - лавы основного состава

Рудные залежи занимают площадь более 5 км². Оруденение приурочено к этой структуре и сосредоточено в пачке пирокластических пород кислого состава. Рудные тела – согласные пластовые залежи массивных и слоистых колчеданно-полиметаллических руд в верхней части (Сан-Дионисио, Планес, Сан-Антонио) и штокверк прожилково-вкрапленных и брекчиевых медно-колчеданных руд внизу (Южная и Северная рудоносные зоны и Серро-Колорадо). Пластовая залежь имеет длину по простиранию несколько км при мощности до первых десятков м. Протяженность участков развития штокверковых руд достигает 300 м. Главные минералы колчеданно-полиметаллических руд: пирит, халькопирит, сфалерит и галенит (содержание Cu 1,4–1,7 %, Pb 0,2–0,9 %, Zn 0,9–1,6 %); медно-колчеданных руд: пирит и халькопирит; в зоне цементации – халькозин. Среднее содержание Cu 0,7 %. Пластовые залежи колчеданно-полиметаллических руд в значительной мере отработаны. Основная ценность месторождения составляют медно-колчеданные руды. Руды месторождения содержат золото и серебро. Суммарные общие запасы руд 250 млн т, разведанные – 210 млн т (1982).

Месторождение Рио-Тинто связано с кислыми дифференциатами нижнекаменноугольного вулканизма. На путях движения гид-

ротермальных растворов при температуре от 400°C и ниже образовались прожилково-вкрапленные медно-колчеданные руды. При выходе этих растворов на дно моря в субмаринных условиях при температуре 100°C и ниже сформировались слоистые колчеданно-полиметаллические руды гидротермально-осадочного генезиса (Смирнов, 1986). Массивные и слоистые текстуры руд обусловлены тонким чередованием сульфидов и туффицитов. Они содержат по 1% Cu и Pb и 2 % Zn в железной шляпе, образовавшейся по этим рудам, 25 г/т Au и 45 г/т Ag.

Месторождение разрабатывается открытым (Серро-Колорадо, Саломон и др. штокверки) и подземным (Сан-Антонио, Сан-Джонисио) способами компанией «Rio Tinto Minera Sa». Суммарная добыча около 8 млн т. Медно-колчеданная руда поступает на обогатительную фабрику, где производится медный (170-180 тыс. т) и пиритовый (600-650 тыс. т) концентраты. Медный концентрат идёт на медеплавильный завод в г. Уэльва годовой производительностью 85 тыс. т анодной меди; анодная медь - на рафинирование (мощность завода 105 тыс. т). На месторождении добывают также золото и серебро из «железных шляп» и попутно извлекают драгоценные металлы при рафинировании меди. Ежегодная добыча золота 3-4 т и серебра 50 т; при переработке руд производят около 300 тыс. т серной кислоты (В. Веселов, 2010).

Модель медисто-песчаниковых месторождений

В геологической литературе применяются два понятия: медистые песчаники, в широком смысле слова. В этом случае к песчаникам относятся многие кластические породы: песчаники, алевролиты, конгломерат-песчаники, сланцы, аргиллиты, известковистые сланцы и прочее, которые содержат более или менее заметную вкрапленность медных сульфидов. Во втором случае, различают два термина: медистые песчаники и медистые сланцы. В этом случае, к песчаникам относятся песчаники, алевролиты, а сланцевые породы, такие как глинистые сланцы, углеродистые, мергелистые сланцы относятся к медистым сланцам, но принцип образования обеих разновидностей, в общем-то, близкий. Существует две главных теорий образования медистых песчаников и сланцев: существенно-гидротермальное; элигенетическое осадочное.

Когда говорят гидротермальное, то так и понимают в буквальном смысле постмагматические месторождения или, хотя бы, месторождения, образовавшиеся без участия постмагматических выделений, но из горячих водных растворов, по принципу классических гидротермальных месторождений. Именно так понимал термин «гидротермальный» К.И. Сатпаев. В этом случае медистые песчаники являются эндогенными образованиями.

Что касается термина «эпигенетический», то его можно трактовать по-разному. Одни авторы считают синонимом термина «гидротермальный», т.е. никакой разности между эпигенетическим и гидротермальным месторождением они не делают. Другие авторы считают, кроме гидротермальных к эпигенетическим можно отнести и гидрогенные месторождения или по новейшей терминологии эксфильтрационные месторождения, которые будучи типичными метасоматическими образованиями, все-таки относятся не к эндогенным, а к экзогенным образованиям. Основными авторами этой гидрогенной или эксфильтрационной теории является Перельман, Германов, Лурье и Габлина. Сами они, да и многие геологи, считают, что их теория, в сущности, ничем не отличается от взглядов К.И. Сатпаева, только скорректированная на более поздние данные.

Гидротермальная теория К.И. Сатпаева является в классическом смысле «гидротермальной», т.е. предполагается, что *источником медной минерализации* являются какие-то гипотетические магматические породы или магматический очаг, расположенный на пока неизвестной глубине, откуда полезные компоненты выносились горячеводными растворами. Растворы разгружали свой полезный груз в обломочных, кластических породах, которые отличаются своей пористостью и, к тому же, содержат примеси карбонатного вещества, который является осадителем для металлических компонентов, особенно, для сульфидных минералов. Одним из доказательств гидротермального происхождения является зональное выпадение медных сульфидов. Зональность является более или менее концентрической, в центральной части располагается халькозин Cu-S , следующая зона представлена борнитом Cu_5FeS_4 , третья зона представлена халькопиритом CuFeS_2 и ковеллином CuS . Дальше к периферии располагается существенно пиритовая зона FeS_2 , в ко-

торой нередко преобладает галенит PbS и сфферит ZnS . Вторым доказательством гидротермального происхождения является метасоматический агрессивный характер оруденения. Третьим доказательством является приуроченность оруденения к всевозможным разрывным нарушениям, пустотам и трещинам и, в частности, участкам флексурных изгибов или перегибов слоев. Одним из доказательств считается также то, что оруденение сопровождается изменением окраски красноцветных песчанистых пород, которые становятся сероцветными, т.е. из пород явно окислительной фации превращаются в посителей восстановительной среды. Действительно повсеместно оруденение приурочено к сероцветным песчаникам, где железо присутствует в двухвалентном состоянии. Тогда как красноцветные песчаники, как и большинство любых красноцветов, обязаны своей красноватой окраской примеси трехвалентного оксида железа. К сожалению, эта теория имеет один существенный недостаток, до сих пор практически нигде не найдено фактов достоверно и бесспорно присутствующих магматических пород в Жезказганском районе, которые можно было бы считать источником медного оруденения. Несмотря на утверждение некоторых геологов, что такие породы найдены, их утверждение является далеко не бесспорным и недоказанным. Это и явилось одной из главных причин, что многие геологи стали искать альтернативные источники и строить альтернативные гипотезы происхождения медистых песчаников, типа Жезказганских песчаников.

Модель гидрогенного или эксфильтрационного происхождения. Эта модель имеет сходство с осадочной теорией происхождения медистых песчаников только в том, что считает источником металлов и, прежде всего, меди континентальные красноцветные отложения, в значительной степени соленосные. Вместе с другими солями в этих породах присутствуют медь, свинец, цинк и прочие рудные компоненты, преимущественно в хлоридной и сульфатной форме. Противники осадочной теории утверждают, что эти соленосные красноцветные породы не могут служить источником медной и прочей рудной минерализации в силу того, что концентрация их в этих соленосных отложениях очень и очень мала. Тогда как для формирования осадочных залежей необходимо, чтобы концентрация металлов в воде внутри континентальных бассейнов должна

быть достаточно высокой. Для опровержения этой точки зрения сторонники осадочного происхождения прибегают к различным ухищрениям. Но все же, до настоящего времени им не удалось найти достаточно концентрированный источник рудного вещества. Сторонники же гидрогенной теории преодолевают это затруднение, утверждая, что при метасоматическом замещении, при достаточно длительном и многократно повторяющемся выпадении полезных компонентов из поровых вод, концентрация осаждаемых металлов может возрасти во много раз, т.е. здесь работает фактор геологического времени. Суть гипотезы заключается в следующем, конкретно в условиях Жезказгана, на крыльях антиклинальных структур наблюдалось движение поровых вод артезианского характера снизу вверх. Эти воды выносили хлоридные и сульфатные соединения меди и других металлов из глубинных погруженных частей засоленных бассейнов, поднимаясь в общем направлении снизу вверх по восстанию пластов. Именно такие условия, по их мнению, существовали на крыльях Кенгирской антиклинали. Эти красноцветные отложения, по которым происходило восходящее движение растворов, отделялись от нижележащих визейских известняковых отложений пластами или маломощными горизонтами глиноподобных аргиллитовых и алевролитовых пород, которые служили водоупором. На глубине в этих визейских известняках наблюдалось поднятие вдоль зон дробления нагретых, скорее всего, даже горячих битумсодержащих вод. В верхней пришарнирной части Кенгирской антиклинали местами наблюдается исчезновение водоупорных аргиллит-глинистых прослоев, которые являлись преградой между сульфатно-хлоридными водами красноцветных пород и битумсодержащими нефтяными водами визейских известняков. В районе выклинивания водоупорного прослоя происходила встреча восстановительных вод из визейских известняков с хлоридно-сульфатными водами красноцветных отложений, т.е. здесь располагалось, так называемое, литологическое окно - отверстие, сквозь которое битумсодержащие (нефтяные) воды проникали в красноцветные песчанистые породы и диффузионно-мигрировали по водоносным горизонтам этих красных песчаников вниз навстречу движению поднимающихся хлоридно-сульфатных металлонесных растворов. При воздействии этих глубинных восстановитель-

ных вод красноцветов железо переходило в двухвалентное состояние, и песчаники меняли свою красноцветную окраску на сероцветную. Одновременно происходило разрушение сульфатных и хлоридных молекул характерных для окислительных условий и замена их сероводородными соединениями восстановительной среды. Хлориды и сульфаты меди превращались в сульфиды, которые будучи нерастворимыми немедленно выпадали в осадок. В результате на фронте встречи сульфатных и нефтяных вод формировались рудные залежи из медных и других сульфидов. В первую очередь, выпадал наиболее чувствительный халькозин, вслед за которым выпадал борнит, затем халькопирит с ковеллином и т.д. Так формировались рудные тела Жезказганского месторождения. Авторы гипотезы считают, что даже при очень ничтожных, очень низких содержаниях меди, при длительном процессе осаждения, на фронте перехода их окислительных условий к восстановительным могли формироваться богатые залежи Жезказганских руд. При этом, конечно, растворы были горячеводными, вмещающие породы частично подвергались метасоматическому замещению кварцем, альбитом, доломитом, хлоритом, серицитом и т.д., т.е. рудные тела сопровождаются гидротермальными изменениями. Таким образом, несмотря на то, что околорудные изменения носят гидротермальный характер, происхождение меди не связано с глубинными гидротермальными источниками, а скорее с соленосными красноцветными осадками. По мнению Лурье, аналогичным образом образуются и другие месторождения медистых песчаников и сланцев, хотя условия могут сильно отличаться, но в любом случае обязательно наличие условий, в которых встречаются воды окислительных красноцветных отложений с сульфатами и хлоридами меди и вод восстановительной среды. В условиях Жезказгана эта восстановительная среда обусловлена глубинными нефтяными, являющиеся, по мнению некоторых авторов, сероводородными водами. В условиях центральной Африки носителем восстановительной среды являются донные осадки и донные илы трансгрессирующего моря, для которых весьма характерно глубинное сероводородное заражение. В этом случае поверхностные окислительные сульфатно-хлоридные воды отложений аридной зоны в каких-то определенных условиях высачиваются на морское дно. Поскольку это мор-

ское дно обычно выстлано, прежде всего, наиболее тонкими глинистыми осадками, то проникновение подземных вод аридной зоны на морское дно возможно не всегда. Для этого необходимо, чтобы в глинистых осадках морского дна наблюдались опять-таки литологические окна, т.е. участки свободные от водоупорных пород.

Аналогичные условия характерны, по мнению Лурье, и для польских месторождений Предсудетской области, продолжением которых на запад является Мансфельдская группа месторождений (Зангерсхаузен). Медисто-сланцевые месторождения отличаются большой выдержанностью рудных тел по простиранию. В сущности один горизонт простирается вдоль Силезии, заворачивает на запад в Германию до Тюрингии и при этом в нижней части рудного горизонта, который в целом имеет небольшую мощность не более 1-2 метров, выделяется пласт толщиной несколько десятков см, который насыщен платиноидами с очень высоким в несколько граммов на тонну. Этот факт заставляет считать, что некоторые сланцевые разновидности медистых песчаников могут быть очень перспективными на платиноиды. Поэтому и в Польше, и в Замбии, и в Катанге медные руды характерны для сероцветных отложений, которые являются первичными, тогда как в Жезказгане руда локализуется в континентальных красноцветных отложениях. Но при этом первичная красная окраска изменена на серую или на зеленовато-серую.

Месторождение Удокан расположено в Северном Прибайкалье. Участок сложен толщей метаморфических миогенсинклинальных карбонатно-терригенных отложений удоканской серии нижнего протерозоя. Рудоносная пачка мощностью 20-330 м образована ритмично переслаивающимися отложениями дельтовой и мелководно-морской фаций (снизу вверх): конгломератобрекчиями, преимущественно кварцевыми песчаниками с известковистым цементом и алевролитами, часто характеризующимися косой слоистостью. Месторождение приурочено к Намингинской брахисинклинали (длиной 15 км), опрокинутой к северу (рис. 2.8). Она осложнена складками и избросо-сдвигами, к которым приурочены дайки габбродиабазов [315, 316].

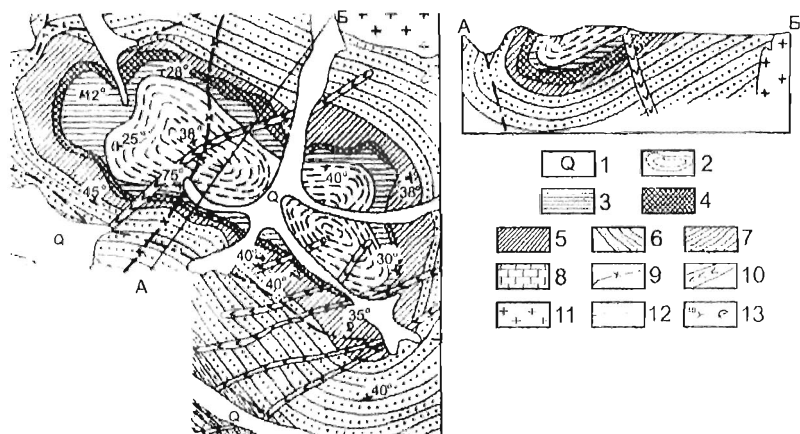


Рис. 2.8. Схема геологического строения месторождения Удокан (по Э. Гришталю и В. Четчинку): 1 - четвертичные отложения; 2 - намитгинская свита - алевролиты, песчаники, аргиллиты; 3 - 5 - верхняя подсвита сакуканской свиты: 3 - надрудная пачка (известковистые и кварцитовые песчаники, алевролиты), 4 - рудная пачка (известковистые и кварцитовидные песчаники, алевролиты), 5 - подрудная пачка (кварцитовидные и известковистые песчаники, алевролиты, конгломератобрекчии); 6 - средняя подсвита сакуканской свиты - магнетитсодержащие песчаники, гравелисты; 7 - нижняя подсвита сакуканской свиты - песчаники, филлитовидные сланцы, гравелисты, конгломератобрекчии; 8 - бугунская свита - известняки, алевролиты, известковистые песчаники; 9, 10 - дайки: 9 - граносенит-порфиров, 10 - габбродиабазов; 11 - граниты чуйско-кодарского комплекса; 12 - тектонические нарушения; 13 - элементы залегания

Рудные тела имеют согласные пласто-, линзо- и лентовидную формы. Богатые залежи тяготеют к поверхностям размыва в локальных депрессиях и русловых впадинах; по простиранию они прослеживаются до 2–3 км. Выделяются три типа руд: пирит-халькопиритовые, халькопирит-борнитовые и борнит-халькозинные. Руды представляют собой кварцитовидные песчаники или алевролиты с тонкой (десятые доли миллиметра) вкрапленностью сульфидов. Главные рудные минералы: халькозин, борнит, халькопирит и пирит, второстепенные - магнетит и гематит. Руды мономинеральные – медные. Текстуры руд - вкрапленные,

слоистые, пятнистые, брекчиевые и прожилково-вкрапленные; структуры цементные, аллотриоморфнозернистые, графические, решетчатые, эмульсионные, петельчатые и интересеральные.

В вертикальном разрезе меденосной толщи намечаются четыре зональных серии регрессивного типа, в каждой из которых устанавливается смена (снизу вверх) пирит-халькопиритовых руд борнит-халькозинитовыми; местами вертикальная зональность обратная – трансгрессивного типа. Горизонтальная зональность выражается в том, что к прибрежной зоне (на севере) тяготеют преимущественно борнит-халькозинитовые руды, а к более глубоководным участкам лагунного бассейна (на юге) – пирит-халькопиритовые.

Выделяются четыре стадии рудообразования. В первые две стадии – седиментационную и катагенетическую – формировались главные промышленные руды. Они были изменены в последующие стадии – сначала в результате регионального метаморфизма, а затем контактового. Региональный метаморфизм зеленосланцевой фации вызвал перекристаллизацию цемента песчаников, регенерацию рудных минералов и образование кварц-сульфидных жил при температуре 300–400°C (по данным дскрепитации). Контактво-метаморфический процесс, связанный с дайками габбродиабазов, привел к более интенсивной регенерации сульфидов и возникновению в приконтактовой зоне мелких, но довольно богатых кварц-сульфидных тел с температурой образования 300–450°C. Руды Уддокана характеризуются колебаниями $\delta^{34}\text{S}$ от +13,5 до -21,8 ‰ при резко повышенном количестве ее легких изотопов, что указывает на биогенное происхождение серы.

Месторождение Нчанга находится в Замбии, в Медном поясе Центральной Африки, протягивающемся на 800 км при ширине 60–100 км вдоль границы ДР Конго (Заира) и Замбии, главным образом на территории последней. Общее число рудных объектов более 100; запасы меди превышают 110 млн т. На месторождении Нчанга запасов меди 9 млн т при содержании ее в рудах 3,95 %. Участок сложен конгломератами, кварцитами, аркозовыми песчаниками, кремнистыми сланцами и доломитами протерозоя [315]. Они несогласно залегают на гранитах фундамента и образуют синклиналь (рис. 2.9). Рудные тела представлены согласными пла-

стовыми залежами общей мощностью до 90 м и протяженностью до 4 км. Главные рудные минералы первичных руд: халькопирит, борнит и халькозин, второстепенные – пирит и линнеит. Они встречаются в виде тонкой крапчатости, а совместно с кварцем образуют прожилки и жилы. Зоны окисления и вторичного обогащения, прослеженные на глубину нескольких сотен метров, сложены малахитом, купритом и борнитом, а также азуридом, самородной медью, хризоколой, торнбернитом, урановой слюдкой. Вмещающие породы подвержены доломитизации.

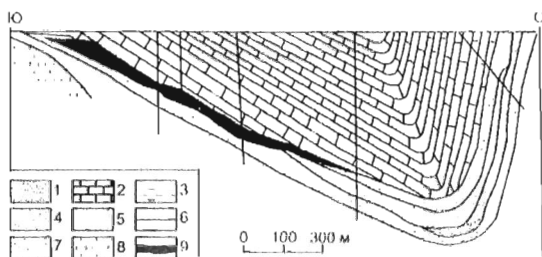


Рис. 2.9. Геологический разрез через синклиналь Пичанга (по Ф. Мендельсону): 1 – слои обломочного кварца и поверхностные отложения; 2 – аргиллиты и доломиты; 3 – полосчатые сланцы; 4 – полевошпатовые кварциты; 5 – полосчатые песчаники; 6 – кварциты и кремнистые сланцы; 7 – аркозы; 8 – граниты; 9 – рудные тела

Зональность по мощности рудных тел (оруденелых песчаников и нижних сланцев) выражена в смене (сверху вниз) пирита халькопиритом, а затем борнитом. Устанавливается и горизонтальная зональность: центральные части рудных тел сложены борнитом и халькопиритом, промежуточные – халькопиритом (с линнеитом), а периферические – пиритом. Возраст месторождения раннепротерозойский, генезис осадочный с последующим метаморфогенным и гидротермальным преобразованием.

Мансфельдское месторождение находится в Германии. В геологической литературе это месторождение принято считать, вслед за Шнейдерхеном, типично осадочным. В пределах рудопородной площади, занимающей 140 км², обнажаются осадочные породы девона, карбона и перми, представленные преимущественно

различными сланцами. Эти породы слагают мульду, рассеченную серией разрывных нарушений. Оруденение приурочено к одному из горизонтов нижней перми. В лежащем боку оруденелого пласта находятся песчаники и конгломераты цехштейна, висячем - серые известняки цехштейна (нижняя пермь). Мощность пласта достигает 90 см, составляя в среднем 30-40 см.

В составе сланцев кварц и серицит (50-55 %), кальцит и доломит (25-30 %), битумы (10 %) и сульфиды (10 %). Из сульфидов преобладают борнит, сфалерит, халькозин, халькопирит, меньше развиты пирит и галенит. В виде редкой примеси отмечаются никелин, хлоантит, маухерит, молибденит, аргентит и самородное серебро. Из жильных минералов присутствуют кальцит и барит. Сульфиды характеризуются очень мелкими размерами (4-20 мкм). По форме, согласно Шнейдерхену, они напоминают ископаемые серные и анаэробные бактерии (шарики, полоски, палочки). Помимо пластообразной залежи оруденение развито также по сбросам в виде кварц-баритовых жил с арсенидами кобальта и никеля. Главное промышленное оруденение локализуется в нижней части рудоносного пласта и имеет мощность 10-20 см. Выше наблюдается убогое оруденение. Местами медная минерализация развита и в песчаниках лежащего бока.

Согласно Уайту (1942), промышленные руды развиваются примерно на 10 % площади бассейна в местах пересечения рудоносного горизонта разрывными нарушениями. В сторону от разрывов оруденение постепенно выклинивается. Свинцово-цинковая минерализация проявляется на более широкой площади, развиваясь в породах лежащего и висячего боков.

В составе добываемых руд содержится, %: Cu 2,3, Ag 97-182, Zn 1,28, Mo 0,018, немного Pb, V, Ni, Au, Pt, Pd, Re. Все эти элементы в настоящее время комплексно извлекаются из руд. Мансфельское месторождение разрабатывается с XII в.

Крупные месторождения типа медистых сланцев Мансфельда открыты в Польше, в юго-западной части страны (**северо-запад Верхней Силезии**). Меденосность цехштейна прослежена под третичными отложениями от Волчина до западных границ Польши на 280 км. Согласно Э. Константиновичу (1975), запасы медных руд распределены в породах цехштейна следующим образом, %: в пес-

чаниках - 46; в медистых сланцах (в основном в известковистых мергелях) - 25; в карбонатных породах - 29. Рудоносные породы залегают на размытой поверхности кристаллического основания, сложенного протерозойскими амфиболитами, гранодиоритами и нижнепалеозойскими сланцами (рис. 2.10) [75].

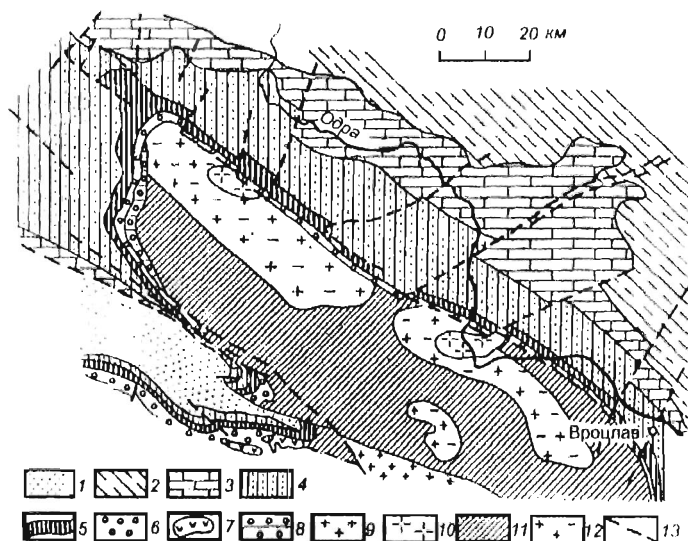


Рис. 2.10. Северо-западная часть Верхней Силезии (Польша): 1 - верхний мел; 2 - верхний триас; 3 - известняки; песчаники; 4 - псоднородные; 5 - рудоносные; 6 - красноцветы; 7 - нижняя Пермь (порфириды); 8 - карбон; 9-10 - средний палеозой: 9 - граниты, 10 - гранодиориты; 11 - нижний палеозой (сланцы); 12 - протерозой, 13 - разрывные нарушения

Главные рудные минералы борнит, халькозин и пирит, ассоциирующие с сидеритом и кальцитом. В меньшем количестве развиты: халькопирит, галенит и сфалерит. Относительно реже встречаются: теннантит, самородное серебро, энаргит, линнсит, арсенопирит и др. По Константиновичу, руды делятся на рудоносные песчаники, рудоносных сланцы (преобладают) и карбонатные руды. В распределении главных рудных минералов наблюдается законо-

мерность: в подошве рудных тел чаще преобладает халькопирит, а в верхних частях - борнит.

Месторождение Олимпик-Дам (Olympic Dam), Рокеби-Даунс - уникальное по запасам и генезису месторождение комплексных золотого-ураново-медных руд. Находится в Южной Австралии, в 500 км на северо-запад от г. Аделаида. Открыто в 1975 г., эксплуатируется с конца 1980-х гг.

Месторождение располагается на восточной окраине Австралийской платформы, в структурах среднепротерозойского фундамента, под чехлом недислоцированных осадков аделаидия (средний и верхний рифей) и кембрия. Оно пространственно тяготеет к пересечению линейamentов северо-западного и северо-восточного простирания и приурочено к крупному трогу или грабену в фундаменте, выполненному метаморфизованными брекчиями подстилающих гранитов и среднерифейских вулканических пород, в разной степени гематитизированных, хлоритизированных и серицитизированных. Месторождение стратиформного типа представляет собой серию сближенных линз на площади 20-28 км² при вертикальном размахе оруденения 300-350 м; суммарная мощность рудных интервалов 100-210 м. Рудные тела залегают на глубине от 350 до 650-1000 м. Выделяется два типа сульфидного медного оруденения; стратиформное борнит-халькопиритовое с пиритом и более молодое жильное халькозин-борнитовое. Уран присутствует в виде тонких выделений уранинита, реже коффинита и браунерита. Среднее содержание меди 1,6 %, урана 0,05 %. Руды содержат примеси золота (0,6 г/т), серебра, редкоземельных минералов: багнетита и флоренсита. В обоих типах руд главные нерудные компоненты: гематит, кварц, серицит, флюорит, в меньшей степени - хлорит, сидерит, барит, рутил. Общие запасы месторождения: 32 млн т Cu; 1,2 млн т U и 1200 т Au, попутно могут добываться серебро и редкие земли.

Месторождения оз. Верхнего находятся на его южном берегу. Промышленная разработка началась в 1845 г., к настоящему времени запасы истощены, добыто около 5 млн т меди. По данным У. Уайта (1972), район сложен позднедокембрийскими породами системы Кивино (снизу вверх): 1) средний Кивино - лавовая серия Портелж-Лейк (3000-5000 м); 2) верхний Кивино - конгломераты

Конпер-Харбор (100–2000 м), сланцы Понсач (40–230 м), песчаники Джейкобсвилл (юго-восточнее разлома Кивино).

Месторождения меди приурочены к верхним амигдалонидным (миндалекаменным) частям отдельных лавовых покровов и к пластам конгломератов, объединяемым в лавовую серию Портедж-Лейк. В Мичиганском меднорудном районе мощность этой толщи, сложенной несколькими сотнями базальтовых покровов, не менее 5000 м, а в других районах оз. Верхнего достигает 10 тыс. м. Отдельные маркирующие пласты конгломератов и лавовые покровы прослеживаются по простиранию на расстояние до 160 км. Мощность отдельных лавовых покровов меняется от 30 см до 500 м, причем для половины из них она превышает 25 м. Лавовые покровы сложены базальтами и андезито-базальтами, состоящими из основного плагиоклаза (обычно лабрадора), авгита и подчиненного количества оливина.

Самая верхняя часть большинства лавовых покровов (5–20 % объема) характеризуется миндалекаменной текстурой, причем от 5 до 50 % пор выполнено вторичными минералами. Самородная медь является одним из важных компонентов, выполняющих поры. Оруденение проявляется также в пластах конгломератов и песчаников, причем одно из месторождений в конгломератах является крупнейшим в районе. Интрузивные породы представлены несколькими массивами риолитов, массивом сиенит-диоритов и гранофиров. На южном берегу оз. Верхнего обнажаются интрузивы габбрового и габбро-сиенитового комплекса. Судя по составу галек конгломератов можно предполагать существование третьего габбро-гранофирового комплекса. Попытки определения абсолютного возраста пород различными методами дали неоднозначные результаты: от 978 ± 40 млн лет (рубидий-стронциевый метод) до 1954–134 млн лет (калий-аргоновый метод).

Лавовая серия Портедж-Лейк, к которой приурочены промышленные месторождения самородной меди, занимает южное крыло синклинали оз. Верхнего (рис. 2.11). Главными структурными элементами являются: надвиг Кивино, по которому породы лавовой серии надвинуты на более молодые песчаники; надвиг широтного простирания Ханкан и параллельные ему разрывные нарушения [75].

На севере области распространения пород серии Портедж-Лейк существует зона шириной 6-7 км, где угол падения меняется с 20 до 30°. Мощность толщи здесь больше, чем на юге. Подавляющая масса месторождений приурочена к участку перегиба пластов вблизи надвига Кивино. Оруденение контролируется разрывными нарушениями, параллельными этому надвигу.

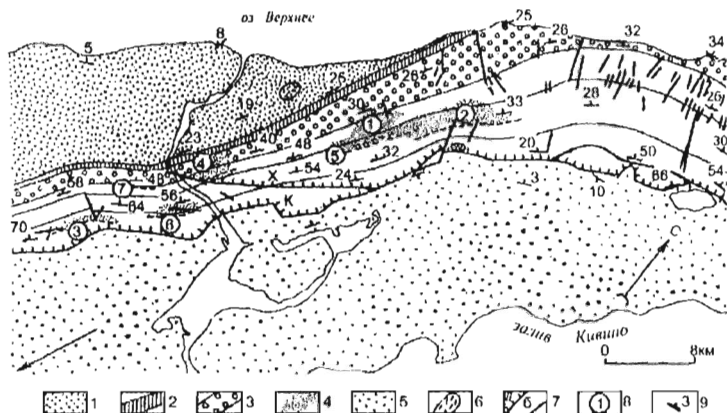


Рис. 2.11. Геологическая карта района главных месторождений самородной меди оз. Верхнего (по Vayta): 1 - песчаники Фреда; 2 - сланцы Нонсач; 3 - конгломераты Кошпер-Харбор; 4 - покровы основных лав с конгломератами и песчаниками; 5 - песчаники Джейкобсвилл; 6 - риолиты; 7 - надвиги (а); Кивино - К, Ханкон - Х; другие разрывные нарушения (б); 8 - месторождения (в порядке их значимости); 9 - элементы залегания

Главные рудные залежи пластовой формы приурочены к единичным пластам конгломератов либо к прикровлевой амигдалоидной части одного из лавовых покровов. Висячий и лежащий бока амигдалоидных рудных залежей слагают массивные базальты. Оруденению подвергаются преимущественно обломочные амигдалоидные лавы. Верхняя и нижняя части обломочного горизонта обычно несут более богатое медное оруденение, чем средняя. В мощных выдержанных пластах конгломератов рудные залежи характеризуются низким содержанием меди, которая обычно концентрируется в отдельных прослоях пласта.

В плоскости горизонтов амигдалоидных лав и конгломератов рудные залежи или столбы имеют разнообразные формы и размеры. В направлении главной оси рудные тела прослеживаются на расстоянии от 1,5–1,8 км (рудник Атлантик) до 10–12 км (амигдалоидные залежи Кирсарж). На руднике Куинси рудное тело отрабатывалось до 2800 м по падению. Горные работы на руднике Капюмет-Хекла ведутся на 3060 м по падению (на глубине 1830 м от поверхности земли).

Форма рудных столбов, залегающих в верхних частях лавовых покровов, разнообразна. На некоторых месторождениях эти столбы сильно удлинены. Их ширина от 30 до 160 м, а протяжение от 100 до 1000 м. В некоторых случаях для рудных столбов характерна неправильная форма. Рудные залежи развиты как в верхней, так и в нижней частях лавовой серии Портедж-Лейк. На отдельных горизонтах, по-видимому, не удастся обнаружить более одной крупной залежи. При этом намечается отчетливая тенденция: повышенное содержание меди в каком-либо пласте встречается непосредственно под известной рудной залежью в соседнем горизонте или над ней. Большинство рудных залежей не распространяется за пределы одного стратиграфического горизонта, причем соседний верхний или нижний горизонты оказываются более или менее безрудными. Встречаются и трещинные рудные тела, пересекающие несколько стратиграфических горизонтов (месторождение Сентраль).

Единственный полезный рудный минерал района – самородная медь. Иногда ей сопутствует самородное серебро (не более 0,1 % от содержания меди). В небольших жилах самостоятельно либо в ассоциации с кальцитом встречается халькозин. В некоторых поздних жилах отмечены арсениды меди.

Первичные выделения самородной меди представлены мелкими или крупными зернами, рассеянными в амигдалоидной лаве или конгломератах. Иногда встречаются самородки массой от 500 г до многих тонн. Крупнейшие самородки были обнаружены в жилах. Иногда самородная медь выполняет миндалины в базальте или интерстиции в брекчированной лаве, в основном же она выполняет неправильные и короткие трещинки либо образуется путем замещения вмещающих пород и ранних вторичных минералов. Среди

них в амигдалоидных лавах наиболее широко развиты кальцит, хлорит, повсеместно распространенный кварц. В меньшем количестве отмечаются эпидот, пумпеллит и пренит. Самородная медь местами образует тесные взаимные прорастания с пренитом и да-толитом. Они встречаются в жилах либо в поздних образованиях, выполняющих миндалины и прочие пустоты. В основании амигдалоидных горизонтов встречается хлорит, реже микрошинн.

Установлено, что оруденение пространственно связано с зонами метаморфизма с ореолами развития кварца, эпидота и пренита во вмещающих породах. Главные медные месторождения тяготеют к верхней границе распространения кварца, образующего наиболее широкий ореол. Значительно ниже этой границы залегают амигдалоидные рудные тела Болтик и Айл-Ройал. Все пластовые медные рудные тела расположены под верхней границей развития эпидота, которая проходит несколько ниже границы распространения кварца. Нижняя граница меденосной зоны примерно совпадает с нижним контуром кварцевого ореола, а верхняя граница находится на 1000–1500 м выше.

Главный фактор, определяющий форму и размещение рудных тел - проницаемость пород. Амигдалоидные горизонты и пласты осадочных пород подверглись более интенсивной хрупкой деформации по сравнению с массивными породами. Это создавало благоприятные условия для просачивания растворов и рудоотложения. Медное оруденение эпигенетично. По вопросу об источнике оруденения единого мнения не сложилось. Одни исследователи связывали оруденение с крупным массивом основных пород. Другие предполагают, что источник меди находится в самих лавах и рудоносные растворы могли представлять собой воды, выжатые из полостей и интрегстиций верхних частей лавовых покровов.

3. МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СВИНЦА И ЦИНКА

3.1. Геохимическая характеристика

Атомная масса свинца - 207,21 и порядковый номер его в периодической системе элементов Д.И. Менделеева - 82. В природе свинец представлен четырьмя изотопами: ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb . Последние три изотопа являются конечными продуктами радиоактивного распада урана, актиноурана и тория. На этом основано определение времени образования минералов и горных пород.

Для свинца характерны соединения со степенью его окисления $^{\text{II}}$ и $^{\text{IV}}$. Более многочисленными и устойчивыми являются соединения Pb^{2+} . Радиус иона Pb^{2+} , по данным различных авторов, составляет 0,117–0,132 нм, что близко к радиусам ионов Bi^{3+} и особенно Sr^{2+} (0,127 нм). Свинец обладает сродством как к сере, так и к кислороду. В природе известны его многочисленные сульфидные и кислородные соединения.

Цинк в периодической системе элементов занимает 30-е место, атомная масса его 65,37. Известно пять стабильных и пять радиоактивных изотопов цинка. На измерениях интенсивности излучения радиоактивных изотопов ^{69}Zn и ^{65}Zn основано определение содержания цинка рентгеноспектральным методом. В природных соединениях степень окисления цинка $^{\text{II}}$. Радиус его иона равен 0,083 нм. Цинк, так же как и свинец, обладает большим сродством к сере и кислороду.

Массовая концентрация свинца в земной коре, по А.П. Виноградову, составляет 0,0016 %, цинка - 0,0083 %. Содержание свинца и цинка в различных типах пород равно соответственно: в ультраосновных - 0,00001 и 0,003, в основных - 0,0008 и 0,013, в средних - 0,0015 и 0,0072 и в кислых - 0,002 и 0,006. Таким образом, кларк цинка не менее чем в 5 раз выше кларка свинца. Наиболее высокие содержания цинка связаны с породами основного ряда. Содержания его от основных пород к кислым понижаются, а содержания свинца, наоборот, увеличиваются.

Цинк и свинец совместно с рядом других элементов накапливаются в постмагматических растворах, переносятся ими и образуют крупные скарновые и гидротермальные средне- и низкотемпературные месторождения.

ратурные месторождения. Возникают полиметаллические руды весьма сложного минерального и вещественного состава. Основные минералы в них - сульфиды и сульфосоли свинца, цинка, меди, железа, серебра, висмута. В рудах часто присутствуют олово, золото, редкие элементы-спутники (индий, кадмий, таллий, селен, теллур и др.).

В зоне гипергенеза сульфидные полиметаллические руды легко окисляются. Галенит замещается англезитом, а затем церусситом. Эти гипергенные минералы свинца трудно растворимы в воде, и поэтому они предохраняют галенит от дальнейшего окисления. Однако в обстановке, богатой серной кислотой, которая образуется при окислении пирита, вторичные минералы свинца малоустойчивы и он мигрирует. В зоне окисления сложных по составу сульфидных руд возникает ряд гипергенных минералов свинца: карбонатов, фосфатов, арсенатов, молибдатов, окислов и др.

Более подвижным в зоне гипергенеза оказывается цинк, так как образующийся при окислении сфалерита его сульфат очень хорошо растворим в воде и цинк выносится. Наиболее интенсивный вынос этого металла происходит в случае алюмосиликатных вмещающих пород. Если рудные тела залегают среди пород карбонатного состава, то вблизи сульфидных руд часто возникают залежи смитсонита или смитсонит-каламиновые. Список гипергенных цинковых минералов значительный и включает карбонаты, арсенаты, фосфаты, ванадаты, силикаты. Окисленные руды свинца и цинка могут представлять промышленный интерес.

При выветривании и разрушении горных пород свинец и цинк высвобождаются и вовлекаются в процессы миграции. Поверхностными и подземными водами они выносятся в моря и океаны.

В ряде районов изучены подземные металлоносные рассолы, обогащенные наряду с другими элементами также цинком и свинцом. Наиболее подвижным здесь оказывается цинк. В определенной физико-химической обстановке из рассолов отлагаются сульфиды цинка, свинца, меди, серебра и другие минералы.

Свинец и цинк, содержащиеся в морской воде, концентрируются затем в железомарганцевых конкрециях на дне морей и океанов. Так, например, в конкрециях Тихого океана среднее содержа-

ние цинка составляет 0,084 %, а свинца 0,11 %. Следует заметить, что стратиформные (пластовые) свинцово-цинковые месторождения многих районов, залегающие в осадочных и вулканогенно-осадочных породах, рядом исследователей рассматриваются как осадочные или вулканогенно-осадочные. В последнем случае металлы выносились в моря и океаны в результате подводной вулканической деятельности. Стратиформные месторождения имеют важное промышленное значение для добычи описываемых металлов. Генезис их дискуссионный.

При метаморфизме докембрийских и палеозойских полиметаллических и колчеданно-полиметаллических месторождений изменяется морфология рудных тел и происходит перекристаллизация руд, образуются новые генерации и ассоциации сульфидов, в том числе сфалерита и галенита. Следовательно, происходит миграция свинца и цинка, однако она, видимо, имеет лишь местное значение и металлы за пределы рудных тел не выносятся.

Таким образом, в ходе геохимического цикла свинца и цинка промышленные концентрации их возникают главным образом на эндогенном постмагматическом этапе (скарновые и гидротермальные месторождения).

3.2. Области применения и экономическая конъюнктура

В настоящее время большая часть производимого свинца используется для изготовления аккумуляторных батарей (63 %); другие сферы использования свинца, %: производство красителей и химикатов – 13, проката и штампованных изделий – 7, оболочек кабеля – 5, сплавов – 3, боеприпасов – 3, прочих изделий – 6. Использование цинка по отраслям промышленности распределяется следующим образом, %: производство оцинкованной стали – 47, латуни, бронзы и других сплавов – 19, литья под давлением – 14, оксида цинка – 8, проката – 7, прочей продукции – 5.

По масштабам использования в промышленности свинец и цинк каждый в отдельности уступают меди, а в сумме превосходят ее. Ежегодное производство в концентратах составляет, млн т: свинца – 2,8–3,0; цинка – 6,2–7,3; рафинированного свинца – 4,9–5,4

(при этом, 40–45 % его получают из вторичного сырья); металлического цинка – 6,3–6,9.

По данным «Инфолайн», добыча свинец содержащих руд в Казахстане осуществляется на 15 месторождениях. Общий объем свинца в свинцовом концентрате, получаемого на предприятиях Казахстана, находится на уровне, существенно ниже аналогичного уровня меди и цинка – в пределах 25–50 тыс. т. Основной объем свинца в свинцовом концентрате, выпускаемого в Казахстане, приходится на долю компании «Казцинк» (101,8 тыс. т в 2011 г.). Дефицит свинцового сырья восполняется за счет импорта свинцового концентрата (из Боливии, Перу и др. стран). В частности, в 2006 и 2007 гг. эти поставки составили соответственно 42 и 31 тыс. т. Кроме того, Казахстан импортирует из России свинцовый лом. Доля металлического свинца Казахстана в общем объеме мирового производства в 2006 г. составила около 2 %. Подавляющий объем произведенного свинца Казахстан экспортирует (88–93 % в последние годы), основными направлениями поставок являются Испания и Россия.

По данным «Инфолайн», добыча цинк содержащих руд осуществляется на 16 месторождениях Казахстана. Согласно данным Агентства Республики Казахстан по статистике, за 2006 г. количество цинка в концентрате было произведено 407 тыс. т. Часть произведенного цинкового концентрата экспортируется, в частности, в 2006 и 2007 гг. эти поставки составили соответственно 165 и 238 тыс. т. Они осуществляются главным образом в Узбекистан, Россию и Китай. Выпуск металлического цинка осуществляют 3 цинковых завода, 2 из которых входят в состав ТОО «Казцинк» (Усть-Каменогорский и Риддерский), 1 (Балхашский) - в состав ТОО «Копорация Казахмыс». При этом в 2011 г. доля ТОО «Казцинк» составила 300,8 тыс т производства металлического цинка в Казахстане, а доля ТОО «Казахмыс» - 140 тыс. т. Кроме того, строительство мощностей по выпуску цинка из отходов свинцового производства мощностью 30 тыс. т цинка в год осуществило АО «Южполиметалл» (Шымкент). Проект по строительству цинкового завода мощностью 100 тыс. т цинка в год предполагает реализовывать горно-металлургическая компания «ШалкияЦинк». Доля металлического цинка Казахстана в общем объеме мирового произ-

водства в 2006 г. составила 5,5 %. Основной объем произведенного цинка Казахстан экспортирует (85–88 % в последние годы), основными направлениями поставок являются: Нидерланды, Турция, Италия, Украина и Китай. Остальная часть произведенного цинка используется внутри Казахстана, главным образом - для выпуска оцинкованного проката на АО «Миттал СтилТемиртау» (бывший Карагандинский металлургический комбинат).

В 2011 году мировые цены на свинец и цинк составили (LME) в среднем 2000 ± 300 \$/т. Обеспеченность уровня добычи подтвержденными запасами свинца и цинка оценивается в 38-39 лет.

3.3. Основные промышленные минералы и прочие источники сырья

Главные минералы свинца (содержание Pb,%):

галенит PbS (86,6), обычно содержит примеси Ag, Bi, Sb;

джерсонит $Pb_4FeSb_6S_{14}$ (50,8);

буланжерит $Pb_5Sb_4S_{11}$ (55,4);

бурнонит $CuPbSbS_3$ (42,6);

в зоне окисления

церуссит $PbCO_3$ (77,6);

англезит $PbSO_4$ (68,3).

Другие минералы свинца:

алтаит $PbTe$, айкинит $CuPbBiS_3$, тиллит $PbSnS_2$, франкеит $Pb_5Sn_3Sb_2S_{14}$, цилиндрит $Pb_3Sn_4Sb_2S_{14}$, плюмбоярозит $PbFe[SO_4]_4(OH)_{12}$, пироморфит $Pb_5[PO_4]_3Cl$, плантерит PbO_2 , глет PbO , сурик Pb_3O_4 , надорит $PbSnO_2Cl$, крокоит $PbCrO_4$, вульфенит $PbMoO_4$, чиллагит $Pb(Mo, W)O_4$, штольцит $PbWO_4$.

Основные минералы цинка (содержание Zn, %):

сфалерит ZnS (67), содержащий примеси Cd, In, Ga, Ge;

вюртцит ZnS (63);

в зоне окисления:

смитсонит $ZnCO_3$ (51);

каламин (гемиморфит) $Zn_4[Si_2O_7](OH)_2H_2O$ (53,7).

Другие минералы цинка:

франклинит $(\text{Zn}, \text{Mn})\text{Fe}_2\text{O}_4$, виллемит Zn_2SiO_4 , цинкит ZnO , гидродинкит $\text{Zn}_5[\text{CO}_3]_8(\text{OH})_6$, аурихальцит $(\text{Zn}, \text{Cu})_5[\text{CO}_3]_2(\text{OH})_6$, монгеймит $(\text{Zn}, \text{Fe})\text{CO}_3$, деклуазит $(\text{Zn}, \text{Cu})\text{Pb}[\text{VO}_4](\text{OH})$, купродеклуазит $(\text{Cu}, \text{Zn})\text{Pb}[\text{VO}_4](\text{OH})$, адамин $\text{Zn}_2[\text{Al}_3\text{O}_4](\text{OH})$, розазит Zn -малахит.

Главные промышленные минералы свинцово-цинковых руд - галенит и сфалерит.

3.4. Экономические параметры и сведения о качестве сырья

Руды свинцово-цинковых месторождений всех типов являются комплексными и характеризуются сложным минеральным составом. Помимо двух главных металлов в рудах в том или ином количестве могут присутствовать медь, сурьма, висмут, олово. Почти во всех случаях цинк в большей или меньшей степени преобладает над свинцом. Попутные компоненты руд – кадмий, серебро, золото, селен, теллур, германий, таллий, галлий, индий. В свинцово-цинковых рудах сосредоточено более 80 % мировых запасов кадмия, 40–50% – таллия, 25–30% – германия, 20–25 % – селена, теллура, индия, 15–20 % – галлия и висмута. Эти руды дают 50 % мировой продукции серебра. Свинцово-цинковые руды относятся к богатым при содержании свинца свыше 4 % или суммы свинца и цинка свыше 7 %; руды среднего качества содержат свинца 2– 4 % или 4–7 % суммы свинца и цинка; бедные руды характеризуются содержанием свинца 1,2–2 % или суммы свинца и цинка не ниже 4 %. Технологические свойства свинцово-цинковых руд определяются, в первую очередь, их структурными особенностями, поскольку крупнозернистые легко обогащаются и разделяются, а для селективной флотации тонкозернистых руд требуется их очень тонкое измельчение.

Мировые ресурсы свинца оцениваются в 1,5 млрд т. Большая часть их сосредоточена в США, Австралии, Канаде, Казахстане, Китае, России, Мексике, Индии, ЮАР, Перу и Испании. Общие запасы свинца в мире составляли 220,2 млн т, а подтвержденные – 136,3 млн т. Около 65 % мировых разведанных запасов свинца приходится на 8 стран, каждая из которых располагает запасами металла более 5 млн т: это Австралия, Казахстан, Россия, США, Канада, Китай, Индия и ЮАР (табл. 3.1).

Таблица 3.1

Запасы свинца (тыс. т) на 01.01.2010 г. в основных странах мира

Часть света, страна	Общие запасы	Подтвержденные запасы	Доля в мире, % от мира	Ср. содержание Pb в рудах, %
Россия	14150	13950	10,2	1,3
ЕВРОПА	28983	16837	12,4	
Ирландия	2600	1750	1,3	2,1
Испания	4320	2315	1,7	1,5
Польша	3945	2435	1,8	1,3
Португалия	2000	1500	1,1	
Швеция	1900	1490	1,1	2,3
Югославия	4480	2480	1,8	3,1
АЗИЯ	79307	45335	33,3	
Азербайджан	1661	1525	1,1	1,5
Индия	6570	5674	4,2	1,6
<i>Казахстан</i>	<i>20800</i>	<i>14860</i>	<i>10,9</i>	<i>1,3</i>
Китай	17580	7200	5,3	6
Таджикистан	6550	4500	3,3	0,7
Узбекистан	4870	3200	2,3	1,8
Япония	1770	1770	1,3	1,0
АФРИКА	16850	9186	6,7	
Марокко	4360	1800	1,3	5,7
ЮАР	8220	5130	3,8	5,0
АМЕРИКА	55675	30963	22,7	
Бразилия	2900	1990	1,5	6,1
Канада	16500	9410	6,9	2,8
Мексика	4540	3510	2,6	1,8
Перу	3370	2800	1,8	1,1
США	25850	11850	8,7	3,5
ОКЕАНИЯ И АВСТРАЛИЯ	24400	20000	14,7	
Австралия	24400	20000	14,7	6,4

В США наиболее крупные месторождения свинца находятся в штате Миссури, где сконцентрировано примерно 30 % подтвержденных запасов, а также в штатах Айдахо, Колорадо и Аляска, где добыча полиметаллических руд производится уже несколько десятилетий.

Таблица 3.2

Запасы цинка (тыс. т) на 01.01.2010 г. в основных странах мира

Часть света, страна	Общие запасы	Подтвержденные запасы	Доля в мире, % от мира	Ср. содержание Zn в рудах, %
ЕВРОПА	66636	41210	15,0	
Ирландия	13120	9220	3,4	10,2
Испания	8830	5510	2	
Польша	12195	7100	2,6	3,7
Португалия	6000	4500	1,6	4,4
Югославия	5600	3470	1,3	4,4
АЗИЯ	182790	108284	39,4	
Азербайджан	3758	3648	1,3	3,7
Индия	25550	17510	6,4	5
Иран	9600	5800	2,1	14
Казахстан	41175	34220	12,5	3,2
Китай	48100	15000	5,5	8,0
Таджикистан	7745	4660	1,7	0,6
Узбекистан	5553	4725	1,1	2,4
Япония	7505	6805	2,5	4,9
АФРИКА	35470	19094	7	
ЮАР	15000	11800	4,3	5,3
АМЕРИКА	139650	67087	24,4	
Канада	56000	23110	8,7	7,3
Мексика	7600	6600	2,4	4,1
Перу	10020	6100	2,2	4,4
США	50000	23500	8,6	3,0
ОКЕАНИЯ И АВСТРАЛИЯ	65000	39000	14,2	
Австралия	65000	39000	14,2	12,8

В Австралии в 1995–2000 гг. геологоразведочные работы проводились на месторождениях Мак-Артур-Ривер (штат Северная Территория), Сенчери (штат Квинсленд), Кэджебат и Блендвэйл (штат Западная Австралия).

Мировые ресурсы цинка оцениваются в 1,8 млрд т. Они сосредоточены в основном в Канаде, США, России, Перу, Казахстане, Китае, Индии и Испании. Общие запасы цинка в мире (без России) составляли 490 млн т, а подтвержденные – 275 млн т. Около 39,4 % подтвержденных запасов сосредоточено в Азии и 24,4 % в Америке (табл. 3.2).

Подтвержденные запасы цинка Казахстана оцениваются в 25,7 млн т (9,5 % мировых запасов), по этому показателю Республика находится на 4-м месте в мире после Австралии, США и России. Запасы цинка сосредоточены в более чем 50-ти месторождениях, при этом преобладающим типом являются полиметаллические руды.

В мире насчитывается около 43 крупных свинцово-цинковых месторождений с запасами каждого свыше 1 млн т цинка. Наиболее крупными среди них являются *Маунт-Айза*, *Хилтон* (Австралия), *Кидд-Крик*, *Салливан*, *Полярис* (Канада), *Рэд-Дог*, *Балмат-Эдвардс* (США), *Жайрем*, *Шалкия* (Казахстан), *Уч-Кулач* (Узбекистан), *Озерное*, *Холоднинское*, *Горевское* (Россия) и др.

Уникальные месторождения имеют суммарные запасы свинца и цинка более 5 млн т, очень крупные – от 5 до 2 млн т, крупные – от 2 млн т до 600 тыс. т, средние – от 600 до 200 тыс. т и мелкие – менее 200 тыс. т.

3.5. Промышленно-генетическая классификация месторождений

Для свинца и цинка выделяются свои месторождения, но очень часто месторождения свинца и цинка являются и важными месторождениями меди. Поэтому надо выделять свинцово-цинковые месторождения и месторождения полиметаллические. Разница между которыми заключается в том, что в свинцово-цинковых месторождениях медь или почти отсутствует, или ее содержанием можно, в общем-то, пренебречь, поскольку свинец и

цинк гораздо важнее из-за малого содержания меди. Свинцово-цинковые месторождения характеризуются содержанием и свинца, и цинка, но, как правило, цинк преобладает, а свинец встречается в меньших количествах. Собственно в свинцовых месторождениях (в которых содержание свинца гораздо важнее цинка) или цинк отсутствует, или встречается сравнительно редко. Одним из таких месторождений, между прочим, является месторождение Миргалымсай, где цинка почти нет. В большинстве случаев, цинка больше, чем свинца. В настоящее время цены на эти металлы выравниваются, но как будто бы свинец дороже, чем цинк, как в России, так и Казахстане. Полиметаллическими называются такие месторождения, в которых заметную роль играет медь, в некоторых случаях меди больше, чем свинца, но меньше, чем цинка. Кроме этих элементов (медь, свинец и цинк) в больших количествах встречается серебро, а нередко и золото. В общей классификации не принято различать свинцово-цинковые и полиметаллические месторождения, классификация общая.

Среди промышленных месторождений свинца и цинка выделяются: скарновые, плутоногенные гидротермальные, месторождения экзогенно-эндогенной серии. Последние могут быть подразделены на три типа: колчеданно-полиметаллические месторождения в вулканогенных формациях; колчеданно-полиметаллические месторождения в терригенных формациях; стратиформные месторождения в карбонатных формациях.

В общей классификации не принято различать свинцово-цинковые и полиметаллические месторождения, классификация общая. В этой классификации выделяются следующие виды свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений (табл. 3.3).

3.6. Типы промышленных месторождений

Скарновая и скарноидная (метаморфогенно-скарноидная) модель

Скарновые месторождения. Раньше считалось, что скарновые месторождения весьма многочисленны, но в последние десятилетия, раньше считавшиеся скарновыми, сейчас относятся к другому к метаморфогенно-скарноидному типу.

Таблица 3.3

Промышленно-генетические типы месторождений свинца и цинка

Типы месторождений		Примеры месторождения	
генетические типы	минеральные и промышленные типы, модели	зарубежные	Казахстанские
1. Скарповый и скарпоидный		М-я Дальнегорского р-на: Никольское, Верхнее (Приморский край, РФ), Алтын-Топкан (С.Таджикистан)	Гулынад, Кызыл-Еспе, Каратау-3 и др. (С.-З. Прибалхание)
2. Гидротермальный а) пилутогенно-гидротермальный	метасоматические	Ледвилл, Тинтик, Парк-сити, Пиноч (США)	Ажжал, Аксоран, Биринши, Узулжал (С.-З. Прибалхание)
	жильные и жильно-пиктоверковые	Фрайберг (Германия), Пшибрам (Чехия) Кер-д-Ален, Ледвилл, Тинтик и др. (США), Садон, Згид, м-я Караматарекого рудного района (Ср. Азия)	Кастек, Исламбай, Кыржол и др. м-я (Илский Алатау)
б) вулканогенно-гидротермальный		Маджарово (Болгария), Злетово (Македония), Баня-Маре (Румыния), Касапалка, Морокоча (Перу), Кани-Мансур, Замбарак (Таджикистан), Береговое, Бегальское (Закарпатье, Украина)	Родниковое, Каткулдук (Ю. Казахстан), Кунок Адыр, Жусабай (С.-З. Прибалхание)
в) порфировый		рудное поле Бингем (Юта, США)	
г) колчеданный или колчеданно-полиметаллический	уральского типа	Медные м-я Ю. и Ср. Урала, Рудного Алтая (Россия)	Орловское, Никольское, Золотунинское, Артемьевское (Рудный Алтай, Пртышская зона)
	типа Куроко	Учинотан, Наканган (Япония), м-я Пиритового пояса Испании и Португалии (Рио-Тинто и др.), Скандинавских каледонид; Хандиза (Узбекистан), Батерет (Канада) и др.	М-ия Северо-Восточной зоны Рудного Алтая: Риддер-Сокольное, Зыряновское, Тинтинское и др.
	типа Бессин (Раммельсбергский, Филлзчайский, Кызылдеринский) и другие типы	М-ия северного склона Большого Кавказа (медное м-ие Кызылдер), Южн. склонометаллические м-ия Филлзчайской группы; Метген, Раммельсберг (Германия)	
	сульфидные руды океана	Красное море и др.	

Типы месторождений		Примеры месторождения	
3. Стратиформные месторождения карбонатных формаций		М-ия долины рек Миссисипи-Миссури (США), Корнуоллис , Найнпойнт (Канада), Папан Тайпай (Ирландия), Лайсвалль (Швеция), Сарудана (Верхоянский хребет, СВ России), Уткулач (Узбекистан)	М-ия хр. Б. Каратау (Миргалмсай, Шалкия и др.); Жайрем, Ушкатын, Каражал, Ушкатын-3, Бестобе, Кентобе, Араи, Жомарт, Камыс (Атасуский р-н), Успенская, Аксоран-Акжал и Акбастауская юны; Акжал, Карагайлы, УшнЖал, Атайгыр, Аксоран и др.
4. Карстовый		Райбл (Италия), Лайсвалль (Швеция), Маскот-Джеферсон-Сити (США), м-ия Силезско-Краконского поднятия (Польша), Чункей (Кыргызстан), Кугитан (Туркмения), м-ия России	Шаймерден (З.Торгай) и Жана Аркалык (Амангельдинский р-н); Хангаи, Карасай, Ащисай (Б. Каратау)
5. Древние метаморфитованные месторождения в терригенных формациях		Брокен-Хилл (Австралия), Салливан (Канада), Маунт-Айза, Мак-Артур Ривер (С. Австралия), Холодинское (С. Прибайкалье), Горевское (нижняя Ашара) и Озерное , р-н Еравных озер (Забайкалье, Россия)	Коргасын (Улытауский р-н), м-я западного обрамления Кокшетауского массива (Ефимовское и др.).

Общая характеристика тех месторождений, которая существует и в настоящее время, т.е. контактово-метасоматических месторождений ничем не отличаются от той, что давалась для скарповых месторождений. Согласно этой привычной характеристики считается, что скарповые месторождения (которые встречаются гораздо реже, чем это представлялось ранее) отличаются малыми и средними величинами запасов. Крупные месторождения встречаются редко или почти не встречаются, но содержание полезных компонентов довольно высокое и исчисляется несколькими процентами. При этом для скарповых месторождений характерно неравномерное содержание полезных компонентов с большими амплитудами колебаний, в соответствии с этим текстуры руд также разнообразны от бедно прожилково-вкрапленных до богатых массивных и брекчневых со сложной гаммой промежуточных текстур.

В любом случае, коль скоро это месторождение скарновое, они располагаются в пределах контактовых ореолов воздействия гранитоидных интрузий (гранитоиды повышенной основности, но в целом, менее основные, чем это характерно для железорудных месторождений). Но почти всегда эти скарново-рудные залежи сопровождаются со стороны экзоконтакта полиметаллическим рудами (чаще свинцово-цинковыми) среди неизмененных карбонатных пород, которые, как правило, располагаются уже за пределами контактового ореола, т.е. существует постепенный переход от собственно-скарновых месторождений, для которых характерно существенное преобладание скарнового типа оруденения, к гидротермально-метасоматическим телам, которые располагаются среди малоизмененных карбонатных пород. В них тоже встречаются скарновые тела, но они являются второстепенными.

Относительно состава интрузивных пород. Они являются более кислыми, нежели те, с которыми ассоциируют медные и тем более железорудные месторождения.

Среди всех скарновых месторождений скарны с полиметаллическим оруденением отличаются высоким содержанием вольфрамита, везувиана, содержаниемgrossулярового минерала преобладающим над андрадитовым в гранатах и большим количеством кальцита, как жильного минерала. Состав рудной минерализации является одним из наиболее сложных среди всех скарновых месторождений. Кроме главных компонентов свинца, цинка и меди, почти всегда присутствует железо, висмут, сурьма, кобальт, никель, бор и многие другие.

Обобщенная модель формирования свинца, цинка и полиметаллов. Теоретическим источником металлов является интрузия, но фактически во многих месторождениях устанавливается повышенная зараженность свинцом, цинком и другими элементами карбонатных пород за пределами контактового ореола. Не исключено, что некоторая часть полезных компонентов заимствуется из вмещающих пород, прежде всего карбонатных. Но все же, можно предполагать, что основным источником свинца и цинка являются интрузивные массивы, что в Казахстане уже подвергается очень сильному сомнению. *Транспортирующими агентами* являются конечные постмагматические флюиды, хотя источником воды для

последних, хотя бы частично, могут быть и вмещающие породы. В некоторых случаях не исключено, что рудообразующая гидротермальная система носит рециклинговый характер. *Зоной рудоотложения* являются, с одной стороны, скарновые породы, как обладающие повышенной трещиноватостью, так и карбонатные породы, благодаря высокой химической активности карбонатной среды. Безусловно, что *источником энергии* являются массы остывающих интрузивных пород вкупе с глубинным теплом Земли.

Для свинца и цинка выделяются свои месторождения, но очень часто месторождения свинца и цинка являются и важными месторождениями меди. Поэтому надо выделять свинцово-цинковые месторождения и месторождения полиметаллические. Разница между которыми заключается в том, что в свинцово-цинковых месторождениях медь или почти отсутствует, или ее содержанием можно, в общем-то, пренебречь, поскольку свинец и цинк гораздо важнее из-за малого содержания меди. Свинцово-цинковые месторождения характеризуются содержанием и свинца, и цинка, но, как правило, цинк преобладает, а свинец встречается в меньших количествах. Собственно в свинцовых месторождениях (в которых содержание свинца гораздо важнее цинка) или цинк отсутствует, или встречается сравнительно редко. Одним из таких месторождений, между прочим, является месторождение Миргалимсай, где цинка почти нет. В большинстве случаев, цинка больше, чем свинца. В настоящее время цены на эти металлы выравниваются, но как будто бы свинец дороже, чем цинк, как в России, так и Казахстане. Полиметаллическими называются такие месторождения, в которых заметную роль играет медь, в некоторых случаях меди больше, чем свинца, но меньше, чем цинка. Кроме этих элементов (медь, свинец и цинк) в больших количествах встречается серебро, а нередко и золото.

Гидротермальная модель

Гидротермально-метасоматические месторождения - не очень часто встречающиеся месторождения, но для Казахстана они считались довольно распространенными. Теоретически такими месторождениями считаются месторождения, образованные пометасоматическими флюидами (независимо от того, какой процент этих

флюидов имеет немагматическое экзогенное происхождение), которые выделяются из интрузивных массивов, расположенные не очень далеко от существующих месторождений. Во всяком случае, всегда в соседстве с такими месторождениями обнаруживаются интрузивные породы, которые можно считать потенциальными источниками рудного вещества. Связь оруденения с телами магматических пород статистически устанавливается довольно отчетливо, но для всех таких месторождений весьма характерной является форма рудных тел — это так называемые метасоматические залежи. Т.е. пластообразные, иногда жилообразные и, возможно, иной формы тела с явными признаками агрессивного метасоматического замещения, т.е. контакты рудных тел с вмещающими, обычно карбонатными, породами являются криволинейными, совершенно дискордантными по отношению к элементам залегания этих пород, нередко прихотливо изгибающиеся. Такая картина морфологии сложной формы особенно характерна при взгляде сверху, а точнее при взгляде перпендикулярно к напластованию пород. В латеральном же отношении, т.е. на разрезах рудных тел, в общем-то, чувствуется определенная стратиформность рудных тел, обусловленная, так называемым, избирательным замещением отдельных более благоприятных горизонтов или пластов карбонатных пород среди других менее благоприятных. В России подобные месторождения описывались как просто метасоматические залежи без акцента на их стратиформный облик. Такая же картина была характерна и для месторождений США, таких знаменитых рудных районов *Ледвилл*, *Тинтик*, *Парк-сити*, *Пиоче* и т.д. Для таких месторождений характерно также то, что среди околорудных изменений, которые представлены окварцеванием, окремнением, доломитизацией известняков и мергелей, серицитизацией, хлоритизацией, скарнированием и т.п., т.е. явно есть признаки постепенного перехода от скарных месторождений к бесскарновым метасоматическим. Состав рудной минерализации у них является почти идеальным.

Таким образом, *идеализирующую модель* можно себе представить в самом простом виде, где *источником рудного вещества* является интрузия и вмещающие карбонатные породы. *Транспортирующим агентом* является горячеводные, возможно, и газовые растворы как ювенильные, так и главным образом, экзогенного

элизионного происхождения. *Зонай рудоотложения* является карбонатная порода, в которых некоторые слои или горизонты являются более благоприятными для осаждения свинца, цинка и т.д. в силу своих химических свойств, в силу химической активности. Здесь *источником энергии* может являться внутреннее тепло Земли, а не только тепло конкретных интрузивных тел.

Дальнегорское месторождение. Согласно И.Ф. Григорьеву (1936), Е.А. Радкевич (1960) и другим исследователям, в основании разреза района залегают кремнистые сланцы верхнего триаса, которые выше перекрываются псевдомонотовой свитой верхнего триаса, которая подразделяется на базальный, рифовый и песчано-сланцевый горизонты. Рифовый горизонт вмещает оруденение. На псевдомонотовой свите несогласно залегает партизанская свита песчаников мелового возраста (апт-альба) мощностью 500 м. Эта свита перекрывается ольгинскими кварцевыми порфирами верхнего мела. Затем следуют нижнетретичные угленосные отложения и фельзолипариты. Все эти породы смяты в складки. Складчатые деформации проявлялись неоднократно: в конце верхнего палеозоя, в древнекиммерийское время и в ларамийскую эпоху, когда породы партизанской свиты были смяты в пологие складки. Из интрузивных пород в районе развиты приморские граниты, диориты и жильные дериваты этих интрузий палеоген-неогенового возраста. Серией разрывных нарушений рудное поле разбито на ряд блоков [75].

Основное месторождение рудного поля - Верхний рудник, в пределах которого рудные тела, приуроченные к пересечению разрывов, тяготеют к тектоническому контакту кварцевых порфиров и известняков (рис. 3.1). Залегая в известняках, главное рудное тело на поверхности обнажается в виде четырех труб, которые с глубиной попарно соединяются в одну рудную залежь, надающую под углом 30-45°. Хотя рудное тело и вытянуто вдоль надвига, но оно размещается в месте сопряжения надвига с боковым разрывом. При этом на нижнем горизонте в лежачий бок надвига от рудного тела отходят два ответвления, так называемые «Ноги», существование которых дает возможность предположить, что параллельно, надвижку может залегать второе рудное тело.

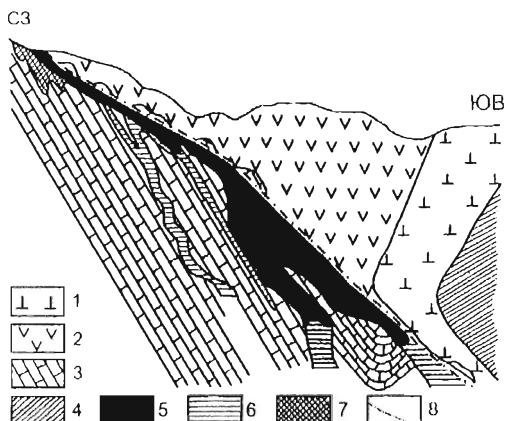


Рис. 3.1. Схематический разрез Дальнегогорского месторождения (по И. Толмону и Н. Мозговой): 1 - андезиты; 2 - кварцевые порфиры (ольгинские); 3 - известняки; 4 - кремнистые сланцы; 5 - геденбергит-сульфидное рудное тело, 6 - просекция рудного тела; 7 - залежки галмеевых (окисленных) руд; 8 - разрывные нарушения

Для Верхнего рудника характерно развитие пустот, выполненных шарами геденбергита. Руда непосредственно с известняком не контактирует, а отделяется от него полосой кальцита и розового карбоната, в лежачем боку которых развивается геденбергит. Руды месторождения содержат сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин, пирит, немного арсенопирита, блеклой руды и кубанита. В незначительном количестве отмечаются сульфосоли серебра и висмута. Перурдные минералы: мангангеденбергит, андрадит, аксинит, ильваит, датолит, местами тремолит, карбонат, кварц и мангансидерит; в подчиненном количестве развиты флюорит, а также апофиллит и цеолиты. Руды характеризуются лучистой массивной и полосчатой текстурами. Лучистая текстура обусловлена замещением геденбергита сфалеритом. Интересны друзы, выросшие в пустотах и представляющие собой срастания превосходных кристаллов галенита, сфалерита и других минералов.

Процесс минерализации на месторождении был длительным. Ранняя дорудная стадия проявилась в образовании зон волластонит-гранатового скарна. В течение главной рудной стадии сформировались геденбергит-сульфидные метасоматические рудные тела,

характеризующиеся сближенной кристаллизацией минералов. В позднюю послерудную стадию шло формирование кальцит-цеолитовых жил.

В начальный период изучения Дальнегорского месторождения предполагалось, что оно является типичным контактово-метасоматическим образованием, генетически связанным с эффузивными ольгинскими кварцевыми порфирами. Однако еще И.Ф. Григорьевым (1936 г.) было установлено, что скарны и ассоциирующие с ними руды моложе кварцевых порфиров и даек кислых и основных пород, залегающих висячем боку рудного тела. Месторождение является типичным высокотемпературным гидротермальным, связанным общностью магматического очага с поздними магматическими образованиями. Верхняя часть рудного тела сформировалась на глубине около 1,5 км под надрудной толщей ольгинских кварцевых порфиров, на контакте которых с известняками залегают и другие скрытые рудные тела. Среди них особое значение имеет вновь выявленное Николаевское месторождение. Оно находится на северном фланге Дальнегорского рудного поля и приурочено к погребенному под вулканогенными образованиями северо-западному крылу антиклинали. Согласно Г.М. Фремду и др. (1971), основное рудное тело залежь Восток, вытягивается по контакту известняков с туфами лаваритов сенонского возраста и его верхняя часть вскрывается на глубине 700-1000 м. Оруденение локализуется в зоне разрыва меридионального простирания, который контролирует также размещение рудных тел Верхнего рудника.

Порфировая модель

На некоторых довольно известных медно-порфировых месторождениях отмечается развитие полиметаллической минерализации, которая тяготеет к периферической части медно-порфировых рудных полей, о чем уже было сказано выше. Передко при этом свинцово-цинковые и полиметаллические руды имеют скарновый состав, будучи приуроченными к блокам карбонатных пород, включенных в порфировую систему. Одним из важнейших примеров такого рода месторождений является знаменитое рудное

поле Бингем каньон, на котором в последние годы добывались полиметаллические руды, не медные.

Колчеданная или колчеданно-полиметаллическая модель.

К этому виду месторождений, с одной стороны, относятся месторождения северо-восточной металлогенической зоны Рудного Алтая, которые действительно представлены колчеданно-полиметаллическими рудами, включаемыми обычно в общемировой тип японских руд Кууроко. Некоторые исследователи, правда, считают, что месторождения этого типа, который часто называется Рудноалтайским, надо отличать от месторождений типа Кууроко. По все же, большинство исследователей считает, что это один тип, за которым следуют закрепить название «тип Кууроко». Вторая разновидность представлена преимущественно медно-цинковыми рудами, которые в принципе, даже без особой натяжки, можно относить к полиметаллическим. Таковыми и являются большинство названных выше месторождений Рудного Алтая, отнесенных к уральскому типу (*Орловское, Николаевское, Золотушинское, Артемьевское* и др.), т.е. месторождений Иртышской металлогенической зоны.

Субмодель месторождений типа Кууроко. Месторождения типа Кууроко большинством геологов связывают с энсиалическими островными дугами или, как некоторые авторы выражаются, со зрелыми островными дугами. К зрелым островным дугам можно отнести и микроконтиненты, такие как Японские острова, Новая Зеландия, острова Лусон и Минданао, крупнейшие из островов Фиджи - Витиелеву и Вануалеву и др. В этом случае вулканические породы формируются не только за счет плавления субдуцирующей океанической коры, но и за счет континентальной коры микроконтинентов или зрелых дуг. В этих условиях получают еще более кислые выплавки, нежели в окраинных срединных морях и формируются уже не бимодальная, а последовательно дифференцированная базальтоидная, а точнее базальтоидно-риолитовая формация с резким преобладанием в составе андезитовых и риолито-дацитовых продуктов. В этом случае минеральный состав получается еще более сложным, нежели это характерно для колчеданных месторождений уральского типа. *Главными минералами* здесь являются три минерала: пирит, сфалерит и галенит или четыре с

добавлением халькопирита. Почти всегда в рудах присутствует барит и часто гипс. В общем, выделяется две разновидности месторождений: месторождения собственно типа Кууроко и месторождения Рудноалтайского типа.

Месторождения типа Кууроко формируется на возвышении морского дна и нередко связано с экструзивами или экструзивными телами риолито-дацитового состава. Во всяком случае, вмещающие породы представлены эффузивами и субвулканическими телами. Типично японские месторождения, такие как Учиматай, Шаканай и т.д. имеют четко выраженное зональное строение. На непосредственной границе между эффузивной толщей и вышележащими пелито-песчанистыми, нередко туфогенными осадками, располагаются линзообразные, иногда пластообразные залежи массивных, так называемых, черных руд Кууроко (*Black Ore*). Такие тела сложены массивными и слоисто-массивными рудами, состоящими из галенита, сфалерита, пирита, марказита, халькопирита и других сульфидов с баритом и гипсом, которые за счет галенита, сфалерита, мелкозернистого пирита имеют черный цвет. Это существенно полиметаллические или свинцово-цинковые руды обычно осадочного или гидротермально-осадочного происхождения. Ниже располагаются тела метасоматического происхождения желтого цвета, так называемые Око (*Yellow Ore*), сложенные преимущественно пиритом и медными минералами, т.е. халькопиритом, борнитом, блеклыми рудами, энергитом и т.д., а также сфалеритом с небольшим количеством галенита. Это тоже массивные богатые руды, которые книзу постепенно переходят в гнездовые, гнездововкрапленные или жильные руды полиметаллического или медноцинкового состава с преобладанием меди. Еще ниже располагается зона жильного и прожилково-вкрапленного оруденения в окварцованных, кремнистых, серицитизированных и т.п. породах, так называемые Кейко (*Siliceous Ore*). Здесь рудные жилы, прожилки и вкрапленность сложена преимущественно медными минералами почти без цинка и, тем более, свинца. Ниже оруденение практически затухает, вниз продолжают хвостобразные орсолы гидротермального изменения. Нередко добавляется еще одна зона, которая располагается или ниже, или чаще, выше руд Кейко, или вмешешу с рудами Око. Это, так называемые, руды Рюкоко (*Pyritic*

Ore), сложенные практически мономинеральным пиритом. Здесь приведены только основные минералы, а общий список минералов очень сложен. Примером таких месторождений являются месторождения самой Японии, это месторождения молодого миоценового возраста, где все особенности типа выражены четко, поэтому именно японские месторождения, а не алтайские, которые являются несравненно более важными в промышленном отношении объектами, дали общее название этому типу. Алтайские месторождения, в значительной степени, метаморфизованы (все они имеют раннедевонский возраст) и отличительные признаки этого класса месторождений здесь сильно затушеваны, вплоть до того, что очень долго такие эталонные месторождения как Лениногорское или Зыряновское относились к числу плутогенных. В целом же месторождения этого рудноалтайского подтипа, в отличие от месторождений Куроко, приурочены к депрессионным структурам на дне океана, где в воронкообразные углубления дна изливались гидротермальные растворы. Поэтому здесь оруденение локализуется, главным образом, в связи не с эффузивными или экструзивными породами, а в значительной степени с туфогенными, часто кластогенными пелитовыми породами.

Модель стратиформного колчеданного образования (*Ральмельсбергский, Фелизчайский, Кызылдеринский и др. типы*). Общим для них является приуроченность рудных залежей не столько к стратиграфической границе эффузивных и терригенных пород, а скорее просто к мощной толще морских терригенных отложений флишоидного происхождения. Разница между различными типами порождена, главным образом, конкретным литологическим составом и степенью их деформации. Первоначально почти все такие месторождения выделялись под названием месторождения *типа Бесчи*, (Бесчи или Бесхи). Предполагалось, что их формирование происходило на удалении от устья выхода гидротермальных растворов на поверхность океанического дна в условиях, когда это устье располагалось в пределах какой-либо относительно глубоководной впадины заполненной терригенными осадками (тип бассейна Гуаймас в Калифорнийском заливе) или морского дна (типа рассольных впадин Красного моря). В любом случае происходит какое-то, хотя бы частичное, расселение рудного вещества, выноси-

мого гидротермальными растворами в массе осадочных илов или уже более или менее литифицированных пород. Рудные тела имеют линзообразную или пластообразную форму, но уже с менее четкими границами рудных тел, чем это характерно для большинства колчеданных месторождений. Местами эти рудные тела окаймляются таким постепенным ореолом вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения. Эталоном таких месторождений являются не очень крупные месторождения северного склона Большого Кавказа (*медное месторождение Кызылдер*), полиметаллические месторождения Филизчайской группы. В мировом же масштабе, скорее всего, к этому типу относятся древние докембрийские, так называемые, древние метаморфические полиметаллические сульфидные руды силикатных толщ типа месторождений *Маунайза*, *Макартур Ривер* (Австралия), *Броккен-хилл* (Замбия, Африка), *Салливан* (Канада) и т.д. Это предположительно, так как все эти месторождения, имеющие как минимум протерозойский возраст, претерпели значительные метаморфические изменения.

В туфах и сланцах образуются высокотемпературные месторождения галенит-сфалерит-турмалиновой формации. К ним *относится месторождение Салливан* в Канаде. Рудное поле сложено двумя осадочно-метаморфическими докембрийскими формациями - Олдридж и перекрывающей ее Грестон, представленными аргиллитами, конгломератами и кварцитами [75]. Обе формации имеют меридиональное простирание и моноклинально падают на восток под углом 30°. По контакту формаций проходит широтный сброс Кимберли, прослеживающийся более чем на 10 км и наклоненный к северу под углом 45-55°. Месторождение залегает в южном блоке по отношению к сбросу Кимберли. Оруденение сформировалось среди пород нижней части формации Олдридж, прорванных силами и дайками габбро позднекембрийского возраста. Моноклинальное залегание пород, согласно Свансону (1953), осложняется куполообразной складкой Салливан. Рудная залежь, приуроченная к части купола и к восточному крылу этой складки, в плане имеет форму перевернутой буквы S, а с глубиной приобретает выдержанное северо-западное простирание. На верхних горизонтах рудная залежь падает полого (*рис. 3.2*), а глубже углы падения более крутые. Локализуется залежь в зоне контакта перекры-

вающих кварцитов и подстилающих тонкослойных пород и конгломератов. Оруденение в основном развилось по тонкослоистым породам - аргиллитам и алевролитам. Рудное тело сложено сплошными сульфидами и вытянуто на 1800 м, при мощности 80 м. Большая часть руд характеризуется слоистыми текстурами, обусловленными избирательным замещением тонкослоистых вмещающих пород. Развита руда и вдоль крутопадающих зон дробления.

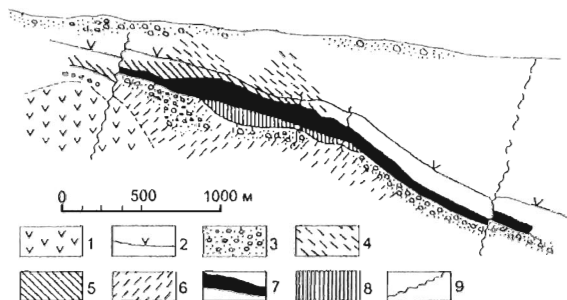


Рис. 3.2. Разрез месторождения Салливан (по Свансону): 1 - диориты; 2 - основание верхних кварцитов; 3 - подстилающие конгломераты; 4 - альбитизированные породы; 5 - хлоритизированные породы; 6 - турмалинизированные породы; 7 - сульфидные свинцово-цинковые руды; 8 - пирротиновые руды; 9 - разрывные нарушения

В состав руд входят галенит и сфалерит с пиритом, преимущественно развитым на верхнем горизонте. Глубже по падению преобладает пирротин. Меньше распространены халькопирит и арсенопирит, местами отмечается буланжерит. В промышленных концентрациях развит касситерит. Из жильных минералов отмечены: серицит, кварц, хлорит, мусковит, тремолит, клиноцоизит, турмалин, гранат, биотит, альбит и кальцит.

Наиболее интенсивное гидротермальное изменение выражено в турмалинизации, распространяющейся ниже рудного тела на 460 м, и альбитизации, проявленной в висячем боку рудного тела. Свансон отмечает, что дайки габбро шли неблагоприятными для рудоотложения. В некоторых случаях они играли роль барьера при отложении сульфидных руд. Месторождение является высокотемпературным гидротермальным метасоматическим образованием,

генетически связанным с глубинным магматическим очагом. Штоки диоритов и дайки габбро дорудные и указывают на значительный отрыв во времени между становлением докембрийских гранитоидов и рудообразованием.

Месторождение Брокен-Хилл относится к галенит-сфалерит-гранат-полевошпатовой формации. Оно находится в штате Новый Южный Уэльс (Австралия). С момента открытия месторождения в 1883 г. на нем добыто металлов на общую сумму около 1 млрд долл., в настоящее время ежегодная добыча составляет примерно 220 тыс. т свинца и 150 тыс. т цинка.

Месторождение расположено в пределах приподнятого блока раннепротерозойских (или архейских) пород серии Вильямса (Вольфсон, 1982). Породы интенсивно метаморфизованы и превращены в серию силлиманит-биотит-гранатовых, серицитовых, андалузитовых и ставролитовых кристаллических сланцев, образованных по однообразно чередующимся глинистым сланцам, глинистым песчаникам и родственными породам. Все породы подверглись интенсивным пластическим деформациям. Они смяты в широкие синклинали и пережатые узкие антиклинали.

В метаморфической серии отмечаются разнообразные магматические образования – гранито-гнейсы, гранулиты, анлиты, амфиболиты, серпентиниты, горнблендиты, дайки долеритов и штоки гранитов. Широко развиты пегматитовые тела разных возрастов от крупных до небольших жил и прожилков, нередко образованных путем замещения вмещающих пород. Пластовая форма большинства магматических образований свидетельствует об унаследованности разрывами складчатых структур. Согласно Эндрьюсу, главной осью «очага» метаморфизма является основная рудоносная зона, в сторону от которой интенсивность метаморфизма пород заметно падает. В пределах полосы интенсивного метаморфизма развиты разрывные нарушения, сопровождаемые рассланцеванием и дроблением пород. Все эти нарушения отчетливо разделяются на древние доинтрузивные, дорудные и послерудные. Древние нарушения не только вмещают интрузивные тела, но часто влияют и на ориентировку осей складок.

Оруденение Брокен-Хилл приурочено к мощной глубинной тектонической зоне, длительно развивавшейся в условиях больших

давлений и температур. Широкому распространению пластовых разрывных нарушений, вмещающих как интрузивные, так рудные тела, несомненно, способствовал изгиб по простиранию пород складчатой и метаморфизованной серии.

Рудные залежи Брокен-Хилл размещаются в пределах антиклинальной части складчатой зоны между двумя широкими синклинальными складками (рис. 3.3).



Рис. 3.3. Схематический разрез месторождения Брокен-Хилл: 1 - верхний горизонт цинковых жил (№ 1); 2 - среднее рудное тело (№ 2); 3 - нижнее рудное тело (№ 3); 4 - вкрапленное оруденение; 5 - оси синклиналей второго порядка; 6 - оси антиклиналей второго порядка

Главное рудное тело представлено сложной ветвящейся жилой. Оно протягивается в северо-восточном направлении на 5 км среди силлиманит-гранатовых гнейсов и приурочено к сложному разрыву, согласному с напластованием вмещающих пород, а на отдельных интервалах косо секущему слоистость. Рудное тело про-

слеживается до глубины 900 м, а мощность его в раздувах достигает 90 м. На глубине строение рудного тела усложняется. Это вызвано тем, что рудовмещающий разрыв совпадает с крылом узкой несколько опрокинутой складки, осложненной складками более высокого порядка. В замковой части этой складки залегают сложные по форме одно- либо двухъярусные седлообразные метасоматические тела, развитые по зонам расслоения и рассланцевания. В замковых частях и крыльях седлообразные залежи соединяются между собой, образуя единое тело сложной формы, которое сформировалось по породам различного состава и характеризуется в различных частях меняющимся составом жильной массы.

Характерной особенностью рудного тела является локализация оруденения на тех интервалах рудоносных нарушений, где они пересекаются секущими крутопадающими разрывами (А.А. Амирасланов, Н.С. Иванова, 1960). Руды высокосортны и не несут признаков метаморфизма, следов течения, растворения или переотложения. Одна треть их представлена массивными рудами с содержанием Pb 10–15 %, Zn 8–12 % и Ag 200 г/т. Главными рудными минералами являются сфалерит (марматит) и галенит. Кроме того, отмечаются вюртцит, пирротин, халькопирит, марказит, тетраэдрит, кубанит, дискразит, пираргирит и золото. Под микроскопом выявлено еще более 15 минералов, в том числе никелин, станнин, касситерит и др. Из жильных минералов в основном развиты: калиевый полевой шпат, кварц, родонит, гранат, бустамит, геденбергит и флюорит. В подчиненных количествах присутствуют: волластонит, родохрозит и др.

Разведанные запасы богатых руд месторождения составляют 30 млн т. В связи с пластообразной формой залегания рудных тел некоторые исследователи (King H., Thomson B., 1953; Попов В.М., 1962) относят месторождение Брокен-Хилл к первичноосадочным, подвергнутым метаморфизму. Однако этому противоречит ряд установленных фактов. К ним, в частности, относятся: отсутствие признаков перекристаллизации в рудах; дорудные дайки долеритов, которые рассекают всю толщу пород, слагающих рудное поле; приуроченность оруденения к разлому, а также отчетливо проявленные околорудные изменения вмещающих пород, выраженные в их гранатизации и пегматитизации. Все эти данные в совокупности

позволяют более обоснованно относить рассматриваемое месторождение к высокотемпературным гидротермальным метасоматическим образованиям.

Озерное месторождение является наиболее интересным и наиболее типичным представителем колчеданных месторождений Еравнинского рудного района Бурятии [310]. Оно локализовано в пределах Озерной брахисинклинальной структуры, представленной туфогенно-карбонатными отложениями нижнего кембрия с различным соотношением туфогенного андезитодацитового и дацитового, карбонатного и терригенного пелитового материала (рис. 3.4). Существенную роль в верхней рудоносной части разреза играют рифогенные известняки и известняковые брекчии. Эффузивы в разрезе свиты имеют подчиненное значение и представлены отдельными потоками лав дацитового состава.

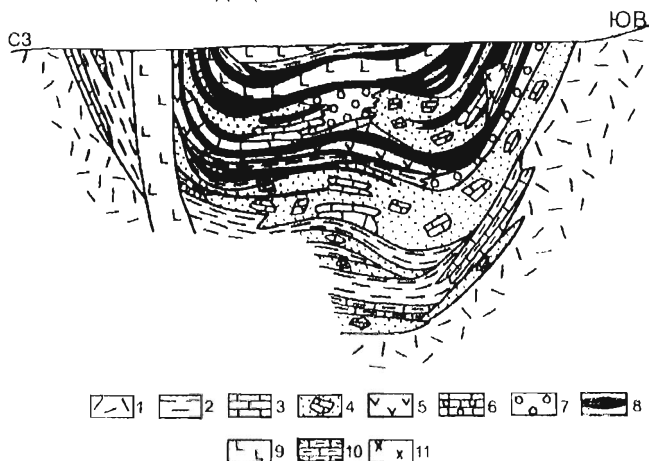


Рис. 3.4. Поперечный разрез Озерного месторождения (по Р. С. Тирасовой): 1 - автомагматические брекчии риолит-дацитовых порфиров; 2 - туффиты известковистые; 3 - известняки; 4 - известняковые брекчии с туфогенно-карбонатным цементом; 5 - туфы кислого состава разнообломочные; 6 - известняковые туфогравелиты и туфопесчаники; 7 - сидеритовые руды; 8 - колчеданно-полиметаллические руды; 9 - диабазовые порфиры; 10 - тонкое переслаивание туффитов и известняков; 11 - кварцевые порфиры

Колчеданное свинцово-цинковое оруденение представлено многоярусными пластовыми залежами сплошных и вкрапленных пирит-галенит-сфалеритовых с сидеритом руд с преимущественным развитием слоистых и брекчиевых седиментационных текстур и в меньшей степени - наложенной прожилковой минерализации, возникшей в результате гидротермально-метасоматических процессов и диагенетических преобразований.

В основной рудоносной толще пород выделено десять стратифицированных рудных залежей. Сульфидные и сульфидно-сидеритовые пластовые тела имеют значительную протяженность, ширину и мощность от долей до нескольких десятков метров. Приурочены они обычно к верхам ритмично-слоистых пачек пород, отделяя тонкокластическую часть разреза от вышележащей грубо-обломочной. Границы рудных тел в большинстве случаев довольно четкие, хотя рудовмещающие породы насыщены пиритом. В перекрывающих руды брекчиевых и гравелитовых горизонтах отмечаются обломки слоистых руд идентичного состава и строения с подстилающими рудными залежами. Существенную роль в морфологии многих рудных тел играют известняковые рифовые постройки, вблизи которых рудные тела часто выклиниваются и образуют прилегающие контакты.

Минеральный состав руд относительно прост (Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., 1975). Основные рудные минералы: пирит, сфалерит и галенит. Из нерудных минералов присутствуют сидерит, кальцит, анкерит, небольшое количество кварца, гипс, хлорит, гидрослюда. Для основной массы руд характерны седиментационные слоистые текстуры и гонкозернистое и скрытокристаллическое строение. Широко представлены хомогенно-седиментационные ритмы пирит-сидеритового, пирит-сидерит-сфалеритового и пирит-сфалеритового состава. Существенную роль в составе рудных залежей играет брекчиевый тип руд: седиментационные брекчии, сложенные обломками известняков, сидеритов, слоистых сульфидных руд, яшмоидов с рудным и рудно-карбонатным цементом. Структуры руд в подавляющей части колломорфные с широким развитием смешанных галенит-сфалерит-пиритовых метаколонидных агрегатов. На месторождении сидерит представлен как тонко-

зернистыми осадочными разностями, так и гидротермально-метасоматическими образованиями.

Метасоматическим путем помимо сидеритовых залежей формировались маломощные секущие зоны и жилы барит-сульфидно-сидеритовых руд, пирита, сфалерита и галенита. Метасоматические руды имеют подчиненное значение.

Отличительными геохимическими особенностями руд Озерного месторождения являются практическое отсутствие в осадочных типах руд меди и барита и общее пониженное содержание элементов-примесей. Наиболее типичными рассеянными элементами руд являются мышьяк, сурьма, кадмий, серебро, германий, таллий и марганец. Отличительная черта месторождения – отсутствие существенных проявлений околорудного метасоматоза в породах, подстилающих пластовые рудные залежи, внутрирудных прослоях и обломочном материале внутри руды.

Исследователи считают, что отложение сульфидных и сульфидно-сидеритовых руд Озерного месторождения происходило синхронно с накоплением толщи вулканогенно-карбонатных отложений в результате подводной гидротермальной деятельности, связанной с развитием процессов кембрийского андезит-дацитового вулканизма. Подводная поствулканическая гидротермальная деятельность контролировалась разрывными структурами. Многоярусное расположение рудных залежей и большой вертикальный размах оруденения указывают на длительное пульсирующее развитие гидротермальной системы. Месторождение является уникальным по сохранности первичных структурно-текстурных особенностей руд. По масштабу запасов руды относится к числу крупнейших.

Стратиформная модель

Как известно, термин «стратиформные месторождения» в свое время появился как нейтральный заменитель слишком конкретных терминов «гидротермальные месторождения» (точка зрения сторонников гидротермального происхождения) и «осадочные месторождения» (с точки зрения сторонников сингенетического, седиментогенного происхождения) дабы не вызывать излишнего раздражения и не давать повод к неуместным спорам со стороны сто-

ронников альтернативной точки зрения. Со временем эти споры утихли, особенно после того, как появился ряд теорий генезиса, так называемых, термальных месторождений, в основе которых, главным образом, лежит концепция инфильтрационного или, в современной терминологии, эксфильтрационного происхождения, или, по мнению некоторых, гидрогенного происхождения. В настоящее время осадочная точка зрения трансформировалась в гидротермально-осадочную или вулканогенно-осадочную или в теорию черносланцевого рудообразования. Эталонами таких месторождений являются, как правило, крупные или очень крупные гигантские свинцово-цинковые объекты, иногда медно-свинцово-цинковые, типы месторождений долины рек *Миссисипи-Миссури*, *Пайнпойнт* (Канада), *Наван* (Ирландия), *Лайсвалль* (Швеция), *Сардина* (Верхоянский хребет, северо-восток России), *Учкулач* (Узбекистан) и т.д. Почти для всех таких месторождений характерна приуроченность рудных тел, имеющих пластообразную, линзообразную и т.п. форму, к определенным стратиграфическим горизонтам, сложенным преимущественно карбонатными породами, при этом морфология рудных тел имеет признаки метасоматического замещения или седиментационного отложения, или комбинированного, последний чаще всего. Месторождения такого рода являются одним из наиболее важных источников свинца и цинка. В последнее время считается, что такие месторождения образовались в результате воздействия гидротермальных или почти холодноводных растворов элизионного происхождения, мигрирующих в восстающем направлении с замещением литифицированных пород или накоплением в смеси с нелитифицированной иловатой массой опять же карбонатного или глинисто-карбонатного состава. Конкретная модель образования стратиформных месторождений может быть разной.

Модель образования месторождения юго-восточного Миссури (по Гердеману и Снайдеру). Авторы исходят из того, что в юго-восточной части штата Миссури на северо-западной окраине древнего докембрийского поднятия плато Озарк в кембрийских доломитовых отложениях развито большое количество важных для США месторождений. Эти месторождения или, как обычно американские авторы называют, «Рудники» опоясывают полукольцом выступ горы Сен-Франсуа или Сент-Френсис (выступ плато

Озарк). В этом районе наблюдается прилегание пологовосстающих пластов вмещающих пород к эродированному склону возвышенности Сен-Франсуа, сложенный докембрийскими породами. В разрезе вмещающих пород основное значение для рудообразования имеют две формации: нижняя формация - Ламотт, сложенная терригенами, обломочными алюмосиликатными породами с широким развитием глинисто-аргиллитовых компонентов и карбонатно-доломитовая формации Бон-Терр. Обе эти формации срезаются эрозионной поверхностью Сен-Франсуа. Считается, что алюмосиликатные породы формации Ламотт послужили источником рудоносных гидротермальных растворов, которые выделялись при периодическом увеличении сжатия глинистых пород. Каждое такое сжатие сопровождалось резкой интенсификацией выделения элизионных растворов, которые мигрировали полого вверх по водоносному горизонту формации Ламотт. Они встречаются с эрозионной поверхностью докембрия, которые представляют из себя брекчиевидный обломочно-кластический покров высокой пористости. Эти элизионные гидротермальные растворы мигрируют вверх до тех пор, пока не упрутся в доломиты формации Бон-Терр, которые представляют из себя карбонатную среду, благоприятную для отложения свинцово-цинковых руд. Поэтому в районе соприкосновения доломитовых пород формации Бон-Терр с эрозионной поверхностью и выше по восстанию происходит массовое выпадение рудных компонентов свинца, цинка, серебра и других металлов в различных литологических и структурных ловушках (древние барьерные рифы прибрежного моря, участки увеличения концентрации органического вещества и т.д.). Эта модель является более всего близкой к телетермальной точке зрения.

В юго-восточной части штата Миссури свинцовые месторождения располагаются в чехле докембрийской Северо-Американской платформы, будучи приурочены к почти горизонтально залегающим верхнекембрийским доломитам формации Бонн-Терр (рис. 3.5). Рудный пояс этого района протягивается примерно на 150 км при ширине в несколько километров (до 10-15 км) по периферии положительной тектонической структуры - купола Озарк, сложенного докембрийскими эффузивными и интрузивными магматическими породами. Район считается одним из

крупнейших в мире источников свинца и включает в себя несколько крупных рудников: Ламотт, Олд-Лид-Белт, Вибурниум, Индиан-Крик с сотнями рудных тел в каждом [75, 310].

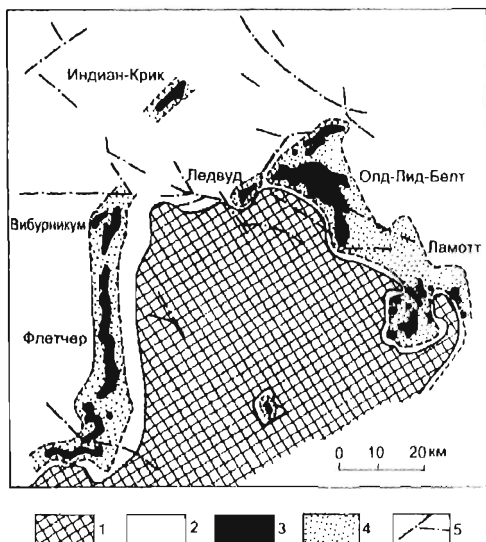


Рис. 3.5. Стратиформные свинцовые месторождения в доломитовой рифовой формации Юго-Восточного Миссури (по Г. Кисварсину): 1 - докембрийские магматические и метаморфические породы; 2 - кембрийские и ордовикские осадочные породы (песчаники, доломиты); 3 - богатые свинцовые руды в барьерном рифе; 4 - бедные руды в карбонатных породах на флангах баров; 5 - разломы

Формация Бонн-Терр в пределах рудного района представлена почти нацело доломитами: плотными серыми, массивно-слоистыми рыжевато-коричневыми тонкозернистыми и оолитовыми, песчанистыми и глинистыми доломитами, рифогенными доломитами, водорослевыми рифами. Мощность формации 120–450 м. Самым важным элементом геологии рудного района являются барьерные рифовые сооружения, которые в позднем кембрии были группой островов. Комплекс барровых рифов и сопряженных с ними карбонатных фаций, характерный для нижних 75 м формации, определил максимум локализации оруденения.

Основные запасы свинца заключены во вкрапленных рудах, хотя весьма часто встречаются и массивные руды замещения, развитые вдоль плоскостей напластования или образующие прожилки и выполнения небольших пустот. Типы и морфология рудных тел определяются строением вмещающей толщи.

Выделяются следующие структурные типы рудных тел (по Ф.Г. Снайдеру и П.Э. Гердеману):

1) выклинивания - рудные тела развиваются вокруг выступов фундамента вдоль напластования нижних горизонтов доломитов и имеют в плане форму неполного кольца шириной 15-50 м и мощностью около выступа более 10 м, а в удалении 1-2 м. Руды локализованы в гранитных конгломератах с доломитовым цементом, рудные минералы замещают доломит цемента;

2) лентообразные рудные тела, связанные с гребневыми структурами. Гребни представляют собой рифовые бары, вытянутые в длину более 1000 м, а в высоту на десятки метров. Руды локализованы в грубозернистых доломитах рифов и флангах баров;

3) аркообразные рудные тела, расположенные в комплексах баровых рифов. Представляют собой гигантские сложные многоярусные структуры длиной 5000 м, шириной 300-350 м, захватывая нижние 60 м формации. Сульфиды приурочены к серым доломитам, лежащим на рудно-коричневых;

4) водорослевых рифов. К этим рифам относятся крупные массы пород. С органогенной структурой, содержащих обломочный материал и слои типичных осадочных образований. Основным рудоконтролирующим элементом подобных структур является контакт между колониальными водорослевыми рифами и подстилающими кластическими карбонатами. Рудные минералы отлагаются вдоль плоскостей напластования в основании рифовых построек, в трещинах и в виде вкрапленности среди органогенных карбонатных пород;

5) рудные тела вдоль зон эрозионного несогласия среди доломитов;

6) подводных оползней: свинцовое оруденение локализовано вдоль зон брекчий, образовавшихся в результате гравитационных оползней на флангах баров. Отдельные рудные тела такого типа

достигают 200 м в длину и 50 м по вертикали, имеют в то же время незначительную ширину.

Среди рудных минералов главным является мелкозернистый и крупнокристаллический галенит, слагающий пластовые залежи, приуроченные к несогласиям и плоскостям напластования, а также к секущим телам. В меньшем количестве развит сфалерит, который лишь иногда образует значительные локальные концентрации. Он образует тонкозернистые вкрапления в серых сланцеватых доломитах и черных глинистых сланцах. Халькопирит в изобилии встречается в восточной части рудного района Олд-Лид-Белт и редко на западе; в этом проявляется латеральная зональность оруденения. Помимо главных минералов в рудах в незначительных количествах развиты зигенит $(\text{Co}, \text{Ni})\text{S}_4$ и бравоит $(\text{Fe}, \text{Ni})\text{S}_2$. Пирит и особенно марказит распространены широко во всей южной части штата Миссури. Из нерудных минералов основное значение имеют доломит вмещающих пород, реже кальцит, диксит, кварц. Среднее содержание свинца в добываемой руде 4,5–5,1 %, цинка 0,75 %, меди 0,05 %. Главное промышленное значение помимо свинца, в меньшей мере цинка и меди, имеют кадмий и серебро, связанные со сфалеритом и галенитом.

Околорудные изменения вмещающих пород выражены в незначительном окварцевании, а также в растворении и окислении карбонатов. Доломитизацию принято считать диагенетической. Общие запасы руд района Миссури оцениваются 1 млрд т при содержании свинца 2,5–3,0 %. Это один из крупнейших в мире источников свинца.

Свинцово-цинковый район Корнуоллис. Согласно данным Д.В. Керра (1977), весьма интересен новый свинцово-цинковый район Корнуоллис, расположенный в арктической части Канады, имеющий сходные черты с месторождениями штата Миссури [75]. Главным рудным объектом района является месторождение Полярис на острове Малый Корнуоллис с запасами 25 млн т руды, содержащей 19 % $\text{Pb} + \text{Zn}$ (4,7 млн т металла). Район расположен в пределах Корнуоллисского складчатого пояса, сложенного отложениями ордовика, силура и девона. В общей сложности в районе установлено 14 свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений, которые пока слабо изучены. В среднем палеозое Корнуол-

лиссский складчатый пояс испытал четыре импульса дислокаций, сопровождавшихся воздыманием, складчатостью и процессами эрозии. Позднее в результате глыбовых перемещений были сформированы основные морские проливы (Крозье, Пенни и др.), разделившие вытянутый в меридиональном направлении этот складчатый пояс на ряд островов.

В сложной стратиграфической колонке района отчетливо выделяется маркирующий горизонт Айрен-Бей верхнего ордовика, мощностью 40-60 м, сложенный рассланцованными известняками. Под этим горизонтом, охватывая верхний и средний ордовик, залегает формация Тамб-Маунтин мощностью 520 м, сложенная известняками и подчиненными доломитами. В верхах этой формации, где развиты кавернозные, частично закарстованные брекчированные доломиты с окаменелыми раковинами, локализуются пластообразные свинцово-цинковые рудные тела. Сложены они колломорфным (пизолитовым) и отчасти кристаллическим сфалеритом и средне-крупнозернистым галенитом; 5-10 % рудной массы составляют тонкозернистый пирит и марказит.

Керр выделяет следующие главные факторы контроля оруденения:

1) верхняя биокластическая часть карбонатной формации Тамб-Маунтин является рудовмещающей; все выявленные месторождения и рудопроявления залегают в ней;

2) рудовмещающая формация локально представлена брекчированным доломитом;

3) оруденение, располагаясь в пределах границ сланцевого бассейна (Кейп-Филлипс), залегает структурно выше этих сланцев. Керр предполагает, что сланцы являлись источником серы либо металлов.

Месторождения района Корнуоллиса имеют ряд сходных, даже идентичных черт со свинцово-цинковыми месторождениями штата Миссури, но сформировались при несколько более низкой температуре 52-105°C. Предполагается, что в процессе рудообразования другого источника тепла, кроме геотермического, не было. Считается, что месторождения формировались на глубине 280 м. Время минерализации, по-видимому, соответствовало концу раннего девона. Однако эти положения строго не доказаны.

Холоднинское стратиформное колчеданно-полиметаллическое месторождение расположено в краевой части рифейского терригенно-флишеидного трогового прогиба в Северном Прибайкалье [310]. Рудовмещающая толща сложена разнообразными ритмично-слоистыми углеродистыми черными сланцами, песчаниками, алевролитами, характеризуется резкой лагеральной изменчивостью ее мощности с образованием макролинз (рис. 3.6). Незначительно распространены интрузивные образования основного и ультраосновного состава позднепротерозойского возраста.

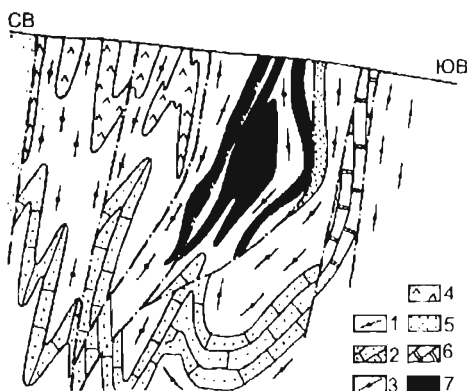


Рис. 3.6. Геологический разрез Холоднинского месторождения (по Э.Г. Дистанову и др.): 1 - гранат-кварц-плагиоклаз-двуслюдяные сланцы (метапесчаники); 2 - слоистые графитесодержащие песчаные известняки; 3 - слоистые графит-кварц-слюдяные сланцы; 4 - ортоамфиболиты; 5 - кварциты; 6 - известняки, доломиты; 7 - колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды

Стратифицированные отложения, а также интрузивные образования и пластообразные залежи колчеданно-полиметаллических руд метаморфизованы при условиях ($T=550-670^{\circ}\text{C}$, $p=5-7$ кбар), соответствующих региональному метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации. Метаморфические породы представлены слюдисто-графит-кремнистыми, слюдисто-графит-карбонатными сланцами, кварцитами, амфиболитами, амфибол-биотитовыми

(гранатовыми) сланцами. Породы рудного поля смяты в складки, прослежена серия разломов.

На Холоднинском месторождении выделено три зоны сульфидного оруденения, а в пределах каждой из них – несколько рудных тел мощностью от нескольких до 30-60 м. Рудные тела – согласные пластообразные залежи. Они имеют кулисообразное по отношению друг к другу положение в плане и ярусное расположение в разрезе.

Руды сложены в основном пиритом, сфалеритом, галенитом, в меньшей степени развиты пирротин и халькопирит. Нерудные минералы представлены в основном кварцем, кальцитом, доломитом, графитом, мусковитом. В рудах развито несколько генетических групп текстур и структур, отражающих сложную и длительную эволюцию процессов формирования рудных залежей (ритмично-слоистые, полосчатые массивные, гнейсовидные, плейчатые и др.). Преобладают вкрапленные руды, среди которых имеются отдельные участки сплошных сульфидов. В среднем количество сульфидов не превышает 50-60 %. Преобладают пирит-галенит-сфалеритовые разности и значительно меньше развиты галенит-сфалерит-пирротиновые и халькопирит-пирротиновые руды. Имеются и серноколчеданные рудные тела. Отношение свинца к цинку близко 1:5. Зональность рудных залежей по мощности обусловлена преобладанием в их кровле колчеданно-свинцово-цинковых руд, которые по направлению к подошве сменяются цинково-колчеданными, а затем серноколчеданными рудами.

Большинство исследователей в формировании руд Холоднинского месторождения выделяют два этапа: дометаморфический (гидротермально-осадочный) и метаморфический.

Карстовая модель

В последнее время все чаще употребляется относительно новый термин «карстовые месторождения», так называются месторождения различного происхождения. Здесь важно то, что эти месторождения используют полости, трещиноватые и пористые зоны, которые имеют карстовое происхождение. Например, карстовое происхождение имеют многие стратиформные месторождения, многие инфильтрационные тела, образующиеся при выветривании

эндогенных месторождений. Тела богатых руд, имеющие карстовое происхождение, известны на многих месторождениях, главным образом, свинцово-цинковых руд известняка Райбл (Италия), Лайсвалль (Швеция) и др.

Месторождения района Три-Стейт (США) приурочены к формации Бун, сложенной известняками, кремнистыми и известково-кремнистыми породами и сланцеватыми известняками. Месторождения располагаются преимущественно в отдельных литологических горизонтах. Так, на месторождении Пичер рудоносными являются два основных горизонта - *М* и *К*.

Основную роль в количественном отношении и в суммарных запасах играют рудные тела неправильной лентообразной формы, имеющие тенденцию образовывать огромные рудные залежи полукруглой формы мощностью от 3 до 150 м, как показано на *рис. 3.7*. Тела других форм имеют подчиненное значение.

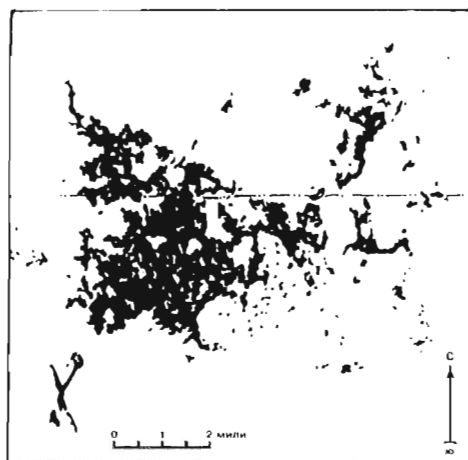


Рис. 3.7. Подземные горные выработки, показывающие форму рудных тел
(по Д.К.Броки)

Площадное распространение руд в пределах отдельных горизонтов показано на *рис. 3.8*.

В пределах всего рудного района широко развиты как минерализованные, так и неминерализованные брекчии (базальные,

пластовые и зональные). Первые две разновидности развиты слабо. Зональные брекчии являются основным типом брекчий, возникшим в результате деятельности метеорных вод в процессе карстообразования.

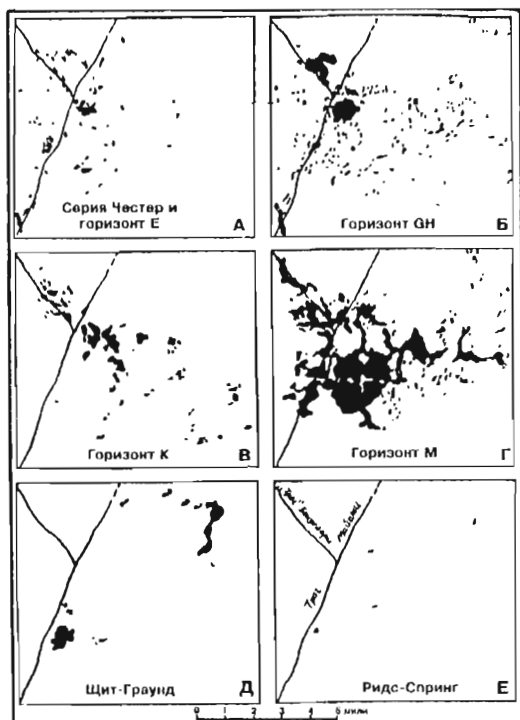


Рис. 3.8. Площадное распространение промышленной минерализации в различных горизонтах на территории Пичер-Филд (по Д.К. Броки и др.). На всех шести схемах показаны контуры очистных выработок по отработанным рудным телам

На месторождениях в пределах горизонтов *М* и *К* наблюдается зональность: центральное доломитовое ядро, окруженное сульфидными рудами, затем зона джаспероидов и по периферии не минерализованные известняки. В пределах всех зон встречаются разнообразные гидротермокарстовые полости и пустоты с кристаллами кальцита.

Образование рудного района Три-Стейт связано с деятельностью горячих ($83-120^{\circ}\text{C}$) соленосных растворов, мигрировавших через толщу кембро-ордовикских осадков, пока не встречали тектонически ослабленные зоны типа трога Майами. Растворы концентрировались в толще миссисипских известняков, по которым мигрировали в миссисипские известняки, где распределялись в горизонтальной и вертикальной (в меньшей степени) плоскостях во все стороны, отлагая полезный груз в зонах карстообразования. В результате деятельности этих растворов происходила доломитизация известняков с одновременным процессом гидротермального карстообразования.

В целом для рудного района можно выделить четыре стадии процессов карстообразования: дорудный холодный (закарстование поверхностей несогласия); дорудный гидротермокарст (доломитизация, увеличение пористости известняков, образование полостей и тел доломитов); сорудный гидротермокарст (рудообразование и формирование джаспероидов); пострудный гидротермокарст (проявился слабо, образование полостей с кристаллами кальцита).

Цинковые месторождения района Маскот-Джефферсон-Сити (США) приурочены к пластам доломитизированных известняков средней части нижнеордовикских отложений как показано на *рис. 3.9* и локализованы в лежащем боку крупного пологого надвига [301].

Рудофокусирующая роль принадлежит карстовым структурам растворения и брекчиям обрушения. Рудные тела часто отличаются весьма неправильной формой. В целом же преобладает пластообразная форма залежей. Примером могут служить плащеобразные тела приуроченные к пласту U, которые обычно не выходят за пределы прослоев известняков. Рудные залежи распространяются по простиранию на многие сотни, до тысячи, метров в виде сложной ветвящихся зон минерализации. В разрезе эти тела имеют неправильную, часто грибовидную форму.

Рудные тела рудоносных пластов R и S в плане также имеют плащеобразную форму, но в разрезе они еще более неправильные и протяженные чем тела пласта U, наглядно демонстрирует *рис. 3.10*. Руды представляют собой брекчии, цементом в которых является сфалерит, в меньшей степени пирит и жильный доломит. Основные

запасы промышленных руд района сосредоточены в интервале мощности около 66 м. Причиной этого является развитие мощной карстовой системы в этом интервале, сформировавшейся в до среднеордовикское время в процессе эрозии. Процесс карстообразования обусловил повышение проницаемости пород для гидротермальных растворов. В данном рудном районе выделяется дорудный ходный карст, дорудный гидротермокарст (доломитизация) и сорудный гидротермокарст.

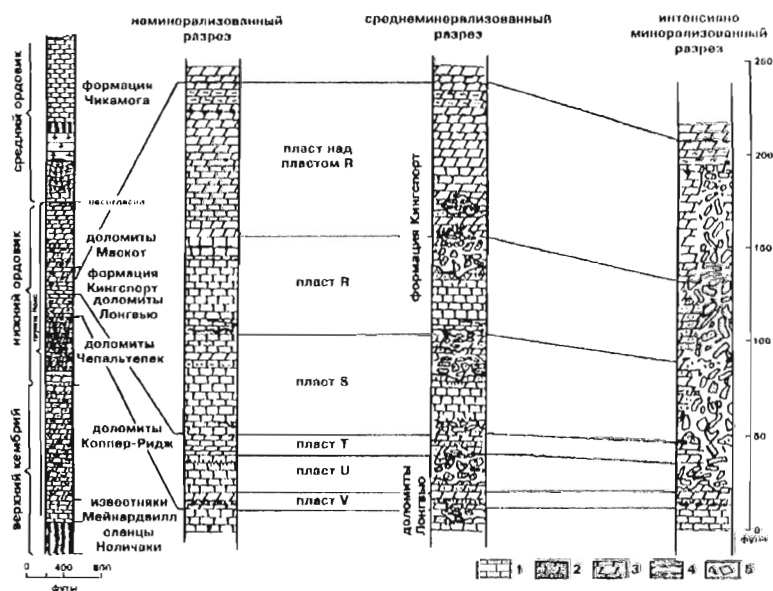


Рис. 3.9. Стратиграфические колонки пород района с детальной расшивкой положения руд в разрезе отложений формации Кингспорт и Лонгвью (по Крауфурду): 1 - известняки; 2 - доломитизированные известняки; 3 - первичные доломиты; 4 - прослои и конкреции кремнистых сланцев; 5 - рудоносные карстовые брекчии

Рудообразующие процессы района Маскот-Джефферсон-Сити свидетельствуют о том, что в результате сорудного гидротермокарста в брекчиях происходило отложение не только рудного материала

ла, но и барита, поэтому содержание цинка в рудах невелико (3,6 %).

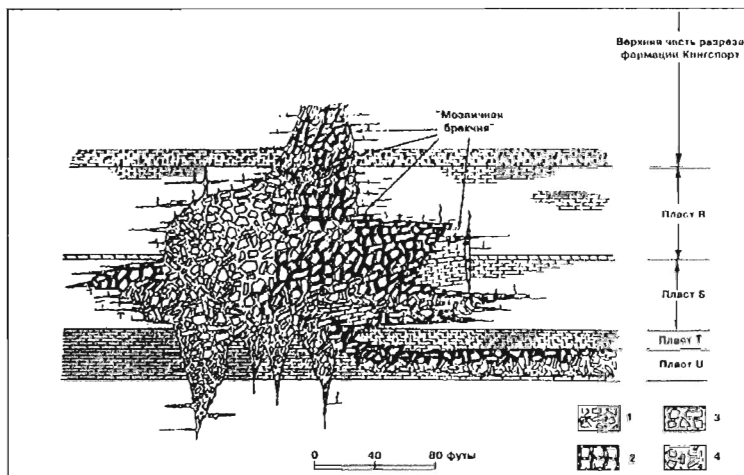


Рис. 3.10. Схематизированный разрез через участок рудника Джефферсон-Сити: 1-брекчия, сцементированная доломитовым материалом; 2-брекчия, сцементированная рудным материалом; 3-брекчия с тонкозернистым цементом; 4-брекчия с крупнозернистым цементом

В Мексике карстовые месторождения достаточно широко представлены (*Санта-Эулалия, Провиденсия, Наика* и др.) залегают в меловых известняках [100, 201, 215]. В размещении месторождений основную роль играют карстовые структуры, которые своим происхождением обязаны циркулирующим метеорным водам по разломам и трещинам. Эти воды порой отклонялись от вертикали и проникали в толщу известняков, растворяя их, тем самым постепенно подготавливали каналы, по которым впоследствии поднимались рудоносные растворы.

В результате рудообразования формировались крупные и непостоянные по форме рудные тела, которые возникали по мере дальнейшего растворения известняков уже самими гидротермальными растворами, о чем свидетельствуют обломки вмещающих известняков в рудных телах (*Наика*). Рудные тела на месторожде-

ниях представлены трубами с ответвляющимися от них телами типа «манто», а также телами сложной формы. Содержание в рудах суммы свинца и цинка достигало 40 % (Санта-Эулалия).

На свинцово-цинковых месторождениях Мексики выделяется дорудный экзокарст и сорудный эндокарст

Месторождение Кугитанг (Туркмения) локализовано в известняках верхней юры и приурочено к западному крылу одноименной антиклинали. Это крыло осложнено серией продольных взбросов. Среди разломов, как наиболее важных для локализации оруденения, выделяются Караагагский и Тазачарвинский, которые в пределах месторождения сочленяются. Оруденение, с одной стороны, контролируется трещинами скола, карстовыми пустотами, зонами дробления и брекчирования. А с другой стороны, оруденение локализуется в наиболее благоприятных горизонтах известняков.

Для месторождения характерны непротяженные межпластовые залежи, трещинные жилы как показано на рис. 3.11 и 3.12.

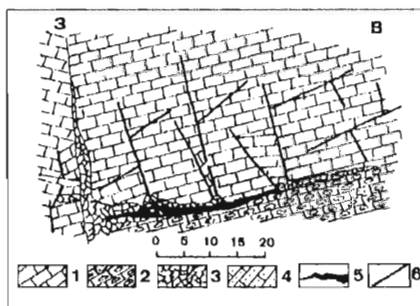


Рис. 3.11. Поперечный разрез межпластовой рудной залежи месторождения Кугитанг (по В.И. Бирюкову): 1 - рифовые известняки; 2 - псевдоконгломератовые известняки; 3 - оруденелая брекчия; 4 - нелищеподовые известняки; 5 - богатая руда; 6 - разломы

В породах этих горизонтов отмечается множество полостей растворения и повышенное содержание MgO и CO_2 . В известняках с повышением содержаний SiO_2 и Al_2O_3 минерализация отсутствует. В процессе основная роль принадлежит заполнению открытых

полостей растворения и трещин, а роль метасоматоза незначительна.

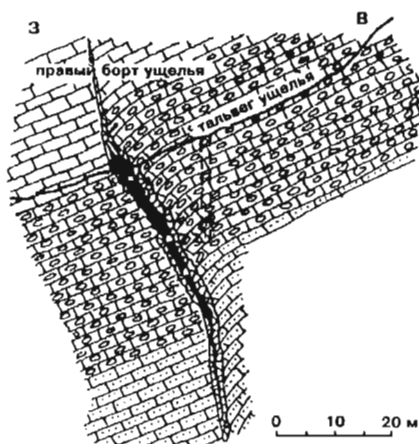


Рис. 3.12. Поперечный разрез трещинной рудной жилы (по В.И. Бирюкову). Условные обозначения см. на рис. 3.11

Тела богатых руд представлены полостями выполнения и брекчиями известняков, сцементированных баритом, кальцитом, галенитом и лимонитом. Контакты рудных тел с вмещающими породами бывают отчетливые и расплывчатые. Последние объясняются процессами окисления. Распределение рудного вещества в пределах тел крайне неравномерное. Участки богатых руд сменяются бедными или слабоминерализованными известняками. Длина рудных тел по простиранию составляет 500–700 м, при мощности от 0,7 до 40 м. По вертикали оруденение прослежено почти на 1 км и уходит своими корнями в породы палеозоя. Содержание свинца в рудах до 62 %. Кроме него содержится серебро – до 220 г/т, кадмий – до 0,28 %, ртуть – до 0,3 %.

В процессе окисления первичных руд морфология рудных тел была значительно изменена и затуплена, контуры рудных тел размылись.

Месторождение Кугитанг является карстовым, о чем свидетельствуют форма рудных тел, наличие пустот растворения и брек-

чий известняков, контакты рудных тел с вмещающими породами. Образование месторождения связано с процессами карстообразования: дорудный экзокарст, сорудный гидротермокарст. Дорудный экзокарст подготовил рудовмещающую среду, создал каналы для движения рудоносных растворов и увеличил пористость. Во время гидротермокарста происходило дальнейшее растворение известняков с одновременным рудоотложением.

Месторождение Чункей (Кыргызстан) локализовано в известняках турне. Известняки и залегающие выше палеогеновые песчаники пересечены в северо-западном направлении разломом, к которому приурочен ряд карстовых пещер, где и залегают основные гнездообразные рудные тела и тела неправильной формы с резкими раздувами и пережимами. Эти тела соединяются между собой сравнительно маломощной рудной жилой сложного строения. Протяженность рудной зоны прерывистая и прослеживается на 100 м.

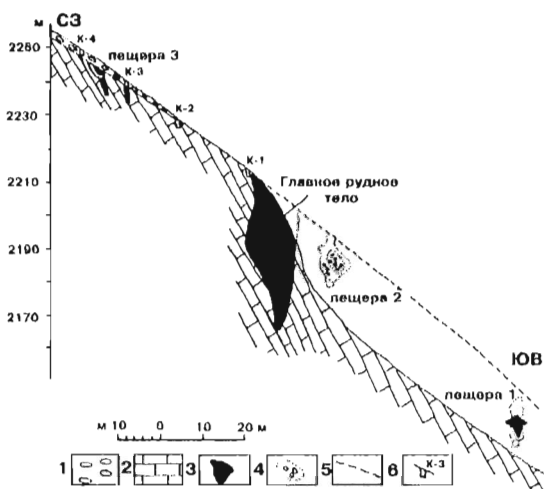


Рис. 3.13. Профиль вдоль рудной зоны месторождения Чункей (по А.А. Луiky): 1 - красноцветные конгломераты палеогена; 2 - тонкоплитчатые известняки турне; 3 - рудные тела; 4 - глыбы конгломератов, провалившихся в пещеру; 5 - след проекции допалеогеновой денудации; 6 - горные выработки

Самый юго-восточный выход рудного тела представлен остатками гнезда в известняках на стенках «Нижней пещеры» (Пещера № 1) неправильной трубообразной формы (рис. 3.13). На стенках пещеры встречаются небольшие рудные гнезда и тонкие короткие жилы галенит-баритовых руд.

В средней части месторождения обнажается Главное рудное тело (Пещера № 2) как показано на рис. 3.14, мощностью до 5 м. Оно сложено рудами кокардовой текстуры. На северо-запад это тело быстро выклинивается и прослеживается в виде многочисленных маломощных рудных жил и прожилков. Крайним северо-западным участком месторождения является «Верхняя пещера» (Пещера № 3). Здесь рудное тело имеет форму жилы мощностью до 2,5 м и вероятно, простирающуюся на запад внутри толщи известняков.

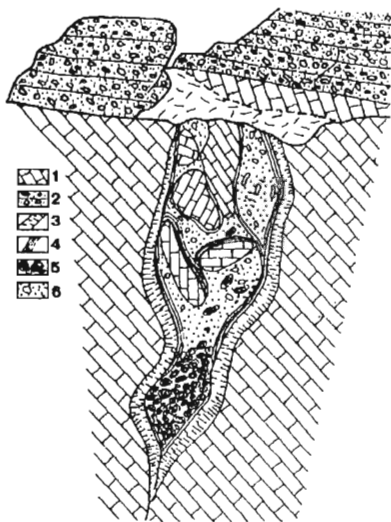


Рис. 3.14. Зарисовка обнажения Главного рудного тела месторождения Чунксий в скальном обрыве левого борта сая (по А.А. Луйку): 1 - плитчатые известняки турне; 2 - палеогеновые конгломераты; 3 - крупношестоватый кальцит; 4 - галенит-баритовая руда полосчатой текстуры; 5 - руда кокардовой текстуры; 6 - руда нечетко полосчатой и кокардовой текстуры с обломками вмещающих пород

Руды месторождения имеют кокардовую, тонкополосчатую фестончатую и брекчиевую текстуры. Обломки известняков в брекчиях обросли галенитом и баритом.

Образование месторождения связано с поступлением гидротермальных растворов с глубин по системе трещин и карстовых полостей. При попадании растворов в карстовые полости близ поверхности падало давление и температура, в результате чего происходило рудоотложение. Растворы, отлагая свой рудный груз в полостях, выходили на поверхность в виде гейзеров. Источником свинца для растворов служили палеозойские породы.

Средние содержания в рудах, %: свинца – 19,42; цинка – 0,18; меди – 0,1; барита – 31.

Нерчинско-Заводская группа карстовых месторождений (Россия) является самой многочисленной в Восточном Забайкалье. Подавляющее большинство месторождений – карстовые, которые имеют неправильную и необычайно сложную форму рудных тел. Приведем лишь некоторые месторождения этой обширной группы.

Ново-Соколовское месторождение входит в Каиндинскую группу и является одним из самых неправильных по форме. Оно представляет собой крайне сложную совокупность «мешков» и «провалов», связанных между собой прожилками, образуя в общем трубообразное тело (рис. 3.15). Залегает это тело в известняках близ контакта со сланцами. По склонению рудное тело прослежено на 180 м, по вертикали – на глубину 90 м. О размерах тела говорить трудно, так как они менялись на коротких расстояниях от нескольких сантиметров в прожилках и пережимах до нескольких метров в раздувах. В большинстве случаев имелись значительные полости («провалы»), дно которых было выполнено щебнем, рыхлыми железными охрами, а в бока отходили маломощные короткие прожилки, следуя которым достигали новых раздувов. По всей видимости, на месторождении произошли следующие процессы карстообразования: дорудный экзокарст, сорудный гидротермокарст и пострудный экзокарст.

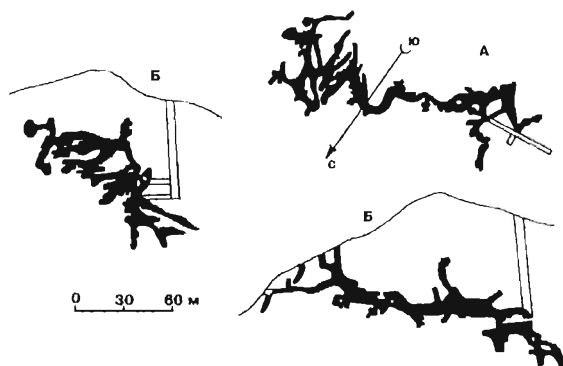


Рис. 3.15. Ново-Соколовское месторождение (по С.С. Смирнову): А - план выработок; Б - разрезы по выработкам. Черным показаны рудные выработки

Трех-Святительское месторождение представляет крайне сложную серию неправильных труб, отдельных гнезд и прожилков, залегающих в доломитизированном известняке [104, 183, 319]. Это месторождение носит характер рудных пещер. Полости не имеют ни простирания, ни падения так как делают резкие изменения в разные стороны. Почти все пещеры то расходятся, то сближаются, а то и сливаются в единую массу. Каждое из них пускает от себя в различные стороны апофизы круглого сечения, которые могут связывать две пещеры, но чаще они выклиниваются. Эти пещеры выполнены рудами и обломками вмещающих пород.

Само месторождение можно рассматривать как совокупность пяти трубообразных, крайне неправильных гнезд, четыре из которых связаны между собой. Некоторые из них являются слепыми.

На глубину оруденение прослежено на 50-60 м. Поперечные размеры гнезд колеблются в широких пределах. Наиболее правильное рудное тело (Ивановский участок) имело размеры 20 x 12 м. Другие тела часто имели размеры порядка 20 x 15 м.

Средние содержания в рудах составляли: свинца - 18; серебра - 700 г/т.

Преображенское месторождение [319] является типичным трубчатым объектом и состоит из нескольких неправильных ветвящихся трубчатых тел (рис. 3.16), залегающих в известняках. Поперечные размеры отдельных тел достигали нескольких десятков

метров. Так, тело 1, соединяющиеся на глубине с телом 2, на поверхности имело около 15 м в поперечнике. На горизонте 35 м оно вновь раздваивалось на две ветви, каждая из которых имела в поперечнике 2–6 м. Рудное тело 3 имело небольшие размеры, тело 4 на поверхности имело до 20 м в поперечнике, и выклинивалось на глубине 30 м. На меньшей глубине выклинивались рудные тела 6 и 7.

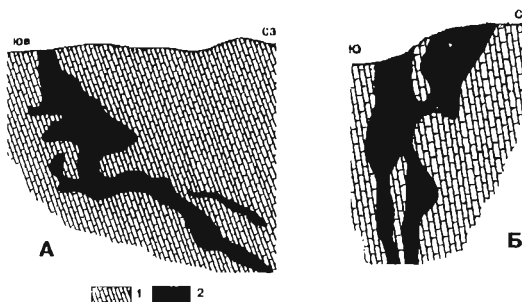


Рис. 3.16. Разрезы в меридиональном направлении через рудные тела 1 и 2 (а) и продольном рудного тела 5 (б) (по С.С. Смирнову): 1 - известняки; 2 - рудные тела. Хорошо видна форма рудоносных карстовых полостей, образованных в дорудный

Из рудного тела 5 была добыта главная масса руд всего месторождения. Очертания этого тела чрезвычайно неправильны, как показано на *рис. 3.16*. Раздувы сменялись пережимами, появлялись боковые ветви. Пережимы разбивали его как бы на серию связанных между собой прожилками отдельных гнезд. В руде отмечались обломки вмещающих пород.

Содержание металлов составляло: свинца — 15 %, серебра — 450 г/т [183, 319].

На месторождении был проявлен дорудный экзокарст, после чего во время сорудного гидротермокарста происходило рудоотложение. Возможно, имел место пострудный гидротермокарст, о чем свидетельствуют брекчии, обломки которых представлены рудами, а цемент — кальцитом. В процессе окисления сульфидов проявился пострудный экзокарст.

Мальцевско-Килгинское месторождение залегает в доломитизированных известняках, вблизи контакта со сланцами [183, 319]. Месторождение имеет чрезвычайно неправильную форму. Только южная часть его с натяжкой может рассматриваться как более или менее короткая пластообразная залежь (уплощенная труба). Центральная и северная части представлены своего рода «зарослью» («кустом») крайне неправильных рудных рукавов, чаще всего тонких, изгибающихся и сливающихся одно с другим самым причудливым образом. Вся совокупность рудных тел следует контакту со сланцами и падает на восток.

Параметры Южной залежи на глубину по размерам увеличивались. На горизонте 30 м ее поперечные размеры составляли 30 х 20 м, а глубже залежь выклинивалась. Эта залежь давала целый ряд быстро выклинивающихся апофиз во вмещающие породы и резко меняла свое падение и свои очертания.

Центральная и Северная залежи месторождения представляют собой совокупность рукавообразных, изгибающихся и часто сливающихся рудных тел, не поддающихся определению размеров. Можно только сказать, что эти тела имеют поперечные размеры от нескольких квадратных метров до нескольких десятков и изредка сотен квадратных метров. Протяженность отдельных рукавов и их поперечные размеры сильно колеблются. В ряде случаев можно говорить о коротких прожилках и небольших гнездах.

На месторождении встречаются карстовые полости, образованные в результате рудного карста.

В рудах содержалось 8,66 % свинца, 6,17 % цинка, 202 г/т серебра, 2 г/т золота, около 1 % мышьяка и 0,27 % сурьмы [168].

Судя по всему, месторождение образовалось в результате сорудного гидротермокарста, на который впоследствии наложился холодный рудный карст.

Рудное поле Белтана-Аруна (Австралия) приурочено к известнякам нижнего кембрия и представлено виллемитовым орудением [350].

Месторождение Белтана представлено тремя изолированными рудными телами, как показано на *рис. 3.17*, располагающимися вдоль падвига.

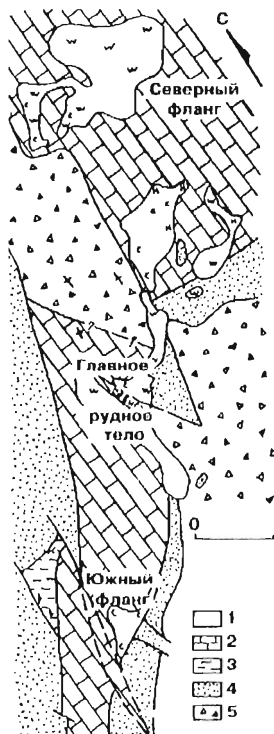


Рис. 3.17. Геологическая карта рудного поля Белгана-Аруна: 1 - виллемит (W), гедифан (H), коронадит (C); 2 - доломитизированные известняки Эйджакс; 3 - формация Уратана; серия Марино; 4 - кварциты Паунд; серия Уиллор; 5 - формация Хьюменити-Сити, брекчированная.

Главное рудное тело вмещает примерно 85 % промышленных запасов цинка всего рудного поля. На поверхности оно имело вид гребня приблизительно треугольной формы. С глубиной форма рудного тела становится все более линзовидной и на глубине 90 м оно полностью выклинивается, что наглядно демонстрирует *рис. 3.18*. Рудное тело северного фланга имеет блюдцеобразную форму и протягивается на глубину 18 м. Слепое рудное тело южного фланга почти плоское падает на восток под углом 70° до глубины около 100 м.

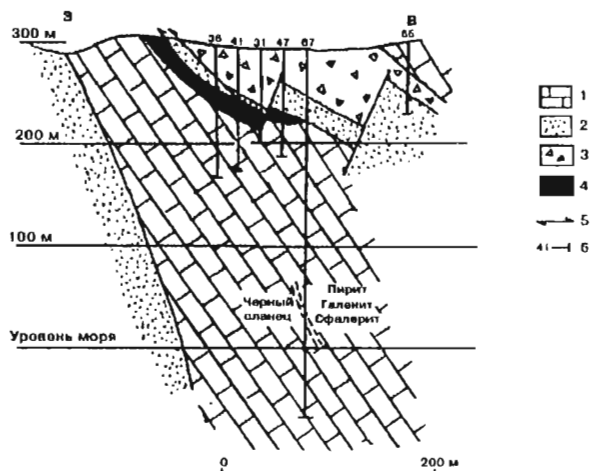


Рис. 3.18. Разрез через Главное рудное тело месторождения Белтана:
1 - кембрийские известняки Эйджакс, доломитизированные; серия Марино;
2 - кварциты Паунд; серия Уиллор; 3 - формация Хьюменити-Сити, брекчированная; 4 - виллемитовое рудное тело; 5 - линия разлома с указанием направления движения; 6 - скважины

Минералогически руды всего поля схожи. Они более чем на половину состоят из виллемита. Кроме этого, развиты: гематит, кальцит, доломит, коронадит, гетеролит, гедифан, смитсонит, кварц и др.

По данным австралийских геологов, источником металлов является прослой черного сланца, залегающий на глубине 350 м. Этот прослой содержит редкую вкрапленность пирита, галенита и сфалерита.

Образование месторождения можно представить в следующем виде. Циркулирующие холодные воды в толще известняков выщелачивали рудные компоненты из черных сланцев, поднимаясь вверх по разломам, отлагали их в уже сформированные полости экзокарста. Окисление сульфидов происходило при выщелачивании, поэтому в полости отлагались окисленные руды цинка. Процесс доломитизации также связан с циркуляцией этих вод.

Карстовые месторождения свинца и цинка в доломитах

Группа карстовых месторождений, залегающих в доломитах, также многочисленна и не уступает группе в известняках. В Казахстане к этой группе относятся небольшое количество месторождений: *Ацисай, Центральное Суыктобе* и др. В целом в мировой практике крупные свинцово-цинковые месторождения в доломитах встречаются гораздо чаще, чем в Казахстане -- США, Европа, и др.

Свинцовые месторождения юго-восточной части штата Миссури (США) приурочены к доломитам формации Бонн-Терр верхнекембрийского возраста [100, 265]. Оруденение связано с береговыми рифами, окаймляющими выступы до кембрийского фундамента. Рудные тела приурочиваются к определенным слоям доломитов рифовых фациях, формируя пластовые залежи [211]. Иногда встречаются неправильные жиллообразные тела образованные по трещинам. Размеры отдельных рудных тел очень разнообразны: от 75 x 100 до 4200 x 240 м. Мощность их колеблется от 0,5 до 60 м, при обычной мощности 12- 15 м.

Минерализация на месторождениях встречается в виде вкрапленности в доломитах, массивных руд замещения вдоль напластования, прожилков или пустот выполнения. Все эти типы руд обычно встречаются совместно [100].

При движении подземных вод через рудовмещающие доломиты, формировались многочисленные пустоты растворения, а вдоль стилолитов и плоскостей напластования отлагалось большое количество остаточного глинистого материала, преобразованного впоследствии в сланцы. Впоследствии эти пустоты были выполнены рудным материалом. Процессы растворения происходили и во время рудоотложения, о чем говорят блоки доломитов самых различных положений заключенных в руде как показано на *рис. 3.19*.

В районе известны не минерализованные брекчии растворения и обрушения, которые возникли на заключительных стадиях рудоотложения, когда отлагался кальцит и марказит.

Широкое распространение пустот растворения, наличие жил, растворения и обрушения, текстуры руд свидетельствуют о карстовой природе рудных месторождений района.

В целом в районе проявились несколько стадий карстообразования: дорудный холодный карст, сорудный гидротермокарст,

пострудный гидротермокарст и холодный карст. Последний привел к формированию остаточных глин с высокими содержаниями цинка.

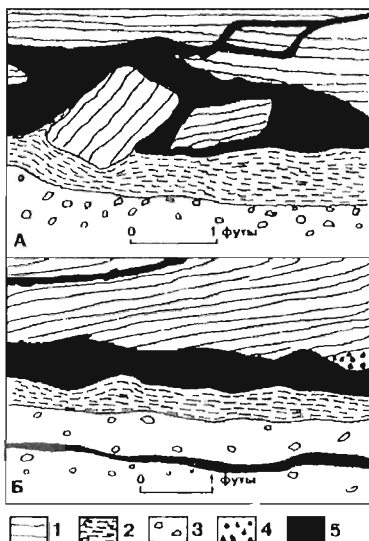


Рис. 3.19. Особенности морфологии рудных тел месторождений юго-восточной части штата Миссури (по Ф.Г. Снайдеру и П.Э. Герделману): А - блоки вмещающих пород в галените; Б - рудное тело на контакте черных сланцев и трансгрессивно залегающих доломитов; 1 - доломитовый горизонт; 2 - черные глинистые сланцы; 3 - водорослевые доломиты; 4 - брекчии; 5 - галенит

Оруденение месторождения Цумеб (Намибия) приурочено к толще доломитовой свиты Цумеб, образующей северное крыло синклинали. Породы прорваны дайками, силлами и трубообразными телами диабазов, керсангитов и псевдоаплитов. Первые два имеют пострудный возраст. Образование псевдоаплитов предшествовало поступлению рудоносных растворов, поднимавшихся вдоль контакта их с доломитами [360].

Псевдоаплиты петрографически идентичны аркозу серии Мульд (кварц, микроклин и натровый плагиоклаз). Вблизи их нет признаков термометаморфизма. Псевдоаплиты имеют трубообразную форму с раздувами и пережимами, прослеживаясь до глубины

1014 м как показано на *рис. 3.20*. Эти породы образовались в результате выполнения карстового русла, сформированного до отложения аркозов с кварц-полевошпатовыми песками, впоследствии преобразованных в псевдоаплиты при метаморфизме или гидротермально-метасоматических процессов.

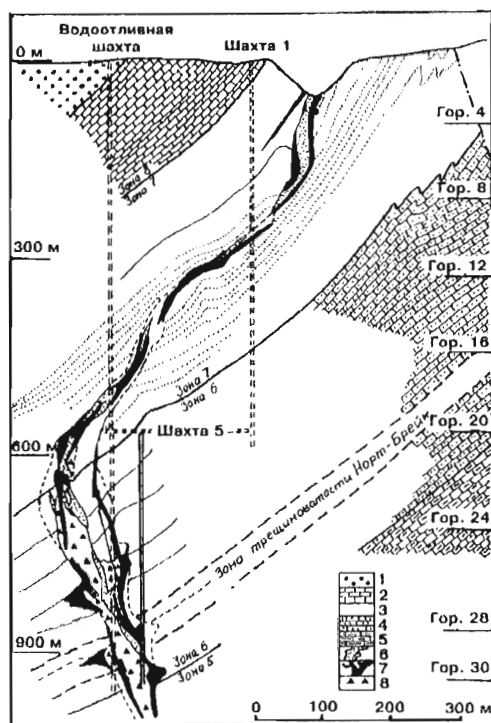


Рис. 3.20. Меридиональный геологический разрез месторождения Цумеб (по Линдгрэн): 1 - полевошпатовые пески, кварциты, граувакки, аспидные сланцы (формация Мульд); 2-5 - свита Цумеб: 2 - переслаивающиеся светло-серые доломиты, кремнистые оолитовые породы в верхней части (зона 8), 3 - переслаивающиеся черные и темно-серые доломиты и горизонты известняков и сланцев (зона 7), 4 - переслаивающиеся светло-серые доломиты и кремни (зона 6), 5 - массивные светло-серые доломиты (зона 5); 6 - псевдоаплиты; 7 - массивные руды; 8 - брекчии

Рудное тело не является сплошной массой сульфидных руд, а представляет собой оболочку, различной мощности, вокруг тела псевдоаплитов на контакте их с доломитами. Здесь и залегают богатые линзы и жиллообразные скопления сульфидов, как показано на *рис. 3.21*. Рудная минерализация замещает доломиты и псевдоаплиты.

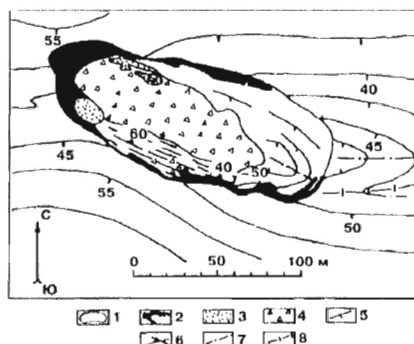


Рис. 3.21. Геологический план рудной трубы на 26 горизонте: 1 - рудное тело; 2 - массивные руды; 3 - псевдоаплиты; 4 - брекчия; 5 - слоистость; 6 - сланцеватость; 7 - ось синклинали; 8 - ось антиклинали

Форма рудного тела - труба. До 21 горизонта тело падает на юг под углом 55° , затем оно образует изгиб и приобретает обратное падение на север под углом 75° , как показано на *рис. 3.20*, на глубину тело прослежено более чем на 100 м. В горизонтальных сечениях рудная труба выглядит как раздувающийся и сжимающийся эллипс. Площадь сечения местами достигает 1500 м^2 . Наибольшая мощность рудного тела зафиксирована на глубине 728 м, где оно имеет эллиптическое сечение в плане с размерами по длинной и короткой осям 138 и 76 м соответственно.

В участках пережимов рудное тело представлено убогой минерализацией. Богатые руды локализованы в местах пересечения рудной трубой зон брекчий, ориентировка которых совпадает с направлением межслоевых сдвигов. Наибольшая мощность характерна для участков, где рудное тело следует поперек слоистости пород, а наименьшая - параллельно плоскостям напластования. Мас-

сивные сульфидные руды образуют тела размером до 27 м в ширину с содержанием суммы металлов свинца, цинка и меди до 60 % и выше. Участки массивных руд сменяются участками с рассеянной минерализацией, образующей штокверки в доломитах и брекчиях и прожилки, вкрапленность в псевдоаплитах.

В западной оконечности рудного тела, между 21 и 26 горизонтами имеется изолированная залежь, в которой насчитывается около 1 млн т руды с содержанием свинца - 26 %, цинка - 12,4 %, меди - 3,6 %. На месторождении наблюдаются две зоны окисления. Первая с вертикальным размахом 270- 300 м от поверхности, вторая - с апофизами, появляется на 25 горизонте.

Между 12 и 24 горизонтами рудное тело сложено сульфидами. Такое расположение зон окисления объясняется быстрой циркуляцией метеорных вод, движущихся вниз по падению зоны разломов Норт-Брейк. Когда рудное тело попало в пояс грунтовых вод, образовалась зона перемененных металлов, проникающая мешкообразно вглубь в следствие карстификации доломитов.

В зонах окисления широко развиты карстовые полости с кристаллами минералов зоны окисления, сидящих на сульфидах. Линдгрен сравнивал месторождение Цумеб с месторождением Тинтик в США.

Образование месторождения можно представить так: при движении вверх гидротермальных растворов вдоль контакта доломитов и псевдоаплитов, происходило растворение доломитов с образованием гидротермокарстовых пустот выполненных в последствии рудным материалом. На месторождении можно выделить следующие стадии карстообразования. 1 - дорудный холодный карст (образование карстового русла; 2 - сорудный гидротермокарст (отложение руд); 3 - пострудный холодный карст (карстовые полости в зонах окисления).

Месторождение Брокен-Хилл располагается южнее Медного пояса Кантаги-Замбия и приурочено к синклинали, сложенной породами докембрия [265]. Рудовмещающими породами являются массивные доломиты [201, 265]. Изверженные породы в районе месторождения отсутствуют. Форма рудных тел крайне разнообразная и сложная: неправильные ветвящиеся и камерные жилы, рукавообразные тела, трубы, реже линзы [361]. На месторождении

известно 8 рудных тел. Большинство из них локализуется в системе трещин перпендикулярных простиранию синклинали и имеют мощность до 40 м. Одно рудное тело располагается в крутопадающем контакте доломитов со сланцами. Мощность этого тела достигает 30 м, но с глубиной уменьшается до 6 м. Рудные тела в центральной части сложены массивными среднезернистыми сульфидными рудами, среди которых преобладают сфалерит и галенит. Пирит имеет подчиненное значение, количество халькопирита невелико. Сульфидные руды, как правило, залегают на глубине 40- 50 м, но иногда и на глубинах 30- 35 м [265] и окружены оболочкой окисленных руд (см. *рис. 3.3*).

Выходы на поверхность рудных тел представлены железными пняпами, состоящими на 30- 50 % из окисленных цинково-свинцово-ванадиевых руд (церуссит, пироморфит, фосфаты цинка, деклуазит).

Среднее содержание полезных компонентов достигает, %: в окисленных рудах — цинка - 23,6; свинца - 12,7; пятиокси ванадия - 2,05; в сульфидных рудах — цинка — 36,2; свинца — 24,8. Ванадий в большей части сульфидных руд отсутствует. Кроме того, в рудах содержатся: серебро, кадмий, никель, германий, селен, мышьяк и сурьма. Запасы составляли — 4,4 млн т руды, металлов: цинка 1270 тыс. т, свинца 600 тыс. т [265].

На месторождении проявлен пострудный холодный карст, который представлен крупными карстовыми полостями, приуроченными к контакту доломитов со сланцами. Такие полости прослежены до глубины 50 м и выполнены песками, обломками пород и костями млекопитающих [353]. Минералы окисленных руд цементируют песок, замещают кости и выстилают поверхность пород.

Месторождение образовалось в результате выполнения рудоносными гидротермальными растворами полости дорудного холодного карста.

На месторождении Сильвермайнс в рудоносной толще Верхних доломитов турнейского возраста, выделяется несколько рудных зон [196, 339]. Рудоносные толщи представляют собой доломитовые брекчии с доломитовым или аргиллитовым цементом.

Рудная зона Верхняя G приурочена к нижней границе доломитовых брекчий, руды сложены в основном массивными сульфидами, а также прожилково-вкрапленными в брекчиях и тонкозернистым сульфидным илом. Широко развита колломорфная текстура. Содержание свинца 2,4 %, цинка 9,2 %. Эти рудные зоны, в общем, залегают согласно с вмещающими породами и занимают площадь свыше 750 x 750 м, при максимальной мощности 25 м, в непосредственной близости от разлома Сильвермайнс. Здесь преобладают массивные сульфидные руды с ясным контактом с вмещающими доломитами.

Рудная зона Нижняя G прослежена на глубину до 100 м, по простиранию на 450 м и пространственно ограничена формацией нижних доломитов. Зона имеет мощность 20 м. Минерализация относится к типу трещин выполнения и редко представлена массивными рудами. Концентрация свинца 4,5 %, цинка 3,4 %.

В рудной зоне В доломитовые брекчии не столь значительны. Зона имеет меньшую мощность, а руды не так массивны как в Верхней зоне G. В руде содержится около 2,5 % свинца и 6,5 % цинка.

Запасы руды на 1964 г. составляли 11 млн т, со средним содержанием свинца 2,8 %, цинка 8 %, серебра 25 г/т.

Приведенные данные позволяют сказать, что месторождение образовалось в результате сорудного гидротермокарста.

Месторождение Бубекер-Туиссит (Марокко) является одним из наиболее крупных объектов Атласского пояса. Приурочено оно к зоне горстов и грабенов, разбитых поперечными разломами. Оруденение не обнаруживает видимой связи с магматическими породами. Минерализация приурочена к доломитам лейаса, мощностью 30 м, заключенных между кристаллическими сланцами верхнего визе и мергелями келловейского возраста. Размещение оруденения контролируется зонами трещиноватости, разломами и флексурами. Свинцово-цинковые рудные тела представлены длинными, мощными лентообразными жилами неправильной формы, шириной до 40,5 м и мощностью от 12 до 18 м. Они заканчиваются прерывистыми рудными телами мощностью не более 3,6-5,4 м. Некоторые из них представлены почти исключительно свинцовой минерализацией. Подчиненное значение имеют небольшие кварц-

баритовые жилы с галенитом, сфалеритом и пиритом, залегающие в породах основания.

Свинцовые руды имеют более высокое стратиграфическое положение, чем цинковые. Для первых характерен более крупнозернистый галенит (до 1 см), с содержанием серебра до 0,12 %. Цинковые руды тяготеют к участкам, характеризующимся наличием брекчий.

Руды представляют собой вкрапленность галенита в доломитовой жильной массе и имеют однообразный состав: галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, марказит. На месторождении различают первичный мелкозернистый доломит (осажденный в лейасовом море) и вторичный крупнозернистый доломит, образованный в результате растворения и перекристаллизации первичного (гидротермокарст). На месторождении выделяется два типа оруденения. Первый – метасоматический, характеризуется развитием мелкозернистого (0,5 мм) галенита и сфалерита, представленных в виде вкрапленности в первичных доломитах. Второй тип – тип заполнения пустот, развитый в верхних частях месторождения.

Запасы руды составляют 1,8 млн т при содержании свинца 15 % и цинка 5%. Месторождение образовалось благодаря сорудному гидротермокарсту, в результате переотложения вкрапленных руд и доломита в образованные им же полости.

Месторождение Екатерининское (Россия) приурочено к зоне дробления нижнепалеозойских пород [176, 183, 319]. Рудовмещающие породы на месторождении представлены массивными и полосчатыми доломитами. Оруденение локализуется на контакте со сланцами как показано на *рис. 3.22*.

Руды образуют серию сближенных жилообразных, гнездообразных и штокообразных рудных тел, большей частью неправильных. Совокупность отдельных тел образуют рудную полосу северо-восточного простирания, прослеженную на 600 м, при средней ширине 80–100 м. Рудные тела в пределах полосы образуют сравнительно густую сеть, располагаясь близко друг от друга.

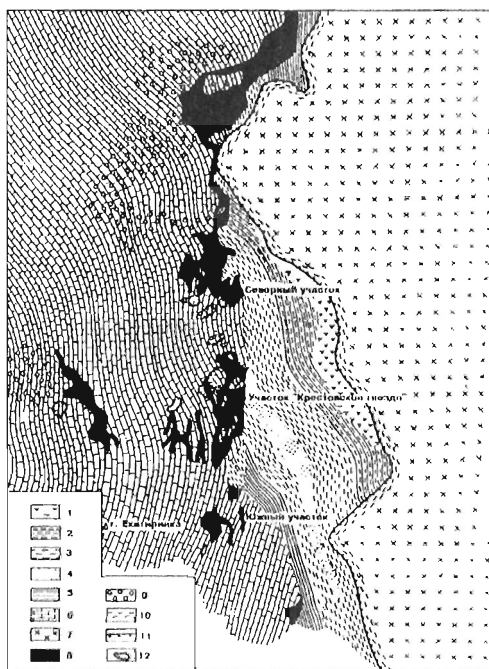


Рис. 3.22. Схема геологического строения Екатеринбургского месторождения (по В.И. Огородникову): 1 - кварц-турмалиновые породы; 2 - биотит-кварц-полевошпатовые сланцы; 3 - серицитово-кварцевые сланцы с турмалином; 4 - метаморфизованные песчаники; 5 - углесто-кварцевые сланцы с графитом и прослоями графитизированных карбонатных пород; 6 - светло-серые и темно-серые доломиты; 7 - кварцевые диориты; 8 - рудные тела; 9 - участки окварцевания пород; 10 - мylonиты; 11 - разломы; 12 - обруины старых выработок

Самым крупным телом является рудное тело центральной части месторождения Крестовское. Представляет оно штокообразное тело, имеющее на горизонте 50 м поперечные размеры 30 x 60 м. Все остальные рудные тела имеют меньшие размеры, многие из них являются короткими жилами. Так, наиболее крупным рудным скоплением южной части месторождения является жила длиной около 60-70 м, при мощности 0,5-4 м. Связь отдельных руд-

ных скоплений не устанавливается, скорее всего, это изолированные тела. В строении рудных тел принимают участие безрудные блоки известняков, заключенные в рудной массе. Месторождение окислено до глубины 200 м.

Руды характеризуются массивными, прожилково-вкрапленными и вкрапленными текстурами и широким проявлением решетчатых и перистых структур [176]. Контакты рудных тел с вмещающими доломитами обычно резкие, без переходов, но осложнены серией прожилков, отходящих от основного рудного тела. Содержание в рудах металлов, %: а) окисленные руды свинца 3,75; серебра 206 г/т; б) в Крестовском рудном теле свинца 2,68; цинка 1,49.

На Смирновском месторождении (Россия) рудовмещающими породами являются доломиты [218, 319]. Рудные тела представлены зонами вкрапленного оруденения и богатыми полиметаллическими рудами трубообразной формы малого сечения. Также встречаются небольшие гнезда сплошных сульфидов среди вкрапленного оруденения. Ниже приводится описание рудной трубы, вскрытой шахтой № 4 [219], как наиболее характерной, как показано на *рис. 3.23*.

Верхняя часть рудной трубы до горизонта 38 м имеет вид сплошной ветвящейся залежи с крутым углом падения. Вся нижняя часть рудного тела является типичной, слегка уплощенной трубой небольшого поперечного сечения, довольно выдержанной по падению, в основном совпадающему с падением вмещающих доломитов.

Примерно на глубине 66 м, рудная труба сечется дорудной дайкой лампрофиров, а несколько выше горизонта 77 м рудная труба, распространявшаяся висячем боку дайки, резко обрывается и переходит в лежащий бок дайки.

Текстуры руд – массивная, реже полосчатая и брекчиевидная. Кроме «свинчаков» на месторождении встречаются сплошные сферитовые руды.

Для всех рудных тел месторождения рудоконтролирующим фактором является сочленение трещин северо-восточного и субмеридионального простираний.

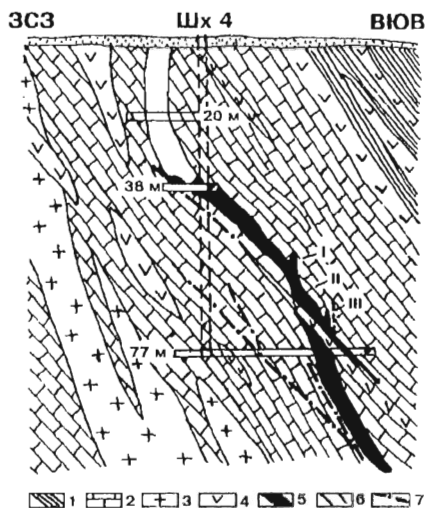


Рис. 3.23. Разрез по падению рудной трубы шахты № 4 (по Е.Н. Машинскому):
1 - известковистые и углисто-глинистые сланцы; 2 - доломиты; 3 - гранодиориты;
4 - лампрофилы; 5 - сульфидные руды; 6 - старые очистные выработки; 7 - рудные шпелы

По нашему мнению растворы поступали с глубин по системе трещин, выщелачивали доломиты с образованием карстового русла в виде трубы, которая впоследствии была выполнена рудным материалом. Растворы, достигая дайки лампрофиров, растекались, с образованием расширения полости. Через дайку растворы просачивались по тем же трещинам. Возможно, в полости пересотлагались вкрапленные руды.

На многих свинцово-цинковых месторождениях рудовмещающими породами являются известняки, доломитизированные известняки и доломиты одновременно. Наблюдается селективная избирательность в размещении оруденения, которое тяготеет к известнякам.

В рудном районе Центральный Тинтик (США) известны месторождения массивных свинцово-цинковых руд, залегающих в доломитах и известняках, столбообразной неправильной формы, из которых было добыто 90 % всех руд в районе. Размеры рудных тел

изменяются от небольших проводников и мелких гнезд до громадных столбообразных линейных и луковичевидных залежей, как показано на *рис. 3.24*.

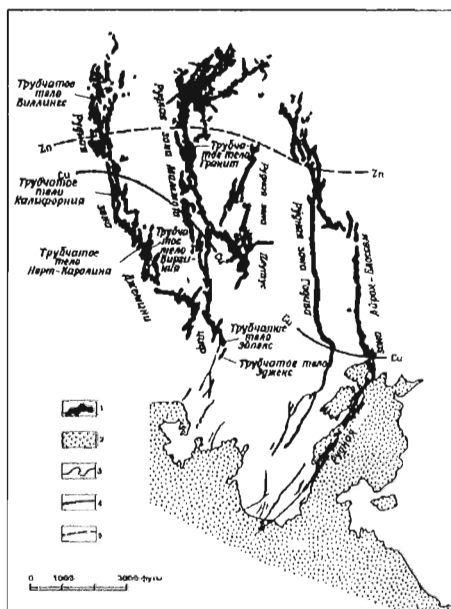


Рис. 3.24. Проекция метасоматических рудных тел на горизонтальную плоскость (по Х.Т. Моррису): 1 - рудные тела; 2 - палеоген-неогеновые монзониты штока Силвер-Сити; 3 - контакты (показаны схематически); 4 - северная граница распространения главных меднорудных тел; 5 - южная граница распространения главных цинково-рудных тел

Из метасоматических рудных тел наиболее продуктивны трубчатые залежи рудников Маммот, Чиф, Джемини, Сентенниал-Юрика, Голд-Чейн и др. Кроме рудных труб в районе известны залежи типа «манто». Самые крупные такое тело приурочено к почти горизонтальному отрезку оси синклинали Тинтик. В районе имеются также залежи в форме линз, размеры и характер которых варьируют в очень широких пределах. Эти рудные линзы нередко являются ответвлениями или выступами основных рудных тел, вытягиваясь вдоль плоскостей напластования или разломов.

На месторождениях отмечаются друзы кварца в пустотах и открытых трещинах. Контакты рудных тел с вмещающими породами резкие и отчетливые, где часто отмечаются тонкие глинистые примазки. Таким образом, оруденение района своим происхождением обязано сорудному гидротермокарсту. Самому рудоотложению предшествовали карстообразующие процессы холодного и гидротермального карста. Наличие пустот с друзами кварца говорит о проявлении пострудного гидротермокарста.

В Верхнемиссисиппском районе (США) все месторождения свинца и цинка располагаются в доломитах и известняках формации Платвилл, Декора и Галина ордовикского возраста.

Основной тип оруденения связан с зонами окварцевания и доломитизации, растворения, обрушения пород, выполнение полостей глиной, доломитовой сыпучкой и рудами. Значительная часть руд в районе образовалась в результате выполнения открытых карстовых полостей и импрегнацией сульфидами полу рыхлых кавернозных масс.

На месторождениях района выделяются следующие типы рудных тел: наклонно-пологие (комбинация жил и тел замещения); рудные тела типа рубцовых жил; штокверки; тела пластового замещения; брекчии обрушения, трещинные жилы и неправильные тела. Изредка встречаются карстовые полости и каверны, инкрустированные сульфидами. Наклонно-пологие залежи приурочены к секущим и согласным разломам и располагаются на крыльях складок и на участках их замыкания. Форма этих тел в плане дугообразная, линейная как показано на *рис. 3.25* и эллиптическая.

Местами эти рудные тела подстилаются пологозалегающими пластами брекчий, рудными телами пластового замещения и согласными жилами. Рудные скопления в наклонно-пологих и в пластовых залежах образуют жилы вдоль трещин и плоскостей напластования, путем выполнения полостей в тектонических брекчиях и брекчиях растворения. Пластовые залежи вкрапленных сульфидов встречаются реже. Формируются они путем замещения и выполнения пор благоприятных пород. Штокверковые руды представлены рудными телами в брекчиях растворения и обрушения. Кроме этого руды также связаны с небольшими жилами, выполняющими верти-

кальные трещины, и линзовидными телами в брекчиях растворения.

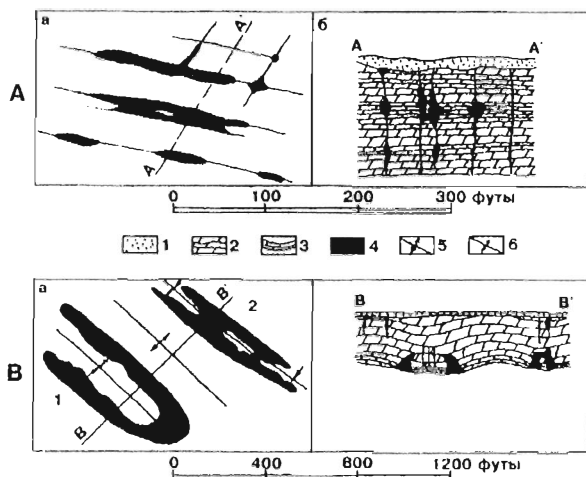


Рис. 3.25. Схематические планы (А) и разрезы (Б), показывающие типичную структуру свинцовых месторождений типа рубцовых жил (а) и наклонно-пологих залежей (б), их дугообразного (1) и линейного (2) подгибов (по А.В. Хейду): 1 - почвенный слой; 2 - доломиты Галина; 3 - известняки и доломиты формации Декора; 4 - рудные тела; 5 - оси синклиналией; 6 - оси антиклиналией

Текстуры руд - гребенчатая, колломорфная, полосчатая, массивная, почковидная, нодулярная, сталактитовая. Сульфидные руды наклонно-пологих залежей обычно содержат 3-10 % цинка, иногда до 20-25 %, в среднем 5 %. Содержание свинца 0,5 %, но может достигать 5-7 %.

В целом можно сказать, что в Верхнемиссисиппском районе процессы растворения сыграли решающую роль в рудообразовании. Так, рудоотложение происходило при сорудном гидротермкарсте, который проявился до него и после. Карстообразующие процессы происходят и в настоящее время, наблюдаются небольшие по размерам воронки обрушения и брекчиевидные тела.

Месторождение Блейберг, относящееся к числу крупных и характерных для Известковых Альп, залегает в доломитах и из-

вестняках триаса. Оруденение размещается крайне неравномерно и концентрируется в пределах пачки пород мощностью 300-400 м [117, 238, 361]. Всего на месторождении установлено 6 рудоносных уровней. Три нижних уровня контролируют основную массу руды в породах ладина. Три других – в отложениях карная. Размещение оруденения контролируется трещинами и благоприятными слоями карбонатных пород. Так, на месторождении наблюдается, что минерализация часто развивается с одной стороны стенки трещины как показано на *рис. 3.26 А*, а при большом количестве трещин минерализация несет сетчатое распространение, что показано на *рис. 3.26 Б*.

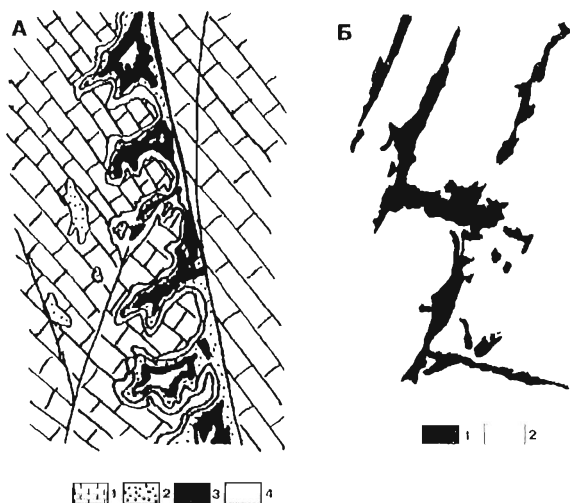


Рис. 3.26. Строение рудных тел месторождения Блейберг (А) и их взаимоотношения с трещинами (Б) (*по Г. Бергу*): А - взаимоотношение части рудного тела с трещиной: 1 - доломиты и известняки; 2 - цинковая обманка; 3 - свинцовый блеск; 4 - доломитовый шпат; Б - взаимоотношение рудных тел с системой трещин: 1 - руда; 2 - карбонатные породы

В верхней части месторождения развиты пластообразные рудные тела, которые несут признаки внутреннего осаждения, т.е. механического и химического заполнения полостей карста [290].

На средних и нижних горизонтах распространены крупные и богатые тела выполнения пустот жилообразной и неправильной формы. На месторождении отмечаются брекчии, цемент которых содержит свинцово-цинковую минерализацию.

Содержание свинца – 1,7–4,5 %, цинка - 4–8 % [238]. Запасы месторождения составляли 2,5 млн т свинца и цинка.

Из сказанного следует, что данное месторождение образовалось в результате сорудного гидротермокарста, растянутого во времени. Начался этот процесс с формирования «донной руды» и закончился образованием остаточных полостей и щеток кальцита [290].

Месторождения Силезско-Краковского поднятия (Польша) являются свинцово-цинковыми, они приурочены к известнякам и доломитам среднего триаса. Выделяется четыре рудных района: депрессии Бытом и Тарновске-Гуры (западный), депрессия Хжанув (южный), окрестности Олькуш (восточный) и окрестности Зоверце (северный).

Оруденение локализуется в зонах брекчирования, дробления и карстообразования. Форма рудных тел, в основном, пластообразная, согласная с напластованием пород. Реже встречаются линзообразные, гнездообразные и трубообразные тела, мощность рудных залежей до 5 м, местами 20–30 м.

На месторождениях выделяются следующие типы руд: массивные (образуют сплошные выделения в породе), брекчиевые (руда цементирует обломки пород) и вкрапленные. Сульфиды выполняют трещины, карстовые пустоты, зоны брекчирования, поры и др., а также инкрустируют полости и формируют сталактиты. Богатые руды тяготеют к разломам и трещинам и содержат до 40 % свинца и цинка в сумме.

Польские геологи связывают оруденение района с гидротермокарстом. Время, когда происходило карстообразование – нижняя юра и палеоген. Рудная минерализация рассматривается как продукт гидротермальных флюидов или грунтовых вод. Доломитизация также связывается с процессами карстообразования, причем она проявлена только в рудоносных слоях. В безрудных слоях доломитизация отсутствует.

В рудовмещающих породах широко развиты карстовые пустоты. Это трубообразные небольшие полости, образующие субгоризонтальные галереи или неправильной формы камеры, заполненные частично или полностью обломками пород стенок и кровли, часто карстовые полости сливаются в целые системы, формируя сложной формы рудовмещающие структуры. Брекчия сцементирована галенитом, сфалеритом и марказитом, как показано на *рис. 3.27*. Рудный цемент может и отсутствовать. В этом случае поверхность обломков покрыта идиоморфными кристаллами сульфидов.

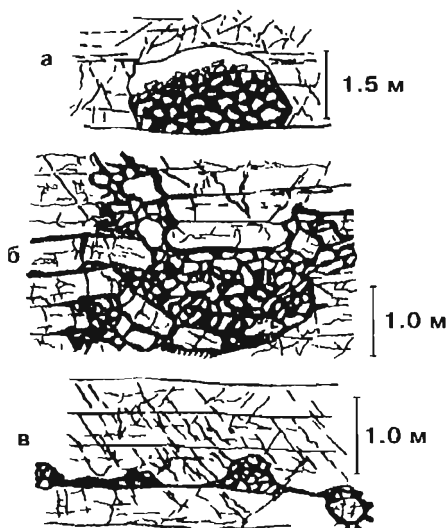


Рис. 3.27. Морфогенетические типы оруденения (по К. Богдажу и др.): а - каналы растворения в карбонатных породах, частично выполненные обломками этих же пород, сцементированные сульфидами; б - полости растворения в карбонатных породах с обрушенной кровлей и с обломками этих же пород, сцементированные сульфидами; в - небольшие каналы растворения, заполненные брекчией карбонатных пород, сцементированные сульфидами. Черным показаны сульфиды

Процесс карстообразования начался с доломитизации пород, при которой образовались полости и брекчии растворения-обрушения, позднее они были выполнены рудой. Полости форми-

ровались небольшого размера, так как сильная трещиноватость пород мешала образованию больших полостей. Поэтому гораздо более широко развиты карстовые брекчии, с которыми связаны основные запасы руд. Рудоносные брекчии характеризуются тем, что нижняя граница их является поверхностью растворения, представляющая собой днище полости, покрытой тонкозернистыми карстовыми отложениями (нерастворимый остаток пород). Вверху эти отложения переходят в массу угловатых обломков вмещающих пород. Верхние и боковые границы представляют собой купол обрушения (стенки пронизаны трещинами в разных направлениях).

На месторождении Трпча (в бывшей Югославии) крупные рудные тела залегают в мраморизованных известняках на контакте с палеозойскими филлитами и трубчатым телом брекчий. Иногда рудные жилы встречаются висячем боку среди филлитов. Висячий контакт между филлитами, известняками и брекчией имеет в плане форму буквы *М*.

Рудные тела имеют трубообразную форму. Наиболее крупные залежи располагаются вокруг брекчиевой трубы, но с глубиной они разбиваются на несколько тел меньшего размера, как показано на *рис. 3.28*. Оруденение, располагающееся вдоль северного фланга рудоносной структуры, на глубоких горизонтах уступает по значительности оруденению вдоль южного фланга. Площади сечений отдельных рудных тел достигают 500- 7000 м². Вертикальный размах оруденения более 1300 м.

Тело брекчий состоит из блоков и полуокатанных обломков вмещающих пород. Цемент брекчий – глинистый, карбонатный. В брекчиях наблюдается смена глыбового материала грубообломочным, который вверх по разрезу переходит в мелкообломочный, что говорит о заполнении полости сверху вниз.

Промышленные руды на месторождении массивные крупнокристаллические, сложенные в основном пирротинном, галенитом, сфалеритом. Содержание свинца достигали 11,7 %, цинка – 11,5 %. В настоящее время свинца 5- 7 %, цинка 4 %. С учетом уже отработанных руд общие запасы месторождения составляли 50 млн т.

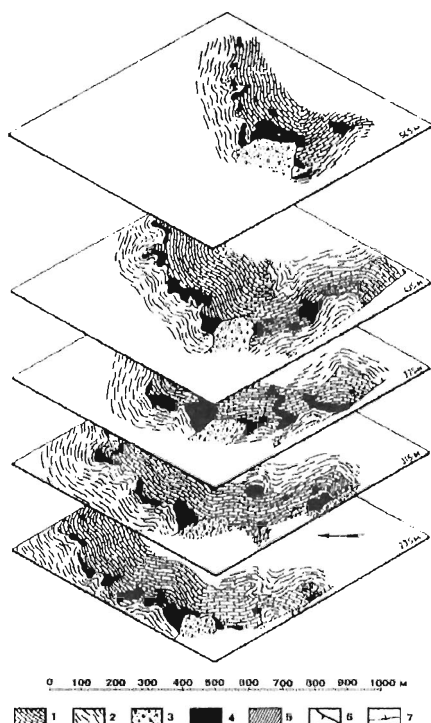


Рис. 3.28. Изометрическая проекция свинцово-цинкового месторождения Трешча (по Смейкалу): 1 - мрамора; 2 - филлиты; 3 - брекчия; 4 - сульфидная руда; 5 - марганцево-железо-сульфидная руда; 6 - рассланцевание; 7 - разломы

На месторождении широко развиты карстовые полости, достигающие размеров 13 x 8 м. Такие полости обычно заполнены водой с температурой до 30°C. Эти воды представляют собой современные термы, на путях движения наблюдается современные карстовые процессы. Карстовые полости нередко выполнены рудным материалом: натечные формы на стенках, рудные брекчии, друзы грубозернистого срастания. Минералы выполнения полостей представлены кальцитом, родохрозитом, марматитом, галенитом, пиритом.

В целом на месторождении проявлен дорудный холодный и гидротермальный карст. В результате этих процессов образовалась полость с брекчией. Впоследствии по контакту внедрились рудопносные растворы, которые не только отлагали рудный материал, но и расширяли уже готовую полость (сорудный гидротермокарст). После рудоотложения начался этап пострудного гидротермокарста, представленный карстовыми полостями с минералами и термальной водой.

Месторождение Марлоу (Греция) локализовано в мраморах [375, 379], которые кроме окисленных и сульфидных свинцово-цинковых руд содержат железо-марганцевое оруденение. Сульфидная свинцово-цинковая минерализация вскрытая скважинами, располагается в сильно закарстованных известковистых сланцах и доломитовых мраморах Марлоу, как показано на *рис. 3.29*.

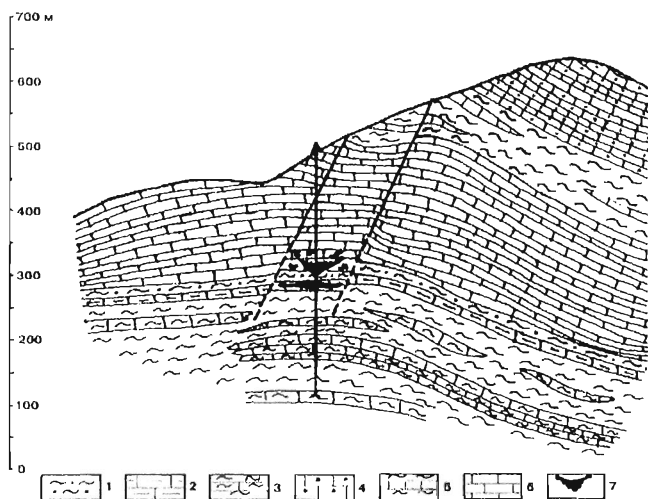


Рис. 3.29. Схематический геологический разрез, показывающий размещение свинцово-цинковой минерализации (по N. Epitropou и др.): 1 - хлорит-амфиболитовые сланцы; 2 - мрамора Dikephalos; 3 - известковистые сланцы; 4 - гнейсы с прослоями мраморов; 5 - биотит-хлоритовые гнейсы с прослоями известняков; 6 - мрамора Марлоу; 7 - минерализованные карстовые брекчин обрушения

На месторождении выделяется два карстовых горизонта (зоны брекчий обрушения): нижний и верхний. Нижний горизонт приурочен к известковистым сланцам, верхний к мраморам. Брекчии обрушения верхнего горизонта состоят из обломков мрамора, сцементированных землистым материалом (глинистые и рудные минералы). Нижняя брекчия состоит из кварц-полевошпатовых обломков, сцементированных карбонатами, глинистыми и рудными минералами. Для нижнего горизонта характерно горизонтальное развитие брекчий, так как они располагаются между двумя непроницаемыми горизонтами, как показано на рис. 3.28. Зона брекчий обрушения образовалась после метаморфизма, т.к. цемент брекчий не претерпел изменений и обломки представлены метаморфизованными породами.

На месторождении выделяется два типа минерализации: I сингенетичный, стратифицированный и II карстовый. Первый тип имеет содержание свинца и цинка порядка 0,03 и 0,04 %, соответственно. Для этого типа характерно присутствие сфероидальных выделений рудных минералов, возникших благодаря перекристаллизации вызванной метаморфизмом.

Карстовая сульфидная минерализация выполняет роль цемента брекчий обрушения совместно с глинистыми и карбонатными минералами. Формы рудных тел контролируются формой брекчий и имеют очень неправильную форму как показано на рис. 3.30.

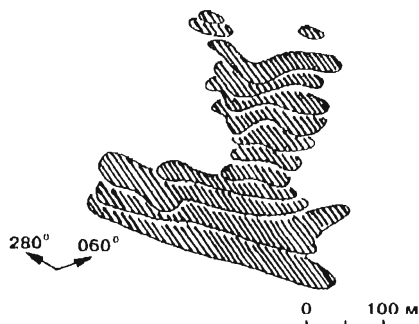


Рис. 3.30. Геометрия карстового свинцово-цинкового рудного тела верхнего горизонта (по *N. Epitropou* и др.)

Процессы карстообразования, скорее всего, протекали в сорудный этап, в результате циркуляции прогретых подземных вод. В формирующиеся карстовые полости переотлагался из вмещающих пород рудный материал. Глинистый материал образовался за счет нерастворимого остатка карбонатных пород.

Месторождение Шикоушань (Китай) приурочено к контакту нижнепермских мраморов с кварцевыми монцонитами [100, 275]. Рудные залежи столбообразной, трубообразной формы, в виде карманов и камер. Рудные тела имеют размеры до 200 x 50 м. Содержание свинца в богатых рудах 20 %, цинка - 15 %.

Карстовые месторождения свинца и цинка в некарбонатных породах

Проявления карстовых процессов отмечаются и в некарбонатных породах (сланцы, песчаники, конгломераты, кварциты и др.). Отсюда следует, что эти закарстованные породы могут быть потенциальными рудовмещающими структурами для различных полезных ископаемых. В научной литературе по геологии рудных месторождений отрывочно встречаются подобные описания карстово-рудных объектов в некарбонатных породах. Этот вопрос практически не изучен в мировой практике.

На месторождении Марлоу (см. *рис. 3.28*) нижний рудоносный горизонт локализован в закарстованных известковистых сланцах. Отдельные рудные тела месторождения Кипуши (Принц Леопольд) также залегают в закарстованных известковистых сланцах. На месторождениях Кульджабашат и Беркутя свинцово-цинковая минерализация приурочена к закарстованным грещинам в конгломератах. Ивановский шток, на одноименном месторождении, залегают в глинистых сланцах, также, скорее всего, следует отнести к телам, сформированным благодаря карсту. К карстовым, возможно, следует отнести и месторождение Учочак, залегающее в песчаниках и конгломератах.

На подобных объектах процессы карстообразования не получают широкого распространения и протекают слабо и поэтому они не представляют существенной самостоятельной промышленной ценности из-за небольших масштабов.

Модели метаморфических или древних месторождений полиметаллических руд в карбонатных или алюмосиликатных толщах докембрийского возраста

Термин «древние месторождения» был в ходу несколько десятилетий назад, когда вопросы геологии докембрия были разработаны еще недостаточно, в том числе и геология месторождений в докембрийских формациях. Достаточно сильный метаморфизм - амфиболитовой, а также гранулитовой фаций сильно затушевывал все признаки первоначального происхождения многих промышленно интересных месторождений. В настоящее время большинство этих месторождений изучено детально и теперь уже можно говорить вполне определенно об их истинном первоначальном происхождении, хотя однозначного мнения об их происхождении еще не существует. С высокой степенью вероятности можно утверждать, что большинство таких нижнепротерозойских или архейских месторождений имели первоначально колчеданное или стратиформное происхождение. Примером таких месторождений являются такие крупные районы или поля, как *Броккен-хилл* в Австралии, *Броккен-хилл* в Замбии, *Салливан* в Канаде, Северо-австралийские месторождения *Маунтайза*, *Мак-Артур Ривер*, восточно-сибирские месторождения *Холодненское* в С.Прибайкалье, *Горевское* на нижней Ангаре и *Озерное* Яровных озер (Забайкалье). Все эти месторождения относятся к гигантским месторождениям. Выделение таких месторождений в особый разряд метаморфизованных месторождений имеет смысл в связи с тем, что для них новоприобретенное свойство и признаки метаморфогенного происхождения имеют уже, пожалуй, большее значение, нежели первичные признаки их происхождения и приуроченности. Что же касается экономического значения таких месторождений можно проиллюстрировать на примере австралийского *Броккен-хилла*, чьи суммарные запасы свинца и цинка составляют около 55 млн т при среднем содержании 15 %, а месторождения Сибири *Горевское*, *Холодненское* и т.д. принадлежат к крупнейшим месторождениям России.

Что касается геолого-генетических моделей таких месторождений, то их можно представить в виде моделей колчеданных месторождений типа Куроко или стратиформного типа, а также стратиформных месторождений в карбонатных породах с добавлением

или наложением на них более поздних стадий метаморфизма той или иной фации с соответствующими перерывами, возможными гннергенными изменениями между стадиями метаморфизма и т.д.

Горевское свинцово-цинковое месторождение приурочено к существенно карбонатным породам рифея, имеет четкий литолого-стратиграфический контроль и характеризуется отсутствием связей с интрузивными образованиями. Субстратом полиметаллической минерализации служит генетически связанный с ней горизонт кремнисто-сидеритовых пород (сидероплезиты, кремнистые сидероплезиты и силициты), включающие в себя пачки переслаивания мергелей, доломитистых известняков, доломитов (Кузнецов, Пономарев и др., 1990).

В пределах рудной зоны выделены три кулисообразно расположенные пласто-линзовидные залежи, согласные с вмещающими породами. Все они круто ($75-80^\circ$) падают на юго-запад. Длина рудных залежей по простиранию в 5-6 раз превышает мощность. Главное рудное тело, которое характеризуется максимальной протяженностью по падению и большой выдержанной мощностью, сложено существенно галенитовыми рудами (рис. 3.31) [310].



Рис. 3.31. Строение главного рудного тела Горевского месторождения (по В.В. Кузнецову, В.Г. Пономареву и др.): 1 - сидериты, кремнистые сидериты; 2 - силициты, сидеритосодержащие силициты; 3 - рудные тела; 4 - мергели с прослоями глинистых сланцев; 5 - глинистые известняки с прослоями доломитов; 6 - кремнистые известняки с прослоями доломитов; 7 - мергели кремнистые, доломитистые; 8 - доломиты; 9 - разломы

Ст Руды месторождения относятся к пирротин-сфалерит-галенитовому минеральному типу с явным преобладанием галенита над сфалеритом, со средним отношением $Pb:Zn = 4:1$. Руды в среднем состоят на 60- 80 % из сидероплезита, анкерита и кварца и лишь на 20 -40 % из галенита, сфалерита, пирротина и пирита. Выделяют галенитовые, галенит-сфалеритовые, сфалерит-галенитовые типы руд, а также колчеданно-свинцово-цинковые (пирит или пирротин-галенит-сфалеритовые) руды.

руктурно-текстурные особенности руд отражают длительность их формирования. Наиболее развиты полосчатые, послойно-прожилковые, брекчиевидные, массивные, прожилково-вкрапленные текстуры. Для полосчатых руд характерно ритмичное строение: чередование тонких полос агрегативной смеси сульфидного и кремнистого материала с различной насыщенностью галенитом, сфалеритом и кварцем с сидероплезитом. Исследователи придерживаются гидротермально-осадочной модели образования первичных руд. Позднее руды испытали складчатость и метаморфизм (перекристаллизацию и перераспределение рудного вещества).

Екатерино-Благодатское месторождение является типичным месторождением Восточного Забайкалья, для которого характерно развитие нескольких структурно-морфологических типов рудных тел. Находится оно в северо-восточной части полиметаллического пояса [75]. Рудоносная площадь сложена доломитизированными известняками нерчинско-заводекой свиты, с небольшими пачками углисто-глинистых сланцев и полосчатых доломитов. Породы смяты в складки, пересечены серией даек порфиров и лампрофиров и разбиты разрывными нарушениями. Наиболее тренциноваты доломитизированные разности карбонатных пород. Среди них и залегают трубообразные рудные тела, локализующиеся в участках пересечения секущих субмеридиональных разрывов с послойными субширотными нарушениями.

Большинство рудных тел месторождения скрытые. По восстановлению они ограничиваются пологими разрывными нарушениями, пачками малопроницаемых пород либо выклиниваются в зонах общего затухания рудовмещающих разрывов (рис. 3.32). По наде-

нию некоторые рудные тела, залегающие в серых доломитизированных известняках, замыкаются при выклинивании рудовмещающих нарушений, другие продолжают на большую глубину. В мраморизованных известняках рудные тела выклиниваются вблизи дайки кварцевых порфиров. Максимальная зафиксированная глубина появления новых скрытых рудных тел от поверхности 200 м.

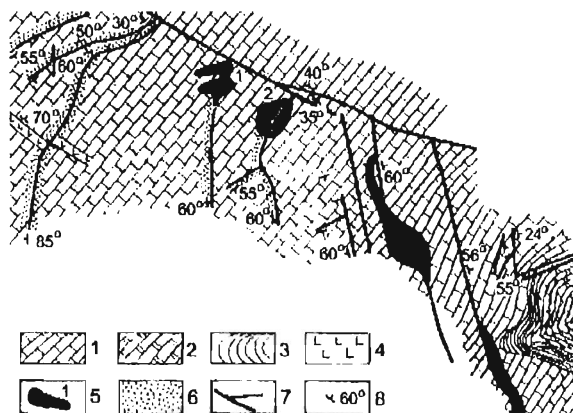


Рис. 3.32. Схема, расположения рудных тел Екатерино-Благодатского месторождения на горизонте 650 м (по К. Кузнецову). Известняки: 1 - массивные, 2 - слоистые; 3 - углистые; сланцы; 4 - лампрофиры; 5 - рудные тела и их номера; 5 - окварцевание; 7 - разрывные нарушения; 8 - элементы залегания

Основная масса руд сконцентрирована в серых доломитизированных известняках, благоприятных для рудоотложения по физико-механическим свойствам. В белых доломитизированных известняках развиты лишь рудные жилы. Рассматриваемые и другие свинцово-цинковые месторождения района характеризуются сложным составом руд, представленных пиритом, сфалеритом, галенитом и разнообразными сульфосолями. Вмещающие карбонатные породы подвергнуты гидротермальным изменениям, выраженным в их окварцевании и прожилковой доломитизации.

Описанное месторождение по геологическим условиям формирования и минеральному составу руд относится по В.М. Крейт-

ру, к типичным среднетемпературным минеральным образованиям. К.Ф. Кузнецов (1963) высказывает предположение, что месторождение сформировалось под надрудной толщей нижнесреднеюрских пород мощностью около 500 м. Близповерхностные условия рудообразования, видимо, и обусловили широкое развитие в рудах сульфосолей.

Месторождение Кургашинокан является примером месторождения, приуроченного к контакту гранитоидов и известняков. Оно расположено в северной части Алмалыкского рудного поля (Узбекистан). Согласно Л.А. Афанасьеву (1972), месторождение сформировалось в осадочных породах среднего-верхнего девона, представленных доломитами (60 % разреза), известняками, мергелями и песчаниками, сохранившимися среди сиенит-диоритов Алмалыкского массива (нижний-средний карбон). Мощность осадочной толщи 400 м. Породы смяты в асимметричную антиклинальную складку. Серией разрывных нарушений месторождение разбито на ряд блоков. По многим из этих разрывов внедрились дайки интрузивных пород (порфиры, являющиеся апофизами сиенит-диоритов, нижнепермские гранодиорит-порфиры и секущие их диабазовые и авгит-плагиоклазовые порфириты). Все эти дайки дорудные и подверглись пропилитизации. Вмещающие карбонатные породы обогащаются серпентинитом, тальком и кальцитом. Оруденение преимущественно развито вдоль секущих разрывов, ориентированных в меридиональном направлении. В том же направлении вытянута серия мощных даек первой группы. Меньше рудных тел вдоль даек, ориентированных в северо-западном направлении [11].

Рудные тела, развитые в пределах контактовой зоны, залегают в форме линз или столбов (рис. 3.33). Они преимущественно сформированы в карбонатных породах и частично в дайках. Оруденение приурочено к участкам изгиба меридиональных и северо-западных разрывов на простирацию или к местам сочленения их с более мелкими разрывами. Вкрапленные и реже массивные руды, слагающие рудные тела, состоят из магнетита, пирита, сфалерита и галенита, сопровождаемых небольшим количеством блеклых руд. Из жильных минералов помимо талька, серпентина и хлорита распространены серицит, альбит, кальцит, железистые карбонаты и кварц. Согласно данным большинства исследователей, свинцово-

цинковое оруденение Алмалыкского рудного поля, так же как и медное, развитое в его пределах, связаны общностью глубинного магматического очага с пермскими малыми интрузиями гранитоидов и более основных пород.

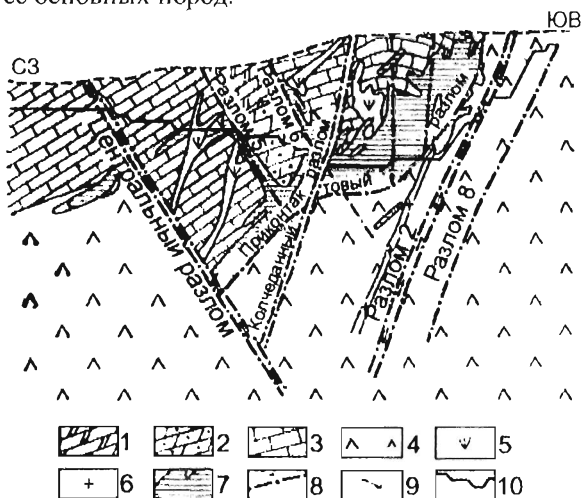


Рис. 3.33. Схематический разрез месторождения Кургашинок (по Л. Афанасьеву и др.): 1 - горизонт ленточных доломитов (D_3f_3); 2 - горизонт массивных доломитов (D_3f_2); 3 - известково-мергелистый горизонт (D_3f_1); 4 - сиснит-диориты, диориты (C_2); 5 - сиснит-порфиры; 6 - гранодиорит-порфиры; 7 - свинцово-цинковые рудные тела; 8 - разрывные нарушения; 9 - зоны дробления; 10 - контур карьера

4. МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛЮМИНИЯ

4.1. Геохимическая характеристика

В периодической системе химических элементов Д.И. Менделеева алюминий занимает 23-е место, атомная масса его 26,98. В природных соединениях степень окисления алюминия $+3$. Величина радиуса иона Al^{3+} равна 0,057 нм. Алюминий обладает амфотерными свойствами (в кислой среде - катион, в щелочной - входит в анион), в природных условиях он не изменяет валентности и образует устойчивые соединения с кислородом, особенно с кислородом и кремнием (алюмосиликаты).

Массовая концентрация алюминия в земной коре, по А.П. Виноградову, 8,05 %, в ультраосновных породах 0,45 %, в основных - 8,76 %, в средних - 8,85, в кислых - 7,70 %, в осадочных - 10,45 %. Высокие содержания алюминия связаны с породами щелочного ряда.

В результате кристаллизации магматических расплавов образуются полевые шпаты, слюды, минералы группы нефелина. В полевых шпатах, которые составляют около 60 % от общего веса изверженных пород, заключена основная масса алюминия в земной коре.

В щелочных нефелиновых породах глинозема содержится 22-25 %, поэтому они могут служить рудой для получения алюминия.

Гидротермальным путем образуются цеолиты, минералы группы дистена, алунит. Крупные алунитовые месторождения могут представлять промышленный интерес и разрабатываться на алюминий.

В зоне гипергенеза в условиях латеритного выветривания горных пород алюминий накапливается в форме гидроксидов (бёмит, гидраргилит, диаспор), в результате возникают крупнейшие бокситовые месторождения. В иной обстановке могут образоваться коры выветривания каолинитового, монтмориллонитового или иного состава.

В условиях земной поверхности формируются не только остаточные коры выветривания, богатые алюминием, но и происхо-

лит миграция этого элемента. Речными потоками алюминий выносятся в водные бассейны, где и образуются осадочные бокситовые месторождения. Алюминий мигрирует в условиях кислой среды ($\text{pH}=1-4$). Миграционная способность его определяется легкостью образования коллоидных систем, различного рода золь, солей и в особенности комплексов, а также амфотерным характером гидроксидов алюминия.

Существует два взгляда на формы перемещения алюминия: 1) свободная Al_2O_3 транспортируется в виде золь под защитным действием гумуса и 2) алюминий перемещается в форме металло-органических соединений. Выпадающие в осадок гидроксиды алюминия способны концентрировать ряд других элементов-примесей (галлий, германий, бериллий, литий, скандий, ванадий, цирконий, титан).

При метаморфизме древних осадочных пород, богатых алюминием, произошла лишь их перекристаллизация и образовались дистен-андалузит-силлиманитовые сланцы, которые могут служить сырьем для получения алюминия. Если же метаморфизму подвергаются древние бокситы, то возникают корунд-наждачные породы, которые представляют собой иной вид полезных ископаемых. При метаморфизме алюминий, по-видимому, не мигрирует.

4.2. Области применения и экономическая конъюнктура

Алюминий благодаря своей легкости (плотность $2,7 \text{ г/см}^3$), высокой электропроводности, большой коррозионной устойчивости и достаточной механической прочности (особенно в сплавах с Cu, Si, Mg, Mn, Zn, Ni и другими металлами) нашел применение в авиационной (его называют «крылатым металлом»), автомобильной и электротехнической отраслях промышленности, на транспорте, в строительстве, а также при изготовлении упаковочных материалов и предметов домашнего обихода. Отдельные сорта бокситов используются для производства абразивов и огнеупоров.

Добывают бокситы в 26 странах в количестве 140 млн т в год, 80 % этой добычи приходится на Австралию, Гвинею, Ямайку, Бразилию, Китай и Индию. Производство глинозема в странах, до-

бывающих бокситы, превысило 52 млн т, а выплавка алюминия 24 млн/год.

На территории Казахстана разрабатывается 10 месторождений бокситов. Торгайский бокситовый рудник (ТБРУ) разрабатывает бокситы Восточно-Торгайской группы (Аркалыкское, Северное, Нижнее-Ашутское, Верхнее-Ашутское, Уштобинское месторождения). Краснооктябрьский бокситовый рудник (КБРУ) - бокситы Западно-Торгайской группы (Белинское, Аятское, Краснооктябрьское, Увалинское и Красногорское месторождения). ТБРУ и КБРУ входят в состав АО «Алюминий Казахстана». Сырьевая база компании оценивается как устойчивая, запасы бокситовых руд на осваиваемых и перспективных месторождениях достаточны для работы предприятия в течение как минимум 50 лет. Добываемые бокситы направляются на переработку на Павлодарский глиноземный завод. Производимый глинозем компания «Алюминий Казахстана» экспортирует, в основном - в Россию и Таджикистан. АО «Алюминий Казахстана» реализует проект строительства электролизного завода по выпуску алюминия мощностью 250 тыс. т в год. Первый пусковой комплекс 1-ой очереди мощностью 60 тыс. т первичного алюминия сдан в декабре 2007 г. Вторая очередь завода будет построена и введена в эксплуатацию в период 2010–2012 гг. Кроме того, компания «Российский алюминий» заявила о намерении создания в Казахстане электрометаллургического холдинга с алюминиевым и глиноземным заводами. В рамках этого проекта предполагается возведение в Павлодарской области алюминиевого завода мощностью 500 тыс. т алюминия в год. В строительство завода компания рассчитывает вложить \$2 млрд. Также проект строительства алюминиевого завода в Костанайской области предполагает осуществить социально-предпринимательская корпорация (СПК) «Тобол». В настоящее время в Казахстане выпускаются вторичный алюминий и сплавы из ломов, которые поставляются на экспорт. Вместе с тем, Казахстан импортирует прокат и изделия из алюминия, причем уровень поставок в последние годы увеличился с 20 до почти 60 тыс. т.

За последние годы производство алюминия возросло более чем в 10 раз. По объему получаемого металла он занимает второе

место после железа. Мировые цены на алюминий (LME) составили в 2011 г. в среднем 2000 ± 300 \$/т,

4.3. Основные промышленные минералы и прочие источники сырья

В настоящее время существует два главных источника алюминия в природе: бокситы и небокситовое сырье. Основную ценность в бокситах представляют минералы типа гидроокислов: гиббсит $\text{Al}(\text{OH})_3$ или гидраргиллит или тригидрат $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$; бемит $\text{AlO} \cdot \text{OH}$; диаспор HAlO_2 .

Два последних относятся к моногидратам. Иногда в качестве самостоятельного минерала выделяется аморфный глинозем или алюмогель. Все остальные минералы содержащие алюминий, из которых можно его извлекать относятся к числу небокситовых минералов.

Основными видами этих небокситовых источников являются щелочные горные породы, в которых породообразующими минералами являются:

нефелин	NaAlSiO_4 ,
лейцит	KAlSi_2O_6 ,
кальсилит	KAlSiO_4 ,

а также скопление таких минералов, как

алунит	$\text{KA}_3[\text{SiO}_4]_2(\text{OH})_6$,
каолинит	$\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$,
андалузит	$\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$,
дистен (кианит)	$\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4]$;
силлиманит	$\text{Al}[\text{AlSi}_2\text{O}]_5$,
давсонит	$\text{NaAl}[\text{CO}_3](\text{OH})_2$.

Не все эти минералы используются, но при разведке учитываются все.

4.4. Экономические параметры и сведения о качестве сырья

К бокситам относят породы с содержанием глинозема более 28 % и в 2,6 раза меньше кремнезема. Качество бокситов, перерабатываемых на глинозем по способу Байера, должно отвечать тре-

бованиям ГОСТа 972–82 (содержание Al_2O_3 более 28 %, бокситовый критерий Б – более 6), Бокситовый критерий рассчитывается по формуле: $B_1 = (Al_2O_3 - 2,269 \cdot SiO_2 - 1,531 \cdot CO_2 - 1,043 \cdot S - 3,44 + 0,093 \text{ ппп}) \cdot 0,975$, где ппп – потери при прокаливании; для производства глинозема по способу спекания: $B_2 = (Al_2O_3 - 1,393 \cdot SiO_2 - 0,179 \cdot Fe_2O_3 - 4,16 \cdot S - 19,51 + 0,326 \cdot CaO + 0,297 \text{ ппп}) \cdot 0,61$.

Таблица 4.1

Запасы бокситов (тыс. т) в некоторых странах

Часть света, страна	Запасы общие	Запасы подтвержденные	Их % от мира	Среднее содержание Al_2O_3 в рудах, %
Россия	674	250	0,8	50
ЕВРОПА	2098	1483	4,7	
Венгрия	350	300	1	55
Греция	1000	650	2,1	55
АЗИЯ	8284	4390	14	
Индия	2650	1500	4,8	47
Китай	1420	1500	4,8	61
Турция	490	310	1	51
АФРИКА	26459	10379	33,1	
Гана	800	510	1,6	47
Гвинея	20000	5900	18,8	52
Камерун		1628	5,2	47
Кот-д-Ивуар	1210	812	2,6	43
Мали	2000	1200	3,8	44
АМЕРИКА	14802	6881	21,9	
Бразилия	6 ПО	2900	9,2	51
Венесуэла	964	350	1,1	50
Гайана	1800	900	2,9	57
Колумбия	775	380	1,2	40
Ямайка	2016	2000	6,4	50
ОКЕАНИЯ И АВСТРАЛИЯ	9903	7987	25,5	
Австралия	9750	7900	25,2	48

Лабораторными исследованиями установлена возможность извлечения из шламов при переработке бокситов – галлия, скандия, циркония, ниобия, тория, ванадия, редких земель (TR) и других попутных продуктов. Однако способ извлечения указанных компонентов в промышленных условиях не разработан.

Основным сырьем мировой алюминиевой промышленности являются бокситы. К собственно бокситам относятся глиноземистые породы, содержащие не менее 28 % Al_2O_3 . Алюминий получают также из нефелиновых и алунитовых руд. Разработан электротехнический способ получения алюминия из силлиманитовых, андалузитовых, кианитовых кристаллических сланцев и гнейсов и других небокситовых источников глинозема. Бокситы, как правило, образуют площадные залежи, выходящие на поверхность либо лишь незначительно перекрытые, вследствие чего их обнаружение и установление промышленных характеристик месторождений представляет собой сравнительно несложную задачу.

Мировые ресурсы бокситов оцениваются в 55–75 млрд т. Около 33 % их сосредоточено в Южной и Центральной Америке, 27 % – в Африке, 17 % – в Азии, 13 % – в Австралии и Океании и лишь 10 % – в Европе и Северной Америке.

Общие запасы бокситов в мире составляют 62,2 млрд т, а запасы подтвержденные – 31,4 млрд т. В первую шестерку стран, обладающих наибольшими запасами, входят Гвинея, Австралия, Бразилия, Ямайка, Индия и Индонезия (табл. 4.1). Эти страны являются основными поставщиками гиббситовых бокситов на мировой рынок. Другие бокситодобывающие страны, как, например, Китай и Греция, используют бёмит-диаспоровые бокситы. Россия не обладает достаточными для внутреннего потребления запасами бокситов, а ее доля в мировом балансе этого сырья составляет менее 1 %.

К уникальным относятся месторождения с запасами бокситов более 500 млн т, к крупным – 500–50 млн т, средним – 50–15 млн т и мелким – менее 15 млн т.

В Казахстане разведано свыше 20 месторождения бокситов, основная часть запасов Республики (около 90 %) сосредоточена в месторождениях, находящихся на территории Костанайской облас-

ти (Западно-Торгайский и Центральнo-Торгайский бокситовые районы).

4.5. Промышленно-генетическая классификация месторождений

В настоящее время существует два главных источника алюминия в природе: бокситы и небокситовое сырье. Основную ценность в бокситах представляют минералы типа гидроокислов: гиббсит (гидраргиллит) $\text{Al}(\text{OH})_3$ или тригидрат $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, бемит $\text{AlO} \cdot \text{OH}$, диаспор HAlO_2 . Два последних относятся к моногидратам. Иногда в качестве самостоятельного минерала выделяется аморфный глинозем или алюмогель. Все остальные минералы содержащие алюминий, из которых можно его извлекать относятся к числу небокситовых минералов.

Все промышленные типы бокситовых месторождений относятся к экзогенным образованиям. Они подразделяются на месторождения выветривания и осадочные. Месторождения выветривания, в свою очередь, делятся на остаточные латеритные и остаточные переотложенные, а осадочные - на залегающие в терригенных толщах платформенных областей и связанные с карбонатными толщами тектонически активных областей (табл. 4.2).

4.6. Типы промышленных месторождений

Латеритная модель

Полное развитие латеритного процесса выветривания в идеале рано или поздно должно приводить к образованию бокситовых месторождений при любом составе исходных горных пород, если только они в заметном количестве содержат глинозем, но в природе такого не бывает, поскольку редко какой-либо процесс доходит до полного своего завершения. И поэтому промышленные месторождения образуются в двух главных случаях: во-первых, когда исходная порода априори обогащена глиноземом, к каковым относятся, например, глинистые породы аргиллиты. Во-вторых, когда исходная порода содержит не так уж много глинозема, но является малоустойчивой к выветриванию, а потому процесс накопления

глинозема в остаточных продуктах выветривания происходит очень быстро. Такими породами являются нефелиновые сиениты, щелочные базальты и многие другие глиноземсодержащие магматические породы.

Таблица 4.2

Промышленно-генетические типы месторождений алюминия

Типы месторождений		Месторождения	
генетические типы	минеральные и промышленные типы, модели	зарубежные	казахстанские
1. Латеритный	М-ия выветривания: остаточные	Гвинея (З.Африка), Киндидиа, Каса, Фенария, Тамара, Боке, Фриа и др. страны Гвианы (Гайана, Суринам); о.Ямайка , Индия; Тромбетас, Парагоминас, Алтамира, Итаитуба и др. (Бразилия, в долине р. Амазонки), м-ия Австралии	Новобурановское, Кредиковское и др. (Мугалжар)
2. Переотложенный или комбинированный		Уейпа на п-ве Кейпйорк и Гоув на п-ве Арнхемленд (С. Австралия)	Актогайское, Восточно-Кемпирсайское и др. (Мугалжар)
3. Осадочный	Геосинклинальные месторождения	СУБР (Россия), м-ия Франции, Венгрии на Балканском полуострове, Италии, Греции	Причимкентском р-не (Мансуратинское, Фогелевское и др.), Таскольское (Целиноградский р-н)
	Платформенные осадочные месторождения	М-ия Тихвинского р-на Ленинградская обл.	М-ия Ц. и З. Казахстана
		Островные бокситы (о.Реннел, к юго-западу от Соломоновых и др. о-ва Ю.З. части Тихого океана)	

4. Магматический	Нефелиновые м-ия: уртитовые, апатит-нефелиновые, сыннитовые; Анортозитовые и лабрадоритовые; Лейцитовые и др. виды высокоглиноземистых горных пород	Хибинские м-ия (Кольский п-ов), Кия-Шалтырский массив (Россия, Кемеровская обл.)	Ишимская Лука (Жаркаинагащский антиклинор), а также в Мугалжаре, Ю.Казахстане и др.
5. Гидротермальный	Месторождения алунитовых руд	Заглик (Азербайджан)	
	Экзогенные м-ия: каолиновые глины, высокоглиноземистые аргиллиты, высокожелезистые аллиты и латериты, давсонитсодержащие, алюмофосфатные и цеолитосодержащие породы, углестые и битуминозные сланцы, анальцимовые песчаники и другие высокоглиноземистые породы	Эоценовая формация Гринривер с миллиардными запасами давсонита и др. (США)	Зайсанская впадина, Жонгарский регион и р-н гор Казыкурт (Ю.Казахстан)
6. Метаморфогенный	Высокоглиноземистые сланцы: кианитовые, андалузитовые, силлиманитовые, ставролитовые, аспидные и др.		
7. Техногенный	Отходы металлургического, химического и энергетического производства, всевозможные хвостохранилища, флотационные стоки, зола крупных теплоэлектростанций и многие другие виды техногенных продуктов, обогащенные серицитом, каолинитом и другими глиноземсодержащими минералами		

Полноценные настоящие бокситы в латеритной коре выветривания могут образоваться только в условиях жаркого тропического или экваториального климата. В условиях умеренных зон образования бокситовых руд маловероятно, поэтому почти все крупнейшие наиболее важные месторождения бокситов развиты в странах тропического пояса. Наиболее важные поставщики глинозема в мире это Гвинея в З.Африке, Австралия, Бразилия, страны Гвианы (Гайана, Суринам), о. Ямайка, Индия и т.д.

Латеритное выветривание наиболее полно проявляется на выровненных поверхностях с наличием невысоких возвышенностей в условиях тропического климата с саванновым ландшафтом, для которого весьма характерно чередование двух полярных периодов: дождливого и сухого. В дождливый период количество выпадающих осадков велико, чуть ли не вся поверхность земли залита водой, вся кора выветривания переполнена водой. А в сухой период страна превращается практически в пустыню, мелеют и пересыхают практически все реки, за исключением самых крупных, озера уменьшаются в размере, большинство из них полностью пересыхает, превращаясь в такыры и солончаки. Во время сухого периода происходит интенсивное растрескивание в верхней части грунтов, трещины проникают на большую глубину, по крайней мере, нескольких метров, превращая породу в совокупность большого количества обломков. Одним словом, создаются очень благоприятные условия для как можно более глубокого проникновения воды в последующий дождливый период.

Во время дождливого периода все поры в коре выветривания заполнены водой и происходит интенсивное химическое выветривание. При выветривании полевых шпатов и некоторых других минералов, содержащих повышенное количество щелочей калия, натрия, магния, лития и др., эти минералы разрушаются, и вода приобретает довольно сильнощелочную реакцию. Это способствует максимальному выносу кремнезема с накоплением полуторных окислов, а сравнительно расчлененный рельеф (он должен быть не очень глубоко расчленен, чтобы не вся грунтовая вода была вынесена за пределы коры выветривания) способствует своевременному и достаточно полному выносу насыщенных кремнеземом вод, делая оставшуюся воду более активной, обладающей более раство-

ряющей способностью по отношению к щелочным и щелочноземельным элементам. Если же отток будет слабым, вода может быстро достичь максимума насыщения щелочами и дальнейшее растворение этих щелочных компонентов прекратится. Затем в сухой период, в результате капиллярного подъема имеющейся воды по сети трещин, происходит перераспределение компонентов, происходит вынос глинозема и железа из глубины к поверхности почвенного слоя. При этом, более подвижное железо быстрее достигает земной поверхности и накапливается под нею, образуя так называемую кирасу или панцирь, насыщенный гидроокислами железа и нередко очень твердые, что доставляет большие трудности земледельцам при обработке земли, поскольку мощность твердого слоя кирасы около 1 м, максимум 2 м, обычно это десятки сантиметров. В этой кирасе повышенное и содержание глинозема, но глинозем, все же, накапливается ниже кирасы, причем он редко образует сплошные скопления (а это было бы как раз сплошной боксит), чаще здесь наблюдаются так называемые пятнистые зоны, с пятнами глинозема и железа. В целом происходит концентрация и алюминия, и железа в коре выветривания. Так при многократном многолетнем повторении верхней части коры выветривания происходит полный вынос кремнезема с разрушением глинистых минералов, которые весьма устойчивы, например, в условиях умеренного климата, где формируется глинистый профиль коры выветривания. Таким образом, в результате латеритного выветривания формируется вертикальная зональность, которая выглядит следующим образом. В самом низу залегают исходные породы, выше формируется зона глинистого выветривания, представленная каолинитом, галлузитом, гидрослюдами, монтмориллонитом, бейделлитом, сапонитом, керолитом и другими глинистыми и гидрослюдистыми минералами (и гидрохлоритовыми). В общем, это глинистая зона, которая может иметь реликтовую текстуру исходных пород, сохраняя признаки порфировых пород, слоистости, обломочности и т.д. Выше располагается зона, так называемая, литомарж. Литомаржей называется глиноподобная порода, представляющая собой смесь глинистых минералов со свободными окислами и гидроокислами железа и алюминия. Разумеется, с остатками и обломками исходных пород, с песчанистыми остатками и тому подобными приме-

сями. Еще выше, т.е. выше зоны литомаржа концентрация глинозема достигает величин, так что эту породу уже можно называть бокситом, ее обычно называют литомаржевый боксит. Выше располагается настоящий боксит, очень часто с типичной для бокситов оолитовой, бобовой, пизолитовой текстурой. Концентрация железа в таком боксите зависит от местных условий и может колебаться от почти полного нуля до десяти и более процентов. Во всяком случае, подавляющая часть бокситов на земной шаре имеет красновато-коричневый или коричневый цвет, характерный для гидроокислов железа. Бокситы, не содержащие железа, обычно бывают белыми. Выше основной части бокситов залегают бокситы обогащенные железом, эта часть называется железистым бокситом, выше которых уже располагается кираса.

В зависимости от степени и характера проявления подобной зональности Бушинский различает две модели латеритных бокситов. Первая - *сублатеритная*, эталоном которой являются месторождения Индии, в особенности в штате Гуджират. Здесь источником глиноземов для формирования латеритов и бокситов являются знаменитые Деканские траппы, среди которых нередко встречаются щелочные базальты, долериты, диабазы и различные туфогенные породы, именно породы наиболее насыщенные щелочами, которые, во-первых, наименее устойчивые к выветриванию по сравнению с другими, во-вторых, создают наиболее щелочную обстановку, благоприятствующую выносу кремнезема. В силу ряда причин связанных, по-видимому, с особенностью ландшафта и климата в Индии, в том числе штате Гуджират, преобладают месторождения, в которых вышеуказанная зональность получила наиболее полное выражение. Т.е. достаточно мощный слой глинистой коры (в самом пизу, возможно, гидрослюдистой), мощный слой литомаржевых пород, опять-таки достаточно явственных литомаржевых и железистых бокситов. В результате, в разрезе коры выветривания, мощность которых ограничивается сверху дневной поверхностью, а снизу уровнем грунтовых вод, бокситовых слой или зона кондиционных бокситов занимает лишь какую-то часть. Во всяком случае, она не превышает 50% от общей мощности коры выветривания, поэтому такой разрез Бушинский назвал сублатеритным, т.е. что латериты не самого высокого сорта.

Вторая модель, *экстралатеритная*, характерна для некоторых, но не для всех месторождений Гвинси. Наиболее типичными представителями такой модели являются месторождения районов прилегающих к Атлантическому океану, это Каса, Фенария, Тамара. Для разрезов этих месторождений характерно очень слабое проявление, слабое развитие всех промежуточных зон и большая часть разреза (в идеале около и более 90 %), сложенная сплошными бокситами, причем в некоторых районах известны белые бокситы. Поэтому здесь мощность бокситового покрова по сравнению с Гуджиратскими месторождениями значительно больше.

Одно время считалось, что очень хорошие бокситы с большими запасами известны на месторождении в северной Австралии Уейпа на полуострове Кейпйорк и Гоув на полуострове Арихемленд. Но позже оказалось, что эти месторождения нельзя считать чисто латеритными, они являются скорее комбинированными или переотложенными. Зато в последнее десятилетие открыт целый ряд крупных и богатых месторождений в Бразилии Тромбетас, Парагоинас и др. в долине р. Амазонки, и в настоящее время Бразилия вышла на третье место по запасам бокситов в мире. К сожалению и в Казахстане, и в России, которые не являются странами тропического климата, нет достаточно крупных и высококачественных месторождений бокситов латеритного типа.

Месторождение Боке является крупнейшим в мире месторождением бокситов. Расположено в 135 км от побережья Атлантического океана в северо-западной части Гвинеи [315]. Бокситовые залежи месторождения приурочены к холмистым возвышенностям (бовалям), окаймленным долинами рек глубиной до 100 м. Бокситовые латериты образовались в результате интенсивного выветривания силурийских граптолитовых сланцев в палеоген-неогеновое время в условиях слабобрасчлененной непещленнизированной равнины. Мощность латеритной коры выветривания 10-15 м. Бокситы выходят на поверхность и, как правило, перекрыты железистыми латеритами (кирасой).

На месторождении выявлено более 100 бокситовых бовалей, вытянутых в виде зоны северо-восточного простирания длиной 130 км при ширине 30-60 км, площадью свыше 3500 км² (рис. 4.1). По условиям формирования и залегания, а также по структурно-

текстурным особенностям на месторождении выделено две разновидности бокситов: элювиальные и делювиальные. Генетически и пространственно они тесно связаны и переходят друг в друга.

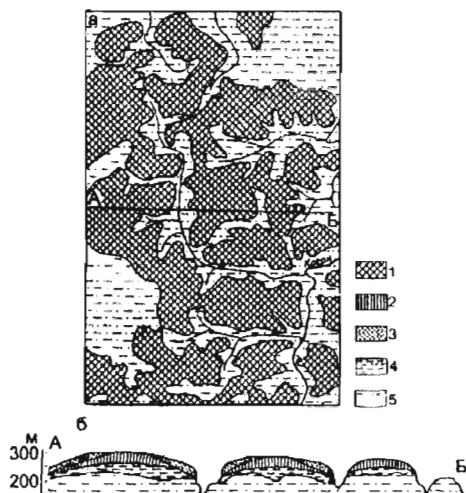


Рис. 4.1. Схема расположения (а) и разрез (б) бокситорудных залежей месторождения Боке (Гвинея) (по И. Дубовской и Б. Одокио): 1 - залежи бокситов; 2, 3 - бокситы: 2 - структурные, 3 - обломочные; 4 - аллиты, каолиновые глины; 5 - гранитолитовые сланцы и другие терригенные породы ордовика

Элювиальные бокситы представлены плотными каменистыми рудами с массивной, полосчатой и сланцевой текстурой. Обычно они слагают верхнюю часть латеритной коры выветривания. В нижней части бокситоносной толщи иногда встречаются рыхлые и землистые разновидности бокситов. Делювиальные бокситы представляют собой угловатые или слегка округлые обломки элювиальных бокситов размером от нескольких до 15 см, сцементированных пелитовым, алевролитовым или псаммитовым материалом, образовавшимся за счет разрушения элювиальных бокситов.

Основные рудообразующие минералы бокситов - гиббсит и гематит с примесью в верхних частях залежи бёмита (до 10 %).

каолинита (2-3 %) и титановых минералов. Цвет бокситов обычно светло-розовый, бурый или красновато-коричневый; текстуры брекчиевая, конгломератовая или пористая. Они характеризуются высоким содержанием глинозема (51-62), низкими содержаниями кремнезема (1-2) и оксидов железа (2-6). При бортовом содержании глинозема 50 % общие запасы месторождения, доступные для открытой добычи, составляют около 3 млрд т.

Месторождения Австралии - крупнейшие в мире месторождения бокситов (запасы более 1/4 и добыча 1/3 мировых), находятся в Северной и Юго-Западной Австралии. Они представлены пластообразными залежами площадью в сотни квадратных километров (рис. 4.2) (Смирнов, Гинзбург, 1986).

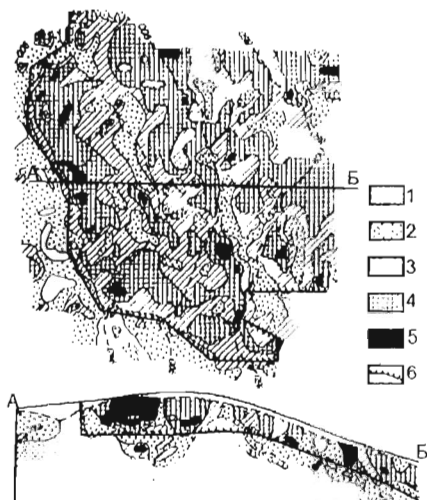


Рис. 4.2. Размещение бокситов месторождения Дарлинг-Рейндж (Австралия) в плане и на разрезе (по I-B разрезу): Содержание Al_2O_3 , %: 1 - меньше 20; 2 - 20-25; 3 - 25-30; 4 - 30-35; 5 - больше 35; 6 - границы рудного тела

Бокситовые залежи приурочены к площадям развития латеритного покрова по докембрийским метаморфическим и магматическим породам (месторождения Уэйна, Гов), базальтам и пирокластическим породам (Митчелл-Плато), по долеритам и глинистым

сланцам (Дарлинг-Рейндж). В бокситовой толще обычно выделяются два или три горизонта мощностью 2–15 м, которые сложены преимущественно пизолитовыми, галечными, гравийными, брекчиевыми бокситами, сцементированными более рыхлой массой такого же химического и минерального состава, что и обломочные бокситы.

Качество бокситов очень высокое, в среднем они содержат, % масс: Al_2O_3 50–62; SiO_2 3–5; Fe_2O_3 12–20. По минеральному составу они обычно гиббситовые, при подчиненном количестве бёмита. В бокситах отмечено присутствие гематита, магнетита, каолинита, диаспора, анатаза, корунда, кварца.

Бокситовые залежи образовались в результате переотложения на небольшие расстояния и, возможно, последующей бокситизации продуктов латеритной коры выветривания в позднемеловое и палеогеновое время. В неогеновое время в результате поднятия региона бокситообразование прекратилось.

Висловское месторождение расположено в юго-западной части Воронежской антеклизы, в южной части Яковлевского железорудного месторождения. Формирование бокситов на месторождении происходило в верхних зонах латеритной коры выветривания на филлитовидных сланцах курской серии и амфиболовых сланцах михайловской серии раннепротерозойского возраста. Бокситы формировались на узких гребневидных поднятиях докембрийских пород, которые возвышались на 30–100 м над пенепленизированной всхолмленной поверхностью. На породах докембрийского кристаллического фундамента развита древняя кора выветривания мощностью от 5 до 170 м. В тектонически ослабленных зонах развита линейная кора выветривания, достигающая глубины 700 м от поверхности древнего фундамента. Глубина залегания бокситов под вышележащими осадочными породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя от 450 до 600 м. Состав бокситов бёмитовый и бёмит-гиббситовый; текстуры полосчатая, сланцевая и псевдобобовая, унаследованные от материнских пород. Бокситы высококачественные, содержат, %: кремнезема 7–11; оксида железа (III) 6–8; оксида железа (II) 16–19.

Переотложенная или комбинированная модель

Такowymi называются те месторождения, в которых процесс размывания латеритной коры, а также готовых бокситовых зон уже начался, но не завершен. В результате имеются и поверхность непленовых плато с покровами из бокситов или зрелых латеритов и осадочные бокситы в виде линзообразных и пластообразных залежей, расположенные ниже по склонам размываемой бокситоносной поверхности. Примерами таких месторождений являются многие месторождения прибрежных районов стран Гвианы или месторождения Северной Австралии, где имеются богатые латеритные месторождения бокситов, от которых отходят шлейфы осадочных бокситовых руд.

Месторождения Гвианской береговой равнины. Многочисленные месторождения Гайаны, Суринама и Гвианы образуют бокситоносную провинцию, вытянутую вдоль побережья Атлантического океана на 600 км при ширине 100–150 км (рис. 4.3) [11].

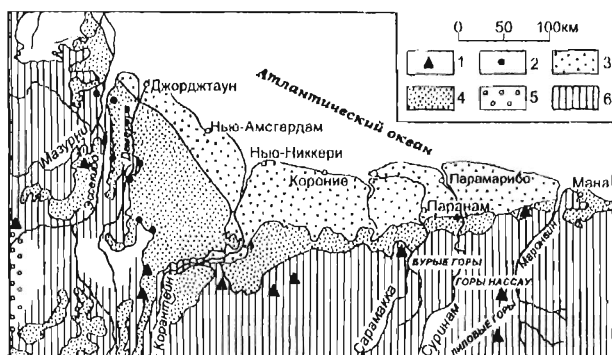


Рис. 4.3. Схематическая геологическая карта месторождений бокситов

Гвианского побережья (Гайана, Суринам, Гвиана) (по Д. Керсену):
1, 2 - бокситы: 1 - латеритные, 2 - осадочные; 3-5 - осадочные отложения мезозоя и кайнозоя; 3 - глины с пластами песков и ракушечника, 4 - пески с пластами глин и бокситов, 5 - песчаники с прослоями конгломератов; 6 - гранодиориты, базальты, мегаморфические породы докембрийского фундамента Гвианского щита

Месторождения Гвианской провинции приурочены к северному склону Гвианского щита, сложенного гранитами, диоритами

и метаморфизованными осадочными и вулканическими докембрийскими породами. На породах древнего фундамента располагаются песчано-глинистые отложения мезозойско-кайнозойского возраста.

Латеритные бокситы залегают на плоских вершинах и склонах пологих холмов древнего фундамента высотой до 55 м, окаймляющих береговую равнину. Мощность бокситовых пластообразных залежей 12 м.

В песчано-глинистых породах расположены переотложенные аллювиальные бокситы палеоген-неогенового возраста. Мощность линзообразных залежей до 10 м. Наиболее высококачественные бокситы приурочены к центральным частям бокситовых залежей. Среди бокситоносных отложений наблюдаются горизонтальная слоистость, линзы и прослои углистых глин и лигнитов. Бокситы очень высокого качества содержат от 58 до 66 % Al_2O_3 при минимальном содержании кремнезема и оксидов железа (0,1 -2,5 %). Общие запасы бокситов провинции 850 млн т.

Осадочная модель

Осадочные месторождения, как правило, располагаются не очень далеко от первичной материнской платообразной поверхности, поскольку глинозем вообще является малоподвижным слабо мигрирующим компонентом, который обычно не может быть далеко унесен от своего первоначального источника. Но все же, многие классификации осадочных месторождений бокситов, например, классификация Бушинского, построена именно на разнице в расстоянии переноса коллоидных продуктов разрушения бокситоносных кор выветривания поверхностными водами. Например, Бушинский выделяет такие типы месторождений как «склоновые», т.е. месторождения, располагающиеся на склонах платообразных возвышенностей, на водораздельных поверхностях которых залегают латеритные коры выветривания. «Присклоновые» или «котловинные», когда осадочные бокситы образуются в озерных или болотных впадинах, располагающихся у подножья склонов. «Ближнекарстовые», когда бокситы располагаются в углублениях закарстованных известняков, расположенных в континентальных условиях далеко от моря. «Дальнекарстовые» месторождения, ко-

гда накопление происходит в закарстованных известняках, которые, хотя бы временами, заливаются морской водой на побережье. Кроме того, принято делить осадочные бокситовые месторождения на платформенные, которые формируются в континентальных условиях и геосинклинальные, которые образуются в прибрежной зоне морей или хотя бы на морских побережьях. Общий же принцип формирования бокситовых осадочных месторождений очень прост. Это размыв или размывание бокситовых и латеритных покровов на выровненных поверхностях возвышенностей со сплосом обломочного и коллоидного материала дождевыми водами, ручьями с дальнейшей концентрацией этого переносимого материала в водных бассейнах. В качестве последних могут выступать и речные русла, и озера, и морское дно в прибрежной зоне (далеко в море бокситовые осадки переноситься не могут). Быстрее и лучше всего осадочные месторождения бокситов образуются при размыве готовых бокситовых залежей, но при переносе поверхностными водами зачастую происходит дальнейшая дополнительная латеритизация переносимого обломочного материала. Поэтому нередко месторождения образуются и при размыве латеритной коры, которая пока еще и не содержит готовых бокситовых залежей.

Осадочные месторождения, по Бушинскому, принято делить на платформенные и геосинклинальные (или, по современной терминологии, мобильных структур). И те, и другие залегают в почве, подошве мощных толщ осадочных пород, но разница в том, что платформенные бокситы залегают в подошве терригенных толщ платформенного происхождения, сложенных континентальными песчанистыми, глинистыми и другими самыми различными породами. Во всяком случае, бокситы здесь являются базальным слоем или базальным горизонтом выпележающей платформенной серии пород, а геосинклинальные бокситы точно так же залегают в подошве, но только не платформенной, а геосинклинальной серии морских карбонатных отложений известняков, доломитов, мергелей и т.д., т.е. бокситы и вмещающие их породы являются базальным горизонтом мощной толщи карбонатных отложений. Причем, подстилающими бокситы породами являются также карбонатные известняковые породы достаточно большой мощности, поэтому бокситы здесь можно считать образованиями фиксирующими не-

перерыв в образовании карбонатных осадков. Этот перерыв фиксируется карстообразованием, с которыми и связаны отложения бокситов.

Геосинклинальные месторождения. Эталонами геосинклинальных месторождений для стран СНГ являются месторождения С.Урала (Вагранский район или СУБР, или Красная Шапочка, по наименованию самого крупного бокситового месторождения района). В дальнем зарубежье геосинклинальные бокситы наиболее известны во Франции, на Балканском полуострове, в частности в Венгрии, примыкающей к Балканскому полуострову с севера. Крупное месторождение известно на о. Ямайка, но там не совсем ясен источник латеритного вещества. Первичный источник глинозема (область сноса латеритного вещества, как будто, точно не установлен) на Урале также, к сожалению, не установлен. Но, во всяком случае, район СУБР является очень хорошо изученным.

Месторождения района СУБР представлены протяженными правильными пластами бокситовых руд, разделяющими две карбонатные толщи более древних, закарстованная поверхность которой и послужила основным вместилищем бокситовых руд, и более молодой лежащей на эти карбонатные породы с явно выраженным угловым несогласием. При этом кровля бокситового пласта является более или менее идеально ровной, а почва повторяет все изгибы и неровности поверхности закарстованных известняков.

Генезис таких месторождений представляется в следующем виде. Глиноземистый материал сносился с какой-то размываемой поверхности плитообразного типа, где существовала латеритная кора выветривания. Продукты размыва в виде обломочного материала и коллоидной взвеси переносились поверхностными водами до побережья морского бассейна, и прибрежная зона, и морское дно были сложены закарстованными известняками одной свиты, одного возраста. Отложения и накопления латеритно-бокситового материала происходили попеременно и в условиях моря, и в условиях суши. Предполагается, в основном, самое начало отложений происходило в условиях суши, поскольку большинство исследователей считает, что самые нижние части бокситоносных отложений в карстовых углублениях имеет зеленовато-серый цвет, характерный для морской закисной среды. И даже вышележащие красно-

цветные бокситы, по мнению этих исследователей, первоначально имели тот же серовато-зеленый цвет, но позднее в условиях регрессии моря в субэвральных условиях эта серая окраска сменилась на красно-коричневую. Масштабы этого первичного морского бокситового образования были не очень большими. Основным объемом бокситового пласта все-таки формировался в явно окислительной континентальной обстановке, а самая верхняя часть, т.е. кровля бокситового пласта имеет совершенно точно зеленовато-серый цвет, характерный для морских условий, что свидетельствует о трансгрессии (наступлении) моря. Верхняя часть бокситового пласта имеет этот цвет повсеместно, тогда как сероокрашенные фрагменты бокситов в самых низах карстовых углублений встречаются далеко не всегда и, в большинстве случаев, при описании этих месторождений выделяется два вида бокситов, большая часть - красно-бурых, нижняя часть - зеленоватых бокситов. Бокситы сверху перекрываются морскими глинами малой мощности, которые быстро сменяются мергелями, а затем тонкослоистыми известняками, которые кверху постепенно переходят в грубослоистые известняки. К настоящему времени, самая лучшая часть месторождений, в том числе Красная Шапочка, уже отработана. Месторождения Европы, особенно, юго-восточной Европы (Венгрия, Балканский полуостров) отличаются наличием гораздо большего разнообразия морфологических типов. Здесь есть и выдержанные протяженные пласты, аналогичные условиям СУБР, но часто встречаются также разрозненные, относительно небольшие пластообразные, линзообразные тела, а очень широким распространением, особенно, в области Динарских гор, а также в Италии, Греции и т.д. пользуются бокситы типа *terra-rossa*. Это окисленные продукты выветривания обломочного алюмосиликатного материала в карстовых углублениях, где в условиях очень сильнощелочной обстановки происходит полное удаление кремнезема. Весь этот обломочный материал превращается в латериты и бокситы, т.е. получается, что почти в каждой карстовой воронке на дне ее накапливается небольшое количество бокситов или латеритов, которые на романских языках называются *красной землей*. Бокситовые месторождения такого рода в настоящее время практического значения не имеют, но они являются показателями генезиса более крупных месторождений, а в

дальнейшем покрывают всю закарстованную поверхность, образуя большие месторождения типа Красной шапочки. В целом, месторождения геосинклинальных осадочных бокситов отличаются высоким качеством, чему способствует щелочная среда подстилающих карбонатных пород, крупными размерами, в большинстве случаев гораздо более крупными, нежели месторождения платформенных типов. К сожалению, в Казахстане геосинклинальных осадочных месторождений, аналогичных месторождениям на Ямайке, С.Урала, Венгрии, как будто бы, нет.

Североуральские бокситовые месторождения (СУБР) относятся к классу геосинклинальных осадочных месторождений. Бокситовые месторождения северной части Среднего Урала были открыты в 1931 г. Ранее они считались бурожелезняковыми железорудными месторождениями. Все месторождения приурочены к перерыву в отложениях карбонатных толщ петропавловской свиты нижнего девона, среднего силура, с одной стороны, и среднего девона, с другой. Сама же петропавловская свита представлена брекчиями слоистых известняков с обломками диабазов. Они вытягиваются в виде полосы, ориентированной в меридиональном направлении (рис. 4.4) [315].



Рис. 4.4. Геологическая схема месторождения Красная Шапочка на Северном Урале (по А. Пейве):

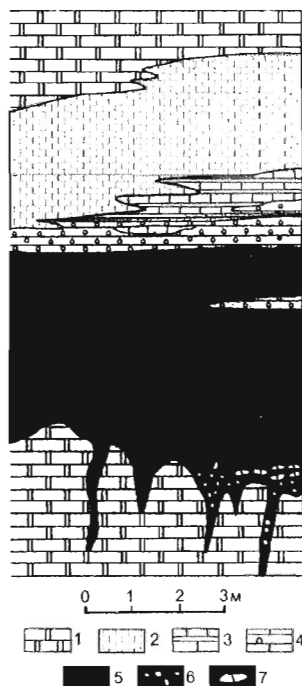
- 1 - вулканические породы сосвинской свиты;
- 2 - слоистые известняки сарайной свиты; 3 - массивные известняки петропавловской свиты; 4 - бокситы;
- 5 - известняки ватранской свиты; 6 - надвиги;
- 7 - сбросы

В пределах этой бокситопосной полосы широко проявлены крутопадающие дорудные и послерудные разрывные нарушения субширот-

ного и северо-восточного простирания типа сбросов, с вертикальной амплитудой смещения 200-400 м, разбивающие рудоносную площадь на ряд тектонических блоков. Месторождения представляют собой пластообразные залежи с падением на восток под углом 25-45°, причем в лежащем боку бокситы проникают в сложные карстообразные углубления (рис. 4.5).

Рис. 4.5. Обобщенная геологическая колонка девонских бокситовых залежей геосинклинального типа Северного Урала (по Г. Бушинскому): 1 - известняки светло-серые массивные; 2 - известняки темно-серые; 3 - мергели темно-серые и черные с прослоями известняков; бокситы; 4 - серые слоистые с морской фауной, 5 - красные; 6 - куски известняка в боксите (подрудная кварцевая брекчия); 7 - гальки известняка в боксите

Разрез бокситовых пластов характеризуется развитием в нижней части рудной брекчии, состоящей из обломков известняка, сцементированных бокситом. Выше залегают красные неслоистые плотные либо бобовые бокситы высокого качества, которые сменяются серыми слоистыми бокситами и каолиновыми глинами, содержащими прослой пирролюзитовых руд. Качество слоистых бокситов низкое. Высшие сорта бокситов СУБР содержат Al_2O_3 50 %, низшие 27 %. Красные неслоистые бокситы содержат, %: Al_2O_3 48-70; SiO_2 4-15; Fe до 30. В состав руд входят бемит и диаспор (они составляют 62,4 %), лептохлорит и шамозит (10,4 %), гематит (21-22 %), SiO_2 (от 1 до 18 %, в среднем 4-5 %), TiO_2 (частично входит в решетку минералов железа и алюминия, частично связана в сфене, 2,2 %).



Из вредных примесей в рудах содержится СаО, количество которой с глубиной увеличивается. Для бокситов также характерно широкое развитие пирита. Усложняет разработку СУБР большой приток воды, составляющий 2–3 тыс. м³/ч.

В отношении генезиса Североуральских бокситовых месторождений высказываются различные представления. Одни исследователи считают, что источником бокситов служили палеозойские эффузивы, из которых Al_2O_3 выносился в виде $Al(OH)_3$, предохраненного от коагуляции гумусами. Однако пока не решен вопрос, с какой стороны располагался берег моря, А.Д. Архангельский (1937) высказал предположение, что алюминий накапливался в результате вулканической деятельности, поступая в морской бассейн в виде $Al_2(SO_4)_3$.

Высказывалось также мнение, что алюминий переносился в морской бассейн в виде щелочных растворов. Академик Берг отстаивал представление, согласно которому алюминий накапливался в результате жизнедеятельности бактерий. А.В. Пейве (1947) накопление глинозема на дне моря связывал с сольфатарной деятельностью. В подтверждение своего представления он указывал на развитие в бокситах прожилков пирита и халькопирита, свидетельствующих о проявлении гидротермального процесса.

Наиболее обоснованной следует считать гипотезу, согласно которой поступление глинозема в морской бассейн происходило в виде механического осадка в связи с разрушением коры выветривания верхнесилурийских эффузивов и других кислых пород и дальнейшего выноса кремнезема из обогащенных глиноземом осадков в период их диагенеза. Наличие же в бокситах прожилков сульфидов обусловлено, по-видимому, более поздним воздействием на породы гидротермальных растворов.

Месторождения Венгрии расположены в Задунайском Среднегорье, на площади 3400 км², в срединном внутригеосинклинальном горном массиве Мечек, находящемся между Альпами, Карпатами и Динарским нагорьем. Насчитывается свыше четырехсот залежей бокситов, приуроченных к юрским и триасовым известнякам или, доломитам и перекрытых глинами, песчаниками и известняками мела или палеогена.

По морфологии выделяют пласто-, линзо-, воронко- и гнездообразные залежи. Большинство переотложенных бокситовых залежей относится к линзообразному типу. Площадь пластообразных залежей один или несколько квадратных километров, линзообразных 0,01-0,5 км², воронкообразных, как правило, меньше 0,2 км². Мощность бокситовых залежей 1-30 м. Гнездообразные залежи небольшого размера (по длине и ширине 10-60 м, мощность 1-6 м) выполняют углубления в слабозакарстованных доломитах. На долю пластообразных и сбросо-грабенных (пластообразных, осложненных сбросами) залежей приходится 66 % запасов, линзообразных – 23 и воронкообразных – 10. Возраст сбросов мел-эоценовый, близкий к возрасту бокситов, поэтому в опущенных блоках сохранились наиболее мощные бокситовые пласты. Бокситы бёмитовые и гиббситовые. Структуры пелитоморфная, пизолитовая, оолитовая и обломочная, текстура – слоистая. Разрабатывают бокситы, содержащие, % (масс): Al₂O₃ 50–60; SiO₂ 1–8; Fe₂O₃ 15–20.

Месторождения юга Франции. Бокситоносная полоса протягивается вдоль побережья Средиземного моря на 400 км при ширине 60 км. Бокситы залегают в понижениях закарстованной поверхности известняков нижнего мела (баррем, апт) и перекрыты песчано-глинистыми отложениями верхнего мела (сеноман-дат) и эоцена (рис. 4.6) [315].

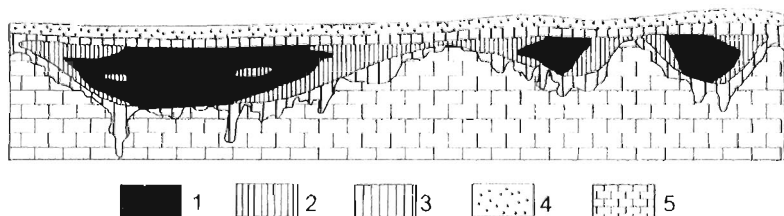


Рис. 4.6. Схематический геологический разрез месторождения Мазы, Франция (по И. Валетон): 1 – бокситы; 2, 3 – глины: 2 – бокситовые, 3 – каолинитовые; 4 – марганцовисто-железистая корка; 5 – известняки

Возраст бокситов обычно альба-апт. Рудные залежи пласто- и линзообразной формы, мощностью от 5 до 20 м (в карстовых полостях до 100 м) и протяженностью до 10–30 км. Нижняя часть за-

лежей сложена железистыми красными бокситами, вверх по разрезу они постепенно переходят в бокситы розового, серого и белого цвета. Бокситы диаспоровые, бёмитовые или гиббсит-бёмитовые. Структура их афанитовая, пизолитовая, бобово-оолиговая, текстура полосчатая. Бокситы высококачественные. В добываемых бокситах содержится, % (масс): Al_2O_3 55; SiO_2 2-6; Fe_2O_3 20-25. Общие запасы высококачественных бокситов достигают 100 млн т.

Месторождения о. Ямайки. Бокситовые месторождения располагаются на известняках среднеэоцен-раннемиоценового возраста, которые несогласно залегают на меловом и нижнеэоценовом фундаменте (рис. 4.7) [315].

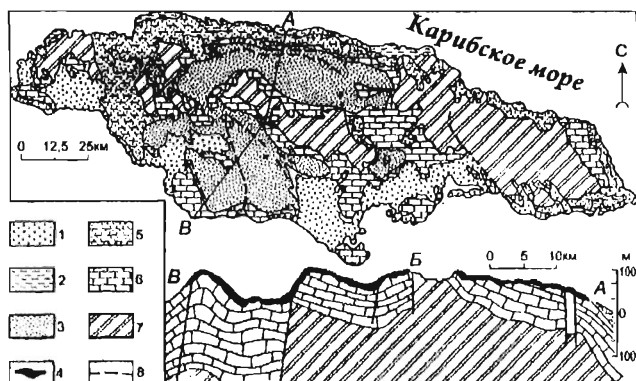


Рис. 4.7. Геологическая карта и разрез о. Ямайка (по Д. Кошеру): 1 - алювиальные отложения; 2 - известняки и терригенные породы; 3 - бокситы и бокситоносные образования миоцен-четвертичного возраста; 4 - бокситовые залежи; 5, 6 - известняки: 5 - мергелистые, среднего и верхнего миоцена, 6 - среднего эоцена-нижнего миоцена, вмещающие залежи бокситов; 7 - изверженные, метаморфические и терригенные породы мелового и палеогенового возраста; 8 - тектонические нарушения

Наиболее интенсивное карстообразование происходило в среднемиоценовое время, тогда же начался главный этап формирования бокситовых залежей. Карстовый рельеф и границы карстовых депрессий определяли форму и размеры залежей. Крупные залежи бокситов приурочены к обширным вытянутым, чаше- и кот-

ловинообразным депрессиям на полях развития известняков. Иногда они тяготеют к зонам тектонических нарушений, где происходит более интенсивное карстообразование. Небольшие залежи заполняют воронки, трубки и полости неправильной формы на склонах кавернозных известняковых поднятий. Бокситы расположены выше уровня грунтовых и карстовых вод, перекрыты маломощным почвенным слоем.

Всего на острове выявлено свыше 100 промышленных бокситовых залежей. Размеры их изменяются в широких пределах — от мелких карманов до гигантских тел протяженностью до 30 км. Мощность рудных тел от нескольких десятков сантиметров до 30 м. Средняя промышленная мощность 3–10 м.

По минеральному составу бокситы бёмит-гипсбитовые (1:3) с гематитом, гётитом, каолинитом и галлуазитом. Цвет их обычно красный, красновато- и желтовато-бурый. Они плотные или землистые. Среднее содержание основных компонентов в бокситах, % (масс): Al_2O_3 45–50; SiO_2 0,5–3,5; Fe_2O_3 17–23; P_2O_5 0,3–3; CaO 0,1–1,2. Высокие содержания оксида железа и оксида фосфора (V) не позволяют относить их к высококачественным.

Однако запасы бокситов велики (общие около 1 млрд т), залегают они у поверхности земли и поэтому имеют большое экономическое значение.

Платформенные осадочные месторождения бокситов, как уже было сказано выше, также образуются в подошве мощной толщи вышележащих отложений. Но только эти месторождения уже являются континентальными, а не морскими. Платформенные месторождения можно разделить на три вида:

а) на терригенных (по терминологии Бушинского «на глинистых») породах;

б) на карбонатных породах или карстовые месторождения (по терминологии Бушинского «ближнекарстовые месторождения» в отличие от «дальнекарстовых», к которым он относит геосинклинальные месторождения;

в) переходный или промежуточный тип.

Для любых платформенных месторождений первоначальный источник латеритного веществ или латеритного материала уста-

навливается достаточно четко. Как правило, *область сноса* и *область отложения* располагаются, практически, рядом.

В зависимости от морфологии и взаимного расположения поверхности латеритного выветривания и бокситовых залежей *месторождения на алюмосиликатных породах* подразделяются на (терминология Бушинского) склоновые, долинные, присклоновые и котловинные. Передко присклоновые и котловинные объединяются воедино, считается, что это одно и то же.

Склоновыми называются мелкие, разрозненные, неправильной формы, маломощные залежи, приуроченные к различным углублениям на склонах водораздельных латеритных возвышенностей, которые являются мелкими оврагами, руслами временных ручьев. *Долинные месторождения* — это лентообразные, пластообразные, приуроченные к руслам и долинам небольших рек, стекающих с небольшой возвышенности, на которой расположены поверхности размываемых латеритов. В этом случае, рудные тела имеют протяженность до нескольких десятков метров и мощность до нескольких метров, эти месторождения вполне пригодны для разработки. Примером таких месторождений являются месторождения Тихвинского района Ленинградской области, где они приурочены к полосе девонских отложений протяженностью 160 км, которые образуют вытянутую возвышенную поверхность, в самой верхней части ее развиты известняки карбонового возраста. Зона латеритного выветривания приурочена к поверхности девонских пестроцветных алюмосиликатных отложений, главную роль среди которых должны играть глины и алевролиты. С этой поверхности в северо-западном направлении стекали многочисленные реки и ручьи, русла которых и обусловили морфологию будущих рудных тел линзообразной и лентообразной формы. *Присклоновыми* называются месторождения, приуроченные к озерным и болотным впадинам, располагающимся у подножья склонов, по которым стекали реки и ручьи. Рудные тела имеют пластообразную, линзообразную форму, морфология которых в плане определяется морфологией этих озерных и болотных углублений. Некоторые авторы такие месторождения называют *котловинными*, а другие авторы котловинными называют месторождения более крупного размера, распола-

гающиеся уже на некотором удалении от подножья склонов возвышенностей.

Месторождения на карбонатных породах приурочены к закарстованной поверхности подстилающих, а чаще всего палеозойских или более древних известняков, которые залегают недалеко или иногда просто переслаиваются с алюмосиликатными породами, служащие источником латеритного материала. Одними из эталонов такого типа месторождений являются месторождения Центрального Казахстана, они приурочены к палеозойским известнякам, иногда, может быть, к триасовым известнякам.

Бывают и другие виды бокситовых месторождений, в частности, среди латеритных месторождений есть некоторые экзотические разновидности. островные бокситы (о. Реннел, к юго-западу от Соломоновых и юго-востоку от о. Новая Ирландия), т.е. в районе, где много вулканов, располагающихся достаточно близко к острову Реннел. Сам этот остров представляет собой плоскую атолловую банку, в пределах которой имеются озерные углубления, заполненные пепловой массой, приносимой ветром со всех сторон при извержении вулкана. Получается гелеподобная каша, превращающаяся за счет выветривания в сплюснутый алюмогель, который затем переходит в боксит. Так формируются небольшие залежи очень высококачественных бокситов.

Тихвинская группа. Эта группа месторождений приурочена к полосе нижнекаменноугольных отложений северо-западного крыла Московской синеклизы. Бокситопосная зона вытянута в субмеридиональном направлении на 260 км. В пределах зоны расположено более 30 месторождений. Дорудный фундамент месторождений Тихвинской группы сложен песчаниками, слюдистыми сланцами с линзами песков и пестроцветных песчаников верхнего девона [315].

Бокситопосные осадки несогласно залегают на пестроцветных глинах девона и приурочены к средней части тульского горизонта раннекаменноугольного возраста. Перекрывается бокситопосная толща пестроцветными глинами с линзами песков, в некоторых случаях валунчатыми глинами и другими ледниковыми отложениями или песчано-растительным слоем. На породах тульского горизонта лежат песчано-глинистые нижнекаменноугольные

породы с прослоями известняков и редко доломитов. Выше расположены четвертичные глины и суглинки.

Дорудный рельеф развивался на древних отложениях и представляет собой широкую возвышенность, вытянутую в меридиональном направлении и расчлененную долинами рек, широкими и глубокими оврагами. Длина этих долин от 1 до 7 км, ширина от 0,1 до 1 км, глубина 10–40 м.

Промышленные залежи бокситов приурочены к овражно-балочным долинам и депрессиям в дорудном рельефе. Они имеют узкую вытянутую форму с плоской слабо вогнутой или неровной поверхностью кровли и выпуклой вниз подошвой (рис. 4.8). Глубина залегания бокситов до 100–150 м, но обычно не более 40 м.

Рис. 4.8. Схема геологического строения территории Тихвинской группы бокситовых месторождений (по С. Вишнякову и Л. Кальнину): 1,2 - известняки: 1 - серпуховской свиты; 2 - окской свиты; 3,4 - песчано-глинистые отложения: 3 - нижнекаменноугольные; 4 - верхнедевонские; 5 - месторождения бокситов; 6 - направление палеодолин, заполненных прибрежно-дельтовыми отложениями



В поперечном сечении бокситовых залежей в центральной части их находятся кондиционные бокситы, к периферии они сменяются аллитами (бокситоподобные породы с кремневым модулем меньше 2,6) и сиалинитами (каолининовые породы, не содержащие свободного глинозема, с кремневым модулем, близким к 1). В связи с этим от периферии к центру залежи содержание глинозема и оксида железа постепенно увеличивается, а

кремнезема уменьшается. Исходным материалом при формировании бокситов служила кора выветривания девонских глин.

Бокситы характеризуются красновато-коричневой окраской, почти полным отсутствием слоистости, слабой сортировкой обломочного материала, большим количеством растительных остатков и вторичного кальцита. Среди бокситов выделяют каменистые, рыхлые и глинистые разновидности. По текстурным признакам среди них различают: обломочные; оолито-бобовые и тонкодисперсные (пелитовые). По минеральному составу бокситы относятся к гиббсит-бёмит-каолининовому типу. Они содержат, % (масс): SiO_2 11–18; Fe_2O_3 10–19; кремневый модуль по отдельным месторождениям изменяется от 2,8 до 4,1.

Южно-Тиманская группа. В этом районе наиболее древними образованиями являются карбонатные и сланцевые породы метаморфической серии рифейского возраста, на которых с резким угловым несогласием почти горизонтально залегают песчано-глинистые и карбонатные (известняки, доломитизированные известняки и доломиты) породы девонской, каменноугольной и пермской систем, почти повсеместно перекрытые четвертичными суглинками и супесями (рис. 4.9) [315].

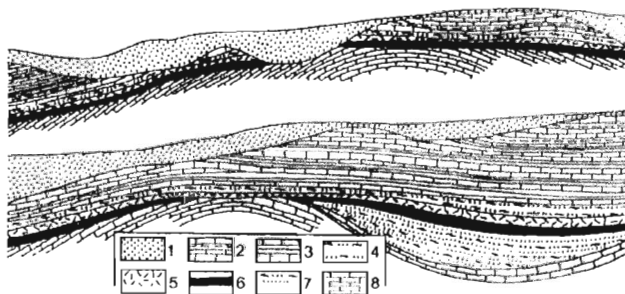


Рис. 4.9. Схематические геологические разрезы месторождений Южного

Тимана (по Ю. Крылову): 1 - четвертичные отложения; 2-7 - средние- и нижнекаменноугольные отложения: 2 - глины с прослоями известняков; 3 - известняки с прослоями глин; 4 - песчано-глинистые; 5 - угленосные; 6 - бокситы; 7 - пески с прослоями глин; 8 - известняки с прослоями глин верхнего девона

Бокситы связаны с нижнекаменноугольными терригенными отложениями тульского горизонта. Они залегают на карбонатных и карбонатно-глинистых породах верхнего девона или на их делювии, а перекрываются карбонатными образованиями визейского возраста мощностью до 70 м. Иногда бокситовые залежи встречаются и в карстовой полосе, развитой в известняках, имеют вытянутую форму с извилистой нижней поверхностью пласта. Рудные залежи значительны по площади, но маломощны (до 2-5 м). На отдельных участках в разрезе встречены два-три пласта бокситов. В основании бокситосодержащих пород залегают грубообломочные аллиты и бокситы, в средней части - пелитовые бокситы, в верхней - оолито-бобовые обломочные аллиты и каолиновые глины с примесью углефицированной растительности. Такое строение разреза объясняется тем, что по мере заполнения впадин бокситовым материалом происходили локальные просадки, сопровождающиеся повторением ритма осадочных пород, который заканчивается накоплением углефицированной растительности (заболачиванием).

По минеральному составу бокситы относятся к каолинит-гиббсит-бёмитовому и каолинит-бёмитовому типам; первый из них развит в северо-западной, а второй - в юго-западной частях района. По литологическим особенностям выделяются аргиллитоподобные и каменистые разновидности, обладающие серой окраской, массивной, брекчиевой и оолитовой текстурой, менее распространены глинистые серовато- и желтовато-белые бокситы. Перлитовая и метаколлоидная структура в средней части пласта вниз и вверх по разрезу сменяется оолито-бобово-обломочной. По химическому составу бокситы высокоглиноземистые, высококремнистые, мало-железистые и часто высокосернистые. Они содержат, % (масс): SiO_2 12-28; Fe_2O_3 4-13; S 0,4-3; кремневый модуль изменяется от 2,6 до 3,2.

Небокситовое глиноземное сырье

В генетическом отношении можно выделить 5 видов небокситового глиноземного сырья: 1) магматический; 2) гидротермальный; 3) осадочный или гидрогермально-осадочный; 4) метаморфогенный или метаморфический; 5) техногенный.

Магматический вид сюда относится один из самых главных, это позднемагматический нефелин-апатитовый вид Хибинского месторождения, где минералом глинозема является нефелин, который добывается попутно с апатитом. Процесс выделения глинозема давно налажен, и Хибинский комбинат выдает глиноземную продукцию. Это некоторые щелочные магматические горные породы. Прежде всего, уртиты, для которых нефелин является важнейшим породообразующим минералом, и содержание его превышает 70 %, а иногда достигает и 90 %. Примером интрузивного массива щелочных пород, в основном, габброидного состава, который содержит и достаточно крупные тела уртита, является Кияшальтырское месторождение в Кемеровской области, оно также давно разрабатывается. Нефелин, а также лейцит, псевдолейцит и кальсилит входят в состав и других интрузивных массивов щелочного состава. Такие массивы есть и в Казахстане, в частности, в Имишской Луке (Жаркаинагашский антиклинор), а также в Мугалжаре, Ю.Казахстане и др.

Гидротермальный вид - обычно к гидротермальному типу относится только один минерал алунит, хотя теоретически глинозем можно извлекать и из серицита, каолинита и некоторых других минералов, но, видимо, в гидротермальных условиях редко образуются достаточно крупные тела, достаточно обогащенные этими минералами. Алунит, в этом отношении, является исключением. Наиболее крупное месторождение расположено в Азербайджане - Заглик, оно стратиформного происхождения залегающее среди вулканогенно-осадочной толщи.

Осадочный вид - к осадочному типу месторождений глинозема относятся многочисленные глины, прежде всего, каолинитовые, но, в общем-то, многие глины содержат также гидрослюда (гидромусковит), иллит, цеолиты. Но цеолиты, все-таки, имеют не только осадочные или, точнее, вулканогенно-осадочное происхождение, а встречаются и стратиформные месторождения цеолитов, которые образуются в результате гидротермальной проработки некоторых пелловых туфов, и, вообще, туфогенных пород. Такие месторождения есть и в Казахстане в Зайсанской впадине, Жонгарском регионе и в районе гор Казкурт в Ю.Казахстане. К осадочным месторождениям относятся в США и эоценовая формация Гринри-

вер с громадными запасами давсонита, запасы свыше 30 млрд т, а в других регионах, как будто бы, такого скопления давсонита не встречено. Переработка же его на глинозем является достаточно сложным процессом и оправдывает себя только при огромных масштабах месторождения.

Метаморфический вид к ним относятся в основном силиманитовые сланцы, в перспективе возможны андалузитовые и кианитовые сланцы. Метаморфические месторождения относятся к более перспективным видам сырья в будущем, поскольку все три высокоглиноземистых минерала являются минералами с прочной плохо разлагаемой структурой.

Техногенный вид - сюда относятся многие скопления отходов металлургического, химического и энергетического производства, это всевозможные хвостохранилища, флотационные стоки, зола крупных теплоэлектростанций и многие другие виды техногенных продуктов, обогащенные серицитом, каолинитом и другими глиноземсодержащими минералами. Ценность техногенного сырья повышается за счет его экологического значения, поскольку его переработка, в любом случае, будет способствовать уменьшению загрязнения окружающей среды. Зольные отходы теплоэлектростанций имеют большое значение, в частности, в Казахстане с его громадными ТЭЦ в Екибастузском районе.

Стратиформные залежи алунитовых пород обычно велики по размеру, содержат богатые руды и поэтому представляют наибольший практический интерес. Характерным примером таких залежей является *Загликское месторождение* в Азербайджане (Малый Кавказ) (рис. 4.10) [310]. На месторождении пласт алунитовых пород мощностью 10-40 м залегает на известняках верхней юры и перекрывается туфами среднего состава, иногда алунитизированными. Алунитовые породы часто содержат туфовый материал, иногда образующий линзы и прослойки. Алунитовые руды Загликского месторождения - очень плотные породы пятнистой текстуры. Содержание алунита в них колеблется от 30-40 до 70 %. Руды содержат кремнезем и оксид натрия. Образование алунитовых руд происходило в водном бассейне в условиях интенсивной вулканической и гидротермальной деятельности как на прибрежной суше,

так, вероятно, и непосредственно в бассейне.

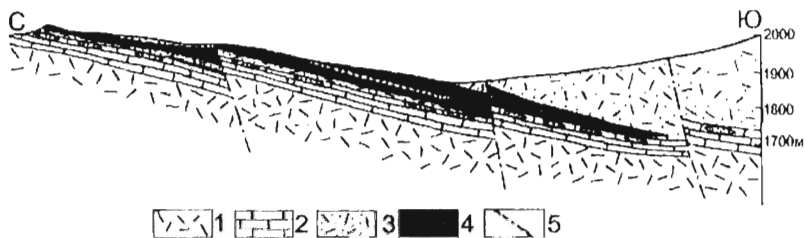


Рис. 4.10. Геологический разрез Загликского алунитового месторождения (Малый Кавказ): 1 - туфогенные породы; 2 - известняки с включениями туфогенного материала; 3 - туфы и туфосесчаники, вмещающие алунитовые руды; 4 - алунитовые руды; 5 - разломы.

5. МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА

5.1. Геохимическая характеристика

Атомная масса олова 118,69 и занимает оно 50-е место в периодической системе химических элементов Д.И. Менделеева. Для него известно 10 устойчивых изотопов. В устойчивых соединениях олово находится в двух степенях окисления: $^{+2}$ и $^{+4}$. В природе встречаются почти исключительно минералы с Sn^{4+} . Радиус иона Sn^{4+} равен 0,074 нм, что близко к величине ионных радиусов Nb^{5+} и Ta^{5+} (0,069 нм) и Ti^{4+} (0,064 нм).

Олово образует как кислородные, так и сернистые соединения, причем последние возникают лишь в условиях высокой концентрации серы. Олово $^{+4}$ обладает амфотерными свойствами.

Массовая концентрация олова в земной коре, по А.П. Виноградову, составляет 0,00025 %; в ультраосновных породах 0,00005 %, в основных – 0,00015 % и в кислых – 0,0003 %. Таким образом, содержание олова от основных пород к кислым резко возрастает.

При кристаллизации гранитов олово концентрируется в биотите, в котором изоморфно замещает титан. Установлено резко различное содержание олова в оловоносных и неоловоносных гранитах. В последних оно на порядок ниже. Однако в оловоносных гранитах значительная часть олова может быть не магматической, а более поздней, наложенной при постмагматических процессах.

В сложных магматических комплексах от ранних фаз к поздним (более кислым) происходит накопление олова более или менее равномерно. В остаточных пегматитовых гранитных расплавах олово дает значительные концентрации, которые имеют практический интерес. Здесь олово кристаллизуется в форме касситерита, а также присутствует в минералах ниобия и тантала или же образует с танталом совместный минерал *торолит* - SnTa_2O_7 .

В постмагматических растворах олово накапливается вместе с вольфрамом, бериллием, висмутом, а также с медью, свинцом, цинком и другими элементами, переносится этими растворами, а затем высаживается. В результате образуются кварц-

касситеритовые, сульфидно-касситеритовые и промежуточные кварц-касситерит-сульфидные промышленные месторождения олова. Наиболее вероятными формами переноса олова гидротермальными растворами являются фтор-гидроксильные комплексы олова, которые устойчивы в щелочных растворах при значениях $pH > 8$. Отложение касситерита в гидротермальных оловорудных месторождениях происходило из натриево-калиевых фтор-хлоридно-бикарбонатных растворов. При формировании кварц-касситеритовых месторождений растворы преимущественно натриевые, а сульфидно-касситеритовых месторождений - преимущественно калиевые.

В зоне гипергенеза основной минерал олова - касситерит устойчив, накапливается в россыпях, и, следовательно, миграция олова происходит механическим путем. При окислении станнина и других сульфосолей олова образуется гипергенный касситерит - «деревянистое олово», которое накапливается в зоне разрушения сульфидных рудных тел. Химические формы миграции олова в зоне гипергенеза не изучены. Таким образом, в геохимическом цикле олова промышленные концентрации его возникают в гранитных пегматитах и постмагматических месторождениях (скарновых, грейзеновых и гидротермальных), а также в зоне гипергенеза в виде россыпей касситерита.

5.2.Области применения и экономическая конъюнктура

Химическая устойчивость олова, нетоксичность его солей и сплавов обеспечили широкое применение его в виде белой жести в консервной отрасли промышленности (32 % добычи). Кроме того, олово используется для получения бронз, латуни, баббитов (22 %), припоев (29 %), типографских шрифтов, в химической промышленности (15%) в производстве красителей, в стекольной и текстильной отраслях промышленности.

Ежегодное производство олова в концентрате составляет около 240 тыс. т, рафинированного более 280 тыс. т. В последние годы отмечается некоторое снижение добычи, производства, потребления и цены олова. Всего с начала бронзового века добыто около 7 млн т олова.

Олово является в месторождениях Казахстана попутным компонентом редкометалльных и вольфрам-молибденовых руд с ограниченными запасами. До 1995 г. выпуск олова в концентрате осуществлял Белогорский ГОК. В настоящее время Казахстан не имеет собственного производства металлического олова, потребности в этом металле удовлетворяются за счет импортных поставок. Уровень импорта олова и сплавов на его основе в последние годы снизился до 1,2-1,3 тыс. т. До 2003 г. основной страной-поставщиком олова и его сплавов в Казахстан являлась Россия, в последующем это положение занял Китай. По итогам 2007 г. доля Китая в общем объеме поставок 56%, а доля России – 44 %. Свыше 80 % импортируемого олова используется для производства жести на АО «Арселор Миттал Темиртау» (г. Темиртау, Карагандинская область). Другим относительно крупным потребителем олова является ТОО «Завод по обработке цветных металлов» (г. Балхаш).

Цена на рафинированное олово в 2011 году составляла (LME) в пределах 22000 ± 3000 \$/т, Обеспеченность подтвержденными запасами современного уровня производства олова составляет в целом 32 года.

5.3. Основные промышленные минералы и прочие источники сырья

Известно 20 минералов олова, из них промышленное значение имеют (содержание Sn, %):

- касситерит SnO_2 (78,6),
- в меньшей степени – станнин $\text{Cu}_7\text{FeSnS}_4$ (27,7),
- а также тиллит PbSnS_2 (30,4);
- франкеит $\text{Pb}_5\text{Sn}_3\text{Sb}_2\text{S}_{14}$ (17);
- цилиндрит $\text{Pb}_3\text{Sn}_4\text{Sb}_2\text{S}_{14}$ (26).

Другие минералы олова: канфильдит As_8SnSb_6 , норденшельдит $\text{CaSn}[\text{BO}_3]_2$, торолит SnTa_2O_7 , малайяит $\text{CaSn}[\text{SiO}_4]\text{O}$, варлашовит, сукоит, гидрокасситерит (глиноподобное вещество) $(\text{Sn,Fe})(\text{O,OH})$.

Касситерит устойчив в гипергенных условиях и образует россыпи.

5.4. Экономические параметры и сведения о качестве сырья

Богатые руды коренных месторождений содержат олова более 1 %, рядовые – 1–0,4, бедные – 0,4–0,1. Техногенные свойства определяются минеральным составом и крупностью зерен касситерита. В рудах собственно оловянных месторождений содержание олова варьирует от 0,1 до 1,7 %, составляя в среднем 0,76 %. Комплексные руды (Sn-W; Sn-Cu-Zn; Sn-Pb-Ag; Sn-Bi; Sn-Mo) характеризуются более низким средним содержанием олова (0,43 %) при колебаниях от 0,01 до 3,8 %.

Касситерит-кварцевые руды, характеризующиеся отсутствием или незначительным содержанием сульфидов, легко обогащаются, что позволяет вовлекать в эксплуатацию небольшие месторождения с низкими содержаниями олова. Руды такого типа обогащаются в отсадочных машинах после дробления. Обогащение руд, содержащих значительные количества сульфидов, производится по более сложной схеме с применением флотации. Промышленные концентраты содержат 40–60 % олова.

Россыпные месторождения разрабатываются при содержании касситерита 100–200 г/м³. В среднем содержание касситерита в россыпях составляет 200–800 г/м³, но иногда может достигать 10–15 кг/м³. Обогащаемость песков определяется содержанием глинистого материала и размером обломков. Обогащение ведется промывкой в шлюзах и отсадочных машинах; концентраты содержат 70–72 % олова.

Минерально-сырьевая база оловодобывающей промышленности мира представлена как собственно оловянными, так и комплексными оловосодержащими месторождениями. Ресурсы олова выявлены в недрах 63 стран и на начало 1997 г. оценивались в 47 млн т. Наиболее значительными ресурсами олова обладают следующие страны: Бразилия (12,8 % суммарных мировых ресурсов), Китай (12,3), Индонезия (10,6), Малайзия (9,8), Таиланд (9,6) и Россия (7,6).

Общие запасы олова в недрах 39 стран мира оцениваются в 10,1 млн т, из них подтвержденные запасы составляют 7,5 млн т. В географическом распределении общих и подтвержденных запасов олова ведущие позиции занимают месторождения Азии, в которых

сосредоточено 48,2 % общих и 59,3 % подтвержденных мировых запасов, в месторождениях Америки заключено, соответственно 35,3 и 25,2 %, Африки – 6,7 и 5,6 %, Европы (включая Россию) – 5,8 и 7,1 %, Австралии – 4 и 2,8 % (табл. 5.1).

Таблица 5.1

Запасы олова (тыс. т) на 01.01.2010 г. в основных странах мира

Часть света, страна	Общие запасы	Из них в рос-	Подтвержденные	Доля в мире, %	Из них в рос-сынях	Содержание Sn, %	Содержание касситерита, кг/м ³
Россия	300		300	4,0			
Европа	285		234	3,1			
Португалия	85	-	70	0,9	-	2,6	
Франция	65	-	65	0,9	-	0,13	-
Азия	4850	3347	4432	59,3	3070		
Индонезия	800	800	750	10,0	750	-	0,5
Китай	1800	500	1600	21,4	400	0,5	0,8
Малайзия	1200	1200	1200	16,1	1200	-	0,3
Таиланд	700	700	600	8,0	600		0,4
Заир	400	190	210	2,8	50	0,2	1,2
Нигерия	ПО	40	90	1,2	80	0,8	0,35
Америка	3555	815	1880	25,2	615		
Боливия	900	-	450	6,0	-	0,35	-
Канада	155	-	90	1,2	-	0,17	-
Перу	400	-	100	1,3	-	5	-
Австралия	400	20	210	2,8	20	1,6	0,4

Минерально-сырьевая база оловодобывающей промышленности мира характеризуется высокой степенью концентрации запасов: в восьми ведущих странах-держателях запасов олова (Китай, Бразилия, Малайзия, Индонезия, Таиланд, Боливия, Россия и Австралия) сосредоточено почти 84,5 % мировых подтвержденных запасов этого металла.

В Китае, занимающем ведущее место в мире по подтвержденным запасам олова, около 75 % их количества заключено в

коренных месторождениях. Преобладающее значение имеют месторождения касситерит-сульфидного типа, залегающие в карбонатных толщах. В рудном узле Дачан (Гуанси-Чжуанский автономный район) такие месторождения представлены в основном многочисленными крутопадающими жилами протяженностью 150-450 м, мощностью 0,2-2 м и прослеженными на глубину до 350 м. В оловорудном районе Гэцзю (провинция Юньнань) наиболее крупные месторождения представлены пологозалегающими рудными телами известковых и магнезиальных оловоносных скарнов с наложенным касситерит-сульфидным оруденением. Комплексные руды таких месторождений содержат до 5-7 % олова.

В Бразилии половина всех подтвержденных запасов олова заключена в россыпных месторождениях, сконцентрированных в 15 оловорудных районах. Преобладают аллювиальные россыпи. Наиболее крупными являются два оловорудных района: Мапуэра в штате Амазонас и Рондония в одноименном штате.

При промышленной оценке коренных месторождений олова руды разделяются на богатые (содержание Sn более 1 %), среднего качества, содержащие 0,4-1,0 %, и бедные - 0,2-0,4 % Sn. Для россыпных месторождений, разрабатываемых гидравлическим способом, предельное содержание касситерита в песках составляет около 300 г/м³, при дражной разработке - около 200 г/м³. Россыпи, пригодные к подземной разработке, должны иметь содержание касситерита примерно 800-850 г/м³ при выемочной мощности продуктивного пласта не менее 1,6 м.

По запасам металла (тыс. т) месторождения олова подразделяются на весьма крупные (100), крупные (от 25 до 100), средние (5-25) и мелкие (менее 5).

5.5. Промышленно-генетическая классификация месторождений

Из промышленных месторождений олова выделяются: пегматитовые, скарновые, грейзеновые, плутогенные гидротермальные, вулканогенные гидротермальные, россыпные (табл. 5.2).

Таблица 5.2

Промыленно-генетические типы месторождений олова

Типы месторождений		Месторождения	
генетические типы	минеральные и промышленные типы	зарубежные	казахстанские
1. Пегматитовый		Манопо-Китотоло (ДР Конго), Силвер Хилл (США), Берд-Ривер (Канада)	
2. Скарновый		КНР (Лаочан), Индонезия (Клаша-Кампит), Карелия РФ (Кителя , Питкяранта)	
3. Плутоногенный гидротермальный	М-ия кварц-касситеритовой формации и грейзеновые (высоко-среднетемпературные кварцевожильные и штокверковые)	Экуг (Чукотка), Кестер, Бутыгычаг (Якутия), Этыка (Забайкалье), Альтенберг (Германия), Циновец (Чехия), Лиму (КНР), Маучи (Мьянма) и др.; W-Sn м-я Панаскейра и др. (Португалия), Депутатское, Иультин (Чукотка) и др.	Сырымбет (Кокшетауский р-н)
	М-ия силикатно- и сульфиднокасситеритовой формации (среднетемпературные жильные и штокверковые)	Депутатское, Эге-Хал, Алыс-Хал (С.В. Якутия), Ханчераг (Забайкалье), м-я Каналеровского р-на (Приморье, Россия)	
4. Вулканогенный гидротермальный	Сульфидно-сульфосоляно-касситеритовой формации (средне-низкотемпературные)	Потоси, Унсия Льялягуа Оуруо, Чоролька и др. (Боливия), Дуранго (Мексика)	
	Деревянистого олова (низкотемпературные)	Джалинда (Приамурье, Россия), Эль-Сантин (пт. Дуранго, Мексика)	

Продолжение табл. 5.2

5. Стратиформный (скарноидный и кварцитовый)	Стратиформные оловорудные формации	Ренисон-Белл, Маунт-Бишоф, Кливленд (Тасмания), Келхуани, Хуалатани (Боливия)	Ускен (Кокшетауский р-н), Таскудук (Ю. Казахстан)
6. Россыпные месторождения	Элювиальные	М-ия коры выветривания широко распространены в Индонезии (острова Банка, Пелитунг, Синкеп); Малайзии; Таиланде, Бирме, Китае, Африке. Пемали (Индонезия, о. Банка). Пыркакайский рудный узел (Чукотка)	Коры выветривания м-й Сырымбет и Ускен
	Делювиальные		
	Аллювиальные и пролювиальные	Малайзии, в штатах Перак (Кинта-Вэлли) и Селангор (Кланг-Вэлли) Индонезия; островов Банка, Пелитунг и Синкеп Таиланда (о. Пхукет), на о. Суматра, в Бразилии (м-ие Питинга с запасами 330 тыс. т; р-ны Рондония, Рио-Ирири), Кигас, Заире, Руанде, Замбии. Депутатское м-ие (Якутия), Пыркакайский рудный узел (Чукотка)	
	Прибрежно-морские	В странах Юго-Восточной Азии: Индонезии (о. Пелитунг), Малайзии и Таиланда	
	Погребенные россыпи	В Нигерии, Чехии, Индонезии, России, плато Баучи (Нигерия)	

5.6. Типы промышленных месторождений

Оловорудные месторождения могут быть разделены на две крупные геохимические группы: литофильную (редкометалло-оловянную) и сидерохалькофильную (полиметалльно-оловянную).

Первая объединяет пегматитовые, скарновые, грейзеновые и некоторые плутогенные гидротермальные месторождения, характеризуется тесной ассоциацией олова с вольфрамом, бериллием, танталом, ниобием, литием, фтором и другими элементами; месторождения этой группы относятся преимущественно к касситерит-кварцевой рудной формации. Ко второй группе относятся гидротермальные плутогенные и вулканогенные месторождения, рудам которых свойственна ассоциация олова с железом, мышьяком, медью, бором и серой, и которые относятся к касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной рудным формациям (табл. 5.3).

Пегматитовая модель

Месторождение Манано-Китотоло является наиболее крупным оловянным месторождением Демократической Республики Конго (бывший Заир). Здесь выявлено два пегматитовых тела, каждое протяженностью около 5 км и шириной 400 м. Восточное тело получило название месторождение Манано, а западное - Китотоло (рис. 5.1) (Вольфсон, 1982). Пегматиты имеют зональное строение, причем от периферии к центральным частям наблюдаются следующие зоны: 1) кварцевая с мусковитом или без мусковита; 2) альбит-аплитовая; 3) натриево-литиевая. В настоящее время производится разработка коренных руд, содержащих 2 кг касситерита на 1 м³ пегматита.

Месторождения Корнуэльского полуострова в Великобритании разрабатываются более 2000 лет и за этот период было получено 2 млн т олова, в том числе 750 тыс. т - из россыпей. В разное время добыча оловянных руд производилась на 180 рудниках. В настоящее время разрабатываются только два месторождения: *Саус-Крофти* и *Гивор*, которые в отличие от ранее разрабатывавшихся типичных касситерит-кварцевых месторождений содержат повышенное количество сульфидов. Промышленные запасы этих месторождений оцениваются в 5 тыс. т олова. Добыча олова из года в год уменьшается и в 1968 г. составила 1830 т.

Таблица 5.3

Особенности различных типов оловорудных месторождений

Сопоставляемые факторы	Типы, %			
	оловоносные негматиты	касситерит кварцевый	касситерит силикатный	касситерит сульфидный
Вмещающие породы	Гранитоиды (56 %), песчаники и сланцы (28 %), гнейсы (16 %)	Гранитоиды (41), песчаники и сланцы (43)	Песчаники и сланцы (70), гранитоиды (19)	Песчаники и сланцы (56), эффузивы (33)
Оловоносные магматические комплексы	Гранитоиды с резким преобладанием гранитов	Гранодиориты, граниты, лейкократовые граниты	Габбро, кварцевые диориты, гранодиориты	Сложного состава вулканоплутонические
Основные минеральные типы	Альбит-мусковитовый	Кварцевый грейзен	Турмалиновый, хлоритовый, много-сульфидный	Олово-полиметаллический, олово-серебряный
Главные группы минералов	Литофильные (100): кварц, полевые шпаты, слюды, касситерит	Литофильные (до 98): кварц, мусковит, флюорит, касситерит, вольфрамит. Халькофильные (2)	Литофильные (до 75): турмалин, хлорит, кварц. Касситерит. Халькофильные (до 25)	Литофильные (40-20). Халькофильные (60-80). Касситерит, стannин
Наличие олова в форме касситерита и сульфидов	Касситерит (100)	Касситерит (100)	Касситерит (95), стannин (5)	Касситерит (50-60), сульфостannиты (40-50)
Элементы-примеси в касситерите	Ta + Nb = 3-14	Ta + Nb = 0,05-0,5	In 0	In= 0,014-0,05
Качество и технологические свойства руд	In 0,0001 Sn 0,15-0,20	Sn 0,3-0,8, WO ₃ до 1. Извлечение олова 80-85	0,4-4 Sn. Извлечение олова 65-75	0,2-2 Sn. Извлечение олова 35-60

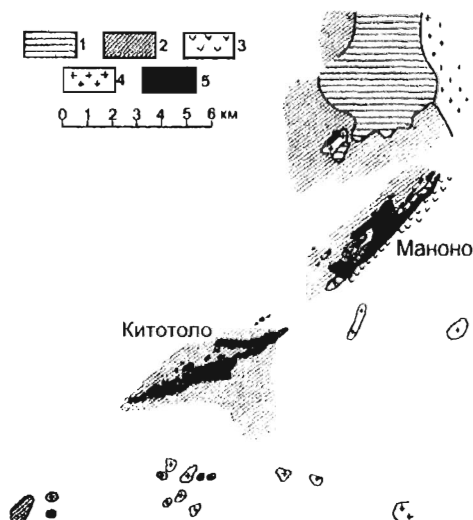


Рис. 5.1. Месторождение Манано-Китотоло (По Ланду и др.): 1 - молодые формации; 2 - слюдяные сланцы; 3 - долериты; 4 - граниты; 5 - пегматиты

Основная часть территории Корнуэльского полуострова представляет собой варисскую складчатую область, сложенную песчано-сланцевыми толщами с прослоями конгломератов (отложения «киллас») девона-карбона [75]. В районе графства Девоншир каменноугольные отложения перекрываются полого залегающими пермскими терригенными красноватыми осадочными толщами и вулканогенными образованиями, а еще восточнее - мезозойскими образованиями Лондонского бассейна. Отложения девона-карбона интенсивно дислоцированы, смяты в складки субширотного простирания, разбиты разрывными нарушениями и прорваны пятью главными и серией более мелких массивов гранитов перми и карбона (рис. 5.2). На контакте этих массивов возникли зоны роговиков. Согласно данным геофизических исследований, на глубине все эти массивы соединяются в единый батолит, который распространяется под всей Корнуэльской металлогенической провинцией. Граниты двуслюдяные, многофазные, сопровождаются пегматитами. Они характеризуются преобладанием калия над натрием.

Рудные жилы приурочены к разрывным нарушениям, проходящим как по границам, так и по вмещающим их песчано-сланцевым отложениям. Отчетливо выделяются жилы, связанные с трещинами отдельности, и более крупные, вдоль сколовых нарушений, характеризующиеся развитием брекчий. Руды содержат большое количество минералов (более 220), из которых главными рудными являются касситерит, станнин, халькопирит, арсенопирит и вольфрамит. Реже встречаются шеелит, блеклая руда, сфалерит, висмутин, арсениды никеля и кобальта, урановая смолка, борнит, галенит и др. Из жильных минералов главным является кварц, а второстепенными - хлорит, турмалин и флюорит. В распределении минералов наблюдается зональность. В жилах, залегающих в гранитах, на глубине 800-1200 м развиты кварц с касситеритом. С глубины 300 до 800 м с касситеритом ассоциируют сульфиды меди и вольфрамит. Выше (до самой поверхности) в основном залегают сульфидные руды.

Рис. 5.2. Схематическая карта размещения оловянных, медных и свинцово-цинковых руд в Корнульском районе (по Дайнсу): 1 - олово; 2 - медь; 3 - свинец и цинк; 4 - граниты; 5 - внешние границы метаморфических толщ; 6 - рудные жилы.

сульфидные руды. Протяжение наиболее крупных жил до 7 км при средней мощности около 1 м. Жила Долькоаф, протяжение которой 6 км, вскрыта до глубины 950 м. Именно на этой жиле отчетливо проявлена вертикальная зональность. Среднее содержание олова в рудах 0,7-1,2 %.

Скарновая модель

Кительское олово-полиметаллическое месторождение расположено в Северном Приладожье на территории Питкярантского района Республики Карелия (Россия). Месторождение находится в западной оловополиметаллической подзоне Салминско-Уксинско-Кительской рудной зоны. Оловянное и сопутствующее оруденение локализовано в пределах пластообразной скарноворудной залежи, относящейся ко II подсвите питкярантской свиты нижнего протерозоя и обрамляющей с севера Койринойско-Питкярантский гнейсо-гранитовый купол. Восточная его часть и породы и породы обрамления «срезаны» гранитами рапакиви и пронизаны их силлоподобными апофизами. Все промышленно-значимое оловянное оруденение сосредоточено в южной части скарново-рудной залежи вблизи контакта скарнов с гнейсо-гранитами купола. Залежь характеризуется субширотным простиранием и крутым падением. С поверхности она повсеместно перекрыта чехлом четвертичных отложений мощностью 30-40 м (рис. 5.3).

В пределах скарноворудной залежи протяженностью около 2 км и мощностью 6-30 м выделено и детально разведано 21 оловорудное тело, 17 цинковых и 8 графитовых; в т.ч. к промышленно-значимым отнесены 8 оловорудных тел. Сопутствующим компонентом в них является цинк. Все оконтуренные промышленно значимые рудные тела имеют пластообразную или линзовидную форму. Они характеризуются субвертикальным падением и субширотным простиранием - согласно с общим простиранием скарноворудной залежи. Протяженность каждого из рудных тел от 40 до 540 м, размер по падению от 40 до 340 м, истинная мощность от 0,9 до 4,0 м. Границы рудных тел установлены в каждом сечении на основе бороздового и кернового опробования.

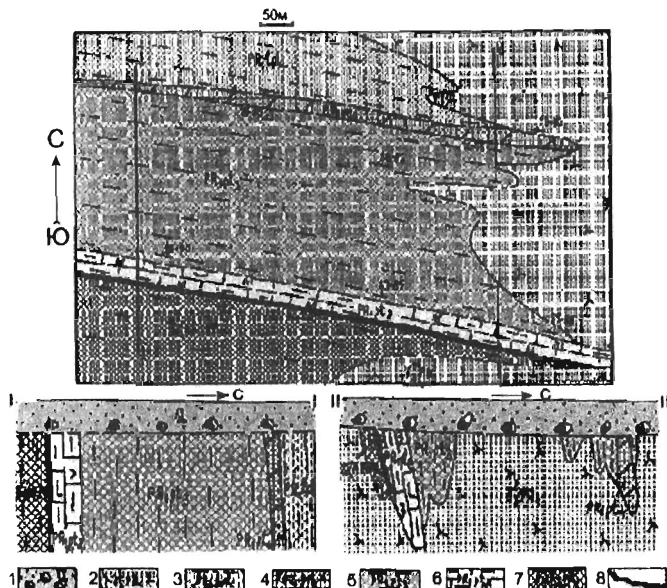


Рис. 5.3. Схема строения Кительского месторождения (план и разрезы): 1 - четвертичные отложения, 2 - граниты ратакиви (2 фазы), 3 - кварциты, полевшипат-биотитовые сланцы, 4 - кальцифиры, мраморы, 5 - полевшипат-амфиболовые, графитсодержащие кварц-биотитовые скарны, 6 - пироксеновые, гранатовые, гранат-пироксеновые, магнетит-пироксеновые скарны, 7 - гнейсо-граниты

В составе скарноворудной залежи основными породообразующими минералами являются пироксены (диопсид), гранаты (андрадит-гроссулярового ряда), амфиболы (роговая обманка и тремолит-актинолит), серпентин, хлорит. К второстепенным породообразующим минералам относятся альбит, флогопит, кварц, кальцит, эпидот, везувиан. Главными рудными минералами являются касситерит и сфалерит, реже встречаются станнин, самородное серебро, шеелит, галенит, халькопирит, пирротин. Касситерит наблюдается под микроскопом в виде тонкозернистой вкрапленности, игольчатых кристаллов и колломорфных агрегатов с размером зерен 0,1 - 1 мм; сфалерит - в виде вкрапленности и единичных

гнезд размером до 1-2 см в ассоциации с магнетитом и халькопиритом.

Текстура руд пятнисто-полосчатая, полосчатая, реже массивная; структура гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, эмульсионная. Характерной особенностью руд, обуславливающей технологию их переработки, является тонкое срастание рудных и породообразующих минералов, а также наличие олова в гранатах в виде изоморфной примеси или микровключений. Распределение рудной минерализации - неравномерное. Подсчитанные запасы по олову составляют 5 930 т, среднее содержание 0,56 %, запасы руды - 1 064 тыс. т. По цинку всего руды подсчитано 130 тыс. т, среднее содержание 2,04 %, запасы металла 465 т.

Кроме Кительского месторождения, в Северном Приладожье выявлены Люппиковское, Хопунварское, Уксинское и др. проявления оловянно-полиметаллических руд скарнового типа, что свидетельствует о возможности значительного расширения здесь оловорудно-сырьевой базы.

Гидротермальная модель

Боливийские оловянные месторождения расположены на западе Боливии. Образуют рудный пояс, вытянутый вдоль Восточных Анд на 800 км. Наиболее продуктивное звено его длиной около 250 км находится в центральной части пояса и ограничено на севере рудником Оруро, на юге - Потоси. Боливийские оловянные месторождения разрабатывались для добычи серебра с XVI века, а для получения олова - с конца XIX века. В 1966 г. добыто 26 тыс. т олова (около 20 % мировой добычи).

Территория оловянного пояса сложена палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими осадочными и вулканическими породами, которые были смяты в складки и нарушены сбросами различных масштабов и ориентировки во время ларамийской и альпийской складчатости. Вдоль пояса расположены многочисленные массивы глубинных и приповерхностных магматических пород, преимущественно гранитного и гранит-порфирового состава, с которыми и связаны рудные месторождения. Рудные тела образуют пучки жил и штоковерки; протяжённость жил от 100 м до 10 км, мощность от нескольких см до 1 м (редко до 10 м). Содержание

олова в рудах резко уменьшается от 3–10 до 0,5–0,7 % на глубине 400–600 м. Образование руды произошло в кайнозое из восходящих горячих минерализованных вод и осуществлялось в две главные стадии. Вначале при высокой температуре, отложились касситерит, кварц, турмалин, топаз, флюорит, вольфрамит, висмутин, арсенопирит, пирит и пирротин; позднее из более низкотемпературных растворов выделились блёклые руды, сташинит, халькопирит, галенит, сфалерит и другие более редкие минералы. Руды месторождений комплексные, богатые оловом и серебром; кроме того, из них добывают золото, вольфрам, свинец, цинк, сурьму и висмут.

Хинганское месторождение. Рудное поле сложено кварцевыми порфирами, прорванными интрузией гранит-порфиров хинганского типа, которые оказывают слабое контактное воздействие на вмещающие породы. Наличие в них ксенолитов кристаллических сланцев нижнего структурного яруса свидетельствует о зарождении магматического очага на значительных глубинах, за пределами толщи эффузивов. На участке месторождения гранит-порфиры слагают пологопадающую плитообразную залежь с вертикальной мощностью до 250 м. Рудные тела, рассекая ее, на глубине уходят в нижележащую толщу эффузивов. Положение месторождения контролируется серией разрывных нарушений северо-северо-западного простирания, пересекающихся с северо-восточными (субширотными). Восточной границей месторождения является основной рудоподводящий разлом, сопровождаемый мощной дайкой порфиритов, который имеет субмеридиональное простирание и падает на запад под углом 85°. Со стороны всякого бока он оперяется менее значительными рудоконтролирующими разрывами с простиранием, несколько отклоняющимся к северо-западу, и с падением, направленным на северо-восток, т.е. навстречу основному разлому.

В сочетании с субширотными нарушениями эти разрывы разбивают всю площадь месторождения на ряд блоков, испытавших дифференциальные вертикальные перемещения, отчетливо фиксируемые по контактам гранит-порфиров. К опущенным блокам приурочены воронкообразные тела эруптивных (взрывных) брекчий, к которым, в свою очередь, тяготеет большая часть ору-

денения. Рудные тела в таких блоках группируются кулисообразно друг над другом с интервалами по вертикали от 40 до 200 м, причем концентрации олова в них увеличиваются вместе с увеличением амплитуды провалов.

Хинганское месторождение представляет собой единый штокверк с густой сетью ветвящихся, беспорядочно распределенных прожилков, сложенных касситеритом, кварцем, хлоритом, флюоритом и сульфидами. Однако его рудные тела, контуры которых определяются только опробованием, характеризуются относительно небольшими поперечными размерами. Они имеют более или менее правильную трубообразную форму, реже - уплощенную полого наклоненную, и тяготеют к телам эруптивных брекчий или к трещиноватым кварцевым порфирам. Располагаются рудные тела на разных гипсометрических уровнях и в ряде случаев не достигают дневной поверхности.

Гранит-порфиры, кварцевые порфиры и эруптивные брекчий в пределах штокверка подверглись прерудному дроблению и интенсивной гидротермальной переработке с превращением в серицит-хлорит-кварцевые и серицит-кварцевые метасоматиты, окруженные широким ореолом серицитизации и хлоритизации вмещающих пород. Жильные порфириты, состоящие в основном из плагиоклазов (альбит, альбит-олигоклаз) и замещенного хлоритом биотита, в зоне месторождения в значительной части превращены в аплитоподобные или серицит-хлорит-кварцевые породы. Они являются дорудными, но остаются в недостаточно выясненных взаимоотношениях с эруптивными брекчиями.

По особенностям геологической позиции и главным минеральным ассоциациям, сопровождающим касситерит, намечаются два типа рудных тел. Рудные тела первого типа пространственно приурочены к зонам эруптивных брекчий и контролируются общими с ними тектоническими зонами. По главным минеральным ассоциациям они являются хлоритовыми малосульфидными и отчасти флюорит-хлоритовыми. Другой тип оруденения - хлорит-флюорит-сульфидный - развит вне зоны эруптивных брекчий и контролируется столбообразными зонами интенсивного брекчирования, более позднего по отношению к эруптивным брекчиям, образование которых связано с газовыми прорывами. Рудные тела

имеют зональное строение. Их центральные части сложены брекчиями с крупными обломками, сцементированными гидротермальным материалом; далее следует зона с густой сетью ветвящихся прожилков, которая во внешней части рудного тела переходит в зону с сериями параллельных прожилков, приуроченных к трещинам отдельности. При этом к центральным частям рудных тел приурочены наиболее ранние минеральные парагенезисы, постепенно сменяющиеся к периферии более поздними без каких-либо перерывов и наложений. Различие в составе минеральных ассоциаций состоит лишь в количественном соотношении отдельных минералов, представленных кварцем, хлоритом, касситеритом, флюоритом, сульфоарсенидами, сульфидами, адуляром, сидерофиллитом, гидромусковитом и др. Общим для всех рудных тел является парагенезис касситерит-хлорит-кварц. Характерно широкое развитие колломорфноподобных текстур со сферическими агрегатами мельчайших зерен касситерита и арсенопирита, со скрытокристаллическими агрегатами сфалерита, хлорита.

Модель россыпных месторождений

Основная часть разведанных запасов олова (65 %) и подавляющая часть (75 %) производства касситеритовых концентратов капиталистических и развивающихся стран приходится на россыпные месторождения мезозойско-кайнозойского возраста стран Юго-Восточной Азии. На территории России россыпные месторождения не играют существенной роли вследствие незначительных масштабов или низких содержаний касситерита. Их запасы составляют около 4 % от общих балансовых. Основными районами промышленных россыпей в России являются северо-восток Якутии и Чукотка.

Содержание олова в промышленных россыпях колеблется в широких пределах - от первых сотен граммов до нескольких кг на 1 м³ песка. Минимальное промышленное содержание в песках зависит от многих факторов: размеров и глубины залегания россыпи, уровня механизации работ и др. Среднее содержание касситерита в песках 0,71 кг/м³.

Наиболее крупные районы касситеритовых россыпей известны в Малайзии, в долине р. Кипта, в княжествах Перак и Селангор. Протяженность касситеритовых россыпей в Перак достигает 100

км при ширине 40 км. Аналогичные по строению и размерам районы оловоносных россыпей известны в Таиланде. Пространственно россыпи и коренные месторождения касситерита Юго-Востока Азии ассоциируют с кислыми гранитоидами мезозойского возраста.

В Бразилии, Западной Австралии, Африке известны многочисленные, но преимущественно непротяженные россыпи касситерита, источником которых являются оловоносные и редкометалльные пегматиты, а также кварцевые жилы, ассоциирующие с гранитами докембрийского, возможно палеозойского возраста. В Европе оловоносные россыпи известны в Португалии, Франции и Испании, возникшие за счет разрушения месторождений касситерит-кварцевой формации и оловоносных пегматитов.

Оловоносные россыпи представлены элювиальными, делювиальными, аллювиальными и прибрежно-морскими типами. По условиям залегания среди них особое положение занимают погребенные россыпи. Наиболее широко представлены аллювиальные и делювиальные россыпи. Прибрежно-морские россыпи касситерита являются отличительной особенностью одной из крупнейших оловоносных провинций мира - Юго-Востока Азии, Малайзии, Индонезии и Таиланда. Все россыпи возникают за счет коренных месторождений - касситерит-пегматитовых, кварц-касситеритовых, оловоносных грейзенов и некоторых типов сульфидно-касситеритовых месторождений. Наиболее благоприятны месторождения штокверковых руд, содержащие относительно крупнокристаллический касситерит.

Элювиальные россыпи наиболее широко развиты в странах с жарким и влажным климатом. Россыпи возникают в результате развития процессов химического выветривания. Месторождения древней коры выветривания широко распространены в Индонезии - острова Банка, Биллитон, Сипкеп; Малайзии; Таиланде, Бирме, Китае, Африке.

Древняя кора выветривания кварц-касситеритового штокверка хорошо представлена на месторождении Пемали (Индонезия, о. Банка). Интенсивным выветриванием здесь на глубину 40 -60 м оруденелые породы превращены в рыхлую массу. Элювиальные россыпи отличаются высоким содержанием касситерита. На глубине они нередко связаны постепенными переходами с верхними частями коренных пород. Элювиальные россыпи служат источником обра-

зования других типов россыпей, представляя собой как бы промежуточный коллектор касситерита. В мировом производстве оловянных концентратов элювиальные россыпи имеют большое значение. Примерами наиболее крупных элювиальных россыпных месторождений в России являются россыпи Пыркакайского рудного узла Чукотки. Они погребены здесь под продуктивными делювиально-аллювиальными отложениями.

Делювиальные россыпи часто являются продолжением элювиальных россыпей и отличаются некоторой сортировкой обломочного материала. Продуктивные отложения представлены щебнем, дресвой, обломками пород и жильного кварца, сцементированными песчано-глинистым материалом. Мощность россыпей достигает первых десятков метров, преобладающая мощность 3-4 м. Распределение касситерита крайне неравномерное, максимальные содержания повсеместно отмечаются в нижних частях россыпи, резко убывая к поверхности. Характерна плохая окатанность материала; касситерит присутствует в виде неокатанных зерен, как в свободном состоянии, так и в виде сростков с кварцем. Кроме касситерита некоторые россыпи содержат вольфрамит, шеелит, рутил, циркон, золото. Делювиальные россыпи в классическом виде встречаются сравнительно редко, чаще они представлены переходными типами: делювиально-элювиальными, делювиально-аллювиальными и др.

Аллювиальные и пролювиальные россыпи наиболее распространены в различных климатических зонах — от полярных районов (Канада, Россия) до экваториальных (Африка, Азия). Среди аллювиальных россыпей касситерита выделяются несколько морфологических типов: долинные, русловые, террасовые и погребенные. Наибольшее промышленное значение имеют долинные россыпи, в особенности древние. Террасовые россыпи по своей значимости резко уступают долинным россыпям. Россыпи характеризуются равномерным распределением касситерита, хорошей отсортированностью материала, окатанностью зерен касситерита и приуроченностью его к нижней приплотиковой части разреза. Наиболее крупные аллювиальные россыпи касситерита находятся в Малайзии, которая занимает по запасам олова первое место в мире. Аллювиальные россыпи распространены в штатах Перак (Кинта-Вэлли) и Селангор (Кланг-Вэлли). Они протягиваются почти непрерывной полосой

вдоль подножия Главного хребта, сложенного гранитами, на протяжении 100 км, а также к югу от долины р. Перак. Разрабатываются преимущественно россыпи, мощность которых достигает 60 м. Высокая степень механизации эксплуатационных работ (применение крупных драг) позволяет рентабельно отрабатывать россыпи с невысоким содержанием касситерита - $0,2-0,3 \text{ кг/м}^3$; в качестве побочного продукта извлекается колумбит.

Второй крупной провинцией оловоносных россыпей является Индонезия. Здесь аллювиальные россыпи известны на островах Банка, Биллитон и Синкеп. Образовались они в результате размыва коры выветривания гранитов, содержащих кварц-касситеритовый штокверк. Наиболее богатые концентрации касситерита в приплотиковой части. Мощность продуктивных слоев $0,5-2 \text{ м}$ при содержании касситерита $2-10 \text{ кг/м}^3$. Однако в результате сильного разубоживания при дражной отработке без предварительного вскрытия промышленным считается содержание $250-800 \text{ г/м}^3$. Зерна касситерита в россыпях обычно меньше 1 мм . Продуктивный горизонт залегает на глубине $18-20 \text{ м}$ от поверхности.

Значительный интерес представляют россыпи Таиланда (о. Пхукет), где наряду с касситеритом в промышленных концентрациях содержатся вольфрамит, монацит и ильменит. Среднее содержание касситерита в россыпях колеблется от 200 до 400 г/м^3 .

Современные аллювиальные россыпи известны на о. Суматра. Оловоносный горизонт здесь залегает на гранитном, сильно разрушенном плотике. Аллювий состоит из хорошо окатанной гальки гранита, песка с примесью глинистой фракции. Мощность аллювия достигает: на террасах $5-10 \text{ м}$, в пойменной части долин $3-5 \text{ м}$. Касситерит представлен крупными фракциями ($2-5 \text{ мм}$), нередко в сростках с кварцем и полевым шпатом. Мощность оловоносного пласта не превышает 1 м . Содержание касситерита в песках колеблется от $0,4$ до $1,5 \text{ кг/м}^3$.

Богатые россыпи касситерита известны в Бразилии (месторождение Питинга с запасами 330 тыс. т; районы Рондония, Рио-Ирири), Китае, ДР Конго, Руанде, Замбии.

В России промышленные аллювиальные россыпи известны в районе *Депутатского месторождения* (Республика Саха), Пыр-какайском рудном узле Чукотки. Касситеритовая россыпь р. Де-

путатской и ее притоков связана с коренными источниками через оловоносный элювий и делювий (рис. 5.4). Преобладают россыпи долинного типа. Разрез пойменных отложений (снизу вверх) следующий: на коренных породах песчаниках и сланцах залегает промышленная часть россыпи мощностью 4-5 м, представленная галечником; выше аллювиальный ил (2-3 м) и еще выше растительный слой. Преобладает крупная фракция касситерита (3,6-16 мм), состоящая из сростков касситерита с турмалином, зернами кварца, листочками хлорита.

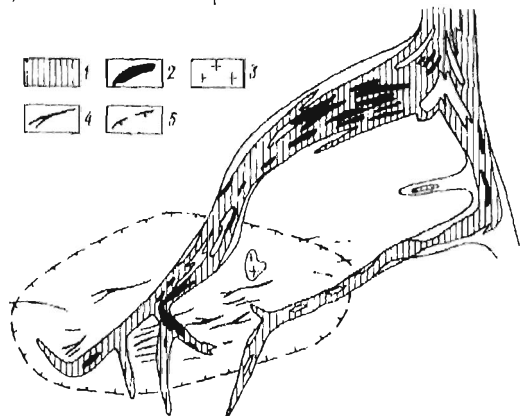


Рис. 5.4. Аллювиальная касситеритовая россыпь Денугатского месторождения: 1 - россыпь с промышленным содержанием касситерита; 2 - обогащенные участки россыпи; 3 - грейзенизированные песчаники над гранитным куполом; 4 - касситерит-силикатные жилы; 5 - контур распространения рудных жил Денугатского месторождения

Прибрежно-морские россыпи широко распространены в странах Юго-Восточной Азии — Индонезии, Малайзии и Таиланде. Они характеризуются рядом отличительных черт: хорошей отсортированностью рыхлого материала, своеобразием их захоронения. Россыпи возникают в результате разрушения коренных источников или промежуточных коллекторов в прибрежно-морской зоне под действием морского прилива и прибрежных течений. Промышленное значение в общем балансе добычи касситерита значительное. Выделяют три типа образований: древние россыпи высоких террас, современные пляжевые россыпи и россыпи затопленных речных долин.

Образование россыпей первого типа связано с периодически повторяющимися трансгрессиями моря, сопровождавшимися возникновением элювиальных и аллювиальных россыпей в прибрежной зоне. В постплиоценовое время в Индонезии отмечены три уровня морских террас (о. Биллитон).

Россыпи второго типа представляют собой образования пляжей и кос в современной береговой полосе морей. Распространены они широко, но, как правило, характеризуются низким содержанием касситерита.

Наиболее широко распространены россыпи третьего типа – погруженных древних речных долин. Это затопленные (погребенные) аллювиальные, делювиальные россыпи, которые возникли в результате постепенного опускания материка. Они прослеживаются в глубь моря на расстояние до 5–15 км от современной береговой линии, что соответствует 30–35 м глубины от поверхности моря.

Погребенные россыпи характеризуются значительным перерывом во времени образования россыпи и перекрывающих толщ. Мощность отложений перекрывающих толщ погребенных россыпей может достигать десятков и сотен метров. Такие россыпи известны в Нигерии, Чехословакии, Индонезии, России. Примером погребенной россыпи может служить россыпь плато Баучи в Нигерии. Здесь в результате длительного разрушения оловоносных гранитов в дочетвертичное время возникли аллювиальные, делювиальные и элювиальные россыпи. Позднее оловоносные долины были многократно перекрыты вулканическими образованиями.

6. МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НИКЕЛЯ И КОБАЛЬТА

6.1. Геохимическая характеристика

В периодической системе химических элементов Д.И. Менделеева никель находится на 28-м месте, т.е. рядом с кобальтом и железом. Атомная масса его 58,71. Известно пять природных изотопов никеля, из которых наиболее распространен изотоп с атомной массой 57,96 (67,76 %). Обычная степень окисляемости никеля $^{+2}$, значительно реже $^{+3}$. Радиус иона Ni^{2+} 0,078 нм, т.е. равен радиусу иона Mg^{2+} и несколько отличается от Co^{2+} – 0,082 нм, Fe^{2+} – 0,083 нм, Zn^{2+} – 0,083 нм, Mn^{2+} – 0,091 нм.

Сидерофильный характер никеля сказывается в его способности в свободном состоянии или в виде соединений легко растворяться в железном расплаве. Вместе с тем он обладает чертами халькофильности и в меньшей степени литофильности.

Массовая концентрация никеля в земной коре, по А.П. Виноградову, составляет 0,0058 %; в ультраосновных породах – 0,2, основных – 0,016, средних – 0,0055 и кислых – 0,0008. При остывании ультраосновных и основных магматических расплавов на ранней стадии их кристаллизации никель концентрируется в оливине и пироксенах, изоморфно замещая магний. Содержание никеля в оливиновых породах достигает 0,20 %. Однако если магма богата серой, то никель вместе с кобальтом, медью, частично железом, металлами группы платины может обособиться путем ликвации расплава на сульфидную и силикатную части. Возникают сульфидные медно-никелевые месторождения, имеющие важное промышленное значение. Никель в таких рудах значительно преобладает над кобальтом.

В постмагматических гидротермальных растворах никель накапливается, переносится, и образуются его сравнительно небольшие месторождения совместно с кобальтом, серебром, медью, висмутом, свинцом, железом, серой, мышьяком, селеном и др. В таких месторождениях возрастает роль кобальта. Руды сульфидные и сульфидно-арсенидные.

Огромное значение в геохимической истории никеля и образовании его промышленных концентраций играют гипергенные

процессы в областях развития основных и ультра основных пород. В условиях латеритного выветривания таких пород образуются месторождения силикатных руд никеля (с кобальтом). Верхняя зона таких месторождений представлена гидроксидными рудами железа, под которыми и располагаются силикатные руды никеля, а еще ниже может возникнуть зона магнезита. Кобальт концентрируется в нижней части зоны железных руд, т. е. в зоне гипергенеза происходит некоторое разделение никеля и кобальта. Возникновение в коре выветривания вертикальной зональности и миграция отдельных элементов (железа, марганца, кобальта, никеля, магния и др.) определяются в значительной мере рН и Eh среды. Важную роль при этом играет и то, что никель проявляется лишь как элемент двухвалентный, чем отличается от других элементов семейства железа.

В зоне гипергенеза сульфиды и сульфоарсениды эндогенных руд никеля неустойчивы, легко окисляются, образуются гипергенные минералы (преимущественно арсенаты, а также сульфаты, карбонаты и др.), часть никеля при этом выносится и рассеивается. При окислении сульфидных руд это рассеяние более значительно.

В периодической системе химических элементов Д.И. Менделеева кобальт занимает 27-е место и находится между железом и никелем. Атомная масса его 58,93. В природе кобальт представлен одним стабильным изотопом, а также имеет ряд радиоактивных изотопов. В природных соединениях он известен в двух степенях окисляемости: $^{+2}$ и $^{+3}$. Величина радиуса ионов Co^{2+} – 0,082 нм, Co^{3+} – 0,064 нм. Кобальт, так же как и другие металлы семейства железа, обладает чертами сидерофильности, халькофильности и литофильности.

Массовая концентрация кобальта в земной коре в 3 раза ниже никеля и составляет, по А.П. Виноградову, 0,0018 %, причем в ультраосновных породах – 0,02, в основных – 0,0045, в средних – 0,001 и в кислых – 0,0005 %. В эндогенных условиях геохимическая история кобальта во многом сходна с поведением никеля. Кобальт, так же как и никель, концентрируется в магматически-ликвационных и гидротермальных арсенидных или сульфоарсенидных рудах. Однако в гидротермальном процессе роль кобальта более значительная. В существенных количествах кобальт накали-

ливается в скарповых месторождениях железа и меди, концентрируется в пирите, пирротине или образует собственные минералы. Следует отметить более значительную сидерофильность кобальта, выражающуюся в стремлении его к арсенидным и сульфоарсенидным системам. Это ведет к некоторым различиям в миграции кобальта и никеля в гидротермальных системах.

В гипергенных условиях кобальт обладает значительной подвижностью, концентрируется в корах выветривания основных и ультраосновных пород, частично выносится из зон окисления первичных никель-кобальтовых гидротермальных руд, концентрируется в осадочных рудах марганца, железа и отчасти фосфоритах.

В зонах окисления мышьяковых, сернистых и других гипогенных минералов кобальта возникают арсенаты, сульфаты, карбонаты, молибдаты, селенаты кобальта, никеля и железа.

При этом могут происходить частичный или значительный вынос кобальта и рассеяние его. Основным минералом-концентратом кобальта здесь является асболан.

В зоне окисления медно-кобальтовых сульфидных руд медистых песчаников Центральной Африки произошло накопление кобальта (до глубины 100 м от поверхности) и образование богатых гипергенных руд с асболаном, гидроксидами и карбонатами кобальта.

Асболан также основной концентратор кобальта в корах выветривания ультраосновных пород. Эта же форма концентрации кобальта характерна для осадочных руд марганца и железо-марганцевых конкреций, возникающих на дне современных морей и океанов.

Таким образом, в геохимическом цикле кобальта промышленные концентрации его возникают на магматическом этапе в связи с основными породами, в процессе постмагматической деятельности, а также в гипергенных условиях (преимущественно в корах выветривания).

6.2. Области применения и экономическая конъюнктура

Никель характеризуется высокой химической и термической стойкостью и используется для покрытия металлических изделий.

Добавка его к сталям (от 0,5–7 до 35 %) повышает их вязкость, упругость. Большая часть никеля (около 60 %) используется в металлургии для производства нержавеющей стали. Применяются также сплавы никеля с медью, цинком, алюминием (латунь, нейзильбер, мельхиор, бронза), сплав никеля и хрома (нихром), а также монетный сплав (75 % Cu + 25 % Ni).

В настоящее время свыше 40 % кобальта используется для производства сплавов и суперсплавов (сверхтвердых сплавов кобальта с никелем, железом, хромом, вольфрамом, молибденом, карбидом кобальта), 11 - магнитных сплавов, 12 - химикатов, 8 - технической керамики, 26 % - для прочих целей.

Основными мировыми производителями металлического никеля являются Россия (почти 22 %), Япония (более 13), Канада (более 12) и Австралия (11). Обеспеченность разведанными запасами современного уровня добычи и потребления составляет более 70 лет.

Годовое производство кобальта в последние годы держится на уровне 30–36 тыс. т, производство рафинированного кобальта составляет 38 тыс. т. Прогнозируется увеличение мирового потребления кобальта до 40,6 тыс. т.

На территории Республики Казахстан имеется свыше 30 месторождений никеля и кобальта. Добываемая руда поставлялась для переработки на комбинат «Южуралникель» и ООО «Буруктальский металлургический завод» (Оренбургская область, Россия). Добыча руд была прекращена в начале 2000-х годов. В настоящее время на территории Республики Казахстан реализуются несколько проектов, связанных с добычей и переработкой никель-кобальтовых руд. Проектом по Кемпирсайской группе месторождений (Актюбинская область) занимается ТОО «Кызыл Каин Мамыт», в его рамках предполагается строительство обогатительной фабрики по обогащению никель-кобальтовых руд мощностью 1 млн т в год. ТОО «Музбель» (дочернее предприятие Oriel Resources) совместно с ТОО «ГРК Казахстанский никель» реализуют проект по разработке Шевченковского месторождения никель-кобальтовых руд (Костанайская область) с уровнем добычи 4 млн т руды и строительству никелевого завода по выпуску ферроникеля (мощностью 120 тыс. т при содержании никеля 22–25 %).

Первая партия ферроникеля была получена в конце 2008 г. В Восточно-Казахстанской области. Компания «Казникель» планирует реализацию проекта по разработке Горностаевского месторождения никель-кобальтовых руд.

Цены на никель в 2011 г. в среднем составили (LME) 20 000±3000 \$/т, Прогнозируется, что к 2013 г. запасы никеля увеличатся, так как запуск новых и расширение существующих производственных мощностей будет опережать рост спроса. Как результат, цены будут падать и к 2013 г., по прогнозам Международного бюро экономических исследователей в области сельского хозяйства, недропользования и энергетики (ABARE), составят приблизительно 15 тыс. \$/т.

Мировые цены на кобальт обнаруживают заметную изменчивость в разные годы в зависимости от спроса на мировом рынке, в 2011 году цена на кобальт в среднем составляла (LME) 35 000±5000 \$/т.

6.3. Основные промышленные минералы и прочие источники сырья

Известно 45 минералов никеля, из них промышленное значение имеют в сульфидных рудах (содержание Ni, %):

пентландит	(Fe,Ni)S (22-42);
миллерит	NiS (65);
никелин	NiAs (44);
хлоантит	NiAs ₂ (4,5-21,2);
полидимит	Ni ₃ S ₄ (40-54);
герсдорфит	NiAsS (26-40);

в силикатных рудах:

гарниерит	NiO·SiO ₂ ·H ₂ O (NiO - 46 %);
непуиг	12NiO·3SiO ₂ ·21H ₂ O (20-46);
ревденскит	3(Ni,Mg)O·2SiO ₂ ·2H ₂ O (46);
никельсодержащий нонтронит	Fe ₂ [AlSi ₃ O ₁₀] (OH) ₂ ·nH ₂ O.

В зонах окисления мышьяковистых руд развивается аннабергит Ni₃As₂O₈·8H₂O (37% NiO), имеющий в основном поисковое значение.

Другие минералы никеля: зигенит $(\text{Co}, \text{Ni})_3\text{S}_4$; вазсит NiS_2 , бравоит $(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})\text{S}_2$; виоларит FeNi_2S_4 ; раммельсбергит NiAs_2 ; никельскуттерудит $(\text{Co}, \text{Ni})\text{As}_3$; маухерит $\text{Ni}_{11}\text{As}_8$; хизлевудит Ni_3S_2 ; брейтгаузит NiSb ; ульманит NiSbS ; брэггит $(\text{Pt}, \text{Pd}, \text{Ni})\text{S}$.

Наибольшее промышленное значение имеют следующие минералы кобальта:

кобальтистый пентландит $(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})_9\text{S}_8$ (до 3% Co) – основной минерал сульфидных медно-никелевых руд;

линнеит Co_3S_4 (40-53) – главный кобальтовый минерал стратиформных руд Африки;

кобальтин CoAsS (до 35);

глаукодот $(\text{Co}, \text{Fe})\text{AsS}$ (18);

саффлорит CoAs_2 (16-20);

смальтин CoAs_{3-x} (2-20);

в зоне выветривания развивается асболан $m(\text{Co}, \text{Ni})\text{O} \cdot \text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (до 19), для зон окисления типичен эритрин $\text{Co}_3\text{As}_3\text{O}_8 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.

Другие минералы кобальта: карролит CuCo_2S_4 ; зигенит CoNi_2S_4 ; катъерит CoS_2 ; бравоит $(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})\text{S}_2$; данаит $(\text{Fe}, \text{Co})\text{AsS}$; скуттерудит CoAs_3 ; сферокобальт CoCO_3 ; стенерит HCoO_2 ; гетерогенит $\text{CoO} \cdot \text{OH}$.

6.4. Экономические параметры и сведения о качестве сырья

Основные типы никелевых руд – сульфидные медно-никелевые и силикатные никелевые.

Сульфидные медно-никелевые руды состоят из пирротина, халькопирита, пентландита. Среднее содержание никеля в них колеблется от 0,25 до 4 %, меди – от 0,2 до 7,5 % в зависимости как от типов месторождений, так и от типов руд – сплошных, брекчиевидных или вкрапленных. При содержании никеля более 2 % измельченные руды поступают в плавку без обогащения. При более низких содержаниях они обогащаются методом флотации с получением никелевых концентратов, содержание никеля в которых достигает 12 %. Помимо никеля концентраты содержат попутно извлекаемые медь, кобальт, золото, серебро, платину и платиноиды, селен и теллур.

Латеритные никелевые руды представляют собой рыхлые глинистые породы с обломками серпентинитов, кремнистых образований, бурого железняка. Среднее содержание никеля в латеритных рудах колеблется от 0,9 до 2,9 %. Выделяется две разновидности руд – оксидные (лимонитовые) и силикатные (гарниеритовые).

Оксидные руды сложены охрами и охристо-кремнистыми образованиями и отличаются высоким содержанием кобальта, присутствующего в форме асболанов. Никель содержится в гидроксидах железа. Руды после сушки и обжига перерабатываются гидрометаллургическим способом с извлечением никеля от 60 до 90 %.

Силикатные руды перерабатываются пирометаллургическим способом с прямым получением ферроникеля.

Продукция никелевого производства подразделяется на два класса: класс 1-й включает разнообразные продукты с чистотой металла не меньше 99,9 %, класс 2-й – оксид никеля (75–90 %), ферроникель (20–40 %) и другие продукты.

Общие запасы никеля в мире на начало 2000 г. составляли 138,84 млн т, подтвержденные (разведанные) – 52,43 млн т. На долю четырех стран (Россия, Куба, Новая Каледония и Индонезия) приходится около 59 % мировых подтвержденных запасов никеля (табл. 6.1).

В мире открыто более 400 месторождений никелевых руд, в том числе 235 сульфидных и 155 силикатных.

По разведанным запасам месторождения никеля подразделяются на уникальные (более 1 млн т), весьма крупные (от 500 тыс. т до 1 млн т), крупные (от 250 до 500 тыс. т), средние (от 100 до 250 тыс. т) и мелкие (менее 100 тыс. т никеля).

К уникальным месторождениям, оказавшим существенное влияние на развитие никелевой промышленности, относятся сульфидные месторождения Норильск-1, Талнахское и Октябрьское (Россия), группы месторождений Садбери и Томпсон (Канада), Агню, Камбалда и Маунт-Кейт (Австралия), Цзиньчуань (Китай), а также силикатные месторождения на о. Эвбея (Греция), Непун (Новая Каледония), Памалеа и Гебе (Индонезия). Начальные запасы каждого из них превышали 1 млн т никеля.

Таблица 6.1

Запасы никеля (тыс. т) на 01.01.2010 г. в основных странах мира

Страна	Общие запасы	Подтвержденные запасы	Доля в мире, %	Содержание Ni в рудах, %
Россия	7300	6600	12	1,5
ЕВРОПА	8420	2980	5,4	
Албания	3300	1000	1,8	1,2
Греция	2340	450	0,8	1,0
АЗИЯ	28400	6140	11,2	
Индия	1380	860	1,6	1,2
Индонезия	10300	3200	5,8	1,7
<i>Казахстан</i>	<i>1080</i>	<i>780</i>	<i>1,4</i>	<i>0,75</i>
Китай	7400	730	1,3	0,9
АФРИКА	17730	4497	8,2	
Ботсвана	820	480	0,9	0,7
Мадагаскар	1530	1440	2,6	1,4
ЮАР	9400	2500	4,5	0,4
АМЕРИКА	39295	27823	50,6	
Бразилия	2920	670	1,2	1,7
Венесуэла	860	620	1,1	1,2
Гватемала	1545	900	1,6	1,8
Канада	9775	6200	11,3	1,5
Колумбия	1035	560	1,0	2,6
Куба	21100	18000	32,8	1,1
ОКЕАНИЯ И АВСТРАЛИЯ	31010	6920	12,6	
Австралия	5140	2200	4,0	2,1
Новая Каледония	24450	4500	8,2	2,1
Папуа-Новая Гвинея	1420	220	0,4	1,0

Кобальт извлекается как попутный компонент из руд латеритных никелевых, стратиформных медно-кобальтовых и сульфидных медно-никелевых месторождений. Небольшая часть ме-

галла поступает из руд кобальтово-арсенидных и колчеданно-полиметаллических месторождений.

Сквозное извлечение кобальта при переработке стратиформных медно-кобальтовых руд (ДР Конго и Замбия), с учетом потерь при добыче и обогащении (не более 20 %), металлургическом переделе и рафинировании (40-50) достигает 40-46 %.

При переработке латеритных никелевых руд извлечение кобальта зависит от применяемой технологии и составляет от 20-25% (при обработке гарниеритовых руд с получением никелевого сульфидного штейна) до 85-90% (при прямом серноокислотном выщелачивании оксидных и смешанных руд). При получении из гарниеритовых руд ферроникеля кобальт не извлекается, а переходит в последний.

Сквозное извлечение кобальта из сульфидных медно-никелевых руд находится в пределах от 40-45 до 30-35 % и менее, что обусловлено потерями при добыче (5-10 %), обогащении (20-30 %) и металлургической переработке концентратов (до 50 %).

Мировые ресурсы кобальта оцениваются в 12,5 млн т. Большая их часть сосредоточена в латеритных никелевых (около 60 %) и стратиформных медно-кобальтовых (23 %) месторождениях (табл. 6.2).

Общие запасы кобальта в мире составляют 9,8 млн т, а подтвержденные – 4,8 млн т. Ведущее место по запасам кобальта занимает Африка: на нее приходится 38 % общих и около 50 % подтвержденных мировых запасов. Наиболее крупными держателями запасов кобальта являются Заир, Куба и Замбия.

По разведанным данным месторождения кобальта подразделяются на уникальные (более 50 тыс. т), крупные (50-25), средние (25-10) и мелкие менее 10 тыс. т. Богатые руды содержат Co более 0,5 %, рядовые 0,5-0,1 % и бедные менее 0,1 %.

6.5. Промыленно-генетическая классификация месторождений

В настоящее время выделяют две группы промышленных типов месторождений никеля – магматические и кор выветривания. В магматических месторождениях сульфидных медно-никелевых руд

сосредоточено около 29 % запасов никеля, в латеритных рудах месторождений кор выветривания более 71 %.

Таблица 6.2

Запасы кобальта (тыс. т) в некоторых странах

Страна	Запасы общие	Запасы подтвержденные	Их % от мировых	Среднее содержание Co в рудах, %
Австралия	420	52	1,1	0,07
Ботсвана	70	56	1,15	0,06
Греция	120	90	1,9	0,04
Заир	2500	2000	41,6	0,31
Замбия	540	360	7,5	0,17
Индонезия	580	245	5,1	0,11
Казахстан	70	50	1,0	0,04
Китай	320	120	2,5	0,04
Куба	1800	1000	20,8	0,10
Нов. Каледония	860	230	4,8	0,07
Папуа-Новая Гвинея	151	142	2,95	0,11
Россия	230	140	3,0	0,10

Кроме того, никель попутно извлекается из комплексных руд плутоногенных гидротермальных месторождений, в первую очередь принадлежащих рудным формациям: арсенопирит-глаукодо-кобальтиновой, шмальтин-хлоантит-никелиновой, пятиэлементной (Ni-Co-Ag-Bi-U). В России в сульфидных медно-никелевых месторождениях сосредоточено около 89 % разведанных запасов, 11 % - в силикатных никелевых, менее 0,1 % - в кобальтовых арсенидных и сульфоарсенидных. В ближайшие годы, возможно, начнется промышленное освоение месторождений железо-марганцевых конкреций океанического дна - будет создан новый источник металлов, в том числе никеля (новый промышленный тип месторождений). Ресурсы никеля, заключенные в железо-марганцевых конкрециях на дне Мирового океана, достигают 73 млрд т, среднее содержание никеля в конкрециях - 1,3 %.

Среди промышленных месторождений кобальта и кобальто-содержащих руд выделяются следующие типы: магматические,

скарновые, плутоногенные гидротермальные, вулканогенные гидротермальные, стратиформные, кор выветривания.

Выделяются три основных генетических типа месторождений никеля и кобальта: магматически-ликвационные, плутоногенно-гидротермальные никель-кобальтовых арсенидов, месторождения коры выветривания гипербазитов, т.е. ультрамафитов (табл. 6.3).

Таблица 6.3

Промышленно-генетические типы месторождений
кобальта и никеля

Типы месторождений		Месторождения	
генетические типы	минеральные и промышленные типы, модели	зарубежные	Казахстанские
1. Медно-никелевые ликвационно-магматический	Тип Садбери (габбро-норитовый). Зеленокаменный коматитовый тип. Зеленокаменный толент-перидотитовый тип. Норит-ультрабазитовый тип. Тип малых интрузий, связанных с траппами	Садбери (Канада), Камбалда (Австралия), Печенга (Кольский п-в), Мончегорск (РФ, Кольский п-в) Норильские, Талпах и др. (Россия, С-З. Сибирской платформы)	Южный Максуг (В. Каз., южнее Шарской зоны), Камкор (Ц. Казахстан, севернее Тектурмасской зоны) и Златогорская интрузия (Кокшетауский массив)
2. Скарновый		Дашкесан (Азербайджан), Блек-Берд, Ковбой-Майн (США), Круйсривер, Бальмораль (ЮАР)	
3. Плутоногенно-гидротермальный	высокотемпературные кобальт-глаукодогеновые	Дашкесан (Азербайджан)	
	среднетемпературные никель-кобальтовых арсенидов	Кобальт-Майн (Канада), Бу-Аззер (Марокко), Ховуаксы (РФ)	Шымбастау (Ю-В. Каратау)

Продолжение табл. 6.3

Типы месторождений		Месторождения	
4. Колчеданный		Бодуин (Мьянма)	
5. Стратиформный медистых песчаников и сланцев		М-я провинции Катанга с богатыми окисленными рудами (Конго), крупные м-ия Н'кана, Н'чанга, Роан-Антелоп и др. с первичными сульфидными рудами (Замбия)	
6. Коры выветривания гипербазитов (ультрамафитов)	площадного типа		
	Уральский тип или уральская модель	Сахаринское, Серовское, Уфалейский р-н, Липовское (Урал, РФ)	М-ия Кемпирсайской гр., Шарской зоны (В. Каз.) и др.
	Кубинский тип (нотронитово-латеритный)	Пинарес-де-Маяри и др (Куба), Буруктаальское (Ю.Урал), Гринвейл (Австралия)	
	Индонезийский тип (латеритовый) Каледонский тип (инфильтрационно-остаточный)	М-ия Индонезии и Филиппин о.Новая Каледония (Тихий океан), Бразильской и Мадагаскарской провинций	
	линейного типа	Новоаккермановское (Ю. Урал)	Белогорское (Шарская зона), Сарькулболды (Ц. Казахстан, Тектурмасская зона)
	Контактово-карстовый тип	Черемшанское (Средний Урал)	
7. Глубоководные Fe Mn-вые конкреции и кобальтоносные корки		дно Мирового океана	

6.6. Типы промышленных месторождений

Магматически-ликвационная модель

Такие месторождения пространственно и генетически связаны с изверженными породами основного и ультраосновного состава, чаще всего интрузивными и гипабиссальными. Рудные и сопутствующие им минералы чаще представлены сульфидами, главный рудный минерал пентландит, а вместе с ним такие минералы как миллерит, бравоит, виоларит, бреггит и т.д. Никелевые минералы сопровождаются сульфидами меди (халькопирит, борнит, кубанит, валлериит и т.д.). Руды могут содержать минералы свинца, цинка, а также платиноидов (чаще всего платина и палладий), золота и серебра. Рудные тела могут иметь линзообразную, жиллообразную, реже штокообразную форму, текстуры руд могут быть массивными, брекчиевыми, вкрапленными и прожилково-вкрапленными, а также гнездовыми и др. Содержание полезных компонентов обычно измеряется первыми процентами, как по никелю, так и по меди. Чаще всего 1–3 %, нередко до 5–6 %. Минимальное промышленное содержание около 0,3 % никеля. Запасы месторождений измеряются десятками и тысячами т металла. Редко первыми миллионами. Крупнейшие никелевые месторождения известны в Канаде, России, Австралии, а в Казахстане известно всего три небольших месторождения: Южный Максут (В.Казахстан, южнее Шарской зоны), Камкор (Ц.Казахстан, в Тектурмасской зоне) и Златогорская интрузия в Кокшетауском массиве.

Обобщенная модель ликвационно-сульфидных месторождений никеля. Месторождения могут быть приурочены к достаточно крупным плутонам базитовых и гипербазитовых пород. В этом случае вмещающими породами являются сами магматические породы (габбро, нориты, троктолиты, пироксениты, перидотиты и т.п.). Но нередко месторождения связаны с небольшими телами, линзообразными, дайкообразными, хонолитами, лакколитами, лополитами и силлами, которые могут залегать чаще всего среди эффузивных и туфогенных пород базит-гипербазитового состава, с примесью осадочных, терригенных, карбонатных и т.п. пород. Рудные тела месторождений располагаются, в большинстве случаев, внутри интрузивных магматических пород. Но могут быть рас-

положены и на непосредственном контакте с породами рамы. На удалении от интрузий, без телесной связи с ним, рудные тела обычно располагаться не могут. *Источником* металлов являются интрузивные породы или какой-то неизвестный магматический бассейн или резервуар, располагающийся на неопределенной глубине. Отделение металлов от материнской магмы происходит в жидком виде или при жидком состоянии расплава путем выделения из гомогенного рудно-силикатного субстрата первичных капель сульфидной рудной магмы. Эти капли в дальнейшем могут обособливаться в какой-то части интрузивных тел, чаще всего в нижней, благодаря гравитационным силам. Так образуются руды вкрапленной текстуры. Руды массивной и брекчиевой текстуры формируются в результате внедрения относительно больших количеств рудного расплава в какие-то открытые полости или в брекчиевые зоны с большим количеством брекчиевых остроугольных пустот. Скопление рудной магмы большого объема могут образовываться в результате внешних сжимающих усилий выдавливающих рудный расплав из мелких отдельных капель в эти открытые полости. Нередко сплошная сульфидная магма формируется на глубине и внедряется в полости, в которых формируются рудные тела отдельно от материнской силикатной магмы. В этом случае ближайший источник рудной магмы остается неизвестным. *Транспортирующим агентом* металла, который перемещается в виде сульфидного расплава, является сама вмещающая или материнская магма. Таким образом, магма является и источником металла, и транспортирующим агентом. Область отложения, т.е. будущее месторождение, как уже сказано выше, представлено пустотами или трещинами и брекчиевыми зонами. Источником энергии для функционирования рудообразующе-магматической системы опять-таки является сама магма.

Выделяются несколько основных видов медно-никелевых сульфидных месторождений: 1) тип Садберри; 2) коматейтовый тип; 3) тип Мончегорска; 4) тип малых интрузий, связанных с траппами.

Месторождение Садберри находится в Канаде (пров. Онтарио). Площадь месторождения сложена кварцитами, гранитоидней-

сами архея и мощной (более 10 км) толще протерозоя. Последняя расчленена на метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения гуронской группы и осадочные отложения (конгломераты, песчаники, сланцы) вайтвотерской группы, в которой выделяются три формации - Онапинг, Онватин и Чилисфорд [11]. Докембрийские комплексы пород перекрыты маломощным платформенным чехлом палеозойских осадков. Протерозойские отложения образуют синклинальный прогиб на архейском основании. Они осложнены субширотными и субмеридиональными региональными разломами, к участку пересечения которых в краевой части протерозойского прогиба приурочен рудоносный массив Садбери (возраст 1700 млн лет), внедрившийся в отложения гуронской и вайтвотерской групп. Массив формировался на глубине 2-3 км от земной поверхности. В плане он имеет форму овала с длинной осью субширотного простирания 60 и короткой 25 км (рис. 6.1), в разрезе форму опрокинутого конуса, вершина которого находится на глубине 10-25 км от земной поверхности.

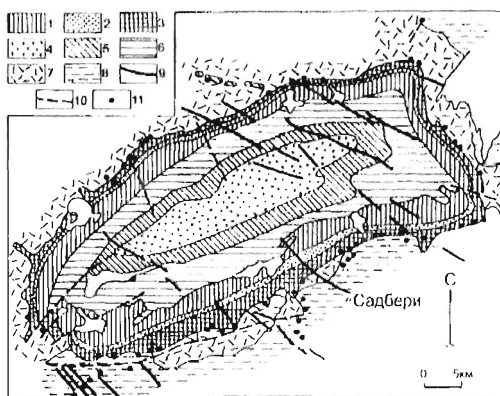


Рис. 6.1. Схематическая геологическая карта Садбери, Канада (по Ф. Гранту и др.): 1 - микропегматиты; 2 - кварцевые габбро; 3 - порфиты, кварцевые диориты; 4 - чилисфордские песчаники; 5, 6 - породы формации: 5 - Онватин, 6 - Онапинг; 7 - граниты и архейские гнейсы; 8 - породы гуронской серии; 9 - дайки оливковых диабазов; 10 - разломы; 11 - сульфидные медно-никелевые месторождения

По периферии подошва интрузива вскрыта скважинами на глубине 1,5 км, здесь она имеет центриклинальное залегание с углами 30–50°. Массив сложен дифференцированной серией пород ранней фазы внедрения: в подошве находятся кварцевые нориты, выше габбронориты, габбро и кварцевые габбро, переходящие в гранофиры. В нижней части интрузива Садбери залегает пластообразное тело авгитовых норитов и гиперстеновых габбро поздней фазы внедрения, сопровождающееся эруптивной брекчией, а также дайками диоритов и кварцевых диоритов, рассекающих подстилающую толщу пород лежачего бока.

Рудные залежи имеют пласто-, жилообразную и линзовидную формы (рис. 6.2). Они окаймляют массив Садбери по периферии, отходя иногда в подстилающие породы на несколько километров. Размеры рудных тел значительные. Так, на руднике Литтл-Стоби одно из них имеет по простиранию, в длину 610 м и по падению 730 м при мощности до 20 м.

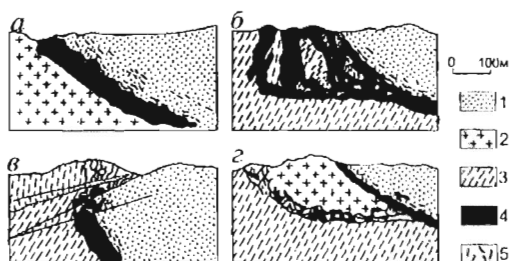


Рис. 6.2. Типы разрезв рудных тел у окраины интрузива Садбери (по А. Колеману). Залежи: а - красвые, б - дислоцированные красвые, в и г - жилообразные в основании интрузива; 1 - нориты; 2 - древние граниты; 3 - древние зеленокаменные породы; 4, 5 - руды: 4 - сплошные; 5 - прожилковые

Выделяются два типа руд: а) бедные вкрапленные, образующие донные залежи пластообразной и линзовидной форм в основании ранних норитов; б) богатые, слагающие инъекционные тела жилообразной формы среди поздних норитов, брекчий, диоритовых даск и подстилающих пород. Богатые руды представляют собой обломки вмещающих пород, сцементированные габброноритами и сульфидами. Главные рудные минералы: пирротин, пент-

ландит, халькопирит и кубанит, второстепенные - магнетит, ильменит, никелистый пирит, герсдорфит, никелин, маухерит, хизлеудит, борнит, валлериит, сфалерит, галенит, станнин, сперрилит. Текстуры руд массивные, брекчиевые, сетчатые, вкрапленные и прожилковые; структуры - гипидиоморфнозернистые, субграфические, каплевидные и решетчатые. Согласно А. Грейгу, первым из расплава выделялся магнетит, затем - ильменит, далее - пирит и арсенопирит (температура около 750°C). Ниже (650- 600°C) происходила массовая кристаллизация пиррогина с постепенным нарастанием количества выделявшегося пентландита. К концу процесса кристаллизации руд приурочено накопление халькопирита.

Запасы никеля оценивались в 12,5 млн т при его содержании 1,0 %; соотношение Ni:Co = 1:2.

По поводу генезиса месторождения Садбери существуют две главные гипотезы: классическая - магматическая и новая - метеоритная, по которой структура месторождения возникла при ударе крупного астероида о поверхность Земли. Согласно представлению о магматическом происхождении Садбери, бедные вкрапленные руды в первичных массивных норитах образовались на месте их залегания («in situ») вследствие ликвации. Богатые массивные и брекчиевые руды сформировались позднее в результате инъекции из остаточного очага ликвидировавшего на глубине силикатно-сульфидного расплава.

Чинейский габбро-норитовый массив, характеризующийся медно-железо-титановым оруденением и расположенный вблизи Байкало-Амурской магистрали. Массив залегает в толще слабометаморфизированных осадочных отложений нижнего протерозоя в виде асимметричного лополитообразного тела площадью около 100 км², вытянутого в широтном направлении. Большая часть его (65-70 %) состоит из габбро-норитов, в меньшей мере развиты габбро-анортозиты и другие разновидности пород.

Характерной чертой внутреннего строения Чинейского массива является четкая и тонкая расслоенность этих образований, а также их резкая дифференцированность от массивных титаномagnetитовых и ильменит-титаномagnetитовых руд до анортозитов.

Разрез интрузии в общем, виде следующий (снизу вверх).

- контактовые разности габброидов (габбро-диабазы, кварцевые габбро, габбро-нориты, беербахиты), содержащие сульфидную минерализацию;
- гломерокристаллические (пятнистые) габбро;
- пачка тонкополосчатых габброидов с ритмичным чередованием почти всех разновидностей пород массива;
- мезократовые, часто до меланократовых мелко-среднезернистые габбро и габбро-нориты, сравнительно слабо дифференцированные, довольно однообразные по составу;
- существенно меланократовые титаномagnetитовые габброиды до пироксенитов; вкрапленные и густо вкрапленные ильменит-титаномagnetитовые руды;
- полосчатые габброиды, среди которых преобладают лейкократовые разности;
- лейкократовые габбро и анортозиты.

В пределах каждой выделенной части разреза наблюдается многократное чередование разновидностей габбро и наличие макро- и микроритмов различных порядков. Обычно ритм начинается титаномagnetитовыми габбро и пироксенитами, в направлении к верхней части количество темноцветных минералов убывает и завершается разрез лейкократовыми габбро или анортозитами. Взаимопереходы отдельных разностей постепенные, структура пород мелко-среднезернистая, отмечается некоторое увеличение размеров зерен в верхних частях ритмов. Полные ритмы встречаются довольно редко, чаще проявлены незавершенные. Границы между ритмами, как правило, резкие, отчетливые.

На Чинейском массиве установлены проявления меди, никеля, кобальта. Их увеличенные содержания отмечаются в контактовой зоне массива, на участках, обогащенных вкрапленными ильменит-титаномagnetитовыми, ильменит-magnetитовыми рудами, и в верхней части разреза на контакте с известковистыми ксенолитами кровли.

Заметно возрастают величины соотношения $\text{Cu}:\text{Co}$, $\text{Cu}:\text{Ni}$ по направлению к верхним частям массива, причем медь резко преобладает над никелем. Среднее соотношение $\text{Cu}:\text{Ni}:\text{Co}$ составляет 76:7:1, тогда как для руд месторождений Кольского полуострова оно изменяется в пределах 23–25:52–85:1.

Своеобразный минеральный состав, малохромистость ильменит-титаномagnetитовых руд, содержащих ванадий и медь, значительное количество во вкрапленных рудах обособленного ильменита, свидетельствуют о перспективности комплексных руд Чинейского габбро-норитового массива. Данный вывод характеризует рассматриваемые магматические образования как особый тип протерозойской титанисто-железородной формации Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоны и выдвигает проблему изучения и освоения комплексных медно-железо-титановых руд этого типа.

Талнахское рудное поле, в пределах которого расположены Талнахское и Октябрьское месторождения, приурочено к северо-западному окончанию Сибирской платформы. Все медно-никелевые месторождения Талнахского рудного поля пространственно и генетически связаны с полнодифференцированными интрузивами базит-ультрабазитового состава. В тектоническом плане район месторождения приурочен к красной юго-западной части Хараелахской трапповой мульды на месте ее пересечения зоной Норильско-Хараелахского разлома. Месторождения генетически и пространственно связаны со сложным по форме крупным дифференцированным интрузивом основного состава.

Талнахский рудоносный интрузив в поле рудника разделен на северо-западную и северо-восточную ветви субмеридиональным Норильско-Хараелахским разломом. К северо-западной ветви приурочено Талнахское месторождение, к северо-восточной ветви – Октябрьское месторождение.

В пределах участка месторождения развиты породы, характерные для всего Норильского района. Среди осадочных пород выделяются отложения позднесилурийского-раннедевонского возраста: известняки, известковистые мергели, доломиты, доломитовые мергели, гипсы и ангидриты. Для пород среднего и верхнего девона характерны аргиллиты и известковистые аргиллиты с прослоями песчаников, фосфоритов и мергелей. Тунгусская свита представлена терригенно-угленосной формацией, образованной песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углями, гравелитами, конгломератами.

Завершает строение разреза вулканогенная формация - трапировый комплекс.

Промышленный интерес представляет Талнахская интрузия Талнахского рудного поля. Октябрьское месторождение (рис. 6.3) приурочено к северо-западной ветви названного массива [11]. Массив имеет общее субмеридиональное погружение под углом 5-15°. Центральная часть массива прогнута, а боковые части приподняты. В продольном сечении форма массива пластообразная. Длина интрузии до 10 км, ширина – 1-1,5 км, мощность до 200-250 м. Горизонтом локализации интрузива являются ангидриты-мергелитовые породы нижнего и среднего девона.

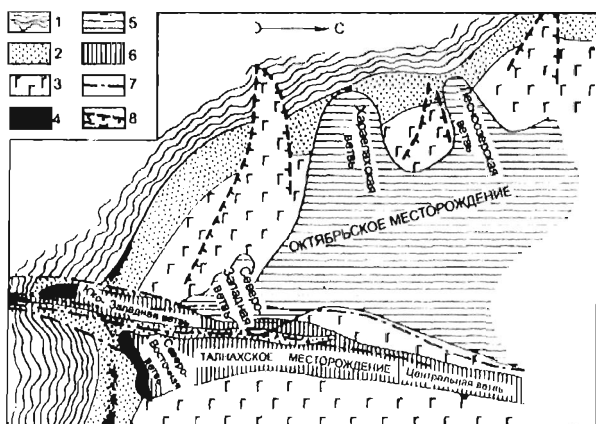


Рис. 6.3. Схема строения Талнахского рудного поля (по В. Кравцову):

- 1 - средне-нижнепалеозойские карбонатно-мергелистые отложения;
- 2 - терригенные осадки тунгусской серии (С₃-Р); 3 - вулканогенная толща нижнего триаса; 4 - выходы рудоносной интрузии под четвертичными отложениями; 5,6 - площадь распространения ветвей рудного этажа: 5 - «верхнего», 6 - «нижнего»; 7 - тектонический шов Центрального грабена; 8 - трещинно-блоковые просадочные структуры

Талнахский интрузив в поперечном сечении имеет корытообразную форму. Интрузив представляет собой расслоение магматических тел с закономерным чередованием горизонтов (сверху вниз): эруптивные брекчии и контаминанты, диориты, габбро-

безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты; существенно оливиновые породы - пикритовые, такситовые и контактовые габбро-долериты. Горизонты оливиновых пород характеризуются наличием промышленного вкрапленного оруденения. В придонной части интрузива располагаются тела в плане сплошных сульфидных руд. Контуры тел в плане повторяют контуры интрузивов и имеют пластообразную форму в разрезе.

К основным породообразующим минералам, составляющим интрузивный массив, относятся оливин, авгит, плагиоклазы; к второстепенной группе минералов относятся хромшпинелиды, магнетит, биотит, амфиболы; к вторичным - пренит, хлорит, кальцит и др.

Морфология оруденения в целом соответствует форме интрузии, представляя в плане сложные лентообразные залежи, а в разрезе это крупные линзовидные тела. Протяженность рудных залежей в среднем достигает 1,5 км, мощность колеблется в пределах от 5 до 46 м. Угол падения колеблется в пределах от 6° до 28°. Рудные тела залегают на глубине 600-900 м и ниже. Рудная зона отличается многоярусным строением и в его пределах выделяются самостоятельные типы руд: вкрапленные руды, сплошные руды, прожилково-вкрапленные руды, брекчиевидные.

Сплошные сульфидные руды образуют более десяти крупных пологопадающих залежей. Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды в интрузии образуют почти единый рудопосный горизонт, залегающий выше сплошных сульфидных руд.

Основная залежь расположена на горизонте -580 м. Она находится северо-западнее южной основной залежи массивных руд. Залежь погружается под углом 12°, а в отдельных местах под углами 4-55° на северо-северо-запад. Отметки почвы залежи на юго-восточном окончании -470 м, а на северо-западном -590 м. Глубина залегания от поверхности 520-700 м. Протяженность 820 м при ширине 350-580 м, средней мощности 0,5-20 м. Общая площадь - 230 тыс. м². В залежи имеются породные прослойки до 3,3 м.

Сплошные сульфидные руды образуют линито- и линзообразные тела, залегают у нижнего контакта интрузива. Главными минералами этих руд являются пирротин, халькопирит (CuFeS_2), пентландит, кубанит, таллахит. Второстепенное значение имеют магне-

тит (Fe_3O_4), борнит, халькозин, валлериит, в незначительных количествах встречаются галенит (PbS) и сфалерит.

Вкрапленное оруденение в интрузии приурочено к пикритовым, такситовым, контактовым габбро-долеритам. Содержание рудообразующих минералов в них колеблется от 2–3 до 15–30 %, основными из них являются: пирротин, халькопирит и пентландит; второстепенное значение имеют кубанит, талнахит, пирит, магнетит.

Прожилково-вкрапленные и «медистые» руды в породах экзоконтакта интрузии отличаются повышенным содержанием меди при относительно небольших содержаниях никеля. Главными рудными минералами являются: халькопирит, пирротин, пентландит; второстепенное значение имеют: пирит, борнит и магнетит.

Никеленосный пояс Коталахти — узкая (10–20 км) зона длиной более 430 км. Приурочено множество медно-никелевых месторождений. Наиболее важные: *Иливиеска, Макола, Хитура, Коталахти, Лаукункангас* и *Париккала*. Коталахти, Хитура и Макола — разрабатываются, остальные — незначительные и не представляют экономического интереса (рис. 6.4).

Месторождение Коталахти. Интрузив имеет узкий выход на поверхность, но несколько расширяется на глубине. Минерализация сосредоточена в 5 рудных телах, частично соединяющихся друг с другом.

Рудное тело *Хухтиярви* — вертикальная трубка неправильной формы с максимальным диаметром 100 м. Тело Вехка (400 м длиной и 5–30 м шириной) протягивается до глубины 350 м, где соединяется с телом Вилимальмио, которое располагается на глубинах 225–385 м и имеет длину 200 м и ширину 10–40 м. Рудное тело *Мертакоски* — часть обширной краевой рудной зоны в формации основных пород и имеет неправильную форму. Между горизонтами 250 и 340 м оно соединяется с северным концом тела *Вилимальмио*. Тело *Юсси* имеет лентообразную форму, прослеживается на глубину ниже горизонта 700 м, длина около 100 м, ширина от нескольких десятков сантиметров до 10 м. Окончание рудных тел Юсси и Хухтиярва на глубине не установлено.

Породы массива образуют дифференцированную серию, состав членов которой варьирует от дунитов до кварцевых диоритов. Большая часть сложена пироксенитами, перидотитами и габбро, подчиненное количество горблендитов. Преобладают вкрапленные руды над брекчиевидными.

Никелевый пояс Ахлайнс-Кюльмякоски. Длина 150 км, ширина до 20 км (см. *рис. 6.4*).

Месторождение **Ваммала (Сторми)**. Запасы 21 млн т руды, со средним содержанием Ni 0,48 и Cu 0,3 %.

Перидотиты — отдельные тела или трубы, размеры колеблются от 100 до более 1000 м. По минеральному составу ультраосновные породы варьируют от дунитов до гарцбургитов, при этом преобладают перидотиты.

Наиболее крупное рудное тело глубокозалегающее субгоризонтальное, мощность 5–30 м и содержит более 10 млн т руды. Два других рудных тела Корвалампи (3,5 млн т руды) и Коверооя.

Месторождение Кюльмякоски. Ультрамафитовый массив Кюльмякоски — длина 300 м, ширина 100 м и местами достигает глубины 100 м. Преобладают перидотиты и горблендиты, постоянно переходящие в перкниты и пироксениты. Роговообманковые габбро и диориты присутствуют в виде небольших масс по краям массива. Вкрапленные руды, постепенно переходящие в массивные руды мощностью до 20 м, которые представляют собой тела линейно вытянутой сульфидной брекчии, богатой медью и располагающиеся в зоне массива. Минерализованная зона имеет длину 180 м, ширину 75 м и мощность 20–70 м.

Плутоногенно-гидротермальная модель никель-кобальтовых арсенидов

Эти месторождения чаще всего имеют жильную или штокообразную форму, причем рудные тела сложены карбонатной или кварцево-карбонатной (с примесью некоторых других минералов) жильной массой, в которой в виде вкрапленности, гнезд или сплошных скоплений находятся рудные минералы. Главными рудными минералами являются арсениды никеля и кобальта (хлуантит, раммельсбергит, никелин, смальтин, скугерудит, саффлорит), а также железа. Руды обычно содержат и сульфидные минералы, в виде арсенопирита, халькопирита и др. Месторождения отличаются

высоким содержанием полезного компонента. Нередко они также содержат минерализацию висмута, серебра и урана (раньше такие месторождения называли месторождения ураново-пятиэлементной формации).

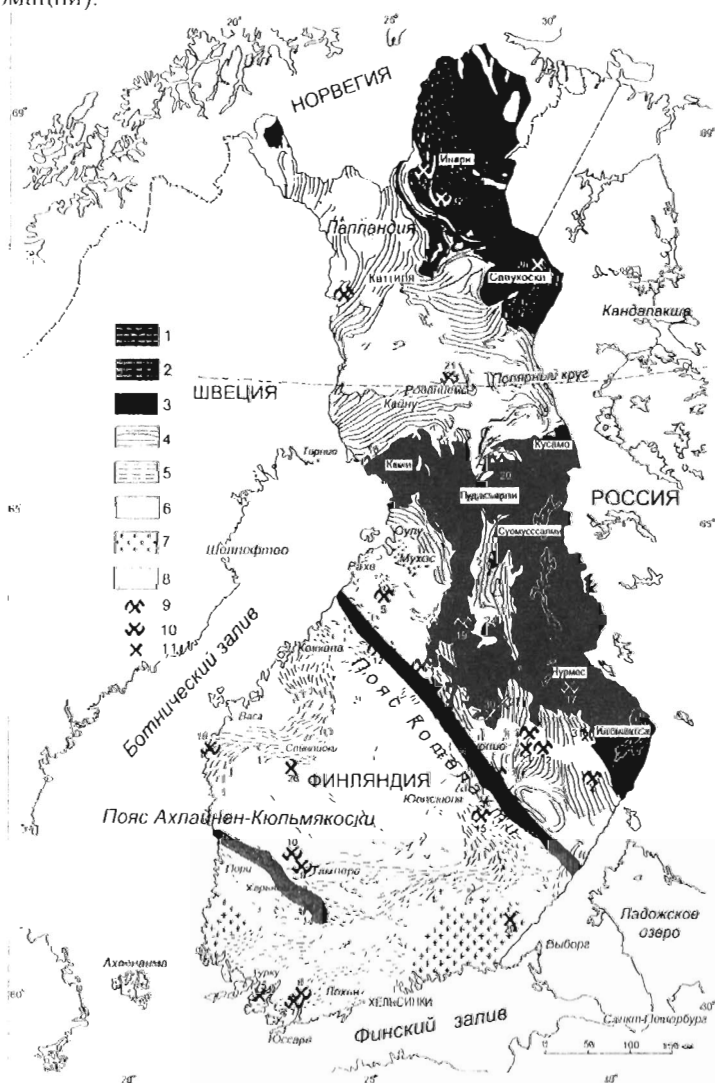


Рис. 6.4. Геологическая карта Финляндии и размещение месторождений полезных ископаемых (*по Симонену*): 1-3 досвекокарельские образования: 1 - сланцы и парagneйсы; 2 - гранулиты; 3 - гранито-гнейсы; 4-6 свекокарельские образования: 4 - Карельский сланцевый пояс; 5 - Свекофенский сланцевый пояс; 6 - орогенные plutonические породы; 7-8 - позднедокембрийские образования: 7 - граниты ранакви; 8 - ютнийские осадки; 9 - действующие рудники; 10 - закрытые рудники; 11 - месторождения неметаллических полезных ископаемых. **Месторождения:** 1 - Оутокумпу; 2 - Вуонес; 3 - Луйкоплахти; 4 - Хаммаслахти; 5 - Виханги; 6 - Пюхясалми; 7 - Ориярви; 8 - Айяла и Метсямотту; 9 - Илъярви; 10 - Хавери; 11 - Котапахти; 12 - Макола и Хиттура; 13 - Ваммала (Сторми); 14 - Кюльмякоски; 15 - Хилпимяки; 16 - Коренес; 17 - Мягясвара; 18 - Кеми; 19 - Отанмяки; 20 - Муставара; 21 - Миеси; 22 - Раугувара; 23 - Паккила; 24 - Лахнасламми; 25 - Кемпё; 26 - Халпалуома; 27 - Нильсия; 28 - Сокии; 29 - Ихалайнен; 30 - Силипъярви; 31 - Пауккаянвара; 32 - месторождения золота в Лапландии

К сожалению, в Казахстане пока промышленные месторождения такого рода не обнаружены. Упоминающееся в старых учебниках месторождение Шымбастау (Юго-Восточный Каратау) представляет собой мелкое рудопроявление.

Месторождения Ховуаксы. На площади месторождения согласно А.Богомолу (1970), обнажаются осадочные породы кембрия и силура, представленные алевролитами и песчаниками, с прослоями известняков (*рис. 6.5*) [75].

Породы смяты в складки и прорваны лейкократовыми биотитовыми гранитами и дайками различного состава. Отдельные горизонты осадочной толщи подвергнуты интенсивному скарнированию. Известняки замещены гранатовыми и пироксен-гранатовыми скарнами, а известковистые песчаники и алевролиты - гранат-пироксен-скаполитовыми и пироксен-скаполитовыми скарнами. Мощность горизонта скарнов 150-200 м.

Основной структурный элемент месторождения - крупный разлом, приводящий в контакт отложения кембрия и верхнего силура. С ним сопряжена серия трещин скола и отрыва, к которым и приурочены рудные жилы. Промышленное значение имеют только те из них, которые пересекают горизонт скарнов в верхнесилурийских отложениях. Эти жилы характеризуются крутым или пологим падением к востоку. Мощность жил небольшая.

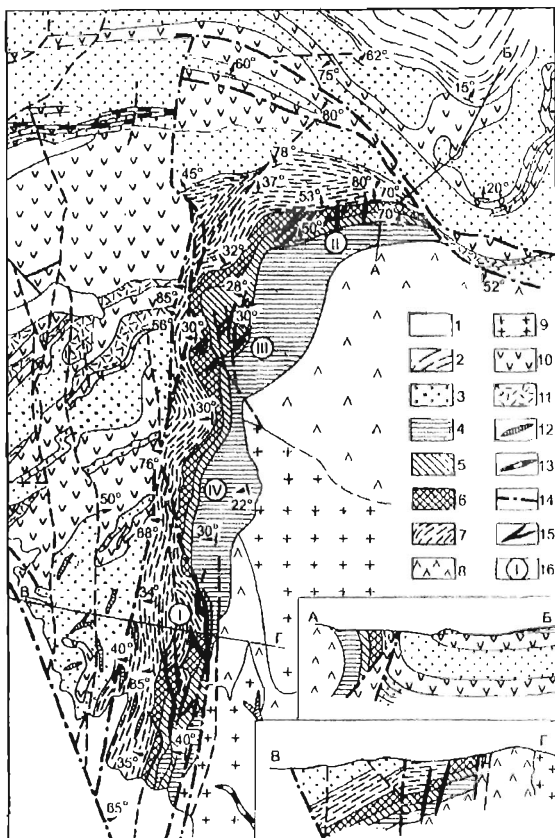


Рис. 6.5. Схема геологического строения Ховуакинского рудного поля (по А. Богомолу): 1 - неогеновые и четвертичные отложения; 2 - живецкие осадочные отложения; 3 - нижнедевонские осадочно-вулканогенные породы; 4 - 7 - силурийские породы: 4 - конгломераты, песчаники, алевролиты; 5 - переслаивание скарнов и алевролитов; 6 - скарны, 7 - переслаивание алевролитов и песчаников; 8 - вулканогенные породы нижнего кембрия; 9 - граниты; субвулканические пластовые залежи; 10 - диабазов, габбро-диабазов, диабазовых порфиров; 11 - андезитовых порфиров; дайки: 12 - диабазов, 13 - кварцевых порфиров; 14 - разрывные нарушения разных порядков; 15 - рудные жилы; 16 - участки рудного поля: I - Южный, II - Северный, III - Средний, IV - Промежуточный

В участках сопряжения рудовмещающих трещин развиваются рудные столбы с богатым орудуением. Частично орудуение проникает из скарнов в алевролиты висячего бока и в песчаники лежачего бока. В первичных рудах развиты кальцит, доломит, никелин, раммельсбергит, шмальтин, хлоантит, скуттерудит и сафлорит. Из второстепенных минералов установлены сидерит, блеклая руда, халькопирит, сфалерит, галенит, самородный висмут и др. Сульфиды выделялись позднее арсенидов. Среди минералов зоны окисления преобладают эритрин, аннабергит, арсенолит As_2O_3 и др.

Строение жил обычно зональное симметрично-полосчатое. От зальбандов к центру наблюдается смена минеральных парагенезисов: гранат-пироксеновый скарн-кварц-хлорит-карбонат с реликтами скарнов - карбонат с колломорфными диарсенидами (шмальтин, сафлорит со скуттерудитом, никелин, раммельсбергит) - поздний розовый кальцит (в центральной части). В среднем по месторождению отношение $Co:Ni$ около 1. Выделяются два главных типа руд - сафлорит-шмальтиновые, распространенные на юге, и шмальтин-раммельсбергит-никелиновые, в основном развитые в северной части месторождения. Ховуаксинское месторождение сформировалось в конце раннего девона. Рудообразование происходило вслед за внедрением послескарновых даек диабазов.

Группа месторождений Бу-Аззер находится в центральной части Марокканского Анти-Атласа. В эту группу входит 50 рудных объектов, из которых главными являются *участок Бу-Аззер* и *месторождение Азбар*, на которых с 1934 г. добыто более 2 млн т руды с содержанием Co 1–2 %.

Геология месторождений Бу-Аззер охарактеризована Г.А. Крутовым (1970) [75]. По его данным, район месторождений приурочен к одному из выходов докембрийских пород горной цепи Анти-Атласа (краевая часть Африканской платформы), сложенному архейскими ортогнейсами и несогласно залегающими на них метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями нижнего протерозоя. Породы нижнего структурного этажа рассечены крупным разломом, вдоль которого размещается ряд офиолитовых тел, сложенных серпентинитами, спилитами и кварцевыми

диоритами. Докембрийские образования перекрыты платформенными отложениями нижнего палеозоя, частично верхнего протерозоя. Никель-кобальтовое оруденение развивается в зоне брекчий по контакту серпентинитов с риолитами. Рудовмещающая кварц-карбонатная жильная масса в виде панциря окружает куполовидный выступ серпентинитов в верхней части и на склонах. Мощность рудоносного панциря достигает 30 м, а на глубину он прослежен на 400 м (рис. 6.6).

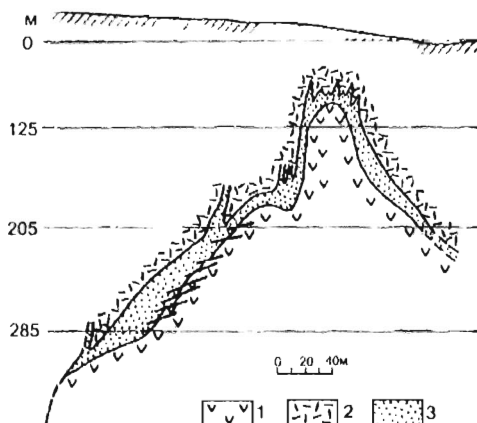


Рис. 6.6. Одно из сечений «жильного панциря» месторождения Агбар (по материалам архива геологической службы рудника Бу-Аззер): 1-серпентиниты; 2-риолиты; 3- рудовмещающая кварц-карбонатная жильная масса

Обычно рудная минерализация строго ограничивается пределами брекчированных и карбонатизированных пород. В серпентиниты руды не проникают, а в более хрупких породах, в частности в кварцевых диоритах и риолитах, рудные прожилки распространяются до первых десятков метров. Оруденение залегает в форме линз, а также четковидных жил и прожилков в брекчированной массе пород контакта. Иногда в форме рудного столба (жила 7/5 участка Бу-Аззер) оруденение прослеживается до глубины 255-300 м (рис. 6.7).

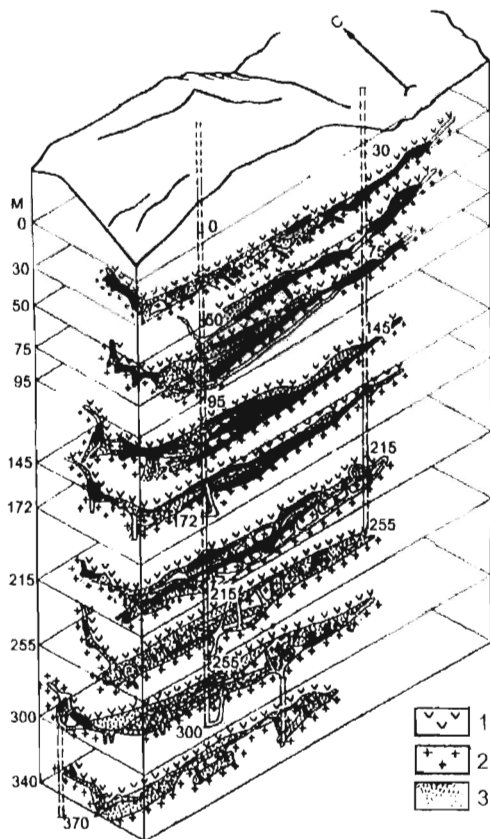


Рис. 6.7. Блок-диаграмма жилы 7/5 (участок Бу-Азсер) (по материалам архива геологической службы рудника Бу-Азсер): 1 - серпентиниты; 2 - кварцевые диориты; 3 - кварц-карбонатная жильная масса; 4 - руда

Наиболее распространенные рудные минералы месторождения арсениды кобальта, железа и никеля групп скуттерудита, сафлорит-леллингита, рамельсбергита и никелина. Подчиненное значение имеют сульфиды меди (халькопирит, борнит, халькозин, ковеллит) и окисные соединения железа и хрома (магнетит, гематит, хромшпинелиды). К редко встречающимся относятся герсдорфит, пирит, арсенопирит, кобальтин, молибденит, самородное золото,

самородное серебро, браннерит (титанат урана), реалгар, аурипигмент и к еще более редким - блеклые руды, сфалерит, галенит, эмплектит (CuBiS_2) и виттихевит (Cu_3BiS_3). Из нерудных минералов развиты карбонаты с преобладанием кальцита и доломита, а также минералы группы серпентина - антигорит, хризотил-асбест и др., ассоциирующие с тальком, стеатитом, гранатами и некоторыми другими минералами; местами широко распространены кварц и хлориты. Последовательность формирования ассоциаций; диарсениды - триарсениды - сульфиды и сульфоарсениды.

При сопоставлении данных по минеральному составу руд и характерному для них отношению Co:Ni отчетливо выявляется горизонтальная зональность в распределении оруденения. Она выражается в резком преобладании кобальта в центральной части рудоносной площади (участки Бу-Аззер и Агбар), неравномерном снижении его содержания по направлению к востоку и западу, накопец, в появлении существенно никелевых руд на восточном и западном флангах района. Сульфидная минерализация, относительно слабо проявленная на рудоносной площади, без существенного прерыва наложена на арсенидное никель-кобальтовое оруденение. Зона окисления прослеживается до глубины 30-50 м. В ее пределах развиты, эритрин, аннабергит и другие минералы никеля, кобальта, меди, железа, реже марганца и других элементов. Процессы формирования месторождений Бу-Аззер протекали с конца раннего протерозоя - времени внедрения по глубинному разлому магмы ультраосновного и основного состава. Серпентинизация ультраосновных пород, отчасти, вероятно, была связана с процессами автометаморфизма, но под влиянием крупных гранитоидных интрузий среднего и первой половины верхнего протерозоя резко усилилась. Еще позднее происходили интенсивные гидротермальные преобразования серпентинитов с развитием магнезиальных гидросиликатов, окислов железа и особенно широко распространенных карбонатов. Процессы рудной минерализации последовали за отложением основной массы - ранних карбонатов, которые и послужили средой рудоотложения.

Тесная пространственная связь никель-кобальтовых руд с серпентинитами, содержащими в среднем 0,02 % Co и 0,2 % Ni, по мнению Шуберга (1963) и других исследователей, свидетельствует,

что источником металлов для формирования руд являлись серпентиниты. Г.А. Крутов (1970) подтверждает такой вывод. Однако, рассматривая образование арсенидных руд с изменчивым отношением Co:Ni , необходимо допустить избирательную мобилизацию металлов, меняющуюся в зависимости от условий процесса.

Оруденение формировалось между поздним протерозоем и ранним палеозоем синхронно с проявлением вулканизма, сопровождавшегося накоплением андезит-трахитовых лав и предопределившего температурный режим рудообразования. Этот режим в свою очередь обусловил избирательное заимствование металлов, зональность в распределении арсенидных руд и степень их последующей перекристаллизации. Глубина формирования верхних частей месторождений не превышала 500 м, а вертикальный размах оруденения составлял 300–400 м. Температурный интервал формирования руд от 500 до 100°C.

Мышьяксодержащие растворы, поднимаясь вдоль контакта серпентинитов, залегающих среди, риолитов верхнего докембрия, интенсивно воздействовали на серпентинизированные ультраосновные породы, извлекая из них кобальт и никель. Перенос металлов в зону рудоотложения осуществлялся комплексными соединениями.

Небольшие по масштабам мышьяково-кобальтовые месторождения встречаются сравнительно редко. Располагаясь в молодых складчатых областях, они тяготеют к крупным разломам, к которым приурочены массивы гранитоидов, реже ультраосновных и основных пород. В пределах рудных полей и месторождений широко развиты дайки интрузивных пород. Оруденение контролируется зонами смятия и дробления вмещающих пород (чаще это терригенные и вулканогенно-осадочные образования) или разрывными нарушениями вдоль контактов даек основного состава. Процесс формирования месторождений многостадийный. Сначала происходило отложение кобальтина, глаукодота, кобальтсодержащего арсенопирита, затем (в поздние стадии) – пирита, пирротина, халькопирита с небольшим количеством сфалерита, галенита и других минералов. Изменения вмещающих пород выражаются в окварцевании, хлоритизации и нередко турмалинизации и биотитизации.

Дашкесанское железорудное месторождение является типичным мышьяково-кобальтовым месторождением в Закавказье (Азербайджан). На площади этого месторождения обнажаются вулканогенно-осадочные породы средне- и позднеюрского возраста, представленные порфиритами, туфами, туффитами и известняками, смятыми в синклинальную складку широтного простирания. Внедрившиеся в раннем мелу гранодиориты образовали в ядре складки сложно дифференцированный массив. Широко распространены разновозрастные дайки диабазов, плагиоклазовых порфиритов и габбро-порфиритов. Скарноворудная залежь приурочена к межформационной зоне нарушений, развившейся по контакту верхнеюрских известняков с висячего бока и порфиритов с лежащего. Залежь сложена в основном магнетитовыми рудами. Процесс минерализации, по данным Г.А. Крутова (1959), развивался в следующей последовательности:

1) отложение в мраморизованных известняках вдоль межформационной зоны волластонита, тремолита и актинолита; образование при повторных подвижках в той же зоне пластовых и гнездовых залежей гранит-магнетитового скарна с пироксенами, апатитом, гематитом, ильменитом, эпидотом, актинолитом, хлоритом и другими минералами;

2) выделение в магнетите рассеянной вкрапленности кобальтсодержащего пирита по пологому контакту магнетитовых залежей и надрудных порфиритов, и ороговикованных пород, а также выделение кобальтина с незначительным развитием глаукодота и кобальтсодержащего арсенопирита по контакту даек и магнетитовой залежи;

3) отложение вдоль пологой межформационной зоны и контактов крутопадающих даек халькопирита, корродирующего кобальтином, с подчиненным количеством борнита, пирита, молибденита и сфалерита в ассоциации с кварцем, кальцитом и более поздними цеолитами (рис. 6.8).

Важно отметить, что образование скарново-магнетитовой залежи, а также кобальтовых руд произошло после внедрения даек основных пород. Таким образом, формирование оруденения во времени значительно оторвано от становления массива гранитоидов.

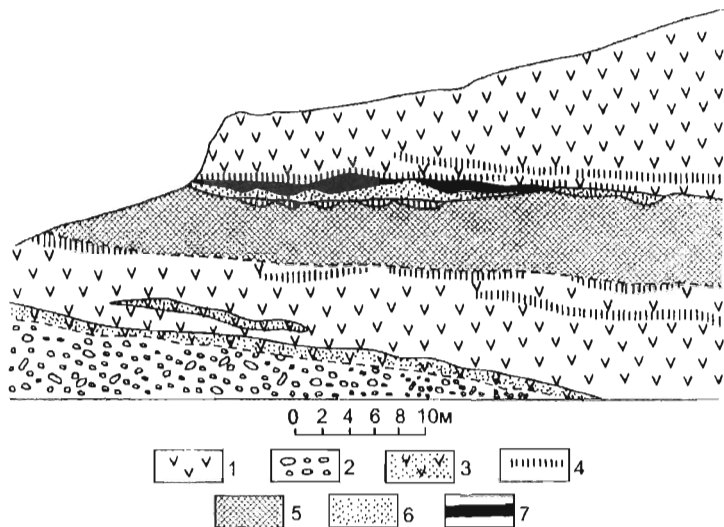


Рис. 6.8. Поперечный разрез скарновой залежи северо-восточного участка Дашкесанского месторождения (по Г. Крутову): 1 порфириты и туфы; 2 туфоконгломераты; измененные породы: 3 ороговикованные, 4 дашкесанитовые, 5 магнетитовая руда; 6 сульфидное оруденение; 7 скопления кобальтовой руды

Модель месторождений кор выветривания ультрамафитов

В месторождениях типа коры выветривания сосредоточена большая часть мировых запасов никеля, по некоторым сведениям, около двух третей. Но по технологическим соображениям, руды коры выветривания считаются по качеству уступающими медно-никелевым ликвационным рудам. Основным источником никеля в мире являются ликвационные месторождения. Но в Казахстане практически все основные ресурсы никелевых руд связаны с корой выветривания.

Источником никеля и других металлических компонентов являются породообразующие минералы ультраосновных пород (оливин, ромбические пироксены и т.п.), т.е. минералы слабоустойчивые против выветривания. В результате их разрушения металлические компоненты переходят в раствор и испытывают дальнейшую миграцию. Самый распространенный компонент, железо,

накапливается в самой поверхностной зоне, образуя скопление гидроокислов железа, чаще сухаристо-скелетного облика или порошкового вида. Другой компонент, марганец, будучи более подвижным, смещается вниз под воздействием дождевых и прочих поверхностных вод. Большая часть марганца оседает на границе между скоплениями железных руд и нонтронитовой зоны. Наиболее важные компоненты, такие как никель и кобальт, являются достаточно растворимыми и подвижными, они мигрируют вниз. Никель мигрирует более или менее свободно в виде коллоидных соединений, а большая часть кобальта сорбируется скоплениями марганцевых минералов (псиломелан, вад и т.д.). Нередко, при этом образуется, достаточно сильнообогащенный видовой минерал (вад), который называется асболоан, на фоне черных марганцевых минералов выделяется особым интенсивным черным цветом. Ниже асболоановых скоплений большая часть кобальта не проходит. Но проходит почти весь никель, которого несопоставимо больше, нежели кобальта. В условиях коры выветривания умеренного климата, т.е. глинистой коры, почти весь мигрирующий никель сорбируется нонтронитом, далее ферримонтмориллонитом и некоторыми другими глинистыми минералами. Никель не входит в формулу нонтронита, он просто сорбируется глинистым агрегатом, но содержание его в нонтроните, и в целом, в нонтронитовой зоне может достигать достаточно высоких величин близких к 1 % и более. Это вполне промышленные ценные руды. Сравнительно небольшая часть никелевых соединений уходит ниже нонтронитовой зоны и может накапливаться, реагируя с коллоидами кремнезема, в виде никелевых силикатов (гарниерит, непунит, ревденскит и т.д.). В зоне дезинтеграции первичных серпентинитовых пород, но в условиях глинистой коры выветривания такие концентрации никеля, как правило, больших размеров не достигают.

Более высокие концентрации никеля характерны для коры выветривания тропических стран, где формируется чаще всего не глинистая, а латеритная кора выветривания, в которой происходит более полное разложение силикатных минералов. Глинистых минералов здесь нет или почти нет. Большая часть никеля образует силикатные минералы, типа гарниерита, непунита. В некоторых условиях, например, на о. Новая Каледония (Тихий океан) концен-

трация никеля в коре выветривания еще более увеличивается за счет инфильтрационного обогащения. Новая Каледония занимает первое место в мире по запасам никелевых руд.

Выделяется несколько моделей никеленосной коры выветривания: 1) уральский тип или уральская модель; 2) кубинский тип, который является в какой-то мере промежуточным типом (поптропитово-латеритный); 3) индонезийский тип (латеритовый); 4) каледонский тип, инфильтрационно-остаточный тип.

В *Казахстане* проявлен только уральский тип. Разновидности уральского типа можно выделить в качестве моделей, которые отличаются друг от друга частично по минеральному составу, по главным образом, по морфологическим особенностям. Это могут быть коры выветривания: площадные (открытого типа, закрытого типа), линейные и контактово-карстовые. В связи с этим выделяются следующие модели: 1) открытой площадной коры; 2) закрытой площадной коры; 3) линейные; 4) контактово-карстовые.

Месторождения площадного типа характеризуют месторождения, связанные с покровной (площадной) корой выветривания на массивах серпентинизированных ультрабазитов в условиях выположенного рельефа. Этот тип включает в себя основную массу запасов никелевых руд гипергенной группы месторождений. Никеленосные коры выветривания размещаются в средних частях больших или по всей площади малых и средних массивов ультрабазитов. Рудные залежи всегда располагаются вблизи дневной поверхности, имеют форму горизонтальных плащеобразных тел площадью от нескольких сотен квадратных метров до нескольких квадратных километров и мощность кондиционных руд от 3 до 50 м. Подопина таких залежей неровная с многочисленными карманами.

Сводный профиль никеленосной коры выветривания ультрабазитов на промышленных месторождениях характеризуется развитием следующих зон (снизу вверх):

1) ультраосновные породы (дуниты, перидотиты, как правило серпентинизированные);

2) дезинтегрированные и карбонатизированные серпентиниты, затронутые в незначительной степени начальными процессами гидратации и выщелачивания с многочисленными прослой-

ками магнезита. Мощность 5-10 м;

3) выщелоченные серпентиниты, обохренные, керолитизированные, пористые с карбонатами, кварцем, опалом - зона конечной гидратации силикатов и начала окисления. Мощность 3-9 м;

4) нонтрониты - зона конечного выщелачивания, сложенная глиноподобными породами. Мощность 2-10 м;

5) охры - рыхлые, сыпучие желтые и красные, состоящие из гидроксидов железа и кремнистых стяжений. У поверхности располагаются плотные кавернозные кремнистые и оксидные корки (кираса). Мощность 2-15 м.

В полном профиле коры выветривания никелевое оруденение приурочено к зоне нонтронитизированных серпентинитов, нижней части зоны структурных охр и верхней части керолитизированных серпентинитов. Руды имеют сложный комплексный состав. Никель и кобальт распределены между многими весьма сложными по составу минеральными компонентами, представленными силикатными соединениями - никелевым нонтронитом, никелевым тальком, никелевым серпентином, гарниеритом, ревдинскитом и оксидами железа и марганца - никель- и кобальтсодержащими гидрогетитами, магнетитом и асболами. Среднее содержание никеля 0,9-2,5 %.

В зависимости от полноты профиля коры выветривания ультрабазитов И.И. Эдельштейн выделяет следующие главные типы месторождений: южноуральский, индонезийский, кубинский и новокаледонский.

Южноуральский тип связан с полным профилем покровной коры выветривания (рис. 6.9). Руды в этом типе месторождений силикатные железо-никелевые и смешанные силикатно-оксидные кобальт-железо-никелевые. Силикатные руды преобладают. Связаны они с зонами нонтронитов. Соотношение руд в охрах-нонтронитах-выщелоченных серпентинитах равно 5:70:25. Содержание никеля в рудах колеблется в пределах 0,7-2,6 %, в среднем 1,2 %. Оксидные Co-Fe-Ni-руды имеют подчиненное значение. Содержание в них никеля 0,9-1,1 %, кобальта 0,08-0,15 %. Примеры: месторождения Кемпирсайской группы на Южном Урале.

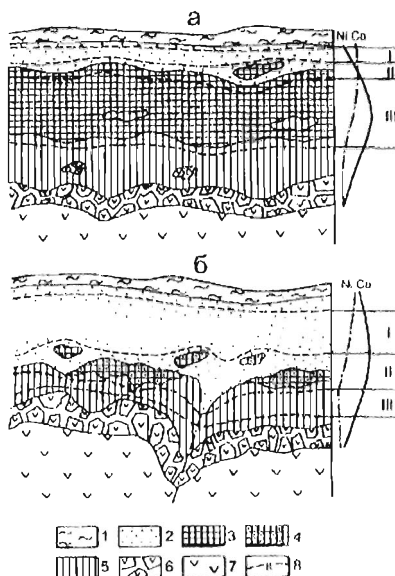


Рис. 6.9. Строение месторождений южноуральского (*а*) и кубинского (*б*) типов (по И.И. Удальцеву, 1982). 1 - покровные отложения; 2 - охры; 3 - нонтрониты и нонтронитизированные ультрабазиты; 4 - обожженные нонтрониты; 5 - выщелоченные ультрабазиты; 6 - дегидратированные ультрабазиты; 7 - неизмененные ультрабазиты; 8 - границы распространения типов руд: I - оксидных кобальт-железо-никелевых, II - силикатно-оксидных Co-Fe-Ni, III - силикатных Fe-Ni.

Индонезийский тип связан с сокращенным профилем выветривания ультрабазитов. Для них характерно полное отсутствие в разрезе нонтронитов и преобладающая роль в нем охр, имеющих существенно латеритный состав, и в верхней части представленных железистой кирасой (рис. 6.10). Профиль этих месторождений сложен наиболее зрелыми продуктами выветривания тропических зон. Главная масса руд локализуется в зоне охр и представлена оксидным кобальт-железо-никелевым типом. Руды имеют низкое содержание никеля (0,8-0,95 %), высокую концентрацию кобальта (0,10-0,12 %) и железа (45-50 %). Никелевые руды связаны с гидроксидами железа, концентратом кобальта являлись асболамы.

Месторождения индонезийского типа широко распространены на Земле, особенно в зонах влажных тропиков. Примеры: месторождения Индонезии и Филиппин.

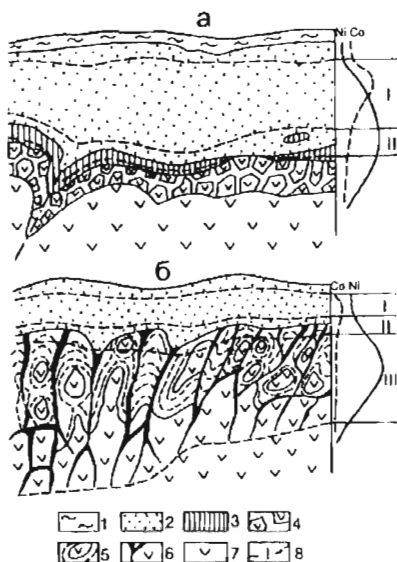


Рис. 6.10. Структура месторождений индонезийского (а) и новокаледонского (б) типов (по И.И. Эдельштейну, 1982): 1 - покровные отложения; 2 - охры; 3 - выщелоченные ультрабазиты; 4 - дезинтегрированные ультрабазиты; 5 - слабо измененные обожженные ультрабазиты; 6 - прожилки гарниерита; 7 - ультрабазиты; 8 - границы распространения типов руд: I - оксидных Co-Fe-Ni, II - силикатно-оксидных и оксидно-силикатных Fe-Ni, III - силикатных Ni.

Кубинский тип по характеру разреза занимает промежуточное положение между полным (южноуральским) и сокращенным (индонезийским) типами. Руды представлены двумя типами – оксидным и силикатно-оксидным, подчиненное значение имеют силикатные железо-никелевые руды. Первый из них приурочен к зоне охр, мощность которых 2–30 м.

Силикатно-оксидные кобальт-железо-никелевые руды приурочены к переходной зоне между охрами и выщелоченными ультраба-

зитами, сложены главным образом, обохренными нонтронитами. Они являются наиболее богатыми (содержание никеля 0,75 -2,46 %, среднее 1,20 %) в месторождениях этого типа. Главными рудными минералами являются нонтронит, гидроксиды железа и марганца, содержащие никель, хлориты и никелевый магнетит. Примеры: месторождения Кубы (Пинарес-де-Маяри), Буруктальское на Урале (Россия), Гринвейл (Австралия) и др.

Новокаледонский тип связан с покровной корой выветривания сьеобразного строения. Верхняя часть коры сложена латеритными охрами, 4-25 м, а нижняя мощностью от 5 до 80 м выщелоченными и слабо измененными ультрабазитами, насыщенными инфильтрационными жилками никелевых и магнезиально-никелевых гидросиликатов (главным образом гарниеритом и непуитом). Новокаледонский разрез коры выветривания близок к сокращенному (индонезийскому) профилю, но отличается высокой никеленосностью, имеющей не остаточное, а инфильтрационное происхождение. Подобные месторождения возникают в результате двух-этапного процесса: в первый эволюционный этап формируется покровная кора выветривания полного или сокращенного профиля, во второй в условиях резкого углубления базиса эрозии произошли вынос из верхней части коры никеля, кремнезема и формирование зоны инфильтрационного обогащения никелем. Руды месторождений новокаледонского типа силикатно-никелевые, содержащие в среднем 3 % никеля. Оксидные кобальт-железо-никелевые руды зоны охр характеризуются низким содержанием никеля (в среднем 1-2 %) и кобальта (0,10 %). Примеры: месторождения о. Новая Каледония, Бразильской и Мадагаскарской провинций.

Месторождения линейного типа. Это месторождения никелевых руд, приуроченные к линейно-грещинным корам выветривания. Последние развиты вдоль зон региональных разломов и контактов даек, пересекающих массивы ультрабазитов. Протяженность отдельных рудных зон иногда достигает 2-3 км при ширине 50-250 м у поверхности. Рудные залежи имеют линзообразную форму, крутое падение и прослеживаются на глубину до нескольких сотен метров (обычно 100-300 м). Главными особенностями таких месторождений в отличие от площадного типа являются (рис. 6.11):

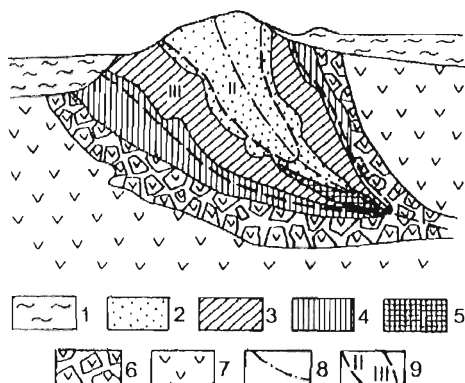


Рис. 6.11. Схема строения месторождений линейно-гребчинного типа: 1 - покровные суглинки; 2 - охры и охристо-кремнистые образования; 3 - выщелоченные сетчатые ультрабазиты с прожилками магнезиально-никелевых гидросиликатов; 4 - погитрониты и погитронизированные ультрабазиты; 5 - плотные обохренные, частично разложившиеся ультрабазиты с прожилками магнезита; 6 - дезинтегрированные ультрабазиты; 7 - незначительные ультрабазиты; 8 - гребчинная зона; 9 - границы силикатно-никелевых (II) и силикатных никелевых (III) руд.

- а) отсутствие вкрапленной зоны погитронитов;
- б) интенсивное развитие окремненных пород;
- в) значительное распространение инфильтрационных прожилков никелевого халцедона, карбонатов, никелевых силикатов;
- г) отсутствие вертикальной зональности и развитие вместо нее латеральной (в обе стороны от зоны дизъюнктивных нарушений);
- д) большое развитие здесь имеют охры, характеризующиеся сравнительно высокой концентрацией никеля, иногда кобальта. Распределение никеля в рудных телах весьма неравномерное, содержание его местами достигает 20-40 %, при среднем 1-4 % никеля.

В пределах крупных месторождений линейный и площадной типы могут встречаться совместно, образуя сложные комплексные рудные залежи. По запасам руд месторождения линейного типа уступают площадным, но качество руд в них более высокое.

Примеры: Новоаккермановское месторождение на Южном Урале, Белогорское, Сарыкулболдинское в Центральном Казахстане.

Контактово-карстовый тип. Оруденение локализуется в контактовой зоне ультрабазитов с карбонатными породами (преимущественно известняками и их метаморфизованными разновидностями) (рис. 6.12).

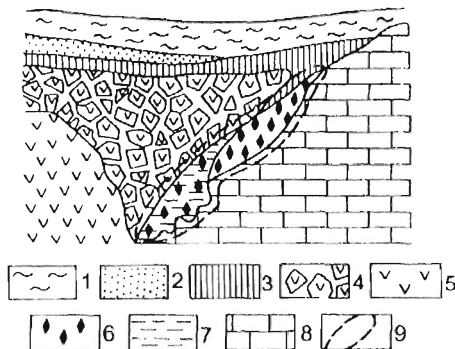


Рис. 6.12. Схема строения месторождения контактово-карстового типа:

- 1 - покровные суглинки; 2 - охры; 3 - выщелоченные ультрабазиты;
- 4 - дезинтегрированные ультрабазиты; 5 - неизмененные ультрабазиты;
- 6 - зона инфильтрационных магнезиально-никелевых гидросиликатов;
- 7 - карстовые алевролиты; 8 - карбонатные породы; 9 - граница распространения силикатно-никелевых руд.

Наиболее благоприятным является вариант, когда ультрабазиты полого налегают на карбонатные породы. Это способствует тому, что выносимые из коры выветривания никель, магний и кремнезем выпадают на карстующей поверхности карбонатных пород в виде никелевых и магнезиально-никелевых гидросиликатов. В результате карстования карбонатных пород образуются большие камеры, заполненные карстовой брекчией, глинами, песками и алевролитами. Месторождения представляют собой типично инфильтрационные образования. Руды представлены силикатным никелевым типом. Гарниерит и ревинскит образуют в карстовых глинах тонкие прожилки и примазки. Наиболее богатые руды концентрируются вблизи известняков, чаще на дне карстовых воронок, облекают их или выполняют трещины в них. Никель встречается как в

виде собственных силикатных минералов, так и в сорбированном состоянии в нонтронитах, керолитах, гидроксидах железа и других минералах. В известняках метасоматическим путем возникает никельсодержащий сидерит. Глубина залегания руд в пределах 30–150 м, в некоторых случаях до 500 м. Мощность рудных тел 10–60 м. Для рудных залежей карстового типа характерна крайняя невыдержанность по мощности, резкие колебания содержания никеля в рудах (от десятков долей процента до 20 % и в среднем составляет 1,5 %), почти полное отсутствие в рудах кобальта (0,03–0,04 %). Никелевые руды карстового типа, как правило, высокомагнезиальные (10–20 % MgO) и всегда богаты глиноземом (10–15 % Al_2O_3), содержание кремнезема 32–44 %, оксида железа 14–20 %. Примеры: Черемшанское месторождение на Среднем Урале (Россия).

Заканчивая характеристику гипергенных никелевых месторождений, следует отметить, что они по сравнению с сульфидными месторождениями обладают худшими технологическими показателями, но залегание их вблизи поверхности, возможности отработки открытым способом и комплексность руд делают эти месторождения экономически весьма ценными.

Глубоководные железо-марганцевые конкреции и кобальтоносные корки – нетрадиционные типы месторождений никель-кобальтовых руд

Огромные скопления никеля связаны с железомарганцевыми конкрециями дна Мирового океана. Типичный химический состав морских конкреций Тихого океана следующий, вес. %: Mn 8,2–41,1 (среднее содержание 24,2), Fe 2,4–26,2 (14,0), Ni 0,16–2,0 (0,99), Co 0,19–0,30 (0,27), Cu 0,03–1,6 (0,53). Отложения Атлантического океана имеют более низкие содержания никеля и кобальта, чем залежи Тихого и Индийского океанов (рис. 6.13).

Установлено, что наиболее богатые никелем конкреции встречаются в восточных районах каждого океана, а среднее содержание никеля и меди увеличивается по направлению к экватору. Общие ресурсы никеля в железомарганцевых конкрециях оцениваются разными исследователями от 16,4 до 73 млрд т. В настоящее время США, Германия и Япония начали опытную добычу железомарганцевых конкреций со дна Тихого и Атлантического океанов с

глубины до 7 км. Предполагается, что общая добыча никеля из конкреций к 2010 г. может достигнуть 10- 20 % мировой добычи.

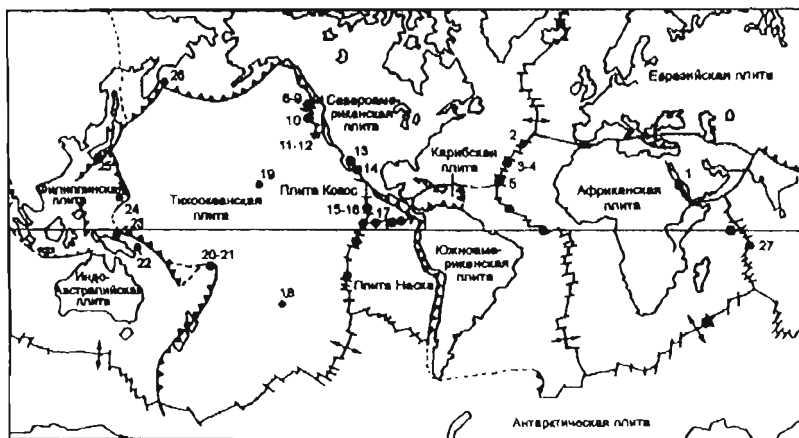


Рис. 6.13. Глобальное распределение Ni-Cu-сульфидных рудных отложений на глубоководных гидротермальных полях. 1 – впадина Атлантик в Красном море; 2 – Лаки Страйк (Средне-Атлантический Хребет – САХ); 3 – Брокен Спур (САХ); 4 – ТАГ (САХ); 5 – Снейк Пит (САХ); 6 – г. Магик (хр. Эксплорер); 7-8 – хр. Эндевер; 9 – Осевои вулкан (хр. Хуан де Фука); 10 – Клефт (хр. Хуан де Фука); 11 – Клифф (хр. Горда); 12 – Неска и Сеска (трог Эсканаба, хр. Горда); 13 – Гуаймас (Калифорнийский залив); 14 – 21° с. ш. (Восточно-Тихоокеанский Пояс – ВТП); 15 – 11° 13' с. ш. (ВТП); 16 – Вентура (ВТП); 17 – 86° з. д. (Галапагосский центр спрединга); 18 – г. Макдональд; 19 – г. Лойхи (Гавайи); 20 – бассейн Мау; 21 – северный бассейн Фиджи; 22 – западный бассейн Вудларк; 23 – бассейн Манус; 24 – Алиса (Марианский трог); 25 – Джада (трог Окинава); 26 – вулкан Пийна; 27 – Сонне (Центральный Индийский хребет)

МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ КАЗАХСТАНА

7. Месторождения меди

Казахстан занимает одно из ведущих мест в мире по запасам медных руд. Подтвержденные запасы меди Казахстана оцениваются в 37 млн т (или 5,5 % от мировых запасов). По этому показателю Республика занимает 4-е место в мире после Чили, Индонезии и США. На территории Республики Казахстан разведано более 90 месторождений меди. К числу крупнейших относится *Жезказганское месторождение* медистых песчаников, месторождения медно-порфирового типа *Актогайское* и *Айдарлы*.

Балансом утверждено 30 месторождений. Среди них уникальное по запасам и набору полезных ископаемых Жезказган (рис. 7.1).

К крупным относятся месторождения *Коньрат*, *Жаман-Айбат*, *Бозшаколь*, *Коксай*, *Каскармыс*, *Нурказган (Самарское)*. Из общего количества около 70 месторождений собственно меднорудных 30, остальные относятся к комплексным, медьсодержащим.

Месторождения медистых песчаников *Жезказган*, *Жаман-Айбат*, *Сарыоба*, *Итауз* и др. расположены в Центральном Казахстане, медно-порфировые – в Центральном (*Коньрат*, *Бозшаколь*, *Борлы*, *Нурказган*, *Кызылту* и др.) и Южном (*Коксай*, *Актогай*, *Айдарлы*, *Каскармыс*, *Восток I-IV*) Казахстане. Среди медно-копеченных выделяются месторождения: *им. 50 лет Октября*, *Приорское*, *Авангард*, *Аралшинское* и др. в Мугалжарах; *Акбастау*, *Космурун* в Шынгисе. Из медно-скарповых наиболее известными являются месторождения *Саяк*, *Каратас*, из кварц-сульфидных (жильные медные) *Шатыркул*, *Жайсан*.

Кроме перечисленных ведущих типов в Казахстане известны месторождения медно-никелевые (*Миксут*, *Койтас*, *Камкор*), медно-целиковые типа «манго» (*Темірлик*) и др.

Рис. 7.1. Схема размещения основных месторождений меди в Казахстане по регионам

Перспективы выявления новых промышленных месторождений меди в Казахстане еще значительные. Сегодня медная промышленность республики обеспечена сырьевой базой. Проблемой является наличие значительной части неактивных запасов, т.е. бедные медно-порфиновые руды [278, 338].

Бозшакольский нижнекембрийский промышленно-генетический тип. Данный тип приурочен к Бозшакольской кембро-ордовикской островодужной системе, сформировавшейся на нижнекембрийской океанической коре, представленной подушечными афировыми базальтами с яшмоидами и гиалокластитамы ордабайской (майкаинской) свиты (Магматические комплексы Казахстана, 1989).

Собственно островодужные образования начинаются с бозшакольской серии нижнего-среднего кембрия (жангабыльская, жаркудыкская и ащикольская свиты). Она сложена преимущественно вулканогенными породами (50-85 % разреза). Состав вулканитов меняется снизу вверх по разрезу от базальтоидов в жангабыльской через андезиты-базальты жаркудыкской до трахиандезитов в ащикольской свитах. В этом же направлении возрастает количество пирокластики. Осадочные породы представлены вулканомиктовыми песчаниками и конгломератами, кремнистыми алевролитами. Залегающая выше кызылкаиндинская свита среднего-верхнего кембрия на 60 % сложена туфами базальтов, андезитов-базальтов и андезитов при подчиненном количестве лав такого же состава, песчаников и известняков.

Интрузивный магматизм в Бозшакольской зоне проявляется слабо. Он представлен дайко- и пластообразными телами плагิโอгранитов, гранодиоритов, диоритов и габбро среднекембрийского Кольбайского габбро-плагิโอгранитного комплекса. Именно с этими интрузиями связано оруденение Бозшакольского промышленно-генетического типа. Оруденение комплекса медно-порфировое. Оно представлено разведанным месторождением Бозшаколь и плохо изученными рудопроявлениями Сатпак, Северное, Осеннее.

Месторождение Бозшаколь (рис. 7.2) приурочено к субширотной антиклинальной складке, сложенной основными и средними вулканитами бозшакольской серии. Ядро складки прорвано ветвящимися дайкообразными телами тоналитовых гранитоидов коль-

байского комплекса, с которыми связана порфировая система месторождения. С юга кембрийские породы и руды несогласно перекрыты осадочными отложениями ордовика, прорванными силурийскими (?) диорит-порфиритами и габбро-диоритами. Гранитоиды на месторождении представлены двумя разновидностями: порфировидными плагิโอгранитами, обычно сменяющимися на глубине равномернозернистыми плагิโอгранитами и плагิโอгранит-порфирами с кригтовой, микропоякилитовой, иногда микродиоритовой основной массой. С гранитоидами тесно ассоциируют тела крупноглыбовых брекчий, в которых крупные (несколько метров в поперечнике) тесно прилегающие друг к другу окаймленные обломки эффузивов и гранитоидов цементируются относительно небольшим количеством мелкообломочного материала того же состава.

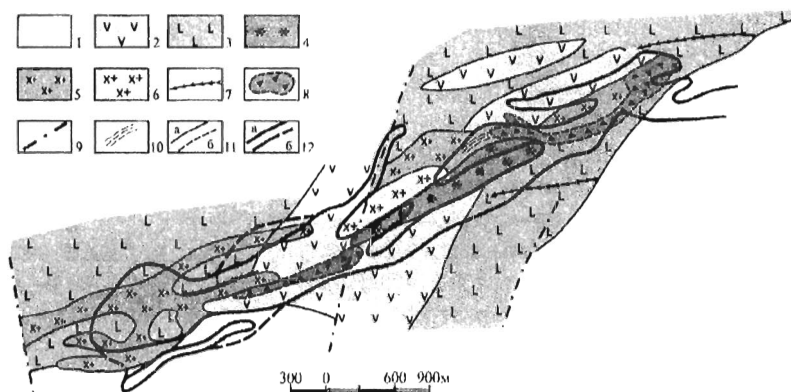


Рис. 7.2. Месторождение Бознаколь. Схема геологического строения (с использованием материалов В.И. Седача и И.А. Тарана): 1 - ордовикские и неоген-четвертичные отложения; 2 - вулканиты среднего состава; 3 - вулканиты основного состава; 4 - плагิโอгранодиорит-порфиры, диорит-порфиры с кригтовой основной массой; 5 - порфировидные гранодиориты, гранодиорит-порфиры с антитовой основной массой; 6 - равномернокристаллические гранодиориты; 7 - диабазы, долериты, диориты; 8 - крупноглыбовые брекчий; 9 - тектонические нарушения; 10 - зоны расслаивания пород; 11 - литологические (а) и условные (б) контакты; 12 - контуры рудных тел (а) и рассеянной рудной минерализации (б)

Поперечными нарушениями рудное поле разбито на ряд блоков: Восточный, Центральный, Западный и Дальне-Западный. Центральный и Восточный блоки представляют собой единую порфировую систему, включающую все промышленное оруденение, сосредоточенное в трех залежах: Главной и Южной Центрального блока и Восточной Восточного. 97 % балансовых руд содержится в Главной и Южной залежах и 3 % - в Восточной. Размеры Главной залежи: 2900 м по простиранию, 41-650 м по падению при мощности 3-285 м. Южная залежь прослежена на 425 м по простиранию, на 120 м по падению, мощность ее 6-33 м. Параметры Восточной залежи: 1200 м по простиранию, 10-300 м по падению, 25-30 м по мощности. На Западном и Дальне-Западном участках оруденение проявлено слабо и представлено мелкими телами убогих руд.

Руды месторождения комплексные молибденово-медные. Среднее содержание меди составляет 0,72 %, молибдена – 0,014 %. По запасам меди месторождение считается крупным.

Месторождение Бозшаколь относится к медно-порфировому типу и связано с порфировой системой, центром которой являются порфировые интрузии и ассоциирующие с ними тела крупноглыбовых брекчий. Вокруг центра развиваются метасоматиты с прожилково-вкрапленным оруденением. Продуктивны две стадии формирования метасоматитов – щелочная и кислотная.

Особенностью медно-порфировых руд Бозшакольского комплекса является интенсивное развитие кварц-апатитовых прожилков. По мнению ряда исследователей (Sillitoe, 1979; Loughnon, 1980) это служит признаком повышенной золотоносности медно-порфировых руд, что подтверждается на примере месторождения Бозшаколь.

Бозшакольский промышленно-генетический тип перспективен на медно-порфировое оруденение, связанное с порфировыми интрузиями Кольбайского интрузивного комплекса. Даже при относительно невысоких содержаниях меди руды комплекса могут представлять интерес благодаря повышенной золотоносности. В первую очередь необходимо доизучить известные проявления и юго-западное продолжение слабо минерализованной рудной зоны Дальне-Западного участка месторождения Бозшаколь.

Конырат-Актогайский промышленно-генетический тип

В данный тип выделены медно-порфировые месторождения, связанные с порфировыми интрузиями Балхашского ранне-среднекарбонowego и колдарского (Топарского) раннепермского магматических комплексов. Сюда относятся практически отработанное *месторождение Конырат*, разведанные *крупные месторождения Актогай, Айдарлы, Коксай* и ряд более *мелких месторождений и проявлений: Борлы, Кенкудук, Каскырказган, Аузбаки* и др. По-видимому, к этому же металлогеническому типу можно отнести многочисленные мелкие меднопорфировые месторождения и проявления центральной области позднеспалеозойского пояса: *Озерное, Байское, Алмалы, Каратас IV* и др. Интрузии, с которыми связаны месторождения, обычно имеют трехфазное строение. Первая фаза представлена кварцевыми диоритами, диоритами, реже габбро-диоритами и составляет незначительную часть интрузий (до 8-10 % от общего объема). Основная часть интрузивных тел сложена гранодиоритами и плагиогранитами второй фазы. К третьей фазе относятся штокообразные тела гранодиорит- и плагиогранит-порфиров. Распространены дайки различного состава.

На большинстве месторождений выделяется два типа гранодиорит-порфиров. Более ранние из них имеют микроаплитовую основную массу и, как правило, через порфировидные разности связаны постепенными переходами с равномернозернистыми породами второй фазы. Создается впечатление, что они образовались в результате гидротермального изменения равномернозернистых гранодиоритов. Более поздние гранодиорит-порфиры обладают криптозернистой или микропойкилитовой структурой основной массы. Они имеют четкие интрузивные контакты с породами более ранних фаз, в том числе и с гранодиорит-порфирами с микроаплитовой основной массой, и являются центрами меднопорфировых систем, вокруг которых концентрически-зонально развиваются метасоматиты и оруденение. Поэтому именно с этими гранодиорит-порфирами большинство исследователей связывает меднопорфировое оруденение.

Порфировые штоки бывают приурочены как к центральным, так и к краевым частям интрузивных массивов. В первом случае обычно сохраняются только корневые части порфировых систем с

убогой минерализацией (месторождения Кенкудык-Каскырказганской группы). Поэтому промышленные месторождения комплекса, как правило, связаны с красивыми частями интрузий.

Медно-порфировые месторождения обладают хорошо выраженной метасоматической и рудной зональностью, которая детально охарактеризована при описании Нижнеилеского металлогенического типа.

Актогайское рудное поле объединяет крупные медно-порфировые месторождения *Актогай* и *Айдарлы*, среднее месторождение *Кызылкия* и несколько слепых слабо изученных штоков. Оно приурочено к многофазному Колдарскому интрузиву колдарского интрузивного комплекса, прорывающему вулканогенно-осадочные породы среднего-верхнего карбона и перекрываемому отложениями колдарской свиты. Первая фаза интрузива представлена диоритами и габбро-диоритами, часто порфировидными. Ко второй фазе относятся равномернозернистые гранодиориты, составляющие основную часть интрузива. Контакты их с диоритами обычно резкие, интрузивные, но иногда между ними наблюдаются постепенные переходы. В северной, северо-западной и юго-западной частях Колдарского массива распространены равномернозернистые или слабо порфировидные граниты. Широко развиты порфировидные гранодиориты и граниты с аплитовой и микроаплитовой основной массой. Они составляют штокообразные тела, как на месторождениях, так и за их пределами. Контакты их с равномернозернистыми гранодиоритами часто постепенные. Гранодиорит-порфиры с кригтозернистой и микропойкилитовой основной массой формируют штокообразные тела только в пределах рудных штоков. С ними часто ассоциируют трубчатые тела брекчий на турмалинизированном цементе. Распространены дайки аплитов, пегматит-аплитов и лампрофиров. В пределах месторождений все они гидротермально изменены и содержат рудную вкрапленность, иногда достаточно обильную. Послерудные дайки представлены диабазами и дацитами. Первые секут все породы интрузива и колдарской свиты. Вторые полностью аналогичны дацитам субвулканических тел залегающих в породах колдарской свиты.

Строение рудного поля осложнено серией запад-северо-западных и восток-северо-восточных крупноамплитудных разломов, сопровождающихся более мелкими разрывными нарушениями.

Выделяются три стадии рудообразующего гидротермального процесса: щелочная (окварцевание, калишпатизация, биотитизация, хлоритизация, эпидотизация, пренитизация); кислотная (окварцевание, серицитизация, хлоритизация и карбонатизация); бороалюмосиликатная (турмалинизация). Распространены послерудные прожилки карбонатов, цеолитов, хлоритов, пренита.

Основная часть оруденения месторождений Актогайского рудного поля связана со щелочной стадией. Ее развитие определило размер и форму рудных тел. На более крупных месторождениях (Актогай, Айдарлы) гидротермалиты стадии обладают хорошо выраженной, контрастной концентрической зональностью, которой подчинены рудная зональность и форма рудных тел (рис. 7.3). На более мелком *месторождении Кызылкия* зональность гидротермалитов неконтрастная, внутренние хорошо проработанные части метасоматической колонки отсутствуют; относительно более измененные породы и связанное с ними оруденение локализуются в виде отдельных зон в пределах общего контура слабо измененных гранитоидов.

Зональность гидротермалитов всех месторождений имеет много общего. Но отмечаются и определенные различия, особенно характерные для внешних зон. *На месторождении Актогай*, где значительная часть гидротермалитов развивалась по диоритам и вмещающим интрузив ороговикоманым вулканитам дацитового и андезит-дацитового состава, внешняя их зона представлена биотитизированными породами. *На месторождении Айдарлы*, полностью локализованном в гранитоидах, внешняя зона гидротермалитов сложена хлоритизированными и эпидотизированными породами.

Во внутренних зонах гидротермалитов проявлены калишпатизация и окварцевание, интенсивность которых постепенно увеличивается к центру колонки. В том же направлении ступается штоверк кварц-калишпатовых прожилков, образующих в центре хорошо проработанных колонок почти монокварцевое ядро.

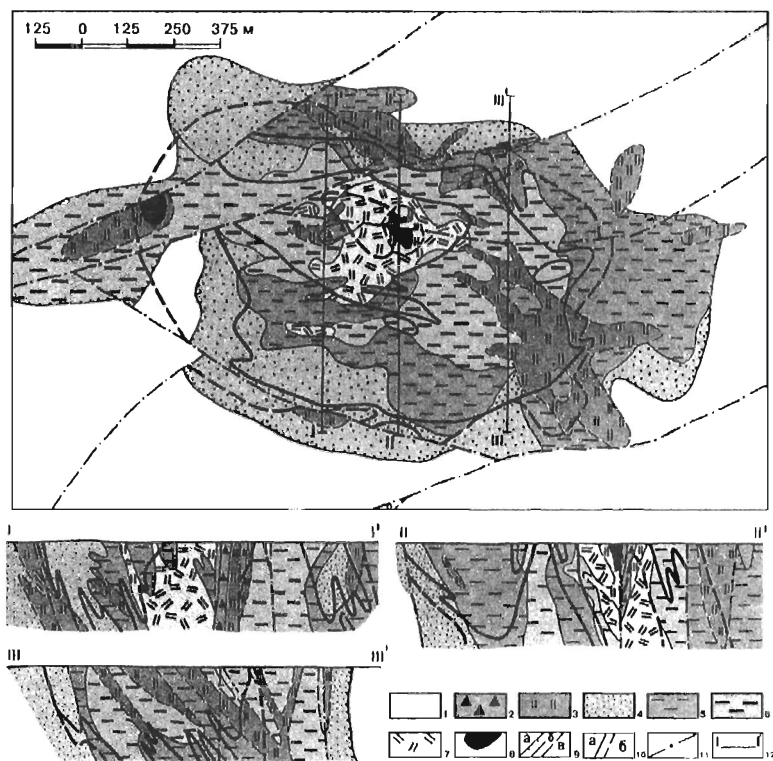


Рис. 7.3. Положение рудного тела месторождения Актогай в колонне метасоматитов (по Т.М. Жукову): 1 - околорудно-неизмененные породы; 2 - брекчии на турмалинизированном цементе; 3 - гидротермалиты кислой стадии: кварц-серицитовые метасоматиты, частично серицитизированные и хлоритизированные породы; 4-8 - гидротермалиты щелочной стадии: 4 - биотитизированные и альбитизированные породы, 5 - биотитизированные и калишпатизированные породы, 6 - умеренно калишпатизированные породы, 7 - интенсивно калишпатизированные и окварцованные породы, 8 - кварцевые тела; 9 - границы гидротермалитов: а - внешняя граница гидротермалитов щелочной стадии, б - граница между гидротермалитами щелочной стадии, в - внешняя граница гидротермалитов кислой стадии; 10 - граница руд (а) и рассеянной рудной минерализации (б); 11 - тектонические нарушения; 12 - линии разрезов

Рудные тела приурочены к переходным зонам метасоматической колонки, в которых биотитизированные или хлоритизированные и эпидотизированные породы замещаются кварцем и калиевым полевым шпатом. Халькопирит тесно связан с пренимом, образуя халькопирит-пренитовые, иногда с эпидотом прожилки и вкрапления.

Во внешних и внутренних зонах гидротермалитов, не несущих промышленного оруденения, присутствуют рассеянная вкрапленность и прожилки рудных минералов. Во внешней биотитовой или хлорит-эпидотовой зоне они представлены в основном магнетитом и пиритом и изредка халькопиритом, ассоциирующим с пренимом. Во внутренних кварц-калишпатовой и калишпат-кварцевой зонах рудные минералы представлены борнитом, реже халькопиритом и халькозином, связанными обычно с пренимом и кварц-калишпатовыми прожилками.

Как уже отмечалось, форма рудных тел месторождений Актогайского рудного поля полностью определяется зональностью метасоматитов щелочной стадии. *На месторождении Актогай* внутренняя часть метасоматической колонки, представленная безрудным кварцевым ядром, обнажается на дневной поверхности. Соответственно рудное тело имеет форму эллиптического цилиндра, толщина стенок которого уменьшается с глубиной до полного выклинивания на глубине свыше 800 м. Протяженность рудного тела на поверхности около 1300 м при ширине 50-830 м. *На месторождении Айдарлы* внутренняя, наиболее гидротермально проработанная безрудная часть колонки располагается на глубине более 600 м и рудное тело окаймляет ее с боков и сверху в виде трехосной эллиптической полусферы, выходящей на современную поверхность своей крайней верхней частью. Оруденение прослежено без перерывов до глубины свыше 1300 м.

Руды месторождений Актогайской группы бедные. Средние содержания меди составляют, %: 0,39 – для месторождения Актогай и 0,38 – для Айдарлы. Только в местах заложения на руды щелочной стадии зон частичной серицитизации содержание меди повышается до 0,6-0,7 %, а в отдельных пробах – до 1 % и более. Помимо меди руды содержат молибден (около 0,01 %), рений

(0,24 г/т), селен (1,8 г/т), золото, серебро, цинк, свинец, висмут, германий, галлий, кобальт.

По-другому выглядело месторождение Конырат, неоднократно описанное в литературе. Здесь мы кратко остановимся на особенностях, указывающих на его принадлежность к описываемому комплексу и характеризующих условия образования богатого медно-порфирового оруденения. В строении месторождения участвуют фаменские песчано-алевролитовые образования с редкими прослоями туфов кислого состава. Выше с угловым несогласием залегают андезито-базальты, андезито-дациты каркаралинской свиты нижнего карбона. Стратифицированные породы прорваны гранитоидами Токрауинского плутона балхашского интрузивного комплекса. Первая фаза интрузива представлена небольшими штокообразными телами габбро-диоритов, вторая (основная) - кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами. Рудное тело приурочено к штоку гранодиорит-порфиров третьей фазы, почти полностью окруженному вторичными кварцитами по вулканитам (рис. 7.4). Сами гранодиорит-порфиры до глубины 80-300 м превращены в кварц-серицитовые метасоматиты, вмещающие богатые энаргит-халькозиновые руды гипогенной (связанной с образованием вторичных кварцитов) зоны вторичного сульфидного обогащения (Жуков, Герцен, 1995). Ниже до глубины 700 м и глубже распространены убогие халькопиритовые руды с содержанием меди около 0,3 %.

Промышленное рудное тело имеет форму опрокинутой слегка вытянутой чаши протяженностью около 1000 м при ширине 100-800 м. Дно чаши сложено окисленными рудами, мощность которых колеблется от 0,5 до 60 м, составляя в среднем 20-25 м.

Руды месторождения комплексные. Наряду с медью и молибденом в них присутствуют: свинец, цинк, рений, таллий, галлий, селен, серебро, золото, кобальт, никель и др. Основное количество сопутствующих компонентов находится в виде изоморфной примеси в основных минералах (пирите, халькозине, энаргите, халькопирите, блеклых рудах). Некоторые из них помимо того образуют собственные минеральные формы.

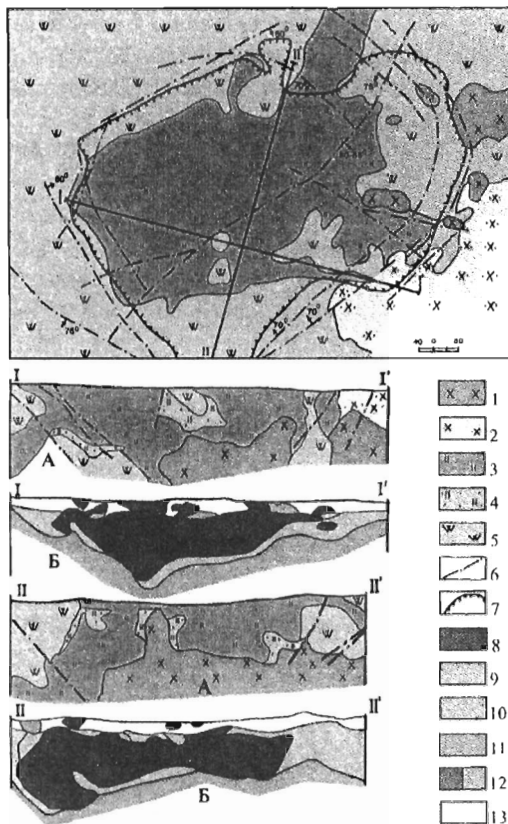


Рис. 7.4. Месторождение Конырат, геологическая карта и разрезы (по И.И. Лубяных) Разрезы: А – геологические, Б – через рудное тело. 1 – неизменные гранодиорит-порфиры; 2 – каолинизированные гранодиорит-порфиры; 3 – кварц-серицитовые породы (по гранодиорит-порфирам); 4 – каолинизированные кварц-серицитовые породы; 5 – вогричные кварциты (по эффузивам); 6 – тектонические нарушения; 7 – максималный контур распространения халькозиновых руд; 8 – халькозиновые промышленные руды; 9 – халькозиновые бедные и непромышленные руды; 10 – смешанные промышленные руды; 11 – первичные бедные и непромышленные руды; 12 – окисленные промышленные руды (слева), окисленные бедные руды (справа); 13 – выщелоченные руды.

Таким образом, руды, отвечающие современным промышленным требованиям, сформировались на тех месторождениях, где проявилось гипогенное вторичное сульфидное обогащение, связанное с наложением вторичных кварцитов на оруденение щелочной и кислотной стадий. Широкое распространение в позднпалеозойском поясе, в том числе и в его фронтальной зоне, вторичных кварцитов определяет значительные перспективы Коньрат-Актогайского металлогенического комплекса на промышленное медно-порфировое оруденение с молибденом, золотом, рением и другими попутными компонентами. Интерес могут представлять также руды с содержанием меди 0,6-0,8 %, образовавшиеся при совмещении контрастных колонн метасоматитов щелочной и кислотной стадий, особенно если они локализованы в породах среднего и основного состава.

Жезказганский промышленно-генетический тип

Этот тип включает верхнюю красноцветную молассу с приуроченными к ней месторождениями медистых песчаников. По качеству руд и промышленной значимости месторождения комплекса стоят в республике на первом месте среди месторождений меди, включая около 30 % общих ее запасов. Наибольшее промышленное значение имеет разрабатываемое *уникальное месторождение Жезказган*. Подготовлены к освоению месторождения Северной группы (*Сарытоба, Итауз, Кипиакпай*) и *Жаманайбат*. В Тенизской впадине к этому комплексу относятся мелкие непромышленные месторождения *Кенен, Кызылоба, Борисовское, Владимировское* и др., локализованные в песчаниках среднего-верхнего карбона, и *Копказан, Аксу, Ункарасу, Алтынказган, Кийминская группа* и др., приуроченные к породам нижней перми. В южной части Шу-Сарысуской впадины оруденение подсечено рядом глубоких скважин в Тастинском, Нижнешуском поднятиях и в Ииркудукском выступе.

Оруденение приурочено к сероцветным песчаникам в красноцветной толще. Обычно оно многоярусное, сероцветные песчаники с оруденением чередуются с безрудными красноцветными песчаниками и алевролитами. Соотношение сероцветов и красноцветов в рудоносных пачках, как правило, близко к 1:1. Оруденение развивается в песчаниках, алевролитах в рудоносных пачках в

большинстве случаев безрудны. Некоторые мелкие рудные тела связаны с линзами песчаников с органическими остатками. Рудные минералы частично или полностью замещают цемент песчаников и только в наиболее богатых рудах замещается их обломочная часть.

Оруднение комплексное. Наряду с медью оно содержит промышленные концентрации свинца, цинка, серебра, рения, осмия, кадмия. Околорудные изменения выразились в окварцевании, альбитизации, серицитизации и иногда отмеченной выше битумизации.

Эталонным для комплекса служит месторождение *Жезказган*. Оно размещено в северной части Шу-Сарыуской впадины на сочленении меридиональных и субширотных складчато-разрывных структур Улытауского и Сарысу-Тенизского антиклинориев. В локальном плане месторождение приурочено к юго-западному периклинальному замыканию Кенгирской антиклинали в районе сочленения Восточно-Улытауского, Теректинского и Едыгейского региональных разломов (рис. 7.5).

Жезказганское месторождение расположено в районе обнажения верхнепалеозойских (карбон-пермь) осадочных пород, слагающих синклиналиную складку меридионального направления, осложненную разрывными нарушениями северо-восточного простирания. Жезказганская рудопосная толща разделяется на две свиты: таскудукскую и жезказганскую. В составе этих свит выделяются соответствующие рудопосные горизонты и рудные залежи, распределение которых по геолого-промышленным участкам месторождения показано в табл. 7.1.

Рудовмещающая пачка среднего-верхнего карбона, залегающая на сероцветных морских отложениях нижнего карбона, разделена на две свиты: нижнюю – таскудукскую и верхнюю – жезказганскую. Перекрывается она нижнепермскими осадочными породами. В центральной части Жезказгана в ней выделено 44 слоя, сгруппированные в 10 рудопосных горизонтов (рис. 7.6). Таскудукская свита мощностью 251 м состоит из 16 слоев чередующихся между собой красных и серых песчаников и алевролитов, объединенных в три рудопосных горизонта. 27 слоев жезказганской свиты образуют 6 горизонтов. Верхний 28-й слой считается переход-

ным. Общая мощность джезказганской свиты 385 м. Все рудные залежи приурочены к слоям сероцветов.

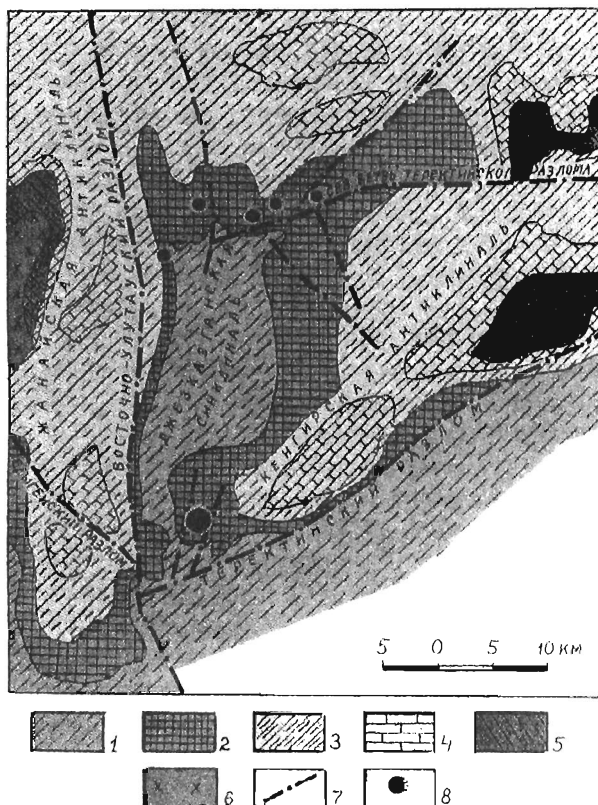


Рис. 7.5. Схема геолого-тектонического строения Жезказганского района (по С.Ш. Сейфулину, Н.Н. Нуралину, Л.В. Копятевич, К.Д. Джаминову):

- 1 красные алевролиты, песчаники и известняки P_1 ; 2 серые и красные песчаники и алевролиты жезказганской продуктивной толщи C_2-C_3 ;
- 3 серые известняки, песчаники, алевролиты и аргиллиты C_{1v-s} ; 4 серые известняки, доломиты, мергели C_{1t} ; 5 красные песчаники и сланцы, конгломераты D ; 6 гранодиориты; 7 разломы; 8 месторождения и рудопроявления меди

Таблица 7.1

Распределение рудных залежей по рудоносным свитам
и геолого-промышленным участкам Жезказгана

Свита	№ рудоносного горизонта на- звание	Кол-во рудных залежей по участкам						
		общее	АС	Злат.	ПС	ПЮЗ	Кресто	Аннен- ский
Жезказганская C ₃ dz	10 Переходный	1	1	-	-	-	-	-
	9 Анненский	4	4	-	3	4	3	4
	8 Акший	2	2	1	2	2	2	2
	7 Кресто	3	2	1	3	3	3	3
	6 – Верхний раймунд	3	3	2	3	2	2	2
	5 Средний раймунд	3	3	3	3	3	2	2
	4 Нижний раймунд	2	-	2	2	2	1	2
Таксудук- ская C ₃ ts	3 Покро	3	-	3	3	-	3	2
	2 Златоуст	5	-	3	3	-	3	2
	1 Таксудукский	2	-	2	-	-	-	1
Всего:		28	15	19	23	16	19	23

Приведенный разрез не остается постоянным по площади месторождения. В западной ее части сероцветы нижней части (горизонты 2-5) фациально переходят в красные и серовато-красные песчаники, а в восточной, наоборот, красноцветы горизонта 2 на отдельных площадях полностью замещаются сероцветами. На месторождениях Северной группы вся жезказганская свита и большая часть таксудукской – красноцветны. Сероцветные песчаники и алевролиты отмечаются только в нижнем таксудукском и иногда в златоустовском горизонтах. Соответственно промышленное оруденение Северной группы приурочено к серым песчаникам таксудукского горизонта и частично к подстилающим его отложениям визе-серпухова.

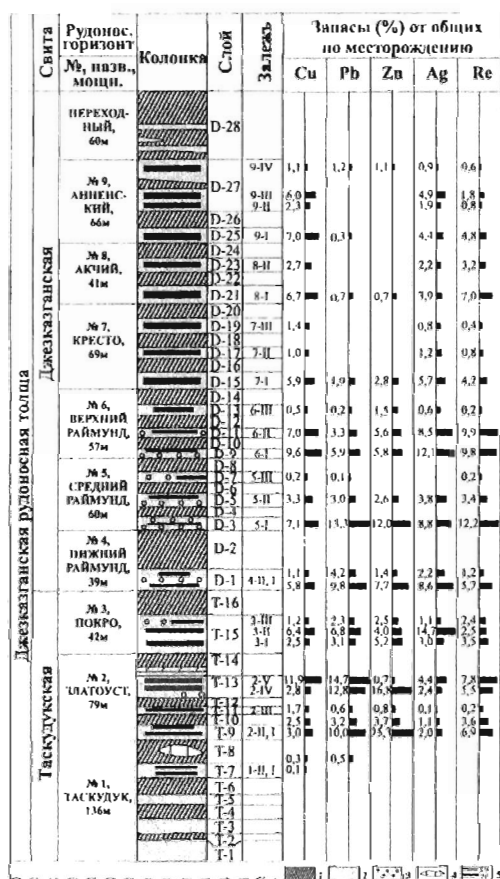


Рис. 7.6. Строение рудопосной толщи Центрального Жезказгана (по С.Н.Сейфуллину и др.): 1 - красные песчаники, алевролиты, аргиллиты; 2 - серые песчаники; 3 - раймундовские конгломераты; 4 - кремнистые известняки; 5 - рудные залежи и их номера

Форма рудных тел месторождения Жезказган плаще-, линзо- и лептовидная. Ориентировка их меняется по разрезу: залежи нижних трех горизонтов вытянуты в северо-западном направлении, залежи трех верхних горизонтов - в северо-восточном, а залежи

средних - разноориентированы. Падение залежей пологое на юг (верхние горизонты) и юго-запад. Мощность залежей от 3 до 40 м, протяженность 5-10 км, ширина 1,5-2 км. Обогащенные металлами участки имеют длину до 1,5-2,5 км при ширине 100-600 м и более, глубина распространения оруденения 1030 м.

Руды месторождения комплексные. Основными компонентами являются медь, свинец, цинк, серебро, рений. Обращает на себя внимание практически полное отсутствие свинца и цинка в трех верхних горизонтах. Основные запасы меди, серебра и рения сосредоточены в залежах средних рудных горизонтов. Промышленное значение на месторождении имеют также осмий и кадмий. Второстепенные элементы-примеси представлены кобальтом, никелем, молибденом, оловом, висмутом, мышьяком, сурьмой, теллуром, селеном, галлием, индием, таллием, германием, палладием, платиной, ртутью.

Месторождение Жаманайбат расположено в 180 км к юго-востоку от Жезказгана в северо-восточном борту Шу-Сарысуской депрессии. Оно приурочено к ядру широтной антиклинали, ось которой полого погружается к западу. Южное крыло пологое (5-25°), а северное, ограниченное субширотным разломом, более крутое (30-45°). Породы рудоносной средне-верхнекарбоновой толщи, состоящей из жезказганской и таскудукской свит, перекрыты отложениями пермских жиделисайской и кенгирской свит (рис. 7.7). К известково-мергелистым отложениям последней приурочено мелкое месторождение Таскора.

Жаманайбатское рудное поле имеет протяженность около 18 км при ширине 4 км. В его пределах выявлено три крупных рудных тела (Восточное, Центральное и Северное), имеющих размер 800-4500 м по простиранию и 400-1400 м по падению при мощности 0,6-5,1 м. Кроме того, имеется 11 мелких и средних рудных тел. Форма рудных тел линзовидная и плащобразная. Все они приурочены к пачке переслаивающихся сероцветных и красноцветных песчаников, алевролитов и гравелитов. Оруденелыми являются сероцветные породы. Красноцветы, как правило, рудной минерализации не содержат. Глубина залегания кровли рудоносной пачки 615-690 м.

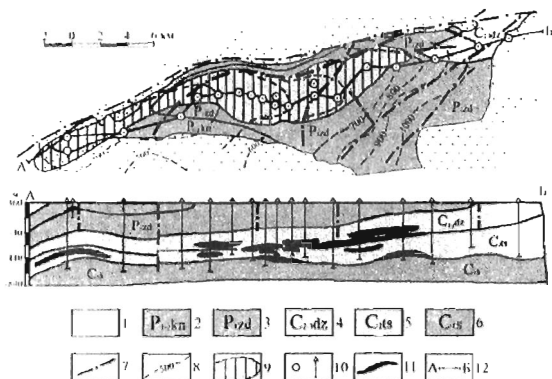


Рис. 7.7. Месторождение Жаманайбат (по Е.В. Бакарасову): 1 мезозой-кайнозойские отложения; 2 кенгирская свита; 3 жиделисайская свита; 4 жезказганская свита; 5 таскудукская свита; 6 серпуховский ярус; 7 разрывные нарушения; 8 изонахиты отложений таскудукской и жезказганской свит; 9 границы рудного поля; 10 скважины в плане и на разрезе; 11 рудные залежи; 12 линия разреза

Как и на Жезказгане, руды комплексные. Полезными компонентами является медь, свинец, цинк, рений и серебро. Основные рудные минералы: халькозин, борнит, халькопирит, галенит и сфалерит. Выделяются руды медные, медно-свинцовые, свинцовые и цинковые. Последние, как правило, залегают на флангах рудных залежей. Содержание меди в среднем по месторождению составляет 2,56 %. Содержание свинца в свинцовых рудах - 1,4 %, а цинка в цинковых - 1,18 %. Среднее содержание серебра в медных рудах равно 25,7 г/т. Рений содержится в медных и комплексных рудах в среднем количестве 2,25 г/т. Наиболее высокие содержания серебра установлены в халькозиновых рудах (до 34,4 г/т), а рения - в борнитовых (до 3,2 г/т) и халькопиритовых (до 4,3 г/т) рудах.

Оруденение сопровождается окварцеванием, альбитизацией, битумизацией. Месторождение крупное. Руды по качеству аналогичны жезказганским. Несмотря на большую глубину залегания, безводность и удаленность от освоенных районов оно готово к разработке.

Жезказганский промышленно-генетический тип является в настоящее время основным поставщиком высококачественных

медных руд, ценность которых значительно возрастает благодаря большому набору попутных металлов. Перспективы обнаружения новых месторождений значительны, однако их реализация затруднена большой глубиной залегания средне-верхнекарбоневой красноцветной молассы на большей части площади ее распространения. Поиски целесообразно проводить только в бортовых частях Шу-Сарысуской и Тенизской впадин и на внутренних поднятиях, где глубина залегания перспективного горизонта не превышает 600–700 м.

Самарский промышленно-генетический тип

Он приурочен к внешней части центральной области северной и северо-восточной ветвей девонского пояса, в которой распространены вулканы среднего-основного состава нижнего девона, перемежающиеся с вулканомиктовыми осадочными породами и прорванные гранитоидами тоналитовой серии ранне-среднедевонского карамендинского и субщелочными гранитоидами среднедевонских коккулдуктобинского, карасорского и кайнарского интрузивных комплексов, с которыми связано оруденение золото-медно-порфирового типа. Разведано и передано в эксплуатацию месторождение Пурказган (Самарское). С различной степенью детальности изучены и определены как непромышленные мелкие месторождения Коджаншатской группы, Сатнаевское, Кызылшоқы (северная ветвь пояса), Беркара, Западное (северо-восточная ветвь) и ряд плохо изученных проявлений. Для большинства из них при незначительных размерах характерны довольно высокие содержания меди (1–2 %), присутствие золота, серебра. Оруденение локализуется как в интрузиях (Самарка, Сатнаевское, Западное), так и в вулканогенно-осадочных и субвулканических породах (Коджаншатская группа, Кызылшоқы, Беркара). Оруденение на всех месторождениях прожилково-вкрапленное, основным рудным минералом является халькопирит, иногда присутствуют борнит, блеклые руды, молибденит. Оруденение сопровождается окварцеванием, серицитизацией, пропилитизацией, калишпатизацией. На некоторых месторождениях развиты вторичные кварциты (Самарка, Кызылшоқы).

Месторождение Нурказган находится во внешней части центральной области девонского пояса на стыке с Ерейментау-Ниязским антиклинорием. В его строении (рис. 7.8) участвуют агломератовые туфы, лавы и автомагматические брекчии андезит-базальтового состава с прослоями туфов андезитовых порфириров, туфоалевролитов и туффитов нижней подсвиты и туффиты, туфоконгломератобрекчии, туфы и лавы андезито-дацитов с линзами туфопесчаников и конгломератов верхней подсвиты жарсорской свиты нижнего девона. Вулканогенно-осадочные породы жарсорской свиты перекрываются красноцветными туфопесчаниками с линзами валунно-галечниковых конгломератов, гравелитов и алевролитов, которые одними исследователями относятся к конырской свите среднего девона, а другими - к верхней подсвите жарсорской свиты.

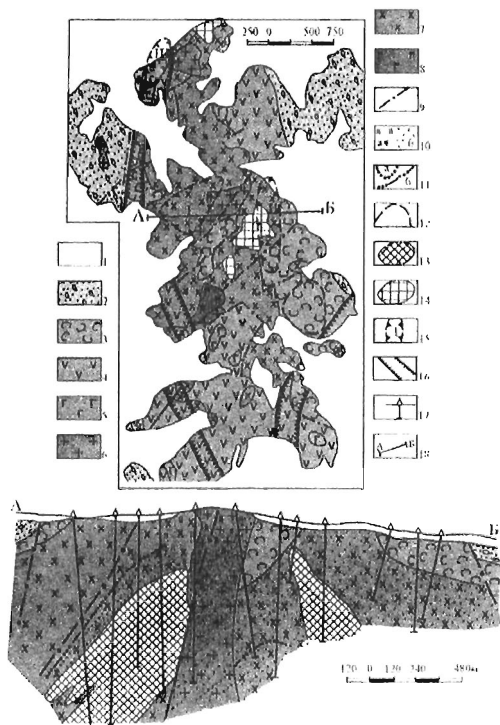


Рис. 7.8. Геологическая карта и разрез месторождения Нурказган (по Н.М. Жукову): 1 - четвертичные отложения; 2 - коньская свита: красноватые песчаники, валунно-галечные конгломераты, гравелиты; 3-5 - жарсорская свита: 3 - верхняя подсвита (туффи-ты, туфо-конгломераты, туфы, лавы андезит-базальтового состава), 4 - нижняя подсвита (агломератовые туфы, реже лавы андезит-базальтового состава, туффи-ты), 5 - субвулканические тела андезито-базальтов; 6-8 - коккудык-тобинский интрузивный комплекс: 6 - II фаза, гранодиорит-порфиры с кринго-вой или микропайкилитовой основной массой, 7 - I фаза, гранодиориты, гранодиорит-порфиры с аплитовой основной массой, 8 - штокообразные тела диабазов и диабазовых порфиритов; 9 - тектонические нарушения; 10 - кварц-серицитовые (а) и хлорит-серицитовые (б) метасоматиты; 11 - условные границы зон метасоматитов (а), внешние границы умеренных и интенсивных изменений первой стадии - калишпатизация, биотитизация (б); 12 - площади распространения вторичных кварцитов; 13 - промышленные рудные тела; 14 - выходы бедных медно-порфировых штоков на поверхность; 15 - проекции промышленных рудных тел на поверхность; 16 - зоны с золото-полиметаллической минерализацией; 17 - скважины; 18 - линия разреза

Породы девона образуют антиклинальную складку, в ядре которой залегает Тюлькуламский массив гранитоидов, имеющий двухфазное строение. Первая фаза (основная) представлена плагио-гранодиоритами и гранодиоритами, реже кварцевыми диоритами, структура которых меняется от фанеритовой до порфировой с аплитовой основной массой. Выделяются гранодиорит-порфиры брекчиевой текстуры с микроаплитовой основной массой, вмещающие основную часть медного оруденения. По мере удаления от рудного тела порфировидные гранодиориты постепенно сменяются равномернокристаллическими. Вторая фаза представлена гранодиорит-порфирами с криптозернистой или микропайкилитовой основной массой. Они слагают штокообразное тело, являющееся центром порфировой системы.

Южнее Центральной рудной залежи скважинами вскрыто тело автомагматических брекчий, цементом которых служат флюидальные гранодиорит-порфиры со скрытокристаллической основной массой, а обломки представлены теми же породами, но с более раскристаллизованной основной массой. Изредка в них встречаются обломки гранитоидов обеих фаз со всеми околорудными изме-

пениями. Сами брекчии слабо серицитизированы и аргиллитизированы, причем обломки изменены более интенсивно, чем цементирующая масса. Тело брекчий окружено туфами того же состава.

Основной разрывной структурой участка является субмеридиональный разлом, ограничивающий с запада Тюлькуламскую интрузию и оруденение. Сама интрузия, как и вмещающие её вулканогенно-осадочные породы, пересечена многочисленными нарушениями северо-восточного, реже северо-западного простирания.

На месторождении выделяются золото-медное, золото-молибденово-медное и золото-полиметаллическое оруденение. На поверхности распространена только убогая молибденово-медная и золото-полиметаллическая минерализация, связанная с серицитизированными и пропилитизированными породами. Промышленные руды вскрываются на глубине.

Руды участков различаются по минеральному составу. На Центральном участке основным рудным минералом является халькопирит. С ним постоянно ассоциирует блеклая руда. На глубоких горизонтах в связи с кварц-калийшатовым штокверком распространен борнит, отмечается молибденит. Более интенсивное развитие молибденита характерно для руд Восточного участка. На Западном участке основным рудным минералом является сфалерит. Менее распространены халькопирит и галенит. Пирит является «сквозным» минералом и развит на всех участках.

Оруденение сопровождается типичными для медно-порфировых месторождений гидротермальными изменениями. Наиболее ранними являются изменения щелочной стадии: калишпатизация, окварцевание, биотитизация, хлоритизация и эпидотизация. Они развиваются в гранодиоритах первой фазы и не затрагивают гранодиориты второй фазы.

По зонам тектонических нарушений вне закономерной связи с оруденением развита турмалинизация, распространены брекчии на кварц-турмалиновом цементе.

В целом Самарский промышленно-генетический тип перспективен на промышленное золото-медно-порфировое оруденение. Широкое распространение в раннем девоне вулканитов средне-основного состава и связанных с ними вторичных кварцитов

указывает на существование в это время условий, благоприятных для формирования близповерхностных порфировых систем в фемической раме, с которыми во всем мире связаны богатые золото-меднопорфировые месторождения. Это подтверждается также наличием богатых медных руд, иногда с повышенными содержаниями золота, в некоторых из известных проявлений. Большинство этих проявлений оценивалось по редкой сети скважин до глубины 200-250 м.

Нижне-Илеский промышленно-генетический тип

Рассматриваемый приурочен к внутренней части центральной области девонского пояса, сложенной преимущественно кислыми субщелочными вулканитами нижнего-среднего девона и прорывающими их интрузиями среднего-позднего девона. Наиболее проявлен комплекс в юго-западной ветви девонского пояса, где он представлен месторождениями Нижнеилеской (Каскырмыс, Восток I-V, Семизколь) и Сарышаганской (Сарышаган, Кокбузай) групп. Оруденение комплекса молибден-медно-порфировое. Преимущественно кислый состав пород, вмещающих порфировые системы, обусловил низкое содержание меди в рудах, которое не превышает 0,5 %. Исключение представляет месторождение Восток I, где проявлены все три рудообразующие стадии гидротермального процесса (щелочная, кислотная и ультракислотная) и распространены энаргит-халькозиновые руды с содержанием меди более 1 %. Среднее содержание меди в рудах этого месторождения составляет 0,7 %, а содержание золота – 0,25 г/т. Несмотря на преимущественно субщелочной состав вулканитов внутренней части центральной области, магматические породы, вмещающие оруденение, обычно относятся к толеитовой или известково-щелочной калий-натриевой, реже натриевой серии с железо-магнелиевым отношением 2-4 и калий-натриевым отношением меньше единицы (для Сарышаганского штока оно равно 0,2-0,3, а для интрузий Нижнеилеской группы месторождений – 0,7-0,9).

Наиболее полное представление об оруденении Нижнеилеского комплекса дают месторождения Нижнеилеской группы. Месторождения приурочены к кислым вулканитам с подчиненными прослоями песчаников, туфопесчаников и туфоконгломератов ка-

расайской свиты эйфеля (Скринник и др., 1998) и прорывающим их гранитоидам умеренно кислого и кислого состава. С юга площадь распространения девонских пород ограничена осадочными толщами кембрий-силурийского возраста Бурылтауского антиклинория, а на северо-востоке они перекрыты карбон-пермскими вулканитами. Палеозойские образования находятся под рыхлыми отложениями мощностью от 80-90 м на западе до 120-130 м на востоке.

На месторождении **Каскырмыс** (рис. 7.9) оруденение развивается в вулканитах вокруг штоков гранодиорит-порфиров и, в меньшей степени, в самих гранодиорит-порфирах. Форма рудного тела - эллиптический цилиндр со стенками переменной толщины, безрудное ядро которого совпадает с одним из штоков гранодиорит-порфиров. Длинная ось рудного тела ориентирована в запад-северо-западном направлении. Протяженность залежи около 3000 м, ширина - до 1500 м, толщина рудных стенок до 750 м. Оруденение прожилково-вкрапленное. Основные рудные минералы: пирит и халькопирит. Менее распространены: магнетит, молибденит, борнит.

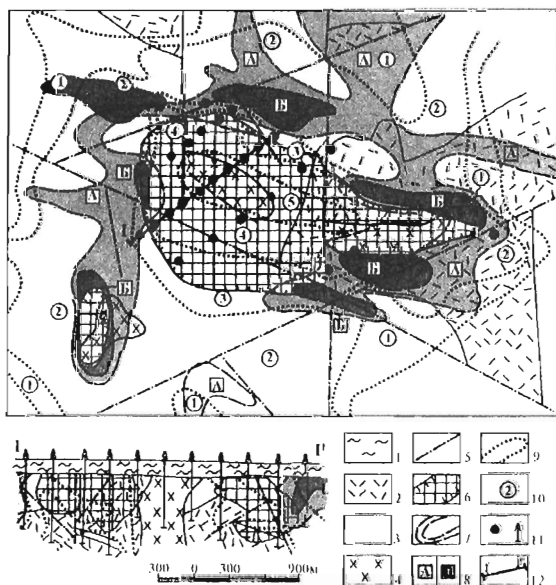


Рис. 7.9. Нижнесилезский металлогенический комплекс. Месторождение Каскырмыс (по Н.М. Жукову): 1 - рыхлые отложения; 2-3 - эффузивно-туфогенные породы девона; 2 - линаритового состава, 3 - дацитового и андезит-дацитового состава; 4 - гранодиорит-порфиры с аплитовой и микродиоритовой основной массой; 5 - тектонолические нарушения; 6 - рудные тела; 7 - границы гидротермалитов кислотной стадии; 8 - зоны гидротермалитов кислотной стадии: А - хлоритизированные и карбонатизированные породы (I зона), умеренно серицитизированные, хлоритизированные и окварцованные породы (II зона); Б - интенсивно окварцованные и серицитизированные породы (III зона); 9 - границы гидротермалитов щелочной стадии; 10 - зоны гидротермалитов щелочной стадии: 1 - слабой биотитизации, 2 - умеренной и интенсивной биотитизации, 3 - слабой калишпатизации, 4 - умеренной и интенсивной калишпатизации, 5 - интенсивной калишпатизации и окварцевания, калишпат-кварцевого интрокерка; 11 - скважины

Гидротермалиты кислотной стадии картируются по периферии месторождения за пределами рудного тела, сформированного в щелочную стадию, и с ними связана бедная рудная минерализация, хотя кварц-серицитовые породы довольно насыщены пиритом. И только в восточной части месторождения гидротермалиты обеих стадий совмещены, что привело к образованию здесь наиболее богатых руд.

Более полно рудный процесс проявился на месторождении **Восток I**, где представлены гидротермалиты всех трех рудообразующих стадий: щелочной, кислотной и ультракислотной. Месторождение приурочено к тектоническому контакту осадочных пород ордовика и девонских гранитоидов Шет-Алдалинского массива (рис. 7.10). Массив сложен плагиогранодиоритами, прорванными телами гранодиорит-порфиров, плагиогранодиорит-порфиров и кварцевых монцонит-порфиров. Оруденение развивается в гранитоидах и, в меньшей мере, в песчаниках ордовика. Рудное тело вытянуто вдоль контакта более чем на два километра. В поперечном сечении оно имеет форму гриба, ножка которого погружается на север, постепенно выполаживаясь с глубиной. Оруденение прослежено до глубины 700 м без признаков выклинивания.

Гидротермалиты ультракислотной стадии представлены алуниновыми вторичными кварцитами и аргиллизитами. Пространственно они совмещены с гидротермалитами кислотной стадии, при-

чем кварциты ассоциируют с кварц-серицитовыми метасоматитами центральной зоны колонки, а аргиллизиты распространяются и за границы метасоматитов кислотной стадии. Вторичные кварциты формируют тело, падающее к северу и вытянутое в близширотном направлении согласно с общим простираем зоны измененных пород. Северный контакт тела крутой, а южный более пологий, постепенно выполаживающийся с глубиной.

Основным минералом вторичных кварцитов является алуниг. Постоянно в том или ином количестве присутствуют глинистые минералы. Нередко, преимущественно в центре массива вторичных кварцитов, встречаются диаспор-кварцевые породы с серицитом. В существенно кварцевых разностях изредка присутствует андалузит.

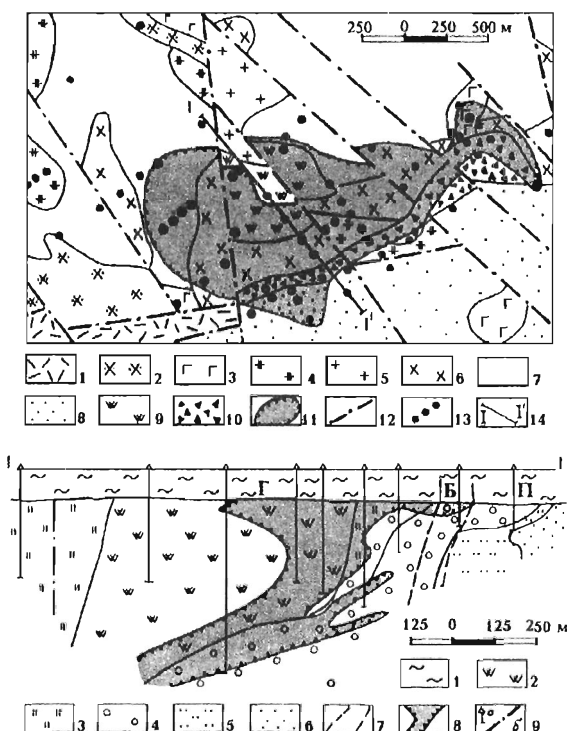


Рис. 7.10. Геологическая карта и разрез месторождения Восток I (по Н.М. Жукову). Условные обозначения к карте: 1 - диффузивно-туфогенные образования девона кислого, умеренно кислого, реже среднего состава с подчиненными прослоями осадочных пород; 2 - гранодиорит-порфиры со сферолитовой и пойкилитовой основной массой; 3 - габбро-диориты; 4 - кварцевые монзонит-порфиры; 5 - граниты; 6 - гранодиорит-порфиры, плагиогранодиорит-порфиры с аплитовой основной массой; 7 - плагиогранодиориты; 8 - осадочные породы ордовика: песчаники, конгломераты, алевролиты, известняки; 9 - вторичные кварциты; 10 - брекчии; 11 - рудные тела; 12 - тектонические нарушения; 13 - скважины; 14 - линия разреза. Условные обозначения к разрезу: 1 - рыхлые отложения; 2 - вторичные кварциты; 3 - кварц-серицитовые метасоматиты; 4 - умеренно и интенсивно калишпатизированные породы; 5 - умеренно и интенсивно биотитизированные породы; 6 - слабо биотитизированные породы; 7 - границы исходных пород: Г - гранитоиды, Б - брекчии, П - песчаники, конгломераты, алевролиты; 8 - рудное тело; 9 - скважины (а), тектонические нарушения (б)

Рудное тело приурочено к южному контакту метасоматитов ультракислотной стадии, где они совмещены с промежуточными зонами гидротермалитов щелочной и кислотной стадий. В северной части месторождения гидротермалиты щелочной стадии отсутствуют, кварц-серицитовые породы, аргиллизиты и вторичные кварциты развиваются по неизмененным породам, поэтому оруденение здесь отсутствует.

Наиболее богатые руды с содержанием меди более 1 % приурочены к участку совмещения гидротермалитов всех трех стадий и сложены халькозином с примесью энаргита, борнита и халькопирита. В чисто халькопиритовых рудах содержание меди не превышает 0,5 %, а в среднем по месторождению оно равно 0,7 %.

Таким образом, преимущественно кислый состав вулканитов и интрузий Нижнеилеского металлогенического комплекса обусловил бедность оруденения. Руды, отвечающие современным промышленным требованиям, связаны только с теми порфировыми системами, в которых проявлены все три стадии рудообразующего процесса - щелочная, кислотная и ультракислотная. Поэтому перспективы комплекса связаны с полями вторичных кварцитов, на которых отмечаются достаточно контрастные колонки метасоматитов кислотной и щелочной стадий. Вне полей развития вторичных

кварцитов возможно выявление порфировых руд с содержанием меди не выше 0,5–0,6 %. Существует вероятность обнаружения промышленного золото-медного скарнового оруденения в тех порфировых системах, в которых отмечаются блоки додевонских карбонатных пород. Очевидно, что на скарновое оруденение наиболее перспективны внутренние части юго-западной и северо-восточной ветвей девонского красного вулканоплутонического пояса, где кислые вулканиды девона часто залегают непосредственно на силурийских и более древних осадочных и вулканогенно-осадочных толщах с карбонатными породами.

Мугалжарский металлогенический тип

Этот тип приурочен к Зеленокаменной зоне Мугалжар и представлен среднедевонскими магматическими породами и связанными с ними цинково-медными колчеданными месторождениями и рудопроявлениями. Вулканиды комплекса подразделены на четыре свиты (рис. 7.11): актогайскую, мугалжарскую, куркудыкскую и миляашинскую [2]. Первые три из них представляют собой лавовую толщу океанической коры, сформировавшуюся в океаническом рифте. Нижняя актогайская свита сложена серией параллельных крутонадающих даек диабазов, между которыми зажаты пологозалегающие подушечные лавы основного состава. Местами дайки плотно прилегают друг к другу, не оставляя места для лав, и границы между ними определяются только по зонам закалки. Залегающая выше мугалжарская свита представлена монотонной толщей подушечных лав базальтоидов с редкими мелкими линзами яшмоидов. В перекрывающей куркудыкской свите появляются выдержанные прослои кремнистых пород и линзы песчаников, алевролитов и гравелитов.

Все промышленные месторождения Зеленокаменной зоны приурочены к образованиям миляашинской свиты. В вулканитах базальтового слоя океанической коры отмечаются только мелкие рудопроявления с прожилково-вкрапленным оруденением и мелкими маломощными линзами сплошных руд. Руды колчеданные цинково-медные. Среднее содержание меди в рудах 0,99–1,95 %, цинка 0,47–3,67 %. Элементы-примеси: кобальт (0,03–0,07 %), серебро (7–50 г/т), золото (0,06–0,9 г/т), кадмий, селен, теллур.

Свинец присутствует в рудах в сотых-тысячных, а молибден в тысячных долях процента.

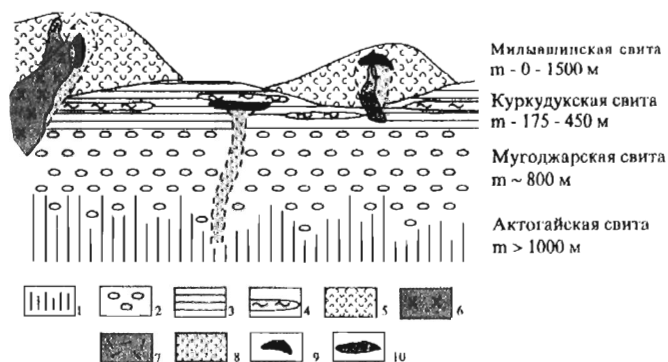


Рис. 7.11. Мугалжарский металлогенический комплекс (принципиальная схема): 1 - дайковый комплекс; 2 - подушечные лавы базальтоидов; 3 - подушечные лавы и лавовые потоки базальтов и андезитов-базальтов; 4 - кремнистые породы, яшмоиды; 5 - лавы и туфы андезитов, дацитов, прослои терригенных пород; 6 - интрузивы габбро-плагиогранитного комплекса; 7 - субвулканические тела дацитов; 8 - гидротермально измененные породы с вкрапленным, прожилково-вкрапленным оруденением и редкими мелкими телами сплошных руд; 9 - колчеданные руды уральского типа; 10 - предполагаемые колчеданные руды кипрского типа

Рудные тела промышленных колчеданных месторождений Мугалжарского металлогенического типа приурочены к участкам выклинивания трубообразных эллиптических или изометричных в поперечном сечении субгоризонтальных (50 лет Октября, Приорское, Весенне-Аралшинское), реже субвертикальных (Авангард) тел гидротермально измененных пород (рис. 7.12). Положение тел гидротермалитов контролируется контактами интрузивов габбро-плагиогранитного комплекса (50 лет Октября, Весенне-Аралшинское) или цепочками субвулканических интрузий дацитов (Приорское). В первом случае гидротермальные изменения развиваются в равной мере в подошве и кровле рудных тел, а во втором преимущественно в подошве, ограничиваясь в кровле первыми метрами.

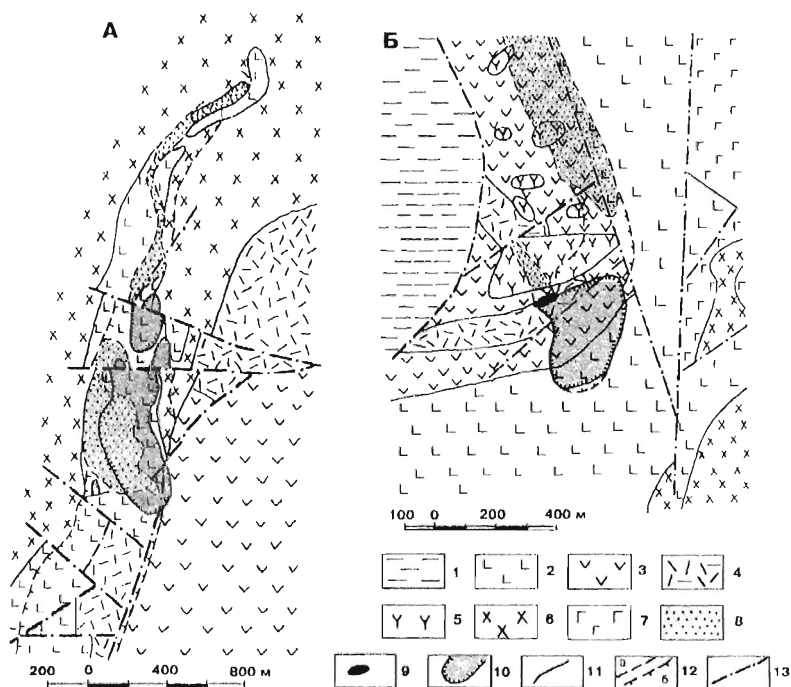


Рис. 7.12. Примеры локализации месторождений: А - 50 лет Октября, Б - Приорскос: 1 - терригенные отложения карбона; 2-4 - вулканы девона: 2 - основного, 3 - среднего, 4 - дацитового состава; 5 - субвулканические интрузии дацитов; 6 - гранодиориты, кварцевые диориты; 7 - габбро; 8 - гидротермально измененные породы с окрашенностью и прожилками сульфидов; 9 - сплошные колчеданные руды; 10 - проекция рудных тел на дневную поверхность; 11 - контакты пород; 12 - границы гидротермально измененных пород (а) и проекция контура измененных пород на дневную поверхность (б); 13 - разломы

Оруденение приурочивается к контакту существенно кремнистых и железо-магнезиальных метасоматитов. Первые представлены серицито-кварцевыми или хлорито-кварцевыми метасоматитами, минеральный состав вторых зависит от положения месторождений относительно гранитных интрузий. На месторождениях в эвзоконтакте интрузий это биотит-аптофиллит-кордиеритовые по-

роды с различным соотношением минеральных составляющих, а на месторождениях, удаленных от интрузий кварц-хлоритовые, карбонат-хлоритовые, реже тальк-хлоритовые метасоматиты. В последнем случае лежащий бок рудных тел сложен магнетитовыми рудами (*Приорское, Жарлыаши*). Степень проработанности, контрастности метасоматической колонки определяет контрастность связанного с ней оруденения. Колонкам с четко проявленной зональностью соответствуют компактные тела сплошных колчеданных руд, а недифференцированным или слабо дифференцированным метасоматитам сопутствуют прожилково-вкрапленная минерализация и мелкие линзы сплошных руд.

Все колчеданные месторождения Мугалжарского типа относятся к уральскому типу. Месторождения кипрского типа в Зеленокаменной зоне неизвестны, однако нельзя исключать возможность их выявления в куркудыкской свите под пластами кремнистых пород, маркирующих ослабление интенсивности и перерывы вулканической деятельности, с которыми и связано образование колчеданных руд этого типа. Перспективы выявления новых месторождений уральского типа связаны с вулканогенными структурами мылашинской свиты, в пределах которых первоочередной интерес представляют участки развития субвулканических тел дацитов.

Рудноалтайский металлогенический тип

Он развит в пределах Рудноалтайской структурно-формационной металлогенической зоны, отделенной на юго-западе от Восточно-Калбинской (Калба-Нарымской) Иртышской зоной смятия, на северо-востоке от структур Белоубинско-Сарымсактинской зоны - разрывными нарушениями, опережающими с юго-запада Северо-Восточную зону смятия. Оруденение ассоциирует с терригенно-базальт-риолитовой формацией, сформировавшейся в условиях островодужной системы, заложившейся на каледонском сиалическом основании.

По составу слагающих ее вулканогенных пород указанная формация классифицируется как контрастная, вулканогенная часть ее представлена в основном (75 %) вулканитами риолитоидной группы. Базальты составляют не более 15 % от всего объема вулканитов, остальную часть составляют породы промежуточного состава.

ва. Осадочные образования составляют не менее 50 % объема формации. Преобладают вулканомиктовые и полимиктовые алевролиты, песчаники, в меньшей мере развиты гравелиты и конгломераты. Нередко проявлены, особенно в пределах рудных полей, кремнистые известковистые и углеродистые алевролиты и алевропелиты, в том числе и радиолярийсодержащие. В низах разреза формации значительным распространением пользуются известняки, образующие прерывистые горизонты. Характерной чертой пород формации являются серые и зеленые тона окраски пород, хотя значительная часть вулканитов кислого состава и реже осадочных образований обладает красноцветной окраской. Особенно широко красноцветные разности проявлены в базальных горизонтах, сложенных песчаниками, гравелитами, конгломератами, конглобрекциями. Интенсивно проявились вторичные преобразования пород.

Парагенезис вторичных минералов представлен альбитом, серицитом, соссюритом, элидотом, карбонатом, хлоритом, пренитом, пумпеллитом.

Вулканиты кислого состава по своим петрохимическим характеристикам принадлежат в основном к семейству низкощелочных риолитов и риодацитов известково-щелочной серии. Они характеризуются калиево-натриевой щелочностью, обогащенностью глиноземом и магнезией. Базальты по составу относятся к субщелочной серии.

Установлено закономерное изменение состава вулканогенных пород формации как по латерали, так и в разрезе. Латеральная изменчивость выражена в последовательном сглаживании контрастности вулканизма по мере приближения к границе Рудноалтайской зоны с Белоубинско-Сарымсакгинской и в увеличении роли калиевой щелочности в вулканитах в этом направлении, вертикальная — в увеличении вверх по разрезу роли натриевого компонента в щелоках. Эти особенности состава вулканитов формации коррелируются, в общем виде, с изменением состава оруденения: с возрастанием роли калия в породах возрастает роль свинца в рудах, с увеличением натриевости пород увеличивается роль меди.

Оруденение Рудноалтайского девонского комплекса имеет стратифицированное размещение и концентрируется на определенных уровнях.

Впервые закономерное размещение в стратиграфическом разрезе месторождений Рудноалтайского комплекса было отмечено Н.Л. Бубличенко (1961), который выделил три рудоносных узла: Лошишинский (эйфель), Николаевско-Гериховский (живе-фран) и Пихтовский (фамен). Позднее (Беспаяев и др., 1997) стратиграфическое положение размещения оруденения было значительно уточнено. Были установлены три главных стратиграфических уровня размещения оруденения: эмс-раннеэйфельский, позднеэйфельский и живегский. Сейчас вводятся коррективы в предложенное расчленение, заключающиеся в разделении эмс-раннеэйфельского уровня на 2 самостоятельных горизонта: эмский (Лениногорский) и раннеэйфельский (Зыряновский). Кроме того, позднеэйфельскому предлагается дать наименование Орловского по наиболее представительному одноименному месторождению, а живегскому присвоить наименование Артемьевского (рис. 7.13).

Месторождения рассматриваемого комплекса, как правило, представлены двумя типами руд - гидротермально-осадочными и гидротермально-метасоматическими. Их роль в общем объеме руд варьирует в широких пределах. На многих месторождениях, испытавших наложение метаморфогенных процессов, существенное значение приобретают регенерированные руды. Особенно широко процесс регенерации оруденения проявился на месторождениях, попавших в пределы ареала динамотермального метаморфизма Иртышской зоны смятия (Белоусовское, Березовское, Иртышское и др.).

Наряду с отмеченной стратифицированностью размещения оруденения отчетливо проявлено и его узловое распределение. Основными узлами являются Лениногорский, Зыряновский и Прииртышский рудные районы.

Лениногорский рудный район охватывает крупные Лениногорское (Риддер-Сокольное), Новолениногорское, Тишинское и более мелкие Долинное, Шубинское, Обручевское, Успенское и Ильинское месторождения. Месторождения Лениногорское, Новолениногорское, Долинное размещаются в относительно стабильном блоке пород размером 25 x 4-6 км, расположенном на юго-восточном погружении Синюшинского горст-антиклинария, окаймленном по окраинам разломами надвигового типа.

Рис.7.13. Схема корреляции разрезов девонских отложений и рудоносных стратоемностей Рудноалтайского и Холзунского металлогенических комплексов: 1 – зеленосланцевые толщи каледонского основания; 2 – морские осадочные отложения; 3-5 – вулканогенные породы: 3 – кислого, 4 – среднего, 5 – основного состава; 6-8 – положение в разрезе оруденения: 6 – колчеданно-полиметаллического, 7 – свинцового, 8 – марганцево-железорудного; 9 – контакты согласные; 10 – перерывы в осадконакоплении; 11 – рудоносные уровни установленные (а), предпологаемые (б); 12 – месторождения и рудопроявления: 1 – Чудаковское, 2 – Николаевское, Артемьевское, Камышинское, 3 – Орловское, Таловское, 4 – Верхушинское, 5 – Белоусовское, Березовское, Иртышское, 6 – Снегиринское, 7 – Анисимов Ключ, 8 – Шубинское, 9 – Тининское, 10 – Риддер Сокольное, Ново-Ленинское, Долинное, 11 – Малеевское, 12 – Зыряновское, Греховское, 13 – Чекарское, Гусликовское, Стрежанское, 14 – Никандровское, Медведское, 15 – Холзунское, Коробихинское, Роднонов Лог, 16 – Пневское, 17 – Никитинское, Еловское, 18 – Кызыл-Сырское, Ушкунгойское, Южно-Алтайское

Сложен блок ранне-среднедевонскими вулканогенно-осадочными отложениями, несогласно залегающими на размытой поверхности каледонского основания, представленного зелеными сланцами, относимыми в настоящее время к заводской свите силуро-раннедевонского возраста. Девонские отложения подразделены на ленингорскую, крюковскую, ильинскую свиты эмского возраста и сокольскую свиту эйфель-живетского возраста. Ленингорская свита составляет основание девонского разреза и представлена в основном вулканогенными породами кислого состава мощностью 400-800 м. Перекрывается она отложениями крюковской свиты, сложенной кремнистыми и известковистыми, углеродистыми алевролитами и алевропелитами, силицитами, реже известняками, туффитами, туфами и риолитами. Мощность свиты колеблется от первых десятков метров на поднятиях древнего рельефа до 500 м в его котловинах. Вышезалегающая ильинская свита сложена лавами и туфами базальтов, андезитов, туфопесчаников, туфоконгломератов, алевролитов и известняков. Мощность ее варьирует от 50 до 500 м. Завершается разрез ранне-среднедевонских отложений переслаиванием известковистых и углеродистых алевролитов и алевропелитов, песчаников, гравелитов, конгломератов, туффитов, туфов и лав риолитов, известняков сокольной свиты мощностью до 1600 м.

Оруденение месторождений представлено разрозненными рудными залежами изометричной или неправильной в плане формы, с размерами в поперечнике в десятки и сотни метров и мощностью от первых до сотни метров.

На *Лениногорском* месторождении основная масса полиметаллических руд локализуется в так называемом верхнем «критическом» горизонте, приуроченном к пачке кремнистых пород (микрокварцитов) крюковской свиты, экранируемой пачкой алевролитов. В пределах этого горизонта оруденение представлено линзообразными или близкими к пластообразным рудными телами, залегающими согласно с вмещающими отложениями и приуроченными к купольным структурам. Сложены рудные тела густовкрапленными и сплошными послойными рудами, сменяющимися на глубину штокверковыми в силицитах. Последние же, в свою очередь, сменяются зоной развития относительно крупных кварцевых и карбонатно-кварцевых жил с бедным полиметаллическим оруденением, но обогащенных золотом, содержащимся иногда в концентрациях, имеющих самостоятельное промышленное значение. Развитые висячем боку рудных тел послойные руды нередко венчаются в верхней части куполом барит-кварцевых пород.

Кроме указанных руд на месторождении выделяется оруденение нижнего «критического» горизонта, развитое в центральной части Лениногорского рудного поля. В этом горизонте, расположенном на контакте лениногорской и крюковской свит, представлены соответственно агломератовыми туфами и углеродистыми кремнистыми алевропелитами, руды размещаются в зоне контакта. Оруденение прожилково-штокверковое. Встречаются и мощные (до 2-5 м) жилы сплошных руд. В целом рудная залежь имеет близкую к пластообразной форму и согласное залегание при секущем положении слагающих ее прожилков и жил.

По вещественному составу руды «верхнего горизонта» полиметаллические с соотношением свинца, меди и цинка 1:0,2:2,1, а нижнего — цинково-медные с соотношением указанных компонентов 1:8,1:4,3. Близкий состав к последним имеют и руды, установленные на третьем горизонте на контакте заводской и лениногорской свит (залежи Глубокая, Дальняя и др.). Попутными компонентами являются золото, серебро, кадмий, селен, теллур, висмут. По

содержанию золота Лениногорское месторождение, также как и другие месторождения Лениногорского рудного узла, значительно обогащены по сравнению с месторождениями других районов Рудного Алтая. Среднее содержание золота в оставшихся на период 1996 г. рудах Лениногорского месторождения составляло 1,493 г/т.

Новолениногорское месторождение имеет сходное геологическое строение с Лениногорским. Оно также представлено несколькими рудными залежами - Северной, Буровской, Баритовой, Западной, Надежда, размещающихся в крюковской свите в купольных структурах, осложняющих поверхность более крупной вулканогенной постройки и в их кровле. Послойные руды располагаются в осадочных отложениях кровли купольных структур, а штокверковые - в вулканитах кислого состава их апикальной части. Состав руд - полиметаллический с соотношением свинца, меди и цинка 1:0,3:2,3.

Несколько отличается по структурному положению и составу руд Западная залежь, размещающаяся стратиграфически выше - в отложениях ильинской свиты, представленных андезитами и перекрывающими их алевропелитами. Сложена она штокверковыми рудами, концентрирующимися в кровле андезитов. Эти руды характеризуются колчеданным и колчеданно-полиметаллическим составом в отличие от барит-полиметаллических и полиметаллических основного (крюковского) рудного горизонта, что указывает на зависимость состава оруденения от состава вмещающих пород. Аномальным по составу руд является и *Долинное месторождение*, характеризующееся бедными по содержанию полиметаллов, но обогащенными золотом (4,678 г/т) и серебром (68,629 г/т) рудами.

Кроме описанного оруденения, концентрирующегося на эмском стратоуровне, в Лениногорском районе развиты оруденение эйфельского и эйфель-живетского уровней. Это оруденение представлено Тишинским, Габриэловским, Шубинским месторождениями.

Тишинское месторождение является одним из крупнейших месторождений Рудного Алтая. Расположено оно в 18 км юго-западнее г. Риддера и приурочено к участку пересечения Лениногорской структуры («грабен-синклинали») Бутачихинско-Кедровской зоной смятия, являющейся юго-западной ветвью Севе-

ро-Восточной зоны смятия. Породы собраны в складки, подверглись расчленению, а руды - широкому проявлению процессов регенерации.

Оруденение размещается на контакте ильинской и сокольской свит. Представлено оно двумя залежами - Основной и Северо-Западной и рядом мелких рудных тел.

Основная рудная залежь, содержащая основные запасы руд, приурочена непосредственно к контакту ильинской и сокольской свит. Лежащий бок залежи сложен андезит-базальтами, преобразованными в кварц-карбонат-серицит-хлоритовые и карбонат-хлорит-серицитовые сланцы, висячий - известковистыми алевропелитами, преобразованными в кварц-карбонат-серицитовые сланцы. Залежь имеет неправильную линзовидную форму, протяженность ее более 1 км при мощности в раздвиге центральной части до 60 м. На глубине и флангах она расчленяется на серию мелких линзо- и жилковидных тел, сложенных в основном, прожилково-вкрапленными рудами. Буровыми скважинами она разведана до глубины 1300-1500 м. Северо-Западная рудная залежь располагается в 200-250 м к северу от Основной, в породах ильинской свиты, представленной базальтами, андезит-базальтами и их туфами, преобразованными в сланцы. Она состоит из нескольких разрозненных небольших по размерам линзовидных тел в основном прожилково- и гнездово-вкрапленных руд колчеданно-медно-цинкового состава.

Отмечается проявление зональности оруденения в Основной рудной залежи. В направлении от лежащего бока к висячему серно-колчеданные руды сменяются колчеданно-медно-цинковыми с небольшим содержанием свинца, а последние - полиметаллическими. Зональность по падению залежи практически не проявлена.

Руды месторождения колчеданно-полиметаллические. Средние содержания цинка - 6,50 %, свинца - 1,12 %, меди - 0,61 %, золота - 0,8 г/т и серебра 12,8 г/т. Элементы примеси: кадмий, селен, теллур, сурьма, мышьяк, висмут, таллий, индий, кобальт, молибден. Минеральный состав руд: сфалерит, пирит, галенит, халькопирит, пирротин, блеклая руда, алгаит, гессит, теллуrowисмутит, силванит. Нерудные минералы представлены кварцем, фенгитом, доломитом, кальцитом, хлоритом, альбитом, ангидритом.

И, наконец, в Лениногорском узле проявлено оруденение эйфель-живетского стратиграфического уровня, представленное *Шубинским* месторождением. Оно располагается в 8 км к северо-востоку от г. Риддер и размещается на юго-западном крыле Успенской (Листвяжной) грабен-синклинали, нарушенной серией разломов Успенско-Карелинской зоны смятия, являющейся фрагментом Северо-Восточной зоны смятия. Оруденение локализуется в верхней части сокольной (успенской) свиты эйфель-живетского возраста, близ контакта ее с белоубинской свитой живе-франского возраста. Представлено двумя крутопадающими рудными телами, одно из которых сложено медноколчеданными (лежащий бок месторождения), а другое - колчеданно-полиметаллическими рудами. Рудные тела разобраны пластом сланцев по алевропелитам мощностью 30–50 м. Протяженность рудных тел 100–150 м, на глубину они прослежены до 600 м при мощности от первых метров до 19 м. Средние содержания в рудах меди 2,18 %, цинка 3,97 %, свинца 0,59 %, золота 0,5 г/т, серебра 19,85 г/т. Элементами-спутниками являются: кадмий, висмут, селен, теллур. Минеральный состав медно-колчеданных руд: пирит, халькопирит, сфалерит, арсенопирит, колчеданно-полиметаллических - сфалерит, халькопирит, галенит, блеклая руда, нерудные - кварц, серицит, хлорит, карбонаты. По своему масштабу месторождение мелкое.

Зыряновский рудный район. Колчеданно-полиметаллическое оруденение в Зыряновском рудном районе размещается в пределах сложно построенной Ревношпинской брахиформной антиклинальной структуры, ядерная часть которой сложена зелеными сланцами каледонского структурного этажа (приревношпинская свита силуро-раннедевонского возраста), а крылья - несогласно залегающими отложениями ревношпинской и маслянской свит, соответственно эмс-эйфельского и эйфель-живетского возраста, объединяемыми в терригенно-базальт-риолитовую формацию.

В пределах указанной структуры промышленное оруденение развито на двух уровнях - эмс-эйфельском и эйфель-живетском. На первом уровне локализуется большинство месторождений района - Зыряновское, Греховское-II, Путищевское и др., из которых крупным являлось лишь Зыряновское, к настоящему времени почти полностью отработанное. На втором (эйфель-живетском) уровне

размещаются крупное Малеевское и мелкое Греховское-I месторождения.

Оруденение *Зыряновского* месторождения размещается в основном в ревнюшинской свите, концентрируясь вблизи контакта ее с маслянской свитой, где размещались богатые пластовидные, в основном сплошные полиметаллические руды. Но большая часть запасов руд была сосредоточена в подстилающей эти руды части ревнюшинской свиты. Здесь оруденение было представлено телами различной морфологии: жилообразными сплошными сульфидами, столбообразными, контролируемыми пересечениями разломов, линзовидными и неправильной формы гнездами. Основную массу представляли прожилково-вкрапленные руды. Сближенные серии рудных тел были объединены в восемь «промзон».

В связи с длительностью эксплуатации (с 1794 г) содержания полезных компонентов в рудах всего месторождения не могут быть установлены. В отрабатывающихся в последнее десятилетие рудах корневой части месторождения содержание свинца составляло 0,79 %, цинка - 1,41 %, меди - 0,15 %, золота - 0,22 г/т и серебра - 14 г/т. По данным А.К. Каюпова и др. среднее соотношение свинца, цинка и меди составляло 1:1,37:0,22.

Элементами-спутниками являются кадмий, селен, теллур, висмут, ртуть. Минеральный состав руд: сфалерит, галенит, халькопирит, пирит; второстепенные минералы: блеклые руды, марказит, молибденит, арсенопирит; нерудные - кварц, кальцит, доломит, барит, хлорит, серицит.

Малеевское месторождение расположено в 12 км к северу от г. Зыряновска в области периклинального замыкания Ревнюшинской структуры, выделяемой здесь в Малеевско-Путинцевскую антиклиналь. Ядерная часть антиклинали сложена отложениями ревнюшинской эмс-эйфельского, крылья - маслянской эйфель-живетского и зыряновской (хамирской) живе-франского возраста свитами (рис. 7.14).

Оруденение локализуется в отложениях средней и низах верхней части разреза маслянской свиты, сложенной здесь известковистыми и углеродистыми алевролитами и алевропелитами, содержащими многочисленные силлы диабазов и тела риолитов и их лавобрекчий. Подстилается рудосодержащая пачка пород серици-

тизированных и хлоритизированных алевролитов и сланцах, преобразованных в подошве рудных тел до микрокварцитов. Эта плачка пород в свою очередь подстилается риолитоидами, представляющими собою, видимо, аникальную часть экструзивно-лавого купола.

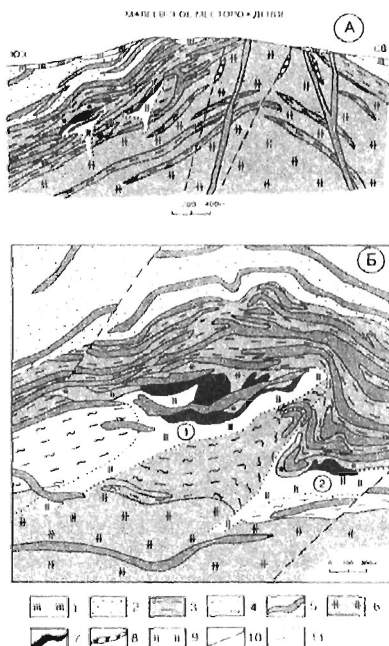


Рис. 7.14. Геологическая схема Малеевского месторождения. А – геологический разрез через Малеевско-Пугачевскую антиклиналь по профилю месторождения (по материалам Зырянской экспедиции), Б – геологический план двенадцатого горизонта (по Т.К. Жаксанбаеву): 1 – четвертичные отложения; 2 – песчаники, алевролиты зырянской (хамирекой) свиты; 3 – углеродистые и известковистые кремнистые алевропелиты и алевролиты маслянской свиты эйфель-живетского возраста; 4 – те же породы испытавшие хлоритизацию, серпентизацию, окварцевание; 5 – диабазы, диабазовые порфиры живе-франского возраста; 6 – риолиты лавово-экструживной о купола эйфель-живетского возраста; 7 – рудные тела Малеевского месторождения; 8 – зоны минерализации; 9 – серпент-хлорит-кварцевые метасоматиты; 10 – разрывные нарушения; 11 – контуры метасоматитов: 1 – Малеевская, 2 – Родниковая рудные зоны

Месторождение представлено двумя субпараллельными лентообразными зонами (Малеевской и Родниковой), полого ($25-30^0$) склоняющимися в северо-западном направлении.

Малеевская рудная зона имеет выход на поверхность и ее верхняя часть, представленная рудным телом № 1, частично была отработана. Мощность зоны варьирует в пределах 65–220 м, прослеженная протяженность по склонению - 1300 м, ширина 150- 300 м. В зоне обособляется несколько рудных тел лентовидной формы, осложненных купольными выступами в кровле и апофизами в подошве. Размеры рудных тел различные. Наиболее крупное по запасам рудное тело № 3 прослежено по склонению на 1350 м, при ширине 60- 230 м и средней мощности 11,8 м (от 0,3 до 82,0 м).

Родниковая рудная зона содержит основную массу руд (85 %). По восстанию она выклинивается в 300 м от поверхности. Оруденение в зоне представлено двумя крупными (№ 6, 7), заключающими до 90 % запасов месторождения, и несколькими мелкими рудными телами. Рудное тело № 6 имеет протяженность по склонению 990 м при ширине 20- 500 м (средней 275 м) и мощности 0,6 -79,3 м. Оно сложено преимущественно сплошными колчеданными медно-цинковыми рудами. Рудное тело № 7 расположено под рудным телом № 6 и отделено от него sillом пострудных диабазов. Мощность его варьирует от 0,4 до 61 м, протяженность по склонению 1600 м, ширина - от 138 до 610 м.

Руды месторождения по своему составу колчеданно-полиметаллические с соотношением свинца, меди и цинка соответственно 1,0:2,2:7,6 со средним содержанием указанных металлов, %: 1,19; 2,59 и 7,85. Кроме того, в рудах содержатся золото 0,62 г/т, серебро 78,4 г/т. Элементами примесями, кроме благородных металлов, являются: кадмий, ртуть, висмут, молибден, кобальт, мышьяк, сурьма, селен, таллий, теллур, галлий, индий, германий, никель. Минеральный состав руд: пирит, сфалерит, халькопирит, галенит (главные) блеклая руда, арсенопирит, магнетит, пирротин, самородные висмут, золото и серебро, электрум, айкинит, висмутит, тетрадимит, галеновисмутит, козалит, буланжерит. Из нерудных минералов широко распространены: кварц, хлориты, кальцит,

барит, актинолит, тремолит, серицит, мусковит, альбит, эпидот, биотит, цоизит. Среднее содержание барита в рудах - 6,64 %.

Распределение руд, в общем виде, зональное. Барит-полиметаллические и полиметаллические руды концентрируются в верхней части рудных тел, вниз сменяясь цинковыми и медно-цинковыми, последние - медно-колчеданными и серноколчеданными. Текстуры руд массивные, пятнистые брекчиевые, полосчатые. В ряде участков сохранилась первичная слоистая текстура руд в виде чередования прослоев алевролитов с тонкой вкрапленностью сульфидов с прослоями колчеданно-полиметаллических руд. Мощность прослоев пород и руд колеблется от десятых долей сантиметра до 30 м.

Руды подверглись метаморфизму и частичной регенерации в связи с наложившимися тектоническими процессами и пострудным магматизмом. Особенно существенные изменения произошли в связи с контактовым метаморфизмом, ассоциированным с внедрением расположенного вблизи массива гранитоидов позднепалеозойского Щебнюшинского плутона. Интенсивность метаморфизма возрастает по мере приближения к плутону. Вмещающие породы преобразуются в кварц-актинолитовые и биотит-хлорит-кордиеритовые роговики, а в рудах возникает высокотемпературная пирротин-халькопирит-арсенопирит-гудmundитовая ассоциация (Беспаяев и др., 1997).

Расширение перспектив месторождения связывается с изучением его более глубоких уровней.

Приртышский рудный район включает в свой состав оруденение, развитое на юго-западном, южном и юго-восточном крыльях Алейского антиклинория. В пределах указанного района располагаются крупные отрабатываемые в настоящее время колчеданно-медно-цинковые и колчеданно-полиметаллические месторождения: Орловское, Николаевское, Белоусовское, Иртышское. Готовится к эксплуатации крупное Артемьевское месторождение. Кроме того здесь же размещаются более мелкие объекты - отрабатываемое Шемонаихинское месторождение, отработанные и резервные Березовское, Новоберезовское, Таловское, Камышинское и др. месторождения.

Все отмеченные месторождения ассоциируют с эсжизетским комплексом вулканогенно-осадочных пород, выделяемых здесь (Беспасев и др., 1997) в контрастную базальт-риолитовую кремнисто-терригенную субформацию терригенно-базальт-риолитовой формации.

Оруденение концентрируется на двух стратоуровнях - эйфельском и живетском и приурочено к этапам затухания активности риолитоидного вулканизма. Эти этапы характеризуются седиментогенезом с широким участием хемогенных осадков. На первом уровне размещаются колчеданно-полиметаллические Белоусовское, Березовское и колчеданно-медно-цинковые Орловское, Таловское и Верхубинское месторождения, на втором - колчеданно-медно-цинковое Николаевское и колчеданно-полиметаллические Артемьевское, Камышинское, Рулихинское и, возможно, Иртышское.

Оруденение на указанных уровнях имеет узловое распределение и группируется в Орловско-Золотушинский, Шемонаихинский, Камышинско-Артемьевский, Николаевско-Рулихинский, Верхубинский рудные узлы, Орловско-Олепышевскую и Березовско-Белоусовскую рудные зоны.

Николаевское месторождение располагается в отложениях верхней части галовской свиты, сложенной вулканитами кислого состава, содержащими прослой углеродистых, кремнистых и известковистых алевролитов и алевропелитов. Оруденение представлено крупной залежью, достигающей в центральной части мощности 160 м, при ширине до 420 м и протяженности по падению до 450 м. Залежь в виде полуцилиндра окаймляет склон экстррузивного купола риолитов («порфиров сопки Памятник»), погружающегося в южном и юго-восточном направлениях (рис. 7.15).

На глубину, в связи с изменением морфологии кровли экстррузива, меняется и форма рудного тела. Здесь оно приобретает в горизонтальном срезе сигмоидный облик. На юго-восточном фланге руды распространяются за пределы экстррузивного купола и здесь они залегают на подстилающих его осадочных отложениях, представленных углеродистыми и кремнисто-известковистыми алевролитами и алевропелитами. Перекрывается рудное тело крупнообломочными и глыбовыми брекчиевидными породами, состоя-

щими в основном из обломков риолитов, в том числе и фрагментов «порфиров сопки Памятник», и содержащими обломки руд различной размерности. Вышеописанные образования перекрываются базальтами и их туфами гериховской свиты живе-раннесфранского возраста. В последних также отмечается присутствие рудных обломков.

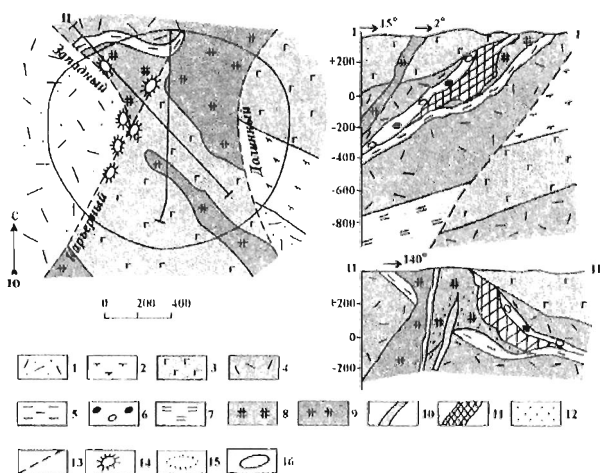


Рис. 7.15. Геологическая схема и разрезы Николаевского месторождения (по Тойбазарову, Л. А. Рыбиной): 1 - туфы кислого состава, туффиты (снєгирихинская свита Д₁); 2 - лавы и туфы кислого состава, песчанники, алевролиты (николаевская свита Д₁); 3 - лавы, силлы и туфы базальтов, диабазов, реже андезитов, алевролиты, линзы известняков (гериховская свита Д₂-Д₃); 4-6 - таловская свита: 4 - лавы и туфы кислого состава, 5 - углеродистые известково-глинистые, кремнисто-глинистые алевролиты и алевропелиты (горизонт подрудных сланцев), 6- онколитовые, глыбовые брекчии с рудокласами; 7 - алевролиты и песчанники (лосининская свита Д₃); 8 - экструзивное тело («порфиры сопки Памятник»); 9 - субвулканические тела и дайки позднедевонского возраста; 10 - дайки диабазов; 11 - рудная залежь; 12 - гидротермально-измененные породы с вкрапленностью сульфидов; 13 - разрывные нарушения; 14 - контур горизонтальной проекции рудной залежи; 15 - карьеры работ XVIII-XIX веков; 16 - контуры современного карьера

Рудная залежь сложена большей частью сплошными рудами, которые в лежащем боку переходят в штокверк вкрапленно-прожилковых руд в риолитах экструзива. На западном фланге рудного тела, на участке его выклинивания, развиты слоистые руды, представляющие собой ритмичное переслаивание слойков сульфидов и кремнистых алевролитов.

В строении рудной залежи довольно отчетливо проявлена вертикальная зональность. Развитые в подошве прожилково-вкрапленные зернистые серно-медноколчеданные руды сменяются вверх по разрезу сплошными такого же состава, а последние - метакolloидными медно-цинковыми, цинковыми и полиметаллическими. Содержание основных компонентов в рудах, %: медь - 2,540; свинец - 0,491; цинк - 3,762. Кроме того, в рудах содержится золото - 0,565 г/г, серебро - 33,561 г/т, галлий, германий, индий, кадмий, селен, таллий, теллур.

Основными рудными минералами являются пирит (50,8 %), сфалерит (11,5), халькопирит (8,3), галенит (0,8 %), второстепенными - блеклая руда, золото, серебро, бурнонит, джемсонит, аргентит, арсенопирит, гринокит и др.

Артемьевское и Камышинское месторождения образуют единое рудное поле. Располагаются на северо-западном продолжении структур Николаевского месторождения и находятся на том же стратопоросне - в отложениях верхней части таловской свиты у контакта ее с гериховской свитой. Оруденение тесно ассоциирует с пачкой кремнистых и углеродистых алевропелитов, содержащих прослои туфоалевролитов и туфитов.

Камышинско-Артемьевское рудное поле представлено семью рудными залежами, одна из которых, Северо-Западная, и представляет отработанное к настоящему времени Камышинское месторождение. Рудные залежи имеют протяженность в сотни, до 1000 м при ширине 150-300 м и мощности до 34,6 м. Форма их пластолинзообразная, усложненная купольными выступами в кровле и корневыми ответвлениями в лежащем боку. Каждая из отмеченных залежей сопровождается одним или несколькими более мелкими рудными телами.

Основная рудная залежь Артемьевского месторождения, содержащая большую часть запасов руд, представляет собою цепочку

купольно-линзо-видных тел, соединенных менее мощным рудным пластом. Купольные структуры возвышаются над кровлей пластовых руд на первые десятки метров. Вершинная часть их обычно разрушена, а обрушившийся материал у подножия захороняется вышележающими отложениями. В стержневых частях куполов имеются сквозные зоны трубообразной формы, заполненные брекчиевидными рудами. По периферии купольных структур сплошные массивные руды сменяются пластообразными сплошными, переходящими по удалению от куполов во вкрапленные.

В строении описанных рудных структур отчетливо проявлена вертикальная зональность: привершинная их часть сложена барит-полиметаллическими, обогащенными золотом и серебром рудами, сменяющимися к подошвенной части колчеданно-полиметаллическими. В подошве развиты обычно медно-цинковые руды, иногда отделяющиеся от вышележающих руд прослоями осадочных пород. В корневой части купольных построек развито прожилково- и гнездово-вкрапленное медноколчеданное оруденение, наложенное на породы основания. Оно в виде клинообразных сужающихся к низу крутопадающих корней прослеживается на глубину до сотни метров. В кровле рудной залежи и на ее флангах в осадочных отложениях установлены мелкие линзовидные тела полиметаллических руд, залегающие согласно с вмещающими породами.

Другие рудные залежи имеют более простую морфологию и представлены линзовидными телами относительно выдержанной мощности.

Руды по составу подразделяются на колчеданно-полиметаллические, колчеданно-медно-цинковые с соотношением свинца, меди и цинка соответственно: 1,0:0,3:3,0; 1,0:8,0:25,0; 1,0:30,0:1,0. Средние содержания основных компонентов в рудах, %: цинка - 7,657, меди - 2,182; свинца - 2,183. Попутными полезными компонентами являются: сера пиритная, барит, золото, серебро. В качестве полезных элементов-примесей установлены: кадмий, висмут, ртуть, селен, молибден; вредных - мышьяк и сурьма. Минеральный состав руд: главные минералы - пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, второстепенные и редкие - блеская руда, золото, серебро, электрум, висмут, сульфосоли висмута, борнит, мар-

казит, акантит; нерудные минералы - кварц, серицит, кальцит, хлорит, барит, доломит, рутил, гипс [52].

Орловское месторождение располагается в крайней северо-западной части Рудного Алтая, на юго-западном крыле Алейского антиклинория, нарушенном Иртышской зоной смятия. Размещается оруденение в линзовидном блоке среднедевонских пород (3 x 0,7 км), ограниченном по всему периметру разломами. На юго-западе указанный блок Березовским надвигом отделен от пород Иртышской зоны смятия, представленных здесь апотерригенными зелеными сланцами силурийско-раннедевонского возраста (корбалихинской свитой?), которые тектонически перекрывают рудовмещающие отложения. На северо-востоке отложения блока по Восточному разлому контактируют с позднедевонскими и каменноугольными отложениями (рис. 7.16).

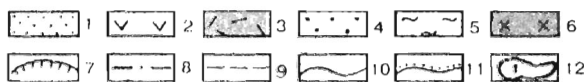
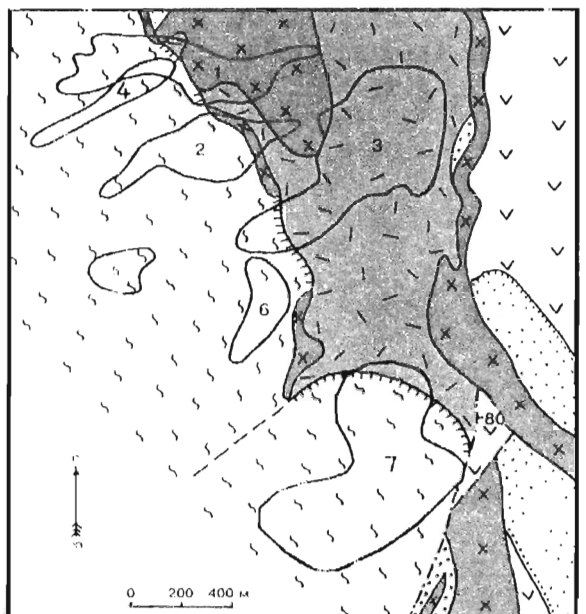


Рис. 7.16. Геологическая схема Орловского месторождения (по И.В. Беглаеву и др.): 1 - алевролиты, песчаники, конгломераты малоульбинской свиты средне-позднекаменноугольного возраста; 2 - андезиты и их туфы пихтовской свиты фаменского возраста; 3 - риолиты, риодациты, редко кремнистые алевролиты таловской свиты живецкого возраста; 4 - алевролиты, алевропелиты, песчаники лосишинской свиты эйфельского возраста; 5 - апотерригенные зеленые сланцы силуро-раннедевонского возраста (?); 6 - позднепаласзойские плагиограниты, гранодиориты; 7 - Березовский надвиг; 8 - Восточный разлом; 9 - другие разрывные нарушения; 10 - интрузивные и согласные стратиграфические контакты; 11 - стратиграфически несогласные контакты; 12 - положение контуров проекции на горизонтальную плоскость рудных залежей: 1-2 - залежь Новая: - Северное рудное тело (1) и Южное рудное тело (2), 3 - Основная, 4 - Западная, 5 - Линза 45, 6 - Линза 46, 7 - Громовская

Среднедевонские отложения представлены в нижней части лосишинской свитой эйфельского возраста, сложенной известковистыми, кремнистыми и углеродистыми алевролитами и алевропелитами, содержащими прослойки песчаников, туффитов, туфов и лав риолитов, риодацитов, базальтов и андезитобазальтов. Лосишинская свита согласно перекрывается таловской свитой живецкого возраста, сложенной в основном вулканитами кислого состава, содержащими редкие прослойки туфопесчаников и кремнистых алевролитов.

Оруденение размещается в верхней части разреза лосишинской свиты, непосредственно у контакта её с таловской свитой. Представлено оно залежами Основной, Новой, Западной, Громовской, Линза 45, Линза 46. Основная масса промышленных руд сконцентрирована в Основной и Новой рудных залежах, состоящих из ряда рудных тел, сочленяющихся либо разделенных небольшими безрудными интервалами. В структурном отношении большая часть руд располагается под тектонически надвинутыми по Березовскому разлому зеленосланцевыми отложениями силурийско-раннедевонского (?) возраста (рис. 7.16, 7.17).

Рудные залежи представляют собой уплощенные линзообразные или неправильной формы тела, залегающие в основном согласно с вмещающими отложениями и на одном стратиграфическом уровне. Протяженность их по склопенению достигает 1 км, по

простирацию до 500 м, при мощности до 50 м. Иногда морфология рудных тел усложняется причленяющимися к лежащему боку секущими апофизами вкрапленных руд, погружающихся на глубину до 200 м от подошвы рудного тела. В строении рудных тел проявлена зональность, выражающаяся в смене от лежачего бока к висячему колчеданно-медных (пирит-халькопиритовых) медно-цинковыми (сфалерит-халькопирит-пиритовыми), а последних - полиметаллическими и барит-полиметаллическими рудами.

Руды месторождения по своему общему составу являются колчеданно-медно-цинковыми. Средние содержания основных компонентов, %: меди - 4,44; свинца - 0,98; цинка - 2,37. Попутными компонентами являются: барит, золото, серебро. Содержание барита в рудах составляет 7,80 %, золота 0,79 г/т, серебра 69,6 г/т. Кроме того, в рудах содержится: селен, теллур, таллий, галлий, индий, германий, висмут, кадмий, молибден, кобальт.

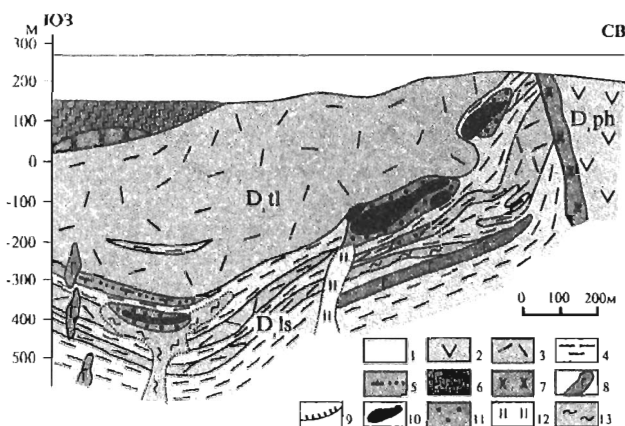


Рис. 7.17. Геологический разрез Орловского месторождения (по материалам В.М. Волкова, И.Т. Сахарова, Ю.И. Демина и др.): 1 - кайнозойские отложения; 2 - лавы и туфы андезитов, туфы смешанного состава; 3 - лавы и лавобрекчии риолитов и риодацитов; 4 - кремнистые алевролиты и алевронселиты; 5 - туфопесчаники; 6 - зеленые сланцы; 7 - плагиограниты, гранодиориты; 8 - диабазы; 9 - Березовский надвиг; 10-11 - руды: 10 - сплошные, 11 - вкрапленные; 12 - серицитизированные и окварцованные породы; 13 - хлоритолиты

Основные рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, второстепенные - блеклой рудой, магнетитом, марказитом, пирротинном, золотом, самородным висмутом, висмутином, теллуру-висмутигом, ковеллином, халькозинном, борнитом; нерудные - кварцем, серицитом, хлоритом, кальцитом, доломитом, баритом.

Расширение перспектив месторождения связывается с изучением более глубоких уровней погружающегося в западном направлении рудоносного горизонта, а также глубинного оплоискования флангов месторождения.

Перспективы Рудноалтаийского металлогенического комплекса в целом не исчерпаны, существует реальная возможность выявления в нем новых крупных объектов. На данное время, с учетом развитой инфраструктуры региона, наряду с рентабельными месторождениями (Артемьевское, Малесвское) в эксплуатацию могут быть вовлечены мелкие и средние объекты с относительно богатым содержанием металлов: Юбилейно-Снегирихинское с суммой основных металлов 11,29 %, Стрижанское – 7,87 %, Анисимов Ключ 8,4 % и ряд др.

Майкаинский металлогенический тип

Рассматриваемый тип приурочен к ордовикской энсиматической островной дуге Майкаинской металлогенической зоны, возникшей на кембрийской океанической коре, сложенной подушечными натровыми базальтами, спилитами, янимами, кварцитами, кремнистыми алевролитами, известняками, песчаниками косго-байской свиты. В составе пород преобладают вулканыты. Осадочные породы имеют подчиненное значение, количество их несколько увеличивается к верхам разреза.

Островодужный этап развития зоны охватывает период от раннего до позднего ордовика включительно. В раннем ордовике преобладали вулканыты андезитового состава при подчиненной роли осадочных пород. К позднему ордовика роль вулканытов уменьшается, наряду с андезитами появляются основные и кислые разности их, увеличивается роль туфов (до 40- 70 % от общего количества вулканытов) и осадочных преимущественно терригенных отложений. Характерна фаціальная изменчивость пород, невыдер-

жанность разрезов. Для вулканитов отмечаются повышенная глиноземистость и возрастание общей и особенно калиевой щелочности от ранних разностей к поздним.

Оруденение комплекса колчеданное золото-барит-полиметаллическое. Рудные тела локализованы преимущественно в ранних вулканитах островодужной стадии и только изредка оруденение встречается в более поздних вулканитах. Поэтому отнесение Майкаинского металлогенического комплекса к позднеостроводужным условно и основано на сходстве его оруденения с таковым Торткудыкского металлогенического комплекса.

Все основные промышленные руды комплекса (за исключением мелкого месторождения Алпыс) сосредоточены в *Майкаинском рудном поле*, насчитывающем более десяти месторождений и проявлений, называемых рудными участками (рис. 7.18). Все они приурочены к Майкаинской синклинали, осложняющей Майкаинскую горст-антиклиналь и представляющую собой вулканокальдерное образование. Простираение синклинали северо-восточное, размер около 1,5 x 3,0 км. Основание структуры сложено основными вулканитами с подчиненными прослоями туфов, туфопесчаников и яшм жангабылской свиты (Михайлов и др., 1981), представляющими собой образования океанической коры. Рудомещающей является агырекская свита, сложенная андезитами, их туфами, лавобрекчиями. Реже встречаются дациты и их туфы, горизонты вулканомиктовых пород и прослои яшм. В целом состав пород агырекской свиты отвечает островодужной стадии развития.

Оруденение локализовано в меж- или внутриформационных зонах рассланцевания и образует две параллельные рудные зоны: Главная и Западная, которые представлены кварц-хлорит-серицитовыми, кварц-серицитовыми и кварцевыми метасоматитами с колчеданными и колчеданно-барит-полиметаллическими рудами. Главная рудная зона протягивается по юго-восточному крылу синклинали и ее юго-западному замыканию. Она включает рудные участки: Малый Майкаин; Майкаин—А, В, С, D, Е; Первомайский; Новый и др. Западная рудная зона приурочена к северо-западному крылу синклинали. Она содержит непромышленные серноколчеданные руды, представленные участками Большой Майкаин, Красная Горка, Придорожный и др. Большинство рудных

тел залегают согласно с вмещающими породами и только некоторые мелкие непромышленные тела занимают секущее положение.

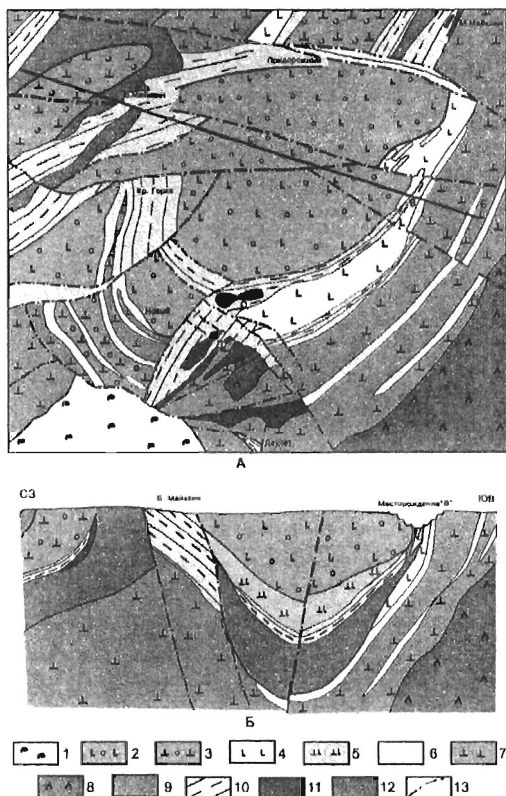


Рис. 7.18. Геологическое строение (а) и разрез (б) Майкаинского рудного поля (по А.Н. Таран и М.П. Щебуляеву): 1 - туфы крупнообломочные среднего состава; 2 - туфы среднеобломочные среднего состава, лавобрекчии; 3 - туфы мелкообломочные среднего состава, андезитовые порфириты; 4 - туфы основного состава; 5 - андезито-базальтовые порфириты; 6 - горизонты осадочных пород; 7 - базальтовые порфириты, миндалекаменные афировые лавы; 8 - габбро-диабазы; 9 - гидротермально-метасоматические кварциты; 10 - кварц-серицит-хлоритовые сланцы; 11, 12 - рудные тела: 11 - золотого-барит-полиметаллические, 12 - серноколчеданные; 13 - разрывные нарушения

Основные промышленные руды сосредоточены на участках Майкаины В, С и Е. Здесь выявлено 20 согласных рудных тел линзо- и пластообразной формы протяженностью 15–700 м по простиранию и 30–355 м по падению при мощности 0,5–60,0 м. Руды колчеданно-барит-полиметаллические, барит-полиметаллические, баритовые и серпоколчеданные. Сложены они пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, блеклой рудой, ковеллином, борнитом, арсентитом, золотом самородным. Нерудные минералы представлены баритом, кварцем, доломитом, кальцитом, серицитом, хлоритом, флюоритом. Основные полезные компоненты: золото (среднее содержание в руде 4,5 г/т), серебро (48,2 г/т), свинец (0,37 %), медь (1,21 %), цинк (2,11 %), барит (18,64–44,62 %). Попутно извлекаются: кадмий, индий, селен, теллур. В рудах отмечены платина и палладий. Учитывая распространенность в Майкаинской металлогенической зоне образований оксанической коры, в том числе и ультрабазитов, следует более тщательно относиться к изучению платиноидов в рудах комплекса.

В Казахстане к важному типу относятся также скарновые месторождения Саякской группы (Саяк I, II, III, IV, Тастау, Молдыбай). *Месторождение Саяк I* открыто Н. Наковником в 1930 г. Оно находится в Северо-Восточном Прибалхашье. Наиболее важный тектонический элемент района – Саякская мульда представляет собой структуру, наложенную на сложноскладчатый комплекс нижнепалеозойских пород, слагающих Балхашский антиклинорий. Мульда выполнена вулканогенно-осадочными породами саякской серии каменноугольного возраста общей мощностью 4000 м. В разрезе серии выделяется ряд свит; в верхней части разреза залегает пачка известняков мощностью 50–200 м, к которым приурочены все известные в районе проявления меди скарнового типа.

Мульда имеет овальные очертания и вытянута в близширотном направлении, размеры ее 40 x 60 км. Простирания слоев в общем параллельны границам структуры, углы падения изменяются от 40–70° вблизи ее бортов до практически горизонтальных в центральной части. Отложения саякской серии прорваны крупными интрузивами гранодиоритового и гранитного состава каменноугольного возраста и большим количеством даек. На контакте ин-

трузивов широко распространены метасоматические образования, среди которых преобладают скарны, локализующиеся в карбонатных породах.

В пределах Саякской мульды установлена группа месторождений и рудо-проявлений меди в основном скарпного типа (Саяк I, II, III, IV, Тастау, Молдыбай). Самое крупное из них месторождение Саяк I расположено в северо-восточной части мульды (рис. 7.19). Оно приурочено к антиклинали второго порядка, ось которой простирается в близмеридиональном направлении ($345-350^\circ$) и полого погружается к югу с довольно значительными ундуляциями. Наличие ундуляций приводит к тому, что на современной поверхности обнажаются различные горизонты вмещающих пород и рудных тел. Складка несколько асимметрична. Углы падения пород в восточном крыле $30-35^\circ$, а в западном не превышают 15° . На участке месторождения установлена максимальная (для всей мульды) мощность известняков. Они образуют здесь два горизонта мощностью 30-50 и 130-150 м, разделенные пачкой туфонесчаников, местами выклинивающейся.

Породы восточного крыла антиклинальной складки прорваны гранитоидами. Контакт интрузива проходит почти параллельно оси складки в близмеридиональном направлении. Общее падение контакта гранитоидов крутое ($60-70^\circ$) западное – в северной, вертикальное – в средней и восточное ($60-70^\circ$) – в южной частях месторождения.

Площадь месторождения насыщена большим количеством даек, изменяющихся по составу от диабазовых и диоритовых порфиритов до плагиогранит-порфиров. Простираание их преимущественно северо-восточное ($30-40^\circ$), падение крутое ($75-80^\circ$) на юго-восток. Мощность даек в основном 3-5 м. По возрасту устанавливаются дайки дорудные, внутрирудные и послерудные.

Складчатая структура месторождения осложнена серией разрывных нарушений северо-восточного и субмеридионального направлений. Характер большинства разрывных нарушений – сбросо-сдвиги с незначительными (метры и первые десятки метров) амплитудами смещений. Многие нарушения служили путями внедрения указанных даек. Северная и южная границами месторождения

служат относительно крупные разломы субширотного простирания: Северо-Саякский и Молдыбайский.

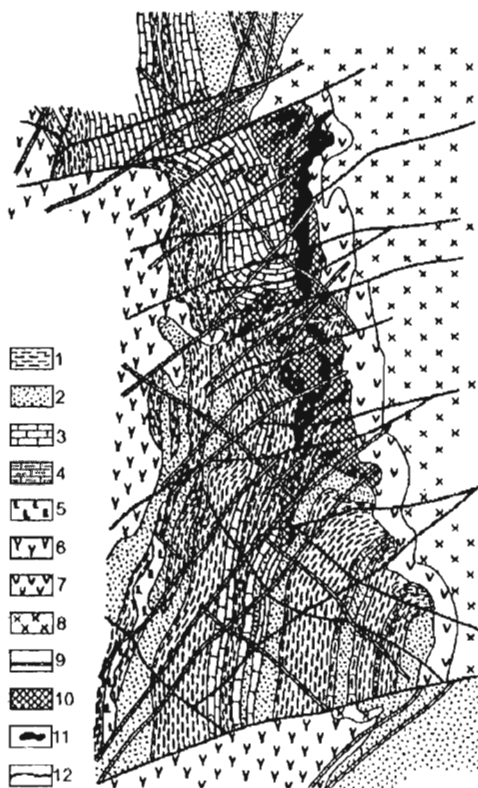


Рис. 7.19. Схематическая геологическая карта месторождения Саяк I (по *Г. Бурдукову* и *Ю. Тарновскому*): 1-4 - тастыкудукская свита (нижний-средний карбон): 1 - туфоалевролиты, 2 - песчаники, 3 - известняки, 4 - известковистые туфоалевролиты; 5 - субвулканические тела диорит-порфиров; 6 - пермские эффузивы среднего и основного состава; 7-8 - верхнекаменноугольные интрузивные породы: 7 - диориты, 8 - гранодиориты и кварцевые диориты; 9 - дайки диоритовых и диабазовых порфиров, гранодиорит-порфиров; 10 - скарны; 11 - рудные тела; 12 - разрывные нарушения

Слагающие рудное поле породы в зоне контакта с гранодиоритами претерпели интенсивные изменения, выразившиеся в ороговиковании силикатных разностей, скарнировании и мраморизации известняков. Наиболее широко распространенной и важной в практическом отношении разновидностью метасоматитов являются скарны. Скарновое поле протягивается вдоль контакта с интрузией на 3 км при ширине от 500 до 1000 м. Мощность скарновой зоны в приконтактной части совпадает с мощностью известняков и уменьшается по мере удаления от контакта к западу. В западной части рудного поля единая скарновая залежь расчленяется на несколько отдельных тел, сменяющихся по падению мраморами и мраморизованными известняками.

Среди скарнов различают гранатовые, пироксен-гранатовые и пироксено-вые разности, относящиеся по составу к андрадит-гроссуляровому и диопсид-геденбергитовому рядам. Изучение скарнов позволило установить следующую схему метасоматической зональности: силикатная порода - пироксен-полевошпатовая околоскарновая порода - пироксеновый эпидоцит (редко) - пироксен-гранатовый скарн - гранатовый скарн - пироксеновый (редко волластонитовый) скарн - мрамор. Кроме того, в пределах рудного поля отмечаются протяженные (до 200 м) и мощные (до 10-12 м) тела эпидозитов, эпидот-актинолитовых и кварц-актинолит-хлоритовых пород, связанных с послескарновыми метасоматическими изменениями. По гранатовым и пироксен-гранатовым скарнам происходит интенсивное развитие магнетита, вплоть до образования мономинеральных магнетитовых руд.

Заключительная стадия изменения пород фиксируется выделением сульфидов: халькопирита, борнита, пирротина, молибденита, кобальтина, которые накладываются на все типы пород Саянской мульды, преимущественно на метасоматические. Сульфиды тесно ассоциируют с эпидотом, актинолитом, кварцем, кальцитом - главными породообразующими минералами послескарновых метасоматитов. Халькопирит корродирует, замещает и сечет зерна граната и пироксена в скарнах, обволакивает и цементирует зерна скарновых минералов. В рудах он образует неравномерно распределенную вкрапленность различных (от 0,5 до 5 мм) размеров, линзы и гнезда размером от 1-3 до 5, изредка до 12-15 см. Размеры

зерен в агрегатах колеблются от 0,02 до 1 мм. Тесно ассоциирующие с халькопиритом борнит и пирротин слагают ксеноморфные зерна размером от долей до 4–5 мм. Кобальтин наблюдается в виде мелких (0,1–0,3 мм) идиоморфных зерен, а также агрегатов, рассеянных в породе. Молибденит встречается в кварц-молибденитовых прожилках длиной до 30 см, мощностью до 4–5 мм. Реже он образует мономинеральные маломощные (от долей до 1 мм) прожилки, тонкую вкрапленность и небольшие гнездообразные скопления. Размеры чешуек молибденита в агрегатах колеблются от 0,03 до 0,5 мм.

Промышленное оруденение локализуется исключительно в скарнах и послескарновых метасоматических образованиях. Наблюдается совпадение зональности метасоматических образований и оруденения. С востока на запад от контакта гранодиоритов выделяются: 1) зона околоскарновых пироксен-полевошпатовых пород и пироксен-гранатовых скарнов шириной от 10 до 150 м с магнетитовым и, в незначительной мере, борнит-халькопиритовым оруденением; 2) зона широкого развития гранатовых скарнов шириной от 100 до 150, реже до 200 м, с молибденит-борнит-халькопиритовым и, в значительно меньшей мере, магнетитовым оруденением; 3) зона преобладания эпидот-актинолит-хлоритовых пород шириной от 5–10 до 50 м с арсенопирит-кобальтиновой минерализацией.

Интенсивность сульфидного оруденения в скарнах и других метасоматических образованиях зависит от степени железистости породообразующих минералов. Гранаты в пироксен-гранатовых и гранатовых разностях с богатым оруденением содержат в среднем 70–80 % андрадитовой и 20–30% безжелезистойgrossуляровой молекулы. В гранатах безрудных скарнов содержание последней возрастает до 60 %. В интенсивно оруденелых пироксен-гранатовых и пироксеновых скарнах превалирует существенно железистый пироксен (свыше 60 % геденбергитового минала). Эти же минералы в скарнах с бедным оруденением содержат лишь 20–25 % геденбергитового минала, в безрудных - всего 5–9 %. Высокожелезистые разности эпидотов и хлориты пюрингитового ряда входят в состав метасоматитов с богатым медным оруденением. в безрудных разностях аналогичных пород присутствуют только безжелезистые

эпидоты - клиноцоизиты и хлориты. Аналогичная закономерность была отмечена Д. Коржинским на Турьинских скарновых месторождениях.

На месторождении Саяк I выделяются два основных морфологических типа рудных тел: 1) залежи сложной, близкой к линзовидной формы, локализующиеся в скарнах и залегающие примерно согласно с вмещающими породами (рис. 7.20); 2) крутопадающие линейные зоны прожилково-вкрапленного оруденения в гранитоидах.

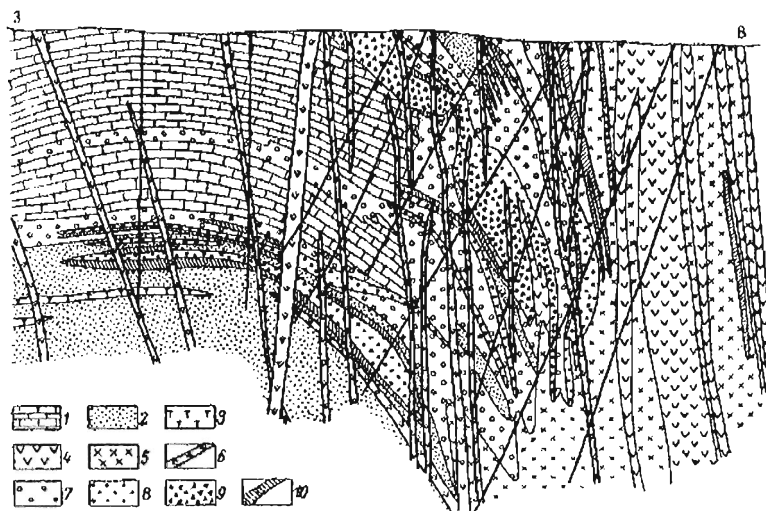


Рис. 7.20. Схематический разрез месторождения Саяк I (по Г. Бурдукову и Ю. Тарковскому): 1-3 - тастыкудукская свита (нижний-средний карбон);

1 - известняки, мраморизованные известняки, мраморы, 2 - песчаники, 3 - туфы смешанного состава; 4-5 - верхнекаменноугольные интрузивные породы: 4 - диориты, 5 - гранодиориты и кварцевые диориты; 6 - дайки диоритовых порфиригов; 7 - скарны; 8-10 - руды: 8 - сплошные собственно медные и медные магнетитсодержащие, 9 - сплошные медно-магнетитовые, 10 - прожилково-вкрапленные

Рудные тела первого типа простираются в близмеридиональном направлении и локализируются в различных горизонтах скарно-

вой толщи от приповерхностных частей до глубины 500 м. Размеры их варьируют в широких пределах, мощность от 0,1 до 50 м. Области максимальных мощностей рудных тел преобладания массивных руд и высоких содержаний полезных компонентов тяготеют к зоне контакта с интрузивом. Граница рудных тел определяется опробованием.

Рудные тела второго морфологического типа представляют собой ряд параллельных и кулисообразно расположенных кругопадających зон мощностью от первых единиц до 10-15 м, простирающихся в общем в близмеридиональном направлении. Рудные тела этого типа отличаются повышенным содержанием молибдена, но содержание меди и других сопутствующих компонентов в них значительно ниже, чем в рудных телах первого типа, поэтому, несмотря на широкое распространение, промышленная ценность их незначительна.

На месторождении локальная зона окисления распространяется на незначительную (10-15, максимум 20 м) глубину. В коренных выходах окисленных рудных тел наряду с гипергенными минералами - азуритом, купритом, халькозином, скородитом - постоянно присутствуют минералы первичных руд. Наиболее распространены из них: халькопирит, магнетит, борнит, пирротин, арсенопирит, кобальтин; менее распространены пирит, молибденит, сфалерит, галенит, марказит, мельниковит-пирит, нередко встречаются самородное золото, электрум, калаверит, петцит, силванит и минералы висмута. Среди породообразующих минералов главную роль играют: грапат, пироксен, эпидот, кальцит, кварц, хлорит, актинолит, калиевый полевой шпат, мусковит, скаполит. Реже встречаются биотит, сфен, везувиан, турмалин, волластонит.

Руды месторождения комплексные. Основное промышленное значение имеет медь; второстепенное - молибден, кобальт, висмут, селен, теллур, железо в форме магнетита; в незначительных количествах в рудах зафиксированы свинец, сурьма, мышьяк, никель, олово, вольфрам.

8. Месторождения свинца и цинка

Казахстан по запасам свинца и цинка занимает одно из первых мест в мире. В Казахстане выявлено более 100 месторождений свинца и цинка. Балансом учтено 58 месторождений. Из них в 44 месторождениях свинец и цинк учитываются совместно. Большая часть запасов (и добычи) свинца, в меньшей степени цинка сосредоточена в Центральном Казахстане, цинка и свинца – в Восточном Казахстане (Рудный Алтай). Третье место по запасам свинца и цинка занимает Южный Казахстан (Каратау). Важное промышленное значение имеют месторождения (рис. 8.1):

а) рудноалтайского колчеданно-полиметаллического типа – *Риддер-Сокольное, Тишинское, Новолегионское, Зыряновское, Малевское, Чекмарь, Греховское, Путинцевское, Николаевское, Иртышское, Белоусовское, Повоберезовское, Артемьевское*;

б) атасуского стратиформного свинцово-цинкового и баритово-свинцово-цинкового типа – *Жайрел, Карагайлы, Акжыл, Узунжыл, Бестобе, Уикатын, Алайгыр*;

в) миргалимсайского (каратауского) стратиформного свинцово-цинкового типа – *Миргалимсай, Шалкия, Талат*,

г) текелийского колчеданного свинцово-цинкового типа – *Текел, Западное Текели, Яблонецкое, Большой Усек* и др.

К новому типу относится *карстовое месторождение Шаймерден* богатых окисленных цинковых руд.

В последние годы в республике в эксплуатации находилось около 30 месторождений свинца и цинка. Достигнутый уровень добычи свинцово-цинковых руд обеспечен в среднем по республике разведанными запасами более чем на 20 лет, что соответствует среднемировому уровню. Проблема заключается в необходимости улучшения качества рудной базы за счет сокращения добычи бедных руд и ускорения освоения богатых месторождений. С этих позиций открытие таких богатых месторождений, как *Малевское, Артемьевское* на Рудном Алтае, существенно улучшает минерально-сырьевую базу свинцово-цинковой промышленности [278, 338].

Рис. 8.1. Схема размещения основных месторождений свинца и цинка в Казахстане по регионам

Атасуский промышленно-генетический тип – классический пример генетической ассоциации стратиформных месторождений свинца, цинка, барита, железа и марганца, связанных с континентальными рифтами. Данный тип представлен в Казахстане крупнейшими месторождениями цинка и свинца – Жайрем, Шалкия, Акжал, Узынжал, Карагайлы, Ащисай, Миргалимсай; железа Каражал, Кентобе; марганца – Каражал, Ушкатын; барита Бестобе, Жайрем, Миргалимсай. Основная масса, особенно свинцово-цинковых месторождений, составляющих значительную часть государственных запасов, законсервирована в связи с низкими показателями качества руд и неудовлетворительной технологией.

По набору пород, их мощностей, качественному составу руд, масштабам месторождений, парагенезисам рудных минералов, степени преобразований и другим особенностям выделяются Жаильминский, Акжальский и Каратауский металлогенический подтипы (рис. 8.2).

Жаильминский металлогенический тип

По относительно высокой степени изученности, масштабности месторождений, особенностям состава и строения рудовмещающих отложений и ряду других характеристик Жаильминский металлогенический подтип принят в качестве эталонного при анализе других месторождений данного типа.

С Жаильминским подтипом связаны крупные промышленные месторождения свинца, цинка и барита (*Жайрем, Ушкатын I и II, Бестобе*), железа и марганца (*Каражал, Кентобе, Ушкатын III*), расположенные в Жаильма-Талкудукском и Успенском рифтах. Во всех рифтовых структурах размещение месторождений Жаильминского типа контролирует верхнедевонская вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатная формация с различным количеством углеродистого вещества, терригенного материала и вулканитов контрастно-дифференцированной базальт-риолитовой формации (рис. 8.2). Породы рудоносной верхнедевонской (фаменской) вулканогенно-осадочной формации находятся между красноцветной франской базальтово-риолитово-молассовой формацией, углисто-карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями нижнего карбона.

Отложения рудоносной фаменской формации залегают согласно на подстилающих молассоидах верхнефранской базальтово-молассовой формации – дайринской свите, которая является базальной и составляет с фаменскими отложениями непрерывный вулканогенно-осадочный разрез. Базальтово-молассовая формация повсеместно приурочена к верхнефранским грабеновым впадинам ранней стадии заложения рифтогенных структур.

Мощность толщи осадочных пород достигает 200–300 м. Суммарная мощность вулканитов 200–400 м. Субвулканическая фация состоит из даек и штоков диабазовых порфиритов повышенной калийности.

Вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатная формация фамена, вмещающая все известные железо-марганцевые и свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления Жаильминского металлогенического подтипа, унаследованно развивалась только в тех рифтогенных структурах, которые были заложены во франское время и выполнены породами позднефранской базальтово-молассовой формации.

В разрезе вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатной формации фамена выделяются мейстеровский и сульфидеровый горизонты, состоящие из пород различного литологического состава и качественно разномасштабных скоплений промышленных руд (см. рис. 8.2).

Вулканизм в фаменское время проявился эпизодически и в весьма небольших масштабах. По петрохимическим характеристикам вулканиты Жаильминского металлогенического типа близки вулканогенным породам Кенийского, Красноморского, Байкальского и Африкано-Аравийского внутриконтинентальных и межконтинентальных рифтов.

Среди магматитов Жаильминского металлогенического типа особое место занимают субинтрузивные породы основного состава (габбро-монцитониты, габбро, габбро-диабазы, диабазы, сиенитодиориты, фельзит-порфиры), образующие штоки, силлы и дайки. По Л.Г. Никитиной (1982) они прорывают турнейские, а по А.М. Садыкову (1959) – и визейские отложения.

В распределении месторождений с промышленными запасами руд установлена такая закономерность – все месторождения

приурочены к фаменским отложениям, за пределами последних объектов с практически ценными скоплениями руд не выявлено (рис. 8.3).

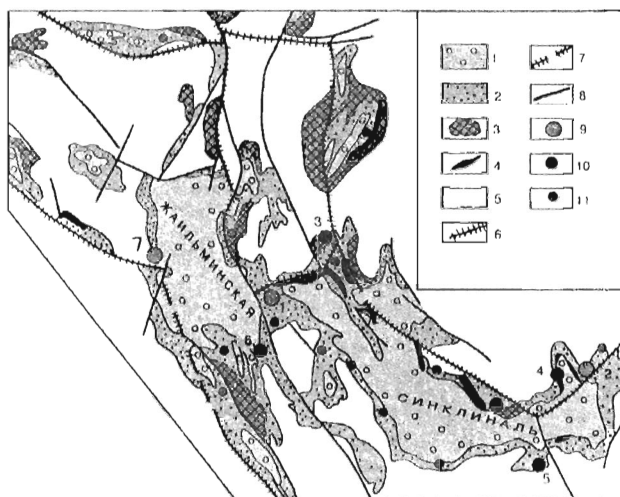


Рис. 8.3. Закономерная приуроченность железных, марганцевых, свинцово-цинковых и баритово-свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений к карбонатным и углисто-кремнисто-терригенно-карбонатным отложениям фамена (геологическая схема по М.К. Бактееву, 1977):

1 - нижнекаменноугольные отложения; 2 - фаменские карбонатные и углисто-кремнисто-карбонатные отложения; 3 - фаменские вулканогенные образования кислого состава; 4 - фаменские вулканогенные образования основного состава; 5 - дофаменские отложения; 6-8 - разрывные нарушения: 6 - магматические, 7 - то же, по геофизическим данным, 8 - прочие крупноамплитудные нарушения; 9-10 - месторождения: 9 - свинца, цинка, барита, 10 - железа, марганца, 11 - рудопроявления свинца, цинка, железа, марганца. Месторождения: 1 - Жайрем, 2 - Бестобе, 3 - Ушкатын I, II, III (марганец совместно с цинком), 4 - Каражал, 5 - Актай (Ктай), 6 - Клыш, 7 - Жомарт, 8 - Камыс

Другая закономерность заключается в размещении месторождений с различным составом руд. В фаменском (рис. 8.4) литостратиграфическом разрезе к верхней части пеллециподовых слоев нижнего фамена, сложенной преимущественно черными углероди-

стыми топкослоистыми (флишоидными) аргиллитами с пачками известняков, приурочены крупнейшие скопления цинковых и баритовых руд (месторождения Жайрем, Бестобе), а к верхам клименовых слоев верхнего фамена, сложенных красноцветными комковатыми и узловатослоистыми известняками с линзами и горизонтами красnobурых яшм – свинцовые руды, практически лишенные цинка (Ушкатын III, I) (рис. 8.5), и крупнейшие скопления железа (Каражал) и марганца (Ушкатын III, Западный Каражал). И, наконец, не менее важная особенность локализации оруденения Жанльминского металлогенического типа заключается в формировании среди массивных известняков сульфидеро-вых слоев богатых свинцово-цинковых руд в карстах (Рифовос).

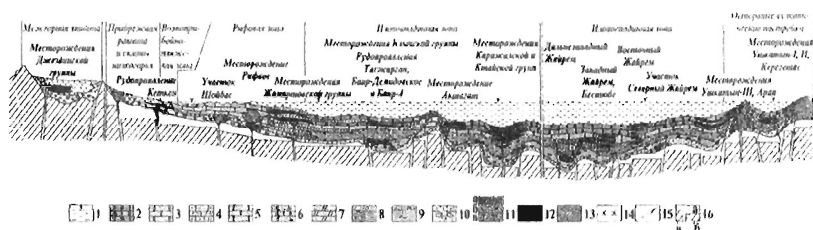


Рис. 8.4. Особенности размещения железо-марганцевых, свинцово-цинковых, баритовых и барит-свинцово-цинковых месторождений в фаменских рудоносных отложениях. Продольный разрез Жанльминской синклинали (по А.А. Рожнову, 1982): 1 - уровень поверхности морского бассейна в конце фаменского века; 2-6 - известняки: 2 - кремнистые узловатослоистые красноцветные, 3 - то же, сероцветные, 4 - органогенно-детритовые, 5 - рифовые органогенно-водорослевые, 6 - брекчиевые, седиментационные известняковые брекчии; 7 - доломиты и доломитистые известняки; 8-9 - глинисто-кремнисто-карбонатные породы: 8 - флишоидного строения, 9 - линзовидно-слоистые; 10 - песчаники, алевролиты, конгломераты; 11 - вулканиды: а - базальтового и трахибазальтового состава, б - трахилиларитового состава, в - вулканогенно-обломочные породы; 12 - железно-марганцевые руды; 13 - свинцово-цинковые руды; 14 - баритовые и барит-свинцово-цинковые руды; 15 - направления движения рудоносных растворов; 16 - глыбовое основание фундамента, а - терригенно-вулканогенные отложения нижнего-среднего девона, б - метаморфизованные толщи нижнего палеозоя с интрузивными гранитоидов, в - разломы глубокого заложения и длительного развития

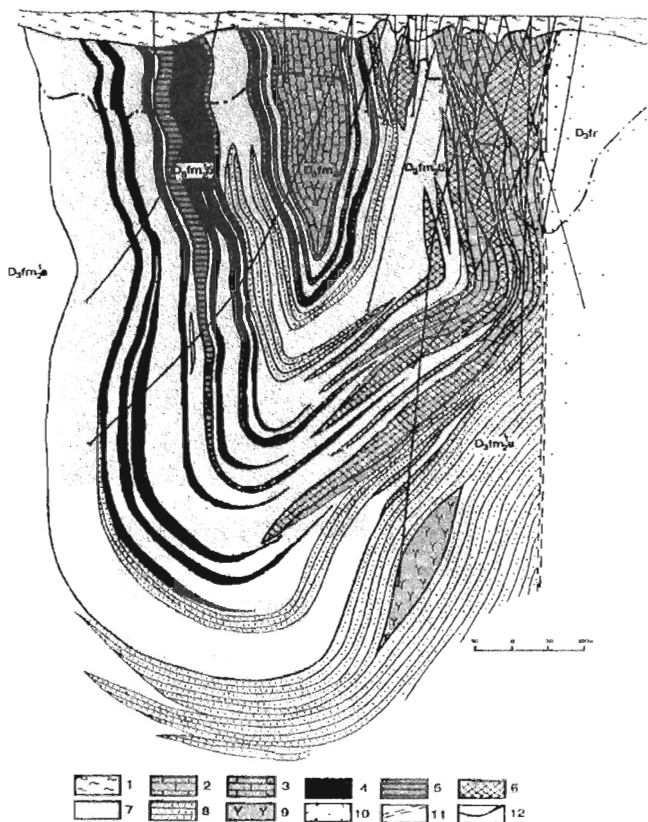


Рис. 8.5. Характер совмещения гидротермально-осадочных железных, марганцевых и барит-свинцовых руд. Геологический разрез месторождения Ушкатын III (по А.А. Рожнову): 1 рыхлые отложения глины, пески, кайнозой; 2 серые кремнистые известняки слоистой и волнисто-слоистой текстуры; 3 рифогенные серые и розово-серые известняки; 4-6 руды: 4 марганцевые, 5 - железные, 6 барит-свинцовые; 7 - тонкодестригитовые серые и темно-серые известняки массивной текстуры; 8 вишнево-серые, серо-зеленые алевролиты и песчаники; 9 фельзит-порфиры; 10 - вишневые и сиреневые песчаники и алевролиты; 11 разрывные нарушения; 12 нижняя граница древней коры выветривания и окисления руд

Все типы руд и слагающие их парагенетические минеральные ассоциации Жайльминского металлогенического подтипа считаются производными трех последовательных этапов рудообразования: гидротермально-осадочного, гидротермально-метасоматического и жильного [245].

С первым - гидротермально-осадочным этапом связаны стратифицированные железные, марганцевые, свинцово-цинковые и баритовые руды. Во второй этап образовались гидротермально-метасоматические руды свинца, цинка и бария. Третий этап - существенно медный. С гидротермально-осадочным этапом связаны месторождения железных (Каражал, Кентобе) и марганцевых (Каражал, Ушкатын II) руд, с гидротермально-метасоматическим - свинцово-цинковые и баритово-свинцово-цинковые месторождения (Жайрем, Карагайлы, Бестобе), с поздним гидротермально-метасоматическим - мелкие скопления меди (Успенское, Большая линза на Карагайлы).

Основная масса запасов цинка, свинца и барита приходится на метасоматические руды (рис. 8.6).

Независимо от состава в рудах широко развита полосчатость, обусловленная чередованием рудных и нерудных прослоев. Для железных и марганцевых руд характерна ассоциация с красноцветными известняками и чередование кремнистых пород (яшмоидов) с прослоями гематита и магнетита. В свинцово-цинковых рудах резко доминируют флишоидные прослои кремнисто-глинисто-карбонатного, углеродисто-кремнисто-карбонатного, сфалеритового, пирит-сфалеритового и пиритового состава. Руды и вмещающие породы всех месторождений испытали складчатость. В области герцинской стабилизации в зонах контактового метаморфизма стратифицированные железные и свинцово-цинковые руды Успенского рифта приобретают магнетитовый состав (Кентобе, рис. 8.7) или претерпевают внутрирудные преобразования, регенерацию и формирование новых, как правило, более богатых рудных залежей (Карагайлы, Алайгыр). Примечателен «гибридный» состав руд, образующихся при наложении рудной минерализации на стратифицированное фаменское оруденение. Так, при сопряжении молибденово-вольфрамовой минерализации, связанной с акштатауским пермским интрузивным комплексом, с фаменскими стратифициро-

ванными рудными горизонтами молибденово-вольфрамовые руды обогащаются медью, свинцом, цинком, а нерудные минералы железом (ангидрит) или марганцем (бустамит, манганокальцит).

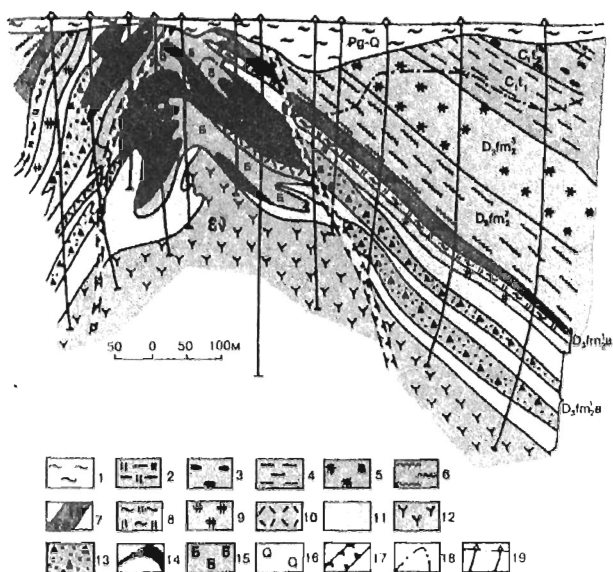


Рис. 8.6. Регенерированные цинково-свинцово-баритовые и баритовые руды в надигрузивной зоне (по Л.А. Мирошниченко). Месторождение Западный Жайрем. Разрез (по А.А. Рожнову, Е.И. Бузмакову, В.Я. Середееву и др.): 1 — пески и глины; 2 — кремнисто-карбонатные породы; 3 — известняки желваковистые; 4 — известняки углисто-кремнистые черные; 5 — известняки красноватые; 6 — известняки сероватые; 7 — железорудный горизонт; 8 — глинисто-кремнисто-карбонатные породы с прослоями бужинированных известняков; 9 — маркирующий горизонт, углистые неслоистые кварц-полевошпатовые породы; 10 — горизонт туфогенно-осадочных пород; 11 — углисто-глинисто-карбонатные породы с прослоями сфалеритовых руд; 12 — трахитовые порфиры; 13 — баритово-свинцово-цинковые руды (сингенетичные); 14 — цинково-свинцово-баритовые руды (гидротермально-метасоматические, регенерированные); 15 — баритовые метасоматиты, баритизация; 16 — кварцевые метасоматиты, окварцевание; 17 — тектонические нарушения; 18 — граница коры выветривания; 19 — скважины

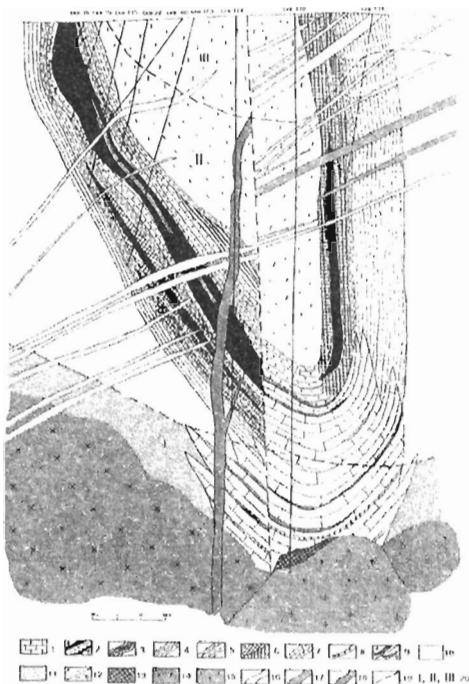


Рис. 8.7. Метаморфические преобразования пород и стратифицированных руд в надинтрузивной зоне месторождения Кейтобе. Поперечный разрез: 1 - мраморизованные известняки; 2 - богатые магнетитовые руды; 3 - бедные магнетитовые руды; 4 - скарноиды пироксен-гранат-полевые; 5 - скарноиды пироксен-гранат-полевошпатовые; 6 - скарноиды существенно-гранатовые гроссуляр-андрадитового (а) и андрадитового (б) состава; 7 - скарноиды пироксен-гранатовые; 8 - скарноиды кварц-воластонитовые; 9 - кальцифиллы хондрит-флогопит-шпинель-кордиеритовые с периклазом (а), гранатовые с пироксеном (б); 10 - роговики кварц-полевошпат-биотитовые и кварц-полевошпат-мусковит-биотитовые; 11 - роговики пироксеновые; 12 - роговики: а - узловые с андалузитом и хнастолитом, б - пятнистые с альбитом, эпидотом; 13 - скарны везувитовые с гранатом, флюоритом и молибденитом; 14 - гранодиорит; 15 - граниты лейкократовые; 16-18 - дайки: 16 - альбифириров, 17 - гранит-порфириров, 18 - диоритовых порфириров; 19 - тектонические нарушения; 20 - I, II, III - фации метаморфизма. I - пироксен-роговиковая, II - амфиболовая, III - амфибол-эпидотовая

Акжальский металлогенический подтип

С Акжальским подтипом связаны крупные месторождения существенно цинковых (*Акжасал*) и свинцовых (*Узынжасал*) руд. В отличие от Жаильминского металлогенического подтипа в Акжальском весьма слабо проявлена железная минерализация, полностью отсутствуют рудопроявления марганца и бария. Последние элементы фиксируются в повышенном количестве в свинцово-цинковых рудах.

Месторождения и рудопроявления находятся в узких рифтовых депрессиях, выполненных существенно карбонатными породами фаменского (мощность 400–600 м) и турнейского (200–500 м) ярусов. Длина рифтов, фиксируемая по фамен-нижнекарбонатным мульдам, превышает 100 км. На востоке они срезаются верхнепалеозойским поясом, на западе – коллизионной тектурмасской структурой (Акбастауский рифт). Ширина рифтовых структур варьирует в пределах первого десятка километров. По А.А. Милановскому [235] это типичные щелевые рифты.

В стратиграфическом разрезе рудоносные фаменские отложения согласно залегают на континентальных породах верхне-франской дайринской свиты (мощность 250–300 м) и живе-франской жаксыконской серии (мощность более 1500 м). В отличие от Жаильминского металлогенического подтипа в живе-франских красноцветах Акжальского подтипа широко развиты риолиты и кислые туфы при практическом отсутствии базальтов.

Проявления марганца в юго-восточной части Жаильма-Талкудукского рифта (северо-западное Прибалхашье), невелики по размерам, запасы марганцевых руд редко достигают 0,5–1 млн т, пригодны для старательской добычи.

Рудовмещающие фаменские отложения сложены, в основном, узловато-слоистыми глинисто-кремнистыми известняками мастерского и сульфидового горизонтов. Первый охватывает отложения нижнего, второй – верхнего фамена (см. *рис. 8.2*).

На фаменских отложениях, с местными перерывами, согласно залегают терригенно-карбонатная толща турнейского яруса.

Весь комплекс фаменских отложений интенсивно деформирован. По тектоническим зонам развиты блоковые и межслоевые перемещения. Отдельные сбросо-сдвиги прослеживаются на десят-

ки километров. Для слабых структур характерны небольшие размеры и ориентировка вдоль осевых зон рифтовых депрессий. Широко проявленный магматизм в районах рифтогенных структур объясняется положением их в тыловой зоне верхнелазовского Жонгаро-Балханского вулканоплутонического пояса и положением на них гранодиорит-гранитных интрузий карбон-пермского возраста. В экзоконтактах и надинтрузивной области как малых, так и крупных интрузивных массивов широко проявлены контактово-метасоматические преобразования вмещающих пород. Глинисто-кремнисто-карбонатные известняки в основном гранатизируются, а массивные известняки повышенной кремнистости превращаются в кварц-воластонитовые скарноиды. Редкие маломощные (первые метры) пачки доломитов замещаются диопсидом — порода приобретает приятный зеленоватый цвет и может представлять объект облицовочного материала (рудное поле месторождений Акжал, Аксоран). Непосредственно в рифтогенных депрессиях развиты дайки и мелкие интрузивные тела диорито-порфириров, кварцевых порфириров, моноклит-порфириров, сиподиоритов, гранит-порфириров, редко наиболее молодых щелочных габбро-пироксенитов. Они выполняют, в основном, субмеридиональные разломы трансформного типа, секут девон-нижнекарбонные отложения и с ними связаны свинцово-цинковые руды. Последние в полях малых интрузий приобретают существенно цинковый состав, становятся более зернистыми, богатыми, теряют свинец, обогащаются примесными элементами. В распределении руд различного минерального состава наблюдается хорошо выраженная околосинтрузивная метаморфическая зональность, связанная с регенерацией и перераспределением свинца, цинка и формированием богатых рудных залежей.

Промышленная свинцово-цинковая минерализация закономерно приурочена к массивным известнякам мейстеровского горизонта нижнего фанерозоя (см. рис. 8.1). Известняки пласто- и линзовидной формы, прослеживаются с перерывом на первые десятки километров при мощности от десятков метров до 250-300 м. Наблюдаются фациальные переходы массивных известняков в кремнистые разности, а подстилающих и перекрывающих глинисто-кремнистых известняков в глинистые сланцы с пачками и линзами

известняков. Выделяются руды гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического этапов.

К гидротермально-осадочному этапу относятся руды сфалерит-пиритового и галенит-сфалеритового состава с различными соотношениями основных минералов и сопутствующего барита (рис. 8.8).

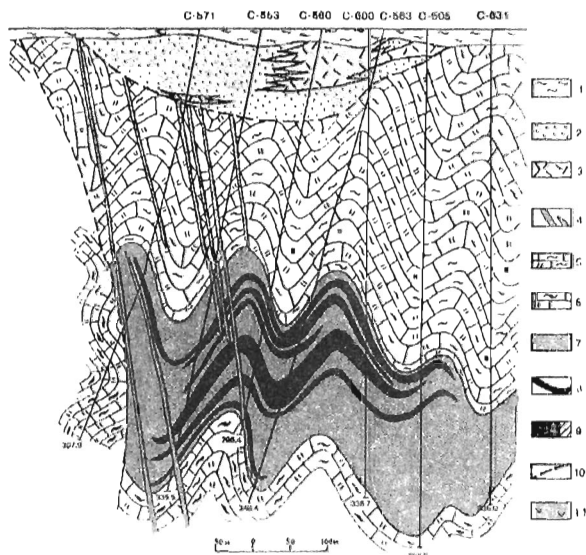


Рис. 8.8. Седловидные слои гидротермально-осадочных руд в массивных известняках месторождения Аюкал, Восточный участок. Разведочный профиль Аюкальской ГРП (по В.В. Колесникову): 1 — глины, четвертичные отложения; 2 — песчаник, нижний карбон; 3 — кварцевые порфиры, нижний-средний карбон; 4 — габбро-диабазы, диоритовые порфириты, сиенодиориты; 5 — сульфидерный горизонт, верхний фамен, кремнисто-глинистые и углеродистые известняки с клименисовыми и сульфидерованными слоями, подрудная толща; 6 — мейстеровский горизонт, нижний фамен — кремнисто-глинистые и углеродистые известняки с пеллецинодовыми и калькаратусовыми слоями, подрудная толща; 7 — массивные известняки, рудоносная толща; 8 — гидротермально-осадочные руды (содержание, %): цинка 0,5-2,5, свинца 0,03-0,4; 9 — гидротермально-метасоматические руды (содержание, %) цинка: а 10-20, б 7-10, в 3-7, г 1-3; 10 — тектонические нарушения; 11 — дайки диабазовых порфиритов

Промышленные руды связаны с гидротермально-метасоматическим этапом (Акжал, Узынжал). Наиболее богатые существенно цинковые руды связаны с термокарстами. Самый яркий представитель – месторождение Акжал с миллионными запасами цинка. Здесь в отдельных линзо- и пластообразных рудных телах, повсеместно приуроченных к массивным известнякам, содержание цинка достигает 20 % при среднем содержании по месторождению цинка около 5 %, свинца 1,2 % (рис. 8.9).

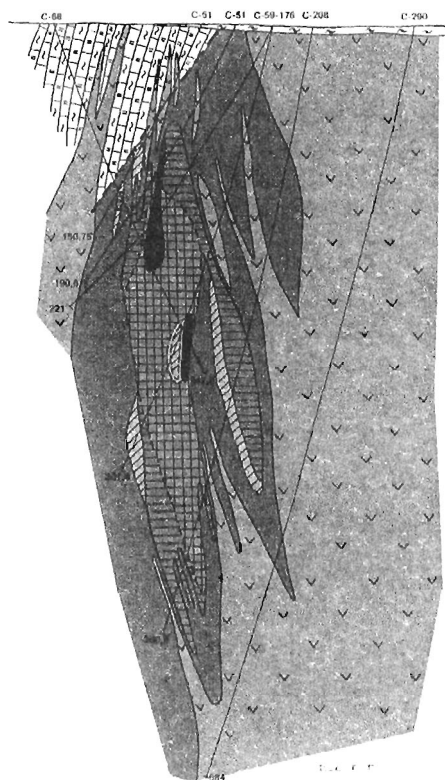


Рис. 8.9. Термокарстовые гидротермально-метасоматические руды месторождение Акжал, Участок Западный. Разведочный профиль Акжалской ГРП (по Л.А. Мирошниценко, А.А. Антопенко). Условные обозначения см. рис. 8.8

Карстовые рудные тела линзо- и пластообразной формы, длина от 20 до 1000 м, мощность достигает 70 м, по падению прослежены до 350 м. Особую разновидность рудных карстов представляют мелкие грубообразные рудные тела месторождения Каскайгыр, сложенное богатыми (до 30 % цинка и 10 % свинца) агрегативными крупнокристаллическими сфалеритовыми (клеюфан) с галенитом рудами.

Следует отметить слабую подвижность свинца в отличие от цинка в процессе постседиментогенных преобразований, связанных с гидротермально-метасоматическим этапом. Сохраняется в целом форма рудных тел (Аксоран, рис. 8.10), а миграция свинца ограничивается контурами рудных залежей. Содержание свинца увеличивается в 1,5-2 раза и достигает 2-3 % (Узынжал).

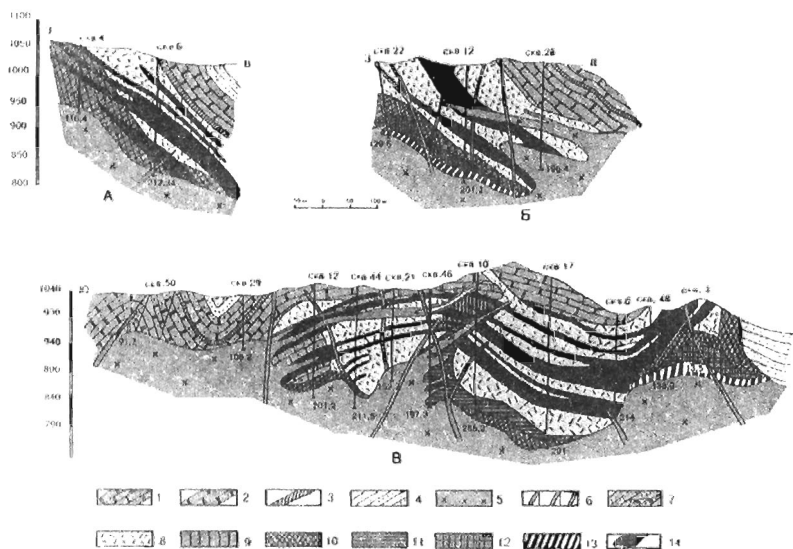


Рис. 8.10. Свинцовые руды в скарповых надвигативной зоны; сохраняется пластовая форма и мощность рудных тел. Месторождение Аксоран.

Разведочные разрезы рудоносной толщи: А, Б поперечный; В продольный: 1 - серые мраморизованные известняки и мрамора; 2 - полосчатые известняки с глинисто-кремнистыми слоями; 3 - углисто-глинисто-кремнистые сланцы; 4 - песчаники, известково-глинистые и кремнистые

сланцы; 5 - гранодиориты нижнего-среднего карбона; 6 - дайки: а - гранодиорит-порфиры, б - гранит-порфиры, в - диабазовые порфиры; 7-8 - скарноиды: 7 - волластонит-кальцитовые по полосчатым известнякам, 8 - волластонит-кварцевые по кремнистым массивным известнякам, рудоносные; 9-10 - скарны: 9 - волластонитовые, 10 - волластонит-гранатовые, 11 - гранатизированные волластонит-кварцевые скарноиды; 12-13 - автоскарны: 12 - гранатовые и пироксен-гранатовые с полевым шпатом, 13 - гранат-полевшпатитовые; 14 - свинцовые руды (бортовое содержание свинца 0,6 %)

Руды гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического этапов отличаются по элементам-примесям. Особенно это просматривается по золоту, содержание которого в рудных телах термокарстов гидротермально-метасоматического этапа увеличивается в 8-10 раз и составляет в среднем 0,14 г/т, а в агрегативных рудах трубообразных термокарстов достигает 5 г/т (Касакайгир). Заметное увеличение в метасоматических рудах отмечается для серебра (40-90 г/т) и кадмия (0,46-0,54 %) (Паталах, 1989).

Акжалский металлогенический подтип принадлежит к числу перспективных на выявление промышленных стратиформных месторождений свинцово-цинковых руд. В первую очередь это заключение распространяется на Аксоран-Акжалскую зону, в которой находится крупное Акжалское месторождение существенно цинковых руд.

В Акбастауском рифте известны крупные месторождения бедных свинцовых (Бириши, свинца 1,21 %) и баритово-свинцово-цинковых (Узынжал, свинца 2,73 %, цинка 1,25 %, барита — 9,57 %) руд. Увеличение запасов на этих месторождениях реально за счет разведки флангов и глубоких горизонтов.

В заключение следует еще раз обратить внимание на закономерную приуроченность промышленного оруденения в Акжалском металлогеническом типе к массивным фанесным известнякам, а в пределах последних — к термокарстам.

Каратауский металлогенический подтип

С этим подтипом связаны крупные (с запасами в миллионы т) месторождения свинца (*Миргалмский*) и цинка (*Шалкия*). Низкое

содержание свинца на Миргалимсае, неудовлетворительная технология в сочетании с умеренным содержанием цинка (3,32 %) на Шалкие определили современную нерентабельность и закрытие Миргалимсайского и Шалкиинского рудников. Среди металлогенических подтипов Атасуского типа, Каратауский - наименее «обеспечен» объектами с рудами, соответствующими современным требованиям содержания полезных компонентов и технологии.

Каратауский рифт северо-западного простирания (Каратауская металлогеническая зона, *рис. 8.11*), контролирующий оруждение одноименного металлогенического типа, по геологическим данным прослеживается (начиная от Тяньшанских структур) на 400-500 км, а по геофизическим данным - на 700-800 км (под мезозойским чехлом Торгая). С северо-востока он ограничен главным Каратауским, на юго-западе - Сырдарьинским разломами. Ширина рифта 30-45 км, по площади соответствует территории Большого Каратау. Из особенностей стратиграфического разреза, выделяющей Каратауский металлогенический подтип из других подтипов Атасуского типа, следует отметить полное отсутствие силурийских и нижнедевонских отложений.

Фаменские карбонатные отложения, вмещающие стратифицированные руды свинца, цинка и бария, состоят из известняков, доломитов, мергелей и кремнисто-доломитово-углеродистых горизонтов в верхнем фамене, контролирующей стратифицированную баритовую и свинцово-цинковую минерализацию, с которой связаны основные запасы свинца, цинка и барита. В отличие от эталонного Жаильминского металлогенического подтипа в Каратауском подтипе заметно увеличено количество доломита и резко занижена кремнистость карбонатных пород. Отсутствуют красноцветные кремнистые узловато-слоистые известняки, завершающие разрез верхнефаменских отложений и трассирующие крупнейшие скопления железных, марганцевых и свинцовых руд в Жаильминском металлогеническом подтипе. Другое отличие заключается в отсутствии в фаменское время синхронных с осадконакоплением вулканогенных проявлений. Вулканиты трахибазальтового и трахилипаритового состава, в виде редких целевых проявлений, зафиксированы только в стадии заложения рифта во франское время. Из магматических проявлений осевую зону рифта трассируют дайки и це-

большие интрузивные массивы щелочного и габбро-пироксенитового Иирсуского пермь-триасового комплекса.

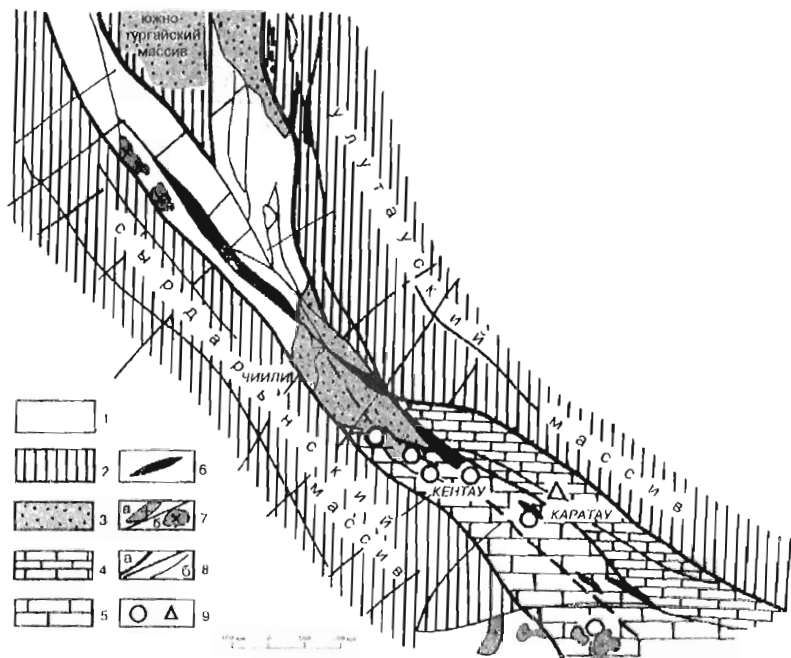


Рис. 8.11. Каратауский рифт (по Л.А. Мирошниченко): 1 - мезозой-кайнозойские отложения; 2 - срединные массивы; 3 - венд-ордовикские терригенные отложения; 4 - кремнисто-карбонатные отложения нижнего кембрия; 5 - карбонатные отложения верхнего девона-нижнего карбона; 6 - базальт-трахириолиты рифея; 7 - гранитоидные интрузии: а - вскрытые, б - по геофизическим данным; 8 - границы: а - рифта, б - разломы; 9 - месторождения: свинца, цинка (слева) и фосфора (справа)

Профилирующее оруденение Каратауского металлогенического подтипа цинковое, свинцовое и баритовое. Марганцевая и железная минерализация, характерная для эталонного Жайильминского металлогенического типа, здесь проявлена слабо и фиксируется в рудоносных горизонтах в незначительном количестве (пер-

вые доли процента). Эпизодически проявляется флюоритовая минерализация, которая не выходит за рамки мелких объектов.

В стратиграфическом разрезе рудная минерализация Каратауского металлогенического типа проявлена на трех уровнях (снизу вверх, см. *рис. 8.10*).

Нижний уровень – граница карбонатного «свинцово-цинкового» фамена с верхним аргиллитовым «медным» франом. К этому уровню приурочен карбонатно-кремнистый горизонт со слонистым и массивным баритом.

Как и в других металлогенических типах Атасуского типа на «втором нижнем уровне» практически ценных скоплений свинцово-цинковых руд не выявлено.

Средний уровень – середина верхнего фамена. На этом уровне находится основная масса свинцово-цинковых руд, составляющих 90–95 % запасов свинца и цинка Каратауского металлогенического типа (*месторождения Миргалмисай, Шалкия, Талан*). К этому уровню приурочены все разведанные запасы барита этого типа (*Ансай*).

Верхний уровень не имеет пока устоявшегося мнения о положении в стратиграфическом разрезе. Одни исследователи (Морфинкова, 1986) относят рудовмещающие известняки и доломиты (некристые) к низам турнейского яруса, другие (Садыков, 1959) завершают ими карбонатный разрез верхнего фамена. Как в первом, так во втором вариантах рудовмещающие известняки и доломиты находятся стратиграфически выше стратифицированных рудоносных отложений верхнего фамена среднего уровня.

Руды эпигенетические агрегативные колчеданно-свинцово-цинковые (пирита до 50–60 %, Ансай) и свинцово-цинковые (Аралгау) локализуются в термокарстах доломитовых и известняковых горизонтов (*рис. 8.12*). В первичных рудах свинец преобладает над цинком (их суммарное содержание 10–20 %), обогащены золотом, серебром, индием, таллием, ртутью. Характерна сложная морфология рудных тел и полосчатая текстура руд бурундучного типа. Рудные тела прослеживаются по простиранию от 20 до 1000 м, по падению до 400 м, мощность 0,2–35 м (в раздувах). В отличие от «безоресольных» стратифицированных рудных залежей вокруг

рудных тел месторождений верхнего уровня наблюдаются ореолы повышенных содержаний свинца, цинка, меди, серебра и ртути.

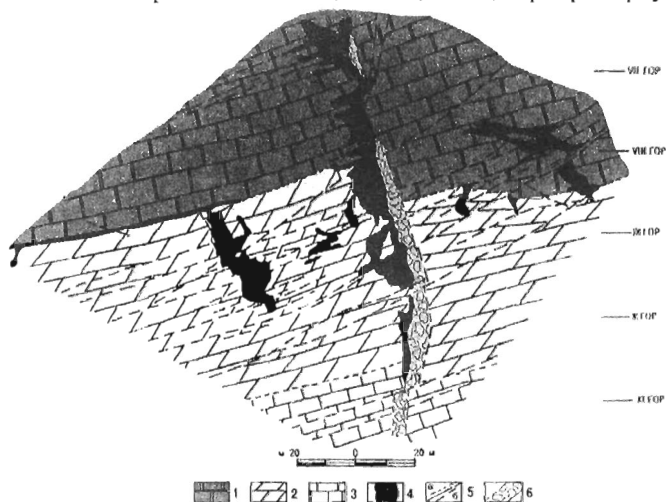


Рис. 8.12. Формы рудных залежей на нижних горизонтах рудника Лидсай (VII-XI горизонты): 1 - карбонатные отложения турпанского и рудничного горизонтов; 2 - доломиты искристого горизонта; 3 - известняки базального горизонта; 4 - свинцовые залежи; 5^а - границы стратиграфических горизонтов; 5^б - тектонические зоны; 6 - зоны брекчий

В рудных полях широко развиты аргиллитовые брекчии, вторичные доломит и кальцит, ассоциирующие с богатыми сульфидами (рис. 8.13). Эти эпигенетические новообразования тектопометаморфогенного происхождения располагаются по перифериям выдвинутых тектонических блоков, сложенных красноцветными песчаниками и аргиллитами верхнего девона, и приурочены в основном к контакту последних с перекрывающими известняками и доломитами фамена. Морфология скоплений аргиллитовых брекчий самая разнообразная: от прерывисто-плащесобразной, трещинно-жилевой до сложной в карстах. Тесная ассоциация аргиллитовых брекчий, вторичной карбонатизации с богатыми агрегативными рудами относится к числу индикаторов промышленных залежей верхнего уровня оруденения Каратауского металлогенического типа.

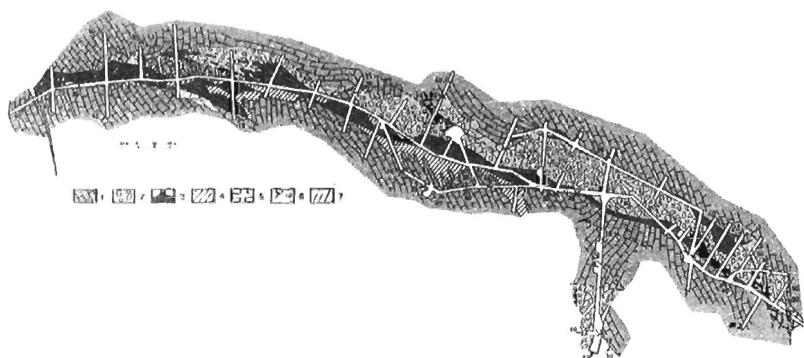


Рис. 8.13. Ассоциация богатых колчеданно-цинковых руд с брекчиями на месторождении Аицисай, геологический план III горизонта (по материалам рудника): 1 — известняки и доломиты турнейского яруса; 2 — брекчии; 3 — свинцово-цинковые рудные залежи; 4 — окисленные цинковые руды; 5 — горные выработки; 6 — элементы залегания пород; 7 — тектонические нарушения

Структурами, контролирующими оруденение в Каратауском рифте, являются трогги, трассирующиеся разломами, пермо-триасовыми щелочными магматитами и рудоносными впадинами. Главная структура рифта — тектонический трог, совпадающий с северо-западным простиранием рифта. В этом троге находятся многомиллионные скопления стратифицированных руд (*Шалкия, Мирзаликсай*), расположенные вдоль осевой и приосевой зон. Другие не менее важные структуры — трогги северо-восточного направления, ориентированные практически под прямым углом к осевым зонам рифта. С этими наиболее мобильными троговыми структурами, развивающимися по трансформным разломам, связаны небольшие по масштабам, но богатые свинцом и цинком преимущественно агрегативные руды в термокарстах (*Аицисай*). Отмеченные структурные закономерности в размещении оруденения в сочетании с литостратиграфическим контролем составляют основу локального прогнозирования в рифтах Каратауского металлогенического типа.

Оценивая перспективы Каратауского металлогенического подтипа, необходимо пока исключить из прогноза объекты страти-

фицированного свинцово-цинкового оруденения, как не отвечающего современным экономическим требованиям. Главное внимание следует сосредоточить на поисках месторождений энгистических агрегативных богатых руд, особенно в карстах Анцисайского типа. В этом направлении наиболее благоприятна Анцисайская троговая структура северо-восточного простирания, особенно в местах сопряжения её со структурами северо-западного направления. Практический интерес представляет площадь сопряжения Каратауского рифта с субширотными структурами Тяньшаня, где известны мелкие месторождения богатых агрегативных свинцово-цинковых руд, аналогичных или близких Анцисайским.

Следует отметить низкое состояние изученности Каратауского металлогенического типа на Анцисайские богатые руды. Это объясняется многолетней ориентацией на поиски месторождений стратифицированных руд с многомиллионными запасами свинца и цинка, каковыми являются Шалкия, Миргалымсай, Талап. В результате изучению и поискам богатых руд отводилось второстепенное место.

Кызылеспинский промышленно-генетический тип

Районы развития этого типа: Северо-Западное Прибалханые и Южная Жонгария. Основная масса месторождений и рудопроявлений комплекса расположена в Северо-Западном Прибалханые: свинцово-цинковые месторождения *Кокзабой*, *Гульшат*, *Кызылеспе*, медно-цинковое *Акинагыл*, железорудные *Баты*, *Каратас* и железо-марганцевое *Уитобе*. В Южной Жонгарии известно одно свинцово-цинковое месторождение *Билсе* и несколько мелких рудопроявлений. За исключением среднего (сумма свинца и цинка около 500 тыс. т.) по масштабам свинцово-цинкового месторождения Кокзабой, все другие рудные объекты комплекса мелкие.

Фактический материал наиболее изученных рудных полей (месторождения Кызылеспе, Гульшат, Акинагыл, Кокзабой и др.) позволяет охарактеризовать отдельные фрагменты состава и строения геологических разрезов комплекса. На большинстве рудных полей силурийские отложения несогласно залегают на мраморизованных известняках и доломитах, аналогичных карбонатной жигландинской свите в Текелийском районе, и на олигочных известня-

ках кембрийской босагинской свиты в Северо-Западном Прибалхашье (рудные поля месторождения Кызылеспе). На разновозрастных карбонатных отложениях свит встречаются редкие коралловые постройки, которые служат основанием к отнесению вышележащей толщи к силурийскому (венлок-лудловскому) возрасту.

В Кызылеспинском районе эта толща состоит из глинисто-кремнисто-карбонатных пород и перекрывающих их конгломерат-песчаников, туфопесчаников и кварцево-полевошпатовых туфов. Местами в основании картируются яшмоидного типа кремнистые породы и кварцевые песчаники.

В Гульшатском районе на массивных известняках и доломитах с несогласием залегает кремнисто-вулканогенная толща, состоящая из базальтов, кремней и железистых яшмоидов в основании.

В Южной Жонгарии (район месторождения Биже) силурийские отложения состоят из кремнистых сланцев, алевролитов и известняков.

Оруденение комплекса закономерно приурочено к контактовой зоне силурийских отложений с нижележащими породами карбонатных свит. В этой зоне находятся марганцево-железорудное месторождение *Уитобе*, железорудное - *Бапы*, медно-цинковое - *Акшагыл*, свинцово-цинковые - *Гульшат*, *Кызылеспе*, *Кокзайбой* и многие рудопроявления (рис. 8.14).

Твердой уверенности в силурийском возрасте этих месторождений нет. Не исключается вариант залегания силурийских отложений на разновозрастных рудных «останцах», которые в надинтрузивных зонах претерпели интенсивные преобразования и послужили базовыми для широко развитой регенерированной свинцово-цинковой минерализации. Минерализованы как карбонатные породы, непосредственно контактирующие с перекрывающими силурийскими отложениями, так и последние. В связи с широким развитием интрузивных пород и практически повсеместным надинтрузивным положением месторождений и рудопроявлений, рудомещающие породы интенсивно изменены и в зависимости от состава преобразованы в мраморы, искристые доломиты, скарноиды, кварциты, роговики, различные по составу кальцифиры. Широко развиты известковые и магнезиальные скарны.

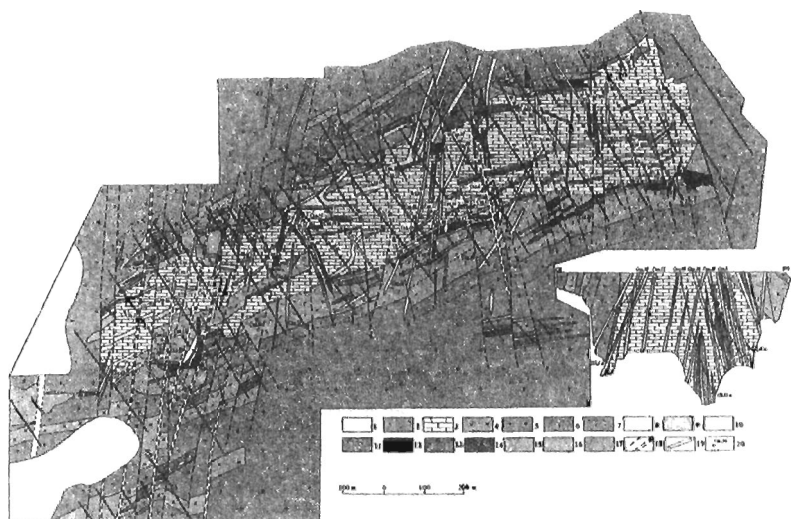


Рис. 8.14. Размещение регенсированных свинцово-цинковых руд на месторождении Кокзайбой (по В.Г. Боголепову, 1961): 1 рыхлые отложения; 2 туфы кварцевых порфиров; 3 мраморизованные известняки; 4 грапподориты и диориты; 5 граниты крупнозернистые; 6 граниты мелкозернистые; 7-9 дайки: 7 аплитов, 8 фельзит-порфиров, 9 микродиоритов, диоритовых и диабазовых порфиров; 10-13 скарны: 10 пироксеновые, 11 гранатовые, 12 - скарны и скарнированные породы, обогащенные свинцом и цинком; 13 эпидотизированные гранатовые; 14 эпидозиты; 15 зоны окварцевания; 16 бирбириты (охристо-кремнистые образования по скарнам); 17 зоны огинесования и красные глины; 18 зоны тектонических нарушений; 19 каналы; 20 буровые скважины

В полях контактово-метаморфических и метасоматических пород рудная минерализация широко рассредоточена. Многочисленные рудные тела (до 60) на отдельных рудных полях разбросаны на площадях до 60-70 км² (месторождение *Гульшат*). Длина рудных тел варьирует от 10 до 300 м, мощность от 1 до 10 м, на глубину прослеживаются до 400 м (отдельные рудные тела без признаков выклинивания - месторождения *Гульшат*, *Кокзайбой*). Форма рудных тел пластовая и линзообразная на месторождениях железных и железо-марганцевых руд, пласто- и жильнообразная, лин-

зо- и гнездообразная, сложная для рудных карстов на месторождениях свинцово-цинковых руд.

Содержание свинца, цинка и меди весьма неравномерно как в целом по месторождениям, так и в пределах рудных тел. Наиболее богатые руды среднемасштабного месторождения *Кокзабой* содержат в среднем свинца - 3,5 %, цинка - 7,5 %. Около 10-15 % свинца и цинка содержится в отработанных рудных карстах месторождений *Кызылесте*, *Акишгыл* и *Гульшат*. Запасы таких руд не превышают 5-20 тыс. т. В рудах всех месторождений от 8 до 200 г/т серебра, сотые и десятые доли процента висмута, до 0,5 % кадмия, 100-180 г/т селена и теллура. В свинцово-цинковых рудах с арсенистом содержится до 10 г/т золота.

Перспективная оценка Кызылестинского металлогенического комплекса затруднена в связи с неопределенностью и условностью выделения рудовмещающей геологической формации в отмеченном выше составе и объеме.

Перспективы выявления месторождений свинца и цинка ограничиваются мелкомасштабностью объектов (максимум первые сотни тысяч г суммы свинца и цинка) со сложной морфологией рудных тел и неравномерным содержанием свинца и цинка.

Текелійський промислово-генетический тип

С этим типом связаны одно крупное *Текелійське* месторождение (запасы свинца и цинка составляют первые миллионы т) и ряд мелких - *Яблоновое*, *Суыктобе*, *Коксу* (запасы свинца и цинка - первые сотни тысяч г). Все месторождения и рудопроявления находятся в Текелійском антиклинории, который в региональном плане является составной частью крупного Атасу-Моингинского антиклинория. Текелійський антиклинорій складений породами докембрія і нижнього палеозою, претерпевшими глибокі тектонотектонічні перетворення. Останні представлені розчленуванням порід, гранітизацією, потужною мраморизацією, а в надгнітрузивних областях - формуванням роговиків, скарноїдів і скарнів. Широко розвинуті чешуйчасті надвиги, блокові переміщення (Смирнов, Дубовський, Пикитченко і др., 1985).

Месторождения и рудопроявления данного типа приурочены к двум ордовикским свитам – текетийской и перекрывающей ее суыкгобинской (рис. 8.15).

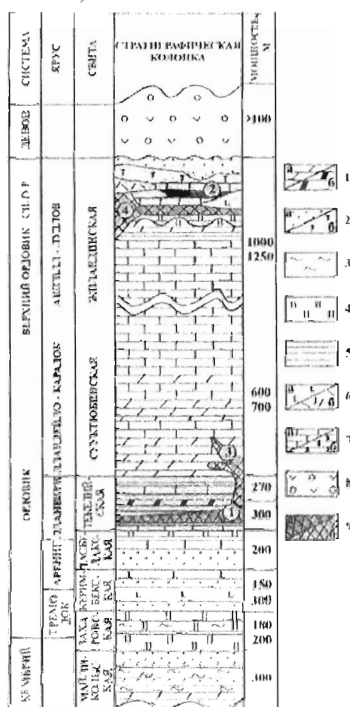


Рис. 8.15. Геохронологические уровни размещения месторождений (по Л.А. Мирошниченко): 1 - доломиты - а, углеродистые доломиты - б; 2 - песчаники, алевролиты - а, туфы - б; 3 - глинистые сланцы; 4 - известняки, кремни; 5 - углеродистые сланцы и глинистые и кремнистые; 6 - базальты, трахибазальты - а, кварцевые порфиры - б; 7 - известняки - а, углеродистые известняки - б; 8 - красноцветная терригенно-вулканогенная моласса; 9 - свинцово-цинковые руды: стратифицированные - а, регенерированные - б. Месторождения (номера в кружках) руд: стратифицированных - свинцово-цинковых: 1 - Текетин, Яблоновое, Усеек; железных: 2 - Баны, Каратас, Унгтобе; регенерированных - свинцово-цинковых: 3 - Суыкгобе, Тельмановское; 4 - Гульнат, Кокзайбой, Кызыл-Таш, Акматали.

Текелийская свита вмещает наиболее крупные месторождения *Текели* и *Большой Озек*, ряд мелких месторождений и рудопроявлений свинцово-цинковых (*Яблоновое*) и медно-свинцово-цинковых (*Коксу*) руд. Выделена в Южной Жонггарии в юго-восточном секторе Атасу-Моинтинского антиклинория. Стратиграфическая последовательность и мощности горизонтов свиты сильно нарушены изоклинально-чешуйчатой складчатостью.

Сууктубинская свита от залегающей ниже текелийской свиты отличается карбонатным составом и большей мощностью (500-700 м). Главную роль в составе свиты играют карбонатные турбидиты - ленточное переслаивание слоистых известняков. Свита в своем составе содержит свинцово-цинковые месторождения *Сууктубе*, *Тельмановское* и ряд рудопроявлений, вблизи контакта последней с подстилающей текелийской свитой. Месторождения мелкие, сложные по строению рудных полей и рудных тел, с весьма широким диапазоном содержаний свинца и цинка - от первых до десятков (свинчаки) процентов. Рудные тела тяготеют к замкам складок (*Сууктубе*), зонам повышенной трещиноватости (*Тельмановское*) и смятия (Казанин, 1964). Форма рудных тел приближается к пласто- и линзообразной. Рудовмещающие породы: доломиты и доломитизированные известняки. В отличие от стратифицированных руд текелийской свиты, руды сууктубинской свиты сопровождаются ореолами интенсивных околорудных изменений: тремолитизация, флогопитизация, оталькование, биотитизация, режс окварцевание и баритизация. Над рудными телами постоянны газовые ореолы ртути.

Перспективы Текелийского типа на выявление новых рудных залежей ограничиваются оценкой текелийской свиты на стратифицированное свинцово-цинковое оруденение. Определенные перспективы следует ожидать с текелийской рудной свитой под карбонатными отложениями сууктубинской свиты. Индикатором стратифицированных рудных залежей на глубине является гидротермально-метасоматическая свинцово-цинковая минерализация в сууктубинской свите, проявления которой связаны с процессами метаморфизма и регенерации стратифицированных скоплений свинца и цинка текелийской свиты.

Особое внимание при прогнозных построениях следует уделить корреляции стратиграфических разрезов нижнего палеозоя Атасу-Моинтинского антиклинория с перспективой выявления новых районов развития промышленного оруденения Текеллийского металлогенического комплекса.

Карстовые свинцово-цинковые месторождения

В данной главе приводятся примеры карстовых месторождений свинца и цинка Казахстана, которые выделены по аналогичному геологическому строению многочисленным мировым объектам. Месторождения систематизированы согласно вмещающим их карбонатным породам и рудообразующим карстовым процессам. Выделено три основных вида карбонатных пород, важных для формирования промышленных залежей руд: 1 – известняки, доломитизированные известняки; 2 – доломиты; 3 – мрамора. Условно выделяется четвертый вид – промежуточный, когда рудовмещающими породами являются и известняки и доломиты. В разделе месторождения расставлены согласно их промышленному масштабу и признакам, на основании которых месторождение отнесено к карстовым. Приведены содержания полезных компонентов и масштабы месторождений показывающие промышленную значимость.

Карстовые месторождения свинца и цинка в известняках, доломитизированных известняках

Карстовые месторождения этого типа наиболее многочисленны. В Казахстане к карстовым месторождениям, залегающим в таких породах, относятся Шаймерден, Аксоран, Акжал, Каскайгыр и др.

Месторождение Акжал приурочено к субширотной синклинали [164, 165, 227], осложненной серией бризоскладок и разломами. В строении месторождения участвуют кремнисто-карбонатные и карбонатно-терригенные образования верхнего девона-нижнего карбона. Рудная минерализация на месторождении установлена во всех горизонтах фамена и турне. Встречается она и в диоритовых порфиритах, мраморах, скарнах и роговиках. На западе месторождения осадочные породы прорваны углообразным

телом диоритовых порфириров с широким ореолом мраморизации и скарноидов. Основная часть рудных тел (85-90 %) локализована в массивных известняках. Всего выявлено 27 рудных тел пластообразной, линзообразной и седлообразной формы, а также рудные столбы, жилы, гнезда неправильной формы, штокверки и тела брекчий с рудным цементом [165-167].

Оруднение приурочено к зонам повышенной трещиноватости и брекчирования, во внутриформационных зонах дробления на участке выклинивания рифогенных известняков, пологих частях взбросо-сдвигов, в ксенолитах известняков среди диоритовых порфириров.

Наибольшее развитие карстово-рудные процессы получили в центральной и западной части месторождения, где развиты столбообразные тела сплошных сульфидных руд (массивные крупнокристаллические сфалерит-галенитовые руды с незначительной примесью пирита и халькопирита), а также гнезда неправильной формы, показанные на *рис. 8.16*, штокверки и рудоносные брекчии, локализованные в местах пересечения трещин и зон повышенной трещиноватости. Площадь рудных столбов в горизонтальном сечении незначительная, углы падения крутые, протяженность на глубину небольшая. Обычно от них отходят многочисленные апофизы, соединяющие между собой отдельные столбы.

Анализ соответствия данных разведки и эксплуатации показывает, что увязка рудных тел по данным буровых скважин очень схематична и ненадежна, так как залежь состоит из множества отдельных тел, резко выклинивающих как по падению, так и по простиранию [252]. Строение рудных тел оказалось значительно сложнее, чем это определялось при проведении разведочных работ.

В.В. Колесников [167] отмечал, что в местах пересечения зон дробления и поперечных трещин наблюдаются полости столбообразной, линзовидной и гнездовидной формы. Эти полости сформировались в результате пострудного гидротермокарста. Текстуры руд вкрапленная, прожилково-вкрапленная, массивная.

Месторождение существенно цинковое. Средние содержания в рудах составляют, %: свинца – 1,14; цинка – 4,87 [227]. В тридцатых годах XX века содержания достигали, %: свинца – 10-70; цинка – 20-25 [104].

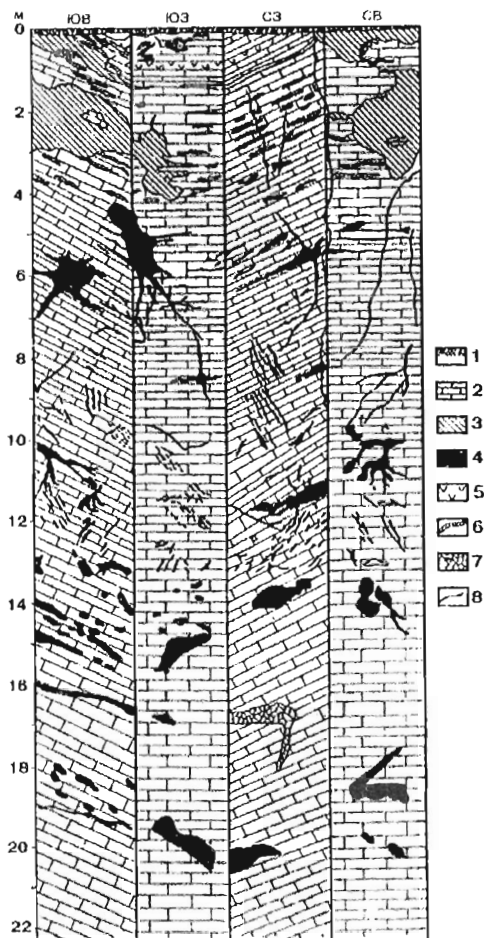


Рис. 8.16. Зарисовка шурфа № 14 (по Е.Д. Чехович): 1 - почвенный слой; 2 - известняки мраморизованные с бедной вкрапленностью рудных минералов; 3 - окисленные сульфиды; 4 - сульфиды; 5 - разрушенная жильная порода; 6 - гнезда гипса; 7 - гнезда кальцита; 8 - трещины в известняках

Образования агрегативных руд обязано эндокарсту, который можно разбить на дорудный, сорудный и пострудный. Дорудный гидротермокарст подготовил рудовмещающие полости, выполненные впоследствии рудным материалом во время сорудного гидротермокарста. Здесь необходимо отметить, что рудные столбы месторождения Аюкал приурочены к участкам с максимальной мощностью массивных известняков [166]. По мере уменьшения мощности оруденение также постепенно уменьшается. На флангах месторождения, где мощность известняков резко сокращается, богатые рудные тела отсутствуют.

На месторождении Каскайгыр, расположенном юго-западнее от Аюкала, выявлено несколько столбообразных рудных тел и две зоны прожилкового оруденения [166] в массивных известняках, слагающих одноименную антиклиналь. Столбообразные тела агрегативных руд приурочены к местам пересечения сдвигов северо-западного и северо-восточного направлений. Наиболее крупными являются столбы № 3, 6 и «Аврора». Последние два в интервале 47–67 м соединяются между собой, образуя сложное вставное трубчатое тело с круглыми часто меняющимися углами падения, как показано на *рис. 8.17*. Форма сечения их имеет вид уплощенных в плане залежей с многочисленными апофизами.

Руды грубозернистые, имеют резкие контакты с вмещающими породами. Менее развиты кулисообразные жилы, локализованные в крутопогружающихся трещинах и невыдержанных по простиранию и падению. Такие тела также имеют четкие контакты с вмещающими породами прихотливого очертания.

В 1989–90 гг. по рекомендации В.В. Колесникова было пробурено несколько скважин на Каскайгырской антиклинали, которые вскрыли мелкие слепые рудные тела с содержанием свинца до 11,75 % и цинка до 4,98 %.

О количественной характеристике руд можно судить по данным 30-х годов XX века, когда в рудах содержание свинца достигало 70 % [98].

Рудовмещающие полости на данном месторождении образовались в результате растворения известняков в местах пересечения сдвигов (рудные столбы) и отдельных трещин (кулисообразные тела).

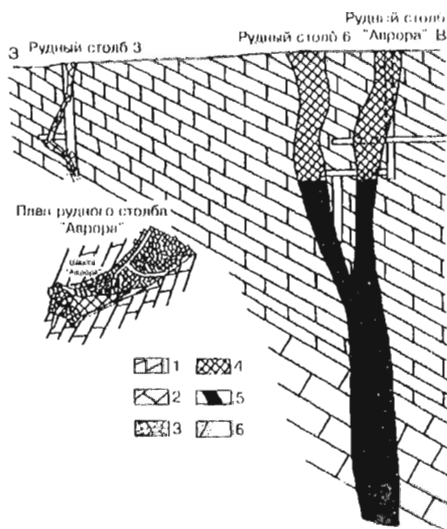


Рис. 8.17. Схема строения столбообразных рудных тел № 3, 6, «Аврора» месторождения Каскайтыр (по В.В. Колесникову): 1 - верхние кремнисто-глинистые известняки; 2 - массивные известняки; 3 - брекчия по кремнистым известнякам; 4 - окисленные руды; 5 - сульфидные руды; 6 - вкрапленность сульфидов

Данное месторождение, скорее всего, является юго-западным продолжением месторождения *Акжал* с которым, возможно, оно связано небольшими рудными телами или проводниками на глубине. Во всяком случае, оба месторождения пространственно тяготеют к Акжальскому взбросо-сдвигу и форма тел агрегативных руд в общем схожа, а также схожи структурные условия локализации руд. Месторождение было сформировано теми же растворами, что и Акжал.

Месторождение Шаймерден расположено на площади Краснооктябрьского месторождения бокситов и приурочено к восточному крылу синклинали [70, 227, 237]. Район месторождения слагают нижнекаменноугольные вулканогенно-осадочные отложения, представленные порфиритами, туфами, туфоглинистыми, алевролитами, песчаниками и известняками. Интрузивные породы представлены небольшими телами габбро-диоритов, диоритов и диори-

товых порфиритов Сарбай-Соколовского комплекса. Имеются субвулканические тела андезитов и андезито-базальтовых порфиритов в виде даек. Месторождение перекрыто чехлом рыхлых мезозой-кайнозойских отложений мощностью до 63 м.

По вулканогенно-осадочным породам развиты нижнемезозойские пещадные и липейные коры выветривания, мощность которых, соответственно, составляет от первых десятков метров до 200 м.

Руды образуют практически единую залежь с ответвлениями и апофизами как показано на *рис. 8.18, 8.19 и 8.20.*

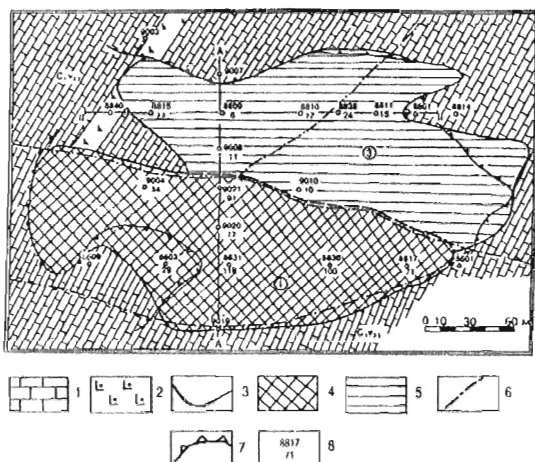


Рис. 8.18. Схематическая геологическая карта месторождения Шаймерден (по *Д.А. Венкову*): 1 - заквастованные известняки с прослоями глинистых известняков и гудов андезитового состава; 2 - андезиты, андезитовые порфириты и их туды; 3 - проксия контура основных рудных тел, богатые руды (содержание цинка более 5 %); 4 - рудное тело I; 5 - рудное тело 3; 6 - основные дорудные тектонические нарушения; 7 - границы посрудного размыва на глубину; 8 - номер скважины колонкового бурения и мощность богатых цинковых руд

Резкое изменение мощности, условий залегания и разница в качестве отдельных частей залежи позволяют условно разделить ее на 12 тел. Основным рудным телом является крупное тело I, вклю-

чающее 80 % запасов месторождения. Рудное тело I приурочено к зоне дробления, ограниченной с севера и юга сходящимися на востоке разломами. С запада оруденение ограничено пострудным карстовым размывом. Это тело выполняет глубокую узкую карстовую котловину в известняках, имеющих следующие размеры в плане 270 x 90-100 м на западе, на востоке ширина уменьшается до 20 м. С юга тело ограничено почти вертикальной стенкой известняков, высотой 110 м. Такой же резкий контакт наблюдается и на северной границе. В широтном разрезе рудное тело имеет чашеобразную форму с максимальной мощностью руды в центре, которая постепенно уменьшается к краям. Мощность тела достигает 120 м, при средней мощности порядка 60 м. К северу рудное тело I переходит в горизонтально залегающее тело 3, являющееся вторым по величине и включающим около 11 % запасов металла.

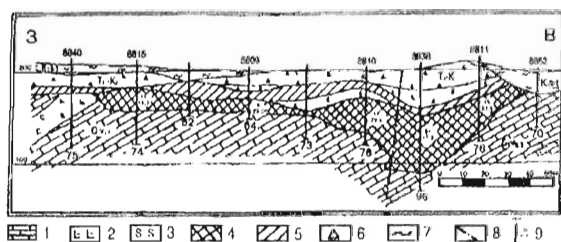


Рис. 8.19. Геологический разрез по линии П-П (по Д.А. Венкову):

1 - известняки с прослоями туфов и глинистых известняков; 2 - андезитовые, андезит-базальтовые порфиристы и их туфы; 3 - аргиллизиты каолинит-монтмориллонитового состава; 4 - богатые цинковые руды (содержание цинка более 5 %); 5 - бедные цинковые руды (содержание цинка 2-5 %); 6 - глинистые образования коры выветривания; 7 - верхнемечетовые континентальные бокситовые отложения; 8 - дорудные тектонические нарушения; 9 - проекция ствола скважин, номер скважины и глубина закрытия, а справа: в числителе - мощность богатых цинковых руд, в знаменателе - среднее содержание цинка

Рудное тело 3 сплошным покровом залегает на известняках соколовской свиты. С севера и востока тело резко обрывается ме-

товым карстом. Размеры тела составляют в плане 280 х 50-100 м при мощности от первых метров до 40 м, в среднем около 15 м.

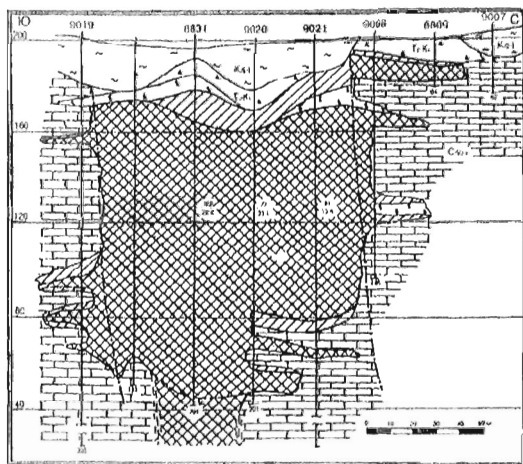


Рис. 8.20. Геологический разрез по линии А-А (по Д.А. Венкову).
Условные обозначения см. на рис. 8.19

Остальные рудные тела небольшие по размерам и представляют собой апофизы, образованные по трещинам на периферии основного рудного тела.

Месторождение Шаймерден представлено существенно цинковыми карбонатно-кремнистыми рудами. В общей массе руды выделяются: глинисто-щебенистые (71 %), кремнистые (8), карбонатные (12), сульфидные (3) руды и оруденелые известняки (6).

Внутреннее строение рудных тел однородное. Безрудные прослои представлены глыбами и останцами известняков и слабо оруденелых аргиллизитов, мощностью не более 2,5 м. В распределении различных разновидностей руд не наблюдается какой-либо закономерности в вертикальном разрезе. Сульфидные руды встречаются по всей мощности рудного тела I в виде небольших подсечений до метра, иногда до 4 м.

Минеральный состав всех выделяемых разновидностей руд близок между собой и отличается лишь количественным соотношением слагающих их минералов. Основные минералы цинка: ка-

ламин (преобладает) и смитсонит (до 90 % рудной массы). В небольших количествах присутствуют: сфалерит, соконит, реже цинкит, гетеролит и виллемит. Свинец в рудах присутствует практически повсеместно, но в незначительных количествах, в виде церуссита и галенита, редко ильменборозита, миметезита, англезита, вульфенита и ванадита. Почти повсеместно в рудах отмечаются окислы и гидроокислы железа и марганца (0,5- 5 %). В рудах, в небольших количествах встречаются арсенопирит, пирит, халькопирит, самородное серебро, молибденит. Основная масса нерудных минералов представлена глинистым материалом группы монтмориллонита, каолинита, реже гидрослюда и карбонатов (кальцит, сидерит, доломит). Обычен тонкораспыленный кварц (до 8 %). Редко встречаются эпидот, плагиоклаз и барит.

На месторождении выделяются богатые (цинка более 5 %) и бедные руды. Первые отличаются устойчивым высоким содержанием цинка, превышающим иногда 40 %. Среднее содержание цинка в богатых рудах – 27 %. Наиболее высокие средние содержания цинка отмечаются, %: в карбонатных рудах – 36; кремнистых – 29; глинистых – 11. Оруденелые известняки в среднем содержат 3,5 % цинка. Самыми богатыми являются руды тела I. Бедные руды с содержанием цинка 2-5 % обычно залегают в кровле богатых.

Содержание свинца в руде колеблется в пределах 0,1-15 %, редко 5-9 %, в среднем 0,5 %. Повышенное содержание свинца отмечаются, обычно, в бедных цинковых рудах. Из сопутствующих элементов наибольший интерес представляют: серебро, марганец, кобальт и кадмий. По результатам поисково-оценочных работ запасы руд месторождения оцениваются [70, 237, 377] в 4,28 млн т, при среднем содержании цинка в рудах 20,9 % запасы его составляют порядка 1 млн т, свинца 70 тыс. т.

Месторождение Шаймерден относится к объектам, образованным в результате экзокарста. Рудовмещающая котловина есть не что иное, как карстовая воронка, образованная процессами поверхностного и рудного карста в мезозое. В период формирования коры выветривания по палеозойским породам.

В первом приближении генезис месторождения можно описать в следующем виде. В мезозое происходят процессы формиро-

вания поверхностного карста. Исходно в известняках существовала рассеянная минерализация стратифицированных руд, что подтверждается наличием оруденелых известняков. В результате процессов карстообразования известняки разрушались с одновременным образованием карстовой воронки, в которую сносился и оседал нерастворимый остаток (глинистые минералы), рудный материал и обломки разрушающихся пород, так образовалось рудное тело I (сорудный экзокарст). Формирование рудного тела 3 связано, по-видимому, с процессами образования коры выветривания, в результате чего оно покрывалом ложится на главное рудное тело. Подобный генезис описан В.П. Фоминим и Г.Н. Коробейниковым [343] на Геленской площади (западное окончание Гиссарского хребта), где проявлена существенно цинковая минерализация в виде сульфидов и карбонатов, локализуемая на двух стратиграфических уровнях: нижнем (палеозой) и верхнем (мезозой). Первый сложен закарстованными известняками девона, второй – чехол пестроцветных отложений мела.

Промышленная минерализация отмечается в виде сфалерита в закарстованных известняках девона. Карбонатная минерализация широко развита на границе отложений мела с девонскими известняками. Вероятный источник рудного материала – кремнистые гравелиты мелового возраста, содержащие рассеянную цинковую минерализацию. При выветривании гравелитов происходила транспортировка рудного материала в карстовые полости. В дальнейшем происходило уплотнение карстового выполнения с частичной перекристаллизацией цинка.

Не исключается возможность образования месторождения и за счет рудного карста при окислении сульфидных руд, изначально присутствующих в известняках.

Визейское рудное поле сложено терригенными и карбонатными отложениями казанбузарской и акуюкской свитами и приурочено к юго-восточному замыканию Тегистыкской синклинали [88]. В известняках акуюкской свиты с бедной свинцово-цинковой минерализацией развито несколько карстовых полостей и воронок, выполненных охристо-глинистым материалом с богатыми окисленными рудами свинца и цинка.

В какой-то мере это месторождение напоминает месторождение Шаймерден. Образовалось оно в результате экзокарстовых процессов. При растворении известняков в сформированных карстовых полостях накапливались окисленные руды и глинистый материал.

Карстовые месторождения свинца и цинка в доломитах

Группа карстовых месторождений, залегающих в доломитах также многочисленна и не уступает группе в известняках. В Казахстане к этой группе относится небольшое количество месторождений: Ащисай, Центральное Суыктобе и др. В целом в мировой практике крупные свинцово-цинковые месторождения в доломитах встречаются гораздо чаще (США, Европа и др.), чем в Казахстане

На месторождении Ащисай свинцово-цинковое оруденение локализовано, главным образом, в доломитах искристой и турланской пачек, реже в других пачках. Структурный контроль размещения оруденения выражен в четкой приуроченности к разрывным нарушениям.

Рудные тела отличаются весьма сложной морфологией как показано на *рис. 8.21* и представлены жилообразными, лентообразными, трубообразными, пластообразными формами, с пережимами, раздувами, апофизами и карманами. Мощность рудных тел крайне непостоянна - от проводников до тел мощностью до 30 м, в среднем составляет 3 м. Между отдельными рудными телами устанавливается связь по проводникам.

Сульфидные руды до глубины 200–250 м полностью окислены, до глубины 450 м - частично. С процессами окисления руд связано развитие рудного карста, который выражен в образовании полостей и брекчий обрушения над рудными телами [88, 99, 138, 142, 147, 160, 190, 227, 294, 300].

Окисленные свинцовые руды находятся на месте сульфидных руд, цинковые окисленные руды образуют послойные залежи в лежащем боку месторождения. Среди окисленных свинцовых руд наибольшим распространением пользуются глинисто-охристо-церусситовые руды. Глинистый материал образовался за счет привноса с поверхности в карстовые полости. В этих рудах иногда встречаются крупные блоки. галенитового состава и гнесда, линзы

рыхлых церусситовых песков. Глинисто-охристые церусситовые руды брекчиевой текстуры развиты в висячем боку месторождения и имеют ограниченное распространение. Сформированы они за счет растворения пород в процессе карстообразования.

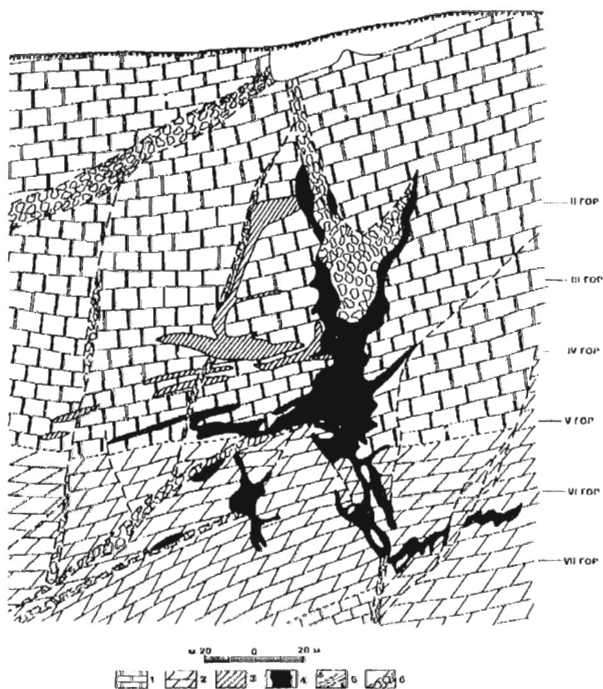


Рис. 8.21. Форма рудных залежей на верхних горизонтах месторождения Анцисай (I-VII горизонты) (по материалам Анцисайской ГРП): 1 - карбонатные отложения турланского и рудничного горизонтов; 2 - доломиты искристого горизонта; 3 - цинковые залежи; 4 - свинцовые залежи; 5 - а) границы стратиграфических горизонтов, б) разрывные нарушения; 6 - зоны брекчий

Сульфидные руды месторождения частично сохранились на глубоких горизонтах и представлены колчеданно-свинцово-цинковыми содержащими в среднем 15 % свинца и 13 % цинка. Текстуры агрегативных руд: массивная, полосчатая, менее развиты

брекчиевая, пятнистая, кокардовая и крустификационная. Контакты руд с вмещающими породами очень четкие и притертые.

В массивных и полосчатых рудах иногда встречаются мелкие пустоты, стенки которых покрыты кристаллами пирита с выросшими на них кристаллами церуссита.

В рудном поле широким развитием пользуются эпигенетические доломиты, образующие тела неправильной формы, заполняющие пустоты, полости и каверны. Размещение этих доломитов контролируется разрывными нарушениями. Кроме этих доломитов в рудном поле развиты безрудные известняковые брекчии с цементом из грубокристаллического белого калыцита. Эти брекчии образуют небольшие тела округлой, эллиптической или неправильной формы размером от 50 м в диаметре до 100 x 300 м по площади. Формирование этих брекчий связывается с обрушением пород в каналах растворения гидротермальных растворов [99].

Таким образом, Ащисай – это типично карстовое месторождение, при формировании которого основную роль сыграли три основных этапа карстообразования. Первый – дорудный гидротермокарст создал благоприятные структурные условия для локализации оруденения (были сформированы карстовые каналы и полости). Этот этап плавно перешел в следующий – сорудный гидротермокарст, во время которого и произошло рудоотложение. При пострудном экзокарсте формировались богатые окисленные руды, шло пометальное разделение руд, образование полостей, зон обрушения и проседания над рудными телами.

Месторождение Аралтау. В геологическом строении месторождения участвуют карбонатные отложения байжансайской свиты нижнего турне и пушкаревской пачки верхнего фамена, выполняющие Аралтаускую синклинали. Рудовмещающими породами являются массивные органогенные кремнистые известняки с прослоями доломитов и кремней байжансайской свиты. Месторождение приурочено к северо-восточному крылу Аралтауской синклинали [88, 227]. Породы нижнего турне разбиты системой крутопадающих надвигов на клиновидные блоки, в местах их сближения породы предроблены и превращены в брекчии.

Рудная минерализация локализована в зонах тектонических брекчий, цементируя остроугольные обломки известняков и более редких доломитов.

Основное рудное тело - это штокверк неправильной формы, вытянутый в северо-западном направлении и падающий на северо-восток под углом 50-70°. На поверхности длина рудного тела составляет 90 м при мощности 25 м. На глубине 200 м оно быстро выклинивается и сменяется зоной слабо минерализованных брекчий. Остальные рудные тела не выходят на поверхность и имеют линзообразную и жиллообразную форму и небольшие размеры.

Данное месторождение образовалось в результате сорудного гидротермокарста. Брекчий, скорее всего, надо считать тектонокарстовыми.

Оруденение *месторождения Смена* относится к ащисайскому типу агрегативных руд. Расположено месторождение юго-восточнее Ащисая, в Актаасской брахисинклинали и локализовано в западном крыле этой структуры [80, 99, 227]. Рудовмещающие породы - закарстованные доломиты-искристой и турланской пачек. Выявлено всего 7 рудных тел. Оруденение представлено агрегативными галенит-сфалерит-пиритовыми рудами, подвергшимися значительному окислению, и вкрапленно-прожилковыми рудами. Агрегативные руды образуют тела гнездообразной и столбообразной формы. В диаметре рудные тела достигают 30-70 м, по падению они прослежены на 40-120 м, мощность составляет до 7 м. В брекчиях Жаманактайского надвига располагается залежь вкрапленно-прожилковых руд.

Текстуры руд: массивная, вкрапленная, прожилково-вкрапленная. Содержание свинца до 9,36 %, цинка до 29 % [88].

На месторождении широким развитием пользуются карстовые воронки, выполненные мезозой-кайнозойскими отложениями.

Оруденение месторождения своим происхождением обязано тем же карстовым процессам, которые проявились на Ащисае.

На месторождении Октябрьское рудовмещающими породами являются доломитизированные известняки и доломиты, содержащие прослои и линзы алевролитов, мергелистых известняков и углистых сланцев [362]. Магматические породы представлены гранодиоритами, кварцевыми порфирами и лампрофирами. В кон-

также с гранодиоритами карбонатные породы скарпированы. Структура месторождения определяется в основном разрывными нарушениями, представленными зонами смятия, дробления, брекчирования и трещинами.

На месторождении выделяются два крупных рудных тела (Первое и Второе) и ряд мелких рудных гнезд и линз. Длина по простиранию основных рудных тел достигает 100 м, по падению 270 м, мощность до 2 м и более. Форма этих тел — уплющенная труба. Первое рудное тело располагается в минерализованной зоне дробления. Контакты рудного тела с вмещающими породами резкие, на нижних горизонтах отмечаются участки с постепенными переходами. Второе тело располагается параллельно Первому. На горизонте 400 м оно сливается с Первым рудным телом и по существу является ветвью последнего. Внутреннее строение Второго рудного тела осложнено наличием блоков с убогой минерализацией. В нижней части тело сопровождается мелкими ответвлениями. Для него характерно изменение угла падения как по падению, так и по простиранию. Контакты с вмещающими породами нечеткие. Рудное тело сопровождается минерализацией. Рудные тела месторождения окислены до глубины 10–20 м.

Сульфидные руды имеют массивную и прожилково-вкрапленную текстуры. Последняя имеет преимущественное распространение и образует подобие «чехла» вокруг сплошных руд, которые располагаются в центральной части тел.

Месторождение имеет гидротермокарстовый генезис. Образование полостей имело место одновременно с рудообразованием, о чем говорит расположение сплошных руд внутри прожилково-вкрапленных. Полости не успевали полностью сформироваться, отсюда слабое развитие массивных руд. За этот генезис указывает и форма рудных тел, которая характерна для гидротермокарстовых полостей.

На месторождении Каракауз оруденение локализуется в известняках и доломитах турне и связано с мощными зонами дробления, субогласных с напластованием пород (Центральный и Западный Каракауз) [88]. Оруденение представлено интраверком кальцитовых жил со свинцово-цинковой минерализацией и телами жилообразной формы. Сульфидная минерализация образует в

кальците неравномерную вкрапленность, нередко встречаются гнезда и жилки агрегативных руд.

В целом можно сказать, что это месторождение образовалось в результате сорудного гидротермокарста. Растворы, растворявшие вмещающие породы, отлагали в основном кальцит, а рудный материал был в малом количестве.

Месторождение Карасай приурочено к крылу одноименной синклинали, сложенной известняками и доломитами верхнего фанена [88, 99, 227]. Оруденение локализовано в первой известково-доломитовой перемежающейся пачке, как показано на *рис. 8.22*. Оруденение контролируется послойными и секущими трещинами.

На месторождении выявлено около 20 рудных тел, приуроченных к участкам развития гидротермокарста. Формы рудных тел линзообразная, жилообразная и трубообразная. Последние две отличаются необычайно сложной формой, как в разрезе, так и в плане.

Почти все рудные тела сложены окисленными рудами. Сульфидным телом является только одно, аналогичное Ащисайскому (пирит-галенит-сфалеритового состава) [227]. Зона окисления распространяется до глубин порядка 100 м. Окисленные руды образуют весьма неправильные по форме пологие рукавообразные тела [160].

Содержание свинца в рудах достигало 36,99 %, цинка 40,8 % [98]. На месторождении, как и на Ащисае, развиты эпигенетические доломиты, слагающие тела неправильной формы.

В контакте рудных тел с вмещающими породами наблюдается брекчированность пород и руд. Лежащий бок рудных тел значительно обогащен углеродистым материалом, алюминием, кремнием и калием. Висячем боку отмечается большое количество пустот растворения [141]. При приближении к рудному телу постепенно снижается содержание CaO , что говорит о его выносе. Эти факты говорят о том, что при рудообразовании растворы растворяли и выносили карбонат кальция и магния, а плохо растворимый глинистый материал, углистое вещество и сульфиды оставались на месте. Исходя из этого, Е.С. Зорин значительную роль в формировании руд отдал инфильтрационным водам и процессам карстообразования.

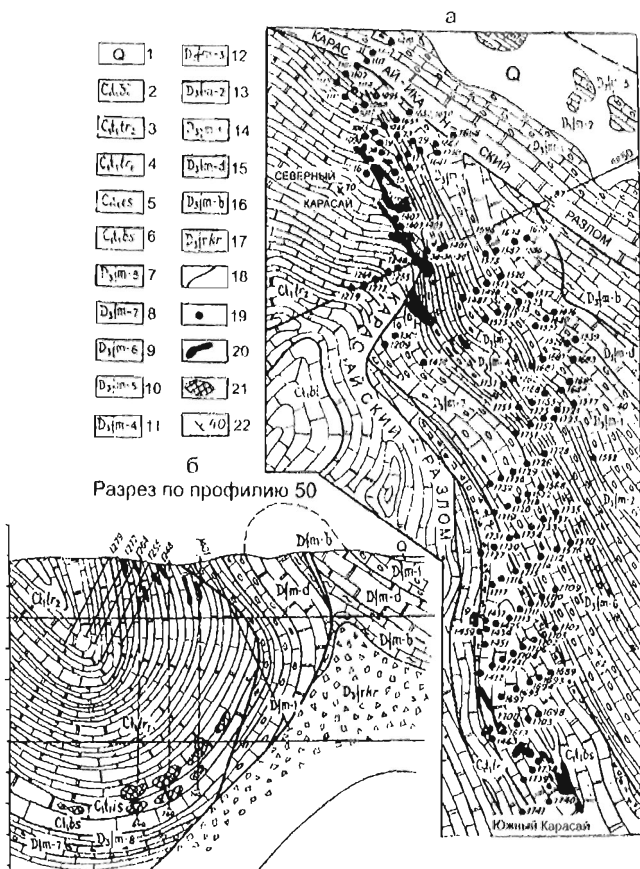


Рис. 8.22. Геологическая карта (а) и разрез (б) месторождения Карасай (по Ф.Я. Вилеву): 1 - четвертичные отложения; 2-17 - стратифицированные образования турнейского (2-6), фаменского (7-16) и франского (17) ярусов: 2 - бельмазарская, 3, 4 - гурланская, 5 - искривляющая, 6 - базальтовая, 7 - верхняя лепточная, 8 - верхняя комковатая, 9 - плитчатая, 10 - средняя комковатая, 11 - вторая лепточная, 12 - ячневая, 13 - первая лепточная, 14 - нижняя комковатая, 15 - доломитовая, 16 - переходная, 17 - корневая; 18 - тектонические нарушения; 19 - пробуренные скважины; 20 - проекция рудных тел на поверхность; 21 - предполагаемые рудные тела; 22 - наклонное залегание пород

На месторождении широко были развиты процессы образования рудного карста, в виде так называемых карстовых каналов [142, 160]. На поверхности оруденение было проявлено незначительными рудными выходами, к которым и были приурочены входы в пещеры. В целом на месторождении была развита система карстовых камер соединенных между собой ходами [104].

Последовательность карстообразования и его участие в рудоотложении полностью соответствует таковым на месторождении Ацисай.

На месторождении Кокзайбой оруденение приурочено к мраморизованным известнякам [92, 227]. Всего выявлено шесть рудных тел линзообразной и пластообразной формы, сложных по морфологии, с частыми пережимами, отдельными блоками и гнездами. Протяженность рудных тел по простиранию 100- 500 м, по падению 140- 720 м, мощность 0,6- 18 м.

Текстуры руд: вкрапленные, гнездово-вкрапленные, массивные, полосчатые, пятнистые.

Среднее содержание, %: свинца 3,34 и цинка 7,75.

Зона окисления на месторождении развита до глубины 50 м.

В целом на месторождении проявился сорудный гидротермокарст и пострудный холодный карст (слабо).

На месторождении Жунды [19, 21, 158, 227] оруденение локализовано в толще массивных мраморизованных известняков шундинской свиты, как показано на *рис. 8.23, 8.24*.

На месторождении выявлено около 30 рудных тел, которые приурочены к оперяющим трещинам скола и отрыва. По морфологии и условиям залегания они делятся на две группы. Первая представлена субсогласными с напластованием известняков залежами, вторая занимает секущее положение к вмещающим породам, а также комбинированными сложными залежами. Большая часть рудных тел пространственно совпадает с участками даек и малых тел диоритовых порфириров. Оруденение практически мономинеральное и представлено галенитом. Широко развиты нерудные минералы: кальцит, барит и кварц. Из окисленных минералов в основном развит церуссит. Руды крупно- и среднезернистые с массивной текстурой.

пидиноватости, часть из которых представлена брекчиями растворения известняков с галенитовым цементом.

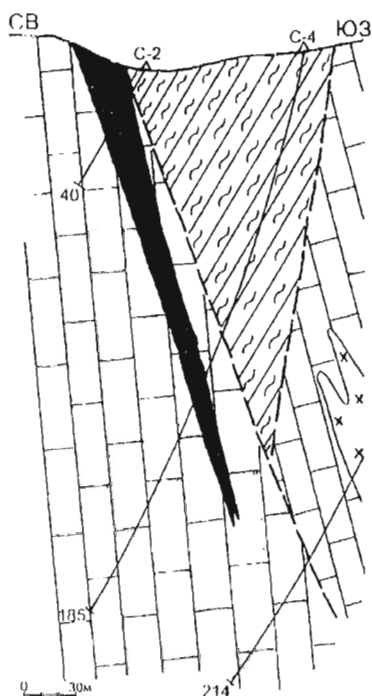


Рис. 8.24. Геологический разрез по скважинам 2, 4, 9 (по А.В. Лозовскому). Условные обозначения см. на рис. 8.23

На Северо-Западном участке выделен крупный штокверк, занимающий секундное положение по отношению к вмещающим породам, как показано на рис. 8.23. Он прослежен по простиранию на 600 м, по падению на 120 м при мощности до 30 м., имеет крутое падение ($75-80^\circ$) и южное склопление. В плане он дугообразно изогнут со сменной субширотного простирания на северо-западное. На западном фланге участка залежь погружается под песчано-алевритовую толщу франа. Штокверк представлен сегью галенитовых и церусситовых прожилков в мраморизованном известняке со средним содержанием свинца 5 %.

Для рудных тел месторождения характерно проявление оруденения в виде прожилков, небольших (1-10 см) неправильных форм гнезд, редкой вкрапленности в известняках и брекчий растворения, с рудным цементом. Кроме рудных прожилков часто встречаются мономинеральные прожилки кальцита, кварца, барита, жилы и тела минералов, несущие редкую рассеянную вкрапленность и гнезда галенита. Жилы и тела пространственно совмещены с зонами дробления и сопровождаются баритизацией и окварцеванием вмещающих известняков. Баритовые и карбонатные тела нередко имеют в плане причудливую форму, схожую с карстовыми полостями как показано на *рис. 8.25*.

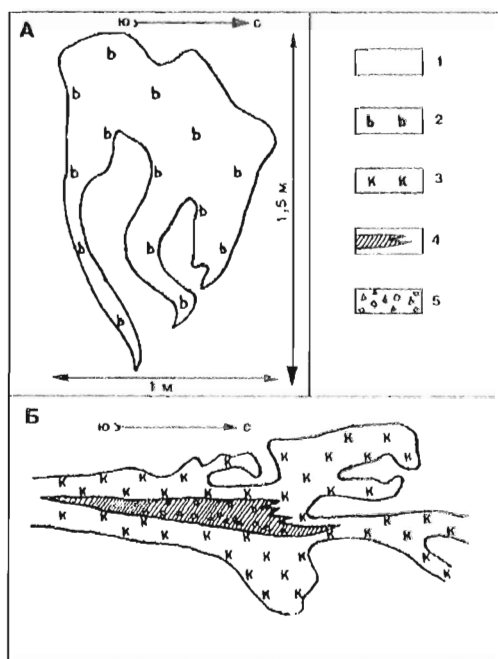


Рис. 8.25. Морфология баритовых (А) и кварц-карбонатных (Б) тел месторождения Жунды: 1 - известняки; 2 - барит; 3 - карбонат, 4 - кварц-кальцитовая жила; 5 - обломки карбонатов в кварц-кальцитовой жиле

Образовалось месторождение в результате гидротермокарстового процесса. Ювенильные воды продуктивной стадии, поднимавшиеся с глубины по разломам, приближаясь к поверхности, смешивались с метеорными подземными водами. Это способствовало увеличению их агрессивности по отношению к известнякам, в результате чего в сопряженных трещинах скола и отрыва происходило выщелачивание карбонатных пород с образованием карстовых полостей и брекчий растворения (дорудный гидротермокарст), затем последовал этап сорудного гидротермокарста с отложением рудного и нерудного (барит, кварц и т.д.) материала из растворов. В пользу гидротермокарстового происхождения свидетельствуют: неправильная, часто «амебообразная» форма баритовых и карбонатных тел, пережимы и раздувы рудных тел, развитие руд по всему объему полости, средне- и крупнозернистые структуры, массивная текстура, резкий, четкий, «холодный» характер контакта рудных тел с вмещающими породами. Пространственное положение рудных тел контролируется зонами интенсивной трещиноватости и сопровождается брекчиями растворения известняков, обломки которых местами сцементированы галенитом.

9. Месторождения алюминия

В Казахстане сосредоточены значительные запасы бокситов. Запасы из 200 выявленных месторождений и проявлений учтены по более 50 месторождениям преимущественно платформенного типа. Среди учтенных крупные месторождения: *Краснооктябрьское, Белинское, Таунсорское, Восточно-Аятское, Кокतालское, Наурзумское, Верхне-аиутское, Аркалыкское*. Последнее отработано, *Аиутское* - в значительной степени. Все названные месторождения расположены в Торгайском прогибе, где образуют Западно-Торгайский, Восточно-Торгайский (Амангельдинский) и Центральнo-Торгайский бокситорудные районы. Балансовые запасы по районам - 82,8, 10,4 и 6,7 %. В настоящее время осваиваются месторождения Западно- и Восточно-Торгайского (Амангельдинского) района, бокситы которых поставляются на Павлодарский алюминиевый (глиноземный) завод. По качеству амангельдинские бокситы являются лучшими в Казахстане. К сожалению, перспективы дальнейшего восполнения запасов высококачественных бокситов в Амангельдинском районе ограничены. В то же время в Западно-Торгайском районе актуальны поиски бокситов, по качеству приближающихся к амангельдинским, что диктуется существующей технологией Павлодарского завода. Существенный резерв представляют бокситовые месторождения Центральнo-Торгайского района (*Западно-Обаганское, Приозерное, Кушмурынское, Наурзумское* и др.), содержащие комплексное сырье (высокожелезистые и высокотитанистые бокситовые руды), требующие разработки новых безотходных схем технологической переработки с выделением из этих руд железисто-титанистых и глиноземных продуктов. Первые результаты работ в этом направлении обнадеживающие. Это позволяет рассматривать Центральнo-Торгайский район как возможную самостоятельную сырьевую базу для нового предприятия по производству глинозема.

В других районах известны бокситовые месторождения *Талды-Ацисайское* (2,1 % от общих запасов, Мугалжар) и более мелкие: *Майбалык, Конарлы, Акмолинское* и др. (Центральный Казахстан), *Фогелевка, Ортабас, Кутырған* и др. (Южный Казахстан).

Кроме того, в Казахстане сосредоточены крупные запасы небокситовых видов алюминиевого сырья: высокоглиноземистые сланцы (киа-

нитовые, андалузитовые и др.) и каолининовые глины, а также алунитовые и нефелин-анатитовые руды [278, 338].

Центрально-Торгайский алюминиевый элювиальный промышленно-генетический тип

В позднем мелу и палеогене в условиях жаркого влажного климата почти на всей территории Казахстана развивались латеритные бокситоносные коры выветривания. Они установлены и детально изучены в Мугалжаре, на западном и восточном склонах Торгайского прогиба, в северной части Центрально-Казахстанского щита, в Южном Прибалхашье, в юго-восточной части хребта Большой Каратау. Однако, во всех этих районах, служивших на всем или значительном протяжении мезозой-кайнозойского времени областями сноса, они сохранились фрагментарно и пользуются ограниченным распространением. Еще более локально распространены здесь накопления бокситов, приуроченные к верхним горизонтам латеритных кор выветривания. Примером может служить *Акжарское* рудопроявление бокситов, расположенное в Восточно-Торгайском бокситоносном районе. В слагающей его латеритной коре выветривания выделяются четыре зоны (сверху вниз): бобовых алломожелезняков (кирасы) мощностью 0,5 м, трубчатых и бобово-обломочных бокситов (0,5–0,7 м), желваковых псевдоморфных бокситов (0,5–1 м) и глинистого и глинисто-щебенистого элювия мусковитовых сланцев (3 м).

Наиболее широко латеритные коры выветривания распространены в Центрально-Торгайском бокситорудном районе, где они сохранились от размыва благодаря мощной крышке морских и континентальных отложений. Здесь с ними связана большая группа месторождений, включающих в себе значительные промышленные запасы бокситов и имеющих значительные перспективы их существенного увеличения. Они размещаются в пределах Центрально-Торгайского рифтогенного пояса с широким развитием в его пределах триасовых базальтовых покровов туринской серии. Бокситорудные отложения залегают, главным образом, в основании платформенного чехла в верхних горизонтах латеритных кор выветривания эффузивно-осадочных пород туринской серии, карбонатно-терригенных образований нижнего карбона и реже юр-

ских терригенно-угленосных отложений. В южной части района, в пределах Наурзумского месторождения, бокситы отмечаются также в виде маломощного пласта среди полимиктовых песков сеноман-нижнетуронского возраста (верхний горизонт). Значительная часть залежей бокситов находится на *Наурзумском, Коктальском, Кушмурунском, Приозерном и Западно-Обаганском месторождениях.*

Наурзумское месторождение расположено в южной части бокситоносной зоны, в 20 км севернее оз. Сарымойын. Оно представлено двумя рудными горизонтами. Нижний рудный горизонт имеет ограниченное распространение и представлен в основном двумя залежами бокситов мощностью до 11,5 м, кровля которых вскрывается на глубине 176,6-200,9 м. Обе залежи подстилаются глинистой каолиновой корой выветривания карбонатно-терригенных пород нижнекаменноугольного возраста.

Верхний рудный горизонт средней мощностью 2,3 м включает в себе основные запасы бокситов, сосредоточенные главным образом в одной залежи, состоящей из девяти рудных тел, вскрываемых на глубине 134-196 м (в среднем 160 м). Этот горизонт подстилается толщей слабо литифицированных полимиктовых песчаников и алевролитов, значительно реже аргиллитов (глин), а перекрывается нижнетуронскими кварцевыми песками и темно-серыми лигнитизированными каолиновыми глинами. Большинство исследователей ему приписывался осадочный генезис, основываясь лишь на его залегании в средней части толщи сеноманских континентальных отложений.

Коктальское месторождение расположено в 30-40 км севернее Наурзумского месторождения. Оно представлено 16 сближенными залежами каменистых и глинистых бокситов мощностью до 39 м, приуроченными к основанию платформенного чехла и повсеместно подстилаемыми железисто-каолиновыми корами выветривания триасовых базальтоидов туринской серии или нижнекаменноугольных карбонатно-терригенных пород, при этом наиболее крупные залежи подстилаются корой выветривания базальтовых порфиритов туринской серии. Средняя глубина залегания их кровли – 153–175 м. В составе бокситорудных образований преобладают каменистые бокситы с бобовой и редкобобовой структурой, ре-

же отмечаются глинистые бокситы и пестроцветные бокситоподобные глины (аллиты), залегающие, как правило, в нижней части рудных тел. Повсеместно в пределах месторождения бокситы перекрываются сеноман-гуронскими или туронскими пестроцветными песчано-глинистыми породами, иногда без видимого резкого контакта с подстилающими бокситорудными отложениями, что позволило многим исследователям рассматривать их как единый литогенетический комплекс осадков шеттыргизской свиты.

Анализ геологических материалов свидетельствует о более тесной генетической связи бокситов с процессами латеритного выветривания и позволяет рассматривать их как латеритные покровы, в формировании которых определяющую роль играли процессы латеритного корообразования и их ближайшего частичного переотложения деловиально-пролювиальным путем. При этом, литологически эти образования очень близки по минеральному составу, текстурным и структурным особенностям, что и позволяет рассматривать их как полифациальный латеритный покров, отличительной особенностью геологического строения которого является его залегание на глинистых каолинистых корах выветривания и отсутствие резкой нижней границы в связи с устанавливаемым во многих скважинах постепенным переходом одних в другие.

Закономерности размещения залежей бокситов Центрально-Торгайского района определяются генетической связью с латеритными покровами, представляющими их останцы, сохранившиеся от пострудного размыва в восточной части Кушмурунского поднятия, сложенного в основном эффузивно-осадочными породами туринской серии (рис. 9.1). В альба-сеноман-раннетуронское время Кушмурунское поднятие представляло собой изолированную платообразную возвышенность, на всей площади которой были благоприятные условия для формирования латеритных кор выветривания. В то же время не исключено, что бокситорудный процесс реализовался лишь в восточной части плато, в пределах которой размещены все описанные выше рудные объекты. Крайне слабая геологическая изученность района не позволяет сделать более определенный вывод о закономерностях локализации латеритных покровов в пределах этой структуры.

Все карстовые бокситовые месторождения Казахстана относятся к одной *свинцово-цинково-алюминиевой карстовой металлогенической формации*. Для нее характерна приуроченность месторождений к карстовым воронкам в фамен-турнейских или ордовикских карбонатных толщах, связь бокситоносных карстов с латеритными корами выветривания и со свинцово-цинковой минерализацией, проявленной в форме геохимических ореолов (Елтайско-Коржынккольская зона и районы Лятского и Белинского месторождений), зон вкрапленной минерализации (Амгельдинский бокситорудный район) или карстовых свинцово-цинковых месторождений (месторождение Шаймерден в районе Краснооктябрьского месторождения бокситов). Размещение карстов контролируется также зонами дробления и контактами карбонатных и силикатных пород.

В Казахстане в составе свинцово-цинково-алюминиевой карстовой металлогенической формации выделено два разновозрастных металлогенических типа: Краснооктябрьский меловой и Амгельдинский палеогеновый.

Краснооктябрьский свинцово-цинково-алюминиевый карстовый металлогенический тип

Данный тип распространен в Западно-Торгайском, Целиноградском и Екибастузском бокситоносных районах.

В Западно-Торгайском районе все месторождения бокситов локализованы в пределах трех меридиональных полос известняков валерьяновской свиты нижнекаменноугольного возраста, прослеживаемых на поверхности палеозойского фундамента на западном склоне Торгайского прогиба более чем на 150 км в виде сравнительно узких лент шириной от первых сотен метров до 7-10 км и разделенных одна от другой на 30-55 км. Им соответствуют 3 бокситоносные зоны: в западной части склона — Ливановская, в центральной — Краснооктябрьская, а в восточной — Таунсорская. Эти зоны в своем размещении отражают ступенчатое строение западного борга Торгайского прогиба, при этом Ливановская зона расположена на наиболее высокой ступени, Краснооктябрьская — на средней, а Таунсорская — на нижней. Каждая из этих ступеней расположена на 30-50 м одна ниже другой. Они отделяются друг от

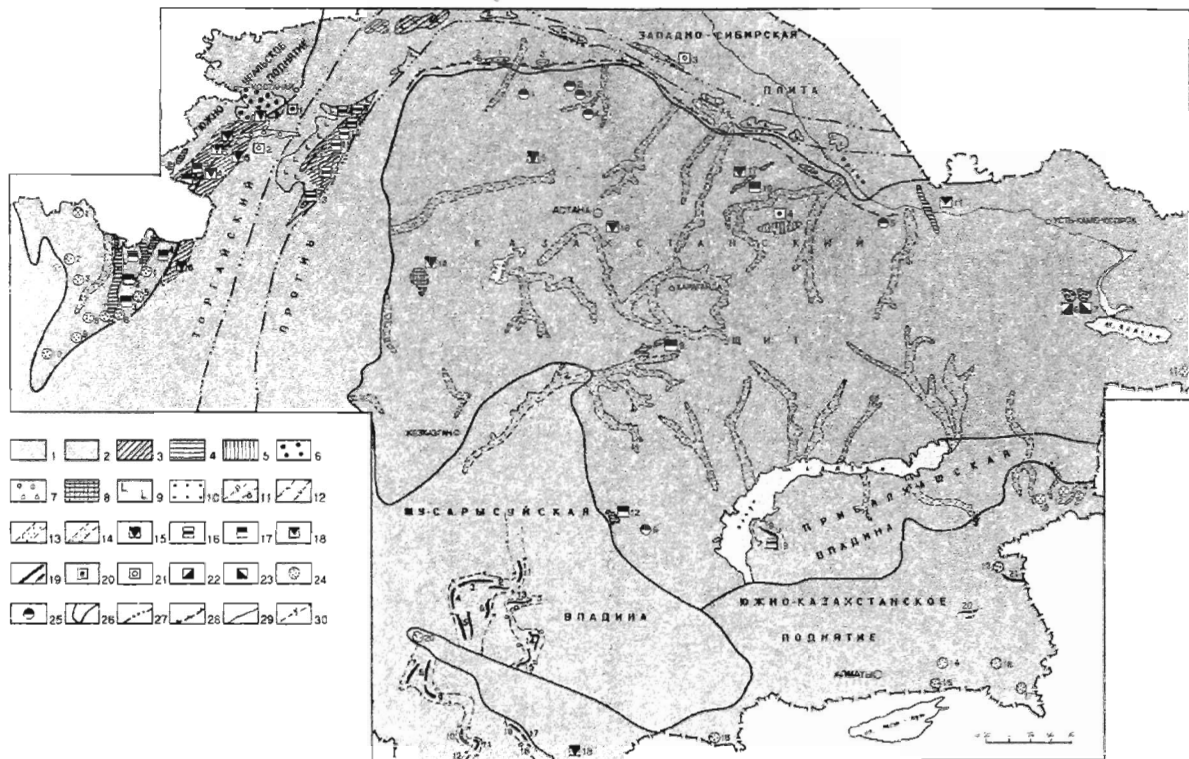


Рис. 9.1. Металлогеническая карта мезозой-кайнозойского платформенного чехла Казахстана (по В.Ф. Долгополову, 2002): 1 - щиты и поднятия, области денудации; 2 - депрессии и впадины, области аккумуляции осадков; 3-14 - рудные районы: 3 - бокситоносные, 4 - никельносные, 5-7 - железорудные: 5 - сидеритовые желваковые в юрских угленосных отложениях, 6 - меловые оолитовые, 7 - палеогеновые оолитовые, 8 - золотоносные в бокситорудных отложениях, 9 - площади развития триасовых базальтовых покровов, перспективные на латеритные бокситы, 10 - палеогеновые титан-циркониевые россыпи; 11-12 - зоны пластового окисления с урановыми месторождениями, заключенными: 11 - в палеогеновых отложениях, 12 - в меловых отложениях; 13-14 - речные долины, перспективные на золотоносные аллювиальные россыпи: 13 - неоген-четвертичные, 14 - олигоценовые; 15-26 - месторождения полезных ископаемых: 15 - бокситы карстового типа, 16 - бокситы латеритные, 17 - кобальт-никелевые элювиальные, 18 - кобальт-никелевые элювиально-карстовые, 19 - урановые пластово-эпигенетические и эпидиогенетические, 20-21 - оолитовых железных руд: 20 - мелового возраста, 21 - палеогенового возраста; 22-23 - аллювиальные титан и титан-циркониевые россыпи: 22 - неоген-четвертичные, 23 - палеогеновые, 24-25 - золоторудные: 24 - аллювиальные россыпи, 25 - элювиальные; 26 - границы мегапровинций, 27 - границы Торгайско-Северо-Казахстанского рифтогенного пояса, 28 - палеогеновой морской трансгрессии, 29 - рудоносных формаций, 30 - мезозойских угленосных депрессий.

Месторождения бокситов: 1 - Лят, 2 - Варваринское, 3 - Белинское, 4 - Краснооктябрьское, 4 - Таунсорское и Озерное, 6 - Талды-Аңсайское, 7 - Западно-Обаганское, 8 - Северо-Кушмурунское, 9 - Восточно-Обаганское, 10 - Приозерное, 11 - Кунмурунское, 12 - Кокталское, 13 - Паурузмское, 14 - Амангельдинская группа, 15 - Семеновское, 16 - Майбалыкское и Кайнарлинское, 17 - Майсорское, 18 - Мансуратинское и Фогелевское, 19 - Нижне-Илеское. *Месторождения никеля и кобальта:* 1 - Восточно-Кемпирсайское, 2 - Ботамшинское, 3 - Октябрьское, 4 - Промежуточное, 5 - Шевченкоское, 6 - Кундыбайское, 7 - Чкаловское, 8 - Северо-Кокшетауское, 9 - Сарыкулболды, 10 - Адильбекское, 11 - Горностаевское, 12 - Петанское. *Месторождения железа:* 1 - Лятское, 2 - Лисаковское, 3 - Лонцинское, 4 - Майкубенское. *Месторождения титановых и титан-циркониевых россыпей:* 1 - Обуховская группа, 2 - Летовочная, 3 - Кара-Агланская, 4 - Заячья, 5 - Дружба, 6 - Сатпаевская, 7 - Караоткельская. *Месторождения урана:* 1 - Жалпак, 2 - Акдала, 3 - Мынкудук, 4 - Инкай, 5 - Будешновское, 6 - Шолакесне, 7 - Иирколь, 8 - Карамурун, 9 - Харасан, 10 - Заречное, 11 - Асорчик, 12 - Жауткан, 13 - Уанас, 14 - Торткудук, 15 - Канжуган, 16 - Кызылколь, 17 - Лушное, 18 - Шаян, 19 - Нижне-Илеское, 20 - Сулупокинское, 21 - Кольжатское.

Россыпные месторождения золота: 1 - Коктогай, 2 - Косистек, 3 - Арылтобе, 4 - Ыргиз, 5 - Кайракты, 6 - Талды, 7 - Балкымбай, 8 - Жпанды, 9 - Сарлыбай, 10 - Кундызды, 11 - Саур, 12 - Жаманты, 13 - Тышкан, 14 - Сагы, 15 - Шилик, 16 - Кетмень, 17 - Баянкол, 18 - Каракистаг, 19 - Тентек, 20 - Карамурын. *Элювиальные месторождения золота:* 1 - Александровское, 2 - Киманы, 3 - Домбравы, 4 - Первомайское, 5 - Суздальское, 6 - Западно-Мушникское

друга региональными разломами, фиксирующимися в рельефе палеозойского фундамента в виде уступов высотой 10-50 м.

В каждой зоне карстовые депрессии тяготеют к региональным разломам или их пересечениям, где с ними связаны зоны повышенной трещиноватости и дробления пород валерьяновской свиты, что создавало в меловое время благоприятные предпосылки для интенсивного карстообразования, формирования глубоко проработанных латеритных кор выветривания и развития процессов бокситообразования и пересотложения их продуктов в карстовые депрессии. Интенсивному развитию процессов химического выветривания способствовало геоморфологическое обособление западного склона Торгайского прогиба в виде приподнятого плато со сравнительно низким уровнем грунтовых вод, в пределах которого процессы карстообразования протекали наиболее интенсивно и масштабно.

Бокситорудные отложения, заполняющие карстовые депрессии, располагаются в основании мезозойско-кайнозойского платформенного чехла и представлены пестроцветными глинами с прослоями лигнитов и лигнитовых глин и многочисленными линзами, гнездами и желваками каменистых, сухаристых и глинистых бокситов. Залежи бокситов отмечаются в различных частях их разреза, но чаще всего залегают в его верхней части. Вместе с этим в отдельных мелких карстах они выполняют их полностью и подстилается известняками. По данным палинологических исследований возраст бокситорудных отложений - сеноман-сантонский и отвечает нижней половине верхнего мела. Наиболее продуктивные отложения имеют сеноман-туронский возраст.

Морфология бокситорудных карстовых депрессий самая разнообразная - от одиночных глубоких (более 250 м) воронок диаметром 25-50 м до крупных карстовых котловин длиной в несколько километров и шириной до 1 км. В последних бокситы образуют вытянутые вдоль карстовых депрессий линзы и линзовидные прослои, нередко несколько прослоев мощностью 0,5-16,0 м в разрезе бокситорудной толщи. Обычно размеры бокситовых тел уменьшаются с увеличением размеров вмещающих их карстов.

Почти повсеместно бокситорудные отложения перекрыты толщей континентальных и морских осадков верхнего мела мощ-

ностью до 120 м. При этом в Ливановской зоне бокситорудные отложения вскрываются на глубине 20–50 м, в Краснооктябрьской – 50–110 м, а в Таунсорской – 110–180 м.

По литологическому составу среди бокситов выделяются каменистые, глинистые, рыхлые и сухаристые разности, преобладают бобово-обломочная, обломочно-бобовая и бобовая структуры, минеральный состав гиббсит-каолинитовый или каолинит-гиббситовый с гидроксидами железа.

Несмотря на сравнительно большую глубину залегания бокситоносных карстов, они достаточно контрастно проявлены в современном рельефе в виде изолированных депрессионных понижений овальной или удлиненно-овальной формы, глубиной 2–5 м. Для них характерны сравнительно крутые ($<15-30^\circ$) борта. Эти геоморфологические особенности карстовых депрессий обусловлены в значительной мере тем, что процессы карстообразования продолжались в них и после их заполнения бокситоносными отложениями. Об этом свидетельствует наличие крупных пустых полостей во вмещающих известняках, выявляемых в процессе разработки ряда месторождений бокситов.

По основным особенностям геологического строения месторождения перечисленных бокситоносных зон существенно различаются одни от других. Наиболее характерными из них являются: в Ливановской зоне – Северо-Ливанское и Муктыкольское, в Краснооктябрьской – Краснооктябрьское и в Таунсорской – Озерное месторождения.

Северо-Ливановское месторождение расположено в 160 км юго-западнее г. Костанай и представлено 42 рудными телами, расположенными в 32 изолированных карстовых воронках размером от 50 x 50 до 45 x 550 м². Все они залегают на глубине 5–45 м и некрываются палеоген-неогеновыми песчано-глинистыми отложениями.

Площади распространения бокситоносных отложений полностью локализованы в карстовых воронках и за их пределы не выходят. В основании их разреза залегают нестрогцетские глины с рыхлыми железистыми бобовинами, выше они сменяются бокситовыми глинами и бокситами, среди которых преобладают каменистые (44,52 %), рыхлые (28,20) и глинистые (27,28) разности. переслан-

вающиеся между собой и с бокситоподобными глинами. Иногда в верхней части бокситоносной толщи отмечаются горизонты лигнитов и лигнитоносных глин. Усредненный химический состава бокситов, %: SiO_2 – 9,95; Al_2O_3 – 41,96; Fe_2O_3 – 17,55.

Для бокситовых залежей этой зоны характерна более четкая, чем в других зонах связь их вещественного состава с составом подстилающих пород палеозойского основания. Наиболее контрастно это проявлено на *Муктыкольском месторождении*, расположенном вблизи Шевченковского массива ультрабазитов и наследовавшем от него значительные концентрации оксидов железа, составляющие в среднем по месторождению 36,5 % Fe_2O_3 и 0,36 % FeO при средних содержаниях, %: SiO_2 – 3,7 и Al_2O_3 – 35,2. Для этих руд характерны тесное прораствание оксидов железа и гиббсита и следующий минеральный состав, %: гиббсит – 51, гематит – 29, гетит – 7, каолинит – 5, кварц – 1,5, сидерит – 0,5. Ориентировочные запасы бокситов на этом месторождении составляют около 40 млн т, что позволяет рассматривать их как комплексное алюможелезистое сырье, перспективное для его безотходной переработки с получением глинозема, железа и цементного сырья.

Краснооктябрьское месторождение расположено в южной части одноименной бокситоносной зоны. Оно приурочено к крупной эрозионно-карстовой котловине долинного типа протяженностью более 6 км и шириной до 1,2 км, образованной в толще органично-обломочных известняков валерьяновской свиты (рис. 9.2). В целом в районе свита представлена сложнопостроенным комплексом вулканогенно-осадочных пород, в составе которого преобладают переслаивающиеся известняки, аргиллиты и вулканогенные породы основного состава (андезитовые порфиристы, туфы и туфобрекнии).

Мезозойский комплекс сложен образованиями древней коры выветривания и верхнемеловыми бокситоносными отложениями. Последние по своему составу и стратиграфическому положению подразделяются на два подгоризонта: нижний, сложенный сеноманскими пестроцветными глинами с подчиненными линзами бокситов и верхний турон-сантонский, представленный в основном бокситами (рис. 9.3).

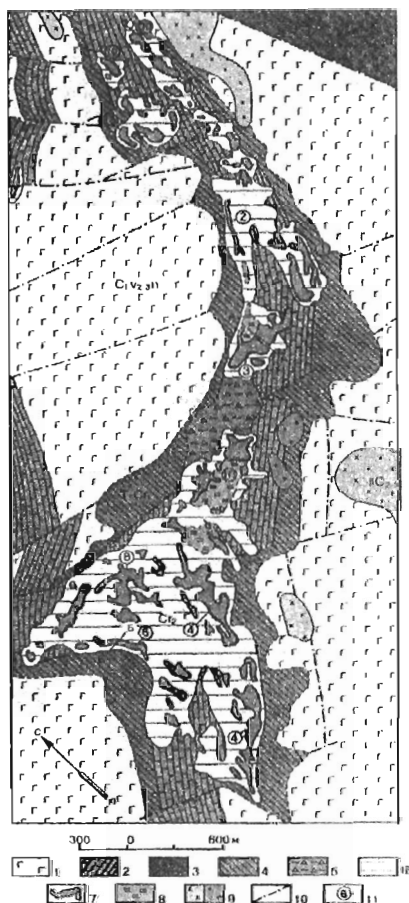


Рис. 9.2. Схема геологического строения части Красноярского месторождения бокситов и огнеупорных глин (допалеогеновые отложения, по Д.А. Венкову): 1 - порфири- риты и их туфы (C_1v_{2-3s}); 2 - известняки (C_1v_{2-3s}); 3 - песчаники, алевролиты (C_1b, v_1); 4 - кора выветривания эффузивных пород (Т-К₁); 5 - кора выветривания габбро-диоритов (Т-К₃); 6 - меловые континентальные отложения; 7 - суммарные проекции рудных тел бокситов на поверхность; 8 - то же, для огнеупорных глин; 9 - интрузивные породы (диориты и габбро-диориты); 10 - тектонические нарушения; 11 - номера рудных участков

Кайнозойские покровные отложения сложены палеогеновыми и неогеновыми морскими и континентальными песчано-глинистыми осадками и перекрывающим их маломощным плащом четвертичных образований.

Большая часть залежей бокситов приурочена к приконтакто-вым зонам карбонатных пород и, как правило, расположена вдоль них. При удалении от контактов рудные залежи приобретают изо-

метричные, часто округлые формы. В вертикальном разрезе бокситовые залежи представляют собой единое тело или состоят из нескольких пачек, разделенных безрудными прослоями. Среди бокситов преобладают рыхлые разности (57,8 %), на долю каменистых бокситов приходится 29,3 %, глинистых - 7,9 %.

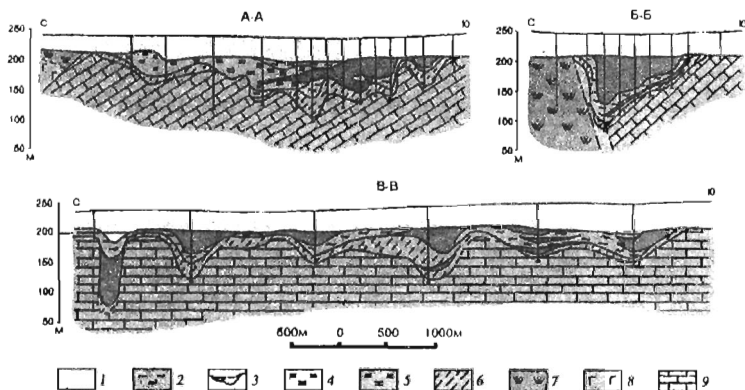


Рис. 9.3. Геологические разрезы Краснооктябрьского месторождения бокситов, поперечные (А-А, Б-Б) и продольный (В-В) разрезы по отношению к вытянутости рудных тел (по Д.А. Венкову): 1 - кайнозойские песчано-глинистые отложения; 2-5 - бокситоносные меловые отложения (K_2t-st): 2 - бокситоносные глины, 3 - бокситы, 4 - каолинит-гипсбитовые и каолинитовые глины, 5 - лигнитоносные глины; 6 - пестроцветные глины (K_2s); 7 - кора выветривания эффузивных пород (Т- K_1); 8 - порфириды и их туфы ($C_1v_2 1-s$); 9 - известняки ($C_1v_2 1-s$)

В целом по месторождению бокситы имеют железисто-гипсбитовый состав с содержанием гипсбита 45-60 % и повышенными содержаниями оксидов железа, среди которых в качестве постоянной примеси присутствует сидерит (до 12 %). Средний химический состав руды, %: Al_2O_3 - 44,1; SiO_2 - 11,5; Fe - 15,7; TiO_2 - 1,8; CO_2 - 2,6; S - 0,3; CaO - 0,6. п.п.н. - 24,6. Кремниевый модуль 3,8.

В настоящее время месторождение разрабатывается и с каждым годом его доля в сырьевом обеспечении Павлодарского алюминиевого завода растет. Будучи наиболее крупным среди разве-

данных бокситовых месторождений Казахстана, оно составляет основную сырьевую базу этого завода.

В последние годы в районе Краснооктябрьского месторождения установлено свинцово-цинковое оруденение, локализованное в крупной карстовой депрессии и приуроченное к толще «мусорных» глин гиббсит-каолининового состава, по литолого-петрографическим характеристикам, обнаруживающим значительное сходство с аналогичными отложениями, подстилающими бокситы на близрасположенных залежах бокситов 3 участка месторождения. Полиметаллические руды имеют смитсонит-каламиновый состав и образуют компактную залежь протяженностью 270 м, шириной 150 м со средней мощностью рудного тела 120 м. Поисково-разведочными работами установлены запасы существенно цинковых руд в размере 1,26 млн т цинка со средним содержанием цинка 27,2 %.

Шаймерденовское месторождение богатых цинковых руд, выявленных впервые в мезозой-кайнозойском платформенном чехле Казахстана, относится к крупным платформенным рудным объектам.

Озерное месторождение расположено в южной части Таунсорской бокситоносной зоны в 235 км юго-восточнее г. Костанай также в пределах Валерьяновской структурно-тектонической зоны, приурочено к карстовым депрессиям, образованным в толще известняков валерьяновской свиты (рис. 9.4). В отличие от Краснооктябрьского месторождения бокситорудные карстовые депрессии здесь значительно меньше по размерам. Значительно более ограниченным распространением пользуется здесь и кора выветривания, что связано, видимо, с более глубоким эрозионным срезом в пределах Таунсорской зоны (Венков, 1978).

На месторождении выявлено более 20 бокситорудных карстовых депрессий изометричной и овальной формы. Все они размещены внутри карбонатных пород и лишь отдельные мелкие воронки выявлены в зоне контакта известняков и вмещающих эффузивно-осадочных отложений. Среди рудовмещающих депрессий преобладают одиночные карстовые воронки размером 70 м² и лишь изредка отмечаются небольшие карстовые котловины, образовав-

нился путем слияния двух или трех воронок ($40 \times 240 \text{ м}^2$) глубиной от первых десятков до 120 м.

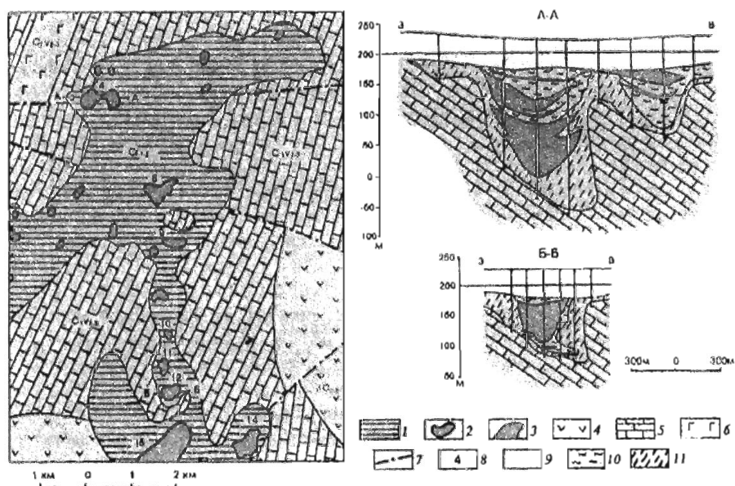


Рис. 9.4. Схематическая геологическая карта доналеогеновых отложений Озерного месторождения бокситов и геологические разрезы (по Д.А. Венкову): 1 - мелочные континентальные отложения (K_1); 2 - бокситы (на карте показаны суммарные проекции рудных тел на поверхность); 3 - то же, для железоалюминиевых руд; 4 - диориты, диоритовые порфиристы (C_2); 5 - известняки ($C_{1,2}$); 6 - порфиристы и их туфы ($C_{1,2,3}$); 7 - линии тектонических нарушений; 8 - номера рудных тел; 9 - кайнозойские песчано-глинистые отложения; 10 - бокситовые, каолиновые глины (K_2C); 11 - песчаноцветные глины (K_1) (9, 10 и 11 - только для разрезов)

Всего на месторождении выделены 5 рудных участков, включающих 99 бокситовых залежей. Мощность залежей 1–73 м, средняя – 19,5 м. Мощность перекрывающих отложений – 40–70 м. Средний химический состав бокситов, %: Al_2O_3 – 41,15; SiO_2 – 8,78; Fe_2O_3 – 24,17; TiO_2 – 1,77; CO_2 – 1,87. п.п.п. – 22,09; кремниевый модуль – 5,5.

С Целиноградским районом связаны первые в Казахстане находки бокситов (1930 г). В настоящее время здесь известно около 50 мелких месторождений и рудопроявлений бокситов. Все они расположены в области северного и восточного обрамления Тениз-

ской впадины, в красных частях обрамляющих её нижнепалеозойских структур: Кокшетауского срединного массива и Селегинского синклинория. В геоморфологическом отношении этот район характеризуется выравненным рельефом денудационной цокольной равнины или слабо расчлененного грядово-увалистого мелкосопочника с абсолютными высотами 320–360 м, возвышающихся над прилежащей к ним с юга аккумулятивной равниной Тенизской впадины на 50–70 м. Коры выветривания, развитые по всем комплексам пород палеозойского основания, занимают более 50 % площади района. Наиболее широко они распространены на южном склоне Кокшетауского поднятия, особенно в Жалтыр-Акбентском районе, где «бронируют» значительные площади развития грядово-увалистого рельефа цокольной равнины и отмечаются как на вершинах гряд и склонах, так и на днищах долин дренирующих её водотоков. В восточной части района коры выветривания имеют «островное» развитие и приурочены в основном к зонам разломов и контактов пород резко различного петрографического состава. В западной и центральной частях района ограниченно развиты латеритные коры выветривания, приуроченные к вершинам отдельных гряд и холмов. К их верхней зоне приурочены многочисленные развалы так называемых желваковых или валунно-останцовых, по Б.А. Тюрину, бокситов, отмечаемые лишь на южном склоне Кокшетауского поднятия и отсутствующие в области восточного обрамления Тенизской впадины. Эти проявления практического интереса не имеют.

Подавляющее большинство рудных залежей локализовано в карстовых депрессиях, развитых в толщах ордовикских мраморизованных известняков. Единичные залежи приурочены к карстам в известняках среднекембрийского и фамен-турнейского возраста. Карстовые депрессии глубиной до 250 м заполнены палеонтологически охарактеризованными меловыми и палеогеновыми континентальными отложениями. Наиболее древними среди них сеноманские отложения, изученные А.П. Левиной, А.В. Лейпцигом и З.К. Пономаренко в карстовой воронке № 1 Софиевского месторождения. Они представлены толщей частого чередования пестроцветных глин и бурых песчанистых глин с желваками и обломками

железняков и выветрелыми обломками палеозойских пород. Мощность более 75 м.

В отличие от мел-палеогеновых отложений, локализованных в карстовых депрессиях, неоген-четвертичные песчано-глинистые и суглинистые отложения развиты в районе значительно шире, особенно в его западной части, где выстилают сплошным покровом мощностью до 30 м значительные участки аккумулятивных равнин. Передко в неогеновых глинах отмечаются линзы каменистых бокситов, образованные путем переотложения верхних горизонтов латеритных покровов на прилежащих площадях.

Наиболее крупными рудными объектами в районе являются Майбалык-Кайнарлинская группа месторождений и Семеновское месторождение, где сконцентрировано более 90 % всех разведанных запасов россыпей бокситов.

Майбалык-Кайнарлинская группа месторождений расположена в 15-25 км юго-восточнее г. Астана. Здесь бокситы установлены в 60 карстовых воронках размером от 20х25 до 900х200 м² и глубиной до 150 м (рис. 9.5).

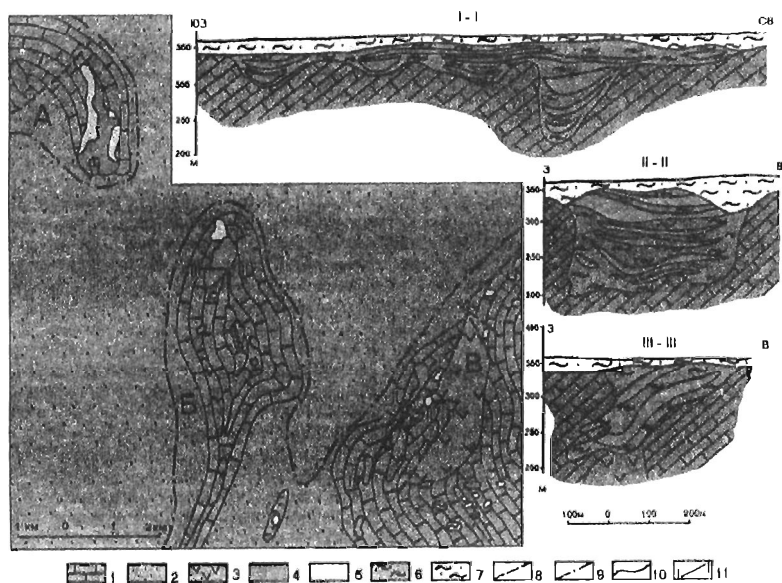


Рис. 9.5. Геологическая карта и геологические разрезы Майбалык-Кайнарлинской группы месторождений бокситов (по В.Ф. Долгополову):

1-3 - породы палеозойского фундамента ордовикского возраста:
1 - известняки, 2 - песчаники, 3 - эффузивы кислого и среднего состава;
4-6 - бокситоносные отложения: 4 - бокситы, 5 - бокситовые глины,
6 - глины пестроцветные; 7 - неоген-четвертичные отложения; 8 - разломы;
9-10 - границы: 9 - карстовых депрессий, 10 - литологических комплексов; 11 - линии геологических разрезов. Участки: А - Майбалык;
Б - Кайнарлы, В - Кайнарлы II

Все карстовые воронки приурочены к верхнеордовикским мраморизованным известнякам майлысорской свиты, обнажающейся на поверхности палеозойского фундамента в сводовых частях 3 антиклинальных структур, крылья которых сложены перекрывающими их терригенными образованиями. Крупные залежи месторождений *Майбалыкское*, *Кайнарлы I, II* и *Тельмановское* тяготеют к зонам контакта известняков с терригенными породами или с прорывающими их телами основных эффузивов (Венков, 1978).

Наиболее изученное *Майбалыкское* месторождение состоит из трех залежей. Залежь I размером 900x200 м², мощностью до 600 м, вытянута в меридиональном направлении, состоит из пяти пачек бокситов, отделенных одна от другой - горизонтом гиббсит-каолинитовых красно-вишневых глин. Глубина залегания верхней пачки — 1–19 м. Средняя мощность бокситов 6 м. В вертикальном разрезе залежей 2 и 3 выделяются по 3 пачки бокситов, расщепляющихся на 2–3 линзы. Длина пачек до 60 м, ширина 50–75 м. Общая мощность бокситов 43,7 м. Верхняя пачка вскрывается на глубине 22,3–26 м.

Все рудные залежи Майбалык-Кайнарлинской группы месторождений отличаются значительным сходством минерального и химического состава. По минеральному составу слагающие их бокситы являются гиббситовыми, высокожелезистыми (с содержанием оксидов железа до 34 %). Глинистые и бобовые бокситы имеют редкобобовую и пелиговую, а каменистые - обломочно-бобовую структуру.

Морфология рудных тел весьма сложная и обусловлена частыми и резкими фациальными замещениями бокситов деформиро-

ванными корами выветривания, представленными бокситоподобными пестроцветными гиббсит-каолининовыми или зеленовато-серыми каолининовыми глинами, нередко с хорошо сохранившейся порфировой структурой базальтовых порфиринов, что позволяет генетически связывать образование рудных залежей с перемещением в карстовые депрессии латеритных покровов делювиально-пролювиальным и оползневым путем и последующей латеризацией их на склонах воронок.

Семеновское месторождение расположено в 50 км северо-западнее г. Астана на южном склоне Кокшетауского поднятия и представлено отдельными мелкими залежами бобовых каменистых бокситов, залегающими на вершинах отдельных холмов и одной залежью карстовых бокситов.

Каменистые бокситы, бронирующие вершины холмов, залегают в виде развалов на глинистых корках выветривания диабазовых порфиринов. Нередко они образуют покровы площадью до 2500–3000 м². Бурением установлено, что бобовые каменистые бокситы достигают мощности 2,3 м и вниз по разрезу постепенно переходят в сухаристые или (и) глинистые бокситы мощностью 3 м, которые, в свою очередь, постепенными переходами связаны с подстилающей их зоной литомаржа, сложенной пестроцветными и зеленовато-серыми каолининовыми и каолинт-монтмориллонитовыми глинами коры выветривания диабазовых порфиринов с отчетливо проявляющейся структурой исходных пород. Эти данные позволяют рассматривать каменистые бокситы как зону железисто-глиноземистой кирасы по аналогии со сходными разрезами латеритных покровов Гвинеи. Карстовая депрессия длиной 750 м и шириной 70–150 м приурочена к долинообразному понижению, расположенному в 300 м восточнее рудопроявления "Б" «кирасовых» бокситов и гипсометрически расположенному на 40–50 м ниже его. Бокситы в этой депрессии образуют выдержанный на всем её протяжении пласт мощностью 7–15 м, залегающий на глубинах 26–1 м, сложенный наиболее высококачественными в районе бокситами с содержанием глинозема 45–48 % и кремнезема 3,8–10,5 %.

Среди других рудных объектов наибольший интерес представляют Акмолинское и Софиевское месторождения гиббситовых

бокситов. *Акмолинское* месторождение расположено на восточной окраине г. Астана в слабо выраженной в современном рельефе неглубокой (до 20 м) карстовой депрессии, образованной в зоне контакта фамен-турнейских известняков и франских терригенных пород. Рудная залежь мощностью 1,5-2,3 м залегает здесь субгоризонтально и сложена в основном низкокачественными глинистыми бокситами. На *Софиевском* месторождении, расположенном в 40 км северо-восточнее г. Астана, 38 рудоносных карстовых воронок приурочены к зоне контакта среднекембрийских мраморизованных известняков и диабазовых порфиритов. Наиболее крупная из них глубиной 250 м имеет размеры 300x100 м² и включает в себе 4 рудных залежи мощностью 0,5-16,9 м с глубиной залегания 2-185 м. Для каждой залежи отмечается увеличение мощности в центре воронки и расположение линз каменистых бокситов в центре.

Екибастузский бокситоносный район расположен в северо-восточной части Казахского щита и в геоморфологическом отношении представляет собой цокольную денудационную равнину со слабо расчлененным грядово-увалистым рельефом с абсолютными отметками 180-270 м. В районе широко развиты ордовикские и фаменские известняки. Район характеризуется низкой бокситоносностью, приуроченной в основном к карстовым депрессиям в ордовикских мраморизованных известняках. С ними связаны Майсорское, Тоскейбулакское, Ащикудукское и Байахметское мелкие месторождения бокситов, а с фаменскими известняками — одно Тениз-Коржункольское месторождение.

Наиболее представительным объектом, отражающим строение и состав бокситоносных залежей в ордовикских мраморизованных известняках, является *Майсорское* месторождение, расположенное в 18 км юго-западнее г. Екибастуз. Месторождение приурочено к гряде, шириной до 0,8 км и протяженностью 12 км, мраморизованных известняков среднеордовикского возраста (сарыбидайская свита), обнажающихся на северном крыле Шакнапского синклиория и заключенных среди терригенно-эффузивных образований нижнего и среднего ордовика. В процессе поисковых работ (В. Долгополов, В.С. Гребенников, 1967-1971 гг.) установлено более 80 карстовых воронок глубиной до 250 м, 12 из которых являются бокситоносными.

Из 12 бокситоносных карстовых воронок только две рудные залежи имеют длину 260–400 м, ширину 100–110 м, глубину 11–21 м. Размеры остальных рудных залежей резко уступают двум первым, м: длина 20–80; ширина 15–60; глубина 3–72. Бокситы содержат Al_2O_3 39–42 %, SiO_2 8–14 %, отношение $Al_2O_3/SiO_2 = 3\text{--}6$. Суммарные ориентировочные запасы оцениваются в 1,5 млн тыс. т.

Рудоносные депрессии Майсорского месторождения заполнены красноцветными и пестроцветными бокситовыми глинами и каменистыми, глинистыми и сухаристыми глинами майсорской свиты сеноманского возраста, а сверху перекрыты толщей четвертичных суглинков мощностью 1–10 м, редко до 35 м (залежь 2). В основании продуктивной толщи в отдельных воронках залегают лигнитоносные серые и темно-серые песчанистые глины с прослоями углистых бокситов. Бокситы залегают среди бокситовых глин в виде линз или отдельных прослоев мощностью от 0 до 72,5 м и составляют в среднем 5–15 % объема рудовмещающих воронок, в редких случаях 50 % и более. Минеральный состав бокситов железисто-каолинит-гиббситовый, с содержанием оксидов железа до 34 %. Среди бокситов выделяются: каменистые (54 %); сухаристые (8 %) и глинистые (38 %) разновидности. Для всех разновидностей характерны обломочные структуры: для глинистых и сухаристых – редкобобовообломочная, для каменистых – обломочнобобовая. Все наиболее крупные залежи бокситов расположены в краевых частях карстовых депрессий, приуроченных к зонам контакта известняков с вмещающими их эффузивно-осадочными породами, преимущественно эффузивами основного состава. Вглубь воронок эти залежи фациально замещаются тонкодисперсными бокситовыми глинами с редкобобовой структурой. С бокситовыми залежами в отдельных воронках ассоциируют отдельные блоки латеритных кор выветривания диабазовых порфиритов, смещенные с бортов воронок в их краевые части оползевым путем. Формирование рудных залежей происходило путем неоднократного делювиально-пролювиального пересотложения продуктов латеритного выветривания в краевые части воронок в сеноманское время.

В размещении рудных залежей обнаруживается их приуроченность к крупному разрывному нарушению, прослеживаемому вдоль контакта ордовикских известняков с эффузивно-осадочными

породами. Чаще всего карстовые депрессии образуются в узлах пересечения этого разлома с более мелкими секущими его разрывными нарушениями северо-восточной ориентировки.

Тениз-Коржункольское рудопоявление единственный представитель в Екибастузском районе, приуроченное к карстовой депрессии в фаменских известняках Сарыадырской мульды. Оно расположено в 14 км севернее г. Ерейментау, на западном склоне г. Байгулы, представлено одной залежью бокситов размером 60x50 м, мощностью 16 м. Бокситы, в основном, каменистые, буровато- и кирпично-красные, с крупнобобовой структурой. Наиболее высококачественные разности светло-розовых каменистых бокситов имеют следующий химический состав, %: Al_2O_3 52,91; O_2 10,00; Fe_2O_3 3,78; FeO 6,65; TO_2 2,61; CaO 0,36; Mn 0,02; P_2O_5 0,2; O_3 0,10; п.н.п. 28,54. По запасам руд месторождение практического интереса не представляет. Поисковые работы на этот тип рудных залежей, проведенные на всех площадях развития фамен-турнейских известняков в краевых частях верхнепалеозойских наложенных мульд в северо-восточной части Казахского щита, пока положительных результатов не дали.

Амангельдинский свинцово-цинково-алюминиевый карстовый металлогенический тип

Этот тип распространен в *Восточно-Торгайском бокситоносном районе*, расположенном на восточном склоне Торгайского прогиба. В структурном плане приурочен к северной погруженной части Улытауского мегаантиклинория, в пределах которой докембрийское основание перекрывается средне-верхнепалеозойскими отложениями, образующими изометричные складчатые структуры. Аркалыкская брахисинклиналь, Аркалык-Ашутская и Уингобинская брахиантиклинали. В геоморфологическом отношении район представляет собой палеогеновую аккумулятивную равнину, расположенную на Караторгай-Терсакканском междуречье, в пределах которой палеозойский фундамент перекрывается мел-кайнозойскими континентальными отложениями мощностью 5–25 м, редко до 120–130 м.

Пликативные структуры осложнены многочисленными разломами, а на восточном и северо-восточном крыльях Аркалыкской синклинали и на южном крыле Уингобинской антиклинали — надви-

гами. Разрывные нарушения нередко контролируют размещение рудных залежей. Это позволяет предполагать, что будучи по времени своего заложения дорудными, вероятнее всего позднепалеозойскими и раннемезозойскими, они неоднократно «подновлялись» и в пострудное время по ним происходили значительные подвижки, что определяло размыв части залежей бокситов на приподнятых блоках. Величина вертикальных перемещений оценивается в 100–150 м.

Коры выветривания развиты почти повсеместно. Выделяется два морфогенетических типа: площадной и контактово-карстовый. Последний отмечается на выходах фамен-турнейских карбонатных или терригенно-карбонатных пород на поверхность палеозойского фундамента. С ним они связывают образование всех месторождений и большинства рудопроявлений бокситов (за исключением Акжарского рудопроявления латеритных бокситов). По положению в дорудном рельефе выделяется две фациальные разновидности элювиальных покровов: возвышенных плато, отмечаемых на гипсометрических отметках 280–420 м, и низменных аккумулятивных равнин (<280 м).

Латеритные коры выветривания возвышенных плато на отдельных участках бронируются плотно сцементированными брекчиевидными железисто-глиноземистыми породами с обломками псевдоморфных бокситов, наследующих структуру глинистых и двуслюдяных сланцев. Эти породы, называемые Л.И. Киселевым железисто-бокситовой кирасой, отмечаются на вершинах отдельных холмов, и играли, видимо, значительную экранирующую роль при размыве латеритных покровов. Наиболее детально полный разрез латеритных кор выветривания изучен на Акжарском рудопроявлении бокситов, где в них выделяются 4 зоны (сверху вниз): 1 – бобовых алюможелезняков (кирасы) мощностью 0,5 м; 2 – трубчатых и бобово-обломочных бокситов (0,5–0,7 м); 3 – желваковых псевдоморфных бокситов – (0,5–1 м); 4 – глинистого и глинисто-щебнистого элювия мусковитовых сланцев (3 м).

На всех месторождениях бокситов коры выветривания подстилают залежи бокситов. На восточном крыле Аркалыкской синклинали в восточной части III Аркалыкского участка они в 1962–1986 гг. изучались С.Б. Патрикеевым, Е.А. Севастьяновым и

А.Р. Ниязовым в связи с повышенными в них концентрациями свинца и цинка. В результате этих работ установлено, что в разрезе развитых здесь площадных кор выветривания алевролитов и песчаников мощностью 20–50 м выделяются три зоны (снизу вверх): дресвяно-щебнистая, черных гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин, гидрослюдисто-каолининовых желтых и желтовато-серых глин. В зоне черных глин часто отмечается полиметаллическая минерализация, представленная по А.Р. Ниязову преимущественно сульфидами: остаточными (нирит, халькопирит, галенит и сфалерит) и гипергенными (марказит, плюмбозит, с которым связано 60 % свинца, халькозин, конкреционно-оолитовый галенит и сфалерит). В зоне желтых глин отмечаются карбонаты, оксиды и гидрооксиды меди, свинца и цинка: малахит, азурит, куприт, церуссит и др. В нижней части этой зоны, а также в основании иногда залегающего выше их горизонта сиреневых глин встречается самородная медь, ванадинит и подолит.

Поисковыми работами, проведенными на III Аркалыкском (I Жана-Аркалыкском) участке, установлено, что зона глин с сульфидной минерализацией и содержаниями свинца и цинка $>0,5$ – $0,7$ % прослеживается в субмеридиональном направлении более чем на 1 км вдоль контакта фаменских доломитов и толщи тонкого переслаивания карбонатных и терригенных пород с прожилковой и вкрапленной сульфидной минерализацией и наследует рудную минерализацию исходных пород. Она тяготеет к зоне надвига, с которой связывается циркуляция сульфидсодержащих гидротермальных растворов.

Каолиновые коры выветривания низменных равнин имеют сокращенные профили. Нередко верхняя, каолининовая зона, размыта, и в верхней части сохранившихся разрезов древнего элювия мощностью 10–15 м обычно отмечаются каолинит-гидрослюдистые и гидрослюдисто-каолининовые глины с хорошо сохранившейся структурой исходных пород. Район характеризуется широким развитием маастрихт-эоценовых пестроцветных отложений, залегающих в основании эпипалеозойского платформенного чехла. К ним приурочена Амангельдинская группа месторождений и ряд рудопроявлений бокситов. Почти повсеместно они перекрываются пестроцветными отложениями верхнего олигоцена,

неогеновыми глинами и покровными суглинками четвертичного возраста.

Амангельдинская группа месторождений находится в восточном борту Торгайского прогиба. В состав группы входят пять месторождений бокситов: *Аркалыкское, Северное, Уштобинское, Верхне- и Нижне-Ашутское* месторождения (рис. 9.6). Все они расположены в карстовых депрессиях и на их склонах, образованных в зонах контакта алломосиликатных терригенных пород франа и нижнего фамена и карбонатных отложений верхнего фамена и нижнего карбона.

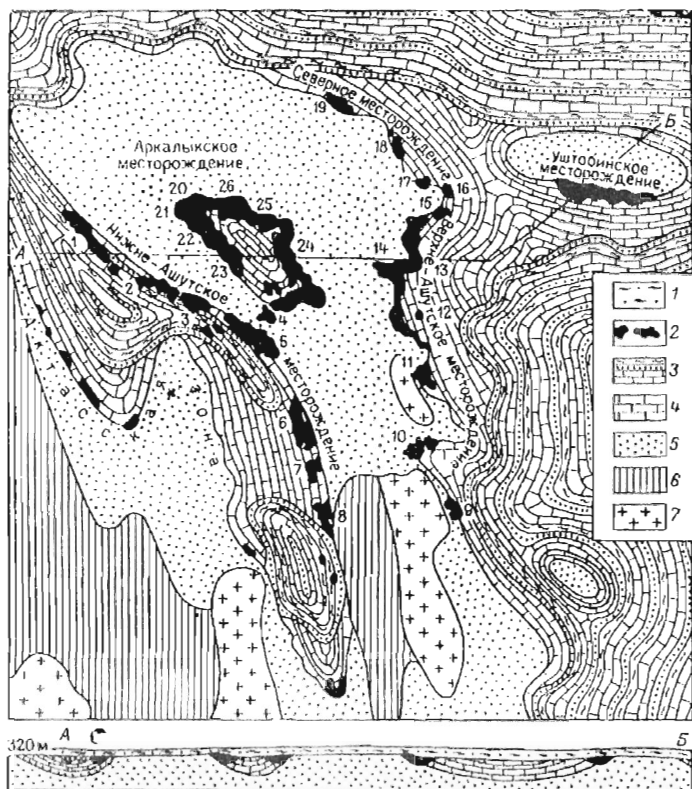


Рис. 9.6. Схематическая геолого-литологическая карта палеозойского фундамента и бокситоносных отложений Амангельдинского района (по

Г.Кирилюк и В.Теникову): 1 - песчано-глинистые четвертичные отложения (на разрезе); 2 - бокситовые залежи; 3 - известняки, аргиллиты, алевролиты и песчаники нижнекаменноугольные; 4 - известняки, доломитизированные известняки верхнедевонские и нижнекаменноугольные; 5 - глин-рослодистые песчано-глинистые сланцы, алевролиты франского яруса; 6 - кварциты, кварц-слодистые и слождисто-кварцевые, графитовые сланцы, гнейсы, гнейсограниты докембрия; 7 - граниты: 1-26 - рудные участки

Палеозойский фундамент сложен дислоцированными породами докембрия и палеозоя - кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами, основными эффузивами, их туфами, кремнистыми сланцами. Эти породы прорваны каледонскими гранитоидами. Центральная часть района сложена песчано-глинистыми и карбонатными породами среднего-верхнего девона и нижнего карбона.

На породах фундамента развита древняя кора выветривания мощностью от нескольких метров до 60 м. Рудовмещающие карстовые депрессии длиной до 4 км, шириной 50-800 м и глубиной до 250 м вытянуты вдоль зон и заполнены существенно глинистыми осадками мел-палеогеновой пестроцветной гиббсит-каолиновой формации, подстилаемыми фанен-турнейскими карбонатными породами или корой выветривания аргиллитов, алевролитов и песчаников фран-нижнефаненского возраста. На ней залегает бокситоносная свита палеоцен-эоценового возраста, представленная в нижней части песчано-глинистыми отложениями, на которых располагаются каменистые, рыхлые, сухаристые и глинистые бокситы, фациально-сменяющиеся гиббситсодержащими каолиновыми глинами. На бокситоносной свите развивается толща палеогеновых пород - песков, песчаников, глин и суглинков (рис. 9.7).

Залежи бокситов приурочены к красным частям дорудных котловин, образовавшихся на площадях развития карбонатных пород. В связи с этим они залегают на склонах депрессий, приуроченных к контакту аллюмосиликатных пород с карбонатными. Большинство бокситовых залежей относится к контактово-карстово-котловинному типу, некоторые мелкие залежи являются типично карстовыми. Нижние горизонты отдельных залежей расположены в линейно-вытянутых вдоль структур палеозойского фундамента долинообразных карстовых и трещинно-карстовых депрессиях. Бокситы и генетически связанные с ними огнеупорные

гиббситсодержащие каолилитовые глины залегают от поверхности до глубины 100 м. Они располагаются в виде непрерывной цепочки обособленных горизонтальных и слабонаклонных рудных залежей линзообразной формы с неправильными извилистыми очертаниями в плане.

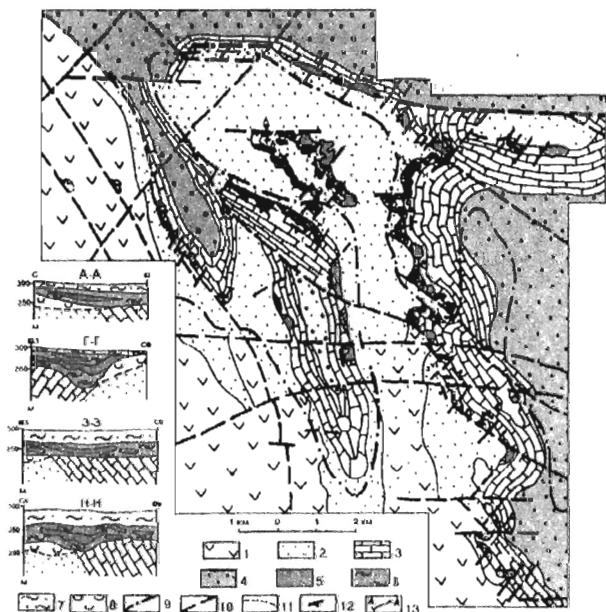


Рис. 9.7. Геологическая карта палеозойского фундамента и геологические разрезы Амangel'dинской группы месторождений (по В.Ф. Долгополову): 1-4 - породы палеозойского фундамента девон-каменноугольного возраста: 1 - эффузивы среднего и кислого состава, 2 - терригенные породы, 3 - известняки, 4 - конгломераты; 5-7 - бокситорудные отложения верхнего мела-палеогена: 5 - бокситы, 6 - глины нестроцветные, 7 - глины песчаные; 8 - кора выветривания; 9 - границы поднятий; 10 - разломы; 11 - границы литологических комплексов; 12 - направления падения рудных тел; 13 - линии разрезов

Бокситы представлены каменистыми рыхлыми, сухаристыми и глинистыми разновидностями красновато-коричневой окраски. Основные рудообразующие минералы бокситов - гиббсит, гематит и каолинит; второстепенные - галлуазит, кварц, гётит, рутил, гипс,

кальцит. Химический состав характеризуется значительными колебаниями компонентов, % (масс): Al_2O_3 28-60; SiO_2 2-20 (в среднем 10-15); Fe_2O_3 0,5-30 (в среднем 11-16).

Апутская свита мощностью 10-25,5 м залегает в основании отдельных глубоких карстовых воронок и за их пределами в основании склонов палеоподнятий на абсолютных отметках 280-300 м. В нижней части её разреза залегают серые, темно-серые или черные, реже пестроокрашенные гидрослюдистые или гидрослюдисто-каолининовые глины с редкими линзами бурого угля, обломками углефицированной древесины и желваками пирита. Иногда в них отмечаются прослои желтых алевролитистых глин с щебнем железистых и кремнистых пород. Верхнюю часть разреза составляют желтые, белые и темно-серые каолининовые глины с тонкой горизонтальной слоистостью, иногда с брекчиевидной структурой. В глинах встречаются отдельные линзы кварцевых песков с обломками каолинизированных пород и углистых пиритизированных глин. На склонах палеоподнятий свита представлена углистыми алевролитистыми глинами и углисто-песчаными породами.

Все рудные тела месторождений Амангельдинской группы располагаются на склонах возвышенных плато, бронированных меловыми корами выветривания, и размещаются в линейных зонах шириной до 500 м, приуроченных к выходам на поверхность палеозойского фундамента (фамен-турнейских карбонатных и терригенно-карбонатных пород и контактирующих с ними нередко по линиям разломов или надвигов нижнефаменских терригенных пород. При этом все залежи в поперечном сечении наклонены вниз по склонам палеоподнятий. Наиболее возвышенные участки залежей, расположенные в верхних частях склонов, обычно подстилаются корой выветривания нижнефаменских терригенных пород, а центральные и пониженные участки расположены в карстовых депрессиях и подстилаются терригенными и терригенно-карбонатными породами. В центральных частях последних бокситы достигают наибольшей мощности. Это связывается с тем, что формирование залежей бокситов сопровождалось процессами карстообразования. Л.И. Киселев и Р.К. Габитов рассматривают верхние части залежей как латеритные покровы, образованные по нижнефаменским терригенным породам, а части залежей, находящиеся в карстовых де-

прессиях типа польев — как продукты делювиального пересотложения латеритных кор выветривания.

На отдельных месторождениях (Аркалыкское) количество залежей бокситов превышает тридцати и более десятка огнеупорных глин. Преобладают залежи площадного 0,06–0,2 км², редко 0,3–0,41 км², средней мощностью от 1,7 до 6,5 м, максимальной — 18 м, глубиной от 0 до 60 м, редко до 140–438 м.

Бокситы Амангельдинской группы месторождений являются парагенетической смесью гиббсита, каолинита, оксидов железа и титана, а также содержащихся в крайне незначительных количествах минералов легкой и тяжелой фракций. Оксиды железа представлены гематитом, гидрогематитом, гетитом и гидрогетитом, содержание которых в рудах составляет 2–37 %. Среди титановых минералов часто встречаются; апатит, рутил, лейкоксен, сфен, ильменит.

Средние содержания редких и редкоземельных элементов в бокситах по Б.А. Тюрину, г/т: галлий — 54,6; скандий — 9,8; редкоземельные элементы — 485,0; в т.ч. иттрий — 17,6; иттербий — 3,0; церий — 400; лантан — 61,7.

В каменистых бокситах преобладают бобовые структуры (60–65 %), значительно реже отмечаются их пелитоморфные, брекчиевидные и обломочно-бобовые разности. Среди бобовин каменистых бокситов выделяются два генетических типа: переотложенные и бобовины-конкреции. Первые представлены черными магнитными бобовинами и их обломками, сложенными гиббситом, корундом, магнетитом, гематитом, минералами титана и кварцем. Бобовины-конкреции имеют сложное строение с зональным распределением в них минералов глинозема и железа.

Сухаристые бокситы — в основном пелитоморфные, реже бобовые, обломочные и брекчиевидные. Глинистые бокситы представляют собой пятнистоокрашенную гиббсит-каолинитовую породу с обломочной, обломочно-бобовой и бобовой структурой.

Каждому месторождению Амангельдинской группы соответствует своя бокситоносная зона. Перспективы каждой из них, кроме Аркалыкской, все залежи которой отработаны, до конца до сих пор не определены. В процессе эксплуатационной разведки и поисковых работ между разведанными залежами выявляются новые

рудные тела. В Верхне-Ашутской зоне установлен ряд локальных антиклинальных структур, прослеживаемых в 0,5 -1,5 км восточнее Верхне-Ашутского месторождения. В сводах этих структур обнажаются карбонатные породы, на отдельных участках закарстованные. В нескольких карстовых депрессиях установлены бокситы на участках Водораздельном и Восточно-Ашутских I и II, что определяет необходимость продолжения здесь поисковых работ.

Выделяются Актасская и Тюлькусайская бокситоносные зоны. Первая из них расположена в северной части юго-западного крыла Акжар-Ашутской синклинали и приурочена к полосе карстовых депрессий шириной до 250 м, образованных в фаменских терригенно-карбонатных породах. В центральной и южной частях зоны выявлены 8 залежей бокситов и бокситоносных пород, залегающих на коре выветривания терригенных пород и в карстовых депрессиях на карбонатных породах. Перспективы Актасской зоны могут быть расширены за счет выявления новых залежей на крыльях Южно-Акжарской синклинали. Недостаточно изучена Тюлькусайская бокситоносная зона, расположенная в южной половине западного крыла Акжар-Ашутской синклинали. Северная её часть срезана Ашутским разломом. Продуктивные отложения, сложенные низкокачественными бокситами и огнеупорными глинами, развиты в полосе длиной 13 км. Здесь имеются реальные предпосылки выявления новых залежей бокситов в многочисленных карстовых депрессиях, фиксируемых на основе дешифрирования аэрофотоматериалов.

В последние годы крупные продуктивные карстовые депрессии выявлены в восточной части Северной бокситоносной зоны, между Северным и Ушгобинским месторождениями, на участке «Горный отвод». Перспективы этого участка могут быть значительно увеличены за счет выявления новых залежей в его восточной и юго-восточной частях.

10. Месторождения олова

В Казахстане до последнего времени было известно только одно коренное, небольшое по масштабам собственно оловянное месторождение промышленного значения - *Карагайлы-Актас* (Южный Казахстан), а также учтенная балансом россыпь *Орлиногорская* (Северный Казахстан) с оловом в качестве попутного компонента. Открытие в Северном Казахстане крупных по запасам оловорудных месторождений *Сырымбет* и *Донецкое* значительно расширило и укрепило сырьевую базу по олову. До этого балансом были учтены запасы 5 месторождений с попутным оловом, главным образом, в комплексных редкометалльных рудах месторождения *Капайытаткан* (около 70 % от общих запасов), а также на месторождениях *Караобинское*, *Бакенное*, *Юбилейное*, *Ахметкино*. Добыча попутного олова при разработке тантал-ниобиевых и кварцево-вольфрамитовых месторождений по некоторым данным не превышала 120-130 т олова в год, при общей потребности республики около 5,0 тыс. т. Крупнейшим потребителем олова является Карметкомбинат. Таким образом, в Казахстане наблюдается значительное опережение потребления олова над его добычей и производством. С открытием, разведкой и освоением оловорудных месторождений *Сырымбет* и *Донецкое* республика может не только удовлетворить собственную потребность в олове, но и поставлять продукцию на экспорт.

Прогнозные ресурсы республики по олову оцениваются достаточно высоко, прежде всего, в Кокшетауском районе Северного Казахстана [278, 338].

Оловорудный Сырымбетский металлогенический тип

Это один из главных металлогенических типов в Кокшетауском среднем массиве. Он связан с девонскими интрузиями лейкокраповых гранитоидов, образовавшихся в зоне тыловых надвигов девонского вулканоплутонического пояса. Выделяются два типа интрузий (рис. 10.1).

Первый тип - это ранне-среднедевонские (D_1-2) гранитные интрузии (Орлиногорская, Лавровская, Легаевская, Золотоношская

Характерная особенность ранне-среднедевонских гранитных интрузий - сдвигнутость верхних апикальных частей. Глубина денудационного среза изменяется от 50-100 до 300-500 м. Наиболее глубоко затронуты процессом денудации гранитные интрузии в западной и северо-западной частях региона, в восточном направлении глубина эрозионного среза уменьшается. С интрузиями этого типа связаны мелкие эндогенные проявления олова – пегматиты (Ольгинское), альбитит-грейзеновые зоны (Шабанайское, Орлиногорское, Приишимское и др.), отдельные жилы (Лавровский, Шок-Карагайский массивы). Основное оруденение интрузий этого типа – россыпи, приуроченные к самим гранитным массивам, но чаще всего развивающиеся в экзоконтактовых частях. Наиболее полно процесс образования россыпей проявлен в Золотоношском массиве, здесь выделяются россыпи с промышленными содержаниями олова (Бериславская, Князевская).

Интрузивные образования этого типа относятся к орлиногорскому (золотоношскому) комплексу (М.А. Абдулкабирова, В.И. Серых и др.).

Второй тип – это средне-позднедевонские лейкократовые порфировидные граниты, образовавшиеся в заключительную стадию формирования девонского пояса. С ними связаны оловянные месторождения Сырымбет, Донецкое, Сопочное, рудопроявления Келлеровское, Дальненское и др. Оловорудные проявления связаны только с теми интрузиями, которые прорывают углеродистые песчано-сланцевые отложения шарыкской свиты, охарактеризованной при описании Шарыкского металлогенического комплекса. Интрузии гранитов представлены штокообразными и линейно-вытянутыми телами. Они приурочены к зонам сочленения крупных тектонических структур и к узлам пересечения глубинных разломов. По геофизическим данным граниты сформировались в близповерхностных условиях на глубине 2–3 км. Граниты имеют трехфазное строение и сложены соответственно крупнозернистыми, среднезернистыми и мелкозернистыми разновидностями.

Прямым аналогом Сырымбетского металлогенического типа являются **оловорудные проявления Улытау**. Типоморфные на олово магматические формации представлены массивами аляскитовых гранитов жуанкарского комплекса ранне-среднедевонского возрас-

та. С ними связаны проявления касситерит-кварцевой формации (грейзены, кварцевые жилы).

Главный оловорудный объект данного типа – месторождение *Сырымбет*, расположенное в 120 км к западу от г. Кокшетау и приуроченное к Володарской зоне глубинных разломов.

Рудное поле представляет вытянутый в северо-восточном направлении блок размером 2 x 9 км (рис. 10.2). Оловянное оруденение приурочено к сланцам шарыкской свиты в зоне крутого северо-западного экзоконтакта Сырымбетской интрузии гранит-порфиров ($\gamma\text{ПД}_{2-3}$) и в меньшей степени к самим гранит-порфирам. В пределах рудного поля выделяются месторождение Сырымбет и участок Сырыбулак, изучение и разведка которого законсервированы на поисково-оценочной стадии.

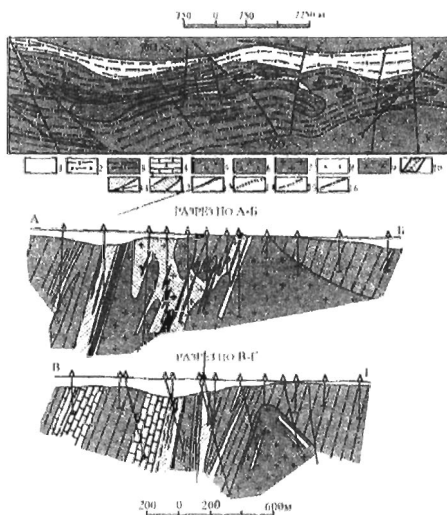


Рис. 10.2. Месторождение Сырымбет (по материалам ГРПЧ): 1 - рыхлые отложения; 2 - кварцитовые песчаники; 3 - серицит-кварцевые микро-сланцы, филлитовые сланцы; 4 - известняки; 5 - базальты, андезиты; 6 - дациты; 7 - гранит-порфиры; 8 - габбро-диориты, диориты; 9 - гранодиориты, граниты; 10 - скарноиды; 11-13 - оловорудные тела: 11 - линейные штокверки, 12 - минерализованные купола, 13 - жилы; 14-15 - оруденение: 14 - полиметаллическое, 15 - серебряное; 16 - разломы

Промышленное оруденение прослежено по простиранию на 3000 м, средняя мощность рудной зоны – 100 м, оруденение распространяется до глубины 820 м. Выделяется три структурно-морфологических типа рудных тел: 1 – линейные штокверки, 2 – минерализованные купола, 3 – жилообразные тела.

На месторождении два ведущих типа первичных оловянных руд: касситеритовый и стапнип-касситеритовый. Содержание олова в рудах изменяется от сотых долей процента до 1% и выше, в среднем составляет 0,312 %.

Кора выветривания развита в пределах всего месторождения и прослежена по простиранию на 4 км при средней мощности 50 м. Олово в коре выветривания представлено главным образом касситеритом, содержание олова колеблется от 0,199 до 2,335 % и в среднем составляет 0,377 %.

Второй не менее представительный объект Сырымбетского металлогенического комплекса – месторождение Донецкое, расположенное на западе Шатского поднятия в 70 км на северо-восток от г. Кокшетау. Месторождение тяготеет к юго-западной части одноименного гранитного массива (D_2) со штокообразным телом гранитов (3,5 x 2,5 км), вытянутым в северо-западном направлении. Граниты прорывают отложения шарыкской свиты.

Практическую ценность представляют линейные грейзеновые зоны с кварц-касситеритовыми и топаз-касситеритовыми легко обогащаемыми рудами. Предварительный подсчет запасов по одной только Восточной зоне позволяет отнести месторождение Донецкое к разряду промышленных с рентабельной добычей руды.

Источник олова на месторождениях Сырымбетского металлогенического комплекса, видимо, связан с древним метаморфическим комплексом пород шарыкской свиты. Редкометалльное оруденение (Sn, W, Ta, Be и др.) при метаморфических, магматических и метасоматических процессах, связанных с гранитизацией зрелой континентальной коры, отжималось к аллохтонным гранит-лейкогранитовым производным, кислотно-субщелочными процессами метасоматически измененным до аляскит-аплитов, пегматитов и грейзенов.

Сырымбетский металлогенический комплекс является наиболее перспективным в Кокшетауском срединном массиве. С ним связаны главные оловорудные объекты Казахстана. Освоение месторождения Сырымбет сможет удовлетворить потребность Республики в олове. Хорошим подспорьем Сырымбету является месторождение Донецкое с легкообогатимыми грейзеновыми рудами. Кроме этих двух месторождений, выделяются перспективные рудные узлы - Орлиногорский, Золотоношский и Дальненский с эндогенными и экзогенными проявлениями олова.

С Сырымбетским типом связываются дальнейшие перспективы на поиски оловянного оруденения. Это западный и восточный экзоконтакты Орлиногорского массива, где над «слепыми» или слабо обнаженными куполами гранитов обнаружены ранее неизвестные рудопроявления олова Сопочное и Келлеровское с грейзеново-штокверковыми минерализованными зонами. Определенные перспективы связаны с надинтрузивными зонами мелких штокообразных тел гранит-порфиров вдоль Володарской зоны глубинных разломов.

11. Месторождения никеля и кобальта

На территории *Казахстана* известно около 50 месторождений кобальт-никелевых руд.

Основная минерально-сырьевая база никеля и кобальта сосредоточена в Мугалжаре (Кемпирсайский рудный район). Здесь расположены все наиболее значимые промышленные месторождения: *Бурановское, Повобурановское, Новотайкентское, Кемпирсайское, Ширтакаинское, Щербакское, Южно-Шуылкудыкское, Южно-Жарлыбутакское, Богеткольское, Ботамшинское, Октябрьское, Булакмайское, Кариобинское* и др. Более мелкие месторождения кобальт-никелевых руд имеются в Центральном (Ангренское, Шайтангас, Сарыкулболды, Промежуточное и др.), Северном (Шевченко-ское, Кундыбайское, Берсуатское) и Восточном (Горностаевское, Белогорское, Максут и др.) Казахстане.

Большая часть подтвержденных и разведанных запасов никеля и кобальта заключена в месторождениях силикатных никелевых (кобальт-никелевых) кор выветривания. Степень освоения разведанных запасов сравнительно невысокая – 30–40 % с учетом резервных и подготовленных месторождений. В Казахстане есть перспективы открытия сульфидных медно-никелевых месторождений (кроме уже известных месторождений *Максут* и *Камкор*).

Значительные подтвержденные запасы кобальта содержатся в железных (магнетитовых) рудах Сарбайского, Соколовского и других месторождениях Костанайского региона.

В целом Казахстан обладает достаточными запасами силикатных руд никеля и кобальта (в том числе в магнетитовых рудах) для организации собственного кобальт-никелевого производства [278, 338].

Кемпирсайская никель-кобальтовая кора выветривания

В коре выветривания Кемпирсайского массива выявлено множество примысленных никель-кобальтовых месторождений (*табл. 11.1*). Кора выветривания в основном площадного типа и состоит из погиронита и погиронизированных серпентинитов, глубина распространения ее до 40–50 м. Сверху по серпентинитам образуется охра, в большинстве случаев перекрывается чехлом неоген-четвертичных образований.

Таблица 11.1

Никель-кобальтовые месторождения в коре выветривания
Кемпирсайского массива ультраосновных пород

Месторождение	Год от- крытия	К-во залежей	Длина, м	Ширина, м	Ср. мощ- ность, м	Ni, %	Co, %
Буранное	1930	3	310-1180	40-700	4,5	1,11	0,055
Ново-Буранное	1951	7	40-1980	25-680	5,6	1,17	0,05
Богамны	1933	2	225-1900	15-150	4,8	0,87	0,037
Рождественское	1949	2	150-600	15-115	5,5	1,12	0,049
Северное Рожде- ственское	1978	2	150-460	120-140	5,6	1,22	0,035
Шелекты	1933	8	25-750	15-300	6,8	1,27	0,05
Щербакоское	1955	3	70-1760	85	6,9	1,1	0,04
Булактай	1936	2	400-520	-	4,5	1,11	0,046
Молодежное	1957	3	55-670	65-84	6,3	1,15	0,046
Шырпакайын	1936	2	90-350	42-66	7,2	1,43	0,045
Южно-Шырпа- кайынское	1958	3	60-1220	75-640	8,5	1,18	0,057
Карабинское	1932	3	40-1215	35-860	4,5	1,11	0,066
Жарлыбугак	1936	5	290-1060	30-450	4,3	1,1	0,058
Южно-Жарлы- бугакское	1936	4	70-1480	10-240	5,1	1,27	0,052
Кокпектинское	1936	4	70-1310	20-490	4,4	1,22	0,061
Степнинское	1933	1	840	15-170	4,9	1,3	0,046
Шандашинское	1933	2	180-300	76-93	7,5	1,12	0,037
Вост. Шандаш	1957	1	520	130	6,1	1,41	0,05
Шандаш III	1957	4	25-500	46	5,7	1,25	0,049
Южно-Шуылку- дыкское	1957	4	210-1460	20-630	4,3	1,13	0,057
Кемпирсайское	1932	2	20-1000	200-340	4,8	1,16	0,066
Октябрьское	1954	5	50-1200	20-600	5,1	1,14	0,037
Ново-Тайкеткен	1939	3	300-2300	280-1680	6,9	1,32	0,026
Ново-Сазды	1940	3	50-950	50-560	2,9	1,16	0,054
Тасты Кобчик	1940	1	1200	350	5,9	1,11	0,054
Ново-Шандашы	1937	5	10-1500	10-1000	6,2	1,14	0,053
Ново-Караганты	1945	2	350-1000	53	5,0	1,19	0,07
Айтнай	1952	1	530	85	7,7	1,19	0,047
Жосалы	1930	2	300-350	200-300	4,9	1,22	0,05
Кызыл Кайын	1935	4	100-900	76	5,4	1,13	0,057
Тикписай	1936	1	430	160	6,6	1,11	0,049
Бескудук	1933	5			5,3	1,17	0,049
Буденновское	1954	4	100-1100	22-140	4,2	1,16	0,064
Никельтау	1957	2	280	90	2,5-4	1,21	0,054

Рудные залежи по форме пластообразные и плитообразные, они залегают горизонтально. Главные рудные минералы – нонтронит и гарниерит зеленого и желтовато-зеленого цвета, дополнительные минералы – керолит, асболан, никелистый хлорит, гетит, гидрогетит и др. Мощность рудных тел от 1–2 до 21–26 м. Месторождения могут разрабатываться открытым способом.

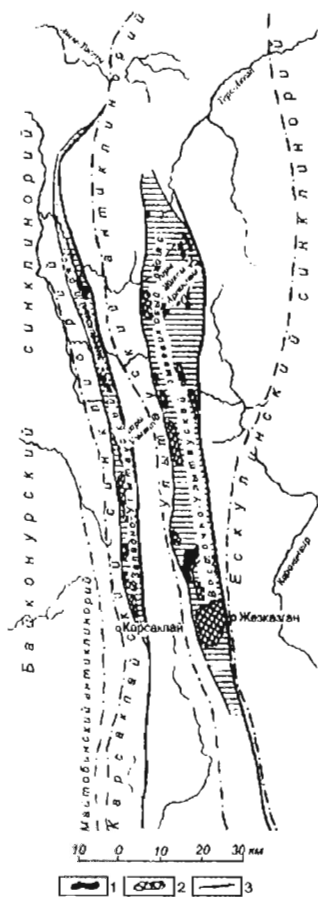
Северо-Улытауский медно-никелевый магматический комплекс

Караторгайское проявление медно-никелевых и колчеданно-полиметаллических руд в Северном Улытау представлено группой двух совмещенных рудных формаций: медно-никелевой, связанной с перидотитами и колчеданно-полиметаллической, связанной с ассоциирующими с ними или вмещающими их породами спилито-кератофировой толщи. Комплекс признаков сближает данное рудопроявление с месторождениями медно-никелевых руд Печенгской провинции на Кольском полуострове. Необходимо было доизучение участка путем сбора дополнительного геологического и геофизического материалов.

Проявление сульфидных медно-никель-кобальтовых с платиноидами руд, названное Караторгайским в Северном Улытау, было впервые обнаружено О.Б. Бейсеевым [45] в 1967 году в процессе изучения асбестоносности ультраосновных массивов, входящих в группы выделенных Ю.А. Зайцевым [137] Западно- и Восточноулытауских поясов ультраосновных и основных пород, которые имеют большую видимую протяженность порядка 400 км (рис. 11.1).

Впоследствии было установлено, что сульфидная минерализация присутствует почти во всех массивах (более 227) ультрамафитов обоих поясов, но должной оценки до сих пор не получила. Сопоставление геологических ситуации проявления промышленных медно-никелевых месторождений и других присущих им параметров с таковыми проявления сульфидных медно-никель-кобальтовых с платиноидами руд Жезказган-Улытауского района, в частности, изученного Караторгайского рудопроявления показали близкое их сходство.

Рис. 11.1. Схема расположения змеевиковых поясов Улытау (по Ю.А. Зайцеву): 1 - массивы, выходящие на поверхность; 2 - положение скрытых массивов; 3 - глубинные разломы



В районе р. Караторгай общая видимая протяженность пояса составляет порядка 40 км. Все массивы основных и ультраосновных пород Западно-Улытауского пояса приурочены к глубинному разлому, который проходит на границе Улытауского антиклинория и Торгайской синеклизы. Массивы имеют ограниченные размеры и цепочковидный характер расположения. Наибольшим из них является Акжальский серпентинитовый массив площадью около 18-20 км². Присутствие же более крупных массивов по данным Ю.А. Зайцева устанавливается здесь на большой глубине под среднепалеозойскими и кайнозойскими отложениями по материалам ароматичной съемки. Возраст ультраосновных и основных пород большинство исследователей (Зайцев, 1961, Михайлов, 1965) считает ордовикским.

В пределах рассматриваемого Западно-Улытауского пояса выделяются два разновозрастных комплекса основных и ультраосновных пород. Это - комплекс серпентинитов, серпентинизированных перидотитов и пироксенитов каледонского возраста и караторгайский пикрито-диабазовый комплекс пермо-триасового (?) возраста.

С пироксено-перидотитовой формацией первого комплекса связаны месторождения асбеста, а со вторым - сульфидная медно-никель кобальтовая минерализация.

Караторгайский массив ультраосновных и основных пород расположен на верхнем структурном этаже. Возраст его, по данным [74], относится к девону. В пределах Западно-Ульгтауского змеевикового пояса выделяются две фазы внедрения ультраосновных и основных пород, различающиеся по возрасту, вещественному составу, степени метаморфизма, рудоносности и располагающиеся в различных структурных этажах. К первой фазе относятся ультраосновные породы - перидотитовые серпентиниты Акжальского массива с хризотил-амфибол-асбестовой и асбестиновой минерализацией, ко второй фазе - сульфидоносные перидотитовые и габбро-диабазовые массивы бассейна р. Караторгай.

Условия залегания и морфология оруденелых массивов. В рассматриваемом районе оруденелые массивы ультраосновных и основных пород образуют преимущественно небольшие линзовидно-вытянутые тела, залегающие в основном согласно с вмещающими породами. Мощность перидотитовых и габбро-диабазовых линз колеблется от 1,5 до 20 м при длине 150-300 м.

Наряду с перидотитами и габбро-диабазами, имеющими линзовидно-вытянутую форму, встречаются интрузивные тела, имеющие кольцообразное и дугообразное строение, которые близко расположены друг к другу. Кольцевые структуры, сложенные преимущественно перидотитами встречены как на правом, так и на левом берегах р. Караторгай, ядро некоторых из них иногда находится в долине реки. Площадь распространения оруденелых массивов ультраосновных и основных пород в районе составляет около 10 км².

Однако авторы [249] отмечают, что они прослеживаются от места впадения р. Койгас в р. Караторгай до места впадения в последнюю р. Карасу, т.е. на расстояние более чем 40 км. Этими исследователями было зарегистрировано свыше 60 тел ультраосновных и основных пород, обычно залегающих согласно с вмещающими породами. Еще несколько тел ультраосновных пород отмечены в верховьях р. Сабасалдыторгай. Общая длина полосы выходов этих массивов - 2,5 км. Более детально изучалась кольцевая

структура, встреченная на правом берегу р. Караторгай в 5 км к северу от участка Ажжал Северный (высота) Аюжальского асбестоносного массива и в 1,5 км от зимовки Каутая. В средней и южной частях структуры имеются развалины двух старых кишлаков. Структура сложена чередующимися телами перидотитов, габбро-диабазов, кварцевых кератофиров и их туфов, имеющих concentрическую и серповидную морфологию (рис. 11.2).

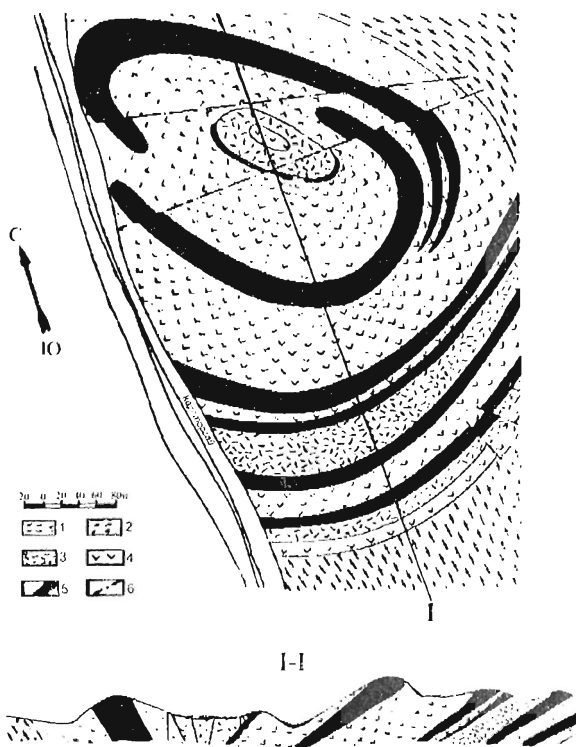


Рис. 11.2. Схематическая геологическая карта кольцевой структуры (по О.Б. Бейсееву, В.А. Овечкину, 1967): 1-кайнозойские отложения; 2-кристаллические сланцы и гнейсы докембрия; 3-габбро-диабазы; 4-кварцевые кератофиры и их туфы; 5-перидотиты; 6-тектонические нарушения

Перидотиты и габбро-диабазы имеют силловый (пластовый) характер залегания и в виде субпараллельных тел располагаются внутри вышеописанных вулканогенных образований, возраст которых предположительно относится к рифею. Мощность перидотитовых тел достигает 1,5- 20 м. На поверхности тела перидотитов и габбро-диабазов выделяются в виде концентрических и дугообразных увалов, полу- и полнокольцевые очертания которых использованы современной гидросетью; за счет смыва легко разрушающихся туфовых пород атмосферными водами образованы довольно глубокие саи (овраги), которые разделяют кольцевые тела перидотитов.

Падение силлов перидотитовых тел и перемежающихся с ними пластов кератофиров и их туфов в южной части структуры пологое — $25-30^{\circ}$, на север, а в северной части крутое — $60-65^{\circ}$ на юг. Это свидетельствует о том, что описываемая структура в вертикальном разрезе, вероятно имеет ассиметричную пологоконическую форму и внедрение самой магмы происходило по готовым вулканическим каналам.

Интрузивы габбро-перидотитов Караторгайского массива можно рассматривать как коническое тело, образовавшееся при внедрении ультраосновной магмы по готовому вулканическому резервуару, падение которого также как и интрузивного массива довольно крутое. По данным Аркалыкской партии Амангельдинской геофизической экспедиции (Заяц и др. 1960) направление падения магматического резервуара юго-западное. Сами интрузивные породы Караторгайского массива имеют сильно изрезанное магнитное поле интенсивностью 3000 γ и выше. Участками общий фон магнитного поля над основными и ультраосновными породами резко повышается. По мнению указанных исследователей повышенная магнитность пород связана с наличием в последних титаномагнетитовых и асбестовых прожилков.

Выявлены две крупные аномалии, вызванные ультраосновными и основными породами. Тело, вызывающее аномалию интенсивностью более 2000 γ лежит на глубине 95–250 м и имеет форму вертикального пласта небольшой мощности (порядка 60–240 м). А две глубинные аномалии (1000–2000 γ) вызваны породами предположительно ультраосновного и основного состава и имеющими

мощность порядка 1000–3000 м. Аномалия вызвана вертикальным и крутопадающим пластообразными телами, имеющими большое распространение на глубину.

Таким образом, устанавливается генетическая и пространственная связь ультраосновных и основных пород Караторгайского массива с более крупными массивами аналогичных пород, залегающих на значительной глубине, что вполне позволяет считать их апофизами или отщеплениями последних. Можно предполагать, что на глубине имелись два очага магмы кислого и ультраосновного-основного состава, внедрившиеся в различное время. В первой стадии извергалась магма кислого состава, дававшая впоследствии эффузивные породы типа кварцевых кератофиров и фельзитов, во вторую фазу по уже готовым вулканическим каналам внедрялась магма ультраосновного и основного состава, дававшая габбро-диабазы и перидотиты.

Характеристика сульфидной медно-никель-кобальтовой минерализации. Сульфиды были встречены почти во всех рассмотренных массивах перидотитов и габбро-диабазов, залегающих как в виде удлинено-вытянутых линз, так и в виде полуколец, слагая от 0,5 до 3 % массы пород. Наиболее обогащенными сульфидами оказались тела перидотитов, имеющие кольцевое строение.

С целью оценки технологических свойств вкрапленных руд было проведено опробование всех массивов перидотитов, слагающих одну из кольцевых структур района распространения оруденелых перидотитов. Общий вес технологической пробы составлял 3 т. Судя по результатам выделенных комбинированными флотационными и геотехнологическими методами среднее содержание сульфидов во вкрапленных рудах составляет 7–9 %. Выделенный концентрат далее был разделен на фракций и подвергнут всем видам анализа. Пересчет химических анализов проб на минералогический состав показал содержание в них, %: пирротина – 45–54, пентландита – 25–30, халькопирита – 15–25, магнетита – 1, никелина – 4,5, кобальтина – 0,5, сперрилита – 2, миллерита – 0,5. Кроме того в магнитной фракции содержится, %: магнетит и титаномагнетит – 82,7, ильменит – 7,2, хромит – 5,6. Диагностика минералов была подтверждена рентгеноструктурным анализом. Среднее содержание в изученных пробах цветных и благородных металлов

составляет: Ni – 11 %, Cu – 9 %, Co – 0,18 %, Pt – 5 г/т, Pd – 16 г/т, Au – 0,5–0,9 г/т. Таким образом, минеральный и вещественный состав сульфидных медно-никелевых руд Караторгайского проявления дополнительно подтверждают их сходство с таковыми месторождений аналогичного генетического типа промышленного масштаба. Кроме того, Каратургайское проявление медно-никелевых руд выгодно отличается от Печенгских наличием во вмещающих перидотиты породах спилитокератофировой толщи, пространственно и генетически связанного с ними колчеданно-полиметаллического оруденения, представленного пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовой ассоциацией минералов, т.е. оно представлено группой двух совмещенных рудных формаций.

В габбро-дибазах сульфиды содержатся в ничтожном количестве и в виде мелкой сыпи рассеяны по всей массе породы. В перидотитах сульфиды встречаются в виде вкраплений остроугольной и каплевидной формы. Размеры вкрапленников колеблются от 1 до 5 мм в поперечнике.

Распространение сульфидов по кольцам неодинаковое. Наиболее богаты ими 2–3-е полукольца перидотитов, где содержание достигает 5 % общей массы породы. В удаленных от центра полукольцах содержание вкрапленников падает до 0,5 %, а размеры их 0,5–1 мм.

В перидотитах линзовидно-вытянутой формы содержание сульфидов такое же, как и во внешних полукольцах кольцевой структуры.

Распределение сульфидных вкрапленников в массе породы более или менее равномерное. Скопления их в лежащем и висячем боках перидотитовых тел не наблюдались. В то же время отмечено заметное увеличение количества сульфидных вкрапленников вблизи тектонических нарушений.

Изучение полированных шлифов руд показало, что сульфиды во вкрапленниках представлены устойчивой ассоциацией минералов: пирротин, халькопирит, пентландит, магнетит. В небольшом количестве встречаются никелин, миллерит и платиновый минерал.

Приведенные данные указывают на потенциальную перспективность массивов мафит-ультрамафитовой формации и ассоциирующих с ними вулканогенных пород и на нахождение в районе их

распространения промышленных концентрации комплексных сульфидных медно-никелевых и колчеданно-полиметаллических руд в районе распространения ультраосновных и основных пород бассейна р. Караторгай, могущих служить дополнительной сырьевой базой действующего Жезказганского горно-металлургического комплекса.

Медно-никелевый габбро-норитовый Камкорский промышленно-генетический тип

Комплекс представлен габбро-норитовыми интрузиями си-матических блоков зон коллизии и связанным с ними медно-никелевым оруденением. Последнее установлено в Спасско-Успенской (Камкор, Кенши) и Бакыршык-Суздальской (Максут, Койтас) коллизионных металлогенических зонах. В Жонгаро-Североприбалхашской металлогенической зоне в связи с ультраосновными интрузиями установлены только геохимические ореолы никеля (до 0,6 %) и кобальта (до 0,01 %).

Наиболее широко габбро-норитовые интрузии комплекса распространены в Бакыршык-Суздальской металлогенической зоне, представляющей собой казахстанскую часть Зайсан-Гобийской складчатой зоны (Поляков и др., 1994), протягивающейся в северо-восточном направлении от Гобийского сегмента герцинид Южной Монголии через Синьцзян до границы Казахстана с Россией. Здесь она разворачивается в северо-восточном направлении и имеет своим продолжением Колывань-Томскую складчатую систему в бассейне Оби. Эта зона включает карбон-пермо-триасовую зону коллизии, сформировавшуюся при закрытии девон-карбонового океана, разделявшего Казахстанский и Сибирский палеоконтиненты, а также герцинскую Рудно-Алтайскую островную дугу. В ее коллизионной части, сформировавшейся на океаническом основании, насчитываются первые сотни габбро-норитовых (пикрит-долеритовых) интрузий (Глотов и др., 2002). Возраст интрузий в казахстанской и китайской частях зоны карбон-пермский. Они прорывают песчано-сланцевые часто углеродистые отложения карбона. Радиологические датировки подтверждают этот возраст.

Интрузии сложены оливиновыми мафитами: норитами, габбро-норитами, габбро-диабазами, долеритами, а также биотит-амфиболовыми пикритами. Менее распространены ультрамафиты:

плагиоперидотиты, перидотиты, пикриты. Все породы характеризуются повышенной титанистостью (содержание TiO_2 – 1,16–1,70 % в мафитах и 0,47–0,88 % в ультрамафитах), глиноземистостью (Al_2O_3 14,58–17,25 % в мафитах и 7,85–9,27 % в ультрамафитах) и щелочностью (содержание Na_2O 2,79–3,91 % в мафитах и 1,45–1,65 % в ультрамафитах, содержание K_2O 1,09–1,62 и 0,73–1,05 % соответственно). В ряде массивов отмечается расслоенность, выражающаяся в чередовании мафитов и ультрамифитов. Для многих интрузий характерен повышенный кларк меди, никеля, кобальта. Часто присутствует вкрапленность минералов меди и никеля, однако значимые концентрации, достигающие масштабов месторождений, встречены пока только в редких интрузиях. В российской части зоны это рудопоявление Седова Заимка, в Казахстане – недоразведанное месторождение Южный Максут, в Синьцзе – разрабатываемое месторождение Колотонк.

Месторождение *Колотонк* приурочено к интрузиву размером 700 x 300 м, подошва которого сложена биотит-амфиболовыми габбро-диабазами мощностью до 200 м. Выше расположена зона мощностью до 300 м переслаивания биотит-амфиболовых норитов, оливин-двупироксеновых долеритов и пикродолеритов с прослоями амфиболовых плагиоперидотитов. Верхние 100 м интрузива сложены биотит-амфиболовыми диоритами. Богатые сульфидные руды со средним содержанием никеля 3,5 % и меди 6,1 % занимают 1/5 часть интрузии и приурочены к нижней части зоны переслаивания основных и ультраосновных пород. Они окружены ореолом вкрапленных руд со средним содержанием никеля 0,63 % и меди 0,96 %. Состав руд пентландит-пирротин-халькопиритовый. Помимо меди и никеля они содержат, г/т: платину 0,109–0,820, палладий 0,110–0,480, золото 4,7, серебро 160 [105].

Пример этого месторождения показывает, что все интрузии комплекса заслуживают проверки на медно-никелевое оруденение, так как, несмотря на незначительные размеры могут включать крупные запасы богатых руд.

Жонгаро-Североприбалхашская и Спасско-Успенская коллизионные металлогенические зоны сформировались при закрытии Жонгаро-Балхашского залива палеоокеана, разделявшего Казахстанский и Сибирский палеоконтиненты. В первой из них габбро-

поритовые интрузии не установлены, что не исключает возможность их выявления на глубине, в пользу чего свидетельствует приуроченность месторождения Колотонк, в районе которого распространены слепые интрузии основного состава, к месту сочленения Жонгаро-Балхашской и Зайсан-Гобийской ветвей палеоокеана. В Спасско-Успенской металлогенической зоне габбро-поритовые интрузии немногочисленны, но в одной из них выявлено медно-никелевое месторождение Камкор.

Интрузия месторождения *Камкор* сложена перидотитами, норитами, габбро-норитами, габбро и габбро-диоритами, образующими расслоенную межпластовую залежь в песчано-сланцевой толще турне-визе, согласно залегающей на известняках нижнего турне. Минерализация присутствует во всех разновидностях пород интрузива, но промышленные концентрации ее тяготеют к перидотитам и оливиновым габбро-норитам. Выявлено 4 рудных тела (рис. 11.3). Они имеют форму полого залегающих линз северо-западного простирания длиной 50–150 м при мощности до 20 м. Только рудное тело 3 имеет северо-восточное простирание при кругом падении.

Выделяются гнездово-вкрапленные, вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды. Первые развиты в неизмененных перидотитах, габбро-норитах и норитах и имеют негландит-халькопирит-пирротиновый с кубанитом и титаномagnetитом состав. Вторые образуют тонко распыленную вкрапленность в оталькованных, актинолитизированных и хлоритизированных перидотитах, габбро-норитах и норитах. Состав их полидимит-пирротин-халькопиритовый. Полидимит-миллерит-виоларит-халькопирит-пиритовые прожилково-вкрапленные руды приурочены к хлоритизированным, элидотизированным, прениитизированным и калишпатизированным габбро. Таким образом, руды первого типа магматические, а второго и третьего – гидротермальные.

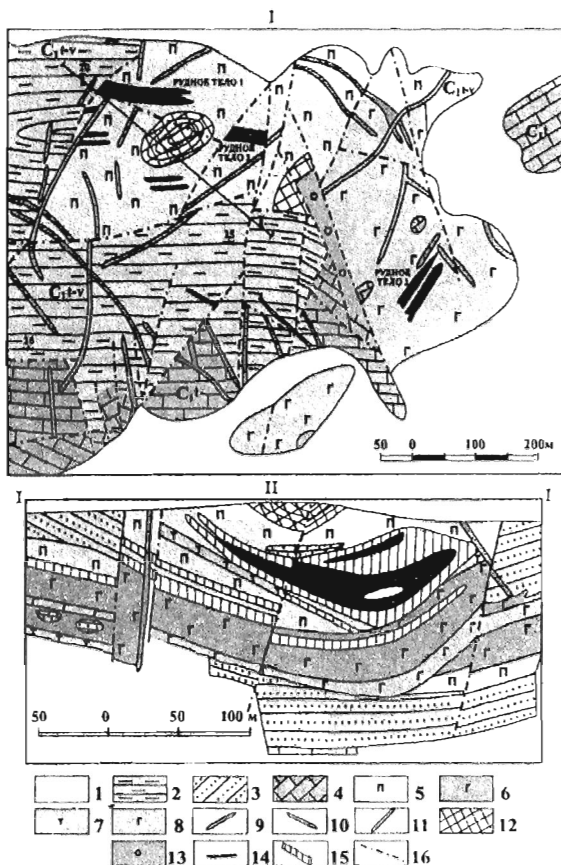


Рис. 11.3. Геологическая карта (I) и разрез (II) месторождения Камкор (по А.К. Рыспаеву и Л.Е. Филимоновой): 1 - современные отложения; 2 - метаморфизованные алевролиты, песчаники, туфопесчаники нижнего карбона; 3 - ороговикованные песчаники; 4 - мраморизованные известняки; 5 - перидотиты, оливиновые нориты, габбро-нориты; 6 - габбро участками калишпатизированные; 7 - пегматиты; 8 - микрогаббро; 9-11 - дайки: 9 - снессартигов, 10 - диабазовых порфиров, 11 - гранит-порфиров и фельзит-порфиров; 12 - скарны; 13 - окварцевание; 14-15 - руды: 14 - прожилково-вкрапленные, 15 - вкрапленные; 16 - разрывные нарушения

Основными полезными компонентами руд являются медь (0,85 %) и никель (0,11 %). Присутствуют кобальт (0,005 0,02 %), свинец (0,003) и цинк (0,01). Платиноносность руд не изучена.

В Бакыршык-Суздальской коллизионной металлогенической зоне известно месторождение *Южный Максут*, приуроченное к небольшому (2,5 км²) лаполиту габброидов. Рудная зона расположена в нижней восточной расслоенной части массива и морфологически повторяет рельеф его подошвы. Она прослежена скважинами по склонению на 1200 м до глубины около 600 м. Максимальная мощность рудной зоны 160 м, к бортам массива она выклинивается. Выделено 4 линзо- и пластообразных рудных тел длиной от 120 до более 1000 м при мощности до 50 м.

Руды месторождения магматические пентландит-халькопирит-пирротитовые. Менее распространены магнетит-халькопирит-пирротитовые с пентландитом и пирит-халькопирит-пирротитовые с пентландитом типы руд. Отличаются от руд месторождения Камкор более высоким содержанием никеля - 0,34 % и более низким - меди (0,46 %). В рудах кобальта 0,02 % серебра 6,1 г/т, платины 17 мг/т и палладия 170 мг/т.

Месторождение недоизучено, его масштаб на данной стадии разведки мелкий. Оно законсервировано.

Перспективы данного типа далеко не исчерпаны. Пример месторождения Колотонк в Синицзяне показывает, что проверки на медно-никелевое оруденение требуют даже мелкие массивы габброидов энсиматических блоков зон коллизии. Не исключено выявление подобных месторождений в габброидах, связанных с зонами субдукции. Например, медно-никелевая минерализация установлена в габброидах южного склона Тарбагатай вблизи зоны косой субдукции, служащей его границей с Баканасским синклиниорием. Возможно также выявление медно-никелевых месторождений в древних коллизионных зонах, на что указывает наличие минерализации в габбро-норитах кембрийского златогорского интрузивного комплекса. Но в первую очередь необходимо интенсифицировать поисковые работы на данный тип оруденения в Бакыршык-Суздальской металлогенической зоне. Заслуживает постановки поисковых работ северо-восточная часть Жонгаро-Североприбалхашской металлогенической зоны, примыкающая к

Алакольско-Жонгарскому региональному разлому. Расположенная здесь цепочка ультрабазитовых интрузий фиксирует сутуру зоны коллизии и указывает на возможность выявления слепых габбро-поритовых интрузий, которые в большинстве своем тяготеют к структурным швам коллизионных зон. Не снимается с повестки дня оценка на медно-никелевое оруденение энзиматическая коллизионная Спасско-Успенская металлогеническая зона. Поиски перспективных массивов открывают широкое поле для геофизических работ в первую очередь в энзиматических коллизионных зонах, в результате которых в аналогичной геодинамической обстановке было открыто крупное медно-никелевое месторождение Колотонк в Синьцзяне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тенденция к снижению обеспеченности балансовых запасов с технологически благоприятными рудами (меди, свинца, цинка, никеля, алюминия и др.) диктует необходимость более глубокого изучения формирования и закономерностей размещения месторождений приоритетных полезных ископаемых Казахстана. Геологические работы по исследованию перспективных площадей локализации месторождений цветных и других металлов требуют выработки научно обоснованных поисково-оценочных критериев на базе их инновационных моделей и структурно-формационного анализа.

Выполненный структурно-формационный анализ геологического строения и минералого-петрографического состава зарубежных и отечественных месторождений цветных металлов позволил создать их новые модели и разработать промышленно-генетические классификации.

Анализ собранной информации в области металлогении показал, что для проведения прогнозных оценок приоритетных полезных ископаемых на современном этапе изученности невозможно без выделения геодинамических и рудноформационных уровней с выделением металлогенических типов и геодинамических обстановок, наиболее благоприятных для образования промышленных скоплений руд. Особое внимание должно уделяться разработкам методик и критериев поисков слепых (или перекрытых) рудных залежей, рудным парагенезисам и другим видам работ, составляющим активность и результативность современных металлогенических исследований. Только такие инновационные работы позволят оценить перспективы развития минерально-сырьевой базы Республики и разработать стратегическое направление поисково-оценочных работ на ближайшую перспективу.

Металлогеническая изученность определяется перманентным научным обобщением новых данных, совершенствованием и уточнением особенностей геологического строения, закономерности размещения полезных ископаемых в пространстве и во времени, что ведет к повышению качества научных прогнозов для развития минерально-сырьевого комплекса страны. Проводимые работы по обобщению новых геологических и металлогенических материалов

различных геодинамических структур позволят провести научное обоснование потенциального развития минерально-сырьевого комплекса страны на приоритетные полезные ископаемые.

Инновационность 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 для выявления новых месторождений полезных ископаемых на основе научно обоснованных критериев поиска и оценки.

Инновационные 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.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулин А.А. Геология и минеральные ресурсы Казахстана. – Алматы, «Гылым», 1994.
2. Абдулин А.А. Геология Мугоджар. – Алма-Ата, Наука КазССР, 1973.
3. Абдулин А.А., Авдеев А.В., Касымов М.А., Голмачева С.Г. Основные черты строения и развития Казахстана в докембрии. В кн. Проблемы тектоники Казахстана. – Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1981. – С. 54–65.
4. Абдулин А.А., Касымов М.А., Ярославцева Н.С. Строение и развитие Зеленокаменной зоны Мугоджар в среднем палеозое // Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1985. № 4. – С. 3–10.
5. Абдулин А.А. Геология Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1981. – 312 с.
6. Абдулин А.А., Бекмагамбетов Д.Б. Прогнозная оценка рудоносности Балтемир-Беспокинской зоны (Восточный Казахстан) // Изв. ПАН РК, сер. геол., 2004. №1. – С. 31–48.
7. Абдулкабиров М.А. Магматические формации Северного Казахстана // Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. – Алма-Ата, 1974. – С. 13–15.
8. Абдулкабиров М.А. Сводово-глыбовые структуры и эндогенные месторождения Северного Казахстана. – Алма-Ата, 1975. – 240 с.
9. Авдеев А.В. Офиолитовые зоны и история геологического развития территории Казахстана с мобилистских позиций // Советская геология. – 1984. – № 4. – С. 63–72.
10. Авдеев А.В., Абель К.А. и др. Новые подходы к минерализации Южного Казахстана. – Алма-Ата, 1991. – С. 174–180.
11. Авдонин В.В., Бойцов В.Е., Григорьев В.М., Семинский Ж.В., Солодов П.А., Старостин В.И. Месторождение металлических полезных ископаемых, 2-е изд., испр. и доп. – М.: Академический проспект, Триеста, 2005. – 720 с.
12. Авдонин В.В., Старостин В.И. Геология полезных ископаемых: учебник для студентов высших учебных заведений. – М.: Изд. центр «Академия», 2010. – 984 с.
13. Акишев Т.А. Применение электроразведки для выявления разномов, контролирующих проявления полиметаллов (Северо-Западное Прибалханы) // Известия АН КазССР, с. 1., 1973, № 3. – С. 75–79.
14. Акишев Т.А., Пасырханов А.Н. Опыт применения электроразведки при поисках трещинно-карстовых вод в Центральном Казахстане // Известия АН КазССР, 1964, № 2. – С. 78–86.
15. Алексеев В.А. Особенности классификации стратиформных месторождений // Стратиформные месторождения цветных металлов. – Алма-Ата, 1985. – С. 122–123.
16. Львовский М.Е. Значение природных условий, физико-химических и биохимических процессов в формировании подземных вод // Труды лаборатории гидрогеологических проблем, 1958. Т. XVI. – С. 34–47.
17. Лятошенко А.А. Растворимость карбонатных пород и поисковые признаки рудоносных карстов // Геология Казахстана, 2002, № 3. – С. 62–70.

18. Антоненко А.А. Генетическая классификация карстовых месторождений по условиям образования полостей и их систем//Материалы научной конференции молодых ученых посвященной 10-летию Независимости Республики Казахстан. – Алматы, 2001. – С. 166–168.

19. Антоненко А.А. Гидротермокарстовые месторождения//Геология Казахстана, 1999, №3. – С. 53– 58.

20. Антоненко А.А. Минерально-сырьевая база. Инвестиционные перспективы//Курсив (приложение к республиканскому деловому еженедельнику). 2006. – № 13. – С. 23–27.

21. Антоненко А.А. О проявлении гидротермокарстовой минерализации в Казахстане//Материалы V Международного научного симпозиума имени М.А.Усова студентов, аспирантов и молодых ученых. Проблемы геологии и освоения недр. – Томск, 2001. – С. 237–238.

22. Антоненко А.А. Перспективная оценка на гидротермокарстовое оруденение Акжаик-Аксоранской карбонатной гряды//Проблемы комплексного освоения рудных и нерудных месторождений Восточно-Казахстанского региона. Материалы I Международной научно-технической конференции. – Усть-Каменогорск, 2001. – С. 3–4.

23. Антоненко А.А. Пример перспективной оценки гидротермокарстового оруденения//Материалы V Международного научного симпозиума имени М.А.Усова студентов, аспирантов и молодых ученых. Проблемы геологии и освоения недр. – Томск, 2001. – С. 238–239.

24. Антоненко А.А. Рудоносные карсты Казахстана //Геология Казахстана, 1999, №1. – С. 69 –72.

25. Антоненко А.А. Свинцово-цинковые карсты Казахстана. Автореф. канд. дис. – Алматы, 2003. – 29 с.

26. Антоненко А.А., Корязова Ю.Ю., Гойколова Т.В. Классификация карстовых месторождений//Современные проблемы металлогении. Материалы научной конференции посвященной 90-летию академика Х.М.Абдулаева. – Ташкент, 2002. – С. 40– 41.

27. Антоненко А.А., Павлов А.А., Гойколова Т.В. Гидротермокарстовое агрегативное оруденение в хребте Большой Каратау//Известия ИАГН РК, сер. геол. 2007. – №1. – С. 40–49.

28. Апролов В.А. Рудный карст//Общие вопросы карстоведения. – М., 1962. – С. 116– 129.

29. Артемьев В.Е. и др. Отчет о результатах ГДП-200 территории Зыряновского горнорудного района. Фонды РЦГИ. «Казгеоинформ». – Усть-Каменогорск, 2003.

30. Архангельская В.В., Вольфсон Ф.И. Геотектонические позиции и систематика стратиформных свинцово-цинковых месторождений, Москва, 1977. – 274 с.

31. Асаналиев У.А. Стадии формирования стратиформных месторождений цветных, редких и благородных металлов//Стратиформные месторождения цветных металлов. – Алма-Ата, 1985. – С. 125–127.

32. Асаналиев У.А., Понов П.В., Турдукеев И.Д. Месторождения цветных и редких металлов в карбонатных формациях. – Москва, 1988. – 216 с.

33. Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии.— Алматы, 2002.— 26 с.

34. Бадалов С.Т. К вопросу о минералого-геохимических и генетических особенностях рудных месторождений хребта Кугитанг-Тау//Труды Института геологии АН Туркмен. ССР, Ашхабад, 1960, Т. 3. — С. 173–188.

35. Базанов Е.Н., Борукаева М.Р. и др. Проблемы стратиграфии Южного Казахстана//Геология и полезные ископаемые юга Казахстана. — Алма-Ата, 1991. — С. 25–37.

36. Байбатша А.Б. Роль мантийного плюма в формировании глубинной геодинамики и металлогенических зон Казахстана//Материалы МНПК, посвященной 70-летию ИНГ им. К.И. Сатпаева. —Алматы, 2010. — С. 24–28.

37. Байбатша А.Б. Геологические условия и время формирования месторождений медистых песчаников Жезказгана//Материалы МНПК «Сатпаевские чтения». —Алматы, 2009. —С. 167–172.

38. Байбатша А.Б. Инженерная геология месторождений полезных ископаемых с основами геоинформатики. — Алматы: Ғылым, 2003. — 320 с.

39. Байбатша А.Б. О новом взгляде на геологическое строение и геодинамическое развитие территории Казахстана//Изв. НАН РК, серия геол. — 2008. — № 2. — С. 66–74.

40. Байбатша А.Б. О роли мантийного плюма в формировании глубинной геодинамики Казахстана//Материалы МНПК: Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых. —Томск, 2010. — С. 26–31.

41. Байдалинов А.Т., Инкин Д. А., Шенгельбаев Т. Е. Магниторазведка при поисках и разведке медных руд месторождения Нурказган//Материалы МНПК «Проблемы геологии и минерагении в развитии минерально-сырьевых ресурсов». — Алматы, ИГН им. К.И. Сатпаева, 2010. — С. 331–336.

42. Байдалинов А.Т., Хамзин Б. С. Медное оруденение и гидротермальные метасоматиты месторождения Нурказган//Тр. МНК «Наука и образование ведущий фактор стратегии «Казахстан-2030». Караганда: КарГТУ, 2008, вып. 2. — С. 21–23.

43. Бахтеев М.К. Палеозойские орогенные вулcano-плутонические пояса. М., 1987. — 168 с.

44. Бахтеев М.К., Васюков Ю. А., Сорокина И. В. Фаменский вулканизм западной части Центрального Казахстана. Советская геология, 1977. № 4.

45. Бейсеев О.Б. О геологических основах поисков сульфидных медно-никелевых руд в Северном Улытау//Геология, разведка и методы изучения месторождений полезных ископаемых. — Алма-Ата:КазИМС. 1969. — С. 55–57.

46. Бейсеев О.Б. и др. Геология и рудоносность гипербазитов и вмещающих толщ Северного Улытау//Мат. VI Всесоюз. металлогенического совещания по проблемам металлогении Тихоокеанского рудного пояса. — Владивосток, 1971.

47. Бекжанов Г.Р., Косале Я.А., Любецкий В. Н. Глубинное строение и металлогения Казахстана. Геология Казахстана. 1994. № 1. — С. 24–39.

48. Бекжанов Г.Р. Глубинные структуры и медно-порфировое оруденение Джунгаро-Балхашской складчатой системы. — Алма-Ата: Наука, 1984. — 232 с.

49. Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых, Москва — Ленинград, 1937, 427 с.

50. Бергер В.И., Натальин Н.А. Фациальная обстановка формирования сурьмяно-ртутного оруденения в Южном Тянь-Шане//Рудоносность осадочных комплексов. – Ленинград, 1989. – С. 176–186.

51. Беспасев Х.А. и др. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая. Алматы, 1997. 286 с.

52. Беспасев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая. Алматы, «Гылым», 1997. – 283 с.

53. Беспасев Х.А., Мирошниченко Л.А. Атлас моделей месторождений полезных ископаемых. – Алматы, 2004. – 142 с.

54. Беспалов В.Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата: Наука, 1971. – 364 с.

55. Бок И.И. Генетические типы месторождений полезных ископаемых, часть 1. Рудные месторождения. – Алма-Ата: «Наука» КазССР. – 1974.

56. Бок И.И. Основы рудной геологии. – Алма-Ата, 1970.

57. Бок И.И. Распространение основных и ультраосновных пород в Казахстане//Известия АН КазССР, с.г., 1956. – Вып.24. – С. 20–25.

58. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 1, 2. – Алматы, РИО ВАК РК, 1998 и 2000.

59. Борукаев Р.А. Формации и фазы тектогенеза в позднем докембрии и нижнем палеозое Центрального Казахстана//В кн.: Основные идеи М.А. Усова в геологии. – Алма-Ата: АН КазССР, 1960. – С. 359–380.

60. Бринер Л. Брекчиевые и галечные столбчатые тела, связанные с эпигенетическими рудными месторождениями//Проблемы эндогенных месторождений. – Москва, 1964, вып.2, – С. 649–684.

61. Бубличенко Н.Л. К происхождению куполовидной складчатости в Каратау (Южный Казахстан). – Алма-Ата, 1950. – 25 с.

62. Бубличенко Н.Л. Стратиграфический контроль в металлогенических процессах на Рудном Алтае//Тр. АГМНИИ АН КазССР. – Алма-Ата, 1961. – С. 196–197.

63. Бэтман А.М. Промышленные минеральные месторождения. – М. 1949.

64. Вахромеев С.А. Месторождения полезных ископаемых. Их классификация и условия образования. – М., Недра, 1970.

65. Веймарн А.А., Мартынова М.К. О закономерностях размещения железо-марганцевых месторождений в фамене Центрального Казахстана. Литология и полезные ископаемые. 1975, № 5.

66. Веймарн А.Б. Железо-марганцевые месторождения фамена Центрального Казахстана. Геология и геохимия марганца. – М., Наука, 1982. – С. 122–128.

67. Веймарн А.Б., Максимов А.А., Петров А.З., Розанов С.Б. Металлогения железа и марганца Центрального Казахстана. Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. – М.: Наука, 1977. – С. 272–289.

68. Вейц Б.И. О генетической связи полиметаллических месторождений Рудного Алтая с девонским вулканизмом//Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1953. № 17. – С. 105–115.

69. Великий А.С. Поисковые признаки полиметаллических месторождений Центрального Казахстана//Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. – Москва, 1956, вып.19. – С. 215–234.

70. Венков Д.А. Уникальное месторождение Шаймерден – новое открытие в Тургайском прогибе//Топорковские чтения, Рудный, 1999, вып. 4. – С. 163–174.
71. Венков Д.А. Бокситовые месторождения Таунсорской зоны в Тургайском прогибе. - Алматы, 1978
72. Верк Д.Л. Методика поисков и разведки полиметаллических месторождений в Атасуйском районе. Советская геология, 1959. № 5. – С. 18–26.
73. Вертушников Г.Н. Гумешевское месторождение малахита на Урале//Минералогия и петрография Урала. Свердловск, 1975, вып.106. – С. 3–26.
74. Вишневская И.И., Трусова И.Ф. Западно-Улытауский пояс ультраосновных и основных пород//Известия вузов, сер. геол. и разведка, № 11. 1967.
75. Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В. Главнейшие типы рудных месторождений. 2-е изд. перераб. и доп. – М.: Недра, 1982. – 383 с.
76. Выдрин В.Н. Геологическая структура свинцово-цинкового месторождения Треча в Югославии//Советская геология, 1958, №6, – С. 157–174.
77. Габлина И. Ф. Опыт прогнозной оценки Чу-Сарысуйской впадины на месторождения Джеккаганского типа//Закономерности размещения и прогнозирования стратиформных месторождений цветных металлов. - Алма-Ата, 1983. – С. 134–144.
78. Газизова К. С. Медное месторождение Коунрад. - М.: Госгеолтехиздат, 1957. – 130 с.
79. Галицкий В.В. Геологический контроль свинцово-цинкового оруденения хребта Каратау (Южный Казахстан)//Производительные силы Южного Казахстана. – Алма-Ата, 1966, Т. 1. – С. 120–140.
80. Галицкий В.В. Докладная записка о перспективах свинцово-цинкового месторождения Смена и его окрестностей, по данным поисково-разведочных работ Ачисайской ГРП ЮКГУ и рудника Ачисай, комбината «Ачполиметалл». – Ачисай, 1965. – 9 с.
81. Гвоздецкий Н.А. Проблемы изучения карста и практика. - М., 1972. – 391 с.
82. Гвоздецкий Н.А. Современное состояние изучения карбонатного карста//Карст в карбонатных породах. - Москва, 1972. – С. 7–42.
83. Геодинамика и минерагения Казахстана. Ч. 2. - Алматы, 2000. – 193 с.
84. Геодинамический анализ при геологическом картировании. - М., 1989. – 56 с.
85. Геологическая карта КазССР. Серия Южноказахстанская. Объяснительная записка. Масштаб 1:500000. – Алма-Ата, 1981. – 248 с.
86. Геологический словарь. – Москва, 1973, Т. 1, 486 с., Т. 2. – 456 с.
87. Геология и металлогения Джунгарского Алатау. – Алма-Ата, 1966.
88. Геология и металлогения Каратау. – Алма-Ата, 1987. – Т. 2. – 248 с.
89. Геология и металлогения Каратау. Т. I. Геология. // –Алма-Ата, Наука, 1986. – 238 с.
90. Геология и металлогения Каратау. Т. II. Металлогения. // Алма-Ата, Наука, 1987. – 246 с.
91. Геология и металлогения Северного Прибалхашья. Ред. колл.: Ш.Е. Есенов, А.К. Каюпов, В. В. Колесников и др. - Алма-Ата: Наука, 1972. - 268 с.

92. Геология и металлогения Северо-Западного Прибалхашья. – Алма-Ата, 1968. – 228 с.
93. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. – Алма-Ата, 1967, Т. 1. – 372 с.
94. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. – Алма-Ата: Наука, 1998. Т. 6. – 180 с.
95. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. – Алма-Ата, 1967. – Том 3. – 262 с.
96. Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мега-антиклинория. // – Алма-Ата: Наука, 1977. – 159 с.
97. Геология и полезные ископаемые Джезказганского рудного района. // Под ред. Ш.Е. Есенова, Ю.А. Зайцева. – М.: Недра, 1975. – 275 с.
98. Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Улытау. – Алма-Ата, 1984, Т. 2. – 200 с.
99. Геология СССР. Южный Казахстан. Полезные ископаемые, Москва, 1977, Т. XL. – 403 с.
100. Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М., 1951. – 626 с.
101. Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. – М.: Недра, 1969. – 512 с.
102. Гинзбург И.И. Карст и рудообразование // Карст и его народнохозяйственное значение, М., 1964. – С. 46–53.
103. Гинзбург И.И. Мезозойские карсты и связанные с ними полезные ископаемые на Урале // Кора выветривания. 1952. Вып. 1. – С. 89–90.
104. Главнейшие медные, свинцовые и цинковые месторождения СССР, М.–Л., 1931. – 431 с.
105. Глотов А. И., Кривенко А. П., Поляков Г. В., Уварова Е. А. Петрология сульфидного медно-никелевого месторождения Колотонк (Северо-западный Китай) // Геология и геофизика. – 2002, т. 43. – № 11. – С. 990–1001.
106. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Глубинное строение и геодинамика. – Алматы, 2002. – Т. I. – 224 с.
107. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Металлогения. – Алматы, 2002. – Т. II. – 272 с.
108. Годлевский М. Н. Магматические месторождения // Генезис рудных месторождений. – М.: Недра, 1968.
109. Годлевский М.Н. К вопросу о составлении металлогенической прогнозной карты северо-запада Сибирской платформы // Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам. – Алма-Ата, 1958. – С. 199–202.
110. Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. – М.: Недра. 1968.
111. Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Козлов А.Д. // Медно-порфировое оруденение девонского вулканического пояса. – Геология и разведка недр Казахстана. 1995. – № 1. – С. 18–22.
112. Губайдуллин Ф.Г., Лаумулин Т.М. и др. Грейзеновый тип оловянных месторождений в Северном Казахстане и его перспективы // Геология Казахстана, 1994. № 4. – С. 36–47.

113. Давыдов Ю.В. Стадийно-регенерационное концентрирование свинца и цинка в карбонатных породах Каменской рудной зоны (Северо-Восточная. Якутия) // Геология и геофизика, 1996, №12. – С. 119–121.
114. Давыдов Ю.В. Эпигенез карбонатных пород в системе рудная залежь вмещающие породы на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях (Саха, Якутия) // Геология и геофизика, 2001, №3. – С. 427–433.
115. Даукеев С.Ж., Ужкенов Б.С., Любецкий В.Н. Эволюция Земли и процессы формирования месторождений // Геология Казахстана. Алматы, 2004.
116. Джаминов К.Д., Хайрутдинов Д.Х. О находке меди и свинца на дне Каспия. // Информационный сборник научно-исследовательских работ ИГН им. К.И. Сатпаева. – Алма-Ата, 1974. – С. 188–189.
117. Дзюценидзе Г.С., Твалчрелидзе Г.А. Свинцово-цинковое месторождение Блейберг в Восточных Альпах // Геология рудных месторождений, М., 1970, № 2. – С. 83–90.
118. Дзулинский С., Сасс-Густкиевич М. Гидротермальный карст – новый фактор рудообразования в карбонатных породах // Тезисы докладов IV Симпозиума МАГРМ. – Тбилиси, 1982. – С. 28–29.
119. Древний карст и его россыпная минералогия. – Москва, 1985. – 175 с.
120. Древний рудоносный карст. – Москва, 1988. – 222 с.
121. Дублянский В.Н., Климчук А.Б., Киселев В.Э. Спелеология в Северной Америке // Пещеры. Проблемы изучения. – Пермь, 1990. – С. 113–119.
122. Дублянский Ю.В. Закономерности формирования и моделирования гидротермокарста. – Новосибирск, 1990. – 151 с.
123. Дублянский Ю.В. К минералогии гидротермокарста // Пещеры. Проблемы изучения, Пермь, 1990. – С. 72–78.
124. Дубовский А.Г. Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив Текелийского района. В кн. Геологическая карта текелийского рудного района. М. 1:50000. Объяснительная записка. – М., 1985.
125. Дубовский А.М. Металлограмма Текелийского антиклинория. – Ленинград, 1964.
126. Дудкин Н.В. Меднопорфировое месторождение Бингхем-Каньон (США) – гигант и долгожитель. – М.: ИАЦ «Минерал», 2008.
127. Дьячков Б.А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы // М.: Наука, 1972. – 212 с.
128. Егембаев К.М., Антоненко А.А. Классификация промышленно-генетических типов полиметаллических месторождений Казахстана основа обеспечения их поисков и прогнозирования // Проблемы комплексного освоения рудных и нерудных месторождений Восточно-Казахстанского региона. Мат. 1 МНТК. – Усть-Каменогорск, 2001. – С. 70–72.
129. Егембаев К.М., Антоненко А.А. Промышленные типы и геодинамическая позиция свинцово-цинкового оруденения Казахстана // Геодинамика и минерогения Казахстана. – Алматы, Ч. 2, 2000. – С. 87–97.
130. Егембаев К.М., Антоненко А.А. Свинцово-цинковое и полиметаллическое оруденение Казахстана – состояние и перспективы // Геология Казахстана, 2002, №1. – С. 4–24.

131. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. – М., 1972. – С. 376.
132. Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. Петрология рудоносного габбрового массива Максут//Геология и геофизика. – 1976. – № 8. – С. 57–66.
133. Жапарханов С.Ж. Трещинно-карстовые воды Центрального Казахстана и перспективы их использования//Изв. АН КазССР, 1988, № 1. – С.67–70.
134. Жаргалжав Г. Руды и метасоматиты золото-медного месторождения центральный Оюу (Южная Монголия). Автореф. канд. дис. –Иркутск: 2009. – 25 с.
135. Жуков Н.М., Герцен Л.Е. Новое о гидротермалитах медно-порфировых месторождений Казахстана. Геология Казахстана, 1995. № 3. – С. 29–46.
136. Жуков Н.М. Инфильтрационный метасоматизм и природные колонны гидротермалитов. – Алма-Ата: Ғылым, 1991. – 216 с.
137. Зайцев Ю.А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улытау. – М.: МГУ, 1961.
138. Затолокина В.А., Довгаль П.И. Отчет о геологоразведочных работах на Ачисайском (Турланском) рудном поле за 1959 г. – Алма-Ата, 1960. –114 с.
139. Захаров Е.Е. Опыт классификации серебро-свинцово-цинковых рудных месторождений //Тр. Московского геологоразведочного института. М., 1955, т. 28. – С. 70–91.
140. Зорин Е.С. Месторождения свинца и цинка Казахстана//Геология и полезные ископаемые Казахстана. – Алматы, 1996. –№ 6. – С. 117–126.
141. Зорин Е.С. Особенности формирования свинцово-цинкового оруденения различных структурно-морфологических типов в карбонатных породах (на примере хребта Каратау, Южный Казахстан). //Процессы осадочного и вулкано-генно-осадочного накопления цветных металлов. Новосибирск, 1980.–С. 144–151.
142. Ивенсен Ю.П. Полиметаллы Средней Азии и Южного Казахстана, Москва - Ленинград, 1937. – 279 с.
143. Ивлев А.И., Ксенофонтов О.К., Фальков Ю.Г., Филатов Н.В. Валерьяновская андезит-диоритовая визе-намюрская вулcano-плутоническая формация Тургайского прогиба//Вулcano-плутонические формации и их рудоносность. – Алма-Ата, 1966.
144. Ивлев А.И., Самохвалов В.А., Шестак Г.И. К оценке перспектив Валерьяновской структурно-формационной зоны Тургайского прогиба на медь, полиметаллы и благородные металлы//Топорковские чтения. – Рудный, 2001, вып. 5.– С. 84 –109.
145. Изучение и картирование зон гипергенеза. – СПб, 1995. – 189 с.
146. Икорникова Н.Ю. Процесс растворения кальцита в водных растворах хлористых солей при высоких температурах и давлениях //Кристаллография, М., 1966, т. 5, вып.5. – С. 761–769.
147. Ильющенко М.И. Геолого-геохимические особенности локализации агрегативных свинцово-цинковых руд и критерии их поисков в Каратау (Южный Казахстан). Дис. к. г.-м. наук. – Алма-Ата, 1974. – 170 с.
148. Ильющенко Н.П. Индикаторы эндогенного происхождения стратиформных месторождений свинца и цинка (на примере Каратау)//Роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании стратиформных руд и околорудных изме-

нений. Тезисы докладов Всесоюзного совещания «Литогенез и рудообразование». Ч. II. - М., 1986. - С. 16-17.

149. Казанин Ю.И. Некоторые особенности структурного контроля полиметаллического оруденения Текелийской металлогенической зоны. Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Вып. 2 (27)// Алма-Ата: Наука, 1964.

150. Казанин Ю.И., Шлыгин А.Е., Байкенов Ш.А. О карбонатных брекчиях палеозоя Южно-Джунгарского антиклинория//Структуры рудных полей и месторождений цветных металлов Казахстана. - Алма-Ата, 1969. - С. 159-169.

151. Калиниченко 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.

152. Канеев А.Т., Беневоленский И.П. Геофизические методы при поисках медно-порфирового оруденения в Казахстане. - В кн.: «Геофизические исследования при поисках и разведке рудных месторождений в Казахстане». - Алма-Ата: КазИМС, 1979. - С. 12-22.

153. Карст Казахстана. - М., 1967. - 95 с.

154. Каюпов А.К., Ким В.А., Никитина Л.Г. и др. Геология Зыряновского полиметаллического месторождения.

155. Каюпов А.К., Колесников В.В. Основные черты металлогении месторождений меди Джунгаро-Балхашской складчатой системы / Проблемы металлогении и рудогенеза. - Алма-Ата, 1974. - С. 239-251.

156. Каюпов А.К., Ли В.Г., Ляпичев Г.Ф., Мирошниченко Л.А. Принципы металлогенического анализа и выделения эндогенных рудных формаций//Металлогения Казахстана. - Алма-Ата, 1983. - С. 7-50.

157. Каюпов А.К., Ляпичев Г.Ф., Мирошниченко Л.А. и др. Металлогения Казахстана. Закономерности размещения полезных ископаемых. - М., Т. XIV, 1985. - С. 19-29.

158. Каюпов А.К., Беневоленский И.П., Жуков М.И., Цай Д.Т. Минерация карбонатно-углеродисто-кремнистых формаций венда-ордовика Атасу-Джунгарского массива//Изв. АН КазССР, 1985, № 5. - С. 3-15.

159. Князев И.И. Закономерности распределения свинцово-цинкового оруденения в Каратау (Южный Казахстан)//Основные идеи Н.Г.Кассина в геологии Казахстана. - Алма-Ата, 1960. - С. 379-400.

160. Князев И.И. Цинково-свинцовые (полиметаллические) месторождения хребта Каратау (Южный Казахстан). - Ленинград, 1947. - 110 с.

161. Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. - М., Недра, 1985. - 223 с.

162. Ковалев А.А., Корякин Ю.В. Эволюция земной коры Зайсанской складчатой системы с позиции концепции тектоники плит и некоторые вопросы металлогении. Металлогения и новая глобальная тектоника. - Л., 1973. - С. 81-85.

163. Колесников В.В. Меднопорфировые месторождения Казахстана и основы их прогнозирования. Геология Казахстана. 1994. № 4. - С. 8-17.

164. Колесников В.В. Закономерности размещения и условия локализации оруденения в Аксоран-Акжалской зоне разломов (Центральный Казахстан)//Изв.АН КазССР, сер.геол., 1973, № 4. – С. 27–32.
165. Колесников В.В. Месторождения цветных металлов Казахстана. В кн. Серия Балхашский сегмент. - Алма-Ата, Гылым, 1991. – 191 с.
166. Колесников В.В. Структурно-морфологические типы рудных тел Акжалского рудного поля//Изв. АН КазССР, сер.геол., 1969, № 1. – С. 1–9.
167. Колесников В.В., Корин И.З. Структурные особенности некоторых рудных полей, связанных со складчатым строением (Казахстан)//Тр. ИГЕМ, вып. 41, 1961. – С. 86–98.
168. Колодяжная А.А. Агрессивность природных вод в карстовых районах Европейской части СССР. – М., 1970. – 150 с.
169. Колодяжная А.А. К вопросу о влиянии сульфидов на процессы карстообразования //Труды лаборатории гидрогеологических проблем, М., 1958, т. XVI. – С. 327–335.
170. Колодяжная А.А. Формирование агрессивных компонентов в подземных водах Северо-Уральского карстового района//Вопросы гидрогеологии и гидротермии. – М., 1962. – С. 18–24.
171. Колотилев Л.И. Доорогенный геосинклинальный магматизм Казахстана и его металлогения//Доорогенная металлогения геосинклиналей. Общие вопросы и региональная металлогения. – Свердловск, 1976. – С. 134–138.
172. Колотухина С.Е. Литология и фации карбонатной толщи верхнего девона и нижнего карбона хребта Каратау (Южный Казахстан). Тр. ГИН АН СССР, 1956. Вып. 4. – С. 75–160.
173. Колотухина С.Е., Первухина А.Е., Рожанец А.В. Геология месторождений редких элементов Африки. – М., 1964. – 304 с.
174. Конников Э.Г. Роль коровой контаминации в генезисе докембрийских сульфидных никелевых месторождений//Металлогения докембрия и метаморфогенное рудообразование. – Киев, 1990. – Ч. 1. – 194 с.
175. Контарь Е.С. Минералогия чехла восточной окраины Восточно-Европейской платформы //Руды и металлы. 1999, № 2. – С. 5–12.
176. Кормилицын В.С. Шилкинская зона свинцово-цинковых месторождений//Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. – М., 1963. – С. 431–442.
177. Коробейников А.Ф. Моделирование рудоносных площадей и месторождений. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2008. – 185 с.
178. Коровяков И.А. К вопросу о размещении сульфидных медно-никелевых месторождений// Минеральное сырье. Вып. 5. 1962.
179. Королев А.В. Состояние представлений о генезисе и условиях локализации постмагматических месторождений Средней Азии//Избранные труды, Ташкент, 1963, Т. I С. 40–70.
180. Котляр В.Н. Основы теории рудообразования. – М., 1970. – 464 с.
181. Кошкин В.Я. и др. Тектоническая карта Казахстана. Объяснительная записка. – Алматы, 2007. – 130 с.

182. Кошкин В.Я. Палеозоиды западной части Урало-Монгольского складчатого пояса//Геология и охрана недр. – 2008. – № 3 (28). – С. 2–10.
183. Крейтер В.М. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья//Труды геологической конференции по цветным металлам. – М. Л., 1932, вып.3. – С. 146–168.
184. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. – М.: Недра, 1983. – 256 с.
185. Кривцов А.И., Сергейко Ю.А., Кыдырбеков Л.У., Мигачев И.Ф., Сальников А.Е. Прогрессивные технологии оценки и разведки медно-порфировых месторождений. – Алма-Ата, 1987. – 215 с.
186. Кривцов А.И., Григорьев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений, металлогения и прогноз рудоносности. – М., Недра, 1991. – 277 с.
187. Критерии и методы прогнозирования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. – М., 1981. – 364 с.
188. Куденко А.А. Об условиях формирования осадочно-метасоматических месторождений свинца в Центральном Казахстане. «Разведка и охрана недр», 1955. № 1
189. Кулкашев Н.Т., Байбатша А.Б. О промышленной классификации рудных месторождений//Изв. НАН РК. – Алматы, 2011, № 4. – С. 28–48.
190. Кунаев Д.С., Макетов К.М., Пигулевский Н.А. Геология Ачисайского месторождения (отчет по геолого-структурным исследованиям за 1953–54 гг.), ч. II. – Алма-Ата, 1956. – 528 с.
191. Кунаев М.С., Садыков Д.Ш.. Анализ геофизических характеристик ряда месторождений полезных ископаемых Казахстана. Алматы, 2007. С. 213–232.
192. Кунин Н.Я. Тектоника Среднесырдарьинской и Чу-Сарысуьской депрессий по геофизическим данным. – М., 1968. – 269 с.
193. Курс месторождений полезных ископаемых./Под ред. А.Г.Бегехтина, П.М.Татарина, А.Е.Карякина. – Л., 1975.
194. Кутырев Э.И. Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка. – Л., 1984. – 248 с.
195. Кутырев Э.И., Ляхницкий Ю.С. Роль карста в формировании месторождений свинца, цинка, сурьмы, ртути и флюорита //Литоология и полезные ископаемые, 1982, № 2. – С. 54–69.
196. Кутырев Э.И., Михайлов Б.М., Ляхницкий Ю.С. Карстовые месторождения. – Л., 1989. – 311 с.
197. Кушнарв И.П., Дружинин А.В. Полузабытые структуры локализации эндогенных руд //Геол. рудных месторождений, 1973, № 6. – С. 46–58.
198. Лавренчук В.Н., Стряпков А.В. Лавкоровское месторождение цинка в Северном Казахстане и технологические возможности переработки руды//Руды и металлы. 2003. – № 5 и 6. – С. 69–75.
199. Левен Я.А. Возраст и генезис пещер Могиан и Маргузор //Материалы по карсту Узбекистана. – Самарканд, 1963. – С. 60–64.
200. Левен Я.А. Карстовые пещеры районов Могиан и Маргузор //Материалы по карсту Узбекистана. – Самарканд, 1963. – С. 24–28.
201. Линдгрн В. Минеральные месторождения. М., 1934, вып.1, 187 с., 1934, вып. 2, 231 с, 1935, вып.3. – 395 с.

202. Лисицина Н.А., Пастухова М.В. Структурные типы мезо-кайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. – М., 1963.
203. Лось В.Л., Гольдберг И.С. Рудообразование как организационный процесс перераспределения металлов//Геология и минералогия Казахстана. – Алматы, 2000. – С. 116–129.
204. Луйк А.А. Проблемы генезиса юноальпийских гидротермальных свинцовых месторождений Тянь-Шаня. – М., 1970. – 176 с.
205. Лунгерсгаузен Г.Ф. Инфлювий – особый генетический тип материковых образований //ДАН СССР, сер.геол, т. 171, № 3. – С. 690–693.
206. Любецкая Л.Д., Урдабаев А.Т., Шабалина Л.В., Бикеев В.С. К вопросу о модели формирования Жезказганского месторождения медистых песчаников//Материалы МНПК «Сатпаевские чтения» 2009 г. – Алматы, 2009. – С. 51- 60.
207. Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д. Рифтогенная палеозойская история рудной провинции Каратау. Геотектоника. 1988, № 5. – С. 69–76.
208. Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д. Рифтогенные структуры Центрального Казахстана. Советская геология, 1989. № 9. – С. 58–64.
209. Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д. и др. Создать модель тектоносферы Казахстана, раскрыть геодинамику ее развития в палеозое, закономерности размещения рудных поясов и районов, глубинные критерии их локализации: Отчет о НИР. Фонды ИГН им. К.И. Сатпаева. – Алматы, 2005. – 351 с.
210. Любецкий В.Н., Урдабаев А.Т. Строение основания квазиplatformенного структурного этажа Тенизской впадины //Геология и охрана недр. – 2007. – № 3 (24). – С. 2–12.
211. Ляхницкий Ю.С. К вопросу рудоносности палеокарста//Материалы четвертой Молодежной геологической конференции ВСЕГЕИ, Л., 1977. – С. 150–156.
212. Магакьян И.Г. Промышленные типы рудных месторождений, учебник. – М., 1961.
213. Макаренко Ф.А., Чепижная Э.А. К вопросу об изучении рудного карста//Вопросы гидрогеологии и гидротермии. – М., 1962. – С. 3–9.
214. Макаров В.Н. Типы метаморфических медно-никелевых месторождений // Металлогения докембрия и метаморфогенное рудообразование. – Киев, 1990. Ч. 2. – С. 148–149.
215. Мак-Кинстри Г.И. Структуры гидротермальных месторождений //Проблемы рудных месторождений. – М., 1958. – С. 159–206.
216. Максимович Г.А. Основы карстоведения, Пермь, 1963, т. 1. – 444 с; 1969, т. 2. – 529 с.
217. Малнинин С.Д. Физико-химические данные к характеристике условий образования карбоната кальция //Экспериментальное исследование в области глубинных процессов. – М., 1962. – С. 55–60.
218. Малиновский Е.П. Структура трубообразных рудных тел Смирновского месторождения. //Структуры рудных полей и месторождений. – М., 1960. – С. 537–546.
219. Маматкулов М.М. О генезисе карстовых полостей Средней Азии//Узбекский геологический журнал, 1979, № 6. – С. 68- 73.

220. Маруашвили Л.И. Хронологические и пространственные закономерности пещерообразования в известняках // Карст в карбонатных породах. – М., 1972. – С. 54–60.
221. Медно-колчеданные месторождения Урала. Геологические условия размещения. – Свердловск, 1985. – 288 с.
222. Медно-порфировые месторождения. Серия: Балхашский сегмент / Колесников В.В., Жуков Н.М., Солодилова В.В., Филимонова Л.Е. и др. – Алма-Ата: Наука, 1986. – 200 с.
223. Меднорудные месторождения – типы и условия образования. – М., 1987. – 198 с.
224. Медный пояс Северной Родезии. – М., 1963. – 472 с.
225. Мерцалов И.М. К теории гидротермального рудообразования // Изв. АН СССР, сер. геол., 1964. – С. 16–23.
226. Месторождения меди Казахстана. Справочник. – Алматы: ИПЦ РК, 1997. – 154 с.
227. Месторождения свинца и цинка Казахстана. Справочник// – Алматы, ИПЦ РК, 1997. – 152 с.
228. Металлогенические и прогнозные карты Казахстана. – Алма-Ата, 1959. – 397 с.
229. Металлогения Казахстана, Рудные формации/Под ред. А.А.Абдулина, А.К.Каюпова, В.Г. Ли, Г.Ф. Ляпичева, Л.А. Мирошниченко и С.Е. Чакабаева: в 11 томах. – Алма-Ата: Наука, 1978-1983.
230. Металлогения Казахстана. Рудные формации. Атлас текстур и структур руд, Алма-Ата, 1981. – 248 с.
231. Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд меди/Гл. ред. А.К. Каюпов. – Алма-Ата, 1978. – 192 с.
232. Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд свинца и цинка. – Алма-Ата, 1978. – 267 с.
233. Металлогения Казахстана. Типы структурно-формационных комплексов и тектоническое районирование палеозой. – Алма-Ата: Наука. 1977. – 189 с.
234. Металлогения Мугоджар//Абдулин А.А., Байдильдин Э.А., Касымов М.А., Матвиенко В.Н., Тапалов Е.Д., Тельгузиев А.Т. – Алма-Ата, 1976. – 280 с.
235. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. – Москва. Недра. 1976.
236. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории земли (Рифтогенез на древних платформах). – М.: Недра, 1988.
237. Минерально-технологическая оценка окисленных свинцово-цинковых руд Шаймерденского месторождения //ГиР недр Казахстана, 1995, № 1. – С. 50–52.
238. Минеральные месторождения Европы. Центральная Европа. – Москва, 1988, т. 3. – 516 с.
239. Минеральные месторождения Европы. Юго-восточная Европа. – М., 1984, т. 2. – 406 с.
240. Минеральные ресурсы зарубежных стран. – М., 1950. Вып. 17. – С. 132.
241. Мирошниченко Л.А. Жуков Н.М., Беспаяев Х.А. и др. Минерагеническая карта Казахстана. Геология Казахстана. 2001. № 3 и 4. – С. 73–86.

242. Мирошниченко Л.А., Митряева Н.М., Покровская И.В. и др. Стратиформное оруденение Казахстана. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XIV. - М.: Наука, 1985. - С. 57-68.

243. Мирошниченко Л. М. Тектоническая позиция и рудоносность Каратау. В кн. Геология и металлогения Каратау. Том 2. 1987. - С. 5-20.

244. Мирошниченко Л.А., Фомичев В.И., Кузнецова Е.И. Метасоматиты Саякского рудного района Прибалхашья. - Алма-Ата; Наука, 1971.

245. Митряева Н.М. Минералогия барит-свинцово-цинковых руд Атасуйского района. - Алма-Ата, 1979. - 219 с.

246. Митряева Н.М., Рожнов А.А., Щерба Г.Н. К генезису полиметаллических руд Атасуйского района. Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1962. № 6. - С. 53-64.

247. Митчел А, Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. - М., 1984. - 496 с.

248. Михайлев В.Н. Карст Киргизии. - Фрунзе, 1989. - 148 с.

249. Михайлов Н.П., Семенов Ю.Л. Каратургайский пикрито-диабазовый комплекс в Казахстане и некоторые вопросы петрологии пикритов //Советская геология». № 3. 1965.

250. Михайлов Н.П. Общие закономерности распространения ультраосновных и основных интрузий в Восточном Казахстане //Советская геология. 1958. - №7. - С. 99-112.

251. Москалева В.Н., Слодкевич В.В. Ультрамафитовые и ультрамафит-габбровые интрузивные комплексы и их парагенезис (Центральный Казахстан) //Проблемы петрологии Казахстана. - Алма-Ата, 1984. - Том I. - С.94-95.

252. Мурсалимов Х.И., Орлов А.И., Аникеев М.Х. Геолого-экономический анализ разведки некоторых свинцово-цинковых месторождений Казахстана. - Алма-Ата, 1967. - 65 с.

253. Нарвайт Г.Э, Жуков Н.М. Основные особенности метаморфизма, метасоматизма и медного оруденения вулканогенных зон Мугоджар//Информационный сборник научно-исследовательских работ 1975 г. -Алма-Ата, 1976. - С. 98-102.

254. Нетрадиционные типы редкометального минерального сырья. - М.:Недра, 1991. - 152 с.

255. Никитин И.Ф., Цай Д.Т., Шлыгин А.Е., Никитина О.И. Рудовмещающие толщи Коксу-Текелийского рудного района. Отечественная геология. № 10, 1993.

256. Нич М. Гидротермальный карст и явления замещения на Болеславском руднике близ Олькужа, ПНР//Тезисы докладов IV Симпозиума МАГРМ. - Тбилиси, 1982. - С. 39-40.

257. Ниязов А.Р., Искужин С.М., Уткельбаев Т.М., Пучков Е.В., Нигай Л.А. Контактково-карстовые свинцово-медные коры выветривания Северного Улугтау//Условия локализации и закономерности размещения стратиформных свинцово-цинковых и медных месторождений. - Алма-Ата, 1982. - С. 46-48.

258. Ниязов А.Р., Искужин С.М., Уткельбаев Т.М., Чудин С.С., Нигай Л.А. Самородно-окисно-гидрокарбонатные и вторично-сульфидные руды свинца и меди в контактово-карстовых корах выветривания (геология, значение и направ-

ление исследований) // Вопросы генезиса стратиформных месторождений цветных металлов. – Алма-Ата, 1983. – С. 118–121.

259. Ниязов А.Р., Рудоносные коры выветривания Костанайской области – основа развития малого предпринимательства // Горно-геологический журнал. 2003. – № 1. – С. 34–39.

260. Новохатский И. П. О генезисе руд Атасуйских месторождений. В сб.: «Железородные месторождения Центрального Казахстана и пути их использования». – М., 1960. – С. 42–52.

261. Нурбаев З.М., Полетаев А.И. О геологических особенностях и поисках медно-порфировых месторождений коунрадского типа // Геология медно-порфировых месторождений Казахстана и Средней Азии. – Алма-Ата, 1972. – С. 23–31.

262. Обручев В.А. Рудные месторождения. – М.-Л., 1935. – 596 с.

263. Овчинников Л.Н. Прогноз рудных месторождений. – М.: Недра, 1992. – 308 с.

264. Олли Е.И. Карст хребта Большой Каратау // Бюллетень МОИП. Отдел геологический, 1958, т. XXXIII, вып.3. – С. 73–88.

265. Орлова Е.В., Маркова Е.И. Ресурсы меди, свинца и цинка в капиталистических странах. – М., 1957. – 228 с.

266. Основные черты геологии и металлогении Коксу-Текилийского района Джунгарского Алатау. – Алма-Ата, 1962. – 125 с.

267. Основы металлогенического анализа при геологическом картировании. Металлогения геодинамических обстановок. – М.: Роскомнедра, Гекарт, 1995. – С. 82–88.

268. Островская Г.Я. Особенности формирования свинцово-цинковых месторождений в туфокарбонатных отложениях (на примере отложений верхнего девона – нижнего карбона Центрального Казахстана). В сб.: «Доклады советских ученых на XXI сессии МГК (прикладная геология)». – М., 1960.

269. Павлов А.А. Щелочность рудовмещающих пород – критерий поисков стратиформного оруденения Атасуйского типа (Центральный Казахстан). Изв. НАН РК. Серия геологическая. – 2004. – № 3-4. – С. 146–156.

270. Парилов Ю.С. Физико-химические параметры минералообразования на полиметаллических месторождениях Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1984. – 292 с.

271. Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А. Рудные месторождения. – М., 1966. – 546 с.

272. Пастушенко Ю.Н. Древний карст и его роль в гидрогеологии Сочинского района // Вопросы гидрогеологии и гидротермии. – М., 1962. – С. 10–17.

273. Паталаха Г.Б. Метаморфизм руд стратиформных полиметаллических месторождений Казахстана. Геология и металлогения Казахстана. – Алма-Ата, Наука, 1989. – С. 266–287.

274. Паталаха Г.Б., Слюсарев А.П. Перераспределение серебра и другие явления, сопровождающие контактовый метаморфизм руд на свинцово-цинковом месторождении Акжал. Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений. – Л., 1974. – С. 104–110.

275. Первого В.А. Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. – М., 1875. – 272 с.

276. Пинжер А.В. Геология района месторождений Франклин-Стерлинг, Нью-Джерси//Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. – М., 1951. – С. 124–141.

277. Пожарицкий К.Л. Основные черты геологии и минерализации советских и зарубежных месторождений медно-порфировых руд//Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана. – Алма-Ата, – 1969. – С. 7–25.

278. Полезные ископаемые Казахстана. – Кокшетау, 2002. – 188 с.

279. Полетаев А.И. Геолого-генетические особенности медного Коунрада: автореф. ... канд. геол.-мин. наук. – Алма-Ата: ИГН АН КазССР, 1970. – 28 с.

280. Полетаев А.И., Варнавских Б.Е., Сычев В.И. Месторождение Коксай//Металлогения Казахстана: Рудные формации. Месторождения руд меди. – Алма-Ата: Наука, 1978. – С. 103–113.

281. Полиметаллическое месторождение Цумеб, М., 1963. – 22 с.

282. Поляков Г. В., Кривенко А. П., Изох А. Э., Глотов А. И. Медь-никеленосная пикрит-долеритовая формация Зайсан-Гобийской складчатой зоны//Доклады Академии Наук России, 1994. – Том 336. – № 2. – С. 229–233.

283. Полянский Н.В., Ермолов П.В., Хомяков В.Д. Некоторые особенности металлогении Чарской зоны //Изв. АН КазССР, сер.геол. 1980. –№ 3. – С.51–57.

284. Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. – М.: Наука, 1977. – 201 с.

285. Попов В.В. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения Силезко-Краковскогo рудного района и их генезис (Верхняя Силезия, ПНР). //Обзор. Геология, методы поисков и разведка месторождений металлических полезных ископаемых. – М., 1977. – 30 с.

286. Попов В.В., Яковлев Г.Ф. Основные типы полигенных полиметаллических месторождений //Советская геология, 1985, № 2. – С. 27–38.

287. Поспелов Г.А. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизм метасоматоза. – Новосибирск, 1973. – 355 с.

288. Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Житков В.Г., Байбатша А.Б. Рудные районы Центральной Азии в материалах современных космических съемок//Материалы МК, посвященной 110-летию Г.Ц. Медоева «Проблемы и перспективы развития геологической науки и образования в Казахстане». – Алматы, 2011. – С. 367–371.

289. Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. – Алма-Ата, 1977. – 304 с.

290. Происхождение свинцово-цинковых месторождений в Известковых Альпах//Новости зарубежной геологии. – Л., 1959, вып.12. – 66 с.

291. Пучков Е. В. Вторичные кварциты Северо-Западного Прибалхашья, их рудоносность и закономерности пространственного размещения: дисс. ... канд. геол.-мин. наук. – Алма-Ата: ИГН АН КазССР, 1966. – 137 с.

292. Ржецкий П.Б. Карст полиметаллических месторождений Приаргунья (Восточное Забайкалье)//Труды Иркутского политехнического института, 1966, вып.30. – С. 155–168.

293. Погулина Л., Свешников О.Л. Николаевское скарново-полиметаллическое месторождение (Приморье, Россия)//Геология рудных месторождений. 2008. –Т. 50. № 1. – С. 67–82.
294. Родионов П.В. О находке новых рудных точек в районе Турланского месторождения хребта Каратау//Разведка недр, 1935, №12. – С.16-19.
295. Рожнов А.А. Сравнительная характеристика марганцевых месторождений атасуйского и никольско-чиатурского типов. Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982. –С. 116–122.
296. Рожнов А.А., Бузмаков Е.И., Бигалиев М., Середа В.Я. Жайремское месторождение. Разведка недр. 1972, вып. 94, № 4.
297. Рожнов А.А. О геолого-генетических особенностях марганцевого оруденения западной части Джайильминской мульды и месте марганцевого оруденения в ряду проявлений железа и полиметаллов района. В кн.: «Марганцевые месторождения СССР». – М.: Наука, 1967.
298. Российский металлогенический словарь. Гл. ред. Кривцов А.И. СПб, ВСЕГЕИ. 2003.
299. Руденко Б.М. О возрасте медного оруденения Западной Зеленокаменной зоны Южных Мугоджар//Изв. АН КазССР, сер.геол., 1968, № 1. – С. 38–46.
300. Рудник И.С. К геологии Ачисайского полиметаллического месторождения//Разведка недр, 1937, № 7. – С. 1–10.
301. Рудные месторождения США. – М., 1972, т. 1. – 660 с.
302. Русаков М.П., Спектр И.Е. Минерально-сырьевая база СССР. Медь. – М., 1936. – 104 с.
303. Садыков А.М. Стратиграфия верхнего девона и нижнего карбона района Атасуйских месторождений (Центральный Казахстан). – Алма-Ата: Наука, 1959.
304. Сасс-Густкиевич М. Характер перемещения растворов как фактор, определяющий текстуры руд свинцово-цинковых месторождений Краковско-Силезского бассейна//Тез. докл. IV Симпозиума МАГРМ, Тбилиси, 1982. – С. 45.
305. Сатпаев К.И. Собрание трудов. Т. 3. – Алматы: Ғылым, 1999.
306. Сатпаева М.К. Медный пояс Жезказган-Айнак//Изв. НАН РК. Серия геол. 2005. – № 6. – С. 15–31.
307. Сейфулин С.Ш., Нуралин Н.П., Копятеквич Л.В., Джаминов К.Д. Стратиформные месторождения меди западной части Центрального Казахстана. – Алма-Ата, 1976. – 256 с.
308. Семенов М.П. К вопросу о динамике процессов карстообразования //Тезисы докладов на совещании по изучению карста. – М., 1956, вып. 7. – С. 20–21.
309. Сергийко Ю.А., Вольхина Н.И. и др. Металлогения Актогайского рудного поля. В кн. Медно-порфировые месторождения. –Алма-Ата, 1986. – С. 54–67.
310. Синяков В.И. Геолого-промышленные типы рудных месторождений. – СПб.:Недра, 1994. – 248 с.
311. Скрипченко Н.С. Классификация стратиформных свинцово-цинковых месторождений на литолого-фациальной основе //Геология рудных месторождений, 1979, № 6. – С. 3–16.

312. Смирнов А.В., Дубовский А.Г., Никитченко И.И., Барчан Г.Н. Геологическая карта Текелийского рудного района масштаба 1:50000. Объяснительная записка. – М., 1985. – 177 с.

313. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1965, 1969, 1976, 1982.

314. Смирнов В.И. Рудные месторождения СССР. – М.: Недра, 1972. 3 тома.

315. Смирнов В.И., Гинзбург А.И., Григорьев В.М., Яковлев Г.Ф. Курс рудных месторождений. – М.: Недра, 1986. – 360 с.

316. Смирнов В.И., Гинзбург А.И., Григорьев В.М., Яковлев Г.Ф. Курс рудных месторождений. – М.: Недра, 1981.

317. Смирнов В.И.. Геология полезных ископаемых, учебник для вузов, – М.: Недра, 1989 г.

318. Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. – М.-Л., 1955. – 331 с.

319. Смирнов С.С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья, Москва, 1961. – 507 с.

320. Соколов Д.С. Основные условия развития карста. – М., 1962. – 320 с.

321. Справочник по геохимии. // Под ред. Г.В. Войткевича и др. 1990, изд. Недра, 1990. – С. 47.

322. Старостин Б.И., Макеева И.Т. Геологические структуры рудных полей и методы их изучения // Итоги науки и техники. Серия: рудные месторождения, 1980, т. 10. – С. 151.

323. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых. – М., МГУ, 2004.

324. Степаненко Н.И., Абишев В.М. Рудоносные коры выветривания Казахстана // Геодинамика и минерагения. Ч. 2. – Алматы, 2000. – С. 98–106.

325. Стеценко В.П. Некоторые особенности геологии, перспективы Текелийского рудного поля и направление поисковых работ. В кн. Геология и полезные ископаемые Южного Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1988.

326. Стеценко В.П., Федоренко О.А., Жаймин М.И., Азбель К.А. Перспективы Южного Казахстана на стратиформное медное оруденение. – М., 1989. – 28 с.

327. Стратиформные месторождения меди западной части Центрального Казахстана. Сейфуллин С.Ш. и др. – Алма-Ата: Наука, 1976.

328. Строна П.А. Главные типы рудных формаций. – Л., Недра, 1978. – 199 с.

329. Сулейменов К.Д. Рифтогенная природа формирования стратиформных месторождений меди и других полезных ископаемых в Жезказган-Сарысуйской впадине // Мат. МНПК «Сатпаевские чтения». – Алматы, 2008. – С. 137–140.

330. Сыдыков Ж.С. Структурно-гидрогеологическое районирование территории Западного Казахстана // Проблемы геологии Западного Казахстана. – Алма-Ата, 1971. – С. 27–40

331. Сыромятников Н.Г. Изотопно-свинцовый и радиометрический методы при поисках и оценке масштаба рудных месторождений Казахстана // Геология Казахстана. 2002. – № 3. – С. 20–39.

332. Сюсюра Б.Б. Меденосные осадочные формации Казахстана//Закономерности размещения и прогнозирования стратиформных месторождений цветных металлов. – Алма-Ата, 1983. – С. 17–32.

333. Тажибаева П.Т. Литологические исследования джезказганских свит в связи с проблемой генезиса руд Джезказганского месторождения. – Алма-Ата, 1964. 277 с.

334. Татаринов П.М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М.: Госгеолитехиздат, 1963.

335. Трифонов В.Г. Позднепалеозойская структура Северного Прибалхья и ее происхождение. – М.: Наука, 1967.

336. Турбин Ю.И. О роли гипергенного эпигенеза в формировании богатого свинцово-цинкового оруденения в условиях Каратау (Южный Казахстан)//Вторая республиканская школа молодых ученых и специалистов-геологов. Тезисы докладов, Караганда, 1982, – С. 98–100.

337. Ужкенов Б.С., Мазуров А.К., Быкадоров В.А. и др. Палеогеография и геодинамика Казахстана и сопредельных территорий//В кн: Геонауки в Казахстане. – Алматы, 2004. – С. 39–54.

338. Ужкенов Б.С., Мазуров А.К., Селифонов Е.М. и др. Свойства, потребление и производство основных видов минерального сырья. – Кокшетау, 2003. – 252 с.

339. Уилльямс К.Е., Мак-Ардрл П. Ирландия. //Минеральные месторождения Европы. Северо-западная Европа. – М., 1982, т. 1. – С. 515–556.

340. Усов М.А. Краткий курс рудных месторождений. – Томск, 1931. – 160 с.

341. Феоктистов В.П. Эпигенетические (околорудные) изменения рудомещающих пород на стратиформных месторождениях меди, свинца и цинка //Рудоконтролирующие факторы и условия образования месторождений редких и цветных металлов в осадочных породах. – М., 1979. – С. 68–69.

342. Ферсман А.Е. Геохимия пещер//Избранные труды. – М., 1959, т. 5. – С. 741–748.

343. Фомин В.П., Коробейников Г.Н. Инфлюационно-карстовый тип цинкового оруденения//Записки Узбекистанского ВМО. – Ташкент, 1983, вып. 41. – С. 147–149.

344. Фомичев В.И. Тектонофациальная позиция месторождений цветных металлов//Тектонофациальный анализ и его роль в геологии, геофизики и металлогении. – Алма-Ата, 1991. – С. 158–192.

345. Хамзин Б.С. Новые данные о платиноносности медно-никелевого рудопроявления Камкор //Геология и охрана недр. – 2003, № 3. – С. 25–27.

346. Хераскова Т.Н, Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родины и ранние стадии развития Палеоазиатского океана//Геотектоника. – 2010. № 1. – С. 5–28.

347. Херувимова Н.Л., Конев А.А. Атасуйская группа железорудных месторождений Центрального Казахстана. Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана. Вып. 147. 1941. – С. 42–56.

348. Холланд Г.Д. Жильные минералы в гидротермальных месторождениях//Геохимия гидротермальных рудных месторождений. – М., 1970. – С. 325–368.

349. Холодов В.Н. Роль регионального катагенеза в формировании термальных газово-водных растворов // Генезис редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. – М., 1986. – С. 6–28.
350. Хорн Р. Белгана и Аруна // Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. – М., 1980. – Том. I. – С. 315–322.
351. Цай Д.Т., Никитин И.Ф., Аполлонов М.К., Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю. О возрасте вулканогенно-кремнистых толщ Кокшетауского и Шатского массивов и их обрамления // Геология Казахстана, 2001. № 2. – С. 4–12.
352. Цыкин Р.А. Карст Сибири. – Красноярск, 1990. – 154 с.
353. Цыкин Р.А. Отложения и полезные ископаемые карста. – Новосибирск, 1985. – 165 с.
354. Цыкин Р.А. Полезные ископаемые пещер // Пещеры. Проблемы изучения. – Пермь, 1990. – С. 68–72.
355. Цыкин Р.А. Распространение карста в Сибири // Советская геология, 1980, № 6. – С. 114–124.
356. Цыкин Р.А., Цыкина Ж.А. Карст восточной части Алтая-Саянской области, Новосибирск, 1978. – 104 с.
357. Чу-Илийский рудный пояс. В трех томах // Изд. «Наука» КазССР, Алма-Ата, 1980. Т. I – 503, т. II – 287 с., т. III. – 231 с.
358. Шадлун Т.Н. Некоторые закономерности проявления метаморфизма в богатых пиритом свинцово-цинковых рудах Текелийского месторождения. Геология рудных месторождений, 1959. № 5.
359. Шадрина В.А. Вулканогенно-осадочные комплексы Валерьяновской структурно-фациальной зоны – главного железорудного пояса Тургай. Автореферат канд. дис. 1975.
360. Шнейдерхен Г. К истории исследования руд месторождения Цумб и геологических условий горной страны Отави, Юго-Западная Африка // Новости зарубежной геологии. – Л., 1962, вып. 29. – С. 3–19.
361. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. – М., 1958. – 501 с.
362. Шолкин К.Д., Ленюк Л.Н. Месторождения Горно-Зерентуйского рудного поля // Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. – М., 1963. – С. 392–404.
363. Шужанов В. М. Балхашский сегмент. Формации девона. – Алма-Ата, 1984. – 233 с.
364. Щеглов А. Д. К металлогении рифтовых зон. Геология рудных месторождений. № 1. 1989. – С. 13–25.
365. Щерба Г.Н. Геодинамические режимы и руды // Геология и разведка недр Казахстана, 1997, № 5-6. – С. 27–29.
366. Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А. и др. Развитие структур Большого Алтая на основе геодинамических реконструкций // Геодинамика и минерагения Казахстана. Ч. I. – Алматы: РИОВАК РК, 2000. – С. 73–81.
367. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А. и др. Большой Алтай. Геология и металлогения. Книга II. – Алматы, 2000. – 398 с.
368. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И. и др. Большой Алтай. Геологическое строение. Книга I. – Алматы, 1998. – 304 с.

369. Яковлев П.Д. Промышленные типы рудных месторождений. М.: Недра, 1986. 358 с.
370. Якуч Л. Морфогенез карстовых полостей. М., 1979. 388 с.
371. Яренская М.А. Минералогические и структурно-текстурные особенности колчеданных месторождений Чингиза. Тр. ИГН АН КазССР, 1963. Т. 7.
372. Baibatsha A. Geo-genetic types and industrial significance of nonferrous metal deposits of Kazakhstan. INHIGEO. Madrid, Spain, 2010. P. 49.
373. Baibatsha A. In connection with the geological structure of Kazakhstan mantle plumes//International Symposium Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and Metallogeny. –Novosibirsk, 2009. P. 35–37.
374. Bernard A.J. Metallogenic processes of intra-karstic sedimentation//Ores in sediments. International Union of geological sciences, series. New York, 1976, Number 3. – P.43–57.
375. Epitropou N., Constantinides D., Bitzios The Marlou Pb-Zn mineralization of Thasos Island (Greece)//Mineral deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe. Proceedings of the IV ISMIDA. – Berlin, 1981. – PP. 366–374.
376. Golonka J., Krobicki M., Pajak N., Zuchiewicz W. Global plate tectonics and paleogeography of Southeast Asia. Krakow. 2006. – 128 p.
377. Kazakhstan//Eng. And Mining J, 1999, 200, №6, PP. Ww15–16ww.
378. Patterson G.W. Lead-zinc ore deposits of Bulman//Geology of Australian ore deposits. 1970. – P. 194–196.
379. Vavelidis M., Amstutz G.C. New genetic investigations on the Pb-Zn deposits of Thasos (Greece)//Mineral deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe. Proceedings of the IV ISMIDA. Berlin, 1981. – PP. 359–365.
380. Wang Y., Tang Z., Zhang Q., Wang G. Major factors controlling calcite dissolution in rhydrothermal karst systems //J. China Univ. Geosci, 1996, 7, № 2. – P. 204–208.

Научное издание

Адилъхан Бекдильдаевич БАЙБАТША
baibatsha48@mail.ru

МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ



А.БЫЛ КИТАП ЖШБ БАСПА ҮЙ

Қазақстан Республикасы
050009, Алматы қаласы

Абай даңғылы, 143

asylykitap@mail.ru

+7 (727) 394 41 67