

# Глава 1. Гидротермальные системы островодужных сред: базовая модель.

## 1.1 Основные характеристики гидротермальных систем и их геологические позиции.

Эпигенетические месторождения, рассматриваемые в этой работе, все связаны с гидротермальной деятельностью. В этой главе описаны основные характеристики гидротермальных систем (рис.1.1).

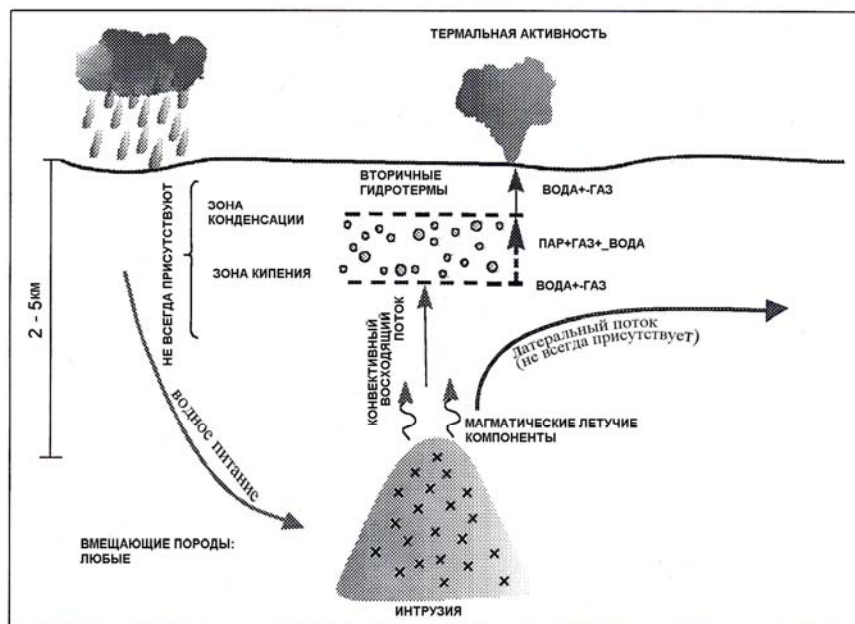


Рис. 1.1 Базовая гидротермальная система.

Различные типы гидротермальных систем, которые могут продуцировать промышленные золотые и медные месторождения, проявляется там, где магматические интрузии внедряются достаточно высоко на верхние горизонты земной коры. В связи с чем они способны сформировать конвективную циркуляцию в горизонтах подземных вод. Однако они могут или не могут быть связанными с вулканической активностью. Хотя ряд гидротермальных систем, полезных для извлечения геотермальной энергии, не обязательно идентичны тем из них, которые образуют промышленные рудные месторождения.

Имеются другие типы гидротермальных систем, которые обусловлены тектоникой или располагаются в глубоких депрессиях, заполненных рассолами, но они не являются целями этих исследований. Выделяется ряд подтипов гидротермальных систем, связанных с вулканами, которые будут обсуждаться детально, но сейчас необходимо рассмотреть их базовые характеристики.

Источником тепла являются интрузия или интрузии. Имеются серьезные доказательства, что большинство больших и долгоживущих систем подогреваются несколькими, внедряющимися одна за другой малыми интрузиями (т.н. дайками), а не одним большим плутоном. Глубина внедрения интрузий варьирует в зависимости от геологического строения, но обычно колеблется от 1.5 до 5 км. Состав интрузий может быть любой от гранитов до габбро, хотя интрузии определенного типа более благоприятны для рудообразования, чем иные. Состав интрузии систематически изменяется в зависимости от геологических позиций. Глубины их размещения и другие характеристики, влияющие на формирование гидротермальных систем, систематически изменяются в соответствии с природой интрузии.

Вмещающие породы могут быть любого типа, но в связи с тем, что эти системы образуются в вулканических районах, то наиболее вероятными вмещающими породами являются вулканогенные. Это не обязательное условие для старых осадочных/метаморфических пород фундаментов, находящихся на большой глубине, но обычно такие породы слабо проницаемые и, следовательно, подвергаются лишь локальной рудной минерализации, за исключением особых случаев, где вмещающие породы представлены карбонатами. Различная проницаемость пород фундамента и пород, слагающих более молодые выше лежащие толщи, может быть важным фактором, контролирующим гидрологию гидротермальных систем и, следовательно, размещение рудной минерализации (т.н. Хисикари, Япония).

Гидротермы представлены, преимущественно, метеорной водой, хотя приток нескольких процентов магматической воды и связанных с ней летучих компонентов, могут играть важную химическую роль в рудообразовании. Особенно в порфирировых средах (рис.1.2). В некоторых случаях в составе гидротерм может быть морская вода, что усложняет их химический состав. Однако в большинстве систем

типичные гидротермы, представляют собой разбавленные рассолы (возможно, один к десяти до одной четверти минерализации морской воды). Они имеют почти нейтральный pH и содержат значительную долю растворённых газов.

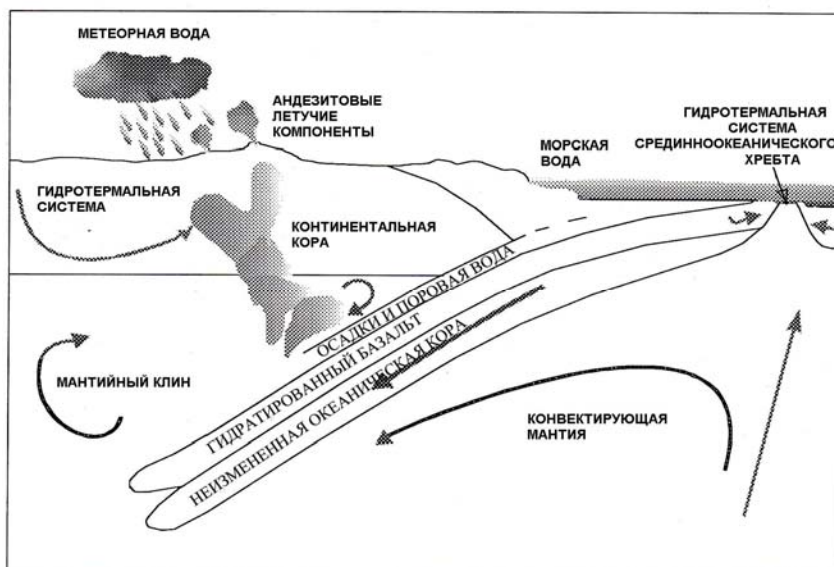


Рис.1. 2. Отделение летучих компонентов в зонах субдукции (Giggenbach, 1992).

В недрах системы в порфировых условиях, где имеется сильное влияние магмы, наиболее важными компонентами являются HCl и SO<sub>2</sub>, на меньших глубинах CO<sub>2</sub> и следующим по важности - H<sub>2</sub>S (см. Giggenbach, 1992, по каким причинам; рис.1.3). Однако имеются другие очень важные изменения химического состава гидротерм, которые будут обсуждаться позже более детально.

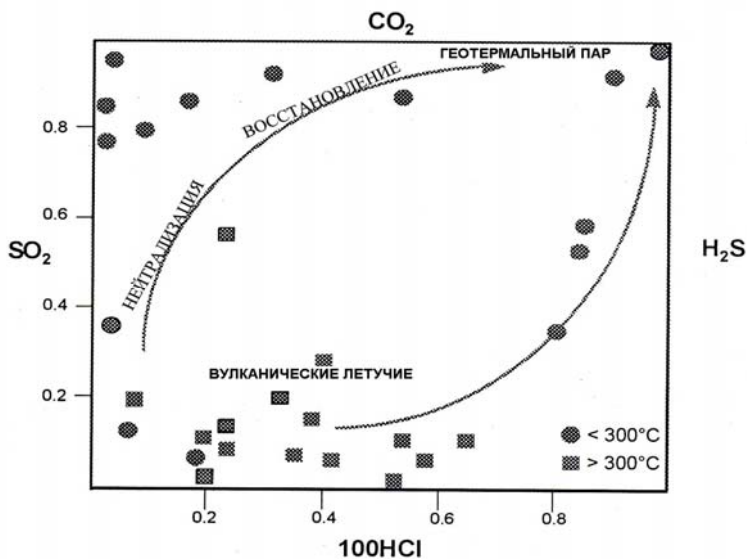


Рис.1.3. Состав летучих андезитовых вулканов (Giggenbach, 1992).

До обсуждения температуры и давления гидротерм в гидротермальной системе необходимо рассмотреть физические свойства воды. Напомним, что давление в столбе воды на любой глубине эквивалентно весу выше расположенной воды. Таким образом, давление увеличивается с глубиной на гидростатический градиент. Для пресной воды давление увеличивается на 1 атмосферу примерно на 10м (рис.1.4а). К столбу газа это также применимо, но его давление с глубиной увеличивается существенно меньше, так как газ менее плотный.

Точка кипения воды увеличивается по мере увеличения давления. Другими словами – кипение происходит в тот момент, когда ограничительное давление меньше или равно давлению насыщенного водяного пара (рис.1.4б). Следовательно, на глубине в столбе воды точка кипения выше, чем на дневной поверхности, где происходит кипение, когда давление водяного пара равно атмосферному давлению (100°C). Растворённые в воде газы существенно понижают точку кипения, тогда как иные растворённые вещества, такие как соли, поднимают точку кипения на небольшую величину (рис. 1.5).

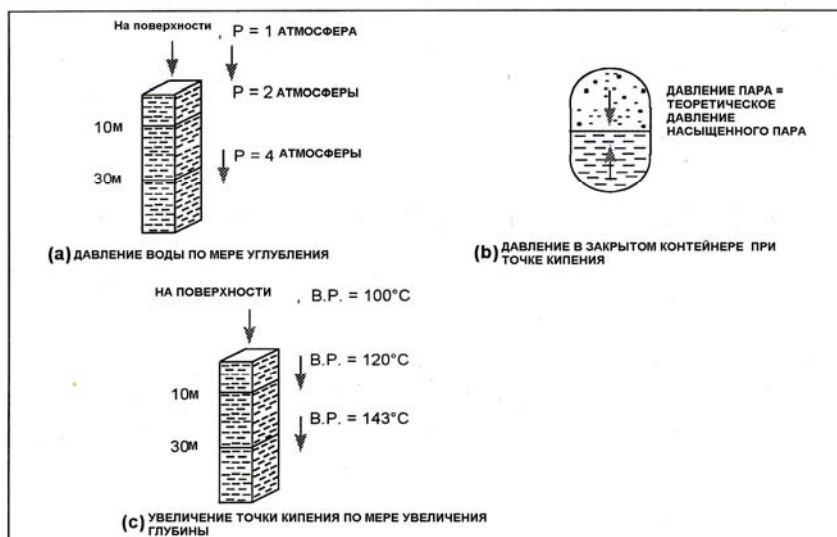


Рис.1.4. Физические свойства воды.

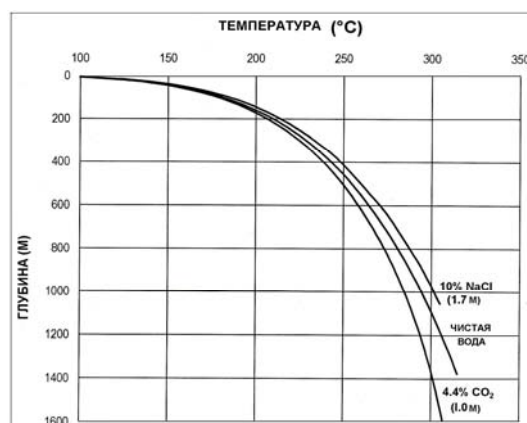


Рис.1.5. График соотношений гидростатической точки кипения гидротерм – глубины, показывающий контрастное влияние минерализации и содержаний газа в гидротермах (Henley, 1985)

В недрах системы, где порфиновые среды расположены вблизи источника тепла, гидротермы могут быть надёжно изолированы от дневной поверхности. Следовательно, давление может быть очень высоким, достигать литостатического и выше. На меньшей глубине гидротермы находятся под давлением подземных вод, которые смыкаются с поверхностными водами (несмотря на удаленность). Здесь давление контролируется гидростатическими эффектами. На этих уровнях и выше гидротермы не стационарны (или же они должны остывать за счёт кондуктивной теплопроводности). Они быстро мигрируют в ответ на градиенты давлений, которые обусловлены разницей температур. Высокотемпературные термы легче холодных и, следовательно, под действием окружающих холодных вод формируют восходящий поток. Таким образом, система представляет собой большую конвективную ячейку. В ней выделяется центральная восходящая зона и, соответственно, зона нисходящего потока гидротерм или зона притока, по которой происходит водное питание системы. Если градиенты давлений и топография соответствующие, то здесь могут образоваться длинные латеральные зоны растёков.

В более глубоких частях зоны восходящего потока гидротермы однофазные. Для них градиент давлений контролируется физическими свойствами воды, которые изменяются в результате растворения различных минеральных соединений. Над этой частью восходящего потока может располагаться зона кипения гидротерм, или зона выброса (парлифт, флеш-зона). Градиент давления в этой зоне может контролироваться плотностью пара ( $\pm$  газ) («пародоминирующая» зона). Между паром и водой также может быть и промежуточная зона: тип кипения, известный как «двухфазная» зона.

Температурный градиент на больших глубинах – кондуктивный. Выше этого уровня в пределах конвективной зоны температурный градиент контролируется давлением, поскольку он ограничен точкой кипения воды при разных давлениях. Ограничивающим условием для воды в жидкой фазе является, так называемый градиент точки кипения относительно глубины [*boiling-point-for-depth (bpd)*](рис. 1.5 и таблица 1.1). Он представляет собой столб воды, который всегда находится точно в точке кипения: любое снижение

давления в любой точке будет вызывать кипение. Этот градиент представляет исключительно теоретический интерес: во многих гидротермальных системах градиенты температур и давлений очень близки к кривой *brd*. Следовательно, температурный градиент (т.н. увеличение температуры на единицу глубины, не абсолютная температура) высокий около поверхности и меньше на большей глубине.

Таблица 1.1

**Взаимоотношения точки кипения и глубины для чистой воды.**

Температура (°C)	Давление (бары абс.)	Глубина (м)	Температура (°C)	Давление (бары абс.)	Глубина (м)
100	1.01	0	205	17.24	185
105	1.21	2	210	19.08	207
110	1.43	4	215	21.06	231
115	1.69	7	220	23.20	256
120	1.99	10	225	25.50	284
125	2.32	14	230	27.98	315
130	2.70	18	235	30.63	348
135	3.13	23	240	33.48	383
140	3.61	28	245	36.52	422
145	4.16	34	250	39.78	463
150	4.76	41	255	43.25	507
155	5.43	48	260	46.94	555
160	6.18	57	265	50.88	607
165	7.01	66	270	55.06	662
170	7.92	76	275	59.50	721
175	8.92	88	280	64.20	785
180	10.03	101	285	69.19	853
185	11.23	114	290	74.46	926
190	12.55	130	295	80.04	1004
195	13.99	147	300	85.93	1088
200	15.55	165	305	92.14	1178

Наоборот температурный градиент в пародоминирующей зоне очень маленький. Зона находится вблизи изотермии (рис. 1.6). В соответствии со свойствами воды такие зоны часто имеют температуру 235-240°C.

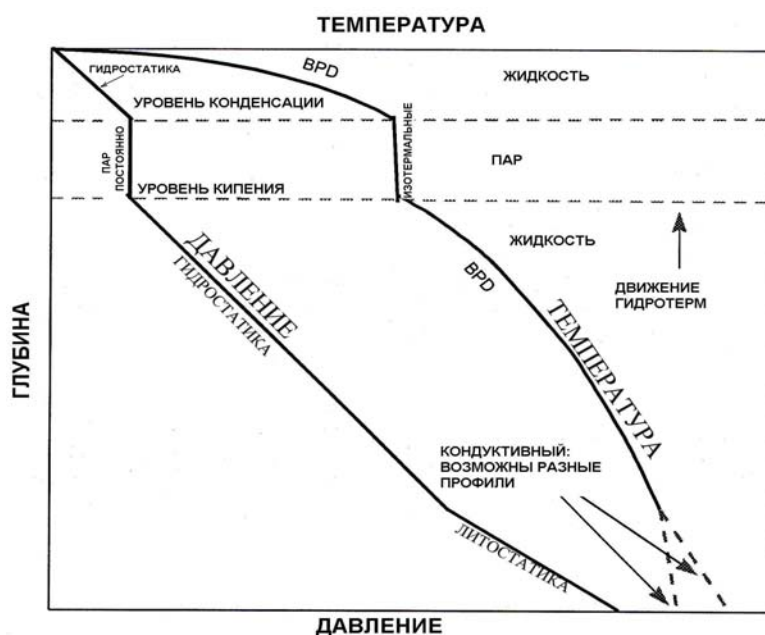


Рис.1.6. Типичные профили температура – давление в гидротермальной системе.

Самые высокие температуры в порфировых средах достигают температур магматических расплавов, (до 1000°C), хотя большая часть рудной минерализации происходит при значительно более низких температурах по причинам, которые мы будем осуждать более детально позже. При этих температурах породы находятся в пластическом состоянии и не способны к образованию трещин, таким образом, имеются малые возможности для формирования потоков жидких гидротерм. И только когда породы значительно остывают и становятся хрупкими, жидкие гидротермы смогут мигрировать в этих условиях. Однако при температурах, когда происходит отделение летучих из остывающего расплава, возможен диффузионный перенос гидротерм. В конвективной части гидротермальной системы температуры для воды могут достигать критических значений (374°C для чистой воды, но значительно более высоких для рассолов), но по причинам, связанным с проницаемостью вмещающих пород и растворимостью кремнезёма, температуры более 330°C обычно не встречаются в активных конвективных гидротермальных системах по вертикали до 3 километровой глубины. Зона, где образуется большая часть промышленной эпитермальной рудной минерализации, располагается в верхней части (километровой мощности) системы, где температуры изменяются в пределах +100 - +260°C. В этой зоне происходят самые большие физико-химические изменения, и имеются самые большие возможности для процессов смешения гидротермальных растворов. Здесь, где формируются магматогенные флюиды, происходит большая часть реакций, уравнивающих эти флюиды с изверженными породами, и, таким образом, эта зона характеризуется самым большим потенциалом взаимодействий вода-порода, гидротермальных изменений и образования руд.

Размеры типичной гидротермальной системы зависят от геологии и топографии. Этот вопрос будет обсуждаться в деталях позже. Исходя из общих структурных позиций, площадь зоны восходящих гидротерм может колебаться в пределах 1-3км<sup>2</sup>. Зоны растёков (латеральных потоков) могут достигать длины 20 км, хотя они обычно распространяются преимущественно вдоль доминирующих разломов, а не равномерно по радиальным направлениям по всей вмещающей толще пород (рис. 1.7). Гидротермы не всегда просачиваются в стороны по всем направлениям и рассеиваются, что подразумевает снижение скорости потока гидротерм, другие же характеристики остаются равными. Если имеется какой-то значительный латеральный гидравлический градиент, то большая часть гидротерм будет проходить на некоторых участках потока с относительно высокой скоростью, сохраняя свои химические характеристики и прежнюю температуру, поскольку они самоизолируются в связи с изолирующим влиянием окружающих пород. Латеральные потоки могут иметь латеральный температурный градиент несколько градусов на километр потока.

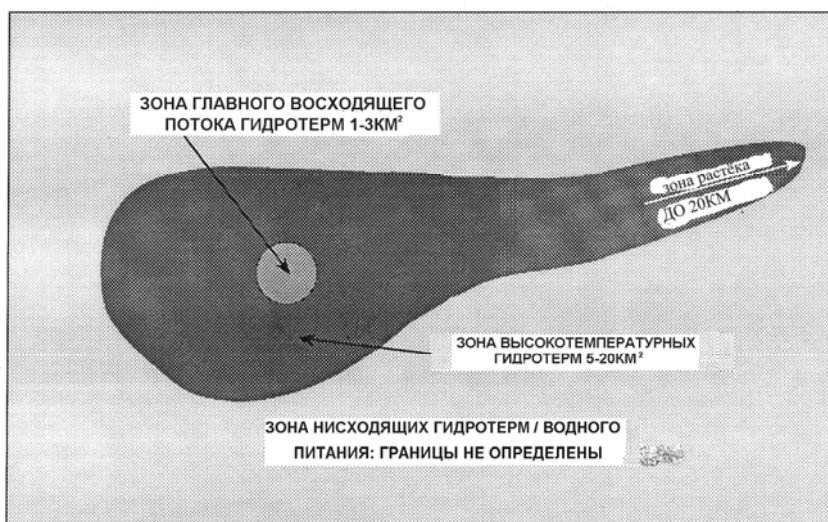


Рис. 1.7. Типичные размеры гидротермальных систем.

Генерализованное представление о современных гидротермальных системах, приведенное выше, не отражает всей полноты имеющегося на настоящее время объёма информации об этих геологических структурах. Оно не отражает всей совокупности научных представлений о гидротермальной деятельности, а именно, её связи с источниками тепла и глубинными процессами, обусловленными проявлениями вулканно-плутонической активности; также роли гидротерм в процессах извлечения металлических элементов из массы пород, в которых они рассеяны, транспортирования их в условиях гидротермальной активности и магматизма, концентрирования на путях миграции гидротерм и отложения, которые приводят к формированию рудных месторождений.

## Глава 2 Золотая и медная минерализация: геохимические и физические процессы.

### Содержание:

- 2.1 Введение.
- 2.2 Геохимия эпитермальных золотых отложений.
  - 2.2.1 Механизмы, вызывающие отложения золота.
  - 2.2.2 Кипение и дегазация.
  - 2.2.3 Локализация кипения в гидротермальных системах.
  - 2.2.4 Минералогические и структурные индикаторы кипения.
  - 2.2.5 Формирование вторичных гидротерм в гидротермальных системах.
- 2.3 Процессы минерализации в порфириновых месторождениях.
  - 2.3.1 Геохимия минерализации (рудообразования).
  - 2.3.2 Изменения, связанные физическими процессами.
- 2.4 Практические упражнения.

### 2.1 Введение.

В разделе рассмотрены геохимические механизмы золотомедного рудообразования (минерализация) из гидротермальных растворов и их соотношение с процессами, происходящими в гидротермальных системах. Описаны соотношения главных типов эпитермальных и порфириновых золотых и меднорудных месторождений с разными типами гидротермальных систем, геологические факторы, которые контролируют образование и функционирование гидротермальных систем и, почему в каких-то случаях рудообразование не происходит.

### 2.2 Геохимия эпитермальных отложений золота.

Не все гидротермальные системы содержат промышленные золотые месторождения и не все части рудопроявления имеют одинаковые рудные минералы. Даже большое месторождение золота будет занимать только небольшую часть первичной гидротермальной системы. Цель раздела - определение главных химических и физических механизмов, контролирующих отложение золота, и применяя их, установить специфические факторы, ответственные за образование некоторых месторождений.

Для выполнения поставленных задач необходимо знать, каким образом золото переносится гидротермами при эпитермальных температурах. Обычные гидротермы в гидротермальных системах представляют собой разбавленный минеральный раствор (почти нейтральный, слабо кислый и, в основном, метеорного происхождения). Они содержат растворённые газы, преимущественно  $\text{CO}_2$ , и в меньшем количестве  $\text{H}_2\text{S}$ . В гидротермах этого типа в интервале эпитермальных температур золото переносится, главным образом, в виде бисульфидного комплекса. Оно может также мигрировать в виде хлоридных комплексов, но в типичных эпитермальных гидротермах этот процесс имеет малое значение. Этот способ более важен при температурах образования порфириновых рудообразующих систем или в системах с высоким минерализованными гидротермами. Теллуридные комплексы важны при образовании некоторых месторождений, но химические свойства их аналогичны сульфидным комплексам. Золото, фактически, имеет нулевую растворимость в паре при эпитермальных температурах: таким образом, если пар или газ отделяются, то золото остаётся в жидкой фазе.

Бисульфидные комплексы золота плохо растворимы и, таким образом, концентрации золота в гидротермальных растворах низкие. Но гидротермальные системы имеют большие размеры и функционируют продолжительное время. Было подсчитано, что до 5 кг/год золота в настоящее время отлагается в гидротермальной системе Бродландс – Охааки в Новой Зеландии. Следовательно, месторождение с запасами 100 тонн могло бы образоваться в течение 20 000 лет. Некоторые системы могут действовать в десятки раз дольше. Sander, Einaudi (1990) пришли к выводу, что запасы золота в Раунд Монтейн в 500 тонн могли отложиться в течение 100 000 лет. Экспериментальные оценки (Seward, 1973) различных видов водных золотых комплексов показывают, что  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ , по-видимому, преобладает в гидротермах при почти нейтральных pH и малой минерализации. Это позволяет предполагать его участие при образовании эпитермальных месторождений лоу сульфидейшн (рис.2.1). Расчёт масс-балансов (Brown, 1986), после открытия золото содержащих осадков в геотермальных трубопроводах, согласовывались с экспериментальными данными. Места осаждения осадков при внезапном падении давления свидетельствуют, что золото осаждается в результате кипения. Компьютерное моделирование (Dimmond, Ohmoto, 1985) также показало, что золото может отлагаться в результате кипения или смешения гидротерм с водами разного химического состава.

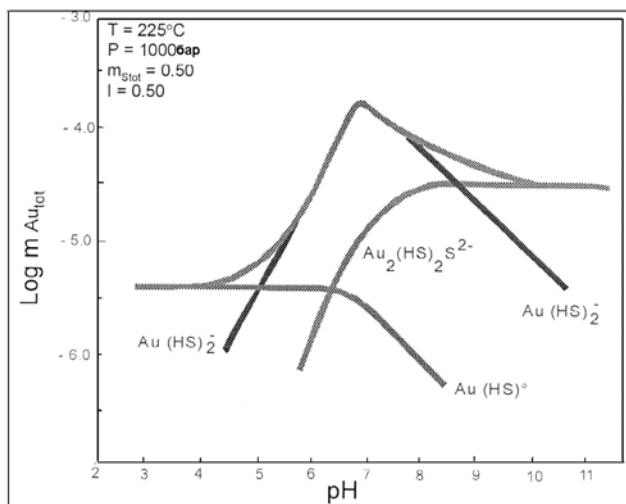
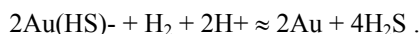


Рис.2.1. Расчётные кривые растворимости трёх тиозолотых комплексов сравниваются с экспериментальными данными при 225°C и 1000 бар (Seward, 1973)

Имеется ряд бисульфидных комплексов Au, которые стабильны в различных химических режимах. Уравнение, описывающее отложение золота из раствора в виде бисульфидного комплекса, представлено так:



Смещение уравнения вправо будет способствовать отложению золота. Ниже рассматриваются факторы, изменяющие этот процесс.

**Первым фактором является pH раствора.** Согласно уравнению, увеличение кислотности гидротерм будет вызывать отложение золота. В действительности этот вывод является очень упрощённым: в данных условиях золото может быть отложено также при увеличении pH (рис. 2.1, 2.2, 2.3). Важным моментом является то, что растворимость золота связана с pH, так как любой процесс, влияющий на pH, может потенциально вызвать отложение золота.

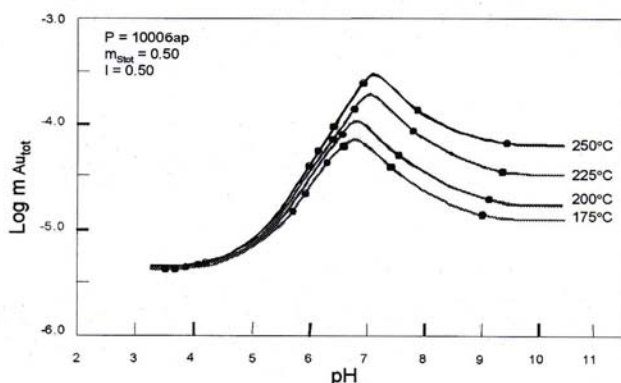


Рис 2.2 Вариации растворимости золота<sub>маутот</sub> (моляльный) с pH при температурах от 175°C до 250°C; экспериментальные точки совпадают с точками растворимости золота при pH раствора при соответствующих температурах и P=1000 бар (Seward, 1973)

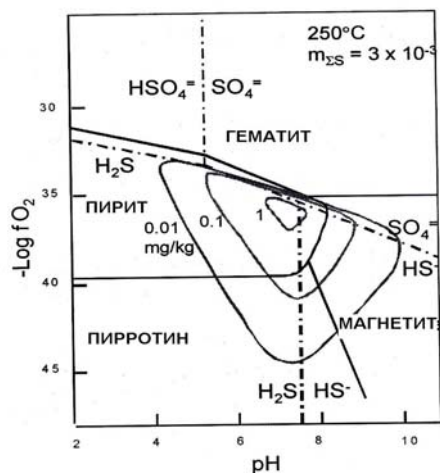


Рис.2.3. Диаграмма  $f\text{O}_2$ -pH при 250°C, показывающая поле стабильности основных серных соединений и линии растворимости золота в мг/кг в виде  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  (Henley, 1984).

**Вторым фактором**, который может сместить выше упомянутое уравнение вправо, является удаление  $H_2S$ . Наибольший эффект этот процесс даёт в фазу разделения, другими словами, если  $H_2S$  отделяется в результате кипения. Однако изменение в бисульфидном равновесии, в результате образования других сульфидов, может быть также важным процессом: отсюда обычное нахождение золота в виде включений в сульфидах. Далее мы более подробно остановимся на этих процессах и их значении.

**Третьим процессом**, который не отражён в выше приведенном уравнении, является охлаждение: золотосульфидный комплекс имеет прогрессивную растворимость (в интервале эпитермальных температур), так что охлаждение гидротерм будет вызывать отложение этого комплекса.

**Другим фактором**, который оказывает влияние на отложение золота, является адсорбция другими минеральными фазами. Этот процесс может эффективно извлекать золото из раствора. Некоторые мышьяковистые и другие гели, которые образуются в горячих источниках, могут эффективно участвовать в этом процессе, как и некоторые супергенные окислы и гидроокислы.

### 2.2.1 Механизмы, являющиеся причиной отложения золота.

Показав, какие условия могут быть причиной отложения золота, рассмотрим физические процессы, которые происходят в гидротермальной системе и предположительно оказывают воздействие на формирование таких условий. Возникая в некоторых местах гидротермальных систем, они приводят к концентрированным отложениям золота. Главные механизмы описываются в последовательности от менее важных к более важным с точки зрения формирования промышленных месторождений:

**Кондуктивное охлаждение.** Этот процесс будет вызывать отложение золота, но механизм концентрирования не очень эффективный, так как скорость теплопотерь медленная и, в связи с этим, отложение золота происходит на большой площади. Он может привести к рассеянию золота в результате отложения других минералов, таких как кремнезём.

**Испарение.** Этот процесс более эффективен в качестве концентратора золота в растворе в небольшом масштабе, но не очень эффективен при образовании больших зон концентрированного отложения, поскольку энергетические затраты высокие. Выброс гидротерм при  $240^\circ C$  при падении давления до атмосферного (т.е. до  $100^\circ C$ ) будет вызывать повышение концентрации лишь на 1/5 часть, которая приходится на уменьшение объёма гидротерм в виде пара, что слишком незначительно (рис.2.4). Более продолжительное испарение на поверхности в горячих котлах (прудах) может привести к образованию кремнистых золотосодержащих отложений (гейзерит), но обычно они не имеют промышленного значения. В связи с этим увеличение объёма рудосодержащих минералов может уменьшить содержание золота.

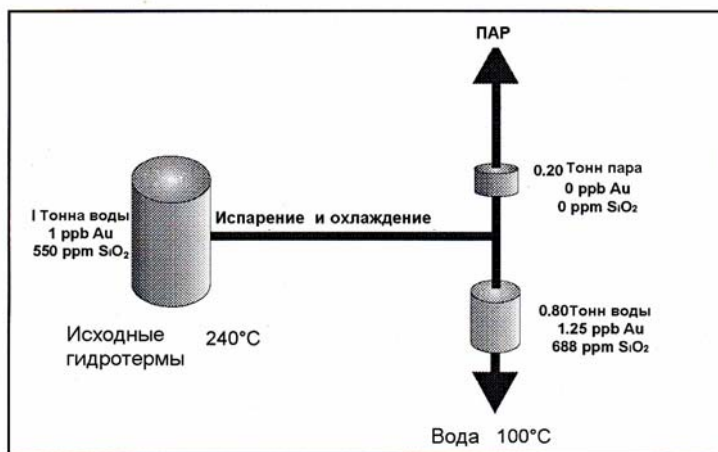


Рис.2.4. Концентрация золота испарением  $240^\circ C$  гидротерм.

**Взаимодействие вода-порода.** В большинстве гидротермальных систем гидротермальные растворы не всегда находятся в равновесии с вмещающими породами. В результате гидротермальных изменений наблюдается образование более низкотемпературных и гидратированных фаз, но без значительных изменений химического состава гидротерм при взаимодействии вода-порода. Важным исключением являются месторождения типа Карлин, которые образуются при взаимодействии гидротермальных растворов и карбонатных пород. Оказалось, что в этом случае часть карбонатного вещества помогает отложению золота. Другое исключение относится к системам хай сульфидейшн, где гидротермы имеют другой, более агрессивный состав. Но помимо этих примеров, взаимодействие вода-порода обычно не эффективно при формировании локальных концентрированных золоторудных образований.

**Смешение гидротерм.** Этот процесс имеет разнонаправленное влияние. Смешение высокотемпературных (горячих) гидротерм с холодными подземными водами будет как разбавлять концентрации золота (ослабляя процесс отложения золота), так и охлаждать горячие гидротермы (повышая

вероятность золотого рудообразования). Эффект охлаждения доминирует, но не во всех случаях. Таким образом, этот процесс будет обуславливать частичное отложение золота, но степень концентрации его будет не высокой. Однако изменение pH или концентрирование бисульфидов, вследствие прямого смешения гидротерм или в результате соосаждения с другими минеральными фазами, приводит к концентрированию золота. Особенно важным является процесс, в результате которого вторичные гидротермальные растворы, которые могут иметь высокую кислотность (см. ниже), смешиваются с восходящими струями пара, поднимающимися от первичных субнейтральных гидротерм.

**Кипение гидротерм.** Этот процесс также разнонаправленный. Эффект концентрации в результате испарения и охлаждения гидротерм приводит к потере их энергии и ускорению отложения золота, хотя влияние этого процесса незначительное. Наибольшее влияние на этот процесс оказывает выделение газов из гидротерм. Удаление 1% воды в виде пара будет сопровождаться потерей гидротермами подавляющей доли растворенного газа (точное количество зависит от температуры и pH гидротерм) (рис.2.5).

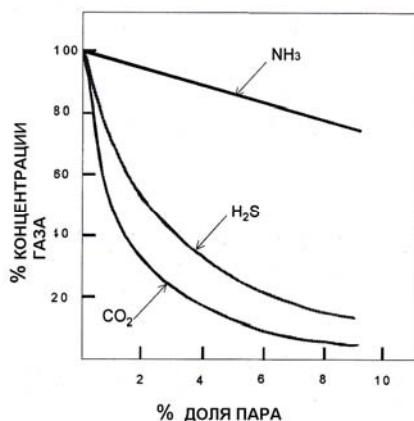


Рис.2.5. Доли газа в жидких гидротермах, после отделения равновесной фазы из 260°C гидротерм. Газовые доли рассчитаны в виде процентов (концентрация газов в оставшейся жидкой фазе после сепарации / концентрация газов в гидротермах до сепарации). Отмечается быстрое уменьшение содержания газов из жидкой фазы в начале сепарации пара. Пар, образовавшийся на ранних стадиях сепарации («ранний пар»), следовательно, будет содержать большую долю растворённого газа (рассчитываемую по коэффициенту распределения по Ellis, Mahon, 1977).

Отделение H<sub>2</sub>S вызывает быстрое отложение золота, которое может быть усилено соосаждением других минералов, особенно сульфидов. Ситуация осложняется взаимосвязанными с этим процессом изменениями pH. Влияние дегазации CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>S сводится к тому, что гидротермы становятся более щелочными. Этот процесс препятствует отложению золота. Но в целом комбинация этих факторов означает, что отложению золота благоприятствует резко возникшее, обширное и продолжительное кипение. Этот процесс является главной причиной образования промышленных с высокими содержаниями золота эпitherмальных месторождений.

### 2.2.2. Кипение и газоотделение.

Для понимания флюидных процессов в гидротермальных системах, необходимо изучить происходящие там кипение и дегазацию (газоотделения). Для такого флюида, как вода, при любой конкретной температуре, имеется понятие теоретического давления пара. Это давление, которое будет существовать над свободной водной поверхностью в открытом сосуде. Если такое давление будет меньше, чем давление ограничивающей его жидкости в парообразной фазе, то жидкая фаза будет испаряться до тех пор, пока не будет достигнуто равновесное давление в обеих фазах. В ограниченной системе, в которой паровая фаза может удаляться (если уменьшается ограничительное давление до значений меньше, чем давление насыщенного пара) или увеличивается температура (в том случае, когда давление насыщенного пара больше, чем ограничительное давление), то жидкие гидротермы будут очень быстро (взрывоподобно) превращаться в пар, что определяется словом «флэш». Процесс будет продолжаться до тех пор, пока температура гидротерм упадет до соответствующего (достаточного) значения, при котором давление насыщенного пара будет меньше, чем ограничительное давление, или давление поднимется до значений давления насыщенного пара, или же приток гидротерм прекратится.

Аналогичная ситуация характерна для растворённых газов. Любой конкретной температуре гидротерм соответствует теоретическое давление насыщенных газов. Поскольку водяной пар также присутствует в этом процессе, то это давление называется парциальным давлением газа. Но необходимо помнить, что, за исключением случаев с очень высокими давлением или концентрацией, газы в сосудах действуют независимо. Общее давление представлено суммой парциальных давлений. Таким образом, газ, по существу, игнорирует давление водяного пара. Если ограничительное давление меньше, чем парциальное давление насыщенного газа, то газ будет выходить из раствора. Если парциальное давление газа превышает значения насыщения, то газ будет растворяться в жидкой фазе.

«Дегазация» и «кипение» - это физические аналоги. Они имеют одни и те же причины их протекания, т.е. они обусловлены превышением парциального давления над ограничительным давлением. Упрощенно это можно представить так: «кипение» условно относится к основной фазе (растворителю), а

«дегазация» - к подчиненной (второстепенной) фазе («раствор»). В смеси (растворе) они находятся совместно.

Эпитермальные месторождения, по определению, связаны только с до критическими гидротермами. Критические и над критические температуры (374°C для чистой воды) воды могут существовать лишь в виде единой фазы независимо от давления.

Умозрительно эта фаза обычно рассматривается в качестве пара, но при таких высоких температурах даже жидкая вода имеет свойства, отличные от свойств, характерных для воды в окружающих условиях. Жидкая вода при около критических температурах имеет довольно низкую плотность и особенно низкую вязкость по сравнению с водой, находящейся в окружающих нас условиях, и значительную (повышенную) способность в качестве растворителя. Таким образом, она мобильнее и «агрессивнее» нормальной, известной нам, вода.

В порфировых около магматических средах вода может быть в условиях **над критического** режима, но отмечается, что критическая точка резко поднимается при повышении концентрации раствора (рис.2.6). Таким образом, высокоминерализованные гидротермы, связанные с порфирами, могут находиться в **до критическом режиме** и подвергаться «кипению» с разделением на две разные фазы при температурах на многие сотни градусов, превышающие критическую температуру воды.

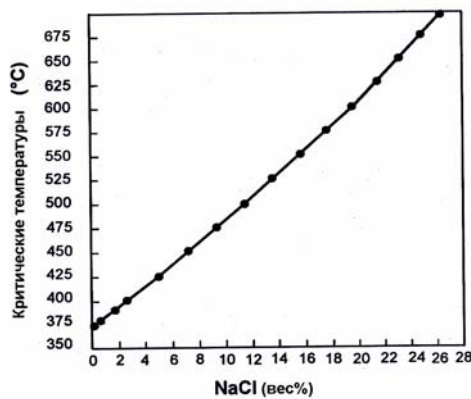


Рис. 2.6. График критических температур ненасыщенных водных натриево-хлоридных растворов (Sourirajan, Kennedy, 1962)

### 2.2.3 Локализация мест кипения в гидротермальных системах.

Кипение любого флюида может происходить при наличии 2-х условий: при уменьшении давления и притоке тепла. Необычным является дополнительный приток тепла в гидротермальную систему, кроме особого случая, связанного с внедрением дайки, которая может быть причиной образования значительной области кипения. Обычно кипение гидротерм в гидротермальной системе происходит в результате падения давления. Это может быть более или менее спокойный, устойчивый процесс, по мере того как восходящие флюиды достигают зоны, где ограничительное давление достаточно короткое время сохраняет их в жидком состоянии. В этом случае будет поддерживаться более или менее постоянный уровень глубины кипения, над которым располагается пародоминирующая зона и, вероятно, происходит эмиссия (истечение) пара из поверхностных fumarol. Крайний случай спокойного непрерывного кипения в гидротермальной системе это парение над горячим источником.

Однако золотые месторождения с наивысшими концентрациями золота образуются тогда, когда кипение гидротерм строго сосредоточено в ограниченном объеме гидротермальной системы и характеризуется энергичностью и растянутостью во времени. Плавный и тихий переход от однофазной к двухфазной зоне по мере уменьшения глубины, по-видимому, приводит, в лучшем случае, лишь к формированию рассеянных золоторудных отложений с низкими концентрациями. Для образования банановых жильных месторождений необходимо, чтобы гидротермы подвергались резкому падению давлений, обуславливающему начало кипения на такой глубине, при которой вмещающие породы были бы достаточно нагретыми, чтобы гарантировать непрерывность кипения в течение значительного периода. Для объяснения падения давления в гидротермальной системе обычно рассматривается два разных механизма: тектоническое растяжение и гидротермальное дробление и брекчирование.

Большие промышленно значимые жилы образуются, если этот процесс регулярно повторяется. Он может быть вызван обоими механизмами. Повторные тектонические растяжения происходят регулярно, поскольку движения по разломам являются возобновляемым, периодическим процессом. Повторяющееся гидротермальное брекчирование может происходить в результате того, что гидротермальная система автоматически регулируется (рис.2.7).

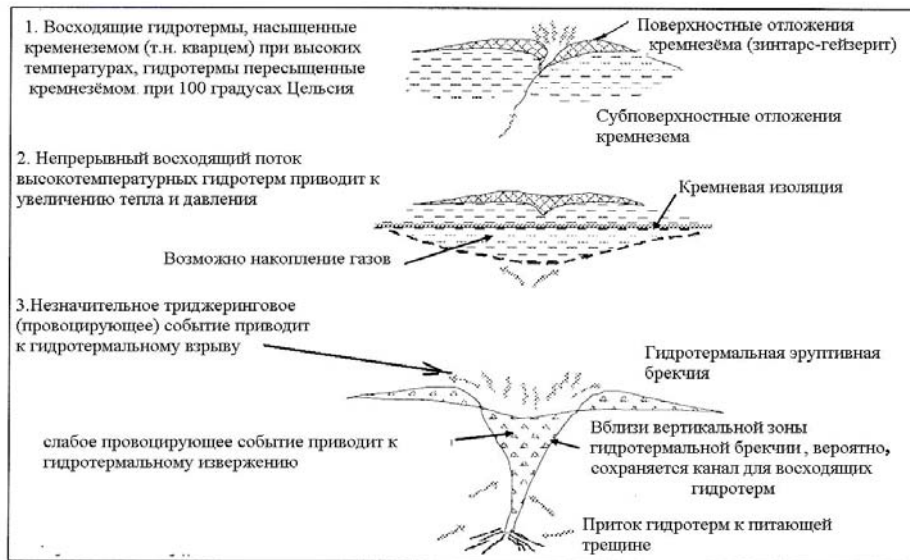


Рис.2.7.Механизм периодических, мало глубинных гидротермальных извержений.

Кремнезём более растворим при высоких температурах и различные его полиморфные разновидности имеют разную растворимость. Гидротермы, которые насыщены по отношению к кварцу на глубине, становятся пересыщенными и отлагают кремнезём, по мере того как они поднимаются вверх и охлаждаются. В соответствии с законами кинетики отложения кремнезёма аморфный кремнезём является обычной фазой, контролируемой растворимостью на малых глубинах (рис.2.8).

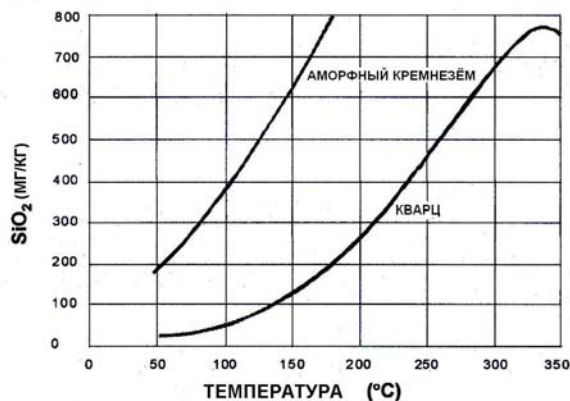


Рис. 2.8. Растворимость аморфного кремнезёма в сравнении с раствором, первоначально насыщенным кварцем при высокой температуре и который охладился в результате кипения без потери кремнезёма.

Это приводит к изоляции кровли гидротермальных систем. Постоянный приток восходящих высокотемпературных гидротерм и накопление газов под окремнённой кровлей приводят к нагреву и повышению давления до тех пор, пока не произойдет разрушение этого образования. Накопление растворённых газов под временным верхним изолирующим слоем гидротермальных изменённых пород, может способствовать дроблению. Оно может быть спровоцировано мелкими сейсмическими толчками, колебаниями земной поверхности, изменениями атмосферного давления или другими климатическими событиями или геоморфологическими процессами (таблица 2.1).

Таблица 2.1

**Возможные механизмы, провоцирующие гидротермальные извержения.**

<b>Не магматические</b>	
-	сейсмические события;
-	образование разломов;
-	снятие нагрузки в результате оползневых процессов;
-	понижение уровня грунтовых вод в результате аномальных дождей, эрозии, дренажа и т. д.;
-	земные приливы;
-	изменение атмосферного давления.
<b>Магматические</b>	
-	внедрение даек;
-	вулкано-геоморфологические процессы.

Отмечается, что энергетическая мощность тепловой разгрузки обычной гидротермальной системы может допускать очень частые гидротермальные взрывы. Через большую гидротермальную систему выделяется достаточное количество тепла, чтобы выбросить взрывом порядка 100 000 м<sup>3</sup> продуктов извержения в день.

При тектонических растяжениях или гидротермальном брекчировании гидротермы могут всасываться (вторгаться) в образованное открытое пространство. Если гидротермы достигают дневной поверхности, то возникают гидротермальные извержения. Питающие каналы в недрах гидротермальной системы возникают в зонах гидротермальных брекчий. Этот процесс может быть скрытым; не обязательно, чтобы гидротермы достигали дневной поверхности, только зоны с пониженным давлением являются исключением. Как только трещина открывается в сторону от зоны с высоким давлением, расположенной в недрах системы, в направлении зоны с пониженным давлением, расположенной выше по разрезу, может происходить вторжение в эту зону потока гидротерм. Этот процесс может продолжаться до тех пор, пока местный источник гидротерм не иссякнет, или породы на этом участке охладятся до такой степени, что содержащегося в них тепла будет не достаточно для поддержания процесса кипения, в связи с чем их извержение прекратится. Тепло и давление могут вновь регенерироваться предположительно в течение сотен лет или около этого.

После таких временных нарушений гидротермальная система восстанавливает нормальную конвекцию гидротерм, в результате чего продолжается отложение кварца (рис.2.7). Регулярное повторение этих процессов приводит к образованию жил, заполненных ритмически полосчатым кварцем, которые характерны для эпитепальных месторождений и эти процессы ответственны за поликластическую и многостадийную природу брекчий.

Обычным недоразумением является мнение, что давление гидротерм в гидротермальной системе должно превышать литостатическое при гидротермальном брекчировании (Hedenquist, Henley, 1985; Nelson, Giles, 1985). Этот вывод неверен, поскольку для открытия трещины на глубине должно быть избыточным лишь небольшое общее напряжение плюс предел прочности пород на разрыв. Исключением из этого правила являются районы с необычными высокими тектоническими напряжениями в недрах системы, где горизонтальная компонента напряжения обычно меньше вертикальной составляющей, которая сопоставима с литостатическим давлением.

Обычно наименьшее напряжение сжатия будет следовать следующему правилу:

$$U_h = U_v V / (1 - V),$$

где  $U_h$  – является наименьшим напряжением сжатия,  $U_v$  – литостатическая нагрузка,  $V$  – отношение Пуассона обычно колеблется от 0.2 до 0.3 (Fyfe et al., 1978). Кроме того, предел прочности на разрыв расланцеванной или трещиноватой породы может быть очень небольшим. Поэтому трещины будут открываться тогда, когда давление гидротерм превысит критическое давление, которое может быть значительно меньше литостатического. Поскольку небольшое общее напряжение обычно направлено горизонтально, то трещины будут открываться перпендикулярно к этому направлению, т.е. вертикально. Соответственно, жилы в рудных месторождениях, в основном, субвертикальные.

#### **2.2.4 Минералогические и текстурные индикаторы кипения.**

Очень часто промышленное золотое рудообразование связано с жилами, которые имеют минералогические индикаторы кипения. Они включают жильный адуляр и пластинчатый кальцит. Флюидные включения указывают на изменяющиеся двухфазные и однофазные условия, что определяется или концентрациями смеси газа или пара в них (т.е. большими колебаниями отношений жидкость/пар), или широким интервалом колебаний температур гомогенизации, которые значительно выше, чем об этом свидетельствуют ассоциации минералов. Более поздние включения захватывали долю пара во время роста кристаллов. Ритмическая полосчатость минеральных образований в жилах свидетельствует о регулярной повторяемости эпизодов кипения.

#### **2.2.5 Формирование вторичных гидротерм в гидротермальных системах.**

Ранее отмечалось, что золото может отлагаться в результате смешения гидротерм с разными рН. Откуда берутся эти гидротермы?

Первичные гидротермы с почти нейтральным рН, также как и восходящие гидротермы, в гидротермальных системах могут образовать ряд вторичных гидротерм разнообразного состава (рис. 2.9). Наиболее важные вторичные гидротермы образуются в результате кипения. В процессе кипения небольшая доля воды переходит в газовую фазу в виде пара вместе с доминирующей частью растворенных газов. Другие химические соединения (элементы соединений) остаются в водной фазе. Пар и газ стремятся подняться от воды. Когда пар и газ встречаются выше расположенные или периферийные холодные подземные воды, пар конденсирует и часть газов растворённых в этих водах. Два наиболее важных геотермальных газа представлены сероводородом и углекислым газом. Оба имеют инверсионную (обратно пропорциональную) растворимость по отношению к температуре, т.е. они более растворимы в холодной

воде, чем в горячей. Таким образом, концентрация растворённых газов в таких субповерхностных вторичных гидротермах может быть выше, чем в первичных гидротермах, которые их порождают, при условии, что ограничительные давления достаточны.

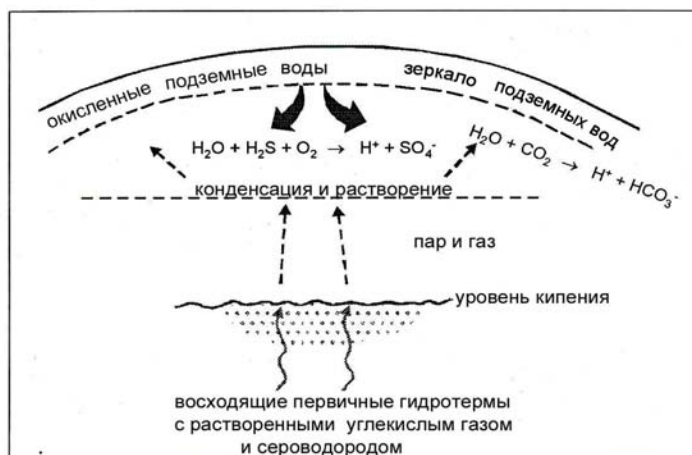


Рис. 2.9 Формирование вторичных гидротерм в гидротермальных системах.

Углекислый газ формирует умеренно кислые растворы. Сероводород также формирует гидротермы, но значительно более кислые, так как он может легко окисляться и образовать кислые сульфатные растворы. Окисление может происходить через взаимодействие с воздухом, в результате контакта с поверхностными выветренными породами, а также при реакции с растворенным кислородом подземных вод. Субповерхностные вторичные гидротермы обычно кислые и содержат разные концентрации сульфата и бикарбоната. Они могут распределяться в виде зон вокруг восходящих гидротермальных струй, поскольку сероводород обладает большей растворимостью, чем углекислый газ. Поскольку эти гидротермы окислены и кислые, то они стремятся поглощать (выщелачивать) катионы из вмещающих пород, включая алюминий, магний, марганец и железо.

Эти вторичные гидротермы сами не содержат золото, но смешение их с первичными субнейтральными гидротермами может вызвать осаждение золота.

## 2.3 Процессы рудообразования в порфирировых системах.

### 2.3.1. Химический состав рудной минерализации.

Гидротермы, ответственные за около интрузивные гидротермальные изменения и рудную минерализацию в порфирировых структурах, имеют преимущественно магматическое происхождение с небольшим количеством примешанных подземных и поровых вод. Эти гидротермы первоначально высокотемпературные (до 600°C), высокоминерализованные (> 30%NaCl), умеренно кислые и окисленные. В этих условиях, как золото, так и медь переносятся в виде хлоридных комплексов, а не в бисульфидных соединениях.

По-видимому, молибденовые порфирировые месторождения образуются из гидротерм с более высоким отношением F/Cl. Это позволяет предполагать, что они растворяли кремнезём, отложение которого в виде жильного кварца было более интенсивным в этих месторождениях.

Henley, McNabb (1978) на основании расчётного состава магматических газов и изменений концентрации Cl в фумарольных газах, определили, что рудное тело весом 100 миллионов тонн могло бы образоваться за 10 000 лет. Таким образом, нет проблемы обеспечения притока значительного количества летучих из типичной субдукционной зоны, связанной с генерацией магмы. Современные данные о выносе металлов в атмосферу вулканами во время их эруптивной и сольфатарной фаз (Hedenquist, Lowenstern, 1994) свидетельствуют, что нет проблемы в определении источника металлов. Большая часть вещества выносимого магмой улавливается до того, как оно рассеется в атмосфере, в результате чего образуется рудное месторождение.

Экспериментальная работа с Cl-металлическими комплексными соединениями показывает, что они менее растворимы при пониженных температурах, при низких содержаниях Cl, более высоких pH и восстановительных условиях. Таким образом, охлаждение, разбавление и взаимодействие с вмещающими породами являются процессами, которые приводят металлы к отложению. Хлор-комплексы более растворимы при пониженных давлениях в однофазных гидротермах, но по мере того, как давление падает, происходит кипение и формируются двухфазные гидротермы, металлы концентрируются в жидкой фазе. Поэтому в действительности растворимость в жидкой фазе вновь уменьшается. Аналогично, кипение способствует отложению металлов.

### 2.3.2. Гидротермальные изменения, связанные с физическими процессами.

Важной характеристикой порфировых месторождений является эволюция состава гидротерм во времени. Первоначально гидротермы могут находиться при высоком давлении, равным или выше литостатического (рис. 2.10, 2.11).

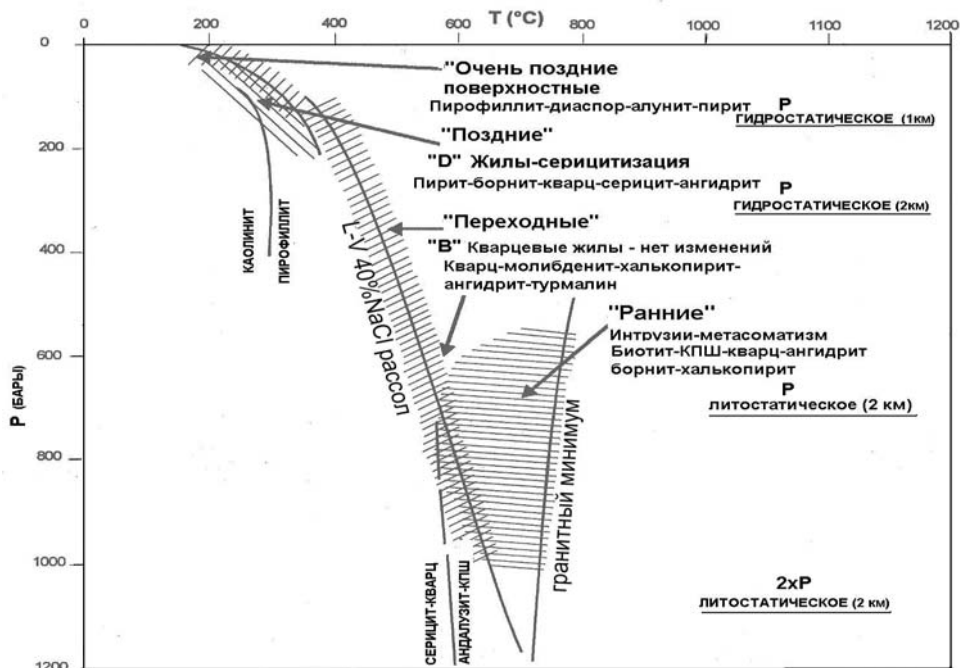


Рис.2.10. Давление-температурные условия в интрузии; ранние, промежуточные и поздние рудообразующие-гидротермальные изменения в Эль Сальвадоре. Литостатическое и гидростатическое давления отмечены для 1км и 2км – приблизительные глубины современных обнажений во время рудообразования (Gustafson,Hunt,1975)

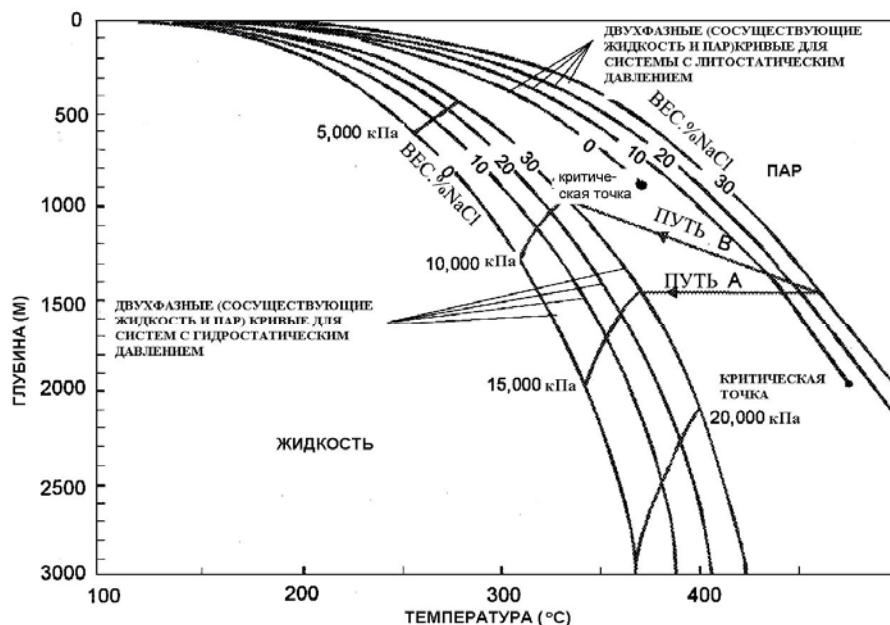


Рис.2.11. Диаграмма температура – давление – глубина двухфазных границ в система  $H_2O - NaCl$  (Cunningham 1978).

Магматические гидротермы выделяются (отделяются) от остывающей интрузии в виде явления (процесса) известного, как вторичное кипение (Phillips, 1973). Это происходит в результате пересыщения летучими компонентами, по мере того, как они концентрируются в остающемся расплаве при кристаллизации вкрапленников (рис. 2.12). Самым важным продуктом кристаллизации расплавов является плагиоклаз, который образуется в ответ на понижение давления.

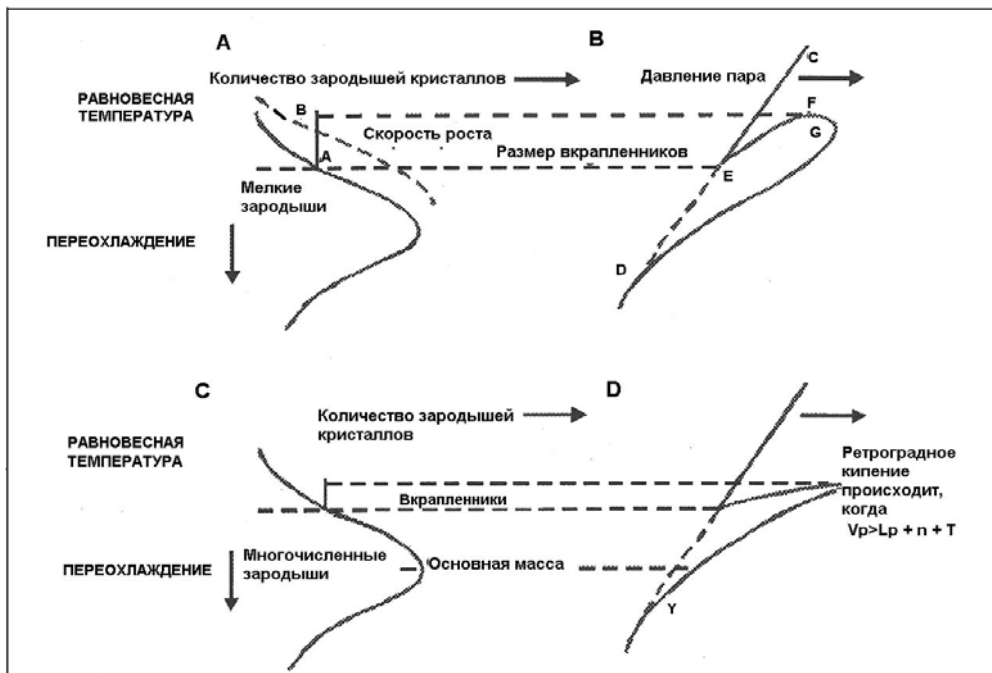


Рис.2.12. Графическое изображение взаимоотношения скоростей образования зародышей (нуклеации), роста кристаллов и давления водяного пара ( $V_p$  - давление пара,  $L_p$  - литостатическое давление,  $n$  - силы нуклеации,  $T$  - прочность на разрыв затвердевшей породы) (Phillips, 1973).

Механизм, вызывающий вторичное кипение, обеспечен восходящим движением магмы. Вода, растворенная в расплаве, структурно ограничена кремнеземом и, следовательно, имеет такой же молярный объём, что и лёд. Выделение из раствора сопровождается значительным увеличением объёма до объёма пара при высокой температуре. В результате этого могут создаваться очень высокие давления. Следовательно, имеется высокая способность к образованию трещин в условиях остывания расплава (рис.2.13).

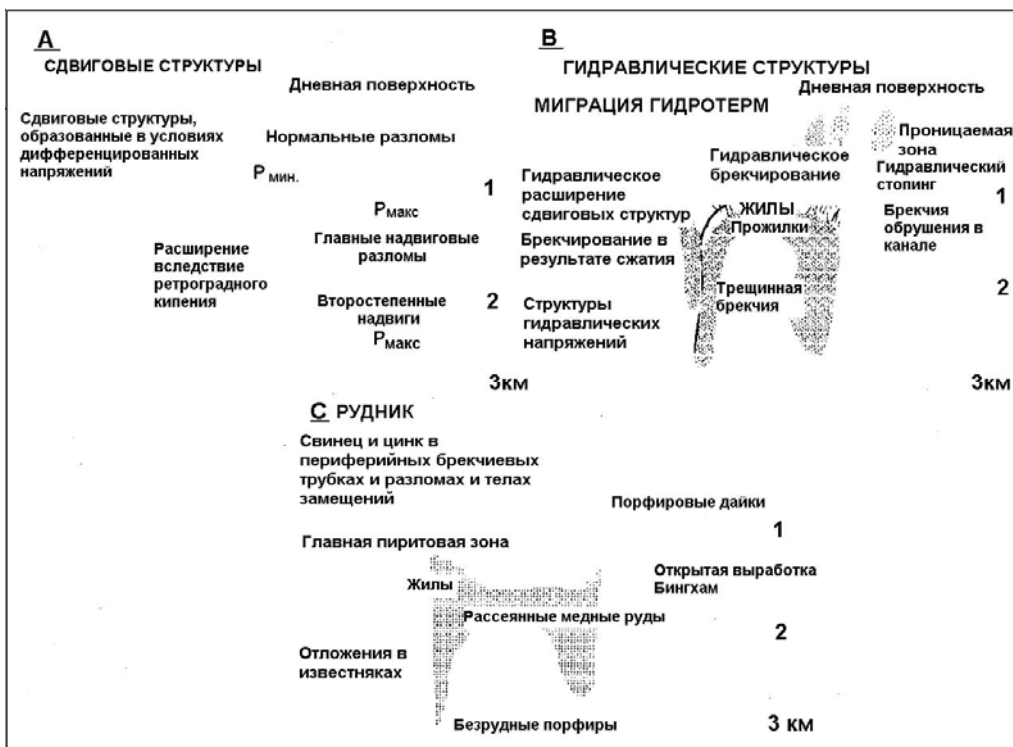


Рис.2.13 Разломы скальвания, гидравлическое дробление и распределение медных руд, связанных со штоком, который подвергался ретроградному кипению (Phillips, 1973).

Этот процесс, наряду с другими, приводит к увеличению проницаемости в результате теплового растрескивания, что сопровождается уменьшением давления в расплавной системе. Когда давление уменьшается, гидротермы могут разделяться на две фазы (рис.2.14), что очень похоже на кипение мало глубинных гидротерм, реагирующих на образование трещин при снятии давления.

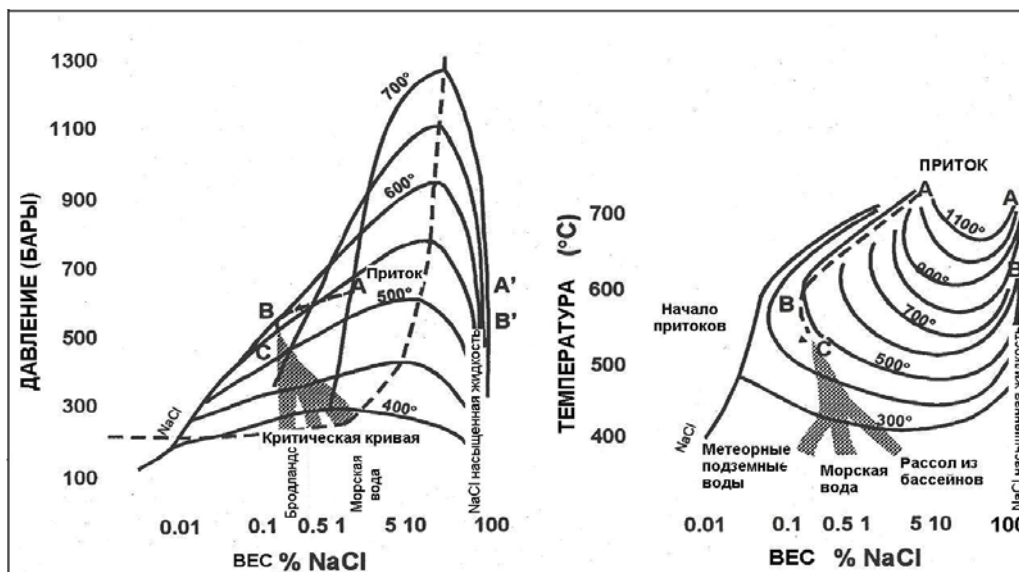


Рис.2.14. Изотермы (400° - 700°C) и изобары (300-1100 бар) сосуществующих газов и жидкостей в системе NaCl-H<sub>2</sub>O. ABC представляет изменение состава магматических летучих, по мере их подъёма в струе и A'B' представляет состав сосуществующей жидкости. Вариации минерализации, вызванные вторжением подземных вод. Показаны затенёнными участками, представляющими приток метеорной, морской вод или рассолов из бассейна (структурной депрессии), соответственно (Henley, McNabb, 1978).

Образуется высоко минерализованный остаточный рассол, который стремится остаться вблизи интрузии, так как он тяжелый, тогда как отделившаяся менее минерализованная фаза более мобильна и стремится двигаться вверх и может эволюционировать в основную конвективную гидротермальную систему (рис.2.15). Отделение фазы является причиной образования двух разных типов флюидных включений, часто встречаемых в непосредственной близости порфировых месторождений. Их образование ранее объяснялось результатом деятельности двух различных по химическому составу, действующих последовательно один за другим гидротерм.

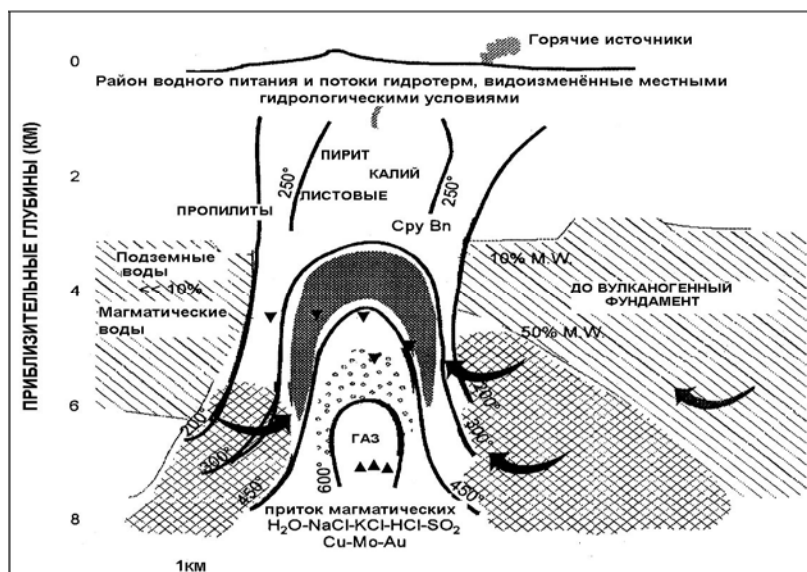


Рис.2.15. Принципиальная схема модели струи, образующей медно-порфировое месторождение. Рассеяние струи показано мелкой штриховкой, а её границы, выбранные произвольно, очерчивают район, характеризующий высокими концентрациями металлов. Направленная разгрузка из этого района может местами формировать металлоносные осадки высокотемпературных источников или эпitherмальные жильные месторождения (Henley, McNabb, 1978).

Дальнейшая потеря летучих компонентов обусловлена возрастанием температуры замерзания расплава, что приводит к быстрому твердению остаточной магмы, захвату вкрапленников (образование которых провоцирует ретроградное вторичное кипение) тонко зернистой основной массы и образованию типичной порфировой структуры рудоносных штоков. Следовательно, наименование **порфировый** для этих месторождений является очень красочным, поскольку оно описывает наиболее выдающуюся особенность, а их характерной чертой является сложность происхождения.

На меньших глубинах, по мере прогрессивного разбавления гидротерм, происходит постепенный переход в обычные «эпитермальные» гидротермальные системы.

## 2.4 Практические упражнения.

Рассмотрим пример гидротермальной системы Бродландс, которая обсуждалась ранее. Предполагается, что 100 тонн золота могло бы отложиться в течение 20 000 лет. Скорость дренирования гидротерм в этой системе составляет 100 кг/с. Сколько кремнезёма должно отложиться в течение этого же времени.

Эту оценку можно получить из рис.8 и допуская, что гидротермы охлаждаются от 250°C до 100°C, по мере их движения через систему, остающуюся насыщенную относительно кварца, по мере того как это произойдет. Решается просто: игнорируется линия «аморфного» кремнезёма на рис. 8 и предполагается, что весь кремнезём отлагался в виде кварца:

- |  |   |           |
|--|---|-----------|
| A. Растворимость насыщения кварца при 250°C  | = | мг/кг.    |
| B. Растворимость насыщения кварца при 100°C  | = | мг/кг.    |
| C. Следовательно, количество кремнезёма, отложенного каждым КГ гидротерм по мере их охлаждения | = | мг        |
| D. Скорость отложения во всей системе  | = | мг/с      |
| E. Один год = 3 600 x 24 x 365   | = | секунд    |
| F. Таким образом, скорость отложения кремнезёма во всей системе                                | = | тонны/год |
| G. Таким образом, за 20 000 лет отложится кремнезёма   | = | тонн      |
| H. Если золото полностью находится в кварце, то его содержание должно составить                | = | г/т.      |

## Глава 3. Контроль проницаемости в гидротермальных системах.

### Содержание.

#### 3.1 Почему проницаемость важна?

#### 3.2 Типы проницаемостей.

##### 3.2.1 Первичная проницаемость.

##### 3.2.2 Вторичная проницаемость.

##### 3.2.3 Относительное соотношение первичной и вторичной проницаемостей в потоках гидротерм и рудной минерализации.

##### 3.2.4 Локализация и ориентировка зон вторичной проницаемости.

##### 3.2.5 Изменение проницаемости с изменением глубины.

##### 3.2.6 Применение этих принципов в разведке.

### 3.1. Почему проницаемость важна?

Гидротермальное рудное месторождение является ископаемым свидетельством взаимодействия гидротермы-порода. Для его образования гидротермы должны профильтроваться через породу. Если порода непроницаема, то лишь небольшое количество гидротерм сможет пройти через неё и передача тепла будет небольшой. При прочих равных условиях, чем большее количество гидротерм пройдет через породы, тем больше и богаче будет образовавшееся рудное месторождение. Любой процесс, сопровождающийся брекчированием (дроблением) породы, обнажает большую поверхность породы, способную к взаимодействию с гидротермами, и, таким образом, ускоряет необходимые химические процессы. Целью этого раздела является идентификация наиболее важных типов проницаемости для гидротермального рудоотложения. Следовательно, рассмотрение проблемы, как понимание геометрических соотношений зон проницаемости, может быть использовано для прогноза локализации мест рудообразования.

### 3.2 Типы проницаемости.

#### 3.2.1 Первичная проницаемость.

Массивные вулканические породы являются наиболее обычными вмещающими породами эпитермальных и порфировых месторождений. Первичная проницаемость в них представлена на рис.3. 1.



Рис. 3.1 Первичная проницаемость в вулканических породах.

**Первичные поры.** Они оказывают слабое влияние на проницаемость пород, так как в целом не соединяются в единую систему каналов и полостей. Необходимо отличать пористость от проницаемости. Пористость важна для накопления гидротерм, но если поры соединены, то они не влияют на базовую величину проницаемости. Имеются исключения среди пород, в которых пористость сильно воздействует на проницаемость. К ним относятся пемзы.

**Трещиноватость остывания.** В лавовых потоках система трещин остывания образует зоны проницаемости. Такими примерами являются брекчии, образующиеся в кровле и в основании лавовых потоков. Эти зоны проницаемости первоначально имеют почти горизонтальное залегание. В plutonic или глубинных массивах породах зоны брекчирования формируются по периферии этих тел. Вероятно, эти зоны трещиноватости имеют, как вертикальное, так и горизонтальное расположение (или какое-либо промежуточное расположение).

**Литологические контакты.** Эти зоны проницаемости первоначально почти горизонтальные, но некоторые, образованные выпадавшей из воздуха пирокластикой, могут залегать поверх ранее существовавшего рельефа с довольно крутыми углами падения склонов (до 20°). В plutonic или гипабиссальных породах контакты тел, сложенных ими, бывают, по-видимому, как вертикальными, так и горизонтальными (или с каким-либо промежуточным наклоном).

**Структуры вулканических эруптивных каналов.** Эти образования представляют особый случай автобрекчирования. Они обычно почти вертикальные.

В вулканокластических породах и осадках степень проницаемости будет зависеть от размеров обломков и их упаковки. Так, например, туфы могут быть хорошо проницаемыми, или совершенно непроницаемыми. Такие породы могут также иметь большую площадь обнаженной поверхности на единицу объема и, следовательно, могут быть в большей степени склонными к гидротермальным изменениям. Большие вертикальные эруптивные каналы (т.н. диатремы) представляют особый случай первичных каналов с хорошей проницаемостью в вулканогенных толщах. Хорошим примером, где этот случай рудной минерализации представлен, является месторождение Монтана Туннелс в США (Sillitoe et al., 1985).

### 3.2.2. Вторичная проницаемость.

В типичной островодужной структуре основными причинами вторичной проницаемости являются (рис. 3.2):



Рис. 3.2. Вторичная проницаемость в вулканических породах.

Трещиноватость, образованная при инъекции дайки, наиболее вероятно, располагается в околоповерхностных зонах.

Образование трещин в результате теплового расширения, хаотичное расположение.

Растворение пород, хаотичное расположение.

Разломообразование, наиболее вероятное субповерхностное расположение.

Гидротермальное брекчирование: наиболее вероятное вертикальное расположение зоны проницаемости.

**Инъекция дайки.** Проницаемость, образованная вследствие механического размещения плутона перед образованием гидротермальной системы, может существовать наряду с первичной проницаемостью, как выше описанная. Очевидно, повторяющиеся внедрения даек во время деятельности гидротермальной системы так же будут приводить к образованию вторичной проницаемости в результате исключительно

механического воздействия. Но это будет обсуждаться в другой главе, поскольку этот процесс оказывает более важное влияние на перераспределение температуры гидротерм и, следовательно, давлений. Такие события, хотя и важные, но редко учитываются по сравнению с другими процессами образования вторичной проницаемости.

**Образование трещин в результате теплового расширения.** Важным фактором, который связан с около плутоническими порфиоровыми средами, но не характерными для эпитегрмальных условий, является процесс образования трещин, обусловленный напряжениями, вызванными тепловым расширением. Этот процесс сопровождается формированием зон трещиноватости во вмещающих породах, по мере того как они нагреваются соседними плутонами, или, что более существенно, происходит растрескивание самих интрузивных пород, которые находятся в контакте с холодными подземными водами, вторгающимися в эти плутоны. Небольшое тепловое воздействие, сопровождаемое расширением, может привести породы к дроблению: по крайней мере, достаточно нагрева на 75°C при благоприятных обстоятельствах, чтобы создать поле напряжения. Следовательно, увеличение проницаемости в интрузиях за счёт трещинообразования обуславливается механизмом положительной обратной связи, поддерживающего циркуляцию гидротерм и охлаждение плутона. Более сильное охлаждение, более интенсивное трещинообразование и более сильная раздробленность пород приводят к усилению циркуляции гидротерм.

**Растворение пород.** За исключением особых случаев, связанных с известняками, этот процесс представляет относительно второстепенную причину образования вторичной проницаемости в вулканических районах (террейнах). Однако это очень важно для образования нефтяных резервуаров. Наоборот, уменьшение проницаемости в результате отложения вторичных минералов, является очень важным процессом контроля гидрогеологического режима гидротермальных систем.

**Тектонизм.** Образование разломов и, сопряженное с ними трещинообразование (дробление), как нормальное, так и надвиговое, могут формировать большие зоны дробления, поскольку горизонтальные напряжения часто характеризуются большими значениями. Вблизи плитовых границ повторные подвижки по разломам – это обычное явление. Как только образуется разлом, он, по мере накопления напряжений, облегчает горизонтальную и вертикальную подвижки по нему. Следовательно, слегка изменившееся направление напряжений увеличивает проницаемость, по мере открытия свободного пространства, образованного в порядке приспособления данного участка (блока) к новым условиям поля напряжений. Обновленные структуры, следовательно, могут быть особенно проницаемыми. Наоборот, проницаемость может быть пониженной в ряде случаев и относительно высокой по всей протяженности разлома.

**«Гидротермальное» брекчирование.** Это особый тип брекчирования, обусловленный растяжением, которое происходит, когда давление гидротерм в породах превышает минимальное общее напряжение, плюс прочность пород на разрыв. Но в раздробленной породе (которая часто встречается в районах активного тектонизма) прочность пород на разрыв часто равна почти нулю и в островодужных условиях минимальное усилие часто происходит в горизонтальном направлении. Следовательно, трещины могут открываться при относительно низких давлениях, где-то вблизи «литостатического» (где давление определяется в качестве эквивалента вертикальной нагрузки пород). Как только происходит раскрытие трещины, начинается быстрое распространение этого процесса по этому направлению. Этот процесс называется «гидродроблением». Он может привести к образованию «зигзаговой» брекчии или брекчии «трещинного растрескивания».

Образование таких структур позволяет гидротермам течь значительно быстрее, чем до этого явления, поскольку этот процесс уменьшает гидравлический градиент в потоке гидротерм. Он может достичь точки, где обломки начнут передвигаться по трещине, в результате чего происходит их окатывание и превращение породы в муку. Если падение давления между источником и стоком становится достаточно большим, то гидротермы могут иногда претерпевать фазовый переход, т.е. они начинают «кипеть», «дегазировать» или «взрываться». Описываемый процесс обуславливает изменение объёма и, таким образом, энергично и быстро приводит гидротермы в движение. Следовательно, он может быть причиной значительного дробления с глубоким проникновением по разлому, в результате чего формируются глубокие проницаемые дрены (каналы) (рис. 3.3). Поток будет функционировать до тех пор, пока трещина или разлом не будут перекрыты блоками пород или приток гидротерм в дренах прекратится по какой-то иной причине.

Тектонизм и гидротермальное брекчирование действуют по типу «рука в перчатке»: они могут быть началом формирования разветвлений каналов. Такие же зоны играют роль мест сосредоточения (фокусирования) повторных эпизодов брекчирования обоих типов. Часто бывает не ясно, является ли любое частное событие чисто тектоническим или только гидротермальным. Иногда это различие искусственное. Тектонические силы формируют поле напряженности, в границах которого дробление может индуцироваться по мере увеличения давления в гидротермальном горизонте, что снижает эффективность предельного напряжения и в результате этого процесса происходит подвижка по разлому.

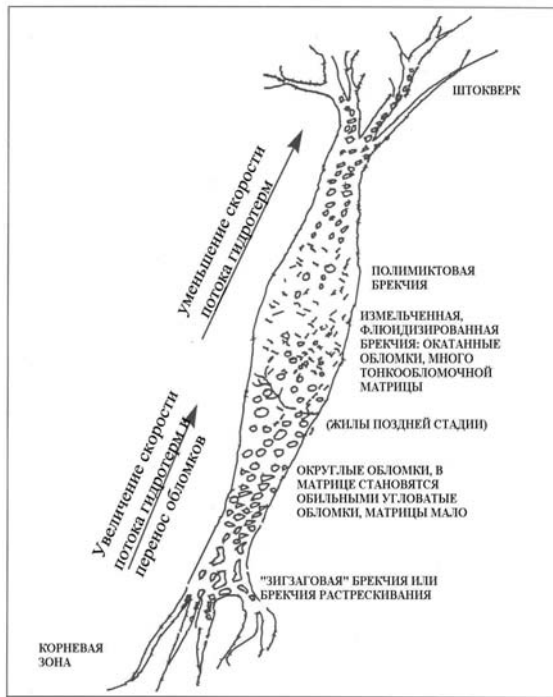


Рис. 3.3. Идеализированное развитие гидротермальной жилы и брекчии.

### 3.2.3. Относительная важность первичной и вторичной проницаемостей для течения гидротерм и рудной минерализации.

Вторичная проницаемость, обычно, важнее первичной при образовании эпигенетических месторождений, но иногда бывает и наоборот. Например, рассматриваемые здесь рудоносные туфы хай сульфидейшн в Нансату, Япония (рис. 3.4) и, возможно, часть минерализации лоу сульфидейшн в Тока Тиндунг (Wake et al., 1996). Но в большинстве случаев вторичная проницаемость более важна. Имеется несколько причин этому феномену:

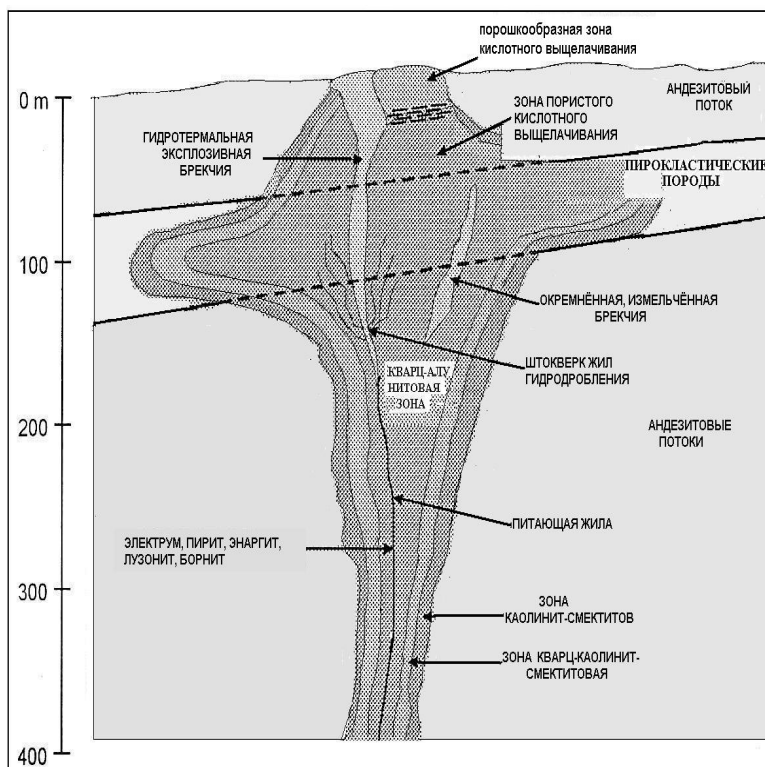


Рис.3.4. Схематическая модель золоторудного высокотемпературного месторождения типа Нансату (Bonham, 1989).

- Поток гидротерм находится в главных структурах вторичного происхождения. Эти структуры сформировались в результате вторичных процессов, которые мощнее и продолжительнее структур, образованных первичными процессами. Способность структуры к проводимости гидротерм изменяется,

примерно, в четвертой степени по отношению к ширине структуры (в зависимости от формы). Таким образом, для проводимости гидротерм несколько больших разломов важнее, чем множество мелких трещин.

- Со временем, отложение гидротермальных минералов блокирует первичные каналы проницаемости. Вторичные дрены обновляются, тогда как первичные каналы не испытывают такой регенерации.
- Промышленные рудные месторождения ограничены по площади и здесь отмечаются концентрации рудных минералов до промышленных содержаний. Особенно это требование применимо к ценным минералам, таким, например, как золото. Следовательно, вторичные рудоподводящие каналы важны при локализации периодических событий брекчирования, что предполагает сосредоточение в этих каналах промышленных руд (в противовес «фоновому» рудообразованию).
- Процессы вторичного брекчирования происходят внезапно. Поэтому они могут приводить к резким изменениям давлений в гидротермальном потоке. Это является лучшим средством провоцирования процесса отложения золота.
- Вторичные процессы, формирующие проницаемость, наиболее вероятно, могут приводить к образованию проницаемых проводящих каналов с большими углами падения, тогда как многие зоны первичной проницаемости, относительно, полого лежащие (т.е. стратиграфически контролируемые) (рис.3.2). Полого падающие зоны проницаемости встречаются в этих местах нечасто, за исключением, по-видимому, мест, где в результате эрозии кровли над плутонами снята литостатическая нагрузка. Почти вертикальные рудоподводящие каналы чаще встречаются в зонах, подвергающихся дифференцированным гидравлическим давлениям и, следовательно, формирующими поток гидротерм.

### 3.2.4. Локализация и ориентация зон вторичной проницаемости.

Первичные зоны проницаемости, как уже упоминалось, могут иметь любую ориентацию, но чаще – почти горизонтальную. Каналы же вторичной проницаемости чаще бывают почти вертикальными. Это обусловлено полем напряжений в типичном вулканическом поясе.

В условиях тыловых дуг напряжения характеризуются растяжением и здесь формируются простые гравитационные разломы с углами падения 60-75°, в зависимости от свойств пород. Вулканические пояса у плитовых границ будут чаще подвергаться сильным латеральным напряжениям и находятся обычно в состоянии сжатия. Это означает, что, как наименьшие, так и главные наибольшие напряжения будут иметь горизонтальное направление. Таким образом, гидротермальное дробление приводит к образованию субвертикальных обычных (нормальных) разломов. Образовавшиеся структуры выполняют роль каналов для протока гидротерм, приводя к формированию типичных субвертикальных гидротермальных жильных месторождений (рис.3.5в и 3.5с).

Случаи, когда оба горизонтальных направления поля напряжений превосходят вертикально направленные напряжения (рис.3.5а), которые характерны для глубоких метаморфических зон, редки на малых глубинах у границ тектонических плит. Они характерны для мест локализации эпитепирмальных и порфириновых месторождений.

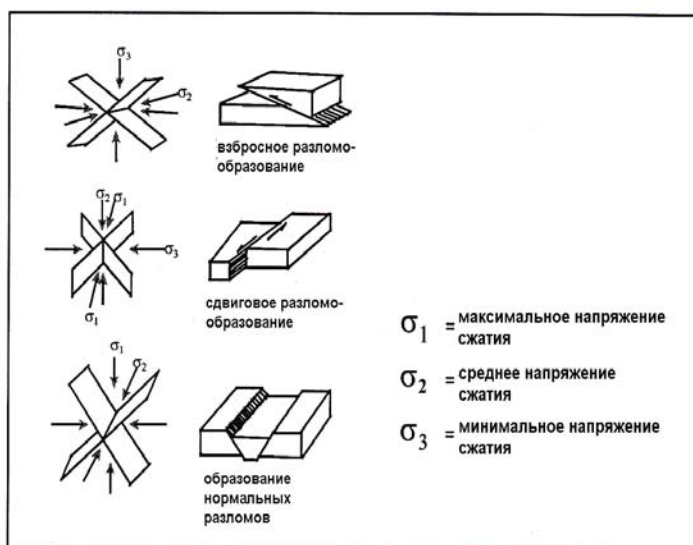


Рис.3.5. Распределение первичных напряжений, вызванных разломообразованием. (Hills, 1964).

Таким образом, в этих условиях полого падающие разломы редки, по-видимому, за исключением случаев, когда проявляется реакция, связанная со снятием эрозией литостатической нагрузки кровли над плутонами.

Ответная реакция на тектоническое напряжение проявляется в виде серии сопряженных сдвигов с большими углами падения, или проявляется в виде эшелонированных структур рубцов растяжения (короткая трещина растяжения, вдоль которой стенки раздвинуты). Такие трещины могут быть открытыми или заполненными и обычно имеют эшелонированное расположение. Они могут быть диагональными в зонах разломов или протягиваться перпендикулярно кливажу в зонах будинажа (*Англо-русский геологический словарь*), а не вне плоского единого разлома. Это относится к широкому интервалу масштабов. Идея о характере процессов растяжения или выпуклостей в разломах растяжения и их последствиях успешно применена к процессу локализации эпитермальных месторождений. Образованное пространство в открытом разломе обуславливает фокусирование среды с пониженным давлением в потоке гидротерм, в связи с чем, происходит ускорение его движения и интенсификация процесса отложения руд (рис.3. 6).

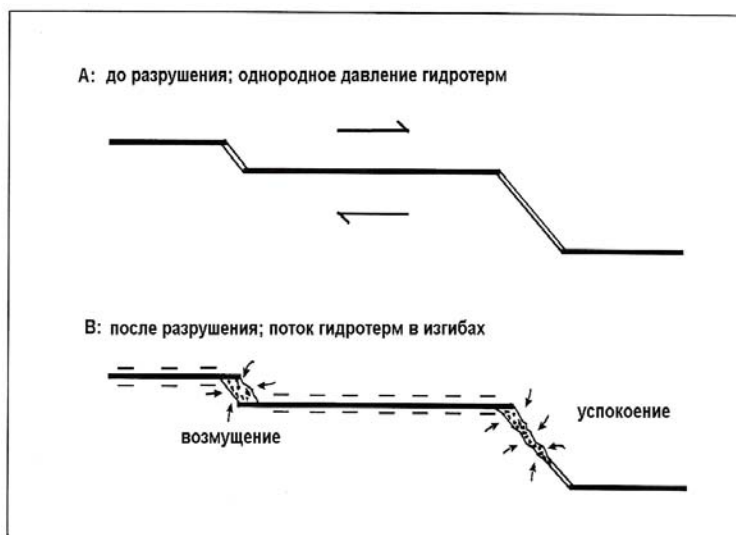


Рис.3.6. Нарушение спокойного течения гидротерм в изгибах разлома растяжения. (Sibson, 1985, 1987)

Исследование этой структурной ситуации также объясняет, почему некоторые жильные месторождения «прерываются» разломами, а не образуются расширения жил (рис. 3.7).

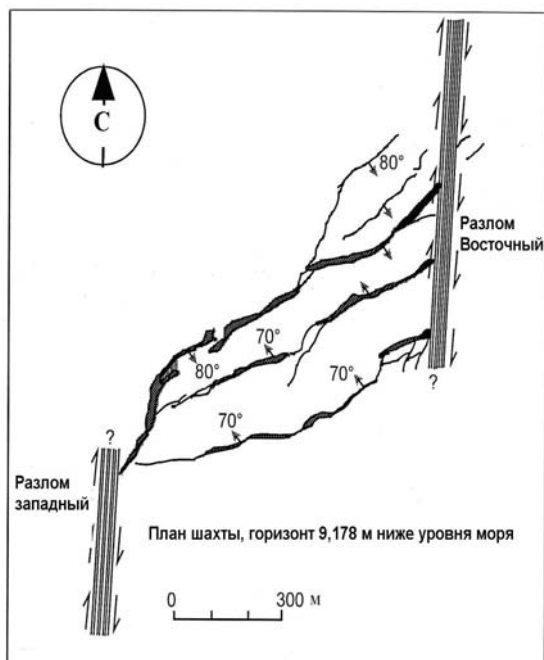


Рис.3.7. Интерпретация структуры разрывов, вскрытой шахтой Марта, месторождение Вайхи, Новая Зеландия. Структура представлена изгибом разлома растяжения с горизонтальным смещением. (Welleman, 1954; Sibson, 1987).

Важно отличать образование разломов, одновременно происходящее с рудоотложением, от процесса образования разломов, образованных после отложения руд. На больших глубинах размещение магмы, формирующее порфировые месторождения, может происходить в структурах «расплющивания».

### 3.2.5. Изменение проницаемости на глубине.

Вертикальные зоны, в которых может образоваться промышленная эпitherмальная минерализация, контролируются в значительной мере химическим составом гидротерм и кривой кипения воды, в то время как порфировые месторождения, которые располагаются вблизи породивших их интрузий, зависят от температурного режима гидротерм. Но есть некоторые общие механизмы, которые также имеют значение в образовании этих месторождений. Предполагается, что эти механизмы обусловлены изменением поведения гидротерм в зонах проницаемости, протягивающихся на большие глубины. Для чего необходимо проанализировать гидродинамику типичной гидротермальной системы снизу вверх от её корневых уровней (рис.3.8).

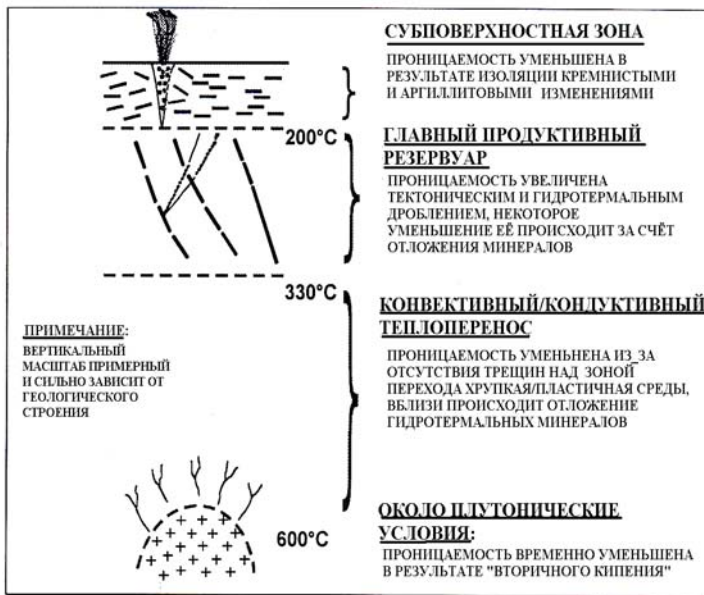


Рис.3.8 Вертикальное распределение структуры проницаемых зон в гидротермальных системах.

Большая часть информации получена по результатам бурения геотермальных скважин на активных гидротермальных системах. По мере прогресса технологии бурения, геотермальные скважины проникали всё глубже и глубже во все более высокотемпературные среды. Таким образом, энергетическая производительность скважин возросла. Однако этот процесс привёл, с некоторых пор, к обратному результату. Опытное геотермальное бурение в современных гидротермальных системах в регионах развития андезитового вулканизма (андезитовые террейны) глубже 2 500 м показало, что проницаемость здесь не такая хорошая, как на меньших глубинах. Это привело к разочарованию в использовании геотермальной энергии.

Наблюдения показали, что геотермальные скважины часто вскрывали лучшие зоны проницаемости в интервале температур 260-300°C, чем на более высокотемпературных глубинах. Оказалось, что ответ на эту загадку находится в природе деформации пород при этих температурах. При температуре выше 320°C обычные вмещающие породы будут деформироваться значительно быстрее, чем происходит образование разломов, или «залечивание» разломов происходит в более короткое время по сравнению со скоростью накопления напряжений вследствие подвижки тектонических плит. В связи с этим наибольшая проницаемость существует непродолжительный период.

Такой же процесс хорошо известен структурным геологам, работающим на метаморфических террейнах. Они отмечают так называемые «кварц-полевошпато-хрупкопластический переход» и температурную границу, расположенную примерно на той же глубине (уровне-320-340°C). Однако в метаморфических зонах, для которых характерен значительно меньший геотермический градиент, чем в гидротермальных системах, этот переход находится на больших глубинах, где давление также значительно больше. В гидротермальных системах переходная зона располагается существенно ближе к дневной поверхности. Здесь отмечается предельная глубина слабых землетрясений. Хорошо известно, что количество микро землетрясений уменьшается глубже зоны перехода (10-15 км в условиях континентальной коры). Современные гидротермальные системы часто полностью асейсмичны по сравнению с окружающими регионами.

Другой фактор, приводящий к уменьшению проницаемости на глубине, – это процесс образования зон окремнения (отложение кремнезёма). Магматические летучие поздних стадий магматизма и гидротермы обычно близки к состоянию насыщения кремнезёмом, потому что они находятся в равновесии с породами, содержащими кремний. Однако растворимость кремнезёма зависит, как от температуры, так и от состояния гидротерм. Надкритические летучие могут содержать значительно больше кремнезёма в растворённом

состоянии, чем вода при критических температурах (рис. 3.9). Таким образом, летучие (флюид), остывая от почти магматических надкритических температур до близ критических, становятся пересыщенными по отношению к кремнезёму и из них отлагается кварц. Нельзя назвать точную температуру этого процесса, поскольку критическая температура водного раствора зависит от его минерализации. Но в некоторых условиях вблизи остывающего плутона будет располагаться зона, в которой отлагается кремнезём, тем самым, снижая проницаемость. Этому, вероятно, способствует процесс отделения магматических летучих около плутона и выше расположенных конвекционных гидротерм, которые, в основном, имеют метеорное происхождение.

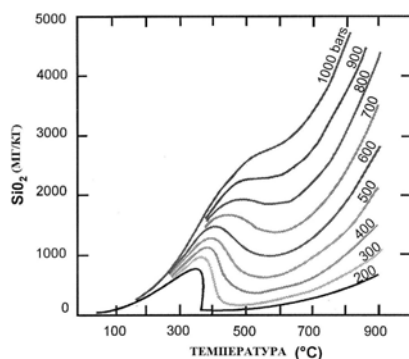


Рис. 3.9. Расчётная растворимость кварца в воде до 900°C при определенных давлениях (Fournier, 1985).

Следовательно, высокая проницаемость в порфировых структурах и в недрах эпитермальных структур существует непродолжительный срок.

Проницаемость может возникать при образовании разломов, связанных с гидравлическим дроблением, производимым внедряющимися интрузиями, или/и в результате теплового расширения нагретых пород (образование контракционной трещиноватости), и которая может существовать продолжительное время. Эти эффекты усиливаются свойствами воды при высоких температурах.

При высоких температурах вода обладает очень низкой вязкостью. Известно, что в этом отношении она больше напоминает газ, чем жидкость и, следовательно, высокотемпературная вода может легко проникать даже в тончайшие трещины. Она также имеет очень низкую плотность. Таким образом, большой объём высокотемпературных гидротерм, просачивающийся через породу, может прореагировать с этой породой и образовать минералы. Это не относится к очень солёным рассолам, образовавшимся около интрузий в результате разделения фаз при декомпрессии (снижение давления). Они очень тяжелые и могут, фактически, не подвергаться конвекции. В результате этого около интрузии и в ней образуется порфировая минерализация. Часто продвижение температурного поля гидротермальной системы вверх к дневной поверхности, когда изотермы от 300 до 240°C располагаются на глубине 1-3 км, обусловлена высокой проницаемостью высокотемпературных гидротерм. Породы достаточно прочные, чтобы могли образоваться трещины, могут охлаждаться настолько, что это приводит к быстрому выпадению минералов и последующему их полному и быстрому закупориванию. В этом интервале глубин отсутствует резкий перепад растворимости большинства обычных гидротермальных минералов. Здесь проходит граница, обусловленная свойствами гидротермальных растворов, и она располагается ниже уровня, на котором находится большая часть эпитермальной рудной минерализации.

Несмотря на то, что гидравлическое дробление является обычным в процессе развития гидротермальных систем и, как правило, гидротермы поднимаются по трещинам под большими давлениями, имеются некоторые существенные исключения. В редких случаях проникновение гидротерм в выше расположенные горизонты обуславливалась резким опусканием этих участков гидротермальных систем на большие глубины.

Верхняя часть высокотемпературных гидротермальных систем до глубины 1000 м, где температуры снизу вверх изменяются от 240-260°C до значений температур, характерных поверхностным термопроявлениям, представляет собой интервал, в котором происходит интенсивное гидротермальное брекчирование. Иногда этот процесс сопровождается гидротермальными извержениями. Таким образом, эта часть гидротермальных систем является зоной наиболее вероятного эпитермального рудообразования. Причину этого легко установить при анализе поведения кривой кипения гидротерм в зависимости от глубины их расположения: относительный градиент давления значительно больше вблизи дневной поверхности (рис. 3.10). В пределах этой зоны газ может также выделяться из обычных гидротерм и накапливаться под газоизолирующей кровлей, представленной изменёнными породами (аргиллитами, отложениями кремнезёма), создавая условия, провоцирующие гидротермальные извержения. Этот горизонт в гидротермальных системах, расположенных в вулканогенных структурах с сильно расчлнённым рельефом, может быть водовмещающим и в его составе присутствовать гидротермы различного состава. В свою очередь, процесс преобразования верхней части гидротермальной системы, обусловленный взаимодействием двух сред вода-порода, может привести к уменьшению проницаемости этой части гидротермальной системы.

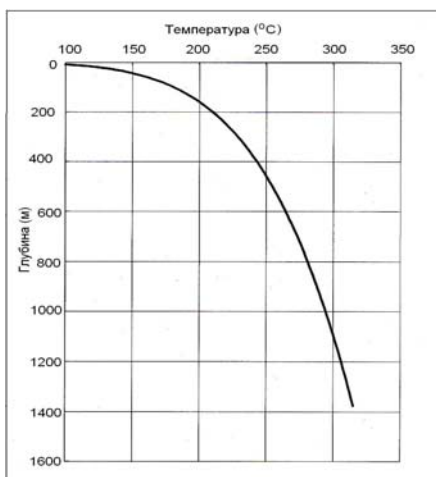


Рис. 3.10. Кривая кипения гидротерм относительно глубины их расположения.

По-видимому, таким образом, должно происходить фокусирование (сосредоточение) большей части потока гидротерм в относительно небольших каналах (дренах), которые также способствуют концентрированному отложению рудной минерализации и образованию промышленных эпитермальных месторождений. Также смещение гидротерм может быть важным дополнительным рудообразующим процессом в этой части гидротермальной системы.

### 3.2.6 Применение анализа этих факторов при разведочных работах.

Конкретные зоны эпитермальной рудной минерализации на глубине представляют собой крутопадающие структуры с промышленной рудной минерализацией, сгущённые в нескольких главных дренах (каналах). На малых глубинах они могут переходить в штокверки, в пределах которых отдельные жилы преимущественно будут вертикальными, зона же в целом может быть расширенной по горизонтали. Необходимость постоянного обновления проницаемости означает, что промышленные зоны будут концентрироваться на главных структурных каналах. Особенно это применимо к любой зоне латерального растёка, только потому, что реальные гидротермальные потоки потенциально распространяются на значительно более широком (радиальном по форме) пространстве (участке, площади).

Таким образом, структурные исследования должны быть важной частью разведочной программы. Она должна включать детальное полевое картирование разломов и жил, с детальной разведкой и проходкой канав и т.д. Но также важно изучение разломов в более крупном масштабе. Это можно наилучшим образом выполнить с использованием аэрофотоснимков или космических снимков, особенно в районах с расчлененным рельефом и в районах молодых геологических образований. Изображения бокового сканирующего радара могут быть очень полезными, особенно в районах, для которых нет хороших топографических карт. Этот метод лучше, чем аэрофотоснимки для получения детальной топографии с плотным растительным покровом. Предпочтительнее использовать разные типы изображений в комбинации.

Использование этих методик создает возможность идентификации искомой структурной зоны, которая затем может быть детально изучена. Важно оценить масштаб такой структуры. Опыт изучения современных гидротермальных систем показывает, что часто разломы могут трассироваться (проследиваться) на 1-5 км и иногда втрое протяженнее. Нельзя пренебрегать стратиграфическим картированием, так как значительные стратиграфические дислокации могут указывать на наличие главного разлома. Но в вулканических районах детальная логически непротиворечивая стратиграфия может быть невозможной. Изучение флюидных включений и гидротермальных изменений может указывать на мелко масштабное дробление (трещинообразование).

Также важно избегать картирования ложных «разломов». Особенно там, где слабая обнаженность, и там, где геологу трудно объяснить наблюдаемое распределение рудной минерализации, может появляться желание интерпретировать наблюдаемую линейность в рельефе в качестве разломов. Без прямого доказательства такими фактами, как обнажённые зеркала скольжения или смещение по линиям сброса, не логичных наложений литологических слоёв или строгой линейности проявлений термальной палео активности и/или гидротермальных изменений, разломы могут рассматриваться лишь в качестве предполагаемых, если другие объяснения не приняты в расчёт. Линейность, которая может быть ошибочно принятой за разломы, следующие:

- плоская слоистость или листоватость,
- радиальный дренаж конических вулканов (рис. 3.11, 3.12),
- поднятые береговые или аллювиальные террасы,
- слияния лавовых потоков или лахаровых поверхностей.

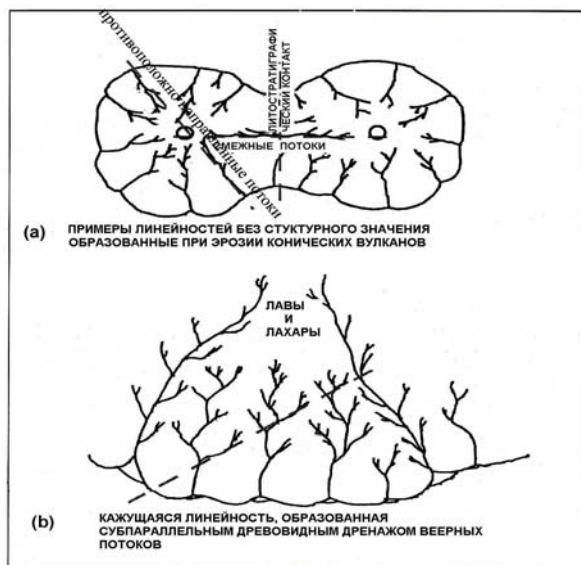


Рис. 3.11. Линейность, образованная при формировании морфоструктур.

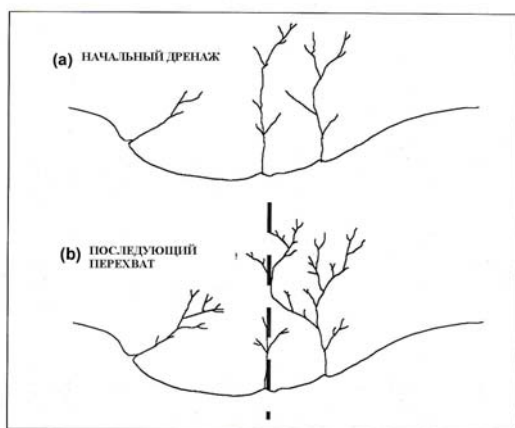


Рис.3.12. Перехват ручьев, формирующий безразломную линейность.

Аналогичный комментарий применяется к интерпретации кольцевых разломов и кальдер. Такие структуры встречаются в вулканических районах и в некоторых случаях могут представлять объект для разведки, для которого характерна значительная проницаемость. Однако не все субкольцевые структуры имеют такой генезис. Другие объяснения включают оползневые амфитеатры, литологические контакты, границы вулканических кольцевых равнин (рис.3.13), эродированные структурные куполы и крупные карстовые образования.

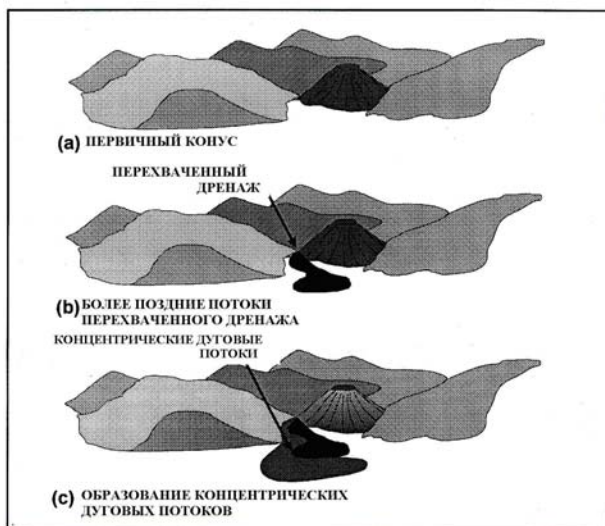


Рис. 3.13. Развитие безразломного дугового дренажа поверхностных вод.

## Глава 4 Контроль типов гидротермальных систем и образующихся рудных месторождений.

Содержание:

- 4.1 Введение
- 4.2 Химический состав гидротерм
  - 4.2.1. Системы лоу сульфидейшн.
  - 4.2.2. Системы хай сульфидейшн.
  - 4.2.3. Системы, питающиеся морской водой.
  - 4.2.4. Системы, питаемые эвапоритами.
  - 4.2.5. Рассолы депрессий.
- 4.3 Вулканические ландшафты и субповерхностная гидрогеология.
  - 4.3.1. Континентальный тип.
  - 4.3.2. Островодужный тип.
  - 4.3.3. Кордильерский тип.
  - 4.3.4. Подводные месторождения.
- 4.4 Химический состав вмещающих пород.
  - 4.4.1 Месторождения, размещенные в вулканогенных породах/метаосадочных породах.
  - 4.4.2 Месторождения, размещенные в карбонатных толщах.
    - 4.4.2.1 Месторождения типа Карлин.
    - 4.4.2.2 Скарны.

### 4.1 Введение.

Всё, что обсуждалось в предыдущих разделах, представляет собой «базовую» модель гидротермальной системы и, образующиеся в результате её деятельности, порфиоровую и эпitherмальную минерализации. Существуют факторы, которые могут быть причиной различий природы гидротермальных систем. Они встречаются систематически, приводя к разработке ряда разных типов гидротермальных рудных месторождений. Важно точно идентифицировать, с какими типами гидротермальных систем мы имеем дело и, таким образом, определять наиболее приемлемую модель для разведки месторождений.

Эти общие представления также полезны на концептуальной стадии разведки, так как разные типы гидротермальных систем образуются в различных геологических ситуациях (структурах). Таким образом, если известны геологические условия, то возможно прогнозировать к какому типу рудных месторождений наиболее вероятно относится данное месторождение. Примером этого могут служить данные, приводимые Lawless et al. (1995) по Новой Зеландии и Суматре.

В различных типах систем причиной изменений могут быть разные контролирующие факторы. В глобальном масштабе наблюдается контролирующий эффект тектоники плит. Им определяется продуцирование типов магм. Тип магмы влияет не только на тип гидротермального месторождения, но определяет ход процесса образования месторождения, который находится в зависимости от изменения химического состава и концентраций летучих в магме. Разнообразие химического состава летучих благоприятствует отложению разных металлов. Общее содержание летучих диктует глубину внедрения магмы и частично определяет образование разнообразных вулканических ландшафтов, процесс, зависимый от типа магмы. Вулканические формы рельефа также влияют на гидрогеологию.

Цель этого раздела показать влияние некоторых факторов на локализацию гидротермальных систем в тех или иных геологических структурах и какие типы месторождений в этих случаях образуются. Здесь не будет подробных описаний рудных месторождений. Наиболее важные месторождения будут описаны в следующей главе. Аналогично, более детальные взаимоотношения между структурами плитовой тектоники и вероятными типами месторождений будут приведены также позднее.

Здесь приводится понимание процессов, которые могут использоваться для идентификации систем, которые рассматриваются или, вероятно, встречаются, и как они могут использоваться в качестве основы для рациональной классификации.

Главными контролирующими факторами, которые будут рассмотрены в этом разделе, являются вариации химического состава гидротерм, вариации химического состава пород и изменения гидрогеологических условий малоглубинной части гидротермальных систем, обусловленные вулканотектоническими позициями и вулканогенными ландшафтами (рис.4.1).

Типы гидротермальных систем, рассмотренные здесь, являются крайними модификациями: любая реальная система может иметь характерные черты нескольких простых типов (моделей).



Рис.4.1. Главные контролирующие факторы типов гидротермальных систем.

## 4.2 Химический состав гидротермальных растворов.

Дебаты о роли метеорных и магматических флюидов в формировании гидротермальных рудных месторождений привели к поляризации точек зрения на два лагеря: сторонников метеорного происхождения гидротерм и магматогенного. Однако сейчас нельзя определенно сказать какое мнение правильное (Giggenbach, 1997). Факторами, которые могут влиять на химический состав гидротерм, являются: процентная доля магматических флюидов, участвующих в формировании гидротермальных систем, температура, при которой они выделяются и источники других флюидов (т.н. метеорные и морские воды). Комбинация этих факторов создает разнообразие типов гидротермальных систем.

### 4.2.1 Гидротермальные системы лоу сульфидейшн.

Эти системы также называются «адуляр-серицитовыми» системами (таблица 4.1), но это применимо лишь для узкого круга систем. В этих системах на больших глубинах, где реализуется порфировая рудная минерализация, источником гидротерм являются магматические дериваты (растворы) последней стадии плюс некоторое количество подземных вод. Giggenbach (1992) пришел к выводу, что системы такого типа образуются в тех случаях, когда интрузия находится на относительно большой глубине и/или в относительно непроницаемых вмещающих породах. Таким образом, магматические летучие подвергаются сильному охлаждению in-situ и взаимодействию вода-порода до того как они попадут в конвективный поток системы. Задержка летучих благоприятствует порфировому рудообразованию (рис.4.2), как, например, в случае месторождения Грасберг.

На глубине гидротермы состоят из воды и магматических газов, преимущественно  $\text{SO}_2$  и  $\text{HCl}$ , плюс  $\text{CO}_2$  и гидрокарбонат. На малых глубинах газы превращаются через взаимодействие с породами и газовые равновесия, в основном, в  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ , а  $\text{HCl}$  переходит в  $\text{Cl}^-$  ионы гидротермального раствора.

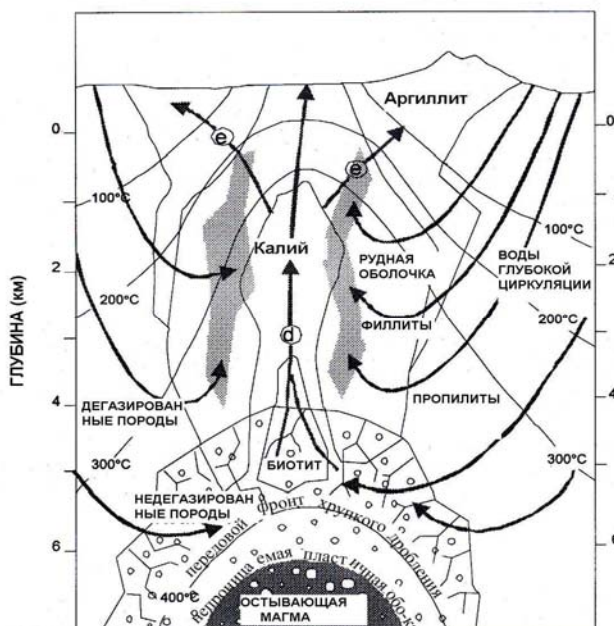


Рис.4.2 Схематическая модель гидротермальной системы, ответственной за образование рудного месторождения порфирового типа лоу сульфидейшн (Giggenbach, 1992).

Таблица 4.1.

**Характерные черты месторождений адуляр-серицитового и сульфатно-кислого типов  
(Heald et al., 1986).**

	<b>Сульфатно-кислый</b>	<b>Адуляр-серицитовый</b>
Структурные позиции	Интрузивные центры 4 из 5 изучены относительно границ кальдеры.	Структурно сложные вулканогенные условия, обычно в кальдерах.
Размер:отношение длина/ширина	Относительно небольшие равноразмерные.	Разнообразные; некоторые очень большие, обычно 3:1 или более.
Вмещающие породы.	Риодациты.	Кислые и средние вулканиты
Возраст руд и вмещающих пород.	Возрасты руд и вмещающих пород близки (< 0.5 млн. лет).	Возрасты вмещающих пород и руд отличаются (> 1 млн.лет).
Минералогия	Энаргит, пирит, самородное золото, электрум и сульфиды полиметаллов. Редко хлорит. Селениды отсутствуют. Марганцевые минералы встречаются редко. Иногда есть висмутинит.	Аргентит, тетраэдрит, теннантит, самородные сера и золото. Полиметаллические сульфиды, обычно хлорит. Присутствуют селениды, марганцевые жильные минералы. Отсутствует висмутинит.
Добываемые металлы.	Месторождения богаты, как золотом, так и серебром. Заслуживает внимания медь.	Месторождения богаты, как золотом, так и серебром. Присутствуют разнообразные полиметаллы.
Гидротермальные изменения.	Ранние аргиллиты и аргиллитизация (± серицит). Широко развит гипогенный алунист. В основном гипогенный каолинит. Нет адуляра.	Серицит → аргиллиты. Супергенный алунист. Редко каолинит. Много адуляра.
Температура.	200-300°C <sup>2/</sup>	200°C → 300°C
Минерализация гидротермальных растворов	1-24 вес. % NaCl экв. <sup>3/</sup>	0 – 13 вес. % NaCl экв.
Источник гидротерм	Преимущественно метеорный. Возможна значительная доля магматогенный.	Преимущественно метеорный.
Источник сульфидной серы.	Глубинный, вероятно, магматогенный.	Глубинный, вероятно, происходило выщелачивание из глубинных вмещающих пород в системе.
Источник свинца	Вулканические породы. Вероятно магматический.	ДоСm или Prz породы под вулканами.

1/ возможно вторичный в некоторых рудных округах.

2/ ограниченная информация. Возможно не связаны с рудой.

3/минерализация 5 – 24 вес. % NaCl экв., вероятно, связана с интенсивными сульфокислыми изменениями, которые предшествовали рудоотложению.

Для гидротермальных систем характерна зональность гидротермальных изменений (рис. 4.3). На глубине выше калиевых изменений внутри пропиловитового комплекса минералов встречаются такая минеральная ассоциация, как актинолит-биотит-полевоы шпат ± магнетит ± гранатовая. Над этим уровнем в более проницаемых зонах располагается филлитовый (серицитовый) комплекс и пропиловитовый минеральный ансамбль (хлорит-эпидот-полевоы шпат) в менее проницаемых участках.

На меньших глубинах здесь появляются зоны, в которых наблюдается падение температур, которые, в основном, фиксируются листовыми силикатами, повышенным содержанием смешанослойных глин группы смектита и уменьшением содержания высокотемпературных минералов, таких как эпидот. На малых глубинах низкие температуры и рост интенсивных изменений приводят к образованию аргиллитовых минеральных комплексов. Кварц распространен повсеместно в более высокотемпературных минеральных комплексах, а кремнистые низкотемпературные полиморфные разновидности в самых низкотемпературных зонах. Пирит встречается везде. Карбонаты характеризуются разнообразными концентрациями и контролируются более всего гидрогеологическими условиями, повышенными содержаниями газов, а не температурой. Они могут отлагаться в результате кипения, нагрева, взаимодействия с породой или при смешении гидротерм.

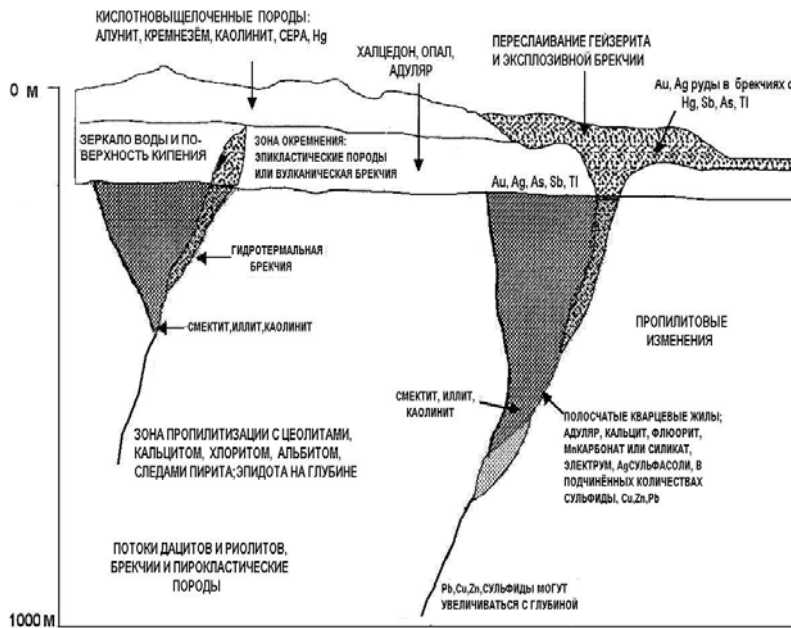


Рис. 4.3. Схематическая модель Au-Ag месторождений лую сульфидейшн (Bonham, 1989).

#### 4.2.2 Гидротермальные системы хай сульфидейшн.

В этих системах химический состав иной, что способствует образованию, так называемых энаргит-золотых месторождений, или кварц-алунитовых, или алунит-каолинитовых месторождений. В этих системах внедрение малоуглубинной интрузии приводило к сосредоточенному притоку значительного количества магматических летучих в верхние горизонты разрезов при повышенных температурах и почти без значительной нейтрализации при взаимодействии вода-порода или разбавлении подземными водами, как это характерно для «нормальных» гидротермальных систем (рис.4.4).

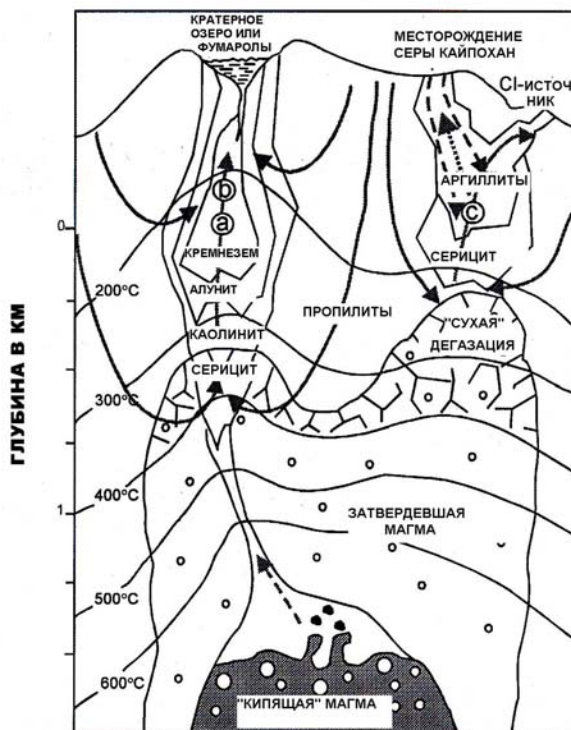


Рис. 4.4. Схематические модели гидротермальных систем, ответственных за формирование эпитепальных рудных месторождений «лоу- и хай сульфидейшн» (стрелка с обозначением ©). Предполагается, что система лую сульфидейшн, справа располагается на склонах вулканических структур (Giggenbach, 1992).

Возможно, имеются системы этого типа с меньшим потенциалом, неспособным привести к образованию мощной порфировой минерализации, поскольку летучие не удерживаются в них (имеется важное исключение из этого правила, как, например, месторождение Лепанто). Скорее всего, имеется более обширное полиметаллическое рудообразование в эпитепальных условиях. Малоуглубинность источника тепла может сама по себе вызвать обширное кипение, обуславливающее отложение золота. Это может также

быть благоприятным условием для переноса золота в виде хлоридных комплексов. Месторождения этого типа характеризуются наличием структурно локализованных зон интенсивно выщелоченных пород, так называемой, ранней аргиллизации (пиррофиллит-диаспор-кварц=алунит; рис.4.5). В центре этих зон могут находиться кварц-алунитовые жилы до 40 м мощности.

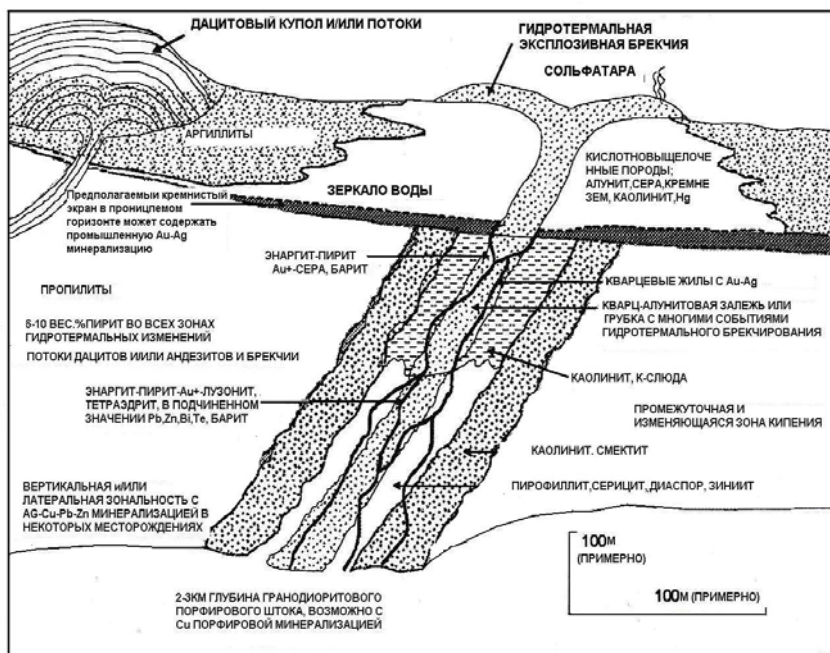


Рис. 4.5. Эпitherмальное золотое месторождение хай сульфидейшн (Bonham, 1989).

Кроме того, на некотором удалении зональность гидротермальных изменений может указывать на наличие более нормальной системы (pH-нейтральными гидротемами), где кислотность была нейтрализована взаимодействием вода-порода. Со временем система хай сульфидейшн может эволюционировать в нормальный тип лоу сульфидейшн. На малых глубинах интенсивность кислотного выщелачивания может приводить к образованию, так называемых «ноздреватых» кремнистых пород, обладающих большей пористостью, чем пористый кварц, и из которых фактически выщелочен весь кремнезём (рис.4.6).

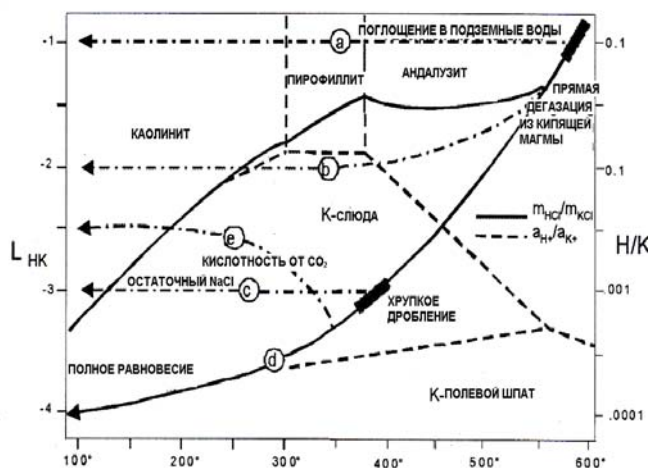


Рис. 4.6. Стабильность алюмосиликатов в виде функции температуры и  $L_{НК} = \log (m_{НСI}/m_{КСI})$ , согласно Sverjensky et al. (1991), (Giggenbach, 1992).

Основное различие между системами этого типа и системами лоу сульфидейшн является то, что в системах хай сульфидейшн кислые первичные гидротермы (флюиды) поднимаются и, возможно, транспортируют золото, тогда как в других (вторичных) кислых гидротермах, фильтрующихся в недра системы, отложение золота происходит только тогда, когда они смешиваются с нейтральными первичными гидротермами. Отложение золота в системах хай сульфидейшн, в основном, обусловлено изменением pH, как вследствие смешения гидротерм, так и в результате реакции вода-порода. Следовательно, важно установить - формировались ли зоны ранних аргиллитов за счёт сульфатно-кислых первичных флюидов в системе хай сульфидейшн, или же за счёт вторичных сульфатно-кислых гидротерм выше расположенной системы лоу сульфидейшн. К сожалению, очень внешне похожие породы могут быть образованы этими двумя очень разными типами гидротерм. Ключом к определению природы гидротермальных изменений системы могут быть следующие признаки:

- **Морфология зон ранних аргиллитов.** Первичные гидротермы, наиболее вероятно, могут образовывать круто падающие плоские зоны, тогда как вторичные гидротермы, по всей вероятности, образуют «литокровли» типа покровов. Однако это предположение не 100% надёжности.
- **Зональность в пределах зон ранней аргиллизации и в их окрестности:** pH восходящих кислых гидротерм самые низкие в наиболее глубоких недрах системы, тогда как pH восходящих вторичных сульфатно-кислых гидротерм будут повышаться с глубиной, поскольку нисходящие вторичные гидротермы нейтрализуются в результате взаимодействием со свежими вулканогенными породами.
- **Отношение изотопов кислорода и серы в алуните.** Систематика их обсуждалась Rye et al. (1992). Это позволяет оценить температуру формирования гидротермальных изменений, а также происхождение гидротерм.
- **Минералогические текстуры:** зоны крупного массивного кристаллического алунита в жилах ограничены распространением первичных сульфатно-кислых гидротерм. Однако эти гидротермы могут быть ответственны за распространение зон частичного замещения вмещающих пород, в связи, с чем более поздние текстуры не могут рассматриваться в качестве диагностического признака вторичных гидротерм. Супергенный алунит там, где он мелко кристаллический, имеет порцелановую (фарфоровидную) текстуру, а тогда как крупнокристаллический может быть пластичным.
- **Сопутствующие минералы:** присутствие фосфатных фаз, таких как вудхаузит, сванбергит, плюмбогуммит и голязит. Зунит, топаз и думортиерит, по-видимому, являются диагностическими признаками скорее первичных кислых гидротерм, а не вторичных.

Поскольку современные системы с помощью бурения слабо изучены, то и химический состав этих месторождений изучен недостаточно.

Предполагается, что современным аналогом эпитермальных месторождений хай сульфидейшн, является система Билиран (Lawless, Gonzales, 1982) и Алто Пик (Reyes et al., 1993) на Филиппинах с сольфатарами на поверхности, выделяющими HCl, SO<sub>2</sub> и пар. Геологическое опробование скважин детально не производилось с точки зрения изучения минералообразования. Рудная минерализация хай сульфидейшн не была определена, но большая часть скважин бурилась до глубин более тех уровней, на которых она могла бы ожидаться в связи, с чем часть полезной информации все же была получена на этих системах. Аналогично, рудная минерализация, представленная самородной серой и ковеллином, была изучена на старых неактивных fumarольных полях на вершине уснувшего вулкана Ауканквилча в Чили (Sillitoe, 1973).

Ещё есть другие вариации на эту тему там, где месторождения имеют высокие концентрации теллура. Рудник Имперор на Фиджи является таким классическим примером (рис. 4.7). С другой стороны он более похож на обычную островодужную систему. Предполагается, что месторождения этого типа занимают промежуточное положение между «адуляр-серицитовым» и «алунит-каолинитовым» типами систем.

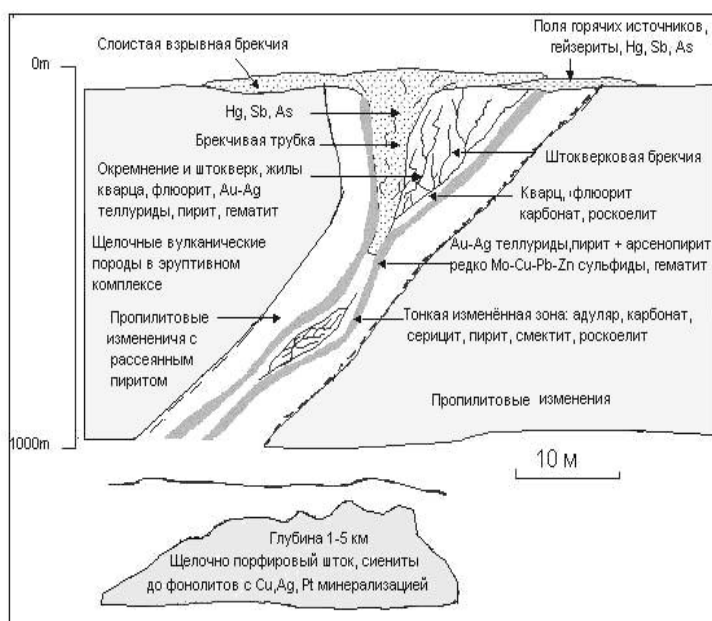


Рис.4.7. Модель щелочного Au-Ag месторождения.

Однако за исключением нескольких богатых теллуrom месторождений, иногда наблюдается разрыв в химическом составе гидротермальных систем. В работе рассмотрены системы хай сульфидейшн и системы лоу сульфидейшн. Небольшое же количество гидротермальных систем занимают промежуточные позиции между ними (интермедийет-сульфидейшн). Причины этому были обсуждены Giggenbach (1992), который связал эти системы с моделью магматической дегазации (рис. 4.2, 4.4). Он показал, что

магматические летучие или выделяются быстро при высоких температурах, образуя системы хай сульфидейшн, или задерживаются вблизи остывающих интрузий, формируя порфировые месторождения. Затем они отделяются путём выщелачивания инфильтрационными подземными водами с последующим значительным охлаждением этих участков интрузий, сопровождавшихся хрупким дроблением. Это означает, что при выделении летучих из интрузии фиксируется два резко отличающихся температурных режима: около 1000°C в первом случае и менее 400°C во втором. Наблюдаемые различия в химическом составе рудной минерализации могут быть объяснены этим процессом.

#### **4.2.3 Системы, питающиеся морской водой.**

На небольших низких островах, вблизи побережий и в подводной части гидротермальные системы питаются морскими водами, а не пресными. Отмечаются две главные характерные черты: высокое содержание хлора в образующихся гидротермах и возможное отложение ангидрита. Морская вода близка к насыщенности ангидритом, а ангидрит имеет ретроградную растворимость. Таким образом, когда морская вода нагревается, ангидрит может отлагаться, тем самым значительно снижая проницаемость водовмещающих толщ. Это может усилить влияние на гидрогеологию, что описано ниже.

Высокое содержание хлора благоприятствует переносу полиметаллов и серебра в виде хлоридных комплексов. Эти месторождения, следовательно, характеризуются высоким отношением серебра к золоту.

#### **4.2.4 Гидротермальные системы, подверженные эвапоритовому процессу.**

В редких случаях флюиды, фильтрующиеся в гидротермальные системы, могут образоваться или в эвапоритовом бассейне на поверхности, или в результате взаимодействия с эвапоритами вблизи поверхности. Это может приводить к образованию высоко концентрированных солевых рассолов. Главной причиной для упоминания этой редкой ситуации является то, что одна из таких систем интенсивно разведывалась с целью использования геотермальной энергии на Солтон Си в Калифорнии в США. Были изучены гидротермальные изменения и рудообразование на этой системе, поскольку она является необычным примером взаимодействия вода-порода, в результате которого образуются высокотемпературные гиперсолёные рассолы, вскрытые буровыми скважинами в недрах гидротермальной системы. Здесь получены интересные аналогии с порфировой рудной минерализацией. Однако пределы стабильности гидротермальных минералов, полученные на этой системе, следует применять с осторожностью при работе на других гидротермальных системах, поскольку химический состав гидротерм в них может сильно отличаться от гидротерм Солтон Си.

#### **4.2.5 Бассейновые рассолы (рассолы структурных депрессий).**

Эти гидротермы упоминаются здесь лишь для полноты информации. В процессе регионального диагенеза, в условиях низкотемпературного метаморфизма в структурных депрессиях, заполненных осадочными породами, происходит общее уплотнение и обезвоживание осадков. Гидротермы поздней стадии, выжатые из этих осадочных отложений, могут быть высоко концентрированными и умеренно нагретыми (до ~ 250°C) под действием регионального теплового потока (но без магматического источника). Однако согласно Plumlee et al. (1995), предполагается, что связь этих месторождений и гидротерм магматического происхождения может быть более тесной, чем обычно считалось. Когда эти гидротермы сосредоточенно стекают в зоны опускания, то они могут формировать промышленные рудные минерализации. Особенно это характерно для карбонатных вмещающих пород. Таким образом, предполагается образование месторождений типа Миссиссипи-Велли (MVT). Здесь наиболее важными являются полиметаллы и флюорит.

### **4.3 Вулканогенные ландшафты и субповерхностная гидрогеология.**

Ландшафты субдукционных зон, связанные с вулканами, в основном, контролируются содержанием летучих и степенью ассимиляции континентальной коры магмой. Здесь позже реализуется главный контролирующий фактор, представленный химическим составом основной массы пород. Хотя эти магмы в меньшей степени обогащены летучими компонентами, которые транспортируют их к поверхности субдукционных зон, они всё-таки содержат больше летучих, чем магмы в других тектонических условиях. Эксплозивный вулканизм, следовательно, является нормой в вулканическом процессе, происходящем в зонах субдукции.

В более кислых, следовательно, более вязких магмах, выделение летучих может быть катастрофически быстрым в связи, с чем образуются значительные толщи пирокластики, окружающие или заполняющие большие кальдеры или вулканотектонические депрессии. Там, где извергаются кислые лавы, они образуют крутосклонные куполы или короткие мощные потоки.

Менее кислые и, следовательно, менее вязкие магмы могут преобразовывать большую долю лавовых потоков в пирокластику, а потоки лав будут протяженнее и с менее крутыми склонами.

Эксплозивный вулканизм в этом случае не катастрофический. Формируются вулканические центры с высоким рельефом.

Следствием этих различий является гидрогеологическая структура субповерхностных частей гидротермальных систем. Контролирующими факторами являются относительные превышения дневной поверхности, обеспечивающие метеорное водоснабжение гидротермальных систем и обуславливающие пьезометрический уровень высокотемпературных вод в системе. Эти факторы, в свою очередь, в основном, контролируются вулканогенными ландшафтами и близостью к морю, которое является дренирующим базисом для данной гидротермальной системы (таблица 2).

Таблица 2.

Сравнение типов гидрогеологических структур гидротермальных систем.

<b>Тектонические позиции</b> <b>Характерные черты</b>	<b>Континентальные условия</b>	<b>Субконтинентальные островные дуги</b>	<b>Континентальные границы: Кордильеры</b>	<b>Подводные.</b>
<b>Основные типы вмещающих пород</b>	Риолит-дациты	Андезиты	Андезит-дациты	Базальт-риолиты
<b>Обнаженные интрузии</b>	Редко	Обычны.	Обычны.	Обычны
<b>Глубина эрозии</b>	Малые глубины	Глубокая	Глубокая	Малые глубины
<b>Гидротермальные изменения.</b> Вертикальные зональные. Наложённые. Гейзериты. Карбонаты. Окремнение. Ангидрит. Ранние аргиллиты.	Сжатые. Второстепенные. Обычны. Обычны. Обильное. Второстепенный. Второстепенные.	Расширенные. Основные. Редко. Второстепенные. Обильное. Обычен. Обычны.	Расширенные. Основные. Второстепенные. Второстепенные. Обильное. Обычен. Обычен.	Сжатые Прогрессивные. Нет. Нет. Подчиненное. Обильный. Обычен.
<b>Химический состав гидротерм.</b> Происхождение. Минерализация. Сульфидизация. Первичный pH.  Вторичные гидротермы	Метеорное. Низкая. Низкая Нейтральный.	Метеорно-магматическое Умеренная. Низкая или высокая. Нейтральный или кислый	Метеорно магматич-ое Умеренная. Низкая или высокая. Нейтральный или кислый	Морская вода Высокая. Высокая. Нейтральные или кислые.
<b>Гидрогеологическая структура,</b> Рельеф. Водное питание.  Превышения. Пьезометрический уровень Размеры (км <sup>2</sup> ).	Низкий Высокое.  Малые. 20-100 м Малые.	Высокий. Низкое.  Малые. 50-400 м. Большие.	Очень высокий. Слабое или интенсивное. Большие и малые. 50-400 м. Большие	Нет. Интенсивное  Большие. 20-100 м. Редко
<b>Гидротермальные взрывы</b>	Обычны.	Редко.	Небольшое количество.	Не бывает.
<b>Рудная минерализация.</b> Главный механизм. Главные элементы.  Типы рудных отложений.	Кипение. Au,Ag (Cu,Pb,Zn,As,Sb) Жилы и штокверки.	Смешение. Cu,Pb,Zn, (Au,Ag).  Жилы и рассеянные руды	Смешение±кипение Au,Ag,Cu,(Pb,Zn).  Жилы и рассеянные руды.	Смешение. Cu,Pb,Zn,(AuAg)  Стратиформные, массивные
<b>Примеры.</b> Современные  Палеотипные	Охааки (Нов.Зел.)  г.Раунд(США)	Бакон Манито (Филипп.)  Комсток (США)	Эль Татио (Чили).  Акупан (Филипп.)	Бассейн Вудларк (Пап Нов.Гв.) Ветар (Индонезия)

#### 4.3.1 Континентальный тип.

Этот тип может рассматриваться в качестве «классического» типа гидротермальных систем (рис.4.8). Они располагаются в районах с континентальной корой, таких как Новая Зеландия и западные штаты США. Следовательно, эти системы являются наиболее хорошо изученными, как с точки зрения извлечения геотермальной энергии, но так и с точки зрения образования рудных месторождений. Однако модели, разработанные для этих систем, могут вводить в заблуждение, если будут применяться для систем другого типа.

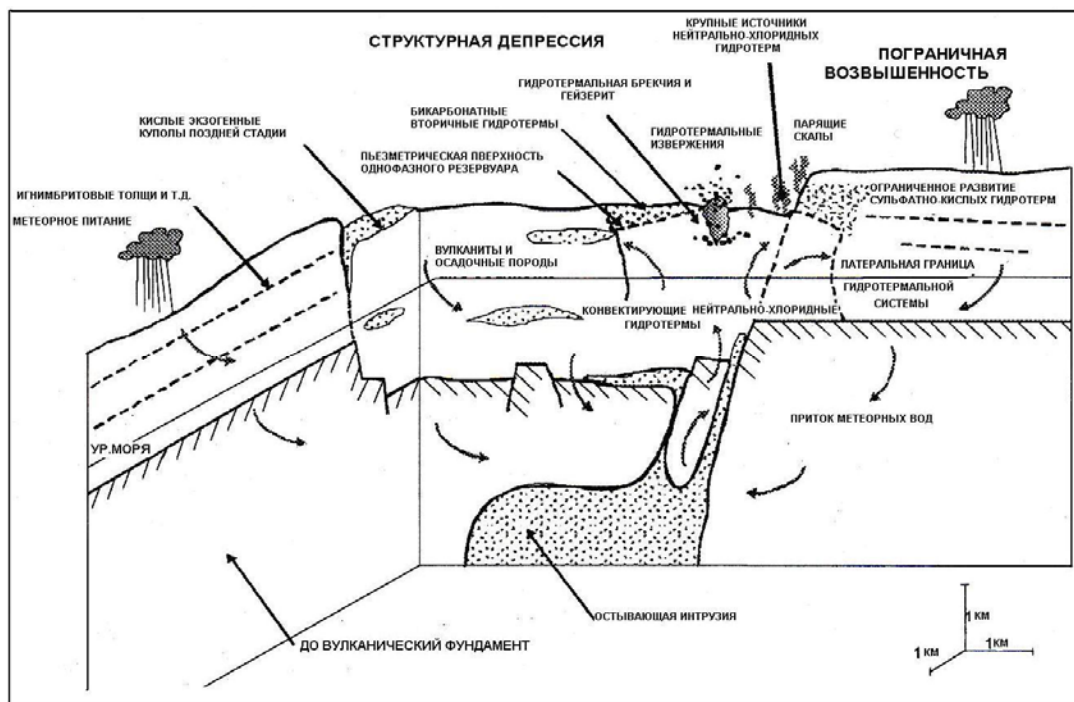


Рис.4.8. Гидротермальная система в континентальной структурной депрессии, связанная с кислым вулканизмом.

Примером континентальных систем являются гидротермальные системы в Вулканической зоне Таупо в Новой Зеландии. В Индонезии некоторые части острова Суматры имеют, частично, такие же характеристики (Lawless et al., 1995), как и остров Кюсю в Японии (Izawa, Utashima, 1989). В таких районах вулканизм наиболее широко представлен кислой пирокластикой, образование которой связано с большими кальдерами или протяженными вулканотектоническими депрессиями. Риолитовые или дацитовые куполы и другие дифференцированные вулканические продукты встречаются в них, но в подчиненных объемах. Таким образом, большую часть вмещающих пород этих гидротермальных систем составляют относительно проницаемые равно лежащие толщи в границах больших структурных депрессий.

Питание метеорными водами гидротермальных систем происходит в районах, возвышающихся над поверхностью зоны восходящего потока. Простой баланс гидрогеологических напоров (давлений) показывает, что пьезометрический уровень высокотемпературных гидротерм в гидротермальной системе совпадает или немного выше дневной поверхности (рис.4.9).

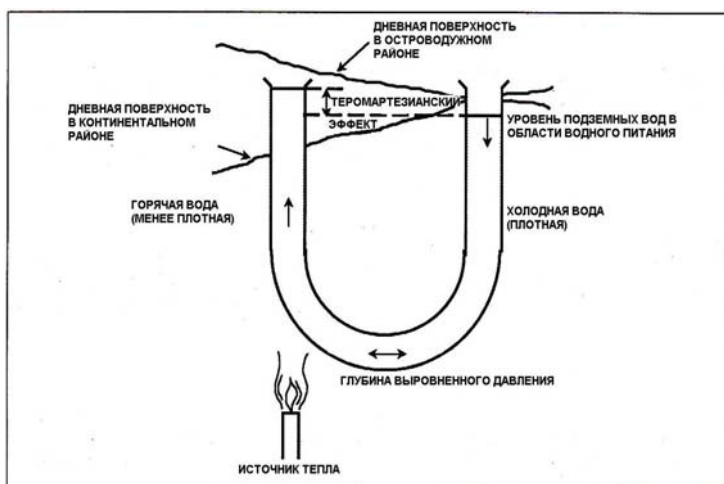


Рис.4.9. Главный баланс гидростатического давления.

Таким образом, первичные нейтральные, хлоридные, насыщенные кремнезёмом воды достигают дневной поверхности, образуют гейзеры и обширные пласты кремнистых отложений. Создаются условия для больших частых гидротермальных извержений вследствие повышенных давлений и высоких температур в гидротермах вблизи дневной поверхности, а также изолирующего воздействия на них горизонтов окремнённых пород. Это является самой важной структурной предпосылкой для образования восходящих

потоков гидротерм, приводящих к образованию эпитермальных месторождений золота типа лоу сульфидейшн.

Интрузии, ответственные за нагревание гидротермальных систем в этих геологических структурах, имеют большие объёмы, но располагаются на относительно больших глубинах. Это предполагает слабый или, по крайней мере, замедленный приток магматических летучих в гидротермальную систему. В связи с этим они имеют низкую минерализацию (т.н. 500-2000 ppm Cl), невысокие концентрации газа и не содержат первичных кислых флюидов. Сольфатары редки. Поскольку первичные гидротермы достигают дневной поверхности, имеется возможность для слабого отделения пара (парение) и аккумуляции. Следовательно, образование сульфатно-кислых терм имеет подчиненное значение. Латеральные растёки являются второстепенными: гидротермы разбавляются и рассеиваются в подземных водах. Имеется некоторая вероятность для формирования кислых бикарбонатных гидротерм в субповерхностных зонах, где  $\text{CO}_2$  растворяется в грунтовых холодных водах. Промышленная рудная минерализация, в основном, связана с кипением гидротерм и в значительно меньшей степени со смешением. Поскольку эти месторождения образуются в структурных депрессиях, то они, по-видимому, могут быть погребены под вулканическими отложениями и полностью не эродированы.

Когда эти гидротермальные системы располагаются вблизи моря, и, следовательно, в них происходит фильтрация морской воды, то может формироваться гидрогеологический барьер. При нагревании из морской воды отлагается ангидрит, который впоследствии изолирует приток морской воды в гидротермальную систему (рис.4.10). Поскольку морская вода не может непосредственно влиять на минералообразование, то отложение ангидрита фокусирует поток гидротерм и способствует отложению минералов. Этот процесс является важным фактором в образовании крупного эпитермального месторождения на острове Лихир в Папуа Новая Гвинея. Процесс может периодически повторяться.

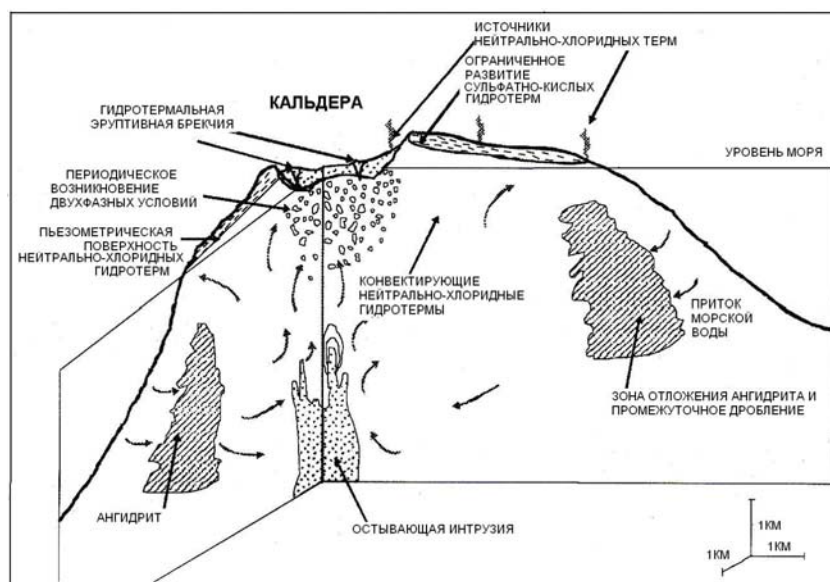


Рис. 4.10. Гидротермальная система океанических вулканических островов.

#### 4.3.2 Островодужный тип гидротермальных систем.

Этот тип гидротермальных систем располагается на островных дугах Тихоокеанского огненного кольца. Они характерны для Индонезии и Филиппин (рис. 4.11). В последние 20 лет описываемые системы хорошо изучены с точки зрения извлечения геотермальной энергии.

На островных дугах отдельные андезитовые стратовулканы являются главными ландшафтными конструкциями, а большие вулканотектонические депрессии менее обычны для них. Здесь гидротермальные системы часто встречаются на больших высотах, но их питание метеорными водами осуществляется из районов с низким рельефом. Таким образом, пьезометрическая поверхность высокотемпературных гидротерм располагается существенно ниже дневной поверхности. Протяжённые латеральные растёки гидротерм - это норма. Первичные нейтрально-хлоридные гидротермы не проявляются на дневной поверхности в центре системы, а могут встречаться лишь на удалении на несколько километров. Гейзериты и гидротермальные изменения, производимые нейтрально-хлоридными гидротермами, следовательно, не встречаются на дневной поверхности над зоной восходящих потоков, а могут находиться по периферии латеральных потоков. Проекция восходящих гидротерм на дневной поверхности часто ассиметричны и отдельные потоки от них простираются по нескольким главным направлениям, определяемым тектоникой, и совпадают с региональным потоком подземных вод.

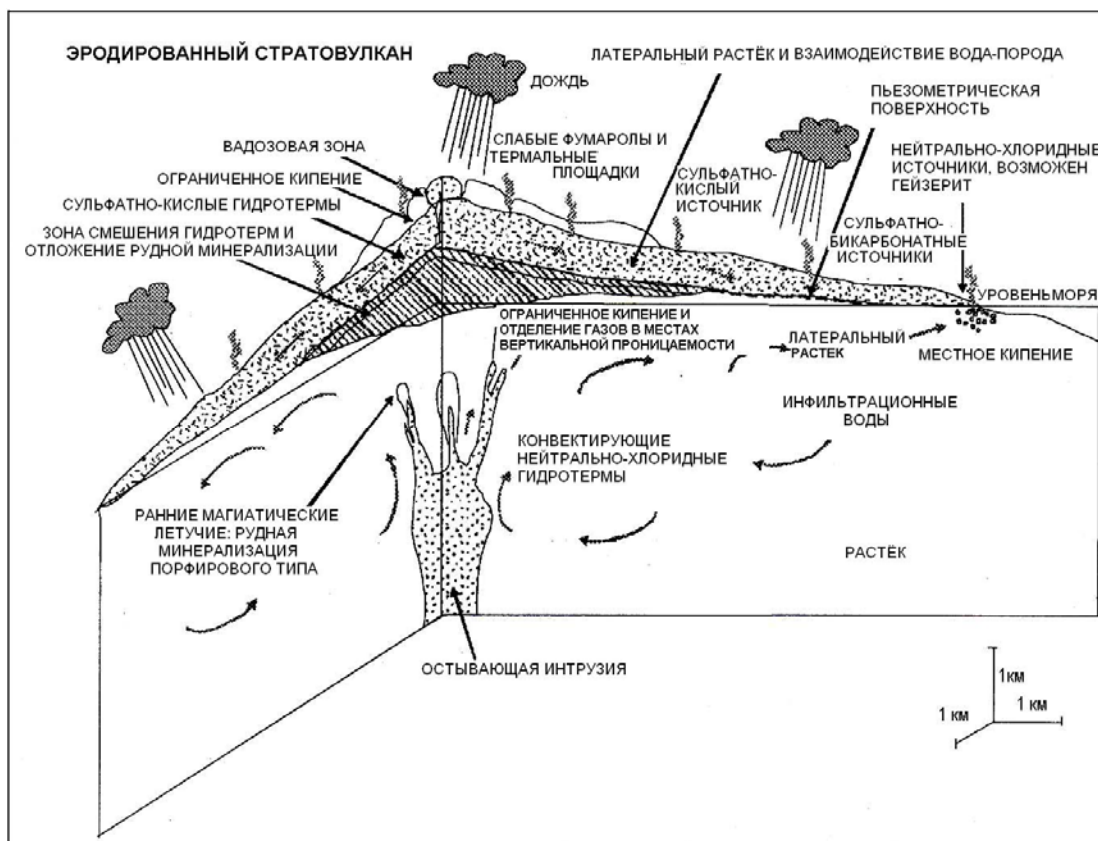


Рис. 4.11. Гидротермальная система в андезитовом вулкане островодужной структуры.

Большая мощность вулканогенных пород над зоной восходящего потока гидротерм означает, что имеется значительный потенциал для формирования вторичных гидротерм. Там, где гидротермальные газы образуют наиболее сосредоточенный восходящий поток, в результате окисления  $H_2S$ , будут формироваться низкотемпературные сульфатно-кислые гидротермы. Эти гидротермы могут фильтроваться обратно в гидротермальный резервуар по структурным каналам (поскольку они низкотемпературные и тяжелее первичных гидротерм, образовавшего их резервуара), или могут растекаться латерально, образуя сульфатно-кислые горячие источники. Возможность проявления гидротермальных взрывов в этих гидротермальных потоках ограничена. В районах с сильными дождями восходящие водяной геотермальный пар и газы могут конденсироваться в связи, с чем встречаются районы эмиссии холодного газа (kaiprohan). Поскольку растворимость  $CO_2$  и  $H_2S$  различны, то происходит отделение  $CO_2$  в латеральных потоках. В результате этой дегазации и поглощения углекислого газа выше расположенными грунтовыми потоками образуются зоны бикарбонатных гидротерм.

Там же сульфатно-кислые гидротермы вступают во взаимодействие с первичными нейтрально-хлоридными гидротермами, в результате чего появляется возможность отложения больших количеств ангидрита, для которого кальций извлекается из первичных гидротерм, а сульфат из вторичных. Этот процесс обуславливает формирование верхнего водоупорного горизонта напорной гидродинамической гидротермальной системы. В системах этого типа золото переносится только в первичных гидротермах, а не в перекрывающих их зонах кислых гидротерм. Вероятность гидротермального брекчирования в зонах восходящих гидротерм более ограничена, чем в системах, связанных с кислыми породами. Следовательно, отложения золота в этих зонах имеют низкие концентрации и рассеяны. Однако имеется значительный потенциал для отложения золота вдоль границы между потоком восходящих гидротерм и выше расположенных низкотемпературных терм, таких, например, как Комсток или Крид (рис.4.12), формирующих растёки эпитепальных месторождений лоу сульфидейшн. Там, где растекающиеся первичные гидротермы достигают дневной поверхности в районах пониженного рельефа, они могут продуцировать гидротермальные взрывы и брекчирование таким же способом, как это происходит в системах, связанных с кислым вулканизмом. Однако растекающиеся гидротермы представляют собой маломощный поток, часто ограниченный по латерали и относительно низкотемпературный. Таким образом, образующиеся золотые месторождения могут местами быть богатыми, но, обычно, не распространяются глубоко и ограничены по латерали. Ранее отмечалось преобладание жильных кальциевых цеолитов (подчинённого количества Mn) в золотых месторождениях Суматры и предлагали их в качестве индикаторов таких «сателлитовых» зон кипения, которые являются результатом частичного отделения газов вдоль растёков (Lawless et al., 1995).

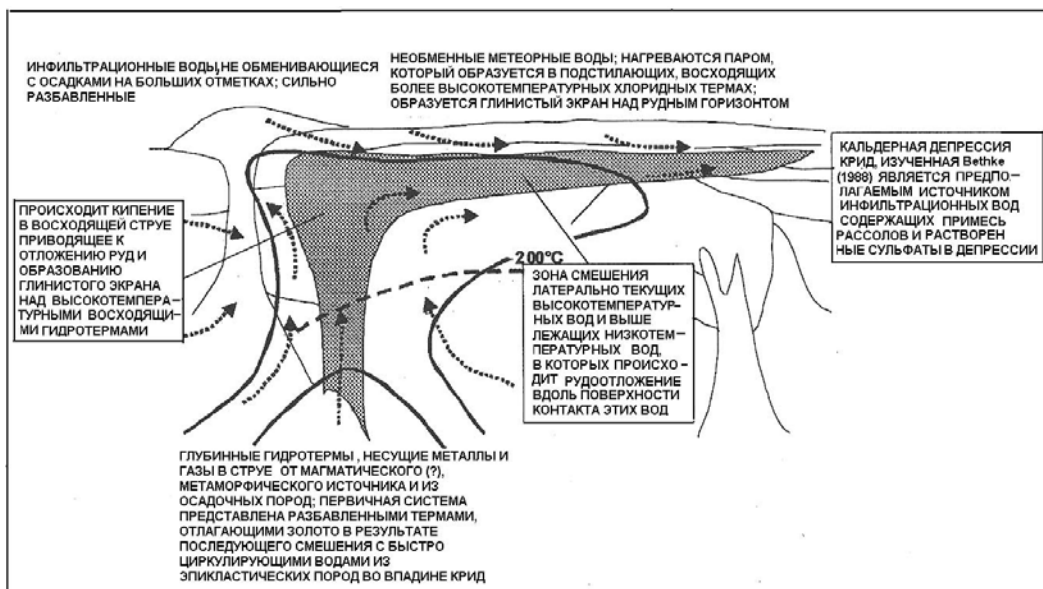


Рис.4.12. Схема продольного разреза гидродинамической структуры палеогидротермальной системы Крид, Колорадо, США. Эпитермальная система вытянута вдоль разлома Аметист (Bethke, 1988).

Магматические интрузии, нагревающие гидротермальную систему островодужного типа, в отличие от систем континентального типа, располагаются ближе к дневной поверхности. Следовательно, доля магматических летучих компонентов в этих системах обычная. Гидротермы минерализованы и, по-видимому, более кислые. Связи с подстилающими порфиоровыми месторождениями более тесные. На малых глубинах системы могут образовывать эпитермальные месторождения хай сульфидейшн, но лишь в тех случаях, когда содержат дегазирующую гидротермально-магматическую систему, и в ней отсутствуют конвективные гидротермальные ячейки.

Характерные черты гидротермальных систем островодужного типа свидетельствуют, что эти системы менее подходят для образования золотых месторождений, чем системы континентального типа, once fossil. Фактически, они больше, так как имеют латеральные потоки. По вертикали они менее распространены. Потенциальные места отложения золота или более ограничены пространственно, в связи с чем, не способны к образованию промышленных месторождений, или занимают большие объёмы и отложение руды рассеяно на этом пространстве. Высокий рельеф и локализация этих систем в цепи тропических островов, для которых характерны обильные осадки, обуславливают интенсивные эрозионные процессы. Километр эрозионного среза в течение деятельности гидротермальной системы – это обычное явление. В результате этого может происходить наложение разновременной зональности гидротермальных изменений, что приводит к большим трудностям в интерпретации строения гидротермальных систем этого типа. Для них характерны обширные перекрывающиеся зоны кислотных изменений, но обычно они без рудные, с точки зрения наличия золотой минерализации. Если их не интерпретировать с большой тщательностью, то они не могут быть использованы в качестве индикаторов промышленных руд в других местах этой же системы.

### 4.3.3 Кордильерский тип гидротермальных систем.

Этот тип гидротермальных систем представляет собой разновидность систем островодужного типа. Они располагаются там, где андезитовый вулканизм локализуется на краю континентальной плиты, как, например, в Андах, или в зоне столкновения дуга-континент, как, например, в Новой Гвинее, или геологическая структура простирается достаточно протяженно в виде горной цепи, как, например, Филиппинская кордильера (рис. 4.13).

В этих структурах встречаются гидротермальные системы, которые имеют характерные черты первых двух типов, описанных выше. К этому типу относятся золотомедные месторождения северного Лусона (Филиппины). Они имеют водное питание на высоких абсолютных отметках. Следовательно, уровень воды в системе высокий и поэтому могут происходить гидротермальные извержения, что приводит к образованию богатой рудной минерализации. Это способствует образованию диатрем и других вулканических проявлений. Предполагается, что влияние повторяющихся магматических инъекций и приток магматических летучих в гидротермы являются важными факторами при образовании промышленного рудообразования. Минерализация первичного порфиорового типа может быть перекрыта поздней эпитермальной рудной минерализацией, в особенности, там, где скорость эрозии большая.

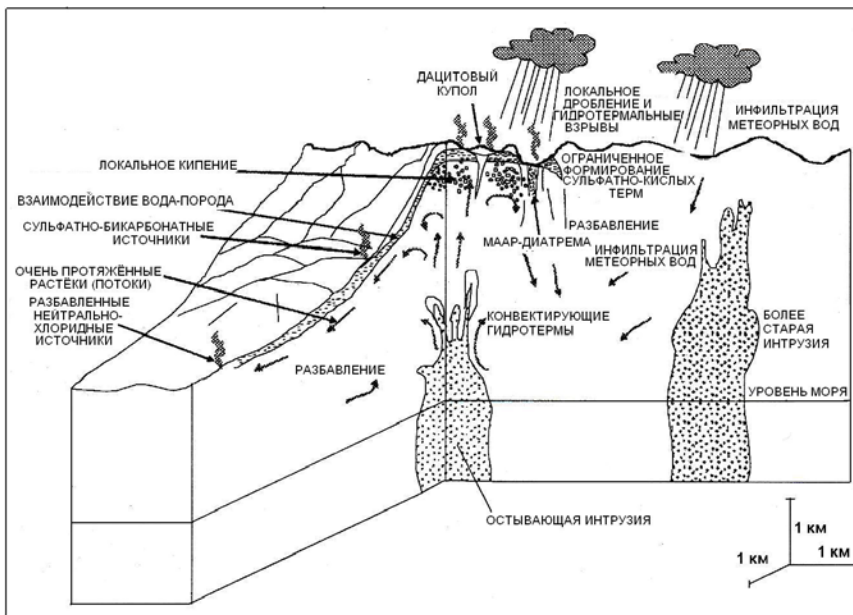


Рис. 4.13. Гидротермальная система в структуре Кордильеры.

#### 4.3.4 Подводно-морские месторождения.

Месторождения массивных сульфидов, размещенные в вулканитах (VHMS), или месторождения типа Куроко, образуются в том случае, когда гидротермальная система разгружается на морское дно на большой глубине, и которая слишком значительна для формирования острова (рис.4.14). Эти месторождения будут описаны более детально в следующей главе. Здесь они упоминаются с целью продемонстрировать, как они сопрягаются с последовательным рядом, описанных выше, гидротермальных систем.

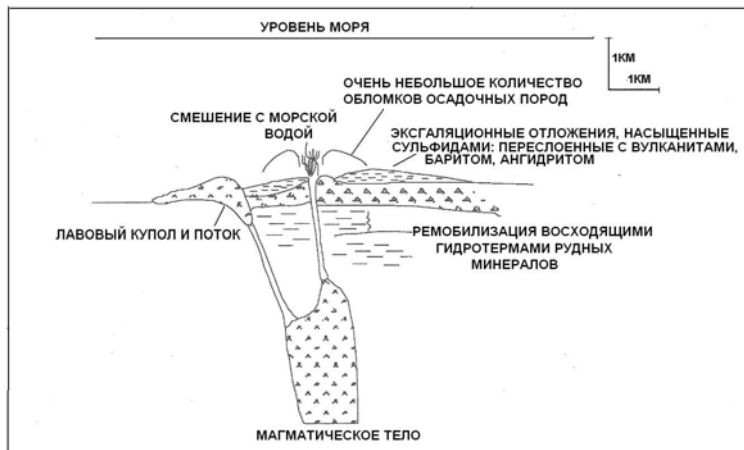


Рис.4.14. Подводно-морская гидротермальная система.

Месторождения этого типа более тесно связаны с вулканизмом, чем большинство месторождений других типов. Предположительно они имеют непосредственную связь с магматическими инъекциями. По этой причине их минералогия напоминает минералогию систем хай сульфидейшн. В тех местах, где высокотемпературные рассолы смешиваются с морской водой, породы, могут иметь очень высокие концентрации сульфидов (т.н. более 95%) и для них обычно характерны осадочные текстуры. Под этими образованиями располагается зона гидротермальных изменённых вмещающих пород, аналогичная зонам, характерным для континентальных (островодужных) гидротермальных систем, но с некоторыми особенностями. Гидротермальные извержения - здесь редкое явление, так как их проявление ограничено давлением воды. Однако наблюдается проявления гидротермального брекчирования. Барит и ангидрит часто обильны. Месторождения этого типа имеют более высокие промышленные концентрации полиметаллов, а не золота, хотя здесь отмечаются большие зоны с умеренными его концентрациями. Поскольку эти месторождения образуются в осадочно-накопительных структурах, то по мере того, как они образуются, могут быть постоянно погребёнными толщами вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород. Это означает, что ранее образованный материал подвергается воздействию постепенного нагревания, по мере накопления этих толщ. Таким образом, прогрессирующее наложение гидротермальных изменений является

обычной характеристикой этих месторождений (в отличие от ретроградного наложения обычного для эпитегрмальных месторождений, обусловленного эрозией и остыванием гидротермальной системы). Этот процесс может вызвать обширную ремобилизацию рудных элементов, содержащихся в толщах вулканитов и осадочно-вулканогенных породах с сохранением следов первичных структур и геохимических характеристик.

Месторождение на острове Уетар в Индонезии имеет подводно-морское происхождение, но отличается некоторыми особенностями, характерными для эпитегрмальных месторождений. Другие месторождения, аналогичного генезиса, в дуге Банда и Сангихе разведывались, но не дали промышленных запасов, в отличие от месторождения Бинебаз на острове Сангихе. Очевидно, эти непромышленные месторождения образованы в мелком море.

#### **4.4 Химический состав пород.**

##### **4.4.1 Месторождения, размещённые в вулканогенных/метаосдочных породах.**

Химический состав пород, относится к таким факторам, которые принимаются в качестве «само собой разумеющихся» для гидротермальных систем. Как уже упоминалось, большинство изверженных пород находится в примерном равновесии с высокотемпературными гидротермами. Основные породы могут быть более склонными к изменениям обычными гидротермами, чем породы с высоким содержанием кремнезёма (кислые), хотя степень кристалличности, проницаемость и размер обломков также важны. Кислые туфы, которые имеют мелкие обломки, высокую проницаемость и, в основном, сложены витрофировым материалом, также очень склонны к гидротермальным изменениям.

Изверженные породы более необычного состава более склонны к гидротермальным изменениям и образованию вторичных (гидротермальных) минералов. Ультрамафиты могут быть благоприятными вмещающими породами для рудного минералообразования. Другие эмпирические взаимоотношения между составом вмещающих пород и рудной минерализацией, такие как обычная связь между калиевыми базальтами и золотом, могут быть причиной, но скорее являются двумя отдельными индикаторами, связанными с одной и той же геологической структурой. Метаморфизованные вулканиты, осадки континентальных или вулканических источников и метаморфизованные осадки, аналогичного происхождения, не отличаются от вулканогенных пород их породивших и, таким образом, склонны к такого же типа гидротермальным изменениям и рудному минералообразованию. Различия в гидротермальных изменениях и рудной минерализации являются больше всего следствием разницы физических характеристик вмещающих пород, таких как проницаемость.

##### **4.4.2. Месторождения типа карбонатного замещения.**

Эти месторождения встречаются там, где гидротермы проходят через карбонатные породы, вызывая обширные кремнистые замещения. Гидротермальная система может быть любого, описанного ранее, типа. Во многих ископаемых конвективных ячейках главных типов гидротермальных систем рудная минерализация может находиться в виде месторождений карбонатного замещения.

В большинстве этих месторождений рудная минерализация близка синхронной рудной минерализации изверженных пород, хотя здесь могут быть некоторые сомнения, что этот тип минерализации карбонатного замещения является продолжением рудной минерализации в изверженных породах. Однако также имеются месторождения, где не проявляется близость с одновременной рудной минерализацией в изверженных породах и происхождение этих месторождений менее определенное.

Низко- и среднетемпературные месторождения этого типа имеют аналог в прошлой классификации, такой как месторождения типа Карлин и предполагаемые эпитегрмальные месторождения. Однако глубокое бурение на месторождениях Невады показало мощности руд значительно большие, чем характерные для эпитегрмальных месторождений. Недавние исследования флюидных включений показывают флюидные давления, значительно превышающие давления, характерные для мало глубинных типичных эпитегрмальных месторождений (Kuehn, Rose, 1995). Следовательно, эти месторождения могут представлять другой класс.

Месторождения, образованные взаимодействием высокотемпературных гидротерм с карбонатными породами, называются скарнами. На этой стадии мы просто приведём некоторые основные характеристики месторождений типа Карлин и скарнов. Они будут обсуждаться более детально позднее.

##### **4.4.3. Месторождения типа Карлин.**

Месторождения этого типа располагаются там, где средне- и низкотемпературные гидротермы проходят через карбонатные породы, вызывая обширные кремнистые замещения. Хорошо известные примеры представлены в западных штатах США, в континентальных странах (возможно вследствие больших скоплений известняков, обычных для континентальных границ). Также известны примеры таких

месторождений и в Индонезии (Мезел на Сулавеси) и в Малазийской (Залив) андезитовой островной дуге (Sillitoe, 1990).

В островодужных известняках может быть более ограниченное присутствие этих месторождений по окраинным рифам вулканических островов и, таким образом, эти рудопроявления могут создавать обманчивое впечатление перспектив разведочных работ, поскольку они содержат локальные аномалии высоких концентраций золота.

Предполагается, что в месторождениях типа Карлин химическое взаимодействие гидротерм и вмещающих пород является важным фактором, контролирующим отложение золота. Некоторые слои селективно обогащены рудной минерализацией. Рудоносные зоны окремнены, в основном, в относительно низкотемпературную фазу деятельности гидротермальной системы. Халцедон в виде ишмы и барит здесь обычны. Может встречаться флюорит. Гидротермальное брекчирование менее важный процесс, чем в большинстве эпитермальных месторождений, но часто встречается брекчия растворения. Кипение может обуславливать рудообразование, но этот процесс является второстепенным. Рудная минерализация могла контролироваться литологией вмещающих пород в совершенно неуловимой форме, по мере того, как вовлекались, как проницаемость, так и химический состав. Было доказано, что детальная корреляция рудной минерализации с осадочными фациями является полезным способом разведки в США.

Эти месторождения могут иметь очень низкие концентрации золота (средние оценки 2.5 ppm), но могут быть очень крупными по объёму руды (средний размер 5 100 000 тонн). Золото очень тонкозернистое (субмикронные частицы), которое наряду с очевидной связью с природой гидротермальных изменений, является главной причиной, затруднившей интерпретацию этих изменений в течение многих лет.

В США сильное супергенное окисление было важным процессом, происходившем в этих месторождениях. Оно не являлось обязательно присутствующим процессом, характерным для аналогичных месторождений в островодужных структурах. Недавно, по мере того, как горная добыча на месторождениях США достигла больших глубин, было определено, что супергенное окисление на этих месторождениях распространялось на более глубокие горизонты, чем это ранее предполагалось. Следовательно, наша точка зрения на первоначальную гипогенную природу месторождений изменилась. И некоторые, более старые публикации на эту тему, вводят в заблуждение. Возможно, что наша идея, нацеленная на месторождения типа Карлин в островодужных структурах, нуждается в ревизии, если учесть всё, что выше сказано.

В отличие от большинства эпитермальных медно-порфировых месторождений, эти месторождения имеют низкие концентрации полиметаллов. Месторождения часто аномальны по концентрациям As, Sb, Tl, и Hg и, которые могут служить в качестве геохимических индикаторов при разведке. Другие элементы, которые имеют повышенные концентрации (но не обязательно могут быть геохимическими индикаторами), представлены Ba, F и иногда W, Mo, Sn.

#### 4.4.4 Скарны.

Скарны, как и месторождения типа Карлин и эпитермальные месторождения, имеют сходные взаимоотношения с порфировыми месторождениями. Различие только в температуре гидротерм. Они образуются в результате взаимодействия высокотемпературных около магматических гидротерм с карбонатными породами. Гидротермы уравниваются с вмещающими породами по химическому составу, а в породах могут происходить процессы метасоматоза и образования рудной минерализации, сопряжённой с этими процессами.

Различается много типов скарнов. Их минералогия контролируется составом вмещающих пород, температурой гидротерм, количеством проходящих через породу гидротерм и их составом. Мы ограничим обсуждение, в основном, скарнами, связанными с порфировой рудной минерализацией, хотя не обязательно присутствие промышленной рудной минерализации, чтобы образовались промышленные скарны.

**Номенклатура.** Скарны, размещённые в породах, окружающих интрузию, известны, как эксоскарны. Там, где интрузия изменена, то их называют эндоскарнами. Это вполне обычно, поскольку составы гидротерм заметно изменяются, когда они взаимодействуют с карбонатами и могут затем реагировать с веществом интрузии.

Скарны называются прогрессивными, если они представлены комплексом более высокотемпературных минералов, чем во вмещающих породах и ретроградными, если высокотемпературные минералы наложены на комплекс низкотемпературных минералов.

Однак это такое отличие, которое может быть не уместно применять в некоторых случаях, поскольку процесс образования скарнов может идти самопроизвольно через изменение температуры, со временем приводит к образованию наложенных минеральных комплексов. Кроме того, скарны с гидратными минералами иногда описывались, как ретроградные, т.к. не ясно образовались ли они или нет из высокотемпературных минералов. Следовательно, эти выводы должны использоваться осторожно. Так как они несут генетический характер.

Скарны могут классифицироваться на близ интрузивный (проксимальный) и удалённый (дистальный) типы.

**Состав.** Почти чистые известняки или мраморы - это Са-силикатные породы, иначе говоря, породы волластонит-кальцит-кварцевого состава. Аргиллитовые известняки или известняки с долей вулканического

материала могут формировать скарны с более разнообразной минералогией, возможно содержащей гранаты, амфиболы, эпидот и пироксены. Они являются переходными к роговикам, которые образованы в результате высокотемпературной контактовой перекристаллизации без значительного метасоматоза. Доломитизированный известняк будет образовывать скарны с магнезиальными минералами, такими, как форстерит, периклаз или магнезиальные пироксены с ретроградными серпентинитом, тальком и бруститом.

Температура гидротермальных изменений является очевидным фактором, влияющим на минералогию. При пониженных температурах могут образоваться такие комплексы минералов, как кальцит-амфибол-кварц, присутствие в их составе пироксенов и волластонита является свидетельством их высокотемпературности. Состав гранатов часто зональный поперек месторождения. Зональность, образованная таким путём, может быть важна для направления разведочных работ. Это касается локализации рудных зон, но в связи с разнообразием скарновых месторождений трудно определить общие закономерности этого процесса. Зональность гидротермальных изменений может быть специфичной для месторождения.

Количество гидротерм, проходящих через породы, будет зависеть от её проницаемости и степени гидратации (обводнённости) родоначальной магмы. Некоторые магмы продуцируют большое количество флюидов, в то время как другие магмы относительно сухие. Аналогично, когда происходит выделение большого количества бора и фтора, происходит грейзенизация, однако, в некоторых случаях этого не наблюдается. Образование грейзенов и турмалиновых скарнов обычно связано с гидротермальными месторождениями, ассоциирующимися с большими кислыми интрузиями, а не с порфировыми интрузиями островодужных структур.

Скарны склонны к ретроградным гидротермальным изменениям, что является результатом воздействия более поздних низкотемпературных гидротерм. Они представлены комплексом минералов, аналогичным комплексу минералов типичных эпитермальных образований, но отражающих кальциевую природу пород. Это типично для золоторудных скарнов, которые имеют сложную ретроградную историю с золотой минерализацией, происходящей примерно при 250°C.

**Промышленные минералы.** В скарновых месторождениях, связанных с порфирами, медь и золото остаются главными промышленными элементами, хотя они ранее были важным источником железа. В некоторых скарнах Au является главным промышленным компонентом, в то же время оно является побочным продуктом при добыче Cu. Серебро обычно присутствует и может представлять промышленный интерес. Главные рудные минералы представлены пиритом, пирротинитом, магнетитом или гематитом и халькопиритом. Золото представлено такими минералами, как самородное золото, электрум или в аксессуарных количествах в виде теллуридов. Дополнительные компоненты, такие как Zn, Pb, Sb, Co, Cd, Sn, W, Bi и эпизодически U могут иногда быть важными промышленными объектами. Концентрации Pb и Zn по сравнению с Cu обычно больше в скарновых, чем в не скарновых порфировых месторождениях. Предполагается, что карбонатные вмещающие породы улавливают Pb и Zn, которые в других случаях рассеиваются или теряются во время миграции. Sn и W, вероятно, переносятся в виде фторидных комплексов с магматическими летучими. Это приводит к образованию экзотических минералов, а также обычных минералов, таких как касситерит, шеелит и вольфрамит. Они преимущественно ассоциируют с более кислыми интрузиями.

Влияние различных факторов на образование скарнов способствует формированию разнообразных зональных структур рудной минерализации. Однако обычно W и Mo отлагаются при самых высоких температурах и, таким образом, они могли занимать центральные части зональной текстуры, которая облекалась минералами меди±золота, затем полиметаллами.

Скарновые месторождения могут иметь очень высокие концентрации металлов, но поскольку они специализированы, то обычно небольшого размера. Изучено 40 скарновых месторождений в США, в которых золото было главным промышленным минералом. Они имели средние концентрации Au = 8.6 ppm, Ag = 5.0 ppm и средние запасы руды 213 000 тонн. 50 скарновых месторождений, в которых Au было сопутствующим продуктом добычи, имели средние концентрации Au = 3.7 ppm, Ag = 37 ppm и запасы руды 330 000 тонн.

Рудные тела имели неправильную геометрию и располагались на разном удалении от родоначальной интрузии. Самое обычное размещение Cu-Au скарнов представлено в виде кольца около порфировой интрузии, хотя это и не всегда так. Как, например, в случае месторождений типа Карлин, скарны обычно встречаются реже в островодужных структурах, чем в структурах континентального типа, так как мощные карбонатные толщи менее характерны для островных дуг. В этом случае Папуа Новая Гвинея (включая Ириан Джайя), вероятно, является более благоприятной структурой для образования скарнов, чем большинство структур юго-западного сектора Пасифики и юго-восточной Азии, поскольку здесь присутствуют мощные карбонатные отложения (т.н. Ок Теди, Эртсберг). Однако фактором, благоприятствующим скарнообразованию в островодужных структурах, является присутствие обломочного материала во вмещающих породах, увеличивающих их проницаемость (см. Мезел). Имеется значительный ряд скарновых месторождений на Филиппинах.

## Глава. 5 Эпитермальная золотая минерализация хай сульфидейшн.

### Содержание.

- 5.1 Введение.
- 5.2 Определяющие характерные черты Cu-Au порфиров
  - 5.2.1 Cu-Au -порфиновые руды
  - 5.2.2 Литокраны (литокровли).
  - 5.2.3 Окружающие гидротермальные изменения.
  - 5.2.4 Обломки в после рудной брекчии.
- 5.3 Размеры и концентрации.
- 5.4 Геологические позиции.
- 5.5 Процессы минерализации в порфириновых месторождениях.
  - 5.5.1 Геохимия рудной минерализации.
  - 5.5.2 Гидротермальные изменения, вызванные физическими процессами.
- 5.6 Гидротермальные изменения и образование жил
  - 5.6.1 Гидротермальные изменения.
  - 5.6.2. Образование жил.
- 5.7 Рудная минералогия и минералогическая зональность.
- 5.8 Эволюция во времени.
- 5.9 Сценарий разведочных работ.
- 5.10 Эпитермальные золотые месторождения хай сульфидейшн.
  - 5.10.1. Характерные черты (особенности).
  - 5.10.2. Геохимия и механизмы отложения золота
- 5.11 Рудные скарны.
  - 5.11.1 Определение
  - 5.11.2 Номенклатура.
  - 5.11.3 Эволюция скарновых месторождений.
  - 5.11.4 Геометрия скарновых месторождений.
  - 5.11.5. Промышленные металлы и тектонические позиции.
  - 5.11.6. Разведочные критерии.

### 5.1 Введение

Из многих факторов, требуемых для разработки промышленно жизнеспособного гидротермального месторождения, по-видимому, три наиболее важные: тепловой источник, образующий гидротермальную систему, источник металлов и локализованная высокая проницаемость.

В трёх основных типах месторождений внедрение порфириновых интрузий обуславливает все упомянутые выше факторы, а именно - поступление тепла, металлов и формирование условий локальной (сосредоточенной) высокой проницаемости. Эти три типа месторождений представлены: эпитермальными месторождениями золота хай сульфидейшн, Cu-Au порфириновыми месторождениями и Cu-Au (или только Au) скарновыми месторождениями. Хотя, согласно классификации, первые из них являются эпитермальными, но их тесная связь в пространстве и времени с другими двумя типами месторождений, с точки зрения разведки, предполагает большую пользу совместного их изучения.

В этих типах месторождений совершенно отчётливо прослеживается факт, что, как тепловая энергия, так и поступление металлов производится интрузивным телом. Проницаемость в Cu-Au порфирах создается в результате процессов дробления, обусловленных отделением летучих компонентов из интрузий, которые сосредоточивались в тех местах, где располагаются роговики или скарновые оболочки вокруг порфириновых тел. Как в эпитермальных месторождениях хай сульфидейшн, так и в скарновых месторождениях, выщелачивание кислыми гидролизными летучими компонентами формируют проницаемые зоны. В результате гидротермальных изменений в зонах выщелачивания образование такой проницаемости сопровождается формированием высоко плотных молярных минеральных фаз, что приводит к увеличению проницаемых свойств пород, тогда как гидротермальные изменения в окружающих породах сопровождаются образованием более плотных минеральных фаз с более низкой молярностью, приводящим к уменьшению проницаемых свойств этих окружающих пород.

В настоящей главе сначала обсуждается порфирировая рудная минерализация, затем эпитермальная минерализация хай сульфидейшн, как части порфирировой литокровли, и скарновые в их двойной роли - в качестве вмещающей среды, так и в качестве источников рудной минерализации.

## 5.2 Определяющие характерные черты Cu-Au порфиров.

Порфировая рудная минерализация представлена гидротермальными образованиями, в виде штокверков или рассеянных руд. Они тесно связаны с порфировыми интрузиями, с минерализацией, ассоциировавшейся с каливыми изменениями, хотя она часто наложена. Понятие «гидротермальный» указывает, что Cu-Au минерализация образуется при высоких температурах (~ 600<sup>0</sup>C). В настоящее время промышленные порфировые месторождения без существенного супергенного обогащения обязательно содержат значительные концентрации золота. Природа месторождений изменяется соответственно геологическим позициям. Мы сосредоточимся, в основном, на типичных порфировых месторождениях, расположенных в условиях геологической структуры островной дуги и отличающихся лучшей изученностью некоторых месторождений, по сравнению с месторождениями, расположенными в континентальных геологических структурах.

Cu-Au порфировая минерализация может быть идентифицирована по геологическому строению:

- *непосредственно, путём изучения Cu-Au порфирировых руд;*
- *косвенно, при исследовании эродированных, или наложенных литоэкранов (литокровли);*
- *косвенно, путём изучения гидротермальных изменений окружающих пород;*
- *косвенно, путём исследования обломков с рудной минерализацией в после рудной брекчии.*

### 5.2.1 Cu-Au порфирировые руды.

Хорошая порфирировая руда с высокими концентрациями золота, обычно окрашена от серого до чёрного цвета с обильными включениями в кварце биотита и магнетита. Она пересекается с кварцевыми прожилками, формируя штокверк, и с прожилками, содержащими халькопирит и магнетит с подчиненным борнитом. Также представлена рассеянная рудная минерализация. Золото никогда не бывает видимым и в большинстве случаев обычно наблюдается в виде микроскопических зёрен, включенных в борнит. Первичная текстура пород обычно нарушена. По мере того, как концентрация золота уменьшается, порода подвергается интенсивному штокверкованию (дроблению прожилками) и гидротермальным изменениям. Первичная текстура пород обычно порфирировая. Менее подходящие для промышленной добычи (в основном, потому что извлечение золота становится более трудным) руды перекрываются наложенными гидротермальными изменениями. Эти породы отбелены, присутствуют вкрапленники пирита, которые замещают магнетит и от первичной порфирировой текстуры ничего не остается. Однако штокверк (сетка прожилков) и рудная минерализация остаются и при петрографическом исследовании также отслеживаются реликты калиевых гидротермальных изменений. Кварцевые прожилки, слагающие штокверк, имеют отчетливую текстуру. Они извилистые и разветвляющиеся, кварц стекловатый, полупрозрачный и равномерно зернистый, открытые полости редки. Там, где была возможность роста в открытых полостях, кварц образует короткие кристаллы.

Супергенное обогащение является важным процессом во многих Cu-порфирировых месторождениях. При слабом выветривании происходит окисление сульфидов и ремобилизация металлов. При интенсивном выветривании массы окислов железа и меди, слагающие железные шляпы, могут быть выщелочены. Супергенные процессы могут также концентрировать золото. Супергенное обогащение может проникать на большую глубину в аридном климате, но на тропических островных дугах часто оно не достигает 100м. Отмечается, что окисление пирита играет главную роль в образовании супергенных гидротерм. Следовательно, этот процесс наиболее интенсивный там, где происходит наложение, и эти зоны менее привлекательны для получения меди и золота, поскольку процессы наложения снижают потенциальную добычу золота.

### 5.2.2 Литоэкраны (литокровля).

Структурно более высокие горизонты, расположенные над порфирировой рудной минерализацией, играют роль литологических экранов. Эти литологические экраны (кровли) могут содержать эпitherмальную Au минерализацию хай сульфидейшн, более детально они обсуждаются в разделе 5.10. Литокровля сложена породами, представленными остаточным кремнезёмом. Пирит обильно присутствует в обширных аргиллитовых и поверхностных аргиллитовых продуктах кислотных гидротермальных изменений.

Для подстилающей порфирировой рудной минерализации, чтобы она имела промышленное значение, вертикальное расстояние между литокровлей и рудой должно быть, по возможности, меньшим, в связи с этим и литокровля должна быть или глубоко эродированной с непосредственным разрушением залежи рудной минерализации, или иметь большое вертикальное смещение по разлому. Следовательно, необходим двух стадийный подход.

Во-первых, литокровля должна быть идентифицирована (определена) и отделена от обширных («расширенных») аргиллитовых и поверхностных аргиллитовых гидротермальных изменённых пород, образованных кислыми нагретыми паром гидротермами, и горизонтами, которые перекрывают ниже расположенный водоносный комплекс кипящих нейтральных гидротерм. Это может быть выполнено путём

выделения (распознавания) пород с экзотическим минеральным комплексом, характерным для порфировой литологической зоны: сульфосолями хай сульфидейшн и полиметаллическими сульфидами, баритом, вудхаузитом, топазом, думортиеритом, андалузитом и корундом. Для этого минерального комплекса также отмечаются систематические различия отношений изотопов S и O в алуните.

Во-вторых, должны быть идентифицированы или эрозийные процессы, или процессы наложения. Присутствие пиррофиллита, диаспора, андалузита, корунда и серицита в гидротермальных минеральных комплексах и наличие октаэдрического пирита, борнита и теннантита в сульфидных комплексах - помогают обнаружить эрозию. Наложение может определяться путём идентификации реликтов калиевых гидротермалитов, в частности, в порфириковых интрузиях или путём обнаружения кварцевого штокверка. Главные вертикальные смещения могут распознаваться по резким изменениям комплексов гидротермальных минералов вдоль линейных разломов.

### **5.2.3 Гидротермальные изменения во вмещающих породах.**

Пропилитовые изменения, которые могут содержать эпидот, обычно распространены регионально. Эпидот вблизи района размещения залежи рудной минерализации должен быть обильным и более крупнокристаллическим. Также может происходить наложение филлитовых изменений, на которые, в свою очередь, могут быть наложены аргиллитовые изменения. Однако необходимо выделять более высокотемпературные гидротермальные минералы или их псевдоморфозы, которые наиболее распространены вблизи мест рудной минерализации. Эти минералы представлены гранатом, вторичным амфиболом, пироксеном и магнетитом. Там, где встречается вторичный биотит или его псевдоморфозы, может находиться рудная минерализация или граница её залежи. Здесь также могут наблюдаться повышенные концентрации магнетита, но необходимо точно отличать их от магнетитового скарна. Эти изменения могут быть результатом наложения и там, где это так, необходимо искать кварцевый штокверк, что весьма важно.

### **5.2.4 Обломки после рудной брекчии.**

Последняя фаза образования диатремы является обычно характерным признаком не глубокого залегания порфирикового месторождения в юго-западной части Пасифики. Диатремы могут содержать обломки с рудными минералами, относящимися к ранее существовавшей порфириковой рудной минерализации. Там, где обнаружены диатремы, содержащие обломки с рудными минералами, идентификация таких обломков может привести к открытию на некоторой глубине порфирикового тела. Открытие месторождения Фа Саут Ист (FSE) на Филиппинах было сделано таким способом. Однако необходимо отметить, что хотя месторождение FSE большое и богатое, но оно залегает глубоко и находится в недрах высокотемпературной гидротермальной системы и не может разрабатываться в настоящее время. Следовательно, этот метод может способствовать открытию порфириковых месторождений, но они могут оказаться не промышленными, потому что они залегают на больших глубинах. Со временем некоторые из них частично, если не полностью, могут быть разрушены последующими фреато-магматическими или фреатическими взрывами в результате чего будет образована диатремовая брекчия.

## **5.3. Размеры и концентрации.**

Обычно месторождения характеризуются большими запасами руды с низкими концентрациями металлов. В прошлом разрабатывались месторождения с большими колебаниями запасов руд и с большими колебаниями концентраций металлов в них, сейчас делается упор на большие, но относительно богатые Cu-Au месторождения. Исключительно медные месторождения, в настоящее время, должны быть очень крупными, чтобы они могли иметь промышленное значение, а только золотые месторождения редки и имеют плохие металлургические характеристики. Следовательно, чтобы месторождение было экономически выгодным для разведки необходимо добывать, как медную руду, так и золото. Если руды не богатые, то минимальные запасы месторождения должны быть значительно больше 100 млн. тонн. Средние концентрации Cu должны превышать 0.6%, золота – превышать 0.6 г/т и быть легко извлекаемыми. Некоторые месторождения юго-западной Пасифики приводятся в таблице 5.1.

Вследствие природы рудной минерализации (широкое распространение) и того факта, что ведётся добыча большой массы руды не выборочно, то обычным для промышленного месторождения являются значительные по объёму, по сравнению с жильными месторождениями золота, зоны полупромышленных руд. Это означает, что существующие рудники могут легко реагировать на увеличение цены в результате уменьшения бортового содержания металлов в рудах. Благодаря этому фактору и большим запасам руд на типичных порфириковых месторождениях, экономически более выгодным являются разработка нового порфирикового месторождения, чем нового золотого эпитептермального месторождения. Если цена на медь поднимается, то добыча её становится дешевле на существующих рудниках за счёт простого снижения её бортового содержания, чем на вновь открытых рудниках. Экономически выгодная добыча будет существенно изменяться в зависимости от местных условий и инфраструктуры, но, обычно,

производительность должна составлять, по меньшей мере, 50000 тонн в день. На некоторых месторождениях, как, например, Грасберг она значительно больше. Месторождения могут простираться на глубину 1 000 м и более при промышленных концентрациях металлов.

Таблица 5.1.

**Некоторые Cu-Au порфировые месторождения юго-западной Пасифики.**

Месторождения	Размещение	Запасы x10 <sup>6</sup> тонн	Cu %	Au г/т	Ссылки
Грасберг	Индонезия	1150	1.06	1.27	Tyrwhitt (1996)
Батухайяу	Индонезия	642	0.61	0.55	Irianto, Clark (1995)
Горнтало	Индонезия	300	0.7	0.40	Tyrwhitt (1996)
С.Томас	Филиппины	324	0.34	0.61	Sillitoe, Gappe (1984)
Дидипио	Филиппины	106	0.5	1.10	Tyrwhitt (1996)
Дижон	Филиппины	105	0.43	0.93	Sillitoe, Gappe (1984)
Амакан	Филиппины	109	0.40	0.40	Tyrwhitt (1996)
Кингкинг	Филиппины	100	0.50	0.50	- « -
FSE	Филиппины	300	0.90	1.60	- « -
Тайсан	Филиппины	119	0.4	0.40	- « -
Пангуна	Папуа Новая Гвинея	500	0.42	0.50	- « -

Обычные концентрации металлов в порфировых месторождениях мира составляют 0.2-1.0% Cu и < 1ppm Au (таблица 5.2). Концентрации золота выше в островодужных порфирах, чем в континентальных. Обычно концентрация серебра превосходит концентрацию золота, но она часто является второстепенным промышленным металлом из-за пониженных концентраций. Оказалось, что верхний предел (в виде средней концентрации в основной массе руды) в молибденовых порфировых месторождениях составляет ~ 0.6% Mo. Молибденовым месторождение называется тогда, когда оно имеет руды с концентрацией Mo > 0.01%. Обычно (но не всегда) существует обратная связь между концентрациями Mo и Au (рис. 5.1). Богатые Mo месторождения могут также встречаться в континентальных структурах, которые могут отражать переход значительных количеств осадочных пород в рудообразующие расплавы. Платиноиды в таких месторождениях редки, но являются ценным аксессуарным металлом. Это возможно недооценивалось в прошлом.

Таблица 5.2

**Средние концентрации, запасы и глубина залегания разных типов медно-порфировых месторождений (Cox, Singer, 1988)**

	Cu-Au порфировый тип	Cu-Au-Mo порфировый тип	Cu-Mo порфировый тип
Количество месторождений	20	19	16
Запасы x10 <sup>6</sup> тонн	160	390	500
Медь (%)	0.55	0.48	0.41
Молибден (%)	0.003	0.015	0.016
Золото (г/т)	0.38	0.15	0.012
Серебро (г/т)	1.69	1.63	1.22
Магнетит (%)	2.6	1.0	0.05
Глубина (км)	1.0	0.9	3.6

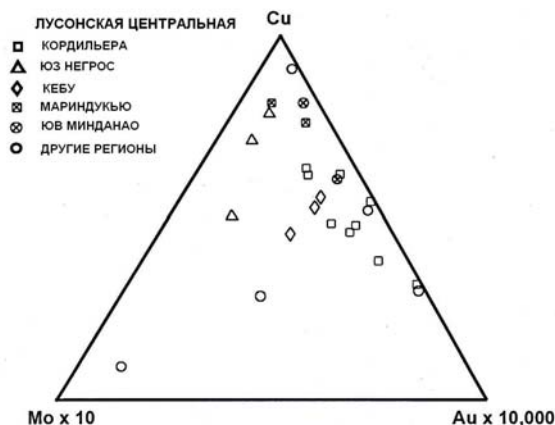


Рис. 5.1. На треугольной диаграмме нанесены концентрации гипогенной меди, молибдена и золота медно-порфировых месторождений Филиппин. Применено значительное увеличение к значениям концентраций молибдена и золота (Sillitoe, Gappe, 1984).

## 5. 4 Геологические позиции.

Порфировые месторождения, как предполагается из названия, пространственно и генетически связаны с небольшими интрузивными штоками, которые обычно имеют порфировую текстуру. Богатые золотые месторождения преимущественно находятся в монцитит-диоритовых и монцитит-габбровых порфирах, но также встречаются в диоритовых и кварцево-диоритовых порфирах. Обобщённые модели месторождений, типичные для ЮЗ Пасифики, представлены на рис. 5.2 и 5.3.

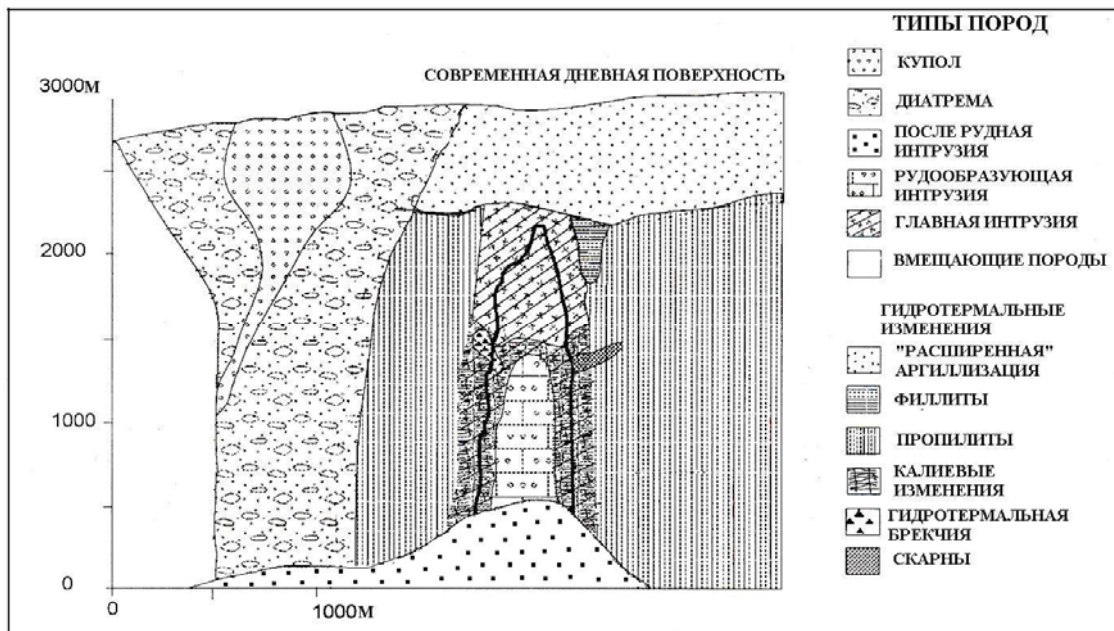


Рис. 5.2. Обобщённая модель соотношения интрузий и изменённых пород в медно-порфировых системах, содержащих золото (изменено из Sillitoe, Garpe 1984).

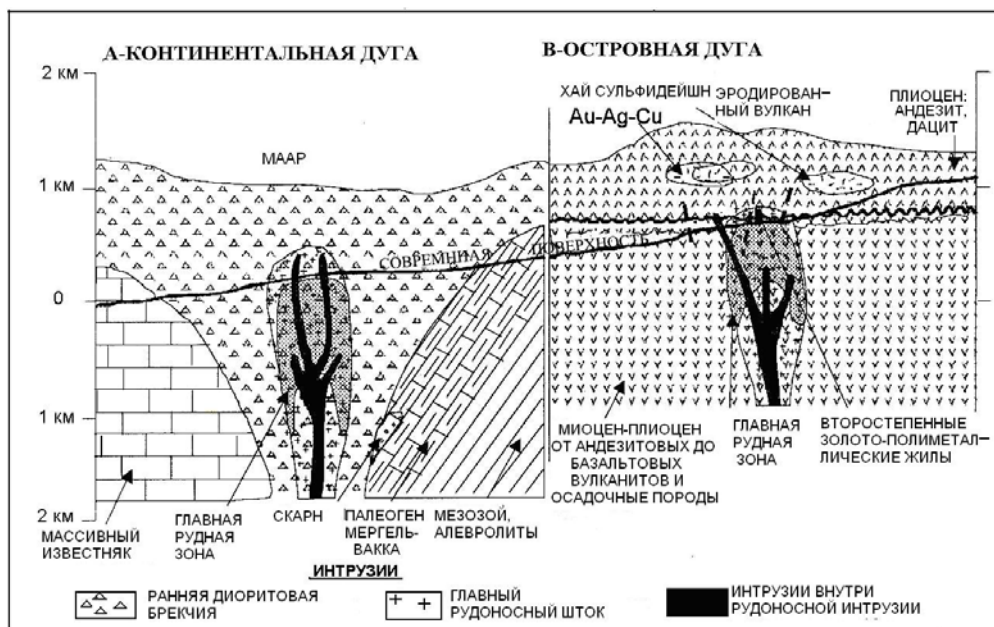


Рис. 5.3. Схематический поперечный разрез, иллюстрирующий геологические позиции Cu-Au порфировой минерализации в Индонезии в (А) Грасберге – континентальная дуга и в (В) Томбулилото и Батз Хиджау - островодужная структура (Carlile, Mitchell, 1994).

Эти рудоносные штоки неизменно связаны с магматизмом конвергентных плитовых границ, известково-щелочной состав которых связан с зонами субдукции, а щелочная литология встречается там, где происходило столкновение плит – в зоне субдукции и после активной субдукции. Богатые золотые порфиры (> 0.5 г/т, исключая скарновые и супергенные концентрации) обычны юго-западной Пасифике.

Инtruзии, непосредственно связанные с порфировыми месторождениями, обычно небольшие (< 1 км<sup>2</sup> в обнажении). Они представлены в большинстве моделей в виде простых штоков, но могут иметь значительно более сложную форму с одновременными осложнениями в расположении рудных залежей. Они многофазные с рудной минерализацией, связанной лишь с некоторыми фазами инtruзий. Часто самые ранние фазы инtruзий являются наиболее рудоносными. Таким образом, пост рудные дайки или штоки являются обычными. Рудные порфиры обычно располагаются на границах многих более крупных не рудных инtruзий, которые имеют равномерную кристаллическую текстуру. Рудоносные инtruзии встречаются группами, так что наиболее перспективными участками на месторождении порфирового типа являются ближайшие окрестности открытого месторождения. Аналогично, рудные проявления с не ясными промышленными перспективами могут встречаться вблизи обнаженной полупромышленной рудной минерализации.

Обычно инtruзия размещается от дневной поверхности в верхних 2-5 км. Богатые золотом инtruзии залегают не глубоко и пространственно они могут быть размещены в разновозрастных вулканитах. Поскольку на островных дугах эти вулканиты обычно образуют вулканы с высоким рельефом, которые подвергаются сильной эрозии, в частности, путём секторного обрушения, то рудные инtruзии могут быть обнаружены после удаления верхней части вулканов. Брекчии, связанные с инtruзией, и гидротермальные брекчии, обычные в порфировых месторождениях, в большинстве случаев залегают по границам инtruзий вблизи расположенных вмещающих пород, и они генетически могут быть связанными с рудной минерализацией, образованной потоками гидротерм, фильтровавшимся по этим брекчиевым структурам. В ряде случаев рудные тела имеют кольцевую форму с безрудным инtruзивным ядром, в котором иногда присутствуют залежи полупромышленных руд (рис. 5.4). В некоторых случаях рудная минерализация в породах определенного типа (т.н. скарны) может усиливать эту ситуацию.

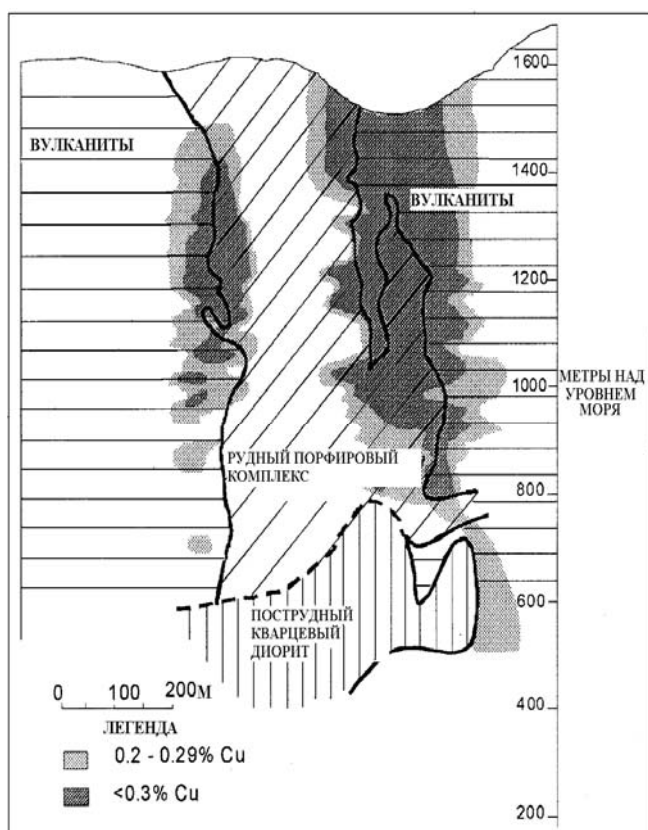


Рис.5.4 Разрез Cu-Au порфирового месторождения Санто Томас, показывающий недра верхней части рудного порфирового комплекса, образованного пост рудными кварцевыми диоритами (Sillitoe, Garpe, 1984).

Порфировые месторождения часто структурно локализованы. Они могут встречаться в ассоциации с главными разломами сдвигового типа или, что бывает чаще, они располагаются на пересечении разломов второго порядка, которые сопровождаются процессами растяжения и расширения участка размещения порфирового месторождения. Необходима частичная эрозия, чтобы обнажить порфировые месторождения и, таким образом, в среднем они, в настоящее время обнаженные на дневной поверхности, имеют тенденцию быть старше, чем эпitherмальные месторождения. Следовательно, они более склонны подвергаться воздействию пострудного разломообразования и тектоническим нарушениям. Обычно это происходит в районах с очень быстрыми вертикальными подвижками и сильными процессами эрозии, как, например, наблюдается на Ирианской Яве или на Северном Лусоне, где порфиры обнажены вплоть до толщ, датированных плиоценовым временем. Однако молодые порфиры могут обнажаться там, где были слабые восходящие подвижки, сопровождавшиеся секторным обрушением выше залегающих отложений вулканов.

## 5.5 Процессы образования рудной минерализации в порфириновых месторождениях.

### 5.5.1 Геохимия рудной минерализации

Гидротермы, ответственные за близ интрузивные изменения и рудную минерализацию в порфириновых структурах, имеют, преимущественно, магматическое происхождение. В них присутствует небольшая доля грунтовых вод или реликтовых (погребённых) вод. Эти гидротермы первоначально высокотемпературные (до 600<sup>0</sup>С) с высокой минерализацией (> 30% экв. NaCl), умеренно кислые и окислительные. В этих условиях, как золото, так и медь переносятся в виде хлоридных комплексов, а не бисульфидных. Предполагается, что молибден-порфириновые месторождения в гидротермах имеют повышенное отношение F/Cl. Считалось, что они мобилизующе воздействуют на кремнезём, усиливая процесс образования кварцевых жил в этих месторождениях.

Henley, McNabb (1978) рассчитали, что 100 млн.тонное рудное тело порфиров могло бы образоваться в течение 10000 лет. Эти оценки основаны на изучении состава магматических газов и измерений концентраций Cl фумарольных газов. Таким образом, нет проблемы в притоке значительных количеств летучих компонентов из магмы, связанной с типичной субдукционной зоной. Современные количественные оценки выноса металлов в атмосферу вулканами, как и во время их эруптивной деятельности, так и в сольфатарную фазу активности (Hedenquist, Lowenstern, 1994) показывают, что проблема поиска источника металлов решена. Больше значение имеет проблема их концентрирования (улавливания) до того, как они рассеются в атмосфере, чтобы образовать рудное месторождение.

Эксперименты на металло-хлоридных комплексах показывают, что они менее растворимы при пониженных температурах, при более низких концентрациях хлора, при более высоких рН и более восстанавливающих условиях. Таким образом, охлаждение, разбавление и взаимодействие с вмещающими породами будут приводить к осаждению металлов. Хлоридные комплексы более растворимы при пониженных давлениях в однофазных гидротермах. По мере снижения давления и при кипении гидротерм происходит образование двухфазных гидротерм, металлы концентрируются в жидкой фазе. В результате происходит уменьшение растворимости в жидкой фазе. Таким образом, кипение способствует рудоотложению аналогично.

### 5.5.2 Гидротермальные изменения, обусловленные физическими процессами.

Характерной чертой порфириновых месторождений является эволюция состава гидротерм во времени. Первоначально гидротермы находятся при высоких давлениях, равных или превышающих литостатическое давление (рис. 5.5, 5.6).

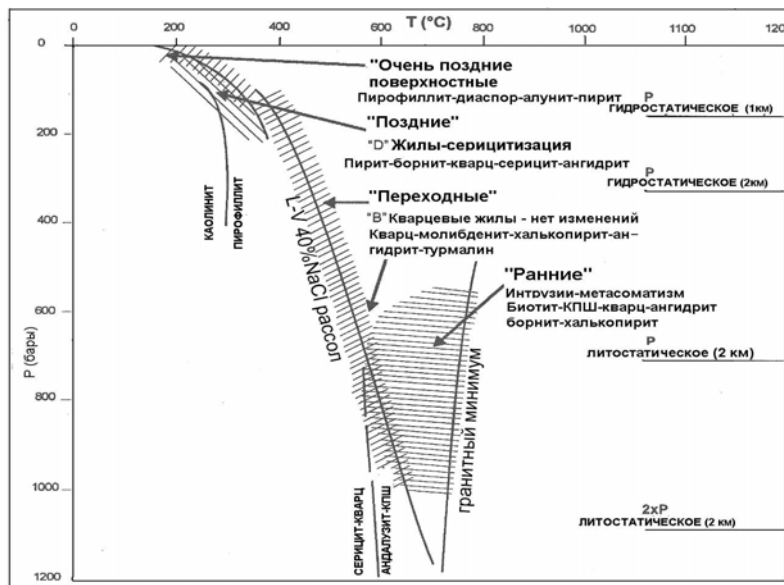


Рис. 5.5. Условия давления-температура интрузии и ранние, промежуточные и поздние процессы рудной минерализации – гидротермальных изменений в Эль Сальвадоре. Литологическое и гидростатическое давления до 2 км – это приблизительная глубина современных обнажений во время образования интрузии (Gustafson, Hunt, 1975).

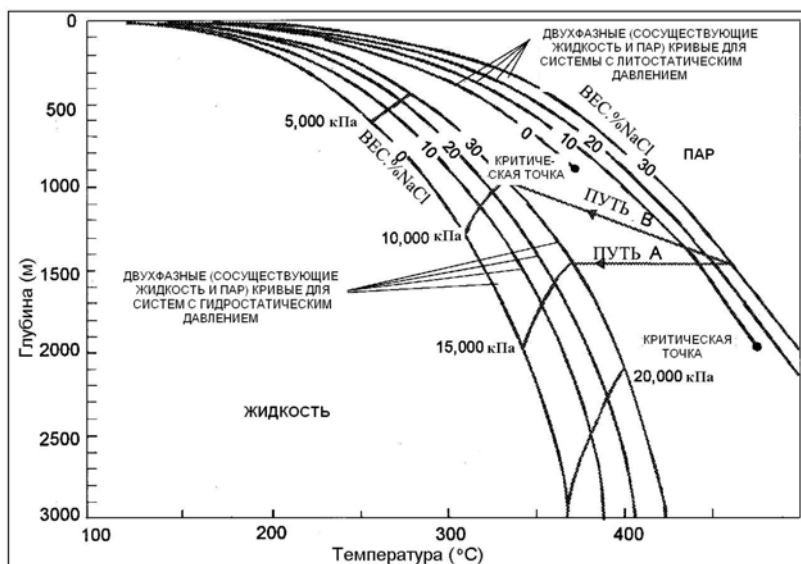


Рис. 5.6. Диаграмма температура-давление-глубина двухфазных границ системы  $H_2O - NaCl$ . Стрелки показывают направления спада давления и температуры флюида, пресекающего переходную зону (Cunningham, 1978).

Магматические флюиды выделяются из остывающей интрузии в процессе, так называемого, вторичного кипения (Phillips, 1973). Эти летучие компоненты достигают состояния пересыщения, по мере того, как они концентрируются в остающемся расплаве в результате кристаллизации вкрапленников (рис. 5.7). Наиболее важным продуктом кристаллизации является плагиоклаз, который кристаллизуется в ответ на падение давления.

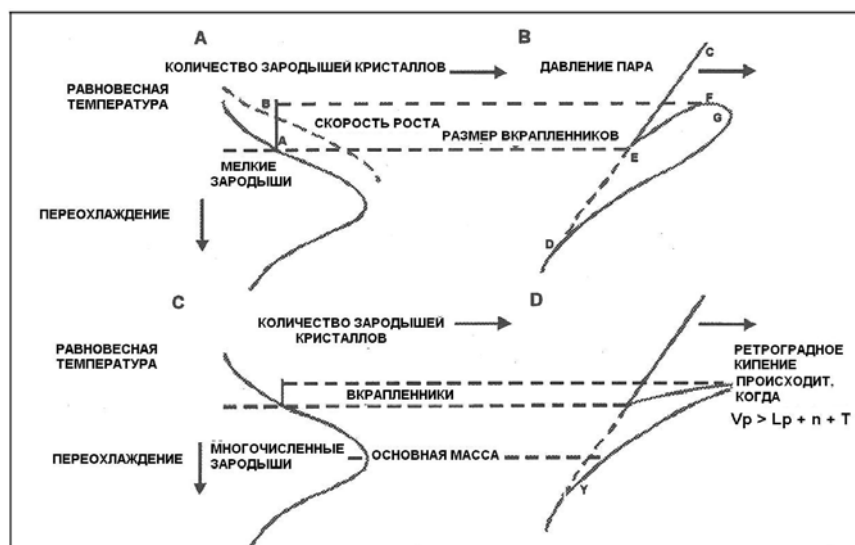


Рис. 5.7. Графическое представление взаимоотношения скорости нуклеобразования, роста кристаллов и давления паров воды ( $V_p \rightarrow$  давление пара,  $L_p$  – литостатическое давление,  $n$  – силы нуклеации,  $T$  – силы напряжений затвердевших пород) (Phillips, 1973).

Триджеринговым механизмом вторичного кипения является восходящее движение магмы. Вода, растворённая в расплаве, структурно связана с кремнезёмом и, следовательно, имеет тот же моляльный объём, что и лёд. Выделение из раствора воды сопровождается очень большим объёмным расширением пара при высокой температуре. В результате может создаваться очень высокое давление. Следовательно, существует сильная тенденция к образованию трещин (рис. 5.8). Этот процесс, наряду с другими формами увеличения проницаемости, такой, например, как тепловое линейное расширение или усадка (контракционная трещиноватость), приводит к снижению давления. Очень небольшие количества воды в первичном расплаве достаточны, чтобы создать этот эффект: предположительно до 2.5% (Cline, Vodnar, 1991).

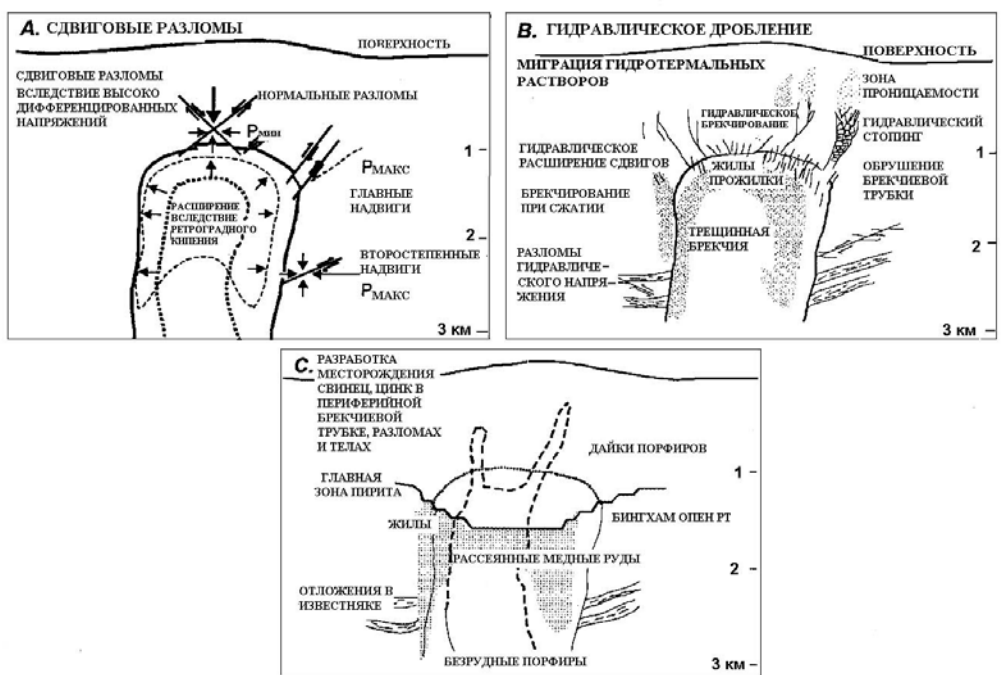


Рис. 5.8. Сдвиговые разломы, гидравлические разрушения и распределение медных руд, связанных со штоком, который подвергается ретроградному кипению (Phillips, 1973).

В местах падения давления гидротермы могут переходить в двухфазное состояние (рис. 5.9). При очень сходных условиях кипение мало глубинных гидротерм происходит при дроблении вмещающих пород и снижении давления. В результате этих процессов около интрузии вследствие своего большого удельного веса (плотности) образуются остаточные рассолы, тогда как отделившаяся менее минерализованная фаза гидротерм, являясь более лёгкой и мобильной, стремится подняться вверх.

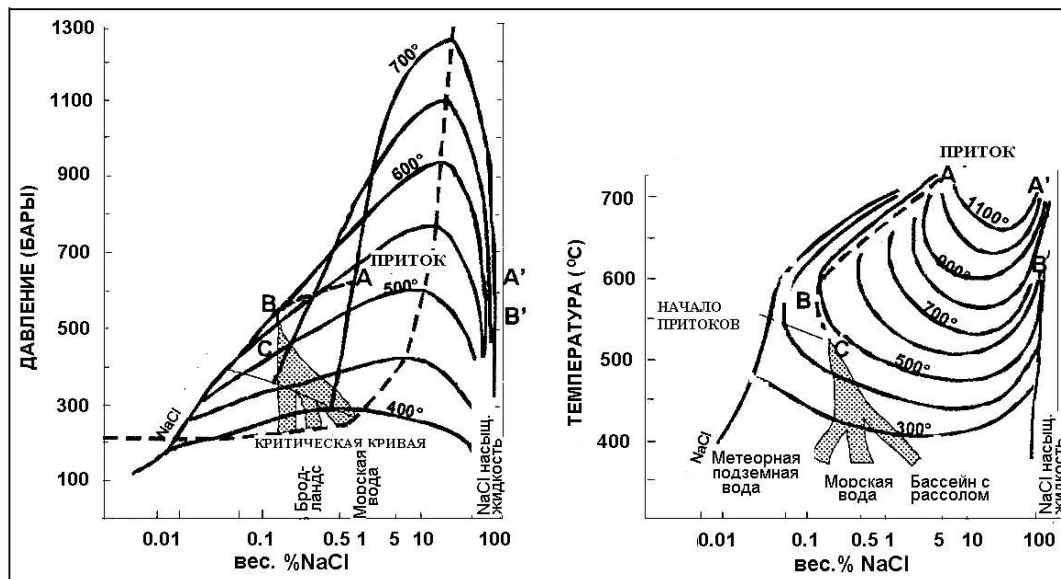


Рис. 5.9. Изотермы (400<sup>0</sup> до 700<sup>0</sup>С) и изобары (300 – 1 100 бар) сосуществующих газов и жидкостей в системе NaCl –H<sub>2</sub>O. ABC представляет изменение составов магматических летучих компонентов по мере того, как они поднимаются вертикально вверх в струе и A' B' представляет состав сосуществующей жидкости. В секторе BC при очень высоких температурных градиентах газовая фаза может стать субкритической. Изменения солёности (минерализации) вследствие вторжения грунтовой воды показано указательной штриховкой, представляющей приток метеорной воды, морской воды или рассолов их депрессии, соответственно (Henley, McNabb, 1978).

Разделение фаз обуславливает наличие двух разных типов флюидных включений в гидротермальных минералах (высоко минерализованные – 70% вес.% NaCl, слабо минерализованные – 0.2% вес.% NaCl; Cline, Bodnar, 1971), которые часто находятся в непосредственной близости от порфировых месторождений. Это приводило ранее к идее существования двух различных, появляющихся друг за другом,

гидротермальных растворов. Если интрузия располагается на значительной глубине, то главная конвективная гидротермальная система способна образовать эпитермальное месторождение латульфидейшн (рис. 5.10). В случае нахождения интрузии на малой глубине, выделяющиеся из магмы летучие компоненты, могут образовать эпитермальные месторождения хай сульфидейшн.

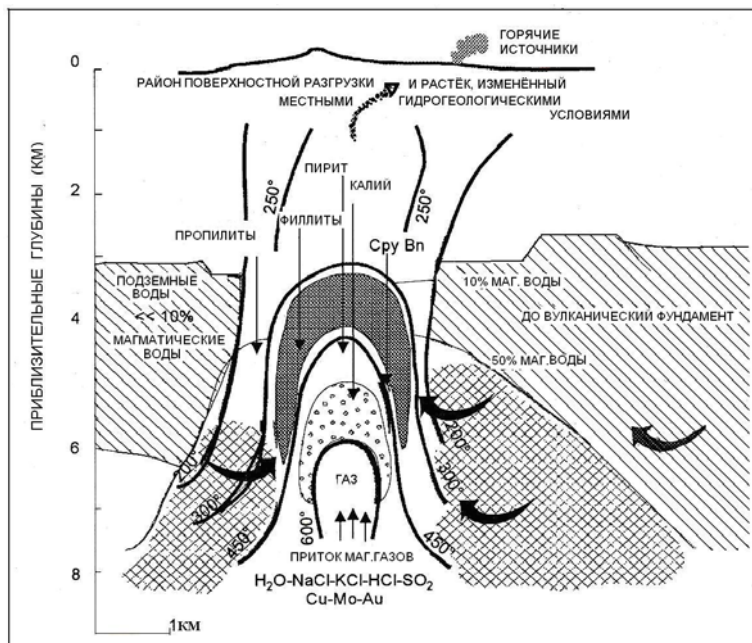


Рис. 5.10. Схематическое обобщение струйной модели, формирующегося Cu-порфирирового месторождения. Термический профиль поверхностной зоны зависит от местной проницаемости; изотермы, грибовидной формы, встречаются только тогда, когда система подвергается слабой разгрузке через поверхность или в виде многочисленных симметричных относительно больших термопроявлений. Рассеянная струя показана тонко заштрихованным орнаментом, но его границы проводились произвольно, чтобы оконтурить район с предполагаемой увеличенной концентрацией металлов. Прямая разгрузка гидротерм из этого района может приводить локально к отложению металлоносных осадков в горячих источниках или к образованию эпитермального жильного месторождения. Отмечается небольшой объём пород, в которых изотопные данные могут показать преобладание магматических флюидов и, наоборот, большие объёмы струи рассеивания, которые доминируют в этом случае в результате притока грунтовых вод. Распределение пирита и борнита может зависеть от последующего разбавления и переотложения первичного халькопирита в результате вторжения грунтовых вод. Локальное кипение может происходить около дневной поверхности (Henley, McNabb, 1978).

Дальнейшим следствием потери летучих является увеличение точки замерзания расплава, что приводит к быстрому твердению остаточной магмы, захвату вкрапленников (формирование которых провоцирует вторичное кипение) тонко зернистой основной массой, что способствует образованию типичной порфирировой текстуры рудоносных штоков. Следовательно, название порфирировые для этих месторождений очень подходящее, так как оно не только описывает его наиболее характерную особенность, но также эта черта является обобщающим определением генезиса месторождения. Интрузии, в которых происходит процесс, продуцирующий рудную минерализацию, является предшественником внедрения магм и, таким образом, отличающим их от других фаз внедряющихся интрузий.

Отделение летучих и дробление (трещинообразование) определяют в целом размер и концентрацию рудной минерализации (месторождения). Если трещинообразование происходит на очень малой глубине и этот процесс прослеживается до дневной поверхности, то летучие компоненты выделяются в большом объёме (безгранично) и производят вулканические пароксизмальные извержения, не образуя месторождений. Если отделение летучих происходит на значительной глубине в ограниченном объёме, то дробление (трещинообразование) может простираться в стороны и смыкаться с существующей сеткой разрывных структур. В некоторых случаях процесс дробления может приводить к фокусированию потоков гидротерм (флюидов) и формированию мезотермального жильного месторождения. Однако этот процесс может также рассеивать летучие и формировать более крупные, но с низкими концентрациями металлов месторождения.

На больших глубинах, однако, происходит уменьшение рассеяния, но идёт процесс снижения переноса золота от родоначальной интрузии в порфирировые среды. Рудоносные порфиры не образуются изолированно. Они являются частью значительно более крупного интрузивного комплекса, в который полезные металлы приносились из первичной интрузии. Следствием процессов формирования

интрузивного комплекса может быть внедрение магм до внедрения рудоносной интрузии. Эти порфиры впоследствии могут вмещать рудные интрузии или в них могут проявляться процессы контактового метаморфизма или происходить образование скарнов во вмещающих породах. Результатом этого является не только внедрение ранних (предшествующих) интрузий в высоко компетентные вмещающие породы, но может происходить изоляция ранее существовавших разломов и трещин. Таким образом, когда летучие компоненты отделяются, их рассеяние не происходит. Они будут формировать рудную минерализацию непосредственно в самой рудоносной интрузии или вблизи неё. Этот процесс приводит к формированию руд с высокой концентрацией металлов.

## 5.6 Гидротермальные изменения и образование жил.

### 5.6.1. Гидротермальные изменения.

«Классическое» описание гидротермальных изменений в порфириковых месторождениях представлено в работе Lowell, Guilbert (1970) (рис. 5.11).

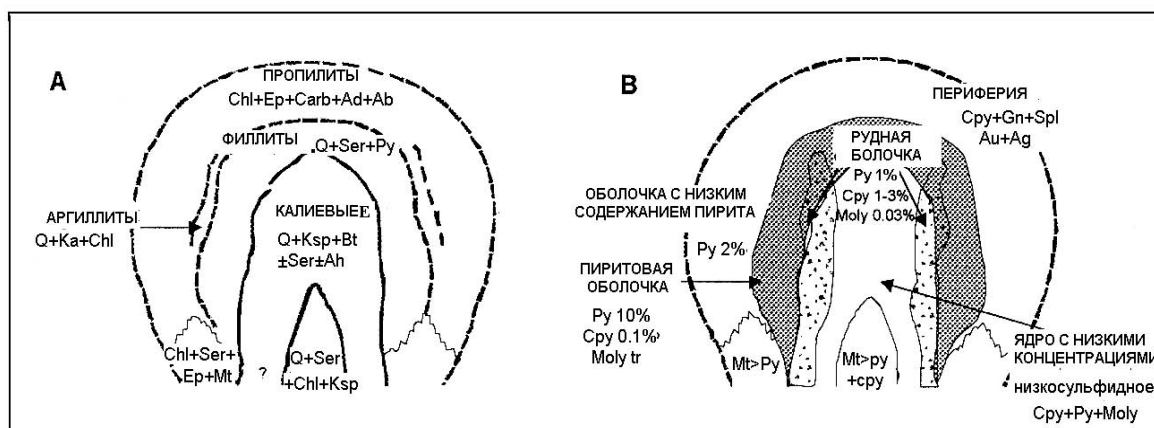


Рис. 5.11. Первичная руда и зоны гидротермальных изменений в идеализированном Cu-порфириковом месторождении. (А) Схематическое изображение зональности гидротермальных изменений в типичном порфириковом рудном месторождении. Смыкание филлитовой и пропилитовой оболочек в апикальной части представлено в виде единой зоны. (В) Схематическое изображение рудной зональности в типичном рудном порфириковом месторождении. Рудная «раковина» является типичной формой месторождения Сан Мануел-Каламазоо, в то время как другие месторождения, не имеющие таких отличительных «раковин» довольно часто встречаются (Henley, McNabb, 1978).

Различаются следующие основные типы гидротермальных изменений.

**Калиевые:** в калиевых зонах главными вторичными минералами являются биотит, калиевый полевой шпат (КПШ), кварц и магнетит. Актинолит, гранаты и иногда ангидрит обычно являются аксессуориями, в умеренных количествах присутствуют альбит-олигоклаз, титанит (сфен) или рутил. В малых содержаниях встречаются эпидот и хлорит, а если они присутствуют в более значительных концентрациях, то образуются из других типичных калиевых минералов путём более поздних ретроградных изменений. Калиевые гидротермальные изменения образуются около интрузивными высокотемпературными гидротермами, для которых характерна значительная доля магматических флюидов и высокая минерализация. В месторождениях с более кислыми (кремнезёмистыми) проявлениями вулканизма, как, например, характерно для континентальных геологических структур, могут присутствовать аксессуарные минералы, указывающие на присутствие значительной доли магматических летучих компонентов в гидротермах, таких как бор и фтор. Они содержатся в турмалине, топазе и флюорите. Эти элементы редки в островодужных порфирах, хотя месторождение, содержащие турмалин, известно на Сулавеси.

**Филлитовые:** они перекрывают или иногда залегают на границе с калиевой зоной и образуют горизонты филлитовых изменений. Серицит и кварц являются главными минералами этой зоны, также обильно насыщенные пиритом, в разных концентрациях присутствует ангидрит. Филлитовые изменения могут быть наложенными на калиевые или пропилитовые изменения и в их составе присутствуют смешанные минеральные комплексы, состоящих из хлорита и в ряде случаев присутствует кальцит. Филлитовые изменения образуются обычно более низкотемпературными (обычно < 400°C) и более разбавленными гидротермами, чем калиевые гидротермальные изменения. При пониженных температурах филлиты могут переходить в аргиллиты, для которых характерны низкотемпературные глины, такие как смектит и каолинит. Этот термин не отвечает смысловому значению, так как объединяет все глины воедино, которые обычно стабильны, как при нейтральных,

так и при кислых рН и, таким образом, они являются характерными минералами для разного типа гидротерм.

**Пропилиты:** обычно на границе калиевой и филлитовой зон располагается зона пропилитовых изменений, представленная хлоритом, иллитом, кварцем и эпидотом, наряду с альбитом и небольшими количествами кальцита и ангидрита. Пропилитовый комплекс минералов может образоваться при таких же температурах, что и филлиты; они подвержены меньшему метасоматозу, если гидротермы, ответственные за их образование, сильно разбавлены и менее кислые и/или, если породы менее проницаемы. Обычно филлиты образуют ореол белесых пород, окружающих жилу или разлом, постепенно переходящий в более широко развитые в пространстве пропилиты.

**Расширенные (обширные, интенсивные) аргиллиты:** эти комплексы минералов образуют, как зоны, секущие другие залежи (горизонты) гидротермальных минеральных комплексов, так и слоистые и вертикально ориентированные зоны. Они также формируют более обширные покровы или «литологические экраны» на больших абсолютных отметках в структуре гидротермальных систем (рис. 5.12.). В первом случае, в порфировых средах, они образуются восходящими кислыми гидротермами магматического происхождения. При низких температурах формирующих гидротермальных растворов они сопоставимы с калиевыми зонами. Сходные комплексы гидротермальных минералов, представляющие второй случай, могут образоваться сульфатно-кислыми термами эпитермальных сред на меньших глубинах. Они сильно разрушают вмещающие породы и другие комплексы гидротермальных минералов. Расширенные аргиллиты могут быть зональными и сложены в центре зоны алунит-кварцевым комплексом с переходом к внешней части зоны в минеральный комплекс, представленный кварцем, пиррофиллитом, дикситом, каолинитом, алунитом и диаспором. На удалении от гидротермальных дрен они могут постепенно переходить в «нормальные» пропилиты и аргиллиты.

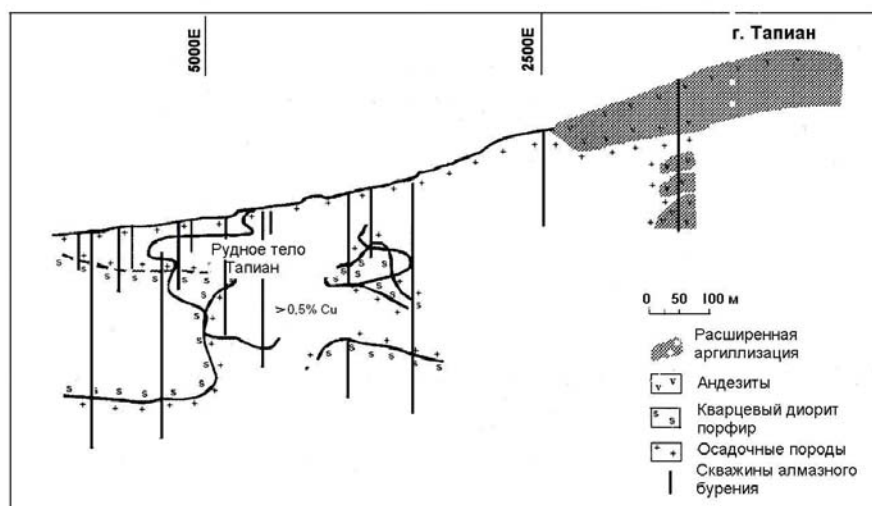


Рис. 5.12. Поперечный разрез Cu-порфирового месторождения Тапиан, на котором показаны пространственные соотношения рудного тела и «расширенных» аргиллитовых изменений (Sillitoe, Gappe, 1984).

### 5.6.2. Образование жил.

Широко распространенный процесс образования жил является характерной чертой многих порфировых месторождений. Жилы могут быть большими, массивными («жилы безрудный кварц – bull quartz») структурами, которые протягиваются на сотни метров, или, более. Часто, жилы представляют собой густую сеть мало мощных заполнений трещин. Кварц является наиболее обычным жильным минералом этих месторождений. Далее идут по частоте встречаемости КПШ, сульфиды и ангидрит.

Как обычно, кварцевые жилы порфировых месторождений могут отличаться от эпитермальных жил в образцах по их внешнему виду и текстуре. Кварцевые жилы порфировых месторождений, обычно, имеют более стекловатый облик, чем отличаются от кварца в эпитермальных жилах (кроме жил, сложенных аморфным гиалиновым опалом), где кварц часто бывает мутным, вследствие насыщенности мельчайшими флюидными включениями. Реже кварцевые жилы порфировых месторождений могут иметь строгую линейную текстуру, чем в эпитермальных месторождениях и, по-видимому, чаще мало мощные несоприкасающиеся друг с другом. Обе эти особенности являются следствием их генезиса на большой глубине и, следовательно, в условиях давлений, приближающихся к литостатической компенсации. Это приводит к пластической деформации жил после их образования.

Gustafson, Hunt (1975) разработали систему классификации жил, связанных с порфировым месторождением на Эль Сальвадор. Они различают жилы типов «А», «В» и «D» (таблица 5.3).

Таблица 5.3

**Типы жил, связанные с порфирами месторождений Эль Сальвадор, Чили (Gustafson, Hunt, 1975)**

	Силикатные комплексы и текстура	Ореол гидротермальных изменений	Возраст и структурный тип	Сульфидный комплекс и текстура	Флюидные включения
Жилы «А»	Кварц - КПШ - ангидрит-сульфид со следами биотита. Содержание кварца от 50 до 90%. КПШ обычно пертит. Тонко равномерно зернистая текстура кварца с участием других минералов, которые равномерно рассеяны по жиле. Отсутствие жильной симметрии - это обычно, но полосчатость с КПШ по краям или в центре жилы - это довольно обычно. Более или менее чёткие контакты между кварцем и КПШ – обычное явление	Ореол КПШ, обычно пертита, более-менее развит около большинства жил. Они могут быть очень тонкими и незаметными, особенно в сильных калий-силикатных гидротермалитах. Ореолы самые сильные и наиболее очевидные около поздних жил в относительно свежих породах.	«А» - кварцевые жилы являются самыми ранними среди всех жил и всегда секутся кварцевыми жилами «В». Повторное образование жил начинается до внедрения «Х» порфиров и сохраняются после внедрения «L» порфирового комплекса. Самые ранние жилы наиболее хаотично ориентированные и прерывистые, обычно сегментированные и «тонкие». Толщина колеблется 1-25 мм и длина от см до нескольких метров.	Рассеянный халькопирит, борнит в пропорциях обычно аналогичных основной массе сульфидов. Местами следы молибденита.	Чрезвычайно обильные, как высоко минерализованные (1), так и слабо минерализованные.
Жилы «В»	Кварц-ангидрит сульфид при обычном отсутствии КПШ. Кварц относительно крупнозернистый и удлиненной осью расположен перпендикулярно стенкам жилы и иногда приближается к гребенчатой текстуре. Гранулированный кварц, особенно в смещенных полосах-обычен. Симметрия жил, определяемая сульфидами, ангидритом или зернистостью относительно центральной линии, границы или неправильные параллельные полосы – это типичная неравномерная развитость жил.	Ореол изменений обычно отсутствует. Иногда встречаются слабые и неправильные белесые ореолы, но большинство из них, по-видимому, являются следствием наложенного жилообразования.	Более молодые, чем жилы «А» и старше жил «D», жилы «В» секут все интрузивные породы за исключением латитов. Они обычно правильной формы, протяженные и выровненные. Обычно мощность 5 –50 мм и длина простирается от первых метров до десятков метров.	Молибденит-халькопирит обычны. Следы борнита. Более обычный второстепенный пирит встречается в стенках, в отличие от борнит-халькопирита. Сульфиды обычно крупно зернистые и занимают параллельные полосы в стенках или в трещинах перпендикулярных полосчатости.	Изобилие, как высоко минерализованных (1), так и слабо минерализованных включений. В некоторых жилах с друзами вблизи центральной линии самого молодого кварца содержатся значительно в меньшем количестве включения, которые переходят в слабо минерализованные включения (тип !!!)
Жилы «D»	Сульфид – ангидрит с второстепенным кварцем (исключением там, где есть наложение на жилы «В») и редко карбонат. Обычно кварц без включений и имеет форму кристаллов. Местами ангидрит образует крупно кристаллические массы и часто полосчатый с сульфидами.	Полево - шпатовый нарушенный ореол является характерной чертой, но рисунок меняется и не документирован качественно. Серичитовый или серичит-хлоритовый ореол может или не бывает оконтурен каолинит-кальцитовым ореолом.	Жилы «D» секут все кварцевые жилы «А» и «В», но почти всегда старше «галечниковых» даек. Они протяжённые, хотя местами неправильные, «пережатые» и характеризуются правильным рисунком. Толщина обычно колеблется от 1 до 75 мм, неравномерная протяженность от первых метров до десятков метров.	Обычно пирит преобладает с халькопиритом, борнитом, энаргитом, теннантитом, сфалеритом и галенитом. Второстепенные молибденит и многие другие сульфиды встречаются локально. «Реакционные» текстуры обычны.	Лишь редкие слабо минерализованные (!!!) включения наблюдаются в кварце, ангидрите и сфалерите.

Первоначальная классификация распространялась только на месторождения Эль Сальвадор. Затем она была применена на других месторождениях после исследования очень похожих типов жил, особенно А и D. Эта терминология получила общее распространение в виде полезных описательных терминов, особенно, с точки зрения текстурных определений.

Жилы «В» в Эль Сальвадоре сложены крупно кристаллическим кварцем и в подчинённых количествах в них присутствуют молибденит, редко ангидрит, турмалин, халькопирит и пирит. КПШ отсутствует. Часто кварц представлен удлиненными кристаллами и приближается к гребневидной форме, а в центре жил может быть ноздреватым. По текстуре жилы «В» имеют форму протяженных плоских тел с параллельными стенками и в некоторых случаях образуют внутреннюю полосчатость. Они, преимущественно, размещаются там, где вмещающие породы имели низкую температуру, что приводило к образованию хрупких образований, но и подвергались воздействию строго ориентированным напряжениям. В Эль Сальвадоре многие жилы «В» имеют небольшие углы падения, что позволяет предполагать образование их в трещинах (разломах), сформированных вертикальными напряжениями, такими, какие создает эрозия.

Жилы «D» в Эль Сальвадоре содержат пирит, который является их характерной особенностью, кварц, который присутствует в небольших количествах, а порой отсутствует. Другие минералы представлены ангидритом, халькопиритом, борнитом, энаргитом, теннантитом, сфалеритом, галенитом и другими сульфидами. В отличие от жил «А» и «В», жилы «D» ассоциируются с высокими содержаниями филлитов, а иногда имеют ореолы филлит-пропилитовых (серицит-хлорит) или аргиллитовых изменений. Жилы «D» крупнее и имеют более правильную форму и более протяженные, чем описанные типы жил. В Эль Сальвадоре они имеют почти вертикальную ориентацию и расположены радиально относительно порфировой интрузии.

### 5.7. Рудная минерализация и зональность рудных минералов.

Халькопирит – это наиболее важный рудный минерал и в меньшей степени борнит (рис. 5.13). Пирит является важной сульфидной фазой, но обычно он не имеет промышленного значения. Молибден находится в виде молибденита. Золото встречается в самородной форме, в электруме и реже в виде теллуридов, а чаще в виде включений в сульфидах. Магнетит добывается в качестве железной руды, но только там, где он имеет очень высокие концентрации, которые обычно присущи лишь некоторым типам скарнов.

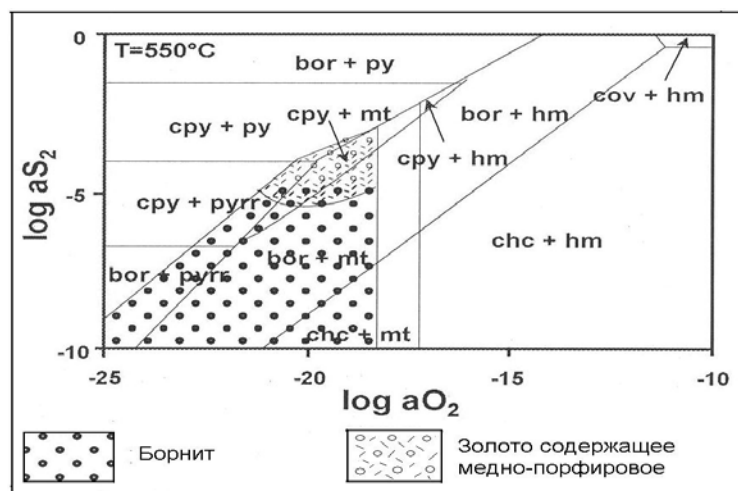


Рис. 5.13 Отложения Cu-Au в зоне калиево-силикатных гидротермальных изменений золотых Cu-порфировых месторождений показаны в виде функции активностей кислорода и серы (Bean, Titley, 1981). Аббревиатура: bor – борнит, chc - халькозин, cru - халькопирит, cov - ковеллин, hm - гематит, mt - магнетит, pyr - пирротин, py - пирит. Жилы поздней стадии могут быть разного типа и имеют более разнообразную минералогию, включающую галенит, сфалерит, теннантит-тетраэдрит и теллуриды. В верхней части зон расширенной аргиллизации энаргит и лузонит могут быть важными рудными минералами

Рудная минералогия в порфировых месторождениях часто зональная. Зоны этой текстуры параллельны зонам гидротермальных изменений (рис. 5.11). Причины зональности, с точки зрения химического состава гидротерм и стабильности минералов, обобщены Hemley, Hunt (1992) (рис. 5.14). Эти авторы прогнозируют общую тенденцию зональности Fe (в виде магнетита) – Cu – Zn – Pb – Fe – сульфидов, которая согласуется с полевыми наблюдениями. Зональность образуется не только путём снижения температуры, но также в результате, того факта, что растворимость меди менее зависит от изменений давлений, чем свинец, цинк и железо. Таким образом, снятие давления вследствие гидравлического

дробления (взрыва) будет рассеивать другие элементы в стороны, но медь будет оставаться в центральной части жил.

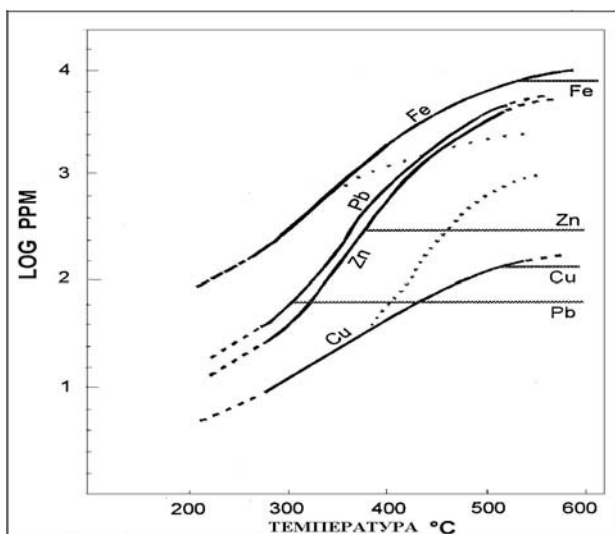


Рис. 5.14. Диаграмма растворимости 1 мольных хлоридных соединений при 1 килобаре с использованием КПШ-мусковит-кварцевого буфера в смешенной сульфидной системе, показывающая предполагаемый перенос, отложение и зональные взаимоотношения для металлов в зависимости от температуры. Штриховые продолжения кривых насыщения являются визуальной экстраполяцией. Горизонтальные линии – пути движения гидротерм не насыщенных металлами при увеличении скорости миграции остывающего раствора. Отложение происходит ниже линий насыщения, где кривые пересекаются. При давлении, представленном третьей осью, кривые насыщения превращаются в РТ поверхностями насыщения (Hemley, Hunt, 1992).

В самой внутренней зоне находятся халькопирит, борнит и магнетит. Пирит присутствует, но, обычно менее обилен, чем халькопирит. Эта зона более или менее совпадает с зоной калиевых изменений. Обычно золото коррелируется с медью (рис. 5.15).

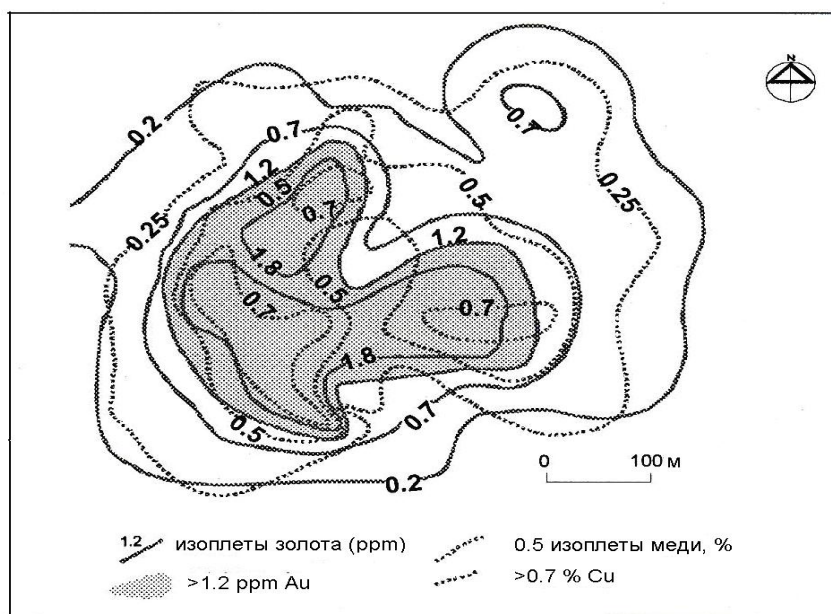


Рис. 5.15. Распределение Cu и Au в верхнем горизонте месторождения Дизон, Филиппины (Sillitoe, Gappe, 1984).

В наиболее богатых Cu-Au порфирах встречаются борнит с халькопиритовыми и золотыми включениями с текстурами распада. Это указывает на то, что первоначально образовался Cu-Fe-S промежуточный раствор. Он имеет высокую способность к включению золота в свою структуру при высоких температурах. По мере того, как месторождение остывает, происходит образование борнита,

халькопирита и золота. Это свидетельствуют, что образование рудных минералов происходило при температурах превышающих 550<sup>0</sup>С.

Там, где встречаются небольшие количества филлитов, перекрытые калиевыми гидротермалитами, магнетит замещается гематитом, а минералы меди подвергаются изменению. В окружающих и выше лежащих филлитовых породах пирит обильнее халькопирита, а борнит отсутствует. Таким образом, пирит образует не промышленный «пиритовый ореол» вокруг промышленных рудных тел. Этот ореол может иметь площадь до 60 км<sup>2</sup> и может быть полезным разведочным индикатором.

В пропиловых зонах пирит является преобладающим сульфидом с присутствием подчиненных количеств полиметаллических сульфидов. Однако могут быть жилы поздних стадий рудообразования с более высокими концентрациями полиметаллов (и золота).

Молибденовая минерализация, там, где она встречается, сечёт другие рудные минерализации, как в пространстве (зональности), так и во времени (парагенезис). Она может быть найдена в калиевых, филлитовых и пропиловых зонах. В некоторых случаях молибденовая минерализация встречается на удаленных участках, образуя ореол вокруг медной и золотой промышленной минерализации, и она используется в качестве разведочного признака, но это не означает, что такое бывает на всех месторождениях. В иных местах она обнаружена лишь в центральной зоне. В зонах интенсивной аргиллизации могут быть найдены энаргит, лузонит, ковеллин и теннантит-тетраэдрит.

### 5.8. Эволюция во времени.

Обычным случаем в порфировых месторождениях, особенно на островных дугах, является частичное наложение на ранние калиевые изменения поздних филлитов или филлитизация плюс хлоритизация. По-видимому, это связано с притоком в конвективную систему преимущественно метеорных вод поверхностного формирования. В раннюю стадию гидротермы, главным образом, магматического происхождения, формируют калиевые изменения, в позднюю стадию вторгаются подземные более холодные воды, в связи с чем формируются более агрессивные гидротермы, вызывающие филлитовые изменения (рис. 5.16, 5.17).

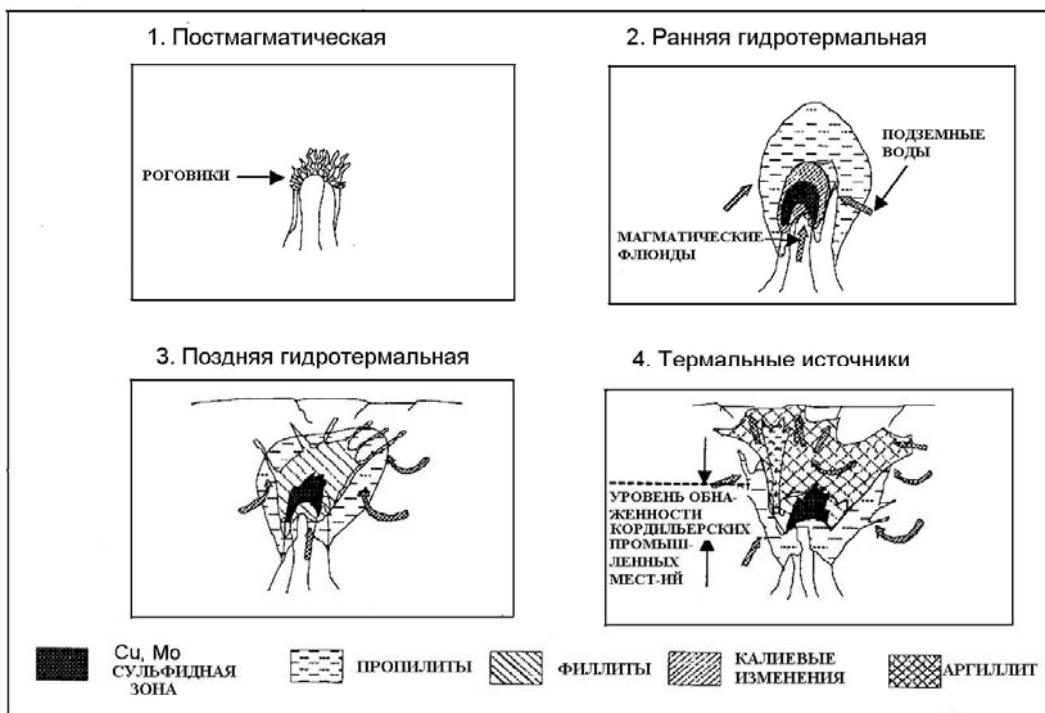


Рис. 5.16. Модель стадийности гидротермальных изменений. На модели демонстрируется четыре последовательных стадии гидротермальных изменений и рудных минерализаций (Gustafson, Hunt, 1975).

Парагенетическая последовательность образования рудных минералов происходит с последовательностью гидротермальных изменений. Поскольку температура и давление в любой точке обычно снижаются со временем, то такая же последовательность во времени часто проявляется в виде зональности гидротермалитов в пространстве, так как оба явления контролируются аналогичными процессами (рис. 5.18). Таким образом, магнетит и медь выпадают из растворов раньше свинца, цинка и пирита.

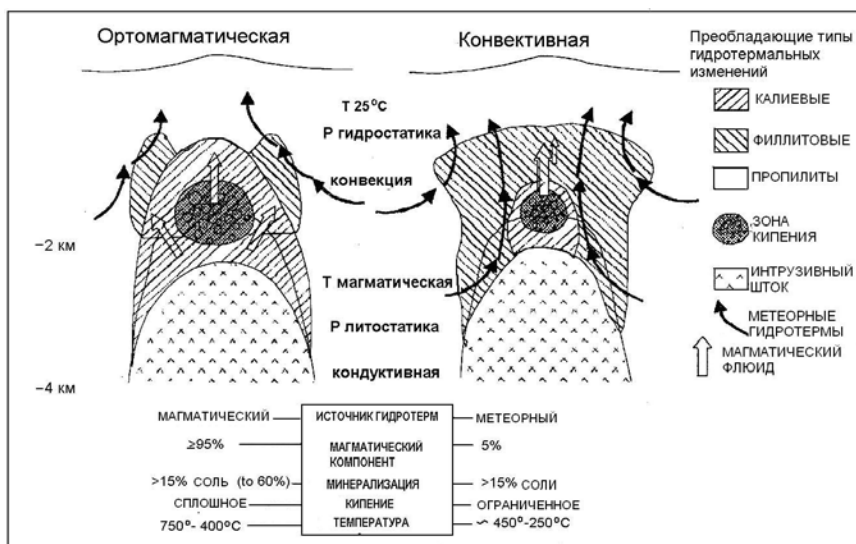


Рис. 5.17. Модель гидротермальной системы с контрастирующими потоками гидротерм (Roberts, Sheahan, 1988).

Время	Ранние магматические	Поздние метеорные гидротермы
Минералы	Биотит	Хлорит      Серицит
Температура	> 750°	250°
Минерализация	> 30м	2-3 м
$\delta D_{rk}$ (Биотит)		
$\delta^{18}O_{rk}$ (Полевойшпат)		

Рис. 5.18. Вариации гидротермальных параметров во время эволюции Cu - порфировых месторождений. Двойная вертикальная линия означает магмо-метеорный переход. Температура гидротерм ( $^{\circ}$ C) и минерализация (экв.NaCl мол.) определяются по флюидным включениям. Уменьшение отношений изотопов водорода и кислорода, полученные из теоретических исследований и по гидротермальным изменениям на месторождении Бутте в штате Монтана (Deane, 1983).

В более длительном масштабе времени, обычно, наблюдается наложение на порфировые месторождения более поздних гидротермальных изменений и рудных минерализаций эпитермального характера. Если интрузия и, сопряженная с ней конвективная гидротермальная система, были единым событием, то переход от порфировой минерализации к эпитермальной минерализации, возможно, наблюдать в виде простого тренда охлаждения. Однако, по всей вероятности, это должно быть усилено эрозией на протяжении деятельности гидротермальной системы и эволюцией магматизма, проявляющейся во внедрении более поздних интрузий, чтобы иметь разнообразный состав или разные типы вулканоплутонизма. Таким образом, в порфирах Филиппин обычны пострудные диатремы, связанные с дацитами. Они сами могут быть рудоносными, но также могут нарушать более ранние порфировые месторождения. Значение этого процесса заключается в том, что ранние интрузии формировались на больших глубинах и удерживали свои летучие компоненты, тогда как более поздние интрузии были ближе к дневной поверхности и поэтому они подняты, эродированы и способны проявлять эксплозивную деятельность с образованием эруптивных каналов. Аналогичная ситуация проявилась в Папуа Новая Гвинея и Ирианской Яве.

### 5.9. Методы разведки Cu-Au порфировых месторождений.

Одновременное опробование на медь и осадков из потоков BLEG является наилучшим геохимическим методом непосредственной разведки богатой золотом порфировой минерализации. Рудная минерализация также может формировать висмутовые и теллурические аномалии с аномальными концентрациями серебра и полиметаллов. Кровли (кэп-рок) проявляются мышьяковистыми, медными и золотыми аномалиями и могут сопровождаться геохимическими аномалиями Ag, Bi, Sn, W, Mo, и Tl. При

изучении почв также могут быть обнаружены аномалии, вследствие присутствия в них вудхаузита. Более крупные аномалии и разнообразный химический состав отличает их от гидротермальных изменений, производимых гидротермами, нагретыми паром, в системах лоу сульфидейшн, которые, обычно, характеризуются лишь слабыми мышьяково-сурьмяными аномалиями.

Преобладание магнетита и калиевых гидротермалитов может приводить к образованию соответствующих геофизических аномалий: магнитные и гамма излучения до 1.46 MeV, формируемые при распаде  $K \rightarrow Ag$ . Одновременные аэросъёмки, магнитные и гамма излучения, следовательно, могут рекогносцировать район магнетитовых и калиевых проявлений. Когда имеются сильные филлитовые изменения, магнетит разрушается, но калий остаётся и, следовательно, должно иметь место совпадения пониженных концентраций магнетита с аномальным гамма излучением, что также представляет интерес при разведке.

Картирование гидротермальных изменений с выделением мест локализации магнетита и калиевых изменений порфировых интрузий в субвулканических средах является главным геологическим методом. Структурное картирование также может помочь в локализации месторождений, но оно, обычно, необходимо для определения роли структурного контроля в районах с хорошо изученными месторождениями.

Поскольку порфировые месторождения на островных дугах встречаются группами, то большинство разведанных участков на них находится в непосредственной близости к известным месторождениям. Аналогично, предполагаемые промышленные рудопроявления могут быть найдены в окрестностях обнаженных не промышленных рудных образований.

## 5.10 Эпитермальные золотые месторождения хай сульфидейшн.

### 5.10.1. Характерные черты.

Эти месторождения также известны в качестве энергит-золотых месторождений, сульфатно-кислых и месторождений Нансатсу (рис. 5.19). Лепанто на Филиппинах является главным примером этого типа. Они образуются кислыми гидротермами с низкой или умеренной минерализацией при температурах 170-300<sup>0</sup>C.

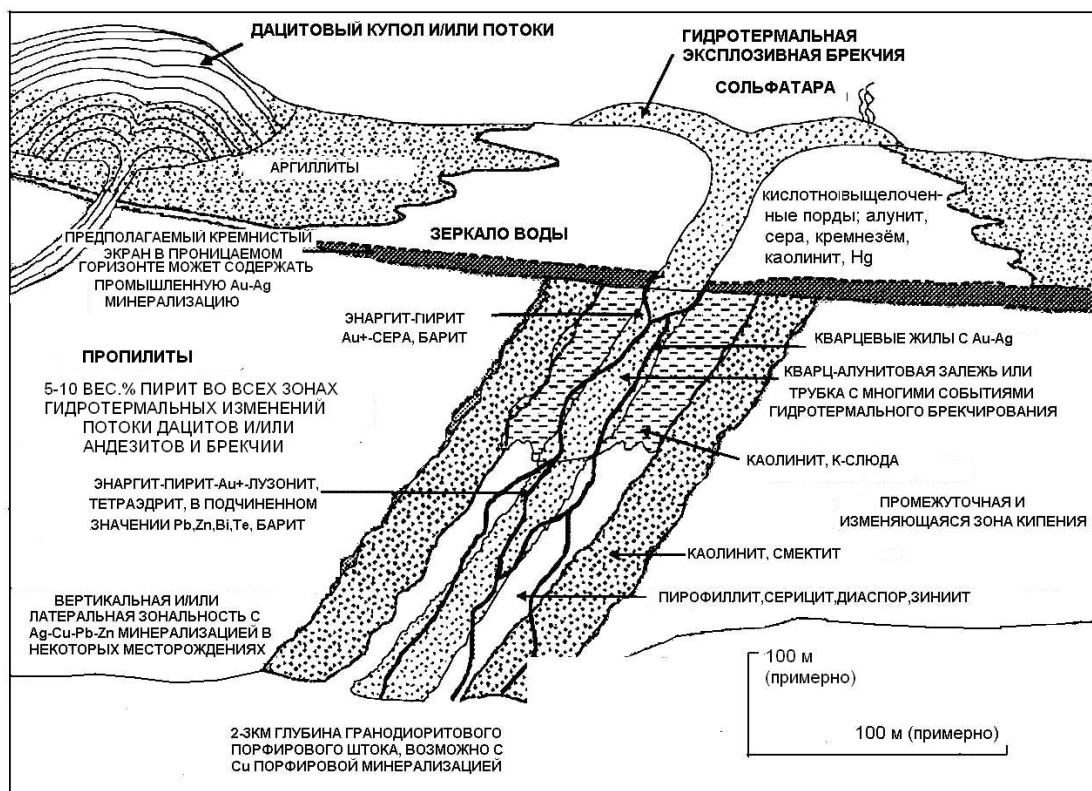


Рис.5. 19. Эпитермальное золотое месторождение хай сульфидейшн (Bonham, 1989).

Они сложены кварцем с подчиненным баритом, хай сульфидейшн сульфосолями, энаргит-лузонитом, теннантит-тетраэдритом и очень редко фаматинитом, плюс пирит, ковеллин и редко висмутитнит (таблица 5.3). Рудные минералы представлены энаргит-лузонит и золотом и более редко золотыми теллуридами.

Месторождения формируют почти вертикальные рудные тела, но не всегда пересекаются горизонтально параллельными зонами окремнения, и частично располагаются в куполах порфировых вулканитов, а также в брекчиевых трубках. Окремнение представлено в виде ноздреватого тонко зернистого кварца, образованного в результате растворения алюмосиликатных пород (халцедон встречается редко, и там, где он был обнаружен, то описывался в качестве очень тонко зернистого кварца, а не как тонко полосчатого халцедона). Этим он может отличаться в шлифах от кремнезёма, непосредственно отложившегося из гидротерм, присутствием зёрен первичного циркона и окислов титана. Интенсивное кислотное растворение может оставлять, так называемый «ноздреватый кремнезём» (который обычно более пористый, чем кремнезём с пустотами), откуда, фактически, удалены все другие элементы.

Энаргит-лузонит встречается в ранних и самых богатых месторождениях золота. Он обычно находится в брекчиях, в основном, в обломках. Золото и золотые теллуриды могут находиться в энаргит-лузоните. Кварц поздней стадии, пирит, теннантит-тетраэдрит, барит и золото слагают матрицу таких брекчий и иногда, довольно часто в самых больших месторождениях, встречаются в виде поздних поперечно секущих жил или штокверков. Брекчии и окремнённые зоны вложены в зону «расширенных» аргиллитовых изменений с кварцем, алунитом и пиритом, которые окружает рудную минерализацию. Последняя, в свою очередь, окружена кварц-каолинит-пиритовыми гидротермалитами, переходящих в региональные пропилиты. Зона смектита может располагаться между каолинитовыми изменениями и региональными пропилитами. Смектит представляет собой неравновесную фазу и, следовательно, не обязательно свидетельствует о низкотемпературных условиях (Delfin et al., 1996).

Основным отличием систем этого типа от систем с гидротермами преимущественно метеорного происхождения, которые формируют эпitherмальные золотые месторождения лоу сульфидейшн, является участие в кислых гидротермах большой доли магматических летучих компонентов, имеющих более сложный химический состав и обладающих высокой способностью транспортировать золото. В системах с гидротермами, преимущественно метеорного происхождения (вторичные), кислые гидротермы инфильтруются в их недра и отлагают золото в местах смешения с нейтральными первичными гидротермами. Следовательно, важно установить образованы ли зоны «расширенной» аргиллизации первичными кислыми сульфатно-кислыми термами, с присутствием большой доли магматических компонентов. К сожалению, аргиллиты, образованные кислыми термами, как хай сульфидейшн, так и лоу сульфидейшн, внешне очень похожие. Месторождения, богатые пиритом, и, следовательно, способные подвергаться сильным супергенным изменениям, могут маскировать первичную зональность, гидротермальную зональность. Ключом к интерпретации природы системы гидротермальных изменений могут служить:

- отношения изотопов кислорода и серы в алуните. Систематика их обсуждается Rye et al (1992) (рис. 5.20). Этого можно достигнуть оценкой температуры формирования потоков и интерпретацией происхождения гидротерм.

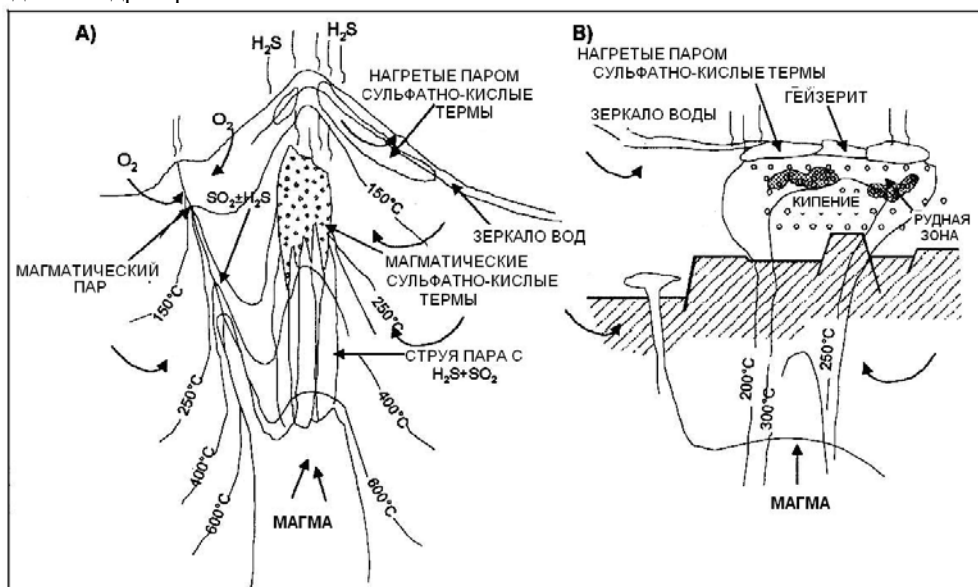


Рис. 5.20 Схематическая диаграмма, показывающая (А) гидротермальную систему, связанную с вулканом, где сульфатно-кислые гидротермальные изменения, произведены магматическими гидротермальными водами, нагетыми паром, и магматическим паром; (В) сульфатно-кислые гидротермальные изменения, образованные вторичными (нагетыми паром) гидротермами, перекрывающие гидротермальную систему с почти нейтральными гидротермальными водами с адуляр-серицитовой минерализацией, образованной глубинным магматическим источником тепла. Изогнутые стрелки показывают направления течений гидротерм (из Henly, Ellis, 1983).

- Минералогические текстуры: зоны массивного алунита в жилах с большими кристаллами ограничены распространением первичных сульфатно-кислых гидротерм. Однако эти гидротермы могут быть также ответственными за обширное частичное замещение вмещающих пород, таким образом, более поздняя текстура не может использоваться в качестве диагностики вторичных гидротерм. Супергенный алунит характеризуется тонко зернистой фарфоровой текстурой, а крупные кристаллы имеют пластинчатую форму.

- Сопутствующие минералы: присутствие фосфорсодержащих фаз, таких как вудхаузит, сванбергит, плумбогуммит и гойязит, а также зунит, топаз и думортиерит и барит являются диагностическим признаком первичных, а не вторичных гидротерм.

На глубине рудная минерализация более богата полиметаллами и сопровождается «расширенной» аргиллизацией, для которой характерно присутствие диаспора и пиррофиллита. Более древние месторождения могут подвергаться низкотемпературному региональному метаморфизму, где каолинит превратился в пиррофиллит, как, например, в Пуэбло Виехо в Доминиканской республике.

### 5.10.2. Геохимия и механизмы отложения золота.

В эпитермальных месторождениях хай сульфидейшн размещение мало глубинных интрузий обуславливалось внедрением значительного количества газов на малые глубины (в верхние горизонты) при повышенной температуре и почти без какой-либо нейтрализации при взаимодействии вода-порода, или без разбавления подземными водами, как, например, происходит в гидротермальных системах с преобладанием метеорной воды. По-видимому, возможность образования такой системы, которая приводит к порфировой рудной минерализации, небольшая, так как летучие компоненты не удерживаются в ней. Принимая во внимание размеры таких месторождений, в сравнении с общим количеством золота в порфирах, и потенциально очень высокий поток металлов в вулканическом центре, предполагается, что такой процесс не происходит. Происходит или нет концентрация металлов – вот важнейший аспект проблемы.

Билиран на Филиппинах (Lawless, Gonzales, 1982) и Алто Пик могут служить предполагаемыми современными аналогами эпитермальных месторождений хай сульфидейшн (Reyes et al., 1993) (рис.5.21). Геологическое опробование скважин на Алто Пик с точки зрения рудной разведки произведено не полностью. Хотя рудная минерализация хай сульфидейшн идентифицирована и большая часть скважин не достигла глубин, где эта минерализация могла располагаться, но некоторая полезная информация была получена по результатам бурения на этой системе.

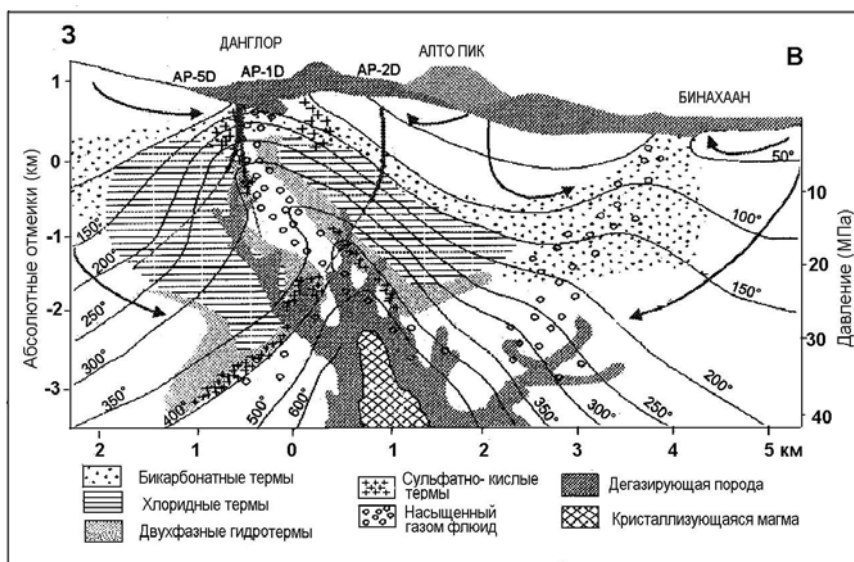


Рис.5. 21. Гидротермальная система Алто Пик (Reyes et al., 1993).

Исключительной особенностью Алто Пика является присутствие неглубокой дегазирующей интрузии, которая образует центрированный конус магматических летучих компонентов, окруженный зоной двухфазного флюида, расположенной в водоносном горизонте. По-существу, эта картина идентична модели Henly, McNabb (1978), описывающей формирование медно-порфировых месторождений. Данные, полученные при изучении флюидных включений энаргита в инфракрасном излучении (Mancano, Cambell, 1995), показывают, что месторождение хай сульфидейшн Лепанто образовано при температурах гидротерм 170-285<sup>0</sup>С с минерализацией 0.2-4.5 вес.%. Такие гидротермы имеют очень низкую минерализацию, чтобы сформировать низкотемпературные фации порфировой минерализации, так как гидротермальные растворы, образующие порфировые месторождения, имеют обычно минерализацию более

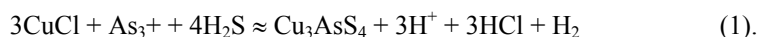
20 вес.%. Гидротермы с такой температурой и минерализацией, непосредственно образующие рудную минерализацию, были обнаружены на Алто Пике на глубине 1 км. Следовательно, должны быть первичные летучие компоненты, которые были бы способны транспортировать металлы от дегазирующей интрузии к месту образования рудной минерализации.

Доказать перенос летучими Cu и Au в паровой фазе можно двумя способами. Первый - существует золото, содержащееся в сублиматах из очень высокотемпературных ( $\approx 800^{\circ}\text{C}$ ) перегретых магматических fumarолах (Kavalieris, 1994) и, во-вторых, есть анализы Cu и Au в парогазовых включениях Cu-Au порфировых месторождений (Ulrich et al., 1999). Парогазовые включения проанализированы из месторождения Грасберга. Как рассольные, так и парогазовые включения были проанализированы на инфракрасном лазерном спектрометре. Рассольные включения имеют отношение Cu/Au, сходное с отношениями, характерными для месторождений в целом, и концентрация Cu до 1 вес. % и Au до 1 ppm. Аналогичные концентрации Cu были определены в газовых включениях, наряду со 100ppm Au и значительными количествами As, которые в среднем составляют 190 ppm, с эквивалентной минерализацией 7 вес.%. Если такие газы не улавливались (захватывались), а выделялись из порфиров, то их химический состав соответствовал химическому составу гидротерм, необходимому для образования эпitherмального месторождения Au типа хай сульфидейшн. Золото здесь присутствует в больших концентрациях и достигает балансовых содержаний в некоторых месторождениях, таких, например, как Чанкайши на о. Тайване. Следовательно, имеется небольшая проблема переноса золота из недр системы в газовой фазе, но его присутствие в сублиматах fumarол позволяет допускать, что проблема состоит лишь в его концентрации.

Однако летучая фаза гидротерм не может образовать «расширенные» аргиллитовые изменения, типичные для этих месторождений, если они не конденсируются в около поверхностных водоносных горизонтах, поскольку кислота может вступать во взаимодействие с породой только при наличии жидкой водной фазы. В связи с этим, поскольку некоторые, преимущественно ранние рудные минерализации этого типа могли быть сублиматного происхождения, большинство рудопоявлений должны были образовываться из жидких гидротермальных растворов, которые, по всей вероятности, возникают в результате конденсации летучих компонентов в водоносном горизонте гидротерм метеорного происхождения.

Конденсация представляет собой механизм захвата металлов из гидротерм, впоследствии из которых происходит их осаждение. Для меди известно, что она образуется при высоких температурах из летучих Cl-комплексов (Henley, McNabb, 1978) и предполагается, что золото образуется также (Gammons, Willam-Jones, 1997). Мышьяк, являющийся составной частью энаргит-лузонита, образует летучие соединения  $\text{AsH}_3$ .

Другими интересными летучими являются HCl и  $\text{SO}_2$  – главные компоненты магматических газов. Отмечается, что «расширенные» аргиллитовые изменения в этих месторождениях предваряют рудную минерализацию и, вероятно, они могут являться гидротермальными изменениями, которые образовались в результате взаимодействия вода-порода самых ранних наиболее кислых гидротермальных растворов, в которых все металлы растворимы. Так, например, энаргит растворяется в HCl, главном компоненте конденсатов:



Поскольку в начале формирования месторождения летучие имеют наивысшую температуру, и большая часть подземных вод выкипает, то конденсация будет неполной и металлы могут выноситься в атмосферу. Здесь наибольший интерес представляет реакция диспропорциональности  $\text{SO}_2$ , когда он взаимодействует с водой:



Серная кислота нестабильна при температуре  $> 340^{\circ}\text{C}$  (Aylward, Findlay, 1971). Таким образом, чтобы обеспечить приток  $\text{H}_2\text{S}$ , необходимый для образования энаргита, требуется охладить и частично нейтрализовать раствор за счёт реакции с породой, которая происходит в субповерхностных условиях этих месторождений. Главным результатом реакции с породой является выщелачивание и формирование гидротермальных минералов с низким молекулярным объёмом, таких как кварц, и с высокой проницаемостью, что приводит к увеличению инфильтрации охлаждающих вод, со временем способствуя процессу «просачивания» металлов. Продукты гидротермальных изменений с большими молярными объёмами, такие как каолинит, образующиеся вокруг участков выщелоченных пород, уменьшают проницаемость и, следовательно, ограничивают зону высокой проницаемости и приводят к концентрации рудной минерализации. Золото месторождения Лепанто частично находится в виде теллеридов в энаргите и лузоните, которые образуются при температурах до  $180^{\circ}\text{C}$  и при слабой минерализации. Следовательно, маловероятно, что Cl- комплексы, которые более стабильны при повышенных температурах и при более кислых pH, переносят золото с последующей конденсацией. Этот аргумент можно также применить к меди и, в связи с этим можно объяснить отсутствие Cu в некоторых месторождениях с менее минерализованными гидротермами. Benning, Seward (1996) определили, что самым вероятным комплексом Au в менее минерализованных гидротермах является  $\text{Au}(\text{HS})^0$ , который дестабилизируется согласно следующей реакции:



Расход  $H_2S$  и образование  $H_2$  в результате отложения энаргита, следовательно, также будет приводить к отложению Au, а отложение энаргита происходит в результате смешения охлаждающегося и нейтрализующегося раствора. Это характерно и для отложения пирита. Данные по флюидным включениям из месторождения Лепанто показывают, что оно образовалось, в основном, в результате смешения рудообразующего раствора с холодными подземными водами. Однако большая часть золота в Лепанто отложилась в позднюю стадию образования кварцевых жил с теннантитом. Эта взаимосвязь также справедлива для других крупных эпitherмальных месторождений хай сульфидейшн, таких как Эль Индио в Чили, где большая часть золота находится в поздних кварцевых жилах, сопровождаемых серицитовыми изменениями. По существу, отложение золота в случае Эль Индио в разных структурах происходит значительно позже. Отложения золотых руд, по-видимому, могут быть перекрыты системой лоу сульфидейшн, возможно образованной поздней стадией развития конвективной ячейки вокруг порфирового центра. К сожалению, нет достаточной опубликованной информации, чтобы можно было понять этот процесс, но необходим подъём этого участка или эрозия во время формирования месторождения.

## 5.11 Рудные скарны.

### 5.11.1 Определение.

Первоначальное определение «скарн» относилось к известково-силикатной породе, заполняющей жилы, связанной с железными рудами. Сейчас, обычно, этот термин используется в более широком смысле и относится к породам с известково-силикатным минеральным комплексом, который образован путём замещения ранее существовавших осадочных и изверженных пород. Термин в сегодняшнем понимании не подразумевает, что скарны якобы связаны с промышленными рудопроявлениями, поскольку такие известково-силикатные минеральные комплексы могут быть образованы разнообразными процессами и необязательно связаны с рудоносными гидротермами. Предполагается, что термин «скарновое месторождение» описывает скарны, связанные с промышленной рудной минерализацией. Процессы, в результате которых скарновые минеральные комплексы могут образоваться, разнообразные и изменяются от чистого метаморфизма до чистого метасоматоза. Большинство скарновых месторождений связано с интрузиями и образованы процессом крупно масштабного метасоматического переноса, но могут также быть сопряжены с ранней стадией контактового метаморфизма. В дальнейшем мы сосредоточимся на описании скарновых месторождений, связанных с интрузиями и не рассматриваем скарны, образованные другими способами, или скарны, которые могут разрабатываться с целью получения силикатных минералов.

### 5.11.2 Номенклатура.

Скарны, которые образуются в осадочных породах, окружающих интрузию, называются экзоскарнами, хотя, обычно, это определение относится лишь к известнякам. Мало известковистые или безкарбонатные породы, в которых нет в достаточном объёме известково-силикатных минералов, называются роговиками. Скарны, образованные вблизи интрузии называются эндоскарнами.

Образование известково-силикатных минеральных комплексов зависит от ряда факторов, наиважнейшим из которых является состав вмещающих пород. Известково-силикатные минералы образуются в результате замещения известняка первичными Са-скарновыми минералами, такими как гранат, клинопироксен, везувианит, волластонит и монтичеллит. Такие скарны именуется кальциевыми скарнами. Скарновые минеральные комплексы, образовавшиеся замещением доломитизированных известняков (т.н. скарны Эртсберг/ГВТ в Ирианской Яве), редки, сложены первично магнизиальными минералами, такими как клинопироксен, форстерит, мелилит и флогопит и называются они магнизиальными скарнами.

Термины «прогрессивные» и «ретроградные» применялись к скарнам с целью описания разнообразия условий, при которых образуются скарновые минералы. «Прогрессивные» минеральные комплексы относятся к таковым, когда они образуются в начальную стадию скарнообразования и сложены более высокотемпературными гидротермальными минералами, чем минералы, содержащиеся во вмещающих породах. «Ретроградные» комплексы минералов «наложены» (от частичного наложения до полного замещения) на более высокотемпературные минеральные агрегаты. «Ретроградные» комплексы минералов стабильны при разных условиях, даже по отношению к «прогрессивным» минеральным комплексам, образованных при более низких температурах и/или разными по химическому составу гидротермальными растворами. Примерами этого являются места, где минералы «прогрессивного» комплекса гранат и пироксен замещены минералами с низкими концентрациями Са (т.н. эпидот, амфибол), кварцем и кальцитом. Хотя минералы «прогрессивного» минерального комплекса имеют тенденцию быть безводными, а «ретроградные» минералы, в основном, гидратные, то термины «прогрессивный» и «ретроградный» могут использоваться лишь в том случае, когда очевидным является факт наложения. Это обусловлено тем, что некоторые скарны содержат гидратные минералы, которые являются частью устойчивого «прогрессивного» минерального комплекса (т.н. фтор содержащие гидратные минералы месторождения Лост Ривер, Dobson, 1982). В некоторых скарнах трудно определить является ли

минеральный комплекс «прогрессивным» или «ретроградным», поскольку «прогрессивные» минеральные комплексы подвержены сильному замещению (иногда до полного исчезновения) в мало глубинных скарновых системах. Так как эти термины имеют несомненный генетический смысл, они должны использоваться с большой осторожностью.

Скарны часто описываются с точки зрения их удаленности от источника образования скарновых гидротермальных растворов (т.н. магматический источник). Скарны называются проксимальными, если они располагаются вблизи интрузии и дистальными, если локализируются вдали интрузии. Обычно, дистальные скарны трудно диагностируются, если вблизи нет породившей их интрузии.

### 5.11.3 Эволюция скарновых месторождений.

Скарновые известково-силикатные и рудные минералы некоторых месторождений могли образоваться из аналогичных гидротермальных систем, но эти системы имеют существенные различия в распределении таких минералов, как во времени, так и в пространстве.

Различаются три основных стадии в эволюции скарнов (рис. 5.22):

**контактовый метаморфизм;**

**первичный метасоматоз:** (особенно в «прогрессивных» гидротермальных изменениях), сопровождающий кристаллизацию магмы;

**«ретроградные» гидротермальные изменения, сопровождающие остывание системы.**

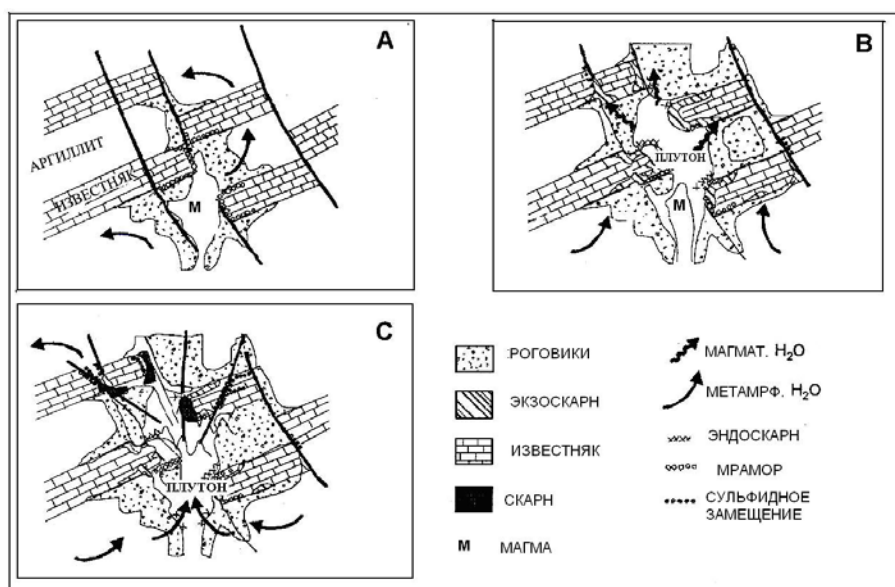


Рис.5.22 Стадии эволюции скарновых месторождений. (А). Первоначальное размещение магмы образует метаморфический ореол роговиков и мраморов; (В). Кристаллизация магмы продуцирует магматические флюиды, которые взаимодействуют с вмещающими породами и образуют экоскарны и эндоскарны; (С). Охлаждение системы и взаимодействие с метеорными гидротермами приводят к образованию «ретроградных» гидротермальных изменений скарнов-роговиков и производят серицитизацию плутонов и сульфидно-карбонатно-силикатное замещение вдоль главных разломов и напластований (Einaudi et al., 1981).

Первая стадия является результатом термического воздействия, обусловленного влиянием внедрившейся высокотемпературной магмы на холодные вмещающие породы. Воздействие этого метаморфизма проявляется в превращении известняков в известково-силикатный мрамор, а других осадочных пород в роговики. Состав материнской породы, в основном, контролирует состав образующихся известково-силикатных минералов (т.н. известняк обуславливает образование кальциевых минералов, а доломитизированные известняки – магний содержащие минералы). Описываемая стадия важна для образования более поздних рудных минералов, по мере того как дробление и перекристаллизация, связанные с метаморфизмом, будут увеличивать пористость вмещающих пород (Einaudi et al., 1981). Минералы, образовавшиеся в эту стадию, могут быть идентичными минералам, образованным во вторую стадию. В некоторых скарнах небольшие количества этих ранних минералов сохраняются в виде «хвостов» включений в «прогрессивном» граните.

Отделение магматических флюидов означает начало метасоматоза карбонат содержащих вмещающих пород. Такие флюиды первоначально содержат  $H_2O$ , хотя их состав может измениться в более позднюю стадию эволюции системы, вследствие взаимодействия с метеорными водами или вследствие смешения с метаморфическими флюидами. Со временем, флюиды также постепенно обогащаются  $CO_2$ ,

который образуется в результате растворения карбонатов. Магматические флюиды приносят кремний, железо и алюминий, необходимые для образования скарновых минералов в экзоскарнах, тогда как Ca и Mg, извлекаются из раздробленных карбонатов и приносятся в эндоскарны. Другие привнесенные элементы могут быть извлечены из окружающих локально распространенных пород или иметь экзотическое происхождение. Сульфиды в ранние стадии метасоматоза не отлагаются, хотя они могут быть привнесены в поздние стадии образования «прогрессивных» скарнов, в которых известково-силикатные минералы обогащаются железом и обедняются магнием. Ранние стадии отложения «прогрессивных» скарнов характеризуются образованием, главным образом, негидратных минералов, таких как гранат, клинопироксен, волластонит и форстерит. Во время поздних стадий отложения «прогрессивных» скарнов эти минералы обогащены железом, так, например, гранат представлен андрадитом или альмандином, а пироксен - геденбергитом и появляется магнетит.

Кроме того, эти составы во времени могут также иметь пространственные вариации в распределении минералов «прогрессивных» скарнов поперек скарновой зоны. Гранат часто является собственно скарновым минералом, тогда как пироксен более удален, а везувианит встречается на контакте скарнов с мраморами. Окончание «прогрессивной» стадии означает конец скарнового образования. Минералы, отложившиеся в более «ретроградную» стадии, наложены на эту скарновую основу. «Ретроградные» гидротермальные изменения означают начало гидратных гидротермальных изменений ранних скарновых минералов, сопровождаемых отложением основной массы сульфидов. Силикатные минералы, отложившиеся в эту стадию, отражают состав «прогрессивных» минералов, но содержат меньше Ca, и обогащение летучими. Так, например, эпидот, хлорит и кальцит замещают гранат, актинолит-тремолит замещают диопсид, родонит/родохрозит – манганогеденбергит, а серпентинит замещает форстерит. Другие минералы, отложившиеся в это время, представлены окислами железа, сульфидами, карбонатами, кварцем и альбитом.

Отложение руд (металлов) контролируется рядом факторов, включая падение температур, окислительные условия и нейтрализацию гидротермальных растворов на контакте скарны-мраморы. Исследование флюидных включений показало, что присутствие гидротермальных растворов с наивысшей минерализацией совпадает с пиком отложения сульфидных руд.

Образование «ретроградных» скарнов и рудных минералов (включая сульфиды) структурно контролируется и эти скарны могут пересекать более ранние скарновые системы. Такие минералы могут концентрироваться в разломах, на стратиграфических или интрузивных контактах. Так, например, золото-скарновые руды Никелевого Плато (Канада) концентрируются в разветвлениях, образованных пересечениями силлов и даек (рис. 5.23) (Ettlinger et al., 1992). На месторождении Фортитуд (США) скарны контролируются стратиграфическими структурами, ограничиваясь известковой формацией, прослоенной осадочными обломочными фациями, и ограничены разломами (рис. 5.24). Руды сосредоточены в зоне «ретроградных» актинолитов со скарнами (Wotruba et al., 1987).

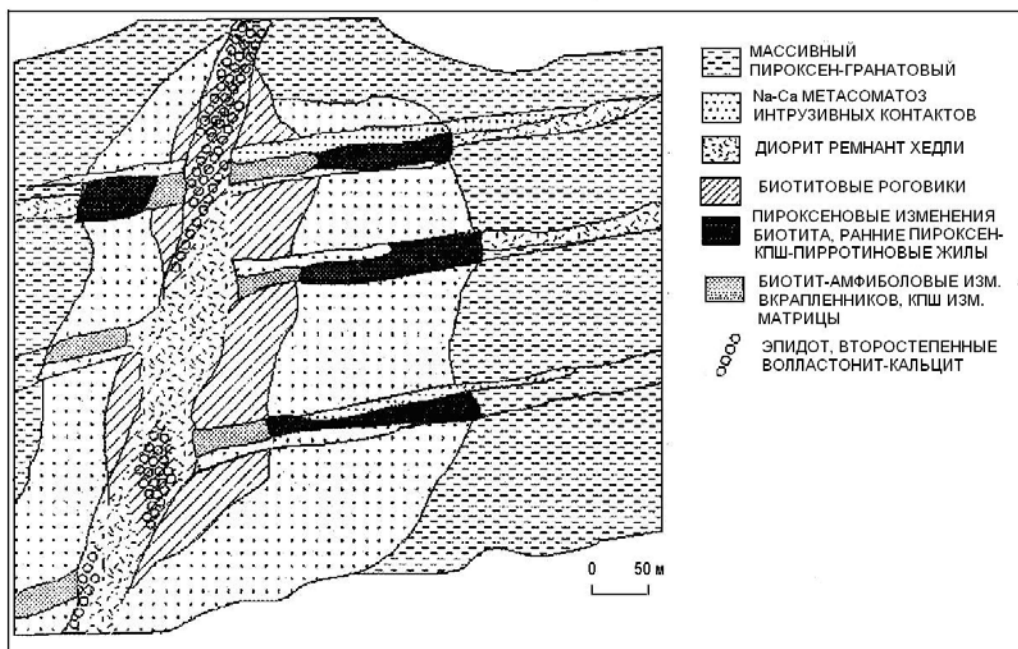


Рис. 5.23 Схематический разрез, иллюстрирующий пространственные отношения между эндоскарновыми и экзоскарновыми гидротермальными изменениями Никелевого Плато (Ettlinger et al., 1992).

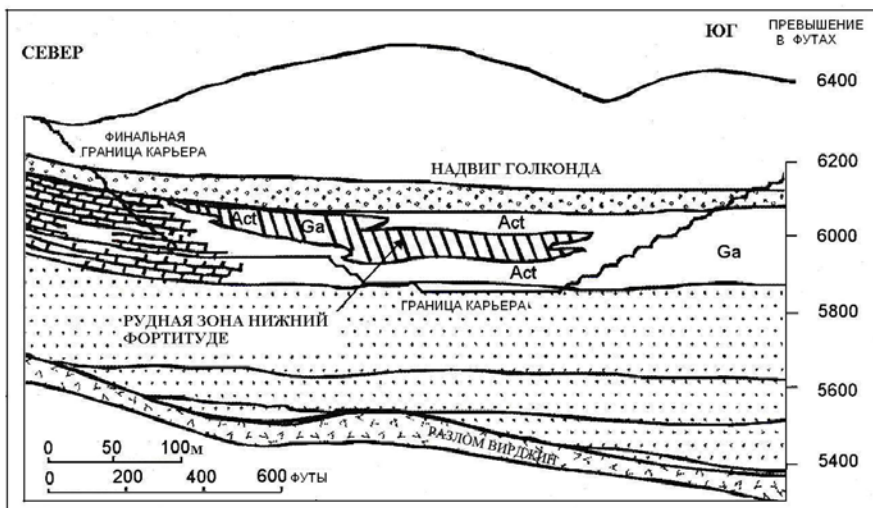


Рис.5.24 Разрез рудной зоны Нижний Фортитуд, показывающий распределение гранатовых и амфиболовых скарнов (Wotruba et al., 1987).

Был проведен сравнительный анализ гидротермальных изменений порфирирового типа, расположенных вблизи плутона и гидротермальных изменений в скарнах. Обычно калиевые изменения коррелируются с «прогрессивными» гранат-пироксеновыми образованиями, тогда как филлиты – с «ретроградными» эпидот-хлоритовыми изменениями. Обычные колебания температур в стадию эволюции скарнов составляют для: «прогрессивных» - 650-400<sup>0</sup>С, «ретроградных» - 450 – 250<sup>0</sup>С, а для кварц-карбонатных изменений – 250-100<sup>0</sup>С.

#### 5.11.4. Геометрия скарновых месторождений.

Геометрия скарнов, с точки зрения их соотношения с рядом расположенными плутонами и ориентации во вмещающих породах, а также распространению и конфигурации различных стадий гидротермальных изменений, часто чрезвычайно неправильная (бесформенная). Предполагалось, что геометрическая форма, в основном, зависит от глубины формирования скарнов. Проницаемость вмещающих пород обусловлена глубиной и отражает состояние их пластичности и хрупкости. Таким образом, глубинные скарны обычно контролируются стратиграфической структурой вмещающих пород, тогда как не глубоко залегающие скарны часто секут напластования толщ. В глубоких недрах ореол гидротермальных изменений вокруг скарнов относительно небольшой по сравнению с ореолом метаморфических пород мало глубинных скарновых залежей, так как температуры окружающих пород на глубине более высокие. «Ретроградные» гидротермальные изменения более обширны у мало глубинных скарнов, вследствие большого влияния гидротерм метеорного происхождения на этих уровнях. Как и в других типах гидротермальных рудных месторождений, скарны обычно проявляют некоторую зональность, особенно те из них, которые образовались на относительно небольших глубинах. Таким примером могут служить Cu-Au скарны Биг Госсан на Ирианской Яве, где рудные и жильные минералы образуют зональность (Meinert et al., 1997). Эти скарны имеют зоны, распространённые, примерно, на 200м от мраморов, с тонкими «стилолитами»; карманами массивных сульфидов; с пироксеновым скарном – на удалении; пироксен-гранатовым скарном, занимающим промежуточное положение; и близко расположенным гранатовым скарном; биотитовыми роговиками и пироксеновыми роговиками (рис. 5.25). Металлы также имеют зональное размещение: Мо – наиболее обилён в ядре, тогда как Cu, Au, Ag, Pb, Zn, As и Co увеличивается к кровле и границам системы. Концентрации Pb и Zn самые высокие в удаленных скарнах и в мраморах за пределами скарнов.

#### 5. 11.5 Промышленные металлы и тектонические позиции скарнов.

Поскольку количество и типы рудных минералов, связанных со скарнами, многочисленны и разнообразны, то скарновые месторождения классифицировались по доминирующим промышленным металлам. Выделялось 7 основных наиболее значительных типов скарновых месторождений: Au, Cu, Fe, Zn, Mo, W и Sn и некоторые другие (F, C, Ba, Pt, U и редкие земли). Характеристики 7 главных типов описаны в таблице 4. Обычно, несмотря на то, что скарновое месторождение разрабатывалось на часть элементов, другие металлы могли извлекаться в качестве побочного продукта. Золото является одним из них, часто являясь побочным продуктом Cu скарнов.

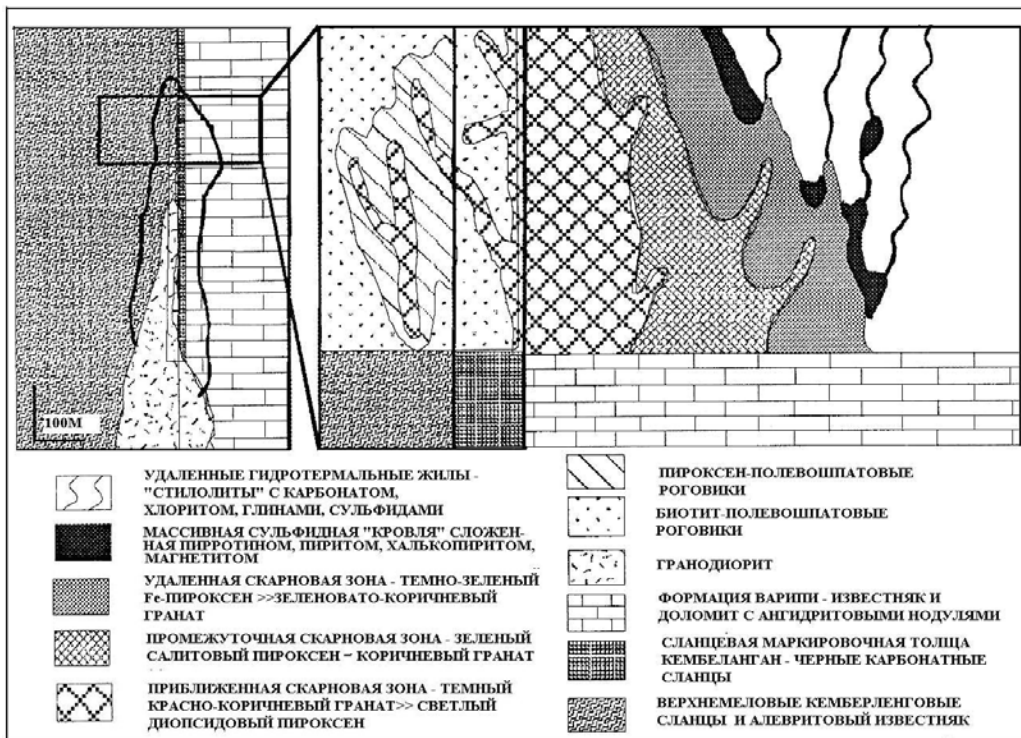


Рис.5.25 Схематическая зональность в скарнах Биг Госсан, Ирианская Ява. (Meinert et al., 1997).

Может быть сделана генерализация тектонических ситуаций разных типов скарновых месторождений (рис. 5.26). Большинство типов скарновых месторождений ассоциируется с магматическими дугами, связанными с субдукцией под континентальную кору.

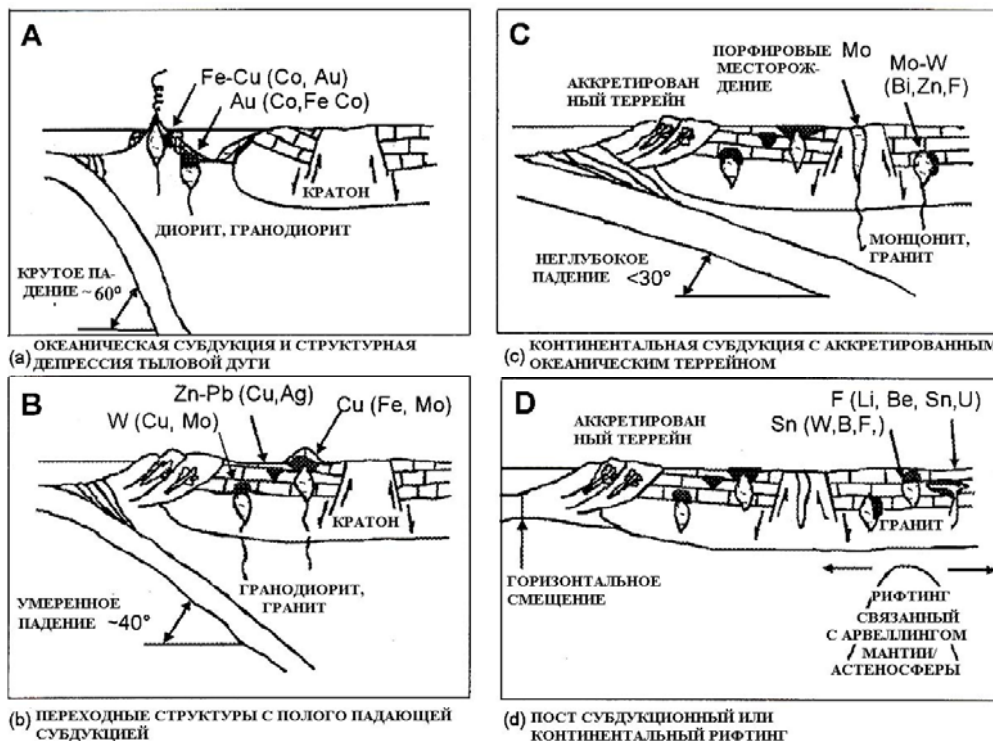


Рис. 5.26 Тектонические модели скарновых образований: (а) океаническая субдукция и структурные опуская (депрессии) тыловых дуг, (в) переходные структуры с полого-падающей субдукцией, (с) континентальная субдукция с аккрецированным океаническим террейном, (д) постсубдукционный или континентальный рифтинг (модифицировано из Meinert, 1993).

Таблица 5.4.

## Сравнение основных типов скарнов (видоизменено из Einardi et al., 1981).

Тип	Au	Cu	Fe карбонат	Fe магнетит	W карбонат	Zn-Pb	Mo	Sn
Размер. Примеры крупных месторожд. (млн. т.)	Фортитуд 10 млн.т., 6.9г/т Au	Твин Биттес, Аризона 500 млн. т 8%Cu	Сарбай, Россия. 725 млн.т. 47% Fe	Шерогеш, Россия. 234 млн.т., 35%Fe	Мак Миллан Пасс, Канада 63млн.т., 0.95%WO <sub>3</sub>	Найка, Мексика. 21млн.т. 4% Zn, 4.5% Pb, 0/3г/тAu	Литтл Буулдер Крик, Айдахо 167млн.т. 0.15% MoS <sub>2</sub>	Мойна, Тасмания. 30 млн. т., 0.15%Sn
Типичный размер	0.1-10млн.т.	1-100 млн.т.	5-200млн.т.	5-100млн.т.	0.1-2.0 млн.т.	0.2-2млн.т.	0.1-2.0млн.т.	0.1-3.0млн.т.
Типичная концентрация	1-10 г/т	2%Cu	40%Fe	40%Fe	0.7%WO <sub>3</sub>	9%Zn, 6%Pb, 155г/тAu	0.1 – 1%MoS <sub>2</sub>	0.1-0.5%Sn
Сопутствующие металлы	(Cu,Ag,Bi,Te)	Mo,Au(W,Zn)	(Cu,Co,Au)	(Cu,Zn)	Mo,Cu	Ag(Cu,W)	W(Cu,Bi,Zn)	Fe(Be,W)
Тектоническая ситуация	Океан.остр. дуга,океан. тыл.структ. депрессия	Малый наклон континентальной субдукции	Океанич. островная дуга	Континет. субдукция	Континент. -субдукция/ столкнове- ние плит	Малый наклон конт.границы	Переходный тектонизм	Постороген- ный рифтинг
Сопутствующие изверженные породы	Гранодиорит,диорит	Гранодиорит до мон- цонита	Габбро до сиенитов	Гранодиорит до гранитов	Кварцевый, диорит до кварцев. монцонита	Гранодиорит до гранита	Кварцевый монцонит, до гранита	Гранит
Интрузивная текстура	Порфиры	М/з до аплитов, порфиры	Т/з равномерно зернистость	М/з, т/з равномерно зернистость	С/з, М/з порфировая	С/з до афани- товой, равно- мерно зерни- стость до пор- фировой	С/з до т/з равномерно зернистость до порфиро- вой	С/з до т/з равномерно зернистость до порфиро- вой
Интрузивная морфология	Дайки, сил- лы, штоки	Штоки, дайки	Большие до мелких што- ков, дайки	Мелкие што- ки, дайки, силлы	Большие батолиты	Большие штоки,дайки	Штоки	Штоки, батолиты
Скарновая минерало- гия( <i>прогрес- сивная</i> )	Гранат (грандит), пироксен (геденбергит), вола- стонит	Гранат(ан- драдит), пироксен (салит), вол- ластонит, везувианит	Гранат (грандит) пироксен (салит) магнетит	Форстерит, гуммит, шпинель	Гранат (грандит шпинель.) пироксен (геденбергит), вол- ластонит, везувианит	Гранат (андрадит), пироксен (геденбергит ёхансенит), бустамит, родонит	Гранат (грандит), пироксен (геденбергит), везувианит	Гранат (андрадит), пироксен (геденбергит), малайтит, данбурит
( <i>ретроград- ная</i> )	Эпидот, амфибол, скаполит	Амфибол, эпидот, смектит, кальцит	Эпидот, амфибол	Амфибол, серпентин, тальк, хлорит, флогопит,	Роговая обманка, биотит, плагиоклаз эпидот	Амфибол, Эпидот, Хлорит, Флюорит	Амфибол, Эпидот, хлорит	Амфибол Хлорит, Турмалин, Флюорит
Рудные минералы	Золото, пир- ротин, арсе- нопирит, пирит.Мине- ралы Bi, тел- луриды, маг- нетит, гема- тит	Халькопирит, борнит, пирит, гематит, магнетит	Магнетит, халькопи- рит, кобальтит, пирротин, золото	Магнетит, пирит, халькопирит, сфалерит, пирротин	Шеелит, молибденит, халькопирит пирротин, пирит	Сфалерит, галенит, халькопирит арсенопирит	Молибденит, шеелит, минералы Bi, пирит, халькопирит	Касситерит, арсенопирит, станнит, пирротин

Оловянные и, связанные с ними W, Be, F, скарновые месторождения не ассоциируются с субдукционно обусловленным магматизмом, а ассоциируются с рифтингом в районах ранее стабильного кратона. Островодужные скарновые месторождения встречаются реже, чем другие типы скарновых месторождений, которые располагаются в континентальных структурах, поскольку мощность карбонатных толщ, которые необходимы в качестве вмещающей среды для этих месторождений, также редко встречаются в таких тектонических ситуациях. Однако они являются местами образования Cu-Au и Au скарнов, которые недавно были преобладающими промышленными объектами. В юго-западной Пасифике и юго-восточной Азии наиболее благоприятными структурами для формирования скарнов, вероятно, могли быть места, где встречаются мощные карбонатные толщи, как, например, в Папуа Новая Гвинея - Ирианская Ява. Такими примерами являются наиболее крупные месторождения Cu и Au скарнов юго-западной Пасифики (таблица 5.5). Этот факт подтверждается тем, что самые большие месторождения находятся на Ирианской Яве (Ергсберг, (рис. 5.27), GBT, Дом, Биг Госсан, Вабу) и в Папуа Новая Гвинея (Ок Теди).

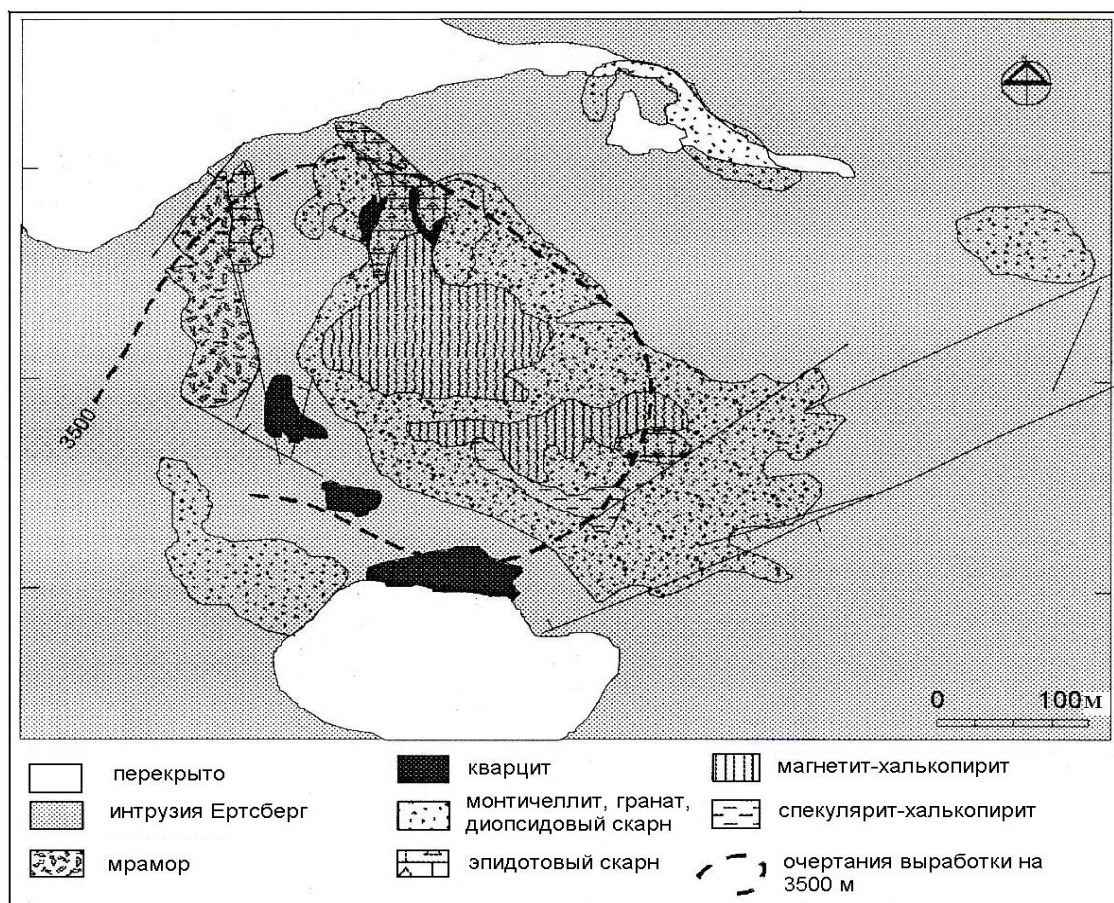


Рис. 5.27. Геологическая карта скарнового рудного тела Ертсберг (Гунуг Бийджих). Отмечается связь рудной минерализации с «ретроградным» эпидотом (модифицировано из Mertig et al., 1994).

Скарновые месторождения могут иметь высокие концентрации металлов на некоторых типах месторождений, но они, обычно, небольшие по запасам. Изучено 39 скарнов (в основном в США и Канаде), где Au и Ag были главными промышленными металлами, имели средние концентрации 8.6 г/т Au и 5г/т Ag, и запасы руды 213 000 тонн (Theodore et al., 1991). Однако такие же месторождения юго-восточной Азии характеризуются концентрациями 2.71 г/т Au, 12.6 г/т Ag и запасами 33 млн. тонн

#### 5.11.6. Критерии разведки.

Наиболее отличительными особенностями скарновых месторождений является Ca-силиканая минералогия и геологические позиции плутона, связанного с карбонатными толщами. Многие Ca-силикатные минералы твёрдые и с большим удельным весом (т.н. гранаты и пироксены) и, вероятно, могут сохраняться в речных отложениях. Некоторые из этих минералов встречаются в ограниченном количестве месторождений, так как разнообразие предполагаемых источников может быть обусловлено местными геологическими условиями.

Поскольку скарны значительно тяжелее, чем окружающие породы, то такие месторождения могут образовать гравитационные или сейсмические аномалии. Обычные залежи магнетита, а также пирротина в таких месторождениях будут проявляться в виде магнитной аномалии. Сульфиды также образуют IP, EM или магнитотеллурические возмущения, но возникают проблемы, связанные с интерпретацией такой информации в скарновых месторождениях, поскольку в них углерод находится в виде графита, который может образовать соответствующее возмущение.

Геохимические метки скарнового месторождения, по-видимому, наиболее изменчивы. Поскольку каждый тип скарнового месторождения имеет свои особые характерные геохимические черты, то возможны ошибки при разведке. Если скарновая залежь была обнаружена, то рудный горизонт может быть изучен путём тщательного картирования особенностей распределения скарновых минералов. Особое внимание должно быть уделено на присутствие «ретроградных» минералов, поскольку они ассоциируются с отложениями рудных сульфидов. Отмечается, что возможно наличие небольшого соответствия в распределении «прогрессивных» и «ретроградных» минералов. По-видимому, есть необходимость исследования петрографическими методами порядок образования минералов и определение минералов, образованных в «ретроградную» стадию эволюции скарнов. Изучение структурных особенностей скарновых

образований, которые могли влиять на расход потока рудоносных гидротерм, может помочь определению расположения зоны «ретроградных» минералов и рудных залежей.

Таблица 5.5

**Примеры золотых скарнов и золото содержащих скарнов в ЮЗ Пасифике.**

Местоположение	Тип	Запасы, млн. тонн	Концентрации		
			Au (г/т)	Ag (г/т)	Cu (г/т)
<b><u>Индонезия.</u></b>					
<i>Ирианская Ява</i>					
Эртсберг (1)	Cu	32	0.8	9.1	2.3
GBT (1)	Cu	100	0.8	10.6	2.1
Дом (1)	Cu	30	0.4	9.6	1.5
Биг Госсан (2)	Cu	37	1.0	16	2.7
Вабу (2)	Au	~ 60	~1.0		
<i>Суматра</i>					
Муара Сипонги (3)	Au	0.11	5.6	2.5	0.2
<b><u>Папуа Новая Гвинея</u></b>					
Ок Теди (только скарны)(4)	Cu	30	1.2		1.2
<b><u>Филиппины</u></b>					
Танксгивинг (5)	Pb – Zn	1.7	3.7	40.55	0.36
<b><u>Малайзия</u></b>					
Бау (3)	Au <sup>+</sup>	2.4	7.2	0.1	
<b><u>Австралия</u></b>					
Квинсланд					
Ред Дом (3)					
N.S.W.	Au	15	2.6	4.6	0.5
Броунс Крик (3)	Au	1.85*	6.0*	9.0	0.4

+ не понятно – это запасы только скарновых месторождений или всех месторождений в горном округе Бау.

\* ресурсы на 1996 г.

Ссылки: (1) Mertig et al. 1994; (2) Register of Indonesian Gold 1997; (3) Meinert 1989; (4) Tyrwhitt, 1996; (5) Theodore et al. 1991.

## Глава 6. Жизненный цикл гидротермальных систем.

### Содержание.

#### 6.1 Введение.

#### 6.2 Единичный цикл.

##### 6.2.1 Охлаждение плутонов.

##### 6.2.2 Изменение первичных гидротерм (флюидов).

##### 6.2.3 Изменения, связанные с вторичными гидротермами.

##### 6.2.4 Эрозия.

#### 6.3 Омоложение гидротермальных систем.

##### 6.3.1 Продолжительность активности гидротермальных систем.

##### 6.3.2 Влияние магматизма на рудную минерализацию.

##### 6.3.3 Свидетельства омоложения активных и ископаемых (древних) гидротермальных систем.

### 6.1 Введение.

В этом разделе описаны типичные изменения, которые может пройти гидротермальная система в течение одного цикла, и рассмотрены возможные пути их исторического развития. Этот процесс имеет не только теоретическое значение. Материал базируется на наблюдениях реальных систем, часть которых связана с известными промышленными месторождениями. Так, например, на месторождении Крид в штате Колорадо в США, были выполнены детальные исследования по флюидным включениям, а «стратиграфия» была изучена по окраске полос обильно присутствующего в жилах сфалерита. Она позволила установить воздействие на систему контролирующего временного фактора (рис. 6.1). На этом месторождении можно распознать двадцать различных этапов отложения сфалерита. Эти данные показали процесс уменьшения минерализации и температуры во времени, в связи с чем можно высказать предположение о постепенном разбавлении и остывании первичных магматических флюидов. Они также свидетельствуют о двух циклах обновления гидротермальной системы, которые сопровождались несколькими более мелкими флуктуациями в режиме гидротермальных растворов.

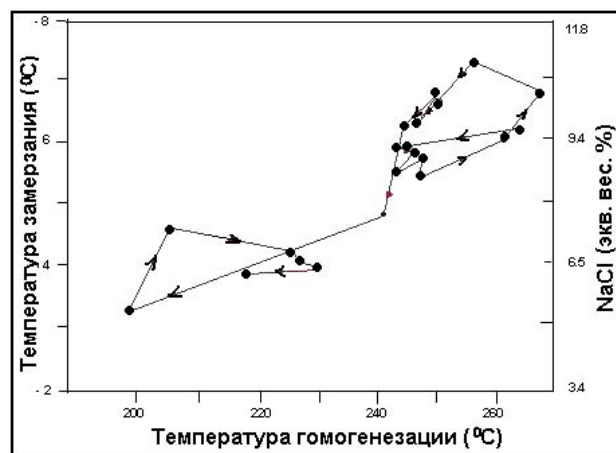


Рис. 6.1 График  $T_h$  относительно  $T_m$  льда (и оценка минерализации) для 221 первичного включения в 50 мм полосе зонального сфалерита из месторождения Крид (Roedder, 1984)

### 6.2 Единый цикл.

Факторы, которые в пределах одного жизненного цикла гидротермальной системы, влияют на эволюционные изменения следующие:

- физические изменения в результате остывания;
- химическая эволюция вследствие изменений первичных флюидов;
- химическая эволюция вследствие изменений вторичных гидротерм;
- эрозия.

Эти факторы определяют все процессы в гидротермальной системе, но их удобнее рассматривать во времени по отдельности.

### 6.2.1 Остывание плутонов.

Простейшая модель гидротермальной системы представляет собой систему, наведённую тепловым полем внедрившегося плутона, который, взаимодействуя с подземными водами, начинает остывать. Формируется конвективный теплообмен, в результате чего плутон остывает быстрее. Со временем происходит тепловое дробление плутона, в связи с чем, вода может проникать в плутон, извлекая тепло и выщелачивая минералы (рис. 6.2)

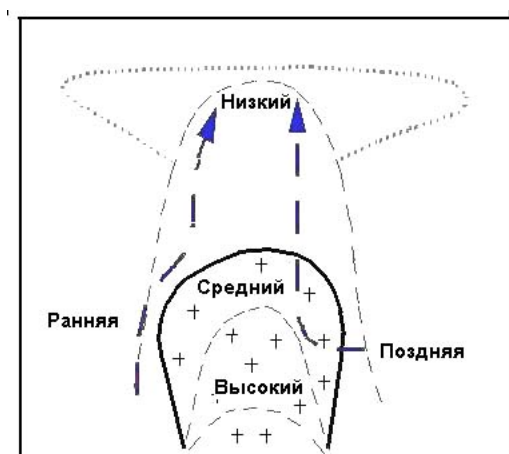


Рис.6.2. Линии течения гидротерм и изотермы вблизи остывающего Плутона в однородно проницаемых вмещающих породах. Линии течения, показанные стрелками, принадлежат ранней циркуляции, когда центр плутона не был раздроблен (был непроницаемым) и поздней циркуляции, когда шток становится проницаемым в результате дробления. Точечной линией показано расположение низкотемпературной изотермы, указывающей на предполагаемое распространение гидротерм, обусловленное теплоизолирующими свойствами выше лежащего водоупорного горизонта (Beane, 1983)

По-видимому, эта модель является слишком упрощенной для любой реальной системы. Но даже для этой простой модели математическое моделирование процесса остывания показывает, что любая точка в пределах окружающих вмещающих пород подвергается полному комплексу термических и химических событий, обусловленных физическими свойствами воды при разных температурах, кипения и физических эффектов, сопровождающих внедрения подземных вод в плутон. Это не простой процесс подъёма температуры до пикового значения и последующего её уменьшения (рис.6.3), поскольку происходит изменение проницаемости со временем по мере расширения зоны дробления, сопровождаемое усилением конвекции.

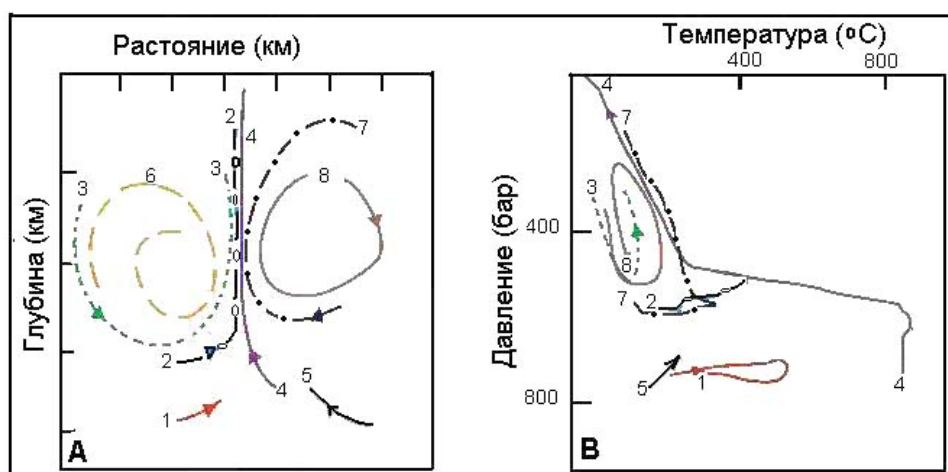


Рис. 6.3. А: Примеры моделирования путей миграции гидротерм в течение 200 000 лет в гидротермальной системе, представляющие перераспределение гидротерм, обусловленных тепловой аномалией. Стрелки показывают направление движения гидротерм. В: Миграция гидротерм, циркулирующие вдоль потоков эволюционирующей гидротермальной системы, в диаграмме давление-температура, такие, какие приведены выше.

Факторы, такие как, экзотермическая природа химических реакций во время гидротермальных изменений, будут усложнять картину. Отмечается, что диаграммы, приведённые выше, основаны на некоторых ранних работах Cathles, которые недавно были усовершенствованы (Cathles, Erendi, 1997), но выводы остались прежними.

### **6.2.2 Изменения первичных гидротерм.**

Плутон будет частично твёрдым и жидким, если он размещается впервые. По мере постепенной кристаллизации большая часть магматических летучих компонентов будет концентрироваться в остающейся жидкости. Поскольку мы обсуждаем случай с порфировой рудной минерализацией, то эти магматические летучие компоненты характеризуются высокой мобильностью и реактивной способностью (агрессивностью). Они будут попадать в конвективный гидротермальный раствор с той или иной скоростью. Со временем магматических летучих в магме становится меньше и их доля повысится в подземных водах. Таким образом, гидротермальная система на малых глубинах эволюционирует от более кислой системы - типа хай сульфидейшн в менее кислую систему – типа лоу сульфидейшн.

В более локальном масштабе, учитывается обычный псевдоморфизм пластинчатого кальцита в кварце эпитермальных жил. Это происходит как следствие относительной растворимости постепенно остывающих гидротерм. Если гидротермы, отлагающие кальцит, остывают, то он становится более растворимым и растворяется тогда, как кварц менее растворим. Таким образом, это является нормальным эволюционным событием, но этот факт не подразумевает наличие двух следующих одних за другими гидротерм разных составов. Там, где присутствует пластинчатый кальцит, это служит признаком того, что имело место резкое прекращение поступления гидротерм.

### **6.2.3 Изменения, связанные с вторичными гидротермами.**

Обычная последовательность характерных событий совершается при аккумуляции геотермальных газов и их окислении, в результате которой формируется зона кислых сульфатных и/или бикарбонатных гидротерм над или вокруг границ гидротермальных систем. Поскольку источник тепла иссякает, то конвекция будет уменьшаться, градиент давлений может стать обратным, что приводит к возвращению назад гидротерм в систему. Иногда этот процесс называется «термальным обрушением» системы.

В ископаемых системах эти места часто могут быть идентифицированы в виде кислотно-карбонатных наложений поздней стадии на гидротермальные изменения, возможно с образованием каолинит-карбонатных минеральных комплексов. Важность изменения pH для отложения золота означает, что этот процесс может быть связанным с рудной минерализацией. Если система обновляется, то процесс может неоднократно повторяться.

### **6.2.4 Эрозия.**

Степень эрозии во время жизнедеятельности гидротермальной системы может быть значительной, особенно в островодужных структурах. Тектонизм, оказывающий влияние на вулканическую деятельность, также может усилить или уменьшить эти эффекты. Но, обычно, влияние будет проявляться в сдвиге изотерм во времени, что касается пород и в типе процесса конвейер-поясов(?). Это вновь будет приводить к наложению зон гидротермальных изменений, очевидно ретроградного вида, поскольку температура на поверхности не может превышать 100°C в стабильной ситуации. Примеры разнообразия систем с небольшой эрозией и наложениями и систем с интенсивной эрозией и наложениями приведены Sillitoe (1994a) (рис.6 4).

## **6.3. Обновление гидротермальных систем**

### **6.3.1 Продолжительность гидротермальной активности.**

Геологические данные по некоторым гидротермальным системам подтверждают, что они являются долгоживущими в пределах 250000-500000 лет. Отсюда возникает проблема о длительно действующем источнике тепла. Расчёты простого энергетического потока показывают, что для обеспечения активности этих систем в течение периода их жизни требуется, совершенно неприемлемое количество магмы. Так, например, Grindley (1965) рассчитал, что для Вайракейской системы в Новой Зеландии для обеспечения теплового потока на протяжении её активности необходимо разместить и охладить 3750 км<sup>3</sup> магмы. Современный размер зоны восходящего потока не обеспечит размещение такого объёма магмы в земной коре.

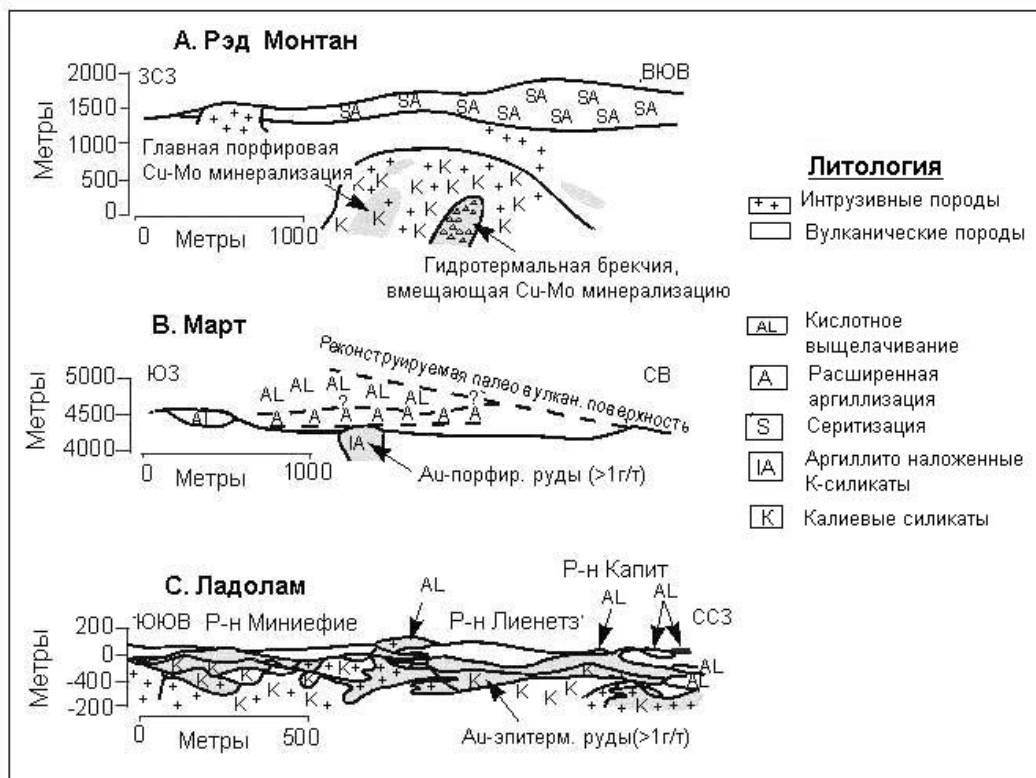


Рис. 6.4. А: не телескопированная порфировая Cu-Mo система Рэд Монтейн в штате Аризона США, показывающая 600м разделение между К-силикатным ядром и зоной интенсивных аргиллитовых гидротермальных изменений. Не известная мощность интенсивных аргиллитовых изменений и поверхностная зона кислотного выщелачивания были эродированы.

В: телескопированная порфировая Au система Марте в Чили, показывающая зону интенсивных аргиллитовых изменений наложенных на штокверк с Au содержащими кварцевыми прожилками (К-силикатного происхождения), развивалась в диорит порфировом штоке. Кислотно-выщелоченные породы, образовавшиеся над палео зеркалом воды, находятся вблизи.

С: чрезвычайно телескопированная порфировая Cu-Mo-Au система Ладолам на острове Лихир в Папуа Новая Гвинея, показывающая наложение К-силикатной изменённой монцонитовой интрузии плоской зоны эпитермальной золотой минерализации лоу сульфидейшн. Кислотное выщелачивание местами ещё активное, воздействует на интрузивные породы и предполагается наложение Au минерализации (из Sillitoe, 1994a).

Аналогично Cathles, Egendi (1997) пришли к выводу, что одна интрузия могла бы обеспечить гидротермальную деятельность теплом до 800000 лет, но только в особых условиях и более высокотемпературными ультраосновными силами. Это можно сравнить с современными эмпирическими данными для очень коротко живущей гидротермальной активности (по датировкам Ar-Ar) Раунд Монтейн, примерно в 50000 лет (Henry et al., 1997). Silberman et al. (1979) рассчитали, что гидротермальная активность Стимбоатских источников происходила в течение 3 млн. лет, но периодически.

Напрашивается вывод, что тепловой поток, формирующий системы, изменялся во времени. Таким образом, модели с установившимся режимом теплового питания гидротермальных систем, какие используют геотермальные резервуарные инженеры, не приемлемы для долгоживущих гидротермальных систем. В связи с этим это имеет значение при изменении физико-химических условий рудной минерализации и, вероятно, такие периоды изменений здесь более важны, чем периоды с установившимися режимами активности.

### 6.3.2 Влияние магматизма на рудную минерализацию.

Придя к выводу, что тепловая разгрузка гидротермальных систем изменяется со временем и необходимо его возобновление, следующим шагом будет рассмотрение проблемы магматизма. Наиболее очевидным является периодическое внедрение даек. Обычно гидротермальные системы располагаются в зонах структурно ослабленных, где может ожидать повторное внедрение магмы. Оценки общего теплового потока во времени в больших вулканно-тектонических структурах, таких как Вулканическая зона Таупо в Новой Зеландии, показывают, что около половины теплового потока непосредственно

обеспечивается вулканизмом, а остальная часть – это конвективный теплоперенос обеспеченный гидротермальной деятельностью (Hochstein et al., 1994; Lawless et al., 1995).

Ожидается, что тепловая разгрузка гидротермальной системы разделяется на два перемежающихся цикла: короткий цикл, как ответная реакция на гидротермальные взрывы и самоизоляция, и более продолжительный цикл, связанный с внедрением интрузий (рис. 6.5).

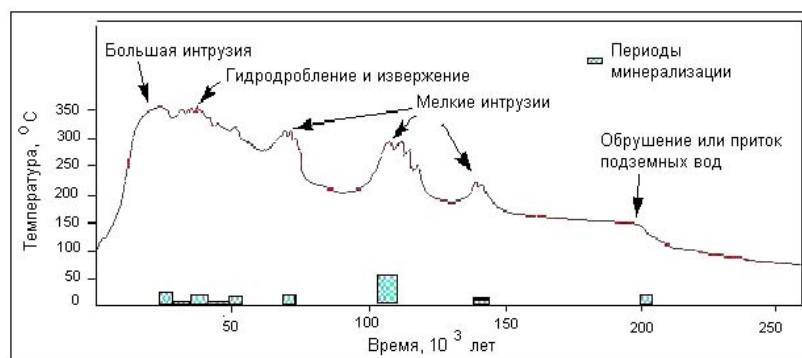


Рис.6. 5: Изменение температуры во времени в периодически обновляемой гидротермальной системе.

Оба эти процесса могут быть связаны с рудной минерализацией. Тип регулярно повторяемых, очень тонко полосчатых ритмических жил, которые наблюдаются на эпитермальных месторождениях, по-видимому, являются следствием первого процесса, тогда как более крупные зоны гидротермальных брекчий и секущие жилы являются результатом второго процесса.

Эпизоды магматических инъекций могут оказывать более значительное влияние на гидротермальную систему, чем события «нормальных» гидротермальных извержений, даже если ряд энергетических инъекций был не очень значительным. Легко вообразить гидротермальную систему, которая со временем будет иметь конвективный температурный градиент, который обеспечит процесс кипения в недрах системы. Любой приток энергии к корням гидротермальной системы (в отличие от падения давления в кровле системы) сможет спровоцировать большой сброс накопленной энергии, а также потока энергии, фактически, обеспеченного внедрением магмы в систему. События такого типа могли бы быть в некоторых случаях более важными факторами для золотой минерализации, чем равновесные процессы.

Также имеются синэргистические эффекты магматических летучих компонентов, влияющие на мобилизацию золота и полиметаллов и падение pH гидротерм.

### 6.3.3 Свидетельства обновления современных и ископаемых гидротермальных систем.

Для ряда как активных, так и ископаемых (палео) систем, имеются веские доказательства того, что давление и температура в них изменялись под влиянием иных процессов, а не в результате простого остывания (Lawless, 1988).

Для активных систем такие данные следующие:

- Изменения тепловой активности, особенно в местах очень больших гидротермальных взрывов.
- Отложение гидротермальных минералов в современных физико-химических условиях (а не простое постепенное остывание).
- Свидетельства колебаний уровня воды в системе, а не простая реакция на эрозию.
- Поверхностные проявления гидротерм, такие как чехлы зинтеров (гейзеритов), которые не равновесны с химическим составом современных гидротерм.

Для палео систем свидетельства реювенильности включают:

- Наличие секущих жил с разной минералогией.
- Изменения данных по флюидным включениям во времени, особенно, там, где определены повышения минерализации и температуры во времени, т.н. месторождения Келиан, Крид.
- Наложение высокотемпературных минералов, т.е. прогрессивное наложение. Следует отметить, что это не относится к месторождениям VHMS, в которых прогрессивное наложение гидротермальных изменений обычный и нормальный процесс.
- Данные о кратковременных изменениях температур, т.н. отсутствие замещений пластинчатого карбоната кремнезёмом.
- Дайки поздних стадий, секущие гидротермальную зональность.
- Галечниковые дайки поздних стадий или большие плохо сцементированные тела брекчий.

Корректное применение геологических законов к разведочной стратегии требует, чтобы эти ситуации были определены. Если обновление (реювенильность) происходило в гидротермальной системе, то рудная минерализация, возможно, связанная лишь с одной стадией и другим событием образования жил и гидротермальных изменений, может только «отвлечь внимание» от главной промышленной цели.

## **Глава 7. Эпитермальная золотая минерализация лоу сульфидейшн**

(места, где разломы растяжения пересекают геотермальные системы, в которых преобладают гидротермы метеорного происхождения).

### **Содержание.**

#### **7.1 Введение.**

#### **7.2 Классификация эпитермальных месторождений и их характерные черты.**

##### **7.2.1 Эпитермальные месторождения Au в восходящем потоке гидротерм (лоу сульфидейшн).**

###### **7.2.1.1 Характерные черты.**

###### **7.2.1.2 Процессы рудообразования**

##### **7.2.2 Эпитермальные золотые месторождения лоу сульфидейшн в гидротермальных потоках.**

###### **7.2.2.1 Характерные черты.**

###### **7.2.2.2 Химический состав гидротерм и механизмы отложения золота.**

### **7.1 Введение.**

Эпитермальные золотые месторождения лоу сульфидейшн образуются на перекрестке во времени и пространстве источника тепла, источника металлов и очень высоко сосредоточенной (локализованной) проницаемости. Разные аспекты проявления геотермальных систем с гидротермами, преимущественно метеорного происхождения, обеспечивают первые два фактора. Точное расположение, как источника тепла, так и источника металлов не понятны, но предполагается, что ими являются интрузии, расположенные в недрах этих систем, которые продуцируют, как тепло, так и металлы, хотя последние возможно выделяются, как из расплава, так и выщелачиваются из вмещающих пород.

Тепло и металлы переносятся из интрузии в геотермальную систему в виде высоко температурных летучих компонентов преимущественно метеорными гидротермами, которые затем значительно разбавляются метеорными водами. Изотопные данные показывают, что в активной слабо минерализованной артезианской (?) системе магматическая вода составляет менее 10% от общего количества воды в этой системе. В активных системах, связанных с андезитовыми стратовулканами, эта доля может достигать 40% и, таким образом, эти системы имеют более высокую минерализацию. Большинство активных систем с долей магматической воды более 50% также содержат кислые магматические летучие, связанные с интенсивными аргиллитовыми изменениями, и являются местами потенциальной эпитермальной минерализации хай сульфидейшн. Геотермальные системы, преимущественно с гидротермами метеорного происхождения, могут образоваться там, где проницаемость способствует диффузии и более низкая в любой её точке, чем необходимо для образования эпитермальных золотых месторождений. Следовательно, не все такие геотермальные системы будут продуцировать эпитермальную золотую минерализацию и там, где она проявляется, она будет строго локализованной. Строго локализованные участки с высокой проницаемостью образуются в структурах растяжения. Эти структуры располагаются в разных частях геотермальных систем в соответствии с типом системы, который определяет тип месторождения.

В артезианских (депрессионных) системах глубинные геотермальные воды приближены к дневной поверхности, и вторичный пар нагревает не выше расположенные, а окружающие водоносные горизонты. При пересечении разломов (структур) растяжения с системами, в которых залегают золото содержащие термы, последние будут попадать в восходящий поток при температурах кипения, что сопровождается интенсивным отложением золота. Обычно это происходит при температурах 180-270<sup>0</sup>С. Системы, размещённые в андезитовых стратовулканах и имеющие мощные водоносные комплексы вторичных гидротерм, нагретых паром, перекрывают восходящие струи системы. Восходящий поток здесь имеет более высокие температуры, чем температуры терм, в которых золото интенсивно отлагается в результате кипения и, где располагаются разломы растяжения (открытые). Термы обычно слабо минерализованы. Если открытые разломы растяжения пересекают восходящие потоки гидротерм в системе и, где имеются перекрывающие их водоносные горизонты вторичных гидротерм, то смешение может происходить в разломах растяжения, что приводит к отложению золота. Там, где разломы растяжения пересекают нижнюю часть восходящего потока, а присутствие горизонтов вторичных гидротерм ограничено и их мощность и температура меньше, золото может отлагаться в сопутствующих зонах кипения, как будет описано далее.

### **7.2 Классификация эпитермальных месторождений и признаки их идентификации.**

Как уже ранее обсуждалось, термин эпитермальный применяется в более широком смысле. Однако применяемая терминология в настоящее время становится более широко распространенной и используется в настоящей работе. Это, в основном, основано на взглядах White, Hedenquist (1985).

Различаются два главных класса эпitherмальных золотых месторождений; они представлены типами лоу сульфидейшн и хай сульфидейшн. Их соответствующие эквиваленты современных гидротермальных систем представлены геотермальными системами, преимущественно с термами метеорного происхождения и субповерхностными частями магматических сольфатар, которые могут рассматриваться в качестве геотермальных систем с преобладанием магматических гидротерм, соответственно. Месторождения хай сульфидейшн, также известные в качестве сульфатно-кислых эпitherмальных золотых месторождений, обсуждались вместе с порфировыми месторождениями в главе 6, что подчеркивает их тесную взаимосвязь. Некоторое сравнение этих систем (подклассов?) приводится в этой главе.

Предполагалось выделение ряда подтипов эпitherмальных месторождений. Наиболее специфичные из этих типов становятся менее полезными, по мере того, как они превращаются в разведочные модели. Однако можно выделить два основных типа месторождений лоу сульфидейшн. Это месторождения восходящих потоков и месторождения растёков. В активных геотермальных системах они согласуются с восходящей частью аналогичной системы, занимающей депрессии и частью латеральных потоков (растёков), обычно, таких же систем, образованных под вулканическими центрами с высоким рельефом, соответственно. Хотя это не является надёжным отличием (Lawless et al. 1995).

Месторождения хай сульфидейшн разделялись по структурам на разломные и стратиформные в зависимости от того преобладала ли брекчия только в золотых месторождениях, или и в Cu-Au месторождениях. Однако локализация, как разломного, так и стратиформного типов месторождений, наложенные один на другой на месторождении Фиртей на Сардинии в Италии (Ruggerei et al., 1997) и золото содержащая брекчия, обнаруженная в попережку с Cu-Au минерализацией на месторождении Чайканши на Тайване (Tan, 1991), свидетельствуют, что они мало пригодны при этом к разработке.

## 7.2.1 Эпitherмальные золотые месторождения лоу сульфидейшн в восходящем потоке гидротерм.

### 7.2.1.1 Характерные особенности.

Главным примером месторождений этого типа (> 100 тонн Au) является Вайхи в Новой Зеландии (рис. 7.1). Эти месторождения являются классическими эпitherмальными золотыми месторождениями; они также называются «адуляр-серицитовыми» системами (таблица 7.1). Рудообразующие гидротермы очень слабо минерализованы, с почти нейтральными pH и отложение руд происходит при температуре 180 – 270°C.

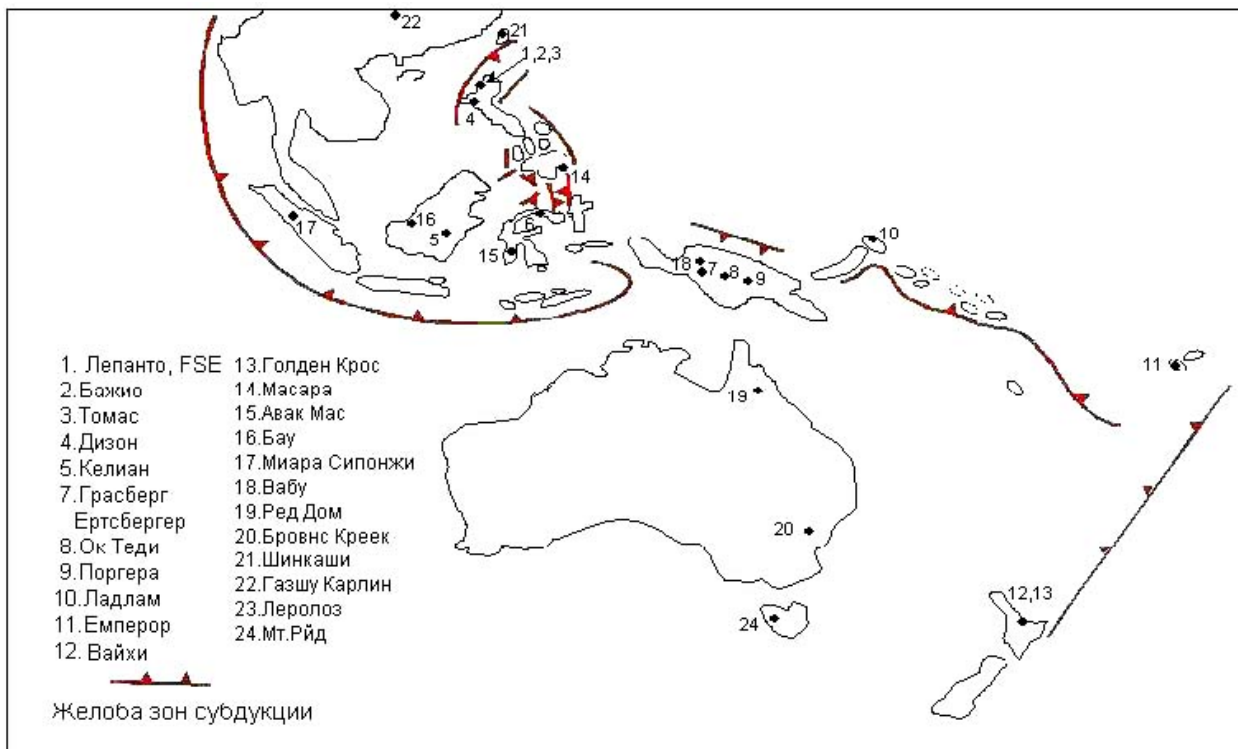


Рис. 7. 1. Зоны субдукции и некоторые эпигенетические магматогенные рудные месторождения.

Они встречаются в виде жил и штокверков и реже в брекчиевых трубках и сложены кварцем, халцедоном, адуляром, кальцитом и пиритом (рис. 7.2). Рудные минералы представлены электрумом (или

серебром с золотом) и акантитом. Полиметаллические сульфиды обычно содержатся в подчиненном количестве. Характерны специфические текстуры, такие как псевдоморфозы кварца по таблитчатому кальциту, ритмическая полосчатость, колломорфная полосчатость, крустифформные и ноздреватые текстуры. Обычна жильная брекчия.

Таблица 7.1

**Характеристика месторождений адуляр-серицитового (лоу сульфидейши) и сульфатно-кислого (хай сульфидейши) типов (Heald et al., 1987).**

	<b>Сульфатно-кислый</b>	<b>Адуляр-серицитовый</b>
Структурные позиции	Интрузивные центры, 4 из 5 изученных связаны с границами кальдер	Структурно сложные вулканические условия, обычно в кальдерах
Размер: отношение длины/ширины	Относительно малые, изометричные	Различные: некоторые очень крупные, обычно 3:1 или более
Вмещающие породы	Риодациты	Кислые до андезитовых вулканитов
Время образования руд и вмещающих пород	Возрасты вмещающих и руд одинаковы (< 0.5 млн. лет)	Возрасты вмещающих пород и руд разные (> 1 млн. лет)
Минералогия	Энаргит, пирит, самородное золото. Электрум и полиметаллические сульфиды. Хлорит редко. Селенидов нет. Марганцевые минералы редки. Иногда висмутит	Аргентит. Тетраэдрит, теннантит, самородные серебро и золото и полиметаллические сульфиды. Хлорит обычен. Селениды и Mn минералы присутствуют. Висмутит отсутствует
Данные о добыче	Месторождения богатые, как золотом, так и серебром, заслуживают внимание добыча меди	Месторождения богатые Au и Ag. Разнообразные полиметаллы
Гидротермальные изменения	Интенсивная аргиллизация до аргиллитов ( $\pm$ - серицит) Часто гипогенный алуниг. В основном гипогенный каолинит. Нет адуляра	Серициты до аргиллитов <sup>1</sup> Супергенный алуниг. Редко каолинит Часто адуляр.
Температура	200 – 300 <sup>0</sup> C <sup>2</sup>	200 – 300 <sup>0</sup> C
Минерализация	1-24 вес.%NaCl <sup>3</sup>	0 – 13 вес %NaCl
Источник гидротерм	Преимущественно метеорный, возможна значительная доля магматических летучих	Преимущественно метеорный
Источник сульфидной серы	Глубинное, вероятно, магматическое	Глубинное, вероятно, образована путём выщелачивания вмещающих пород в системе
Источник свинца	Вулканогенные породы или магматические летучие	Докембрийские или протерозойские породы под вулканитами
<sup>1</sup> возможно супергенное в некоторых рудных районах <sup>2</sup> ограниченная информация. Возможно, не связанные с рудой <sup>3</sup> минерализация 5-24 вес.%NaCl вероятно, связанная с интенсивными сульфатно-кислыми изменениями, предшествовавшие отложению руд.		

Рудные минералы имеют чрезвычайно неравномерное распределение и концентрации золота могут ограничиваться лишь одной полосой жилы. Эта полоса может выклиниваться и раздвигаться синхронно с жилой, но будет иметь значительную протяженность через всё месторождение. Эти рудные полосы содержат кроме рудных минералов очень тонко зернистый кварц, халцедон и пирит с небольшим количеством адуляра и часто хронологически последующими событиями гидротермального брекчирования. Эти руды, содержащиеся в полосах, могут быть представлены жильной брекчией, но, однако, самой обычной текстурой руд с высокими концентрациями золота является тонко ритмическая полосчатость. Тщательное исследование тонкозернистого ритмично полосчатого жильного материала показывает, что рудные минералы ограничены лишь несколькими тонкими полосами. Они всегда встречаются в прослоях с первичным призматическим кварцем, образование которого следовало за образованием халцедона. Последний образовался вслед за очень тонкозернистым гранулярным кварцем, который содержит сульфиды и золото. Адуляр является наиболее обычным в полосах с меньшими концентрациями рудных минералов. Там, где кальцит (в отличие от кальцита, замещённого кремнезёмом) встречается с рудной минерализацией, он представляет собой обычно позднюю стадию. Обломки вмещающих пород в жиле и

породы, непосредственно окружающие жилу, гидротермально изменены в минеральный комплекс, состоящий из кварца, адуляра и пирита. Этот ансамбль окружён оболочкой филлитовых изменений, которые переходят в региональные пропилиты.

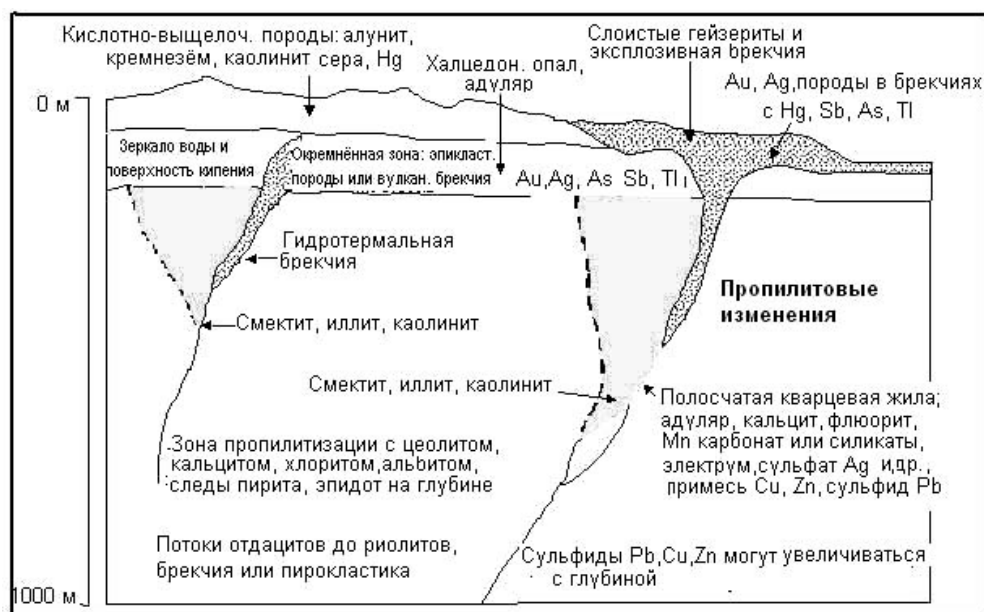


Рис.7. 2. Схематическая модель мало серных Au-Ag высокотемпературных месторождений (Bonham, 1989).

Месторождения лоу сульфидейшн, содержащие адуляр, имеют аналог с теллурид содержащим рудным минералом. Эмперор на острове Фиджи является хорошим примером месторождения такого типа (рис.7.3).



Рис. 7.3. Схематическая модель щелочного Au-Ag месторождения.

В дополнение к вторичным (гидротермальным) и жильным минералам, перечисленным выше, могут присутствовать флюорит и роскоелит (ванадий содержащая слюда), наряду с большим разнообразием карбонатов. Текстуры, аналогичные текстурам, описанным ранее, за исключением пластинчатой (таблитчатой) псевдоморфозы кальцита не описаны. Такие месторождения всегда связаны с калиевыми известково-щелочными породами. На данный момент современные эквиваленты ещё не были выделены.

### **7.2.1.2 Процессы рудообразования.**

Процесс рудообразования состоит из трёх стадий. Первой стадией является образование золото содержащего раствора. Второй – фокусирование потока золото содержащего раствора в ограниченном пространстве, где может происходить отложение золота. Третьей стадией является фактическое отложение золота. Первую стадию процесса наиболее трудно определить, так как он происходит в зонах месторождения, которые сами по себе не содержат промышленной рудной минерализации и где находится восходящий гидравлический поток, и, следовательно, слабо изучены. Однако в обоих случаях комплексы гидротермальных минералов и жильная минералогия свидетельствуют, что рудообразующие гидротермы были восстановительными, почти нейтральными и, следовательно, золото, по-видимому, могло транспортироваться, в основном, в виде бисульфидного комплекса (Seward, 1973).

#### **а) Образование золото содержащих терм.**

Источник золота в эпитеpмальных месторождениях лоу сульфидейшн был предметом многих предположений и споров. Присутствие золота во флюидных включениях в калиевых изменённых порфиpовых интрузиях, без более поздних наложений, недвусмысленно свидетельствует о его магматическом источнике. Данные о гидротермальных изменениях, жильной минералогии и флюидных включениях показывают, что рудообразующие гидротермы в порфиpовых системах – гиперсолёные (рассолы), окислительные и слабо кислые. Следовательно, не могут непосредственно образовать эпитеpмальные месторождения лоу сульфидейшн, гидротермы которых, восстановительные с почти нейтральным рН и имеют низкую минерализацию.

Процесс трансформации одних гидротерм в другие и, удерживающих золото в растворе, до сих пор не получил достойного объяснения. Анализы рассольных флюидных включений месторождения Грасберг (Ulrich et al., 1999), полученные недавно, показывают, что магматические рассолы могут содержать в 10 раз больше золота (1ppm), чем в недавно полученных концентрациях золота (< 10ppb) в геотермальных системах с термами, преимущественно метеорного происхождения. Кроме того, парогазовые включения могут содержать золота до 100ppm. Следовательно, даже при потенциально очень слабой эффективности переноса золота за счёт сильного разбавления магматических летучих, слабо минерализованные термы со значительными концентрациями золота могут образовать промышленные месторождения золота. Однако, приняв месторождение Грасберг в качестве примера, которое имеет значительные запасы золота, возможно, что включения летучих из месторождения Алумбрера в Аргентине содержат золота менее 0.5 ppm.

Небольшие месторождения золота лоу сульфидейшн располагаются в местах, где такие порфиpовые интрузии мало вероятно встретить, так, например, как в Исландии (Franzson et al., 1995). Наличие такой золотой минерализации указывает, что присутствие магматических летучих может быть незначительным, чтобы образовать месторождение. Выщелачивание безрудных вмещающих пород может рассматриваться в качестве источника золота. Однако такое объяснение не может быть правилом для месторождений мирового класса. В качестве источников золота или, по крайней мере, в качестве лигантов, переносящих золото, необходимы и первичные руды, обогащенные золотом и/или, обогащенные золотом магматические летучие. В лучшем случае возможно существование таких первичных руд вблизи, если не всегда, районов, где эпитеpмальные месторождения лоу сульфидейшн мирового класса находятся в форме золото содержащей порфиpовой минерализации, предшествовавшей эпитеpмальным месторождениям.

#### **в) Фокусирование гидротермального потока.**

Течение гидротерм в условиях кипения в восходящем потоке гидротерм может быть обусловлено двумя механизмами: конвекцией (которая формирует всплывание) и течением (поток) в открытых пространствах, образованных в результате режима тектонического растяжения. Sibson (1989) описывает последний механизм, как всасывание «разломным» насосом. Он представляет его, как процесс притока гидротерм, где наличие флюида задерживается расширительным открыванием разлома до тех пор, пока первичное давление не ограничится или большее напряжение растяжения было развито после того, как произошло последующее открывание. Всасывание индуцируемого потока гидротерм будет происходить лишь во время открытия разлома, если не происходят отделения фазы и конвекция, кроме случая, когда в некоторой части восходящего потока гидротермальной системы уже происходит кипение. Недавно образованное открытое пространство будет заполняться газом и паром вследствие падения результирующего давления. Это не происходит до тех пор, пока полностью не уменьшится плотность флюидов, что приводит к усилению конвекции, которая стимулирует приток новых гидротерм. До расширения ламинарное течение пузырьков, когда пар и вода двигаются с одинаковой скоростью, будет преобладать (McNabb, Henley, 1998), но оно будет переходить в турбулентный ограниченный в объёме поток после расширения разлома. В турбулентном медленном течении пар движется быстрее, чем вода, которая в свою очередь движется более медленно, чем в пузырьристом потоке, в том смысле, что вода становится неспособной к переходу в паровую фазу, формирующую обволакивающие пленки вдоль стенок разлома. Свидетельством этого процесса является насыщенный металлами глинистый раствор, выходящий из геотермальной скважины, который образуется по мере увеличения доли пара в воде с течением времени (Christenson, Nauba, 1995). Открытие и закрытие скважины имитирует циклический

процесс расширения разлома. Сульфиды, с текстурами отложений жидкой глины, были обнаружены в золотых эпitherмальных месторождениях лоу сульфидейшн, например, месторождение Вайхи в Новой Зеландии (Panther, Mauk, Aehart, 1995). Образование такой жидкой глины оказывает сильное влияние на химический состав остаточных гидротерм. Помимо отложения золота кислотность, обусловленная отложением сульфидов, будет замедлять полимеризацию кремнезёма и последующее, спровоцированное этим процессом, отложение золота, тем самым, увеличивая концентрации таких сульфидных полос. Свидетельства такого увеличения кислотности были обнаружены на месторождении Голден Кросс в 10 км от месторождения Вайхи (Simpson et al., 1995), где каолинит присутствует в сульфидных полосах, обедненных кремнезёмом, с зонами высоко концентрированной золотой руды.

Температура кипения гидротерм также будет изменяться во время цикла растяжения. В начале падения давления, вызванного расширением разлома, температура гидротерм будет снижаться почти мгновенно и доля пара увеличится, чтобы сохранились изэнальпийные условия насыщения вода-пар. Теплоотдача от вмещающих пород происходит медленнее, вследствие взаимодействия низкой теплопроводности пород и слоя более холодного аморфного кремнезёма, отлагающегося между более нагретыми породами, и более низкотемпературными гидротермами. Теплоотдача будет, в основном, происходить в воду, т.к. она имеет более высокую теплоемкость, чем пар, и поскольку пар быстро удаляется вверх, находясь, меньшее время в контакте с вмещающей породой благодаря вязкому течению. Это приводит к дальнейшему всплеску нарастающей иммобилизации воды.

В конечном счёте, с началом подъёма конвектирующей воды, нормальная точка кипения на глубине возвращается в исходное положение.

Следовательно, будут образовываться перемежающиеся периоды разных режимов течения и температур, создающие циклы осаждения, вызванные расширением разломов (рис.7.4), которые формируют тонко полосчатую ритмичную текстуру рудоносных частей эпitherмальных жил. Однако, цикл часто неполный, в особенности, что касается рудосодержащих полос, и может быть ограничен последующим расширением разлома на любой стадии, когда части жил становятся изолированными. Изоляция жил должна воздействовать механически для того, чтобы создать напряжение. Аморфный кремнезём, который отлагается в результате падения первоначального давления и температуры, по-видимому, может отлагаться в виде геля со слабым механическим воздействием. Он должен быстро кристаллизоваться в халцедон с образованием микрокристаллов и создавать достаточное механическое воздействие.

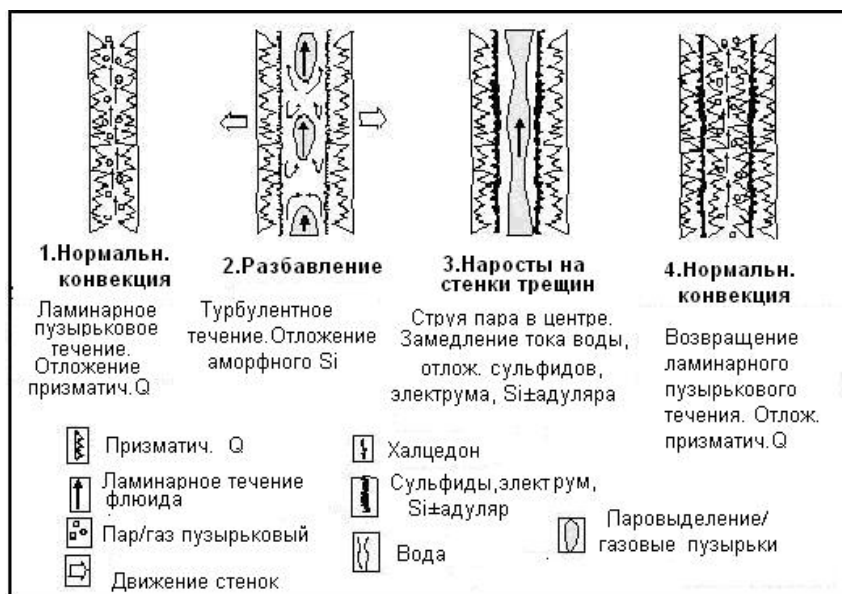


Рис. 7.4. Выброс гидротерм и образование жил (Bogie, Lawless, 1999).

Тепло вмещающих пород будет способствовать такой кристаллизации. Этот процесс наблюдается на геотермальных трубопроводах. Во время дальнейших выбросов, которые обусловлены теплоотдачей вмещающих пород, более аморфный кремнезём отлагается вместе с редким адуляром и непрозрачными минералами. Кроме этого, быстрая кристаллизация аморфного кремнезёма необходима, чтобы увеличить механическое упрочение и это, возможно, происходит при наличии других минералов, благоприятствующих кристаллизации очень тонкозернистого кварца, а не халцедона. Поздний призматический кварц отлагается непосредственно во время возврата нормальной конвекции. Если полосы имеют ненарушенные границы, то здесь находились открытое пространство и непрерывный поток гидротерм на протяжении всего цикла, и полосы наиболее часто наблюдаются в раздувах жил. Полосы жильной брекчии могут встречаться обычно на границах жил, но они также могут располагаться вблизи и в

центре жил, что свидетельствует о закупорке в сужениях перед расширением разлома. Главными событиями отложения золота, которые наиболее благоприятствуют этому процессу, это наличие больших объёмов гидротерм и их кипение в разломах. Для этого необходимо наличие горизонтальных сужений и расширений в разломах, где происходит образование жил и закупорка сужений для того, чтобы создать напор в гидротермальном потоке. В другом варианте любое открытие разлома может быть слишком медленным, а постепенность этого процесса не обеспечит большой перепад давлений, с которым может быть связано последующее отложение золота. Если открытие разлома слишком значительное, то большой перепад давлений, возникающий в этом случае, по-видимому, может способствовать притоку новых порций гидротерм во время кипения, уже имеющихся в полости разлома, что не может благоприятствовать интенсивному отложению золота. Это согласуется с наличием руд с высокими концентрациями золота в тонких полосах эпитермальных жил.

### с) Механизм отложения золота.

Рудная минерализация размещается в очень тонко зернистом кварце и пирите с второстепенным адуляром. Тонкозернистый кварц часто имеет остаточные текстуры, указывающие, что он первоначально осаждался в виде аморфного кремнезёма, для чего необходимо, чтобы гидротермы были очень сильно пересыщены кремнезёмом. Маловероятно, что это может быть результатом локального уменьшения температуры, в процессе которой, по-видимому, могла быть термально буферированная ситуация. Пересыщение пиритом и золотом также происходит там, где присутствует адуляр, наблюдается увеличение рН, что исключает смешение с кислыми гидротермами, в качестве механизма отложения золота в этом типе месторождений.

Наиболее вероятным механизмом отложения золота является простая диссоциация  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ :



Следовательно, чтобы отложить золото требуется добавить соединения с левой стороны уравнения и удалить соединения справа. Раствор должен стать более восстановительным, более кислым и меньшим  $\text{H}_2\text{S}$ .

Это не согласуется с первичным отложением золота в результате кипения гидротерм, поскольку  $\text{H}_2$  плохо растворяется и выделяется при кипении. Кипящие гидротермальные растворы становятся щелочными, а потери  $\text{H}_2\text{S}$ , хорошо растворимого газа, незначительны и возможны лишь при продолжительном кипении. Это привело ряд исследователей к полному отказу от процесса существования кипения, которое могло бы рассматриваться в качестве механизма отложения золота, тогда как другие исследователи предположили, что возможное отделение  $\text{H}_2\text{S}$  в результате продолжительного кипения является достаточным, чтобы изменить рН и окислительное состояние. Эта идея позаимствована из химии золота в чистом виде и, поскольку золото составляет значительную часть компонентов, составляющих незначительное меньшинство в образующемся месторождении, поведение главных минералов, которые отлагаются с золотом, также должно быть рассмотрено.

Кремнезём является главным компонентом золото содержащих комплексов. Это определяется раствором, таким, каким является кремневая кислота:



он отлагается согласно реакции:



Однако кремневая кислота является слабой кислотой и не очень сильно влияет на рН и любая концентрация  $\text{H}^+$  сдвигает уравнение (1) вправо, что означает увеличение растворимости кремнезёма, а не его отложение, как это наблюдается в природе. Аморфный кремнезём также имеет сложный механизм отложения, который проявляется в том, что коллоидные частицы должны образоваться из пересыщенных растворов перед их отложением и имеется временной лаг между перенасыщением гидротермальных растворов относительно кремнезёма и образованием их коллоидов, известный как индукционный период. Следовательно, восходящие гидротермы, которые кипят и становятся пересыщенными в отношении кремнезёма, в результате парообразования и остывания не будут сразу отлагать кремнезём. Однако индукционный период будет более кратким при повышении концентрации кремнезёма, а для конкретной концентрации кремнезёма будет значительно короче при более низкой температуре, более высокой минерализации и большим рН, за исключением того, когда он был нейтрализован при очень высоких рН, вызванным увеличенной растворимостью (Klein, 1995). Эти условия совпадают с кипением, первоначально создающим пересыщенный раствор, и в последующем, приводящим к отложению кремнезёма в более холодных верхних частях зоны кипения, а не отложения кремнезёма по всей зоне, где присутствуют пересыщенные кремнезёмом гидротермы. Следовательно, текстуры в местах отложения золота свидетельствуют о его образовании из сильно пересыщенных растворов относительно кремнезёма.

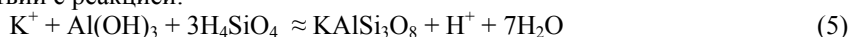
Пирит также находится с золотом, в связи с чем, необходимо рассматривать его отложение:



$\text{Fe}^{2+}$  является преобладающей формой железа в водном растворе при его низкой минерализации (Heinrich, Seward, 1990). Эта реакция может быть обусловлена кипением, как результат концентрации раствора и уменьшения растворимости пирита с падением температуры. Она будет иметь очень сильное влияние на плохую растворимость золота вследствие потери  $\text{H}_2\text{S}$  и восстановления кислотности раствора. Все эти условия способствуют понижению растворимости золота. Соосаждение пирита и золота согласуется

с отложением золота в результате кипения, но механизм дальнейшего снижения pH должен сдерживать отложение золота.

Другой минерал, представленный в рудоносном материале, адуляр будет отлагаться в соответствии с реакцией:



$Al(OH)_3$  – является преобладающим соединением алюминия в около нейтральных pH, слабо минерализованных гидротермах. Эта реакция при содействии  $H^+$  приводит к сдвигу уравнения (1) вправо и будет благоприятно развиваться при перенасыщении кремнезёма, обусловленного кипением, но это не согласуется с наблюдаемыми золото содержащими минеральными комплексами, где адуляр обычно присутствует лишь в виде второстепенной фазы и лишь в редких случаях содержит золото. Однако, вероятно, что большая часть отложений адуляра и уменьшение pH будут происходить, по мере того, как гидротермы поднимутся до глубин ниже отложения золота и более быстро, чем произойдет отложение кремнезёма. Аналогично, отложение кальцита в начале кипения до отложения золота на глубине снижает pH:



Следовательно, отложение золота в результате кипения является поэтапным процессом:

- первичное кипение на глубине вызывает отложение кальцита,
- непрерывный восходящий поток гидротерм и снижение давления приводит к дальнейшему кипению и отложению адуляра,
- расширение разлома и дальнейшее кипение обуславливает отложение кремнезёма, пирита, второстепенного адуляра и золота.

Это проявляется в ряде следствий:

- Последовательность отложения минералов требует значительного продвижение гидротерм вверх, следовательно, промышленная золотая минерализация этой серии механизмов приурочена к восходящим потокам.

- Поскольку обычно присутствует более чем одна генерация отложений минералов, то разные части последовательности отложения минералов могут быть наложенными разными генерациями.

- Обычно только одна генерация переносит значительные количества золота, что достаточно для промышленного месторождения.

- Следовательно, важно идентифицировать, какие генерации содержат золото. Необходима высокая тщательность исследования, чтобы не перепутать генерации минералов и определить последовательность отложения минералов и, следовательно, глубину вскрытия эрозией рудной минерализации.

После рудные изменения включают замещение таблитчатого кальцита кварцем и отложение кальцита и каолинита поздней стадии. Необходимо, чтобы эти изменения чётко отличались от рудообразующих событий, для того чтобы точно оценить потенциал месторождения.

## **7.2.2 Эпитермальные золотые месторождения лоу сульфидеишин в латеральных потоках (растёках).**

### **7.2.2.1 Характерные черты.**

Эти месторождения известны также в качестве кварц-серицитовых. Примером этого типа месторождений является Комсток Лоуд в Неваде (рис.7.5). Рудоносные гидротермы почти нейтральные, более минерализованы и в среднем более высокотемпературные (200-260<sup>0</sup>C), чем в месторождениях восходящих потоков.

Обычно они встречаются в виде жил со штокверкованием на границах их висячих стенок. Они сложены кварцем (с очень редким халцедоном) и сульфидами. Текстуры более простые, чем текстуры, характерные для месторождений, содержащих адуляр, с простыми полосами и с порами в позднюю стадию. Однако обычны жильная брекчия и кокардовые текстуры. Полиметаллические сульфиды обильны и представлены пиритом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Реже встречается сульфосолевой тетраэдрит.

Рудный минерал представлен золотом и он тесно ассоциирует с полиметаллами, находясь наиболее часто в пирите. Кварц может быть аметистом. Серебряные месторождения могут содержать разные комплексы, включающие: аргентит-акантит, полибазит-пирсеит, миаргирит, науманнит, проустит-пираргирит, ксантоконит и дискразит. Барит является обычным жильным минералом в серебряных месторождениях и также может встречаться флюорит. Сфалерит, связанный с золотой минерализацией, представлен ячеисто окрашенными бедными железом разновидностями. Кальцит более поздних стадий, в особенности содержащие марганец, китнахорит и родохрозит может присутствовать и ассоциироваться с золотой минерализацией. Обломки вмещающих пород в жилах и породы, непосредственно окружающие жилу, изменены до филлитов, представленных кварцем, иллитом и пиритом. Эти минеральные комплексы характерны для региональных пропицитов.

Жильная брекчия встречается очень часто, с обычной рудной минерализацией, образованной после брекчиеобразования.

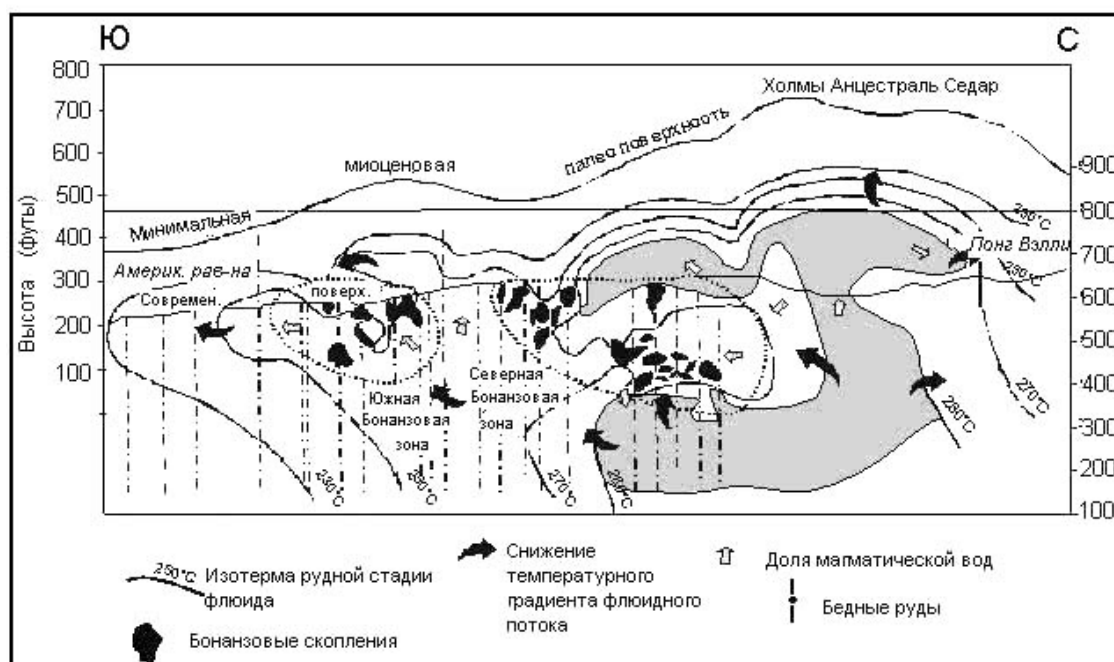


Рис.7.5. Разрез юг-север гидротермальной системы Комсток Лоуд 13.7 млн. лет назад (Vikre, 1989).

#### 7.2.2.2 Химический состав гидротерм и механизмы отложения золота.

Поскольку эти месторождения редко содержат адуляр, таблитчатый кальцит или доказательства первичного отложения аморфного кремнезёма, то мало вероятно, что кипение является их механизмом отложения. Кварц, связанный с золотой минерализацией, более крупно зернистый, чем кварц, который характерен для месторождений восходящих потоков гидротерм. Следовательно, образование флюидных включений, которые связаны с этой минерализацией, происходит более легко и это указывает на то, что в этих месторождениях происходит смешение более высокотемпературных и более минерализованных гидротерм с холодными и более разбавленными термами. В то время как кислые гидротермы наиболее эффективно дестабилизируют золотые комплексы, имеются обычно некоторые свидетельства присутствия сильно кислых гидротерм по комплексам гидротермальных минералов, в особенности, в случае присутствия карбонатов в этих месторождениях. Высоко минерализованные и более высоко температурные Гидротермы представляют минерализованные глубинные флюиды и, по-видимому, участвуют в процессе образования смешанных гидротерм, представленных нагретыми паром термами, которые в случае присутствия карбонатов могут иметь бикарбонатный состав. Эти термы могут также содержать значительные количества железа и марганца, которые содействуют рудообразующему процессу и образованию марганцевых карбонатов.

Данные по флюидным включениям показывают, что минерализованные глубинные гидротермы имеют минерализацию большую, чем гидротермы, которые предположительно образовали адуляр содержащие месторождения, в связи с чем, образование хлоридных комплексов становится важным механизмом. Но это характерно только для полиметаллов, но не для золота, поскольку золотые хлоридные комплексы стабильны только в кислых, окислительных, высоко минерализованных флюидах, а бисульфидное комплексообразование в виде  $Au(HS)_2^-$  является главным золотым соединением в этом случае.

Эти месторождения гидрогеологически представляют собой растёк (латеральный поток). Потоки гидротерм протяженные и узкие. Постепенное уменьшение температуры в них подразумевает нахождение восходящего потока гидротерм, в котором происходило кипение и увеличение минерализации гидротерм. Следовательно, этот процесс должен сопровождаться газоотделением и отложением кальцита и адуляра в восходящем потоке, в котором происходило изменение химического состава гидротерм, что способствовало первоначальному отложению золота. Фактически эти гидротермы двигались латерально, переходя в растёк, а не продолжали подниматься после того, как отложили золото. Эта схема будет различной в разных системах. По-видимому, единая система содержала адулярные образования в её восходящем потоке, в растёке же адуляр отсутствовал. Однако нет гарантии, что первые отложения могут быть промышленными, поскольку факторы, которые вызывают отложения золота в главном восходящем потоке системы, отсутствуют.

Одной из главных причин образования растёков является нахождение восходящего потока под районами высокого рельефа. Следовательно, имеется пространство для движения подземных вод над восходящим потоком. Эти водоносные горизонты поглощают пар и газы, образованные в результате

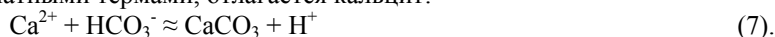
кипения в восходящем потоке и имеют сульфатно-кислый состав. Последние сами не несут золото, но эти гидротермы могут растекаться под влиянием регионального потока подземных вод. По мере миграции они постепенно изменяют свой химический состав в бикарбонатный и перекрывают глубокие золото содержащие термы латеральных потоков. Поскольку они холоднее, чем воды глубоких резервуаров, то они тяжелее их и в некоторых местах будут фильтроваться вниз, сопровождаясь отложением кварца, карбонатов, полиметаллов и золота (рис. 7.6).



Рис. 7.6. Формирование рудных столбов в эпитермальных золотых месторождениях растёков лоу сульфидейшн.

Кварц будет отлагаться, поскольку концентрация кремнезёма в верхнем водоносном горизонте, вероятно, может контролироваться низкотемпературными фазами халцедона или даже аморфным кремнезёмом. Смешение гидротерм с раствором, насыщенным относительно кварца, приведёт к его перенасыщению.

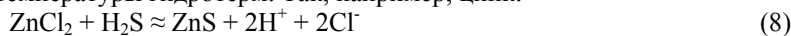
Поскольку глубинные флюиды солёные, они будут обогащены Са. Когда же они смешиваются с бикарбонатными термами, отлагается кальцит:



Поскольку карбонаты имеют обратные растворимости, то они становятся менее растворимы по мере увеличения температуры, и там, где в выше расположенных карбонатных водах присутствуют Mn, Mg или Fe, могут отлагаться родохрозит и кутнахорит. Отмечено, что глубинные первичные гидротермы имеют очень низкие концентрации этих элементов.

Как отмечалось ранее, при уменьшении рН раствора снижается растворимость золота.

Полиметаллы транспортируются в виде Cl комплексов и отлагаются в ответ на разбавление и падение температуры гидротерм. Так, например, цинк:



Этот процесс также происходит с уменьшением рН и отделением H<sub>2</sub>S. Эти два фактора так же понижают растворимость золота. Отложение пирита оказывает даже более сильное влияние, поскольку в

результате этого процесса происходит образование  $H_2$ . Присутствие железа в карбонатных водах способствует отложению пирита и, следовательно, отложению золота.

Следовательно, отложение золота в результате смешения является, в основном, следствием изменения химического состава полиметаллических сульфидов и карбонатов. Последнее объясняет тесную ассоциацию золота с этими минералами.

В системах, в которых растёк распространялся за счет разбавления, он обычно стратифицирован, и золото содержащий флюид мог дренироваться под районом с высоким рельефом и под выше расположенным водоносным горизонтом, и восходить к дневной поверхности. Происходит декомпрессия и отложение золота в результате кипения (Lawless et al., 1995). Эти месторождения имеют такие же особенности, что и месторождения восходящих потоков, описанные ранее, но для них характерно низкое содержание газов, о чём свидетельствуют цеолиты (или их псевдоморфозы), очень низкие содержания сульфидов. В среднем для них характерны низкие температуры отложения минералов. Поскольку гидрогеологическая структура такой системы характеризуется наличием маломощного латерального высокотемпературного водоносного горизонта, то такие месторождения не имеют большого вертикального распространения (рис.7.7). Следовательно, корректная идентификация их на ранней стадии разведки является решающим фактором в оценке их экономического потенциала.

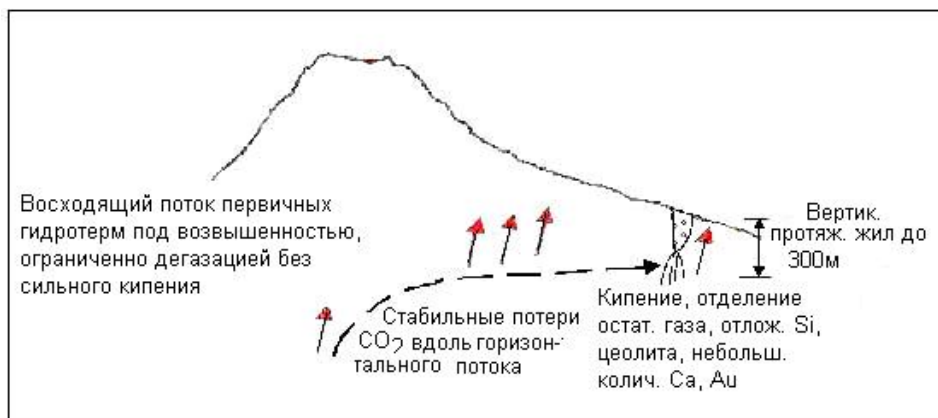


Рис. 7.7 Минерализация зоны кипения в удалённых сопутствующих структурах

## Глава 8. Другие рудные месторождения, найденные в/около островных дуг.

### Содержание

- 8.1. Введение.
- 8.2. Месторождения VHMS (вулканогенные месторождения массивных сульфидов).
  - 8.2.1 Тектонические и геологические позиции месторождений VHMS.
  - 8.2.2 Рудообразующие процессы в месторождениях VHMS.
  - 8.2.3 Жильная и гидротермальная минералогия месторождений VHMS.
  - 8.2.4 Зональность гидротермальных изменений в месторождениях VHMS.
  - 8.2.5 Критерии разведки месторождений VHMS.
- 8.3. Мезотермальные месторождения.
  - 8.3.1 Введение и определения.
  - 8.3.2 Механизм отложения золота в мезотермальных месторождениях.
  - 8.3.3 Мезотермальные месторождения магматического происхождения.
    - 8.3.3.1 Введение.
    - 8.3.3.2 Основные месторождения.
    - 8.3.3.3 Второстепенные месторождения.
  - 8.3.4 Метаморфогенные мезотермальные месторождения.
    - 8.3.4.1 Введение.
    - 8.3.4.2 Представительные месторождения.
  - 8.3.5 Мезотермальные месторождения, как цели исследования.
- 8.4. Месторождения типа Carlin.
  - 8.4.1 Определение.
  - 8.4.2 Эволюция месторождений типа Carlin.
  - 8.4.3 Рудная минерализация.
  - 8.4.4 Типы минерализации.
  - 8.4.5 Тектонические позиции.
  - 8.4.6 Минерализация флюидов (гидротерм).
  - 8.4.7 Месторождения типа Carlin в юго-западной части Тихого океана.
    - 8.4.7.1 Юго-восток Китая.
    - 8.4.7.2 Север Сулавеси, Индонезия.
    - 8.4.7.3 Бау, Саравак.
  - 8.4.8 Критерии разведки.

### 8.1. Введение.

На островных дугах, помимо Cu-Au порфировых и эпitherмальных золотых месторождений, являющихся в настоящее время главными целями исследования, найдены другие гидротермальные рудные месторождения. Некоторые из них находятся в дугах только потому, что они составляют часть пород, слагающих островные дуги, и не относятся к специфике тектонических позиций. Другие типы месторождений, однако, сформированы рудообразующими процессами, очень характерными для порфиров, но по форме отличающимися гидрологическими позициями. Таким примером являются месторождения VHMS, которые относятся к подводным, а не к субаэральным. Есть и месторождения, которые формируются под влиянием тектонических процессов, связанных с островными дугами, и которые непосредственно не являются частью островных дуг, например метаморфогенные мезотермальные месторождения. В последний тип месторождений включены месторождения типа Carlin, который хотя первоначально интерпретируется, как эпitherмальный, теперь все более и более расценены как мезотермальные.

### 8.2 Месторождения VHMS.

Эти месторождения можно встретить во время разведки порфировых и эпitherмальных месторождений, например, в Индонезии имеется ряд месторождений типа VHMS и Carlin. Возможно, что некоторые из них могут быть большими и достаточно богатыми, чтобы быть экономически выгодными. Например, Месел, но необходимо избегать концентрации внимания на геохимических аномалиях и аномалиях в гидротермальных изменениях, которые являются отвлекающим фактором. Однако их рассматривают здесь в

качестве возможной цели исследования. Вулканогенные месторождения массивных сульфидов (VHMS) представляют собой скопления полиметаллических сульфидов в вулканических толщах, которые свидетельствуют об их подводном происхождении и связи с осадочными породами. Месторождения Кууроко являются одним из типов месторождений VHMS, которые особенно хорошо изучены, в особенности, с точки зрения их происхождения. Характерно, что термин Кууроко применяется к месторождениям, расположенным в районах северной Японии, которые содержат характерные ансамбли рудных горизонтов в различных геологических позициях (рис.8.1).

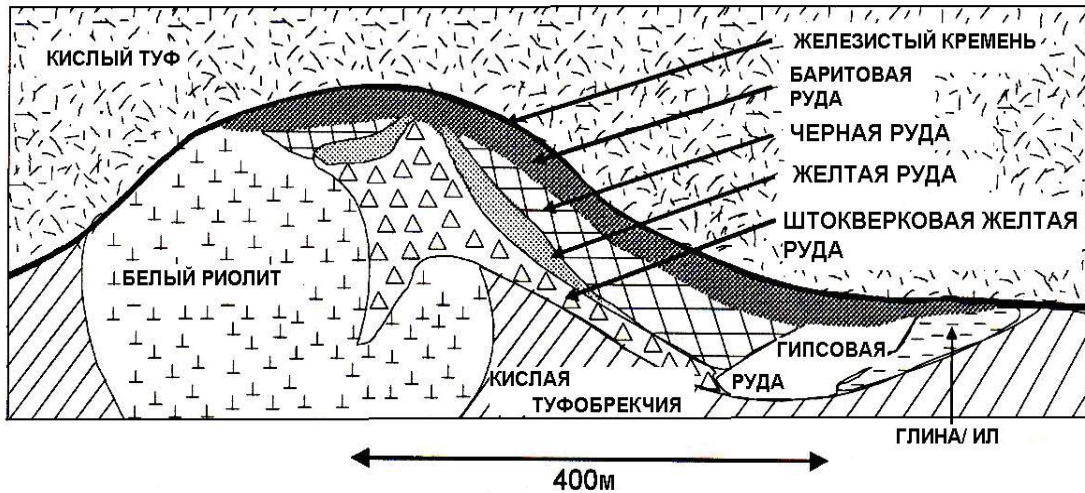


Рис.8. 1. Схематический поперечный разрез через месторождение Кууроко (измененный из Sato, 1974). Название Кууроко фактически относят к черной руде (Кууроко, означает черную руду по-японски), но используется для обозначения месторождений этого типа. Другие названия руд - око (желтая руда), кейко (штокверковая желтая руда), тесусекейи (железистый кремнь) и секкоко (гипс/ангидритовая руда)

Другие известные месторождения типа массивных сульфидов включают тип Besshi (метаморфизованные месторождения Кууроко; Yui 1983), и Кипрский тип месторождений, которые связаны с офиолитами (Sawkins, 1976). Месторождения типа VHMS характеризуются очень высоким процентом сульфидов (обычно более чем 95 %), барита, ангидрит часто обилен. Месторождения этого типа часто экономически выгодны по содержанию полиметаллов, чем золота, хотя они могут содержать большие зоны со скромными его концентрациями. Месторождения VHMS и Кууроко дают большой процент в мировую добычу меди, свинца, цинка, и серебра. Таблица 8.1 показывает запасы и содержания некоторых месторождений.

Таблица 8.1

**Размеры некоторых месторождений VHMS и типа Кууроко.**

Рудник, местонахождение	Размер (тонны x10 <sup>6</sup> )	Cu %	Pb%	Zn%	Ag (г/т)	Au (г/т)
Хеллиер, Тасмания	17	0.4	7.0	13.0	160	2.3
Кви Ривер, Тасмания	3.3	0.6	7.5	13.5	200	3.4
Розевери, Тасмания	25	0.7	5.0	16.2	160	2.9
Г.Лиелл, Тасмания	117	1.2	-	-	7	0.4
Матсумине, Хокуруки	30	2.4	1.0	3.6	57	0.5
Саканаи №4, Хокуруки	3.6	1.7	0.7	2.9	25	0.3
Тсунокакезава, Хокуруки	3.0	1.1	3.3	15.4	93	0.6
Ескай Крик (21В), Канада	1.1	0.8	2.9	5.6	2 930	65.5
Лерокис, Малуку	2.9	-	-	-	114	3.5
Кали Кунинг, Малуку	2.2	-	-	-	146	5.5

Данные из Macdonald et al. (1996), Tanimura et al.(1983), Gemmell(1995), Sewell,Wheatley(1994), Large (1992)

### 8.2.1. Тектонические и геологические позиции месторождений VHMS

Формирование миоценовых месторождений Куроко в Японии было связано с тыловыми островодужными рифтингами в вулканических дугах. Формирование подводных кальдер и разломов рассматривается в качестве главного фокусирующего механизма развития этих месторождений (Ohmoto, 1983). Подобные тектонические условия дуга/тыловая дуга предполагались для кембрийских месторождений VHMS в горах Красного Вулканического Пояса западной Тасмании (Corbett, Turner, 1989). Накопилось много данных, полученных при исследовании активных спрединговых хребтов в современных бассейнах тыловых дуг, Они предполагают, что в настоящее время формирование рудной минерализации на этих участках аналогично формированию месторождений Куроко и VHMS (Gemmell, 1995). В результате недавних исследований (Cas, 1992; Sillitoe, 1994b) принимаемые обычно кальдерные позиции для этих месторождений допускают, что подводные стратовулканы (в условиях режима тектонического расширения) могут также быть важным регионом для их расположения (рис. 8.2).

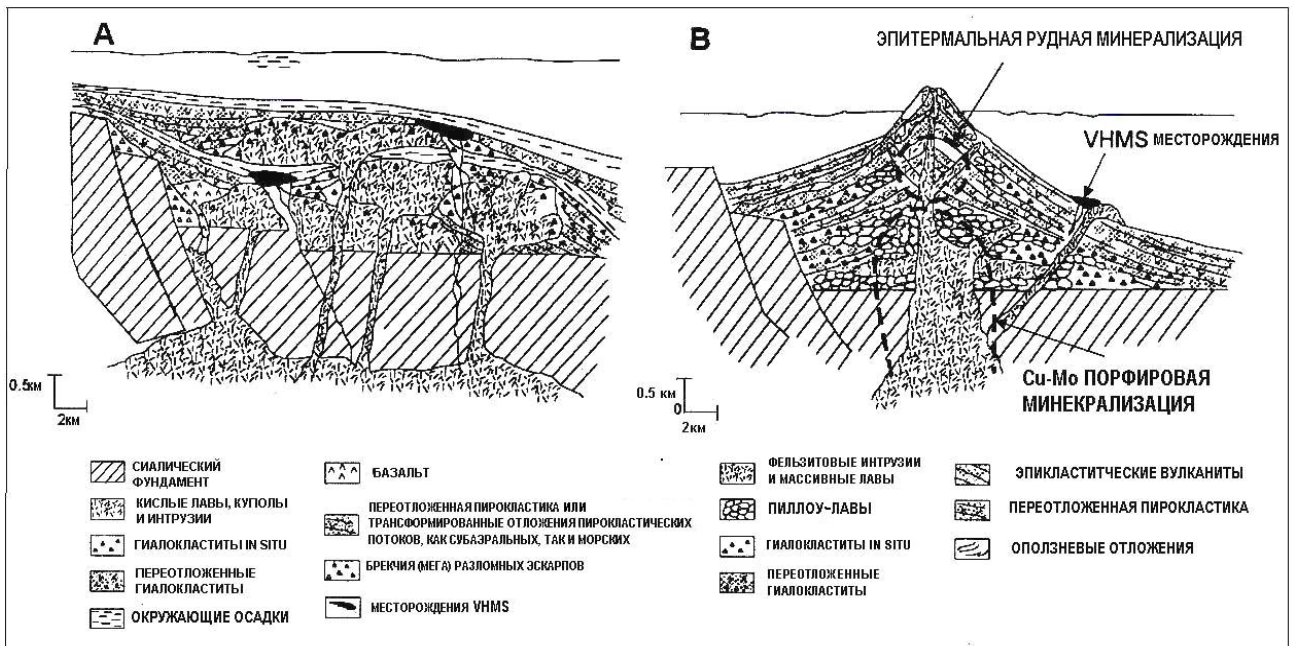


Рис.8.2. Два примера тектонических/геологических позиций, в которых месторождения VHMS могут формироваться. А: кальдера и В: подводный стратовулкан. Как обширное проявление тектонических процессов, так и бимодальный вулканизм обычны. Рудные тела обычно формируют насыпи, трубы, слои и сложенные линзы, и встречаются в глубоководных условиях (Cas, 1992).

Ключевые геологические особенности месторождений Куроко и VHMS показаны в таблице 8.2. Они встречаются в разнообразных вулканических и осадочно-вулканогенных породах. Относительно глубоководная морская окружающая среда этих месторождений создает множество геологических особенностей, которые являются отличными от их субаэральных аналогов. Ограничительное гидростатическое давление исключает эксплозивные вулканические (или гидротермальные) извержения, но гидротермальное брекчирование может произойти.

Так как эти месторождения формируются в районах активного осадконакопления, они, вероятно, непрерывно захораниваются в результате отложения вулканических и вулканогенно-осадочных пород, по мере того как они формируются. Это означает, что ранее сформированный материал подвергается воздействию повышенных температур, по мере того как все больше материала накапливается. Таким образом, прогрессивное гидротермальное изменение является обычным процессом этих месторождений (в отличие от ретроградных гидротермальных изменений, обычных в других эпитермальных месторождениях, как ответ на эрозию и охлаждение). Это может вызвать обширную ремобилизацию содержащихся рудных элементов, с сохранением элементов первоначальной текстуры без изменения химического состава.

**Характеристика геологических факторов месторождений VHMS и Куроко.**

<b>Геологические факторы</b>	<b>Месторождения VHMS и Куроко</b>
Тектонические позиции	Рифты тыловых дуг, известково-щелочные вулканиты.
Вулканические структуры	Кальдеры и подводные стратовулканы: иногда, образование разломов одновременное с вулканизмом может быть важным контролирующим фактором, влияющим на рудообразование.
Глубина воды	Глубина, > 3500м для Куроко; вероятно для VHMS глубина аналогичная; глубоководные фации (т.н. турбидиты и гемипелагитовые алевролиты) обычны.
Типы вулканических пород	Отчетливо бимодальные: месторождения, связанные, как с андезитобазальтовым, так и с риодацитам вулканизмом.
Рудные горизонты	Преимущественно тонкозернистые породы: хемогенные (кремнистые, эксгалиты, обогащенные Fe), вулканогенно-осадочные (эпикластиты, обычно пиритизированные, иногда крупнозернистые) и черные сланцы.
Формы рудных тел	Раздувы, стратиформные слои, трубы, изолированные линзы (обычно все показывающие разную зональность металлов).

**8.2.2 Рудообразующие процессы в месторождениях VHMS**

Месторождения VHMS тесно связаны с вулканизмом, и, следовательно, в гидротермах есть большая доля магматической составляющей. По этой причине, минералогия гидротермальных изменений напоминает минеральные комплексы эпитеpмальных систем хай сульфидейшн. Другую долю этих гидротерм представляет морская вода, которая имеет собственную химическую специфику (особенно это относится к щелочам и к высокому содержанию сульфата).

Изобилие сульфидов и сульфатов является результатом подъема и смешивания горячих гидротермальных рассолов, которые выделяются непосредственно из магматического источника, с морской водой, но некоторые сульфаты, типа ангидрита, имеют обратную растворимость. Следовательно, кондуктивное нагревание морской воды, например, выше 180°C, заставит ангидрит отлагаться, даже без какого-либо смешивания. Ниже, где происходит смешивание, располагаются вмещающие породы, подобные найденным в надземных гидротермальных системах, но с некоторыми отличиями. Температуры могут быть выше из-за ограничительного давления морской воды. Температуры 175-235°C оценены для цинка, свинца и некоторых участков месторождений VHMS, богатых Zn и Pb, которые формируются на или около морского дна, и от 270° до 350°C для более глубоководных мест, богатых медью участков. Комбинация магматических флюидов и морской воды означает, что рудообразующие гидротермальные растворы имеют высокую солёность (обычно 5-20 % веса NaCl экв.).

Сера и металлы в этих месторождениях произошли из двух источников. Конвектирующая морская вода выщелачивает эти элементы из окружающих вулканических пород. Они также присутствуют в летучих, поступающих из фракционирующей магмы на глубине. Изучение изотопии серы указывают, что сера в барите, найденном в верхних частях месторождений, преимущественно поступает из морской воды, тогда как сера в более глубоких зонах, поступает из магматического H<sub>2</sub>S, что указывает на увеличивающееся магматическое влияние в глубинных частях системы.

Предполагается, что отложение металлов происходит в значительной степени в ответ на смешивание двух типов гидротерм и охлаждения. Обычно считается, что кипение является важным фактором в отложении минералов в этих системах.

В Индонезии открытые промышленные месторождения имеют некоторые схожесть с месторождениями Куроко/VHMS. Au-Ag-Ba месторождения Лерикос и Кли Кунинг на острове Ветар являются стратиформными телами, содержащими Au и Ag, железные баритовые пески и илы, подосланные медь содержащими пиритовыми штокверками. Они интерпретировались как эксгалационного происхождения (Sillitoe 1994b). Однако изобилие эпитеpмальных элементов, таких как As, Sb и Hg, присутствие энаргита и теннантита, обогативших зоны, лежащие под баритовыми рудами, и наличие алунитовых изменений (Sewell, Wheatley 1994), позволяют предполагать сочетание эпитеpмальной минерализации хай сульфидейшн, образующейся в условиях морского мелководья (рис. 8.3.). Другие месторождения подобного характера, расположенные вдоль дуг Ванда и Сангихе, исследовались, но еще не были разведаны и поэтому неизвестно их промышленное значение (Бинебазе на острове Сангихе).

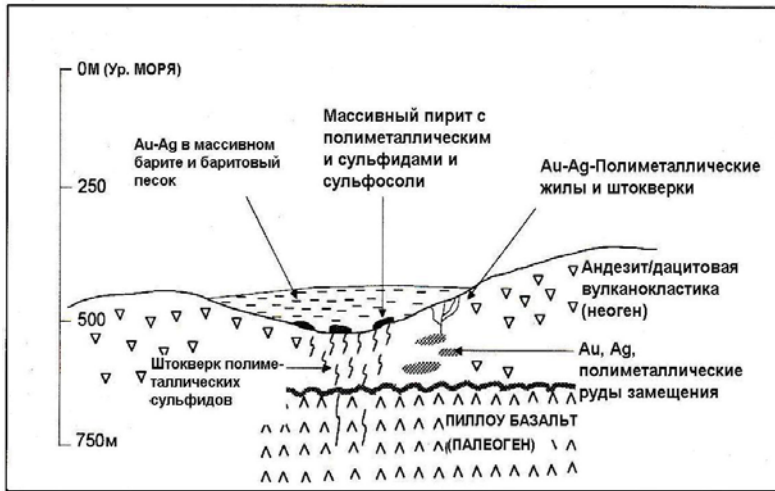


Рис. 8.3. Схематический поперечный разрез, показывающий предполагаемые геологические позиции для месторождений хай сульфидейшн Лерикос и Кали Кунинг, подводных Au-Ag-Ва место-рождений (Carlile, Mitchell, 1994)

Палеотипным аналогом этого вида месторождений, возможно, служит богатый рудник Эскай Крик в Канаде (21В зона), который является Au-Ag-месторождением хай сульфидейшн/VHMS. Предполагается, что это месторождение было образовано в условиях мелкого моря (рис. 8.4). Кипение гидротерм на малых глубинах, как постулировалось, объясняло высокое содержание драгоценного металла в этом месторождении (Macdonald et al., 1996).

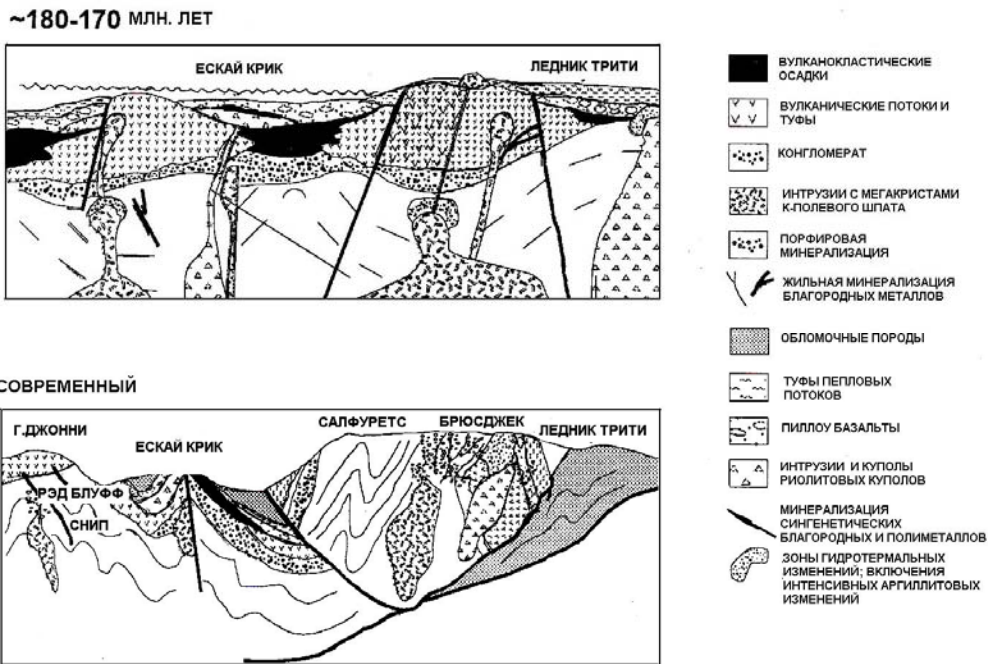


Рис. 8.4. Поперечный разрез через месторождение Эскай Крик (21В зона). Также показаны другие, рядом расположенные эпитермальные и порфирировые месторождения (Macdonald et al., 1996)

### 8.2.3 Жильная минералогия и вторичные минералы в месторождениях VHMS.

Гипогенные минералы, характерные для этого типа месторождений, приведены в таблице 8.3.

Таблица 8.3

#### Ключевые гипогенные минералы, связанные с магматической эпигенетической минерализацией

Минералы в скобках часто связаны с золотом; минералы курсивом показывают отрицательную корреляцию с золотом. Таблица описывает типы минерализации, характерные для ЮЗ Пацифики.



Тип флюида	Магматические рассолы		Смеш.магм.рассол /морск. вода	Нейтральный-Cl	Нейтральный Cl	Смеш.нейтр.-Cl грунтовых вод	Кипение нейтр.-Cl вод	Конденсиров.-й магмат. пар	Конденсиров.-й пар	
Минерал.-ция	Очень высокая	Очень высокая	Высокая	Низкая/средн.	Переменная	Умеренная	Низкая	Умеренная	Низкая	
pH	Умеренно кислый	Умеренно кислый	Умер.кисл. /щелочн.	Нейтральный	Нейтральный	Нейтр./слаб.кисл.	Слаб. щелочной	Кислый	Кислый	
Среды	Порфиры	Скарны	VHMS / Куроко	Мезотермальн.	Регион. измен-я	Низко-S эпитеpm.растёк	Низко-S восход. поток	Порф.высок.S эпитеpm.водоуп.	Низко S эпитеpm. водоупор	
Состав	Cu,Au,(Ag,Mo)	Cu,Au,(Ag)	Zn,Pb,Cu,Ag,Au	Au,Ag		Ag,Au	Au,Ag(Cu,Pb,Zn)	Au,Ag(Cu)	(Hg)	
ТЕМПЕРАТУРА	Низкая					<i>Корренсит, хлорит, смектит цеолит, пирит, лейкоксен</i>	Сидерит, анкерит, доломит, смектит	Опал, халцедон, смектит	Опал, сера, кристобалит, тридимит, Na-ярозит, Na-алунит	Опал, галлуазит, циннабарит, кристобалит, тридимит, реалгар, аурипигмент
			Цеолит, барит, гемматит, кремний, смектит, электрум			Кварц, цеолит, сидерит, анкерит, доломит, каолинит, смектит	Q, халцедон, Pt, кальцит, иллит-смектит, кутнахорит, родохрозит, арсенопирит, марказит, Au, электрум, полибазит, акантит, тетраэдрит	Кварц, каолинит, алунит, Pt, барит, Au, теллуриды, вудхаузит, халькозит, ковелит, лузонит	Кварц, каолинит, алунит, пирит, рутил, стибнит	
			Кварц, пирит, кальцит, сфалерит	Барит, сфалерит, Pt, ангидрит, марказит, иллит-смектит, хлорит, арсено-Pt, фрейбергит, тетраэдрит-теннатит,			<i>Хлорит, альбит, титанит, ломонтит, пирит</i>	Кварц, иллит-смекти, кальцит родохрозит	Q, адуляр, кальцит, иллит-смектит, пирит, арсе-Pt, Au, электрум тетраэдрит	Кварц, диаспор, пирит, пиррофиллит, думортиерит, вудхаузит сванбергит, энаргит, электрум, Au
			Иллит, кварц,	Барит, галенит, сфалерит, ангидрит, иллит, альбит хлорит			<i>Хлорит, альбит, эпидот, титанит кальцит, пренит пирит</i>	Кварц, иллит, барит, флюорит халькопирит, сфалерит, галенит	Кварц, адуляр, иллит, вайракуит халькопирит, пирит, сфалерит, галенит	Q, андалузит, топаз, диаспор, пиррофиллит, теннатит, халькопирит
			Серицит, андалузит, кварц	Барит, галенит, сфалерит, пирит, ангидрит, серицит		Кварц, кальцит анкерит, родохрозит, сидерит доломит, серицит, фухзит, хлорит, альбит пирит, Au, теллуриды		Амфиболы, гранат, магнетит	Кварц, серицит	Кварц, андалузит, корунд
	Высокая		Биотит, К-ПШ, халькопирит, борнит, Mgt, ангидрит, Amf, олигоклаз, клинопироксен, молибденит	Amf, Mgt, везувинит, эпидот, тальк серпентинит, Pt, Au, арсенопирит пирротит, халькопирит, борнит						
			Гранат, клинопироксен, волластонит, монтицеллит везувинит	Халькопирит, Q, энаргит, борнит, серицит, хлорит, пирит, электрум						

VHMS месторождения содержат обильные сульфиды, включая пирит, пирротин, марказит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит и галенит. Сульфаты, барит и ангидрит являются также обычными минералами. Иллитовые глины представлены во второстепенном количестве, от смектита в низкотемпературных зонах к иллит-смектиту, иллиту и серициту в более высокотемпературных частях месторождений, что свидетельствует об увеличении температур, характерных и для других типов месторождений. Также встречаются кварц, хлорит и альбит, в то время как цеолиты присутствуют в более прохладных частях месторождения. Текстуры пород свидетельствуют о накоплении, росте и отложении в подводных депрессиях. Они являются характерными чертами и включают колломорфный пирит, зональный сфалерит и обломочные подстилающие и полосчатые сульфиды в слоистых разрезах месторождений Куроко и менее деформированных месторождениях VHMS. Штокверковая Fe и Fe-Cu минерализация, развитая в подстилающих зонах этих месторождений, является родственной мезотермальной минерализации. Последняя образуется, когда изменение давления гидротермальной жидкости от литостатического до гидростатического, вероятно, было важным процессом отложения минералов. Некоторые примеры месторождений VHMS, показывающие разнообразие форм, которые приобретают рудные тела, приведены на рис. 8.5.

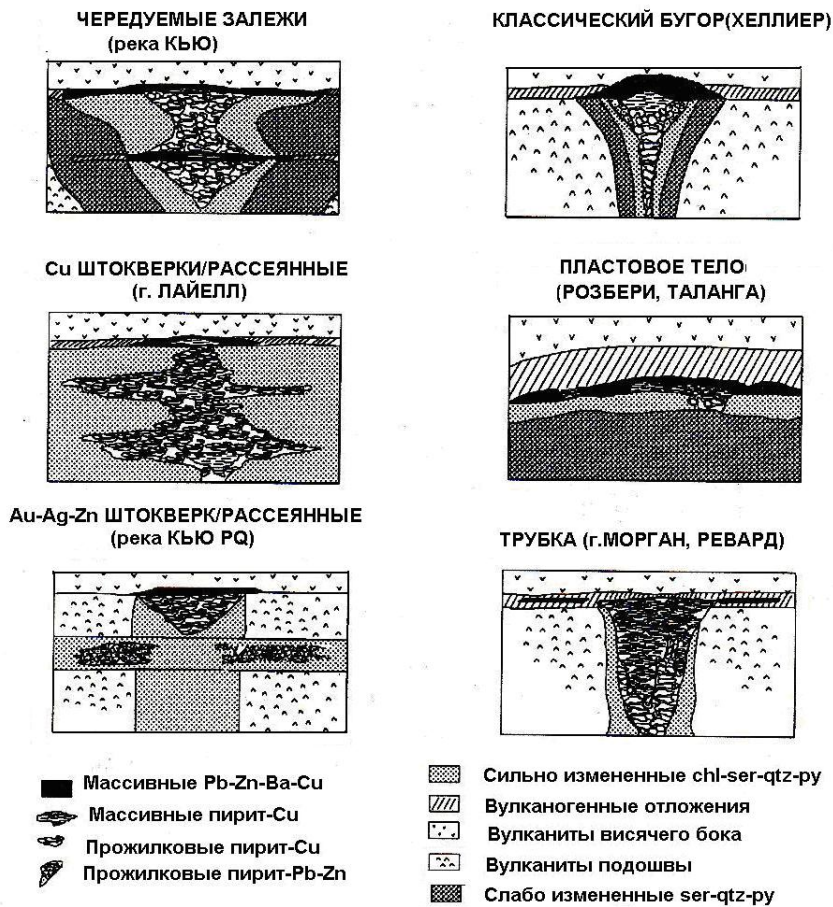


Рис.8.5. Поперечные разрезы месторождений VHMS, свидетельствующие о разнообразии форм рудных тел (Large, 1992)

#### 8.2.4 Зональность гидротермальных изменений в месторождениях VHMS

Месторождения VHMS и Куроко показывают последовательную картину зональности металлов, рудных текстур и гидротермальных изменений, хотя они встречаются в разнообразных конфигурациях и формах (рис.8.5). Общие характерные черты включают сильно изменённую подошву залежи, включая зону прожилков ниже главной зоны минерализации, и исходящий поток металлов из внутренней, горячей зоны обогащенной Fe, через Fe-Cu и Cu-Pb-Zn, к внешнему краю более низкотемпературной Pb-Zn-Ba зоны (таблица 8.3).

Золото в разных частях месторождений VHMS ассоциируется с различными минералами. Оно встречается в виде электрума в баритовой кровле месторождений и в виде включений в арсенопирите,

связанном со сфалеритом в верхних, центральных линзах. В ниже прожилковой зоне, золото обычно присутствует в виде электрума или теллуридов, ассоциирующихся с халькопиритом и/или пиритом (Huston et al., 1992). Отношение серебра к золотому в породе обычно высоко.

В месторождениях Куроко формы тел гидротермально изменённых пород и комплексов минералов сильно отличаются от других месторождений VHMS, многие из которых подверглись слабому метаморфизму и существенному разрушению в результате тектонического дробления.

Типичный образец зональности гидротермальных изменений в месторождениях Куроко показан на рис. 8.6. Здесь внешние зоны, содержащие цеолиты, смектит и кварц (кристаболит), окружают внутренние зоны смешаннослойного иллит-смектита, хлорита, кварца, иллита, альбита и ангидрита. Внутренние зоны подошвы содержат серицит, что указывает на более высокие температуры. Эпидот встречается в более высоких температурных зонах, на руднике Хеллиер, где базальты обильны, отмечается фучсит. Зоны гидротермальных изменений, сформированные вокруг этих месторождений, имеют ограниченное вертикальное распространение (в месторождениях Куроко ореол гидротермальных изменений обычно не простирается более чем на 300 м. над рудным телом), но может быть весьма обширен в стороны (более чем на 1.5 км). Зоны более высокотемпературных минеральных комплексов, развитые в подстилающей прожилковой зоне, обычно маломощные, и имитируют форму аналогичных высокотемпературных зон гидротермальных изменений эпитептермальных месторождений.

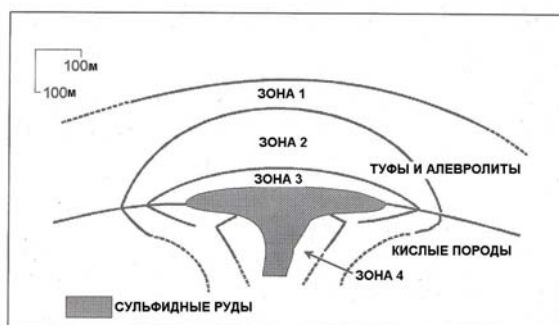


Рис.8.6. Идеализированный поперечный разрез через месторождение Куроко. Зоны гидротермальных изменений определены по минералам группы глиен. Зона 1 содержит смектит, зона 2-иллит-смектит, зона 3- иллит и серицит и зона 4-серицит. Другие минералы, часто представленные в зоне 1: цеолиты, барит, окиси железа и кварц; зона 2: барит, ангидрит, кварц и хлорит; зона 3: барит, альбит, хлорит, ангидрит, (эпидот) и кварц; зона 4: хлорит, кварц и пирит. Зона 1 широко распространена по латерали, тогда как другие три зоны ограничиваются непосредственной близостью области рудной минерализации (Shirozo 1974; Urabe et al., 1983)

### 8.2.5 Критерии разведки месторождений VHMS

Открытие новых месторождений VHMS традиционно проводилось геофизическими методами, преимущественно из-за физических различий между рудными телами и вмещающими породами. Контрасты плотностей и электрических свойств пород гарантируют, что геофизические методы, в особенности электромагнитные, будут всегда играть главную роль при любом способе разведки. Однако, геохимические методы (мультиэлементный, опробование подстилающих пород и т.д.) и точная геологическая картография (как стратиграфическое/фациальное картирование и картирование комплексов гидротермальных минералов, основанное на петрологии), являются очень важными инструментами в определении местоположений этих рудных тел.

## 8.3 Мезотермальные месторождения.

### 8.3.1 Введение и определения

Первоначальное определение мезотермальных месторождений, как описано В.Линдгеном (т.е. месторождения, которые образовались при 200-300°C в условиях высоких давлений), было со временем изменено. Наблюдается возрастающая популярность термина "эпитептермальные", хотя этим термином определяются более широкие пределы температуры/давления, по сравнению с теми, которые первоначально использовались, чтобы описать мезотермальные месторождения. Кроме того, теперь признано, что есть более тесное сопряжение от эпитептермальных до порфириновых систем. Мезотермальные месторождения в таком

понимании окружающих условий отличны от тех, которые имеют другие ассоциации. Таким образом, мезотермальные месторождения менее строго определены в настоящее время. Определение, принятое здесь, предполагает, что мезотермальными месторождениями являются гидротермальные месторождения, которые сформировались при умеренных температурах (главным образом, 250-350°C), и, где в зоне перехода к процессам с более низкими давлениями, возможно вплоть до гидростатического давления, преобладает квазилигостатическое давление. Это определение контрастирует с определением эпитеермальных месторождений, которые формируются в гидротермальных системах, где гидростатические давления преобладают, но есть переход к более низкому давлению во время тектонического режима растяжения. Поэтому, более соответствующее название для мезотермальных месторождений было бы "мезобарические". Несколько дополнительных названий были недавно предложены, включая "орогенические" (Grover et al., 1998) и месторождения "жильное золото" (McCuaig, Kerrick, 1998), но ни одно из них все же не приобрело всеобщего одобрения.

Чёткие индикаторы мезобарического давления в отличие от гидростатического давления - редки. Возможно, лучше всего таким индикатором является наличие жидкого CO<sub>2</sub> во флюидных включениях, хотя структуры сильного гидравлического дробления обычно свидетельствуют о высоких давлениях, при котором флюиды находились в жидком состоянии. Иначе говоря, это наиболее полное определение типа мезотермального месторождения. В пределах этого типа месторождений фиксируется разделение на два подтипа. Месторождения, которые имеют ясно магматическое происхождение (т.е. между эпитеермальными и порфиоровыми месторождениями) и теми, которые не относятся к ним, являются метаморфогенными. К последней категории относится очень большой ряд месторождений, и, несмотря на их статус в качестве второго класса месторождений хард рок производителей золота, после месторождения Витватерсранд, большинство из которых подробно здесь не рассматриваются.

Они включают месторождения пояса зелёнокаменных пород архейской Западной Австралии, террейны Медима/Абитибби Восточной Канады и месторождения, размещённые в так называемых турбидитовых вмещающих породах в штате Виктория в Австралии; в штате Каролина в США и Южного острова Новой Зеландии. Однако, химические и физические характеристики, обсуждаемые здесь, не имеют широкого применения для этих классов месторождений.

В этом разделе обсуждаются различные аспекты и характеристики мезотермальных месторождений, а также другие разрабатываемые месторождения, где имеется доступная информация. Поскольку этот тип месторождений необычен для юго-западного региона Тихого океана, то также исследуются месторождения, находящиеся вне этой области, включая некоторые, более древние (до третичные) месторождения (таблица 8.4).

Таблица 8.4.

#### Размеры некоторых мезотермальных месторождений

Рудник, месторасположения	Тип месторождения	Размер (тонны x 10 <sup>6</sup> )	Концентрации золота (г/т)	Запасы Au (тонны)
Бралорне, ВС, Канада	Жильное	7	18.0	126
Харвард, Калифорния, США	Жильное	10	2.4	24
Карсон Хилл, Калифорния, США	Жильное	~ 18	~3.3	~60
Авак Мас, Индонезия	Жильное	~ 40	~2.0	~80
Поргера, Папуа Новая Гвинея	жильное	84	6	504

Ссылки: Cartwright, Flitcroft (1989), Register, Indonesian Gold (1997), Handley, Henry (1990)

#### 8.3.2 Механизм отложения золота в мезотермальных месторождениях.

Общий состав гидротерм, ответственных за отложение руд в мезотермальных месторождениях, может быть реконструирован из изотопных данных, из состава флюидных включений и по составу комплексов гидротермальных минералов. Предполагается, что изотопы кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) мезотермальных гидротерм колеблются в пределах +4 до +10 (в промилях относительно SMOW), т.е. значительно обогащены  $\delta^{18}\text{O}$ , чем эпитеермальные термы. Эти характеристики указывают, что рудоносные гидротермы мезотермальных систем жильного типа были в значительной степени магматические и/или метаморфогенные по происхождению, с долей терм метеорного происхождения.

Эквивалентная минерализация флюидных включений колеблется от 0 до 4 вес. % NaCl экв., хотя флюидные включения, имеющие большее сродство с магматическими флюидами, могут иметь более высокую минерализацию до 10 вес.% NaCl экв. Наличие высоких концентраций CO<sub>2</sub> в форме клатратов (скоплений в виде решетки) и жидкого CO<sub>2</sub> во включениях, серицит-карбонатных гидротермальных изменения и жильной минералогии свидетельствуют, что снижение температуры замерзания растворённого материала во флюидных включениях обусловлены CO<sub>2</sub>, а не NaCl. Для серицита, чтобы формироваться в кислотных средах, требуется более минерализованный раствор, чем выше приведенный. Поэтому серицит в мезотермальных месторождениях указывает на почти нейтральный pH рудоносных гидротерм, что способствует присутствию в жилах некоторых месторождений жильного альбита. Чтобы транспортировать существенное количество золота в виде хлоридных комплексов, растворы должны быть кислыми и иметь высокие концентрации хлора, поэтому маловероятно, что хлоридные комплексы золота является важным агентом в мезотермальных месторождениях.

Присутствие сульфидов в изменённых породах и жильных минералов, и, особенно, наиболее часто в виде включений в пирите, подтверждает точку зрения о наличии бисульфидного комплексирования золота. Оригинальные экспериментальные данные о бисульфидных комплексах были получены для давления 1000 бар (рис.8.7, Seward,1973).

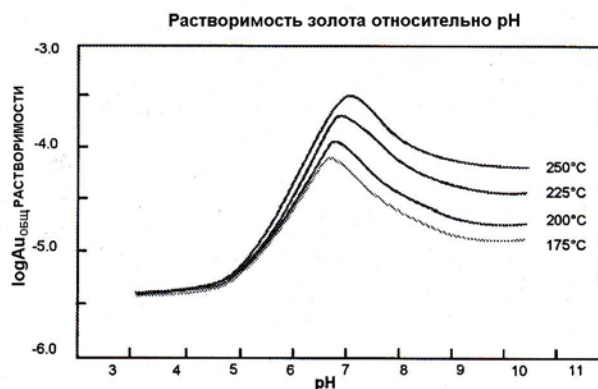


Рис.8.7. Растворимость золота в сульфидном растворе (Seward, 1973).

Эти данные можно применить к мезотермальным месторождениям, поскольку они подтверждают необходимость литостатических давлений, соответствующих расчётной глубине формирования таких комплексов, порядка трёх километров. Важной, но не учитываемой особенностью мезотермальных месторождений является отложение кварца. Необходимость остаточных трансформаций над хрупкопластичной зоной для создания условий хрупкого дробления, которые способствуют размещению золотой минерализации градиенты температур на глубинах 3 и более километров, слишком небольшая. Следовательно, отложение кварца в результате падения температуры или уменьшения концентрации кремнезема за счёт кипения-маловероятно. Эти условия не способствуют падению давления, которое является наиболее вероятным механизмом отложения кварца. Так, например, при температуре 300°C снижение давления от 1000 бар до давления насыщенного пар-вода может привести к отложению 20% кремнезёма из раствора (рис.8.8).

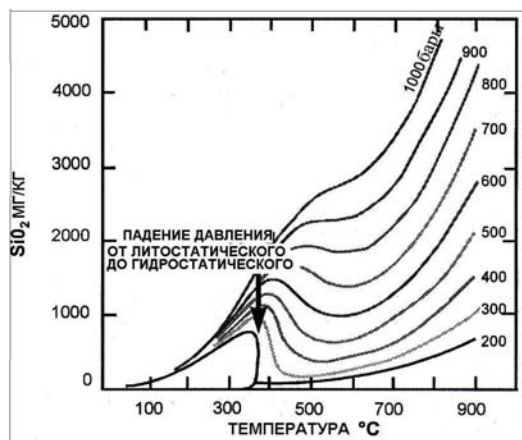


Рис.8.8.Растворимость кварца при повышенных температурах и давлениях (Fournier, 1985a)

Падение давления объясняет отложение карбонатов и обеспечивает действие механизма отложения золота. Высокие концентрации растворённого CO<sub>2</sub> удерживают карбонаты в растворе. Они отлагаются при

падении давления и потере  $\text{CO}_2$  раствором. Аналогично выделение  $\text{H}_2\text{S}$  из раствора в результате сочетания процессов перехода в газовую фазу и его участие в образовании сульфидов в связи с падением давления. Следовательно, произойдет дестабилизация бисульфидных комплексов и отложение золота. Этот механизм аналогичен механизму кипения гидротерм, но в этом случае происходит очень слабое парообразование, процесс проявляется в виде отделения пузырьков. Флюиды в коре в условиях литостатического давления, должны изолироваться от дневной поверхности, всё имеющееся открытое пространство заполнено ими. Несмотря на имеющуюся разницу давлений между флюидами у кровли или корневых частей вертикальной структуры гидротермальной системы, для флюидов нет путей миграции, в результате которых могло бы происходить изменение давлений. Следовательно, система должна быть вскрыта, чтобы сформировать большее пространство, в котором флюиды могли бы распространяться в стороны, или покидать систему по мере, того, как совершится падение давления. Они могут покидать систему или путём миграции по дренам к дневной поверхности, или путём фильтрации по разломам в коре, заполненной гидротермами, находящиеся под гидростатическим давлением.

Sibson et al. (1988) детализировали этот процесс, считая, что при внезапном падении давления в результате сейсмической активности и активизации сдвиговых структур, в них происходит размещение рудной минерализации. Повторная изоляция разломов начинает циклический процесс изоляции в результате отложения минералов, а давление снимается под действием сейсмической активности. Следовательно, система находится при литостатическом давлении большую часть времени своей жизни и подвергается кратковременным воздействиям падения давлений, обусловленных тектонизмом, в результате чего происходит рудообразование (рис. 8.9).



Рис.8.9. График давление-глубина для мезотермальных рудоносных гидротерм. Литостатическая линия представляет градиент давлений, допускаемый при плотности пород 2.7. Гидростатическая линия представляет этот же градиент, использующий плотность 1 (т.е. холодной воды). Кривая Р показывает точку кипения в зависимости от градиента глубины для чистой воды. Переход давления от литостатического к гидростатическому сопровождается отложением минералов.

### 8.3.3. Мезотермальные месторождения магматического происхождения.

#### 8.3.3.1. Введение.

Эти месторождения тесно связаны с магматической активностью, в результате которой они размещаются в синхронных интрузиях, или в разломах, непосредственно ограничивающих синхронные рудообразующие интрузии в эродированных островных дугах.

Первый тип месторождений может быть главной целью для открытой добычи. Второй тип месторождений представлен реже и обычно его разработка ведется подземными горными выработками. Это ограничивает их промышленную значимость за исключением случаев, когда они имеют очень высокие концентрации металлов. На наиболее известных рудниках месторождений этого типа, в основном, добываются полиметаллы. Соответственно, внимание фокусируется на первом типе месторождений.

Считается, что рудообразующие гидротермы этих месторождений являются такими же, какие образуют минерализацию порфирового типа, за исключением того случая, когда они охлаждаются в результате

кондуктивной теплоотдачи, а не в результате кипения, как в порфировых месторождениях. Эти гидротермы подвергаются значительному взаимодействию с вмещающими породами, которое приводит к изменению их состава, в результате чего золото в форме хлоридных комплексов преобразуется в бисульфидные комплексы. Первоначально эти гидротермы находятся в недрах раздробленных интрузий при почти литостатическом давлении. Затем они подвергаются более позднему тектонизму и миграции в район пониженного давления, отлагая золото по мере того, как этот процесс совершается. Это отличает их от порфировых месторождений, в которых происходит отделение летучих в большом объёме, в результате чего увеличивается концентрация растворов. Это объясняет высокие концентрации газов во флюидных включениях мезотермальных месторождений при низкой минерализации гидротерм.

### 8.3.3.2. Главные (большие) месторождения.

Эти месторождения имеют сходство с месторождениями порфирового типа в том, что они тесно связаны с интрузиями, но в них отсутствуют многие особенности порфировых месторождений. Наиболее заметные из них - это отсутствие жил типа-А в штокверках, калиевых изменений, гиперминерализованных флюидных включений и комплекса непрозрачных минералов магнетит-халькопирит-борнит. На их месте представлены жилы со структурами дробления и текстурами растяжения, филлитовые изменения с обильными карбонатами, умеренно минерализованные флюидные включения и комплекс непрозрачных минералов: пирит-галенит-сфалерит-тетраэдрит (таблица 8.3). Все эти признаки характеризуют пониженные температуры, меньшую минерализацию рудообразующих гидротерм, чем можно было бы предполагать для гидротерм, которые образуют промежуточные рудные фации порфировых систем. Ранее (глава 6) близко расположенные фации обсуждались в качестве «главного типа» порфировых месторождений, периферийные фации обсуждались там же, в качестве эпитермальной минерализации хай сульфидейшн. Также отмечается постепенный переход месторождений этого типа в эпитермальные месторождения лоу сульфидейшн (глава 7), особенно тех из них, которые встречаются в виде брекчиевых трубок. Модель, представляющая предполагаемое происхождение месторождений этого типа и объясняющая их различие, показана на рисунке 8.10.

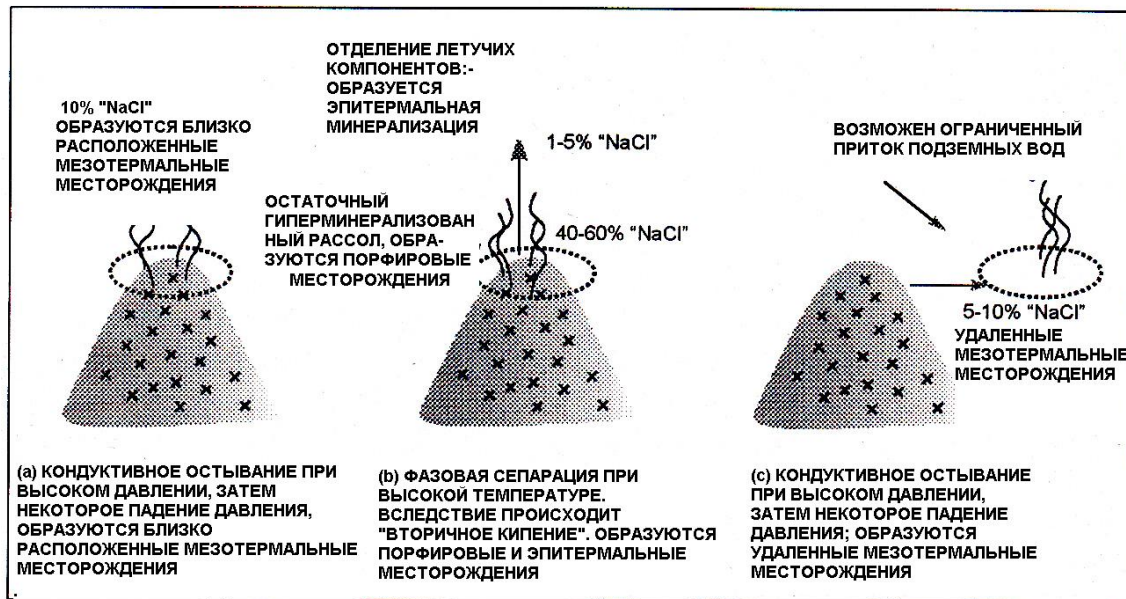


Рис. 8. 10. Модель эволюции различных типов рудных месторождений, связанных с магмой.

Наилучшим примером этого типа месторождений является Поргера и, возможно, рядом расположенное месторождение г. Каре. На Поргере имелась начальная фаза золотой минерализации (стадия 1), расположенная в пределах сетки сульфидных жил (пирит-сфалерит-галенит-сульфосоли-золото) в интрузиях и вокруг них с серицит-карбонатными изменениями. Имеется вторая стадия рудной минерализации с высокими концентрациями (стадия 2, также известная как 7-я зона минерализации) в многостадийных жилах, которые секут более ранние жилы, сложена кварцем, роскоелитом (ванадиевая слюда) и золотом с очень небольшими содержаниями сульфидов. Таким образом, мезотермальная минерализация развита, как по основной массе породы, так и вне её жил. Распределение рудной минерализации в месторождении Поргера показано на рисунке

8.11. Предполагается, что давление в обеих стадиях минерализации приближалось к литостатическому, обусловленному структурам растяжения в недрах систем (Mungoe, 1995), что подтверждается присутствием жидкого CO<sub>2</sub> во флюидных включениях (Cameron et al., 1995). Ранняя минерализация, вероятно, могла образоваться в ответ на подъём и эрозию района локализации месторождений, снижающих литостатическое давление. Задержанный флюид высокого давления выделялся из интрузий, дробя породы гидроразрывом и отлагая рудные минералы в сетке жил. Изоляционная жильная сеть под действием тектонического дробления открыла зону 7 и в последующем дренировала поток гидротерм и способствовала сосредоточенному рудоотложению.

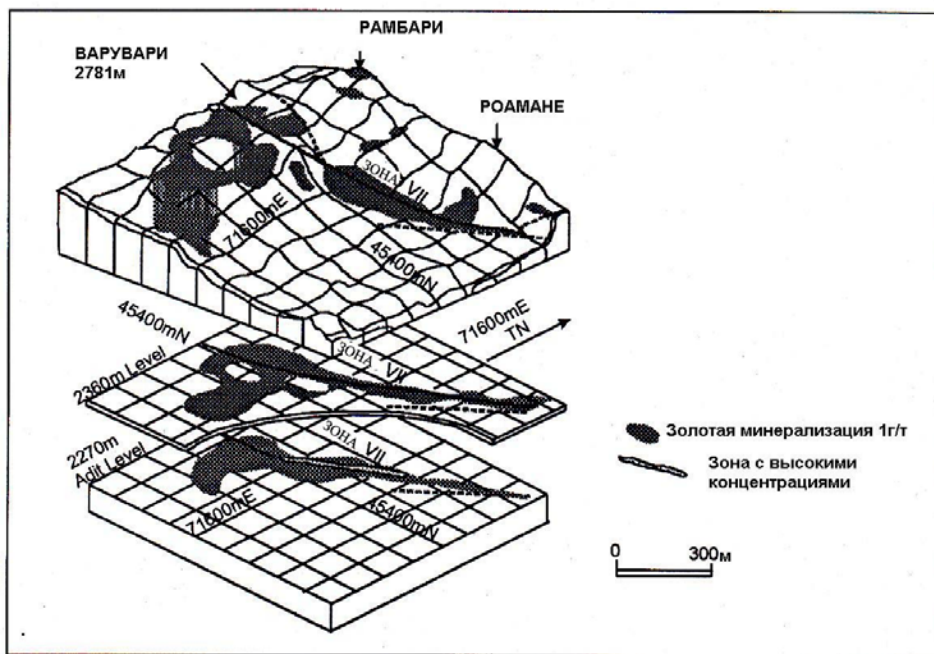


Рис. 8.11. Блок-диаграмма, показывающая распределение рудной минерализации на месторождении Поргера (Handley, Henry, 1990).

Сначала синхронные по времени интрузии в Поргера были калиевыми. Золотые месторождения, связанные с породами этого типа, обычно богаты золотом и содержат некоторые характерные гидротермальные минералы, включая роскоелит. Хотя роскоелит является очень хорошим минералом-индикатором для богатых золотых месторождений, но не обязательно его присутствие во всех мезотермальных месторождениях магматического происхождения.

Согласно предварительной интерпретации рудной минерализации предполагалась, что месторождение Поргера относится к эпитермальному типу, рудообразование происходило в результате смешения, что объясняло присутствие карбонатов и популяций флюидных включений с широким диапазоном кажущихся минерализаций и температур гомогенизации. Такая интерпретация была неудачной для объяснения выделения пузырьков в качестве механизма отложения карбонатов и так же была не пригодна для применения определения точных значений давлений по флюидным включениям, разнообразие которых по кажущейся минерализации более зависит от растворимости газов, а не от ионной растворимости.

Месторождение Келиан на Калимантане имеет индикаторы температур более высокие, чем большинство эпитермальных месторождений, но имеются четкие доказательства наличия процесса кипения (предполагается как результат последующей магматической активизации) и отсутствуют данные о высоком давлении и, следовательно, оно не подходит для этого класса месторождений.

### 8.3.3.3. Второстепенные (малые) месторождения.

Небольшие месторождения этого типа часто находятся вокруг минерализации порфирирового типа. Sillitoe, Garpe (1984) сообщали о наличии золото содержащих жил, расположенных по краям (до 25% месторождений порфирирового типа на Филиппинах), хотя некоторые из них являются эпитермальными. Обычно они представлены кварцевыми жилами с окружающими филлитовыми изменениями и содержащими

полиметаллы, преимущественно с галенитом и сфалеритом в ассоциации с золотом. Маловероятно, чтобы они представляли самостоятельно промышленный интерес.

### 8.3.4. Метаморфогенные мезотермальные месторождения.

#### 8.3.4.1 Введение.

Вопрос о происхождении мезотермальных месторождений открыт. Они не бесспорно магматические, по мнению магматистов, но имеют признаки метаморфической обработки. Эти месторождения имеют комплексы гидротермальных минералов и аналогичную рудную минерализацию, которые характерны для магматических мезотермальных месторождений, но отмечаются пониженные значения минерализации во флюидных включениях и более низкие концентрации полиметаллов, и наиболее важно - их тектонические позиции свидетельствуют, что они непосредственно не образуются в островных дугах.

Они формируются в аккреционных террейнах передовых частей островодужных структур, которые подвержены метаморфизму и последующему подъёму, обусловленному столкновением плит, которое продуцирует аккрецию. Однако этот процесс осложняется постколлизийными событиями. Столкновение плит, сопровождаемое образованием аккреционных террейнов, может завершать начальную субдукцию и обусловить начальный процесс новой субдукции. Это может проявиться или путём изменения полярности субдукции, если субдукционная зона представлена островной дугой, или подвижкой субдукционной зоны в другую сторону аккреционного террейна, если субдукция направлена под континентальную кору (рис. 8.12).

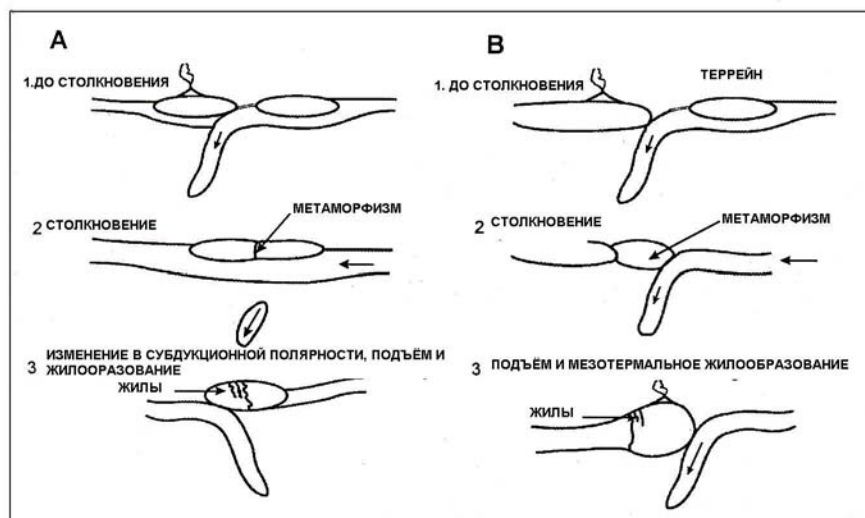


Рис.8.12. Столкновение террейнов с (а) островной дугой и (б) континентальной дугой. Такие месторождения находятся в юго-восточной Азии, включая Авак Мас в Индонезии (Register, Indonesian Gold 1997). Однако такие месторождения в других регионах обычно имеют более высокие концентрации, больший интервал глубин и большие ресурсы, чем в эпитептермальных жильных месторождениях.

Новая дуга может затем образоваться и то, что было островным преддужьем в первичной субдукционной зоне, может стать тыловой частью островной дуги в новой зоне. Наоборот, новая дуга может сформироваться поверх первичного островного преддужья и магматические месторождения будут наложены на первичную мезотермальную минерализацию. Следовательно, там, где происходили сложные тектонические события, мезотермальные месторождения могут находиться в новой пред дуговой структуре, островной дуге и в тыловых частях дуг.

Предполагается, что рудообразующие гидротермы образуются в результате дегазации метаморфических толщ. Эти летучие содержат воду,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и металлы, в том числе и золото. Во время пика метаморфизма, в период высокотемпературной стадии условия растяжения преобладают и летучие, в значительной степени, возвращаются в метаморфические толщи. При подъёме и разрушении кровли метаморфической толщи, в верхней части этой толщи может произойти хрупкое дробление. Летучие компоненты, предварительно сосредоточенные в зоне хрупкого дробления, подвергаются падению давления от почти литостатического, в условиях растяжения, до почти гидростатического. В результате при отделении газовых пузырьков образуется рудное месторождение. Следовательно, продолжение подъёма и разрушение

кровли метаморфической толщи могут способствовать образованию значительного вертикального интервала золотой минерализации.

#### 8.3.4.2. Представительные месторождения.

Породы, связанные с этим типом мезотермальных месторождений представлены древними фельзитовыми и андезитовыми (средними, промежуточными по составу) интрузиями, размещенными на небольших глубинах в земной коре (примерно 2-6 км) и слабо метаморфизованными (обычно слабее зеленосланцевых фаций) вмещающими осадочными породами и вулканитами. Степень метаморфизма связана с их тектоническими позициями, которые представлены аккрецированным клином, погруженным в конвергентные границы. Этот офиолитовый материал, обычно серпентинизированный, является вмещающей средой. Мезотермальные месторождения встречаются в виде жильной залежи. Жилы располагаются вдоль главных разломов (структур).

Жилы в мезотермальных месторождениях хорошо проявляются и минералогически отличаются от эпитермальных жил. Обычно они содержат кварц и разнообразные карбонаты, включая Mn и Mg-содержащие фазы (так, например, родохрозит, анкерит, доломит), в дополнении к обломкам изменённых вмещающих пород. Сульфиды полиметаллов присутствуют, но не так обильно как в мезотермальных жильных месторождениях, связанных с порфирами, в некоторых месторождениях присутствуют редко или в небольших количествах (т.н. Бралорне). Золото в этих месторождениях крупнозернистое и встречается в виде зёрен самородного золота и/или теллуридов, иногда с боназвыми содержаниями в рудных столбах. На месторождениях Мотерлоуд рудоносные разломы (структуры) не очень хорошо прослеживаются; встречаются в виде извилистых, неправильной формы, не продолжительных ветвящихся жил, часто со слабо или совсем не рудоносными раздувами (рис. 8.13).

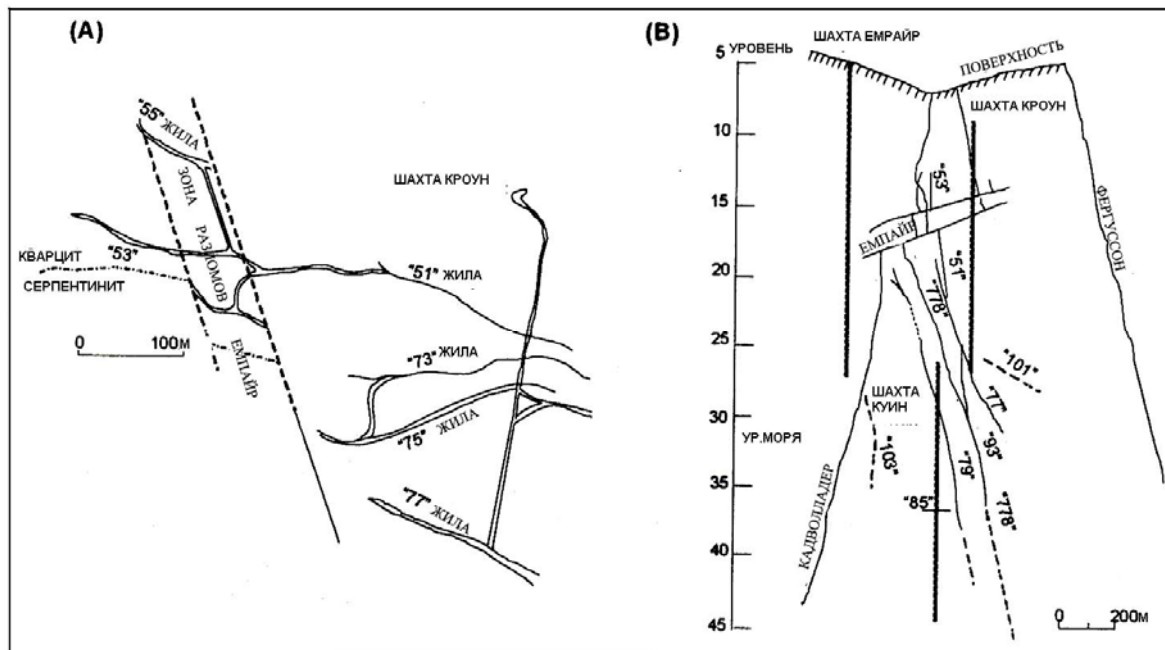


Рис. 8.13. Рудник Бралорне. Показаны главные жилы и зоны разломов. (А) План 15 горизонта. (В) Продольный разрез, вид с северо-запада. Отмечается разграничение жил между двумя зонами разломов, и их ветвление по мере погружения в глубину. Глубина распространения жильной системы на этом руднике 2000м (Leitch, 1990).

Ореолы гидротермальных изменений вокруг мезотермальных жил обычно маломощные и плохо развиты. Обычно они содержат кварц и серицит и редко распространяются более чем на 10 м в стороны от жил или залежей. Карбонаты представлены анкеритом, родохрозитом и другими, содержащими Mn, Fe, Mg фазами, характерными для жил, фучсит (Сг – содержащий серицит) также присутствует, особенно там, где вмещающие породы ультраосновного состава. Эти, связанные с жилами гидротермальные изменения, обычно наложены на более широко распространенные пропициты. Они представлены карбонатами, эпидотом, альбитом и хлоритом, которые, возможно, трудно отличить от метаморфических минеральных комплексов, но, в самом деле, могут быть метаморфическими. Ореолы изменённых пород на месторождениях Мотерлоуд отличаются

присутствием талька в ультрамафитах, а фучсит (известный в качестве марипозита у американских геологов) местами обилен в жилах и ореолах изменённых пород (рис.8.14).

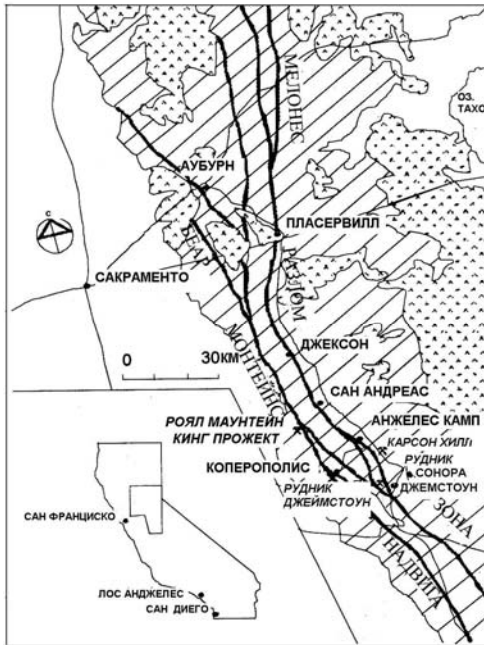


Рис. 8.14. Расположение рудника Карсон Хилл (Харвард) и рудника Джеймстоун в поясе Мотерлоуд в Калифорнии. Крестиками обозначены интрузии Сьерра Невады; косой штриховкой обозначены мезозойские метаморфизованные осадочные породы и вулканиты; равнинные участки являются самыми молодыми отложениями Грит Вэлли (Cartwright, Flitcroft, 1989).

Таким примером является рудник Бралорне в ВС, Канада, где мезозойские серпентиниты и среднего (андезитового) состава фельзитовые интрузии пересекаются несколькими крупными надвигами (рис. 8.14). Меловые интрузии в форме даек (местное название альбититы) представлены натриевыми диорит порфиритами (Leitch, 1990). Рудная минерализация располагается в рудных столбах вдоль жил, развитых в виде правосторонних сдвигов между двумя крупными надвигами (Cartwright, Flitcroft, 1989).

Похожие месторождения находятся вдоль пояса Мотерлоуд, главная структура которого пресекает Калифорнию (рис.8.14), длина которой 150 км и местами имеет вертикальный интервал рудной минерализации в 2 км. Наряду с мезотермальными месторождениями (включая рудник Харвард в Джеймстоуне, и рядом расположенный рудник Карсон Хилл – рис.8.15), в юрской милонитизированной зоне разломов (ответвление главной структуры), отмечается надвиг серпентинизированных ультраосновных интрузий на зеленосланцевые метавулканиты и черноаспидные сланцы. Подвижка по этой системе разломов происходит в виде горизонтального смещения, с некоторым надвиганием, хотя тектоника этого региона сложная.



Рис.8.15. Поперечный разрез через месторождение Карсон Хилл, Мотерлоуд, Калифорния. Центральная мощная обычно с не рудоносным раздутием жила окружена зоной гидротермальных изменений серицитовых сланцев (подошва) и кварц-анкерит-марипозит - содержащими метавулканитами (висячий бок). Общая мощность этой гидротермально-изменённой/рудноносной зоны составляет примерно 50 м. Отмечается, что рудоносная минерализация связана с пологой жилой (Cartwright, Flitcroft, 1989).

Эти примеры показывают, что структура и тектоника играют важную роль в формировании и размещении этих месторождений. Особенно, надвиговые процессы, обычно сопровождаемые значительными горизонтальными смещениями, являются главными контролирующими факторами, оказывающими влияние на

расположение большинства этих месторождений, хотя жильные скопления и сами жилы обычно развивались в ассоциации со структурами растяжения.

### 8.3.5. Мезотермальные месторождения, как разведочные объекты.

Пригодность мезотермальных золотых месторождений в качестве промышленных разведочных объектов подтверждается данными, приведёнными в табл. 8.5. Магматические мезотермальные месторождения могут быть найдены обычными методами разведки, применимыми для порфировых и эпitherмальных месторождений, расположенных в эродированных дугах. Важно, знать, что для них не пригодны модели этих типов месторождений, но они могут служить разведочной целью. Метаморфические мезотермальные месторождения могут располагаться как в эродированных дугах, так и в других структурах. Такие месторождения могут быть большими и распространяться на большие глубины. Они обычно имеют достаточно высокие концентрации руды, что подтверждается подземными выработками. Характеристики мезотермальной золотой минерализации обобщены в таблице 8.5, в сопоставлении с эпitherмальной минерализацией. Эти характеристики могут рассматриваться в качестве ведущих признаков при разведке мезотермальных месторождений. Все обычные методы разведки, используемые при оценке эпitherмальных месторождений (т.н. геологическое картирование, геохимия, геофизика и бурение), применимы для этих месторождений. Однако определение некоторых более информативных характеристик мезотермальных месторождений будет лишь возможно при детальных петрологических работах, включающих исследования флюидных включений и изотопной геохимии. Мезотермальные месторождения в ЮЗ части Пасифики по сравнению с эпitherмальными и порфировыми встречаются не так часто, но уже достаточно представлены в качестве разведочных целей в этом регионе. Рудопоявление Авак Мас на Сулавеси (табл. 8.4) может рассматриваться в качестве примера мезотермальной минерализации, в которой золото содержащие жилы кварца, альбита, карбонатов, пирита и брекчии размещены в меловых филлитах, связанных с миоценовыми надвигами и сдвигами (Register, Indonesian, Gold, 1997; Carlile, Mitchell, 1994). Если такие месторождения могут быть найдены в этом регионе, то они будут находиться в более древних и/или более глубоко эродированных районах, таких как Сулавеси, Ирианская Ява и в некоторых частях Суматры, Борнео и Филиппин.

Таблица 8.5.

#### Сравнение мезотермальной и эпitherмальной золотых минерализаций.

	<b>Мезотермальная.</b>	<b>Эпitherмальная.</b>
Тектонические позиции	Глубинные дуги (магматические) Аккрегированные террейны (метаморфогенные)	Кальдеры и разломы в островодужных вулканитах
Рудовмещающие структуры	Поперечные разломы и связанные с ними второстепенные (оперяющие) разломы, брекчии	Открытые разломы и брекчии
Главные рудные и жильные фазы	Кварц, карбонаты, альбит, пирит, серицит (включая Sr-содержащие разности), самородное золото	Кварц, халцедон пирит, карбонаты, глины, адуляр, барит, электрум и серебро.
Рудные текстуры.	Простые мощные, массивные и полосчатые жилы	Сложные жилы с открытым пространством, штокверки.
Гидротермальные изменения	Маломощные филлиты (и карбо- натизация) окруженные обширны- ми пропилиитами (зелёными сланцами)	Интенсивная аргиллизация, аргиллиты. Филлиты (лока- лизированные в более широко развитых пропилиитах).
Ассоциированные элементы	Ag, As, Sb, Hg, B, W, Te	Ag, As, Sb, Hg, Ba, Te, Tl.
Температура отложения	250-350°C	< 250°C
Минерализация.	0-10вес% NaCl экв.	0-4 вес.% NaCl экв.
Содержание CO <sub>2</sub> (мол.%)	< 4	> 4
Предполагаемое давление (бары)	> 700	< 100
δ18O (мили SMOW)	+4 до +10	-15 до 0

Взято из Nesbitt (1988), Nesbitt et al. (1986), Sheldon et al. (1988)

Поскольку геология этих частей мира молодая, то, по-видимому, некоторые мезотермальные месторождения были неправильно идентифицированы. Так, например, месторождение Умуна на острове Мисима в Папуа Новая Гвинея было описано как эпitherмальное месторождение лоу сульфидешн (Adshead et al., 1998) и фактически имело многие черты, характерные для этого типа месторождений (кварц с эпitherмальной

текстурой, адуляр, иллит, барит, хлорит, карбонат и сульфиды полиметаллов). Однако оно ассоциируется с рифтингом и щелочным магматизмом, а не с субдукцией и островодужным магматизмом, а рудная минерализация расположена в зоне разлома, которая локализуется в миоценовых интрузиях и зеленосланцевых метаморфитах.

## 8.4. Месторождения типа Карлин.

### 8.4.1. Определение.

Месторождения типа Карлин названы по месторождению рассеянного золота, размещённого в карбонатах в Карлин, Невада США. Это месторождение и рядом расположенные похожие месторождения находятся на протяжении 60 км обычного сдвигового разлома (рис.8. 16):

- «невидимое» золото в изменённых окремнённых известняках или в карбонатизированных сланцах,
- связанное с ними растворение карбонатов, доломитизация, окремнение и аргиллизация,
- высокие концентрации As, Sb, Hg, Tl, Ba, Mo и W.
- низкие концентрации Cu, Pb и Zn.

Геологически, наиболее отличительной особенностью месторождений типа Карлин, является рассеянное золото, размещённое в зонах окремнения.

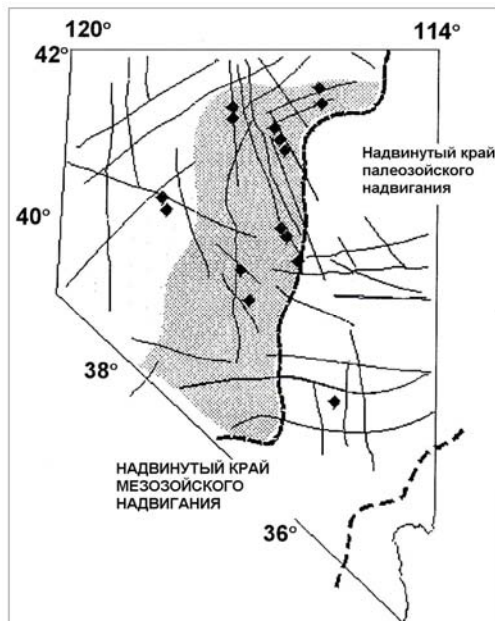


Рис.8.16. Карта Невады, показывающая места расположения некоторых месторождений типа Карлин и их группировку вдоль разломов (Berger, Bagby, 1991).

Хотя эти месторождения размещены в карбонатах, их нельзя смешивать с (относительно низкотемпературными) ретроградными зонами скарновых месторождений, размещённых в карбонатных толщах, так как последние содержат другие Са-силикатные минералы. Сложность заключается в следующем, некоторые месторождения типа Карлин встречаются в окрестностях интрузий вблизи или внутри ореолов гидротермальных изменений скарновых месторождений, как, например, в месторождениях Пост Голдстрайк и Дир Стар. Скарновые месторождения и типа Карлин – это разные месторождения и они отличаются своим происхождением. В тех случаях, где эти оба типа месторождений имеются, минерализация типа Карлин не связана с событием интрузив-скарн (Christensen, 1993). Например, датирование по  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  показало, что скарновая минерализация в Гетчелл и Твин Крикс (92-95 млн. лет) тесно связана с магматической активностью, тогда как минерализация Карлин (42-83 млн. лет) не связана с магматизмом. Образование скарнов и месторождений типа Карлин генетически не связаны (Groff et al., 1997).

### 8.4.2. Эволюция месторождений типа Карлин.

В эволюции месторождений типа Карлин распознается несколько стадий гидротермальных изменений. В карбонатных породах присутствуют различные стадии:

- растворение карбонатов,

- аргиллизация-серицитизация,
- окремнение,
- карбонатизация.

Эти стадии наложены в пространстве и времени (рис.8.17), растворение карбонатов происходит до этого и на удалении, с переходом в зоны окварцевания/карбонатизации.

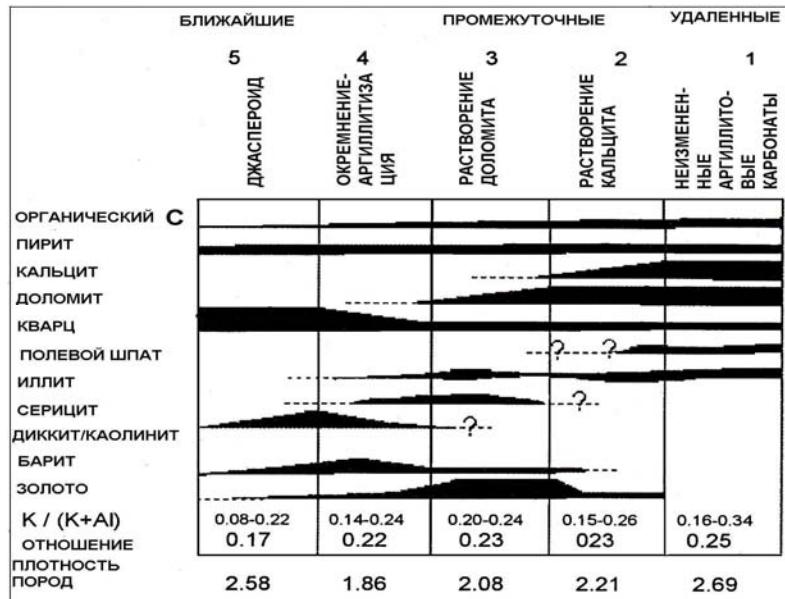


Рис. 8.17 Распределение гидротермальных минералов в месторождениях типа Карлин показано в соответствии с их местонахождением во времени и пространстве относительно гидротермальных потоков (дрен) (Kuehn, Rose, 1992).

Во время растворения карбонатов, карбонатные минералы избирательно удаляются и перераспределяются. Кальцит, как более растворимый, чем доломит, удаляется первым, оставляя ромбы доломита в пористой глинистой матрице. Эти ранние стадии могут сопровождаться в других местах образованием карбонатных жил. В конце концов, при прогрессивных гидротермальных изменениях весь доломит удаляется, образуя существенно менее плотные пористые породы, чем неизменённые вмещающие породы. В результате увеличения пористости эта стадия является важной предпосылкой для рудной минерализации.

Аргиллит-серицитовые изменения накладываются на стадию растворения карбонатов и приводят к изменению минералов вмещающих пород (т.н. обломочный КПШ и иллит) первоначально в серицит/иллит, а затем в каолинит/дикит.

Окварцевание (в форме кварца и халцедона) следует за растворением карбонатов и аргиллизацией и в конечном итоге приводит к полному замещению всех ранее существовавших минералов. Первоначально окварцевание происходит выборочно и ископаемые и многие первичные осадочные характеристики, такие как расслоение, сохраняются. Глины также частично сохраняются на ранних стадиях окварцевания, обычно встречаясь в виде включений в кварце, что позволяет предполагать, что окварцевание начинается до аргиллизации-серицитизации и заканчивается во время растворения карбонатов. Финальные стадии окварцевания образуют относительно плотный джаспероид (окремнённый известняк) с очень малой пористостью. Имеются доказательства многочисленности эпизодов отложения кремнезёма в финальные стадии, с образованием кварцевых жил и окремнённой брекчии, секущей более ранние частично окремнённые зоны.

Жилы кальцита обычно секут интенсивно окремнённые зоны, позволяя предполагать, что поздняя стадия гидротермальных изменений представлена процессом карбонатизации. В дополнении к кальциту эти жилы содержат барит, тетраэдрит, реальгар и стибнит, а также минералы таллия.

В некоторых месторождениях изверженные породы, которые прорывали структуры, изменены аналогичным способом, как и окружающие карбонатные породы, и некоторые из них могут быть рудоносными. Первичные изменения продуцируют серицит и хлорит, а за ними следуют дикит/каолинит. Более поздние гидротермальные изменения в осадочных породах представлены зонами окремнения и аргиллизации.

В США в этих месторождениях отмечено сильное супергенное окисление, но оно не обязательно присутствует в аналогичного типа месторождениях в островодужных структурах. Недавно, по мере того, как

разрабатывались месторождения в США, были достигнуты более глубокие горизонты, и было установлено, что супергенное окисление в этих месторождениях распространено на большие глубины, чем в начале предполагалось. Следовательно, наша точка зрения на первичную гипогенную природу месторождений изменилась, и некоторые более старые литературные источники вводят нас в заблуждение. Возможно, что наша концептуальная модель для месторождений типа Карлин в островодужных структурах будет нуждаться в ревизии, чтобы объяснить эти факты.

### 8.4.3. Рудная минерализация.

Запасы и концентрации руд в месторождениях типа Карлин колеблются значительно. В западных штатах США месторождения варьируют от 1 до 400 млн. тонн, а концентрации золота от 1 до 28.9 г/т со средними значениями 6.2 млн. тонн и 2.9 г/т Au, соответственно. Некоторые примеры показаны в таблице 8.6.

Таблица 8.6

Запасы и концентрации для некоторых золотых месторождений типа Карлин.

Месторождения	Ресурсы (млн. тонн)	Концентрации (г/т)	Источник
<b><u>Невада</u></b>			
Боотстрап	14.6	1.9	Baker, 1991
Карлин	22.0*	9.3	Christensen, 1993
Твин Крикс	150.0	2.3	Stenger et al., 1998
Деп Стар	0.85	28.0	Christensen, 1993
Гетчел	8.4	5.8	Nanna et al. 1987
Голд Гарри	180.0	1.3	Christensen, 1993
Мейкл	7.2	19.4	Christensen, 1993
Пост	32.0	6.0	Christensen, 1993
<b><u>Индонезия</u></b>			
Мезел	7.8	7.3	Garwin et al. 1995
* выработано			

Самым важным рудным минералом в месторождениях типа Карлин является золото, хотя оно редко наблюдается в виде самородного золота, поскольку имеет субмикронные размеры, в основном, низкие концентрации и рассеяно. Большая часть золота представлена в виде «невидимого» золота, его присутствие предполагается по данным опробования.

Золото наблюдалось в нескольких формах:

- отдельные частицы (0.005 – 0.02  $\mu\text{m}$ ) включенные в пирит, циннабарит и кварц,
- самородные частицы (до 0.1  $\mu\text{m}$ ) с серицит/иллитом,
- гомогенно распределённые с проращением мышьяковистого пирита в раннем пирите.

Золото пространственно ассоциируется с развитием зон окремнения, но самые высокие содержания не связаны с наиболее интенсивно окремнёнными зонами. Большая часть золота связана с промежуточными зонами карбонатного растворения и окремнения, состоящими частично из окремнённых пород, в которых кальцит растворился, но присутствует доломит. Присутствие золота, заключённого в кварц, позволяет предполагать, что золото отложилось до интенсивного окремнения.

Другие непрозрачные минералы представлены пиритом, марказитом, арсенипиритом, самородным мышьяком, самородным серебром и электрумом. Пирит (часто содержащий мышьяк) является доминирующим в рудно-сульфидной стадии и является вмещающей средой для большей части золота. Другие непрозрачные минералы ассоциируются с поздними кальцитовыми жилами. Также присутствуют стибнит, тетраэдрит-теннантит, полиметаллические сульфиды, циннабарит и джорданит.

Барит и реже супергенный алунит находятся во многих после рудных жилах. Барит также встречается в до рудной стадии окремнения. Флюорит присутствует в нескольких месторождениях.

#### 8.4.4. Типы рудной минерализации.

Наиболее важными контролирующими факторами распределения гидротермальных изменений и рудной минерализации являются структуры, которые контролируют проницаемость. К ним относятся разломы и стратиграфия вмещающих пород. Хотя месторождения непосредственно размещены в горизонтах, содержащих карбонат, они являются лишь частью более разнообразных осадочных толщ. Следовательно, распределение карбонатов служит местом локализации месторождений.

Различаются три главных типа рудной минерализации:

- стратифицированное замещение в карбонатных толщах, как в Карлин (рис. 8.18a)
- жилоподобные рудные структуры (Боотстар – рис. 8.18b)
- структурный штокверк (Рудная зона Голд Кварри – рис. 8.18c).

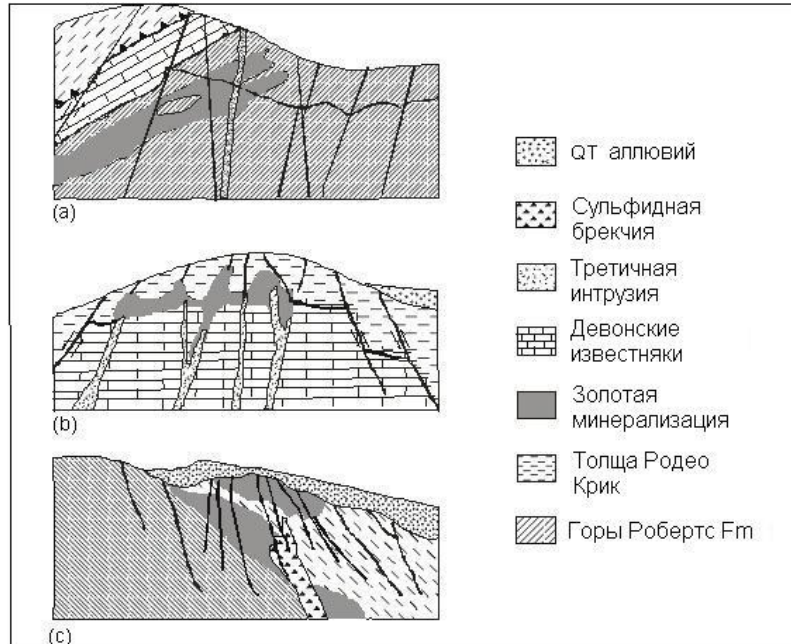


Рис.8.18. Типы золотой минерализации, тренд Карлин. Невада (a) Рудник Карлин – минерализация типа стратифицированного замещения; (b) рудник Боотстар - рудосодержащие жилоподобные разломы с высокими концентрациями; (c) месторождение Голд Кварри с падающей на восток стратифицированной глубинной западной зоной и перекрывающим структурным штоком главной зоны.

Первоначально месторождение Карлин являлось месторождением стратифицированного замещения в алевритово-карбонатной толще, где руды залежали согласно слоистости. Отмечается лишь небольшое структурное нарушение в залегании вмещающих пород.

На месторождении, подобном Боотстар, рудная минерализация ограничивается структурами окремнения в известняках. В некоторых месторождениях дайки интродуцируют структуры, они сильно изменены и содержат рудную минерализацию.

Главная зона месторождения Голд Кварри представляет собой рудную минерализацию, размещённую в аргиллитах, сланцах, кремнях и известняке. Рудная минерализация приурочена к пересечениям разломов, где вмещающие породы раздроблены и деформированы.

#### 8.4.5. Тектонические позиции.

Сосредоточение месторождений типа Карлин в небольшой части западных штатов США позволяет предполагать наличие связи с тектоникой этого региона. В Неваде месторождения размещены в морских осадочных породах, содержащих карбонат, граничат с надвиговой структурой, обусловленной тектоногенезом континентальной границы. Кроме того, месторождения располагаются в линейные ряды, особенность, которая предполагает связь с некоторыми глубинными структурами регионального масштаба (рис. 8.16). Это

рассматривалось с точки зрения, что месторождения типа Карлин в Неваде связаны с началом расширения Бассейна и Хребта, хотя возраст месторождений ещё не установлен.

Все месторождения находятся вблизи крутопадающих разломов и многие ассоциируются с интрузиями. Связь между месторождениями типа Карлин и интрузиями ещё не понятна. Ассоциация может быть лишь в совпадении, и обусловлена тем, что разломы способствуют миграции через относительно непроницаемые породы как гидротерм, формирующих месторождения типа Карлин, так и для интрузий.

#### **8.4.6. Рудообразующие гидротермы.**

Данные по стабильным изотопам позволяют предполагать, что в рудообразовании участвовали два очень разных гидротермальных раствора. Один с признаками залежных вод из бассейна, или метаморфических гидротерм, а другой - метеорного происхождения. Растворение карбонатов в стадии аргиллизации/серицитизации гидротермальных изменений происходило под действием «метаморфических» гидротерм. В поздние стадии, включающие отложение руд, наблюдается возрастающее примешивание метеорных гидротерм.

Данные по флюидным включениям показывают, что главная стадия отложения руд происходила с участием гидротерм с температурой 200-300<sup>0</sup>С, умеренной минерализации (1-8 вес.%NaCl), обогащенных CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>S. Присутствие жидких включений CO<sub>2</sub> подразумевает, что большинство месторождений типа Карлин образовалось на глубинах 2-4 км, где гидротермы находились под литостатическим давлением.

Отложение руды могло происходить в результате сочетания декомпрессии «метаморфических» гидротерм и их смешения с метеорными гидротермами. Детали отложения золота остаются не понятными, хотя Stenger et al. (1998) указывает на тесную взаимосвязь с декарбонатизацией и сульфидизацией, и с выделением железа при растворении железистого доломита, переотложенного в виде мышьяковистого пирита. Эти авторы предполагают, что золото (и Sb) отлагалось в результате уменьшения активности серы, растворённой в гидротермах, обусловленное отложением пирита, тогда как отложение As и Hg происходило в ответ на остывание и/или смешение гидротерм во время декарбонатизации.

#### **8.4.7. Месторождения типа Карлин в юго-западной Пасифике.**

##### **8.4.7.1. Юго-восточный Китай.**

Месторождения типа Карлин найдены в юго-восточном Китае (Cunningham et al., 1988). Большинство из них расположены на краю кратона Янгдтзе и, по-видимому, образовались во время фазы тектонического растяжения. Поскольку месторождения были открыты недавно, запасы их не известны, хотя концентрации составляют 4-5 г/т. В этих месторождениях рудная минерализация размещена как в контролируемых разломами структурах, так и рассеяна в изменённых вмещающих породах. Гидротермальные изменения проявлены в растворении карбонатов в известняках, в виде обширного окремнения и аргиллизации. Золото представлено в виде микронного размера зернах и связано с минералами As, Sb, Hg и Tl.

##### **8.4.7.2. Северный Сулавеси, Индонезия.**

Месторождения рассеянного золота, размещенные в осадочных породах на острове Мезел на Северном Сулавеси, имеют многие черты, характерные для месторождений типа Карлин. Здесь представлены месторождения, которые характерны для островодужных условий. Месторождение размещается в кремнисто обломочной-карбонатизированной толще депрессии, связанной с субдукционным растяжением.

Золотая минерализация локализуется в изменённых карбонатных породах вблизи и ниже андезитового тела и контролируется круто падающими разломами (рис.8.19). Самые большие концентрации золота встречены в пересечениях разломов и в разветвлениях разломов. Золото представлено субмикронными частицами, размещено в мышьяковистом пирите и связано с реальгаром, аурипигментом, стибнитом и циннабаритом. Гидротермальные изменения карбонатных пород обусловлены растворением карбонатов, доломитизацией, окремнением и аргиллизацией. Андезит вблизи рудной минерализации изменён в смешанослойный иллит-сметит, пирит, в хлорит, сметит и кальцит на удалении от рудопоявлений.

Данные о наличии жидкого CO<sub>2</sub> во флюидных включениях, связанных с рудообразующей стадией, показывают, что месторождение могло образоваться на небольшой глубине (Turner et al., 1994). Температуры гомогенизации флюидных включений колеблются в пределах 240-300<sup>0</sup>С и при коррекции давления, фактические температуры захвата включений будут выше. Присутствие сметита и смешанослойного иллит-сметита затрудняют применять эти температуры, если месторождения были образованы в главной конвективной ячейке гидротермальной системы. Следовательно, это, вероятно, нельзя сделать.

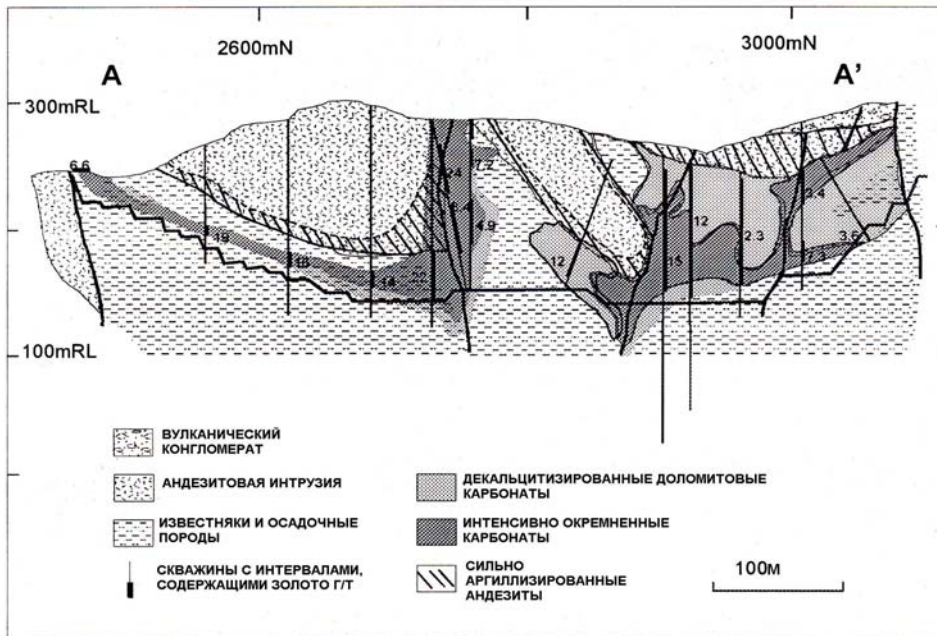


Рис. 8.19. Поперечный разрез через месторождение Мезел (Garwin et al., 1995).

#### 8.4.7.3. Бау, Саравак.

Рудный район Бау на Сараваке представляет собой золотые месторождения замещения в окремнённых карбонатах, связанные со скарнами, ассоциирующимися с порфирами (Sillitoe, 1991). Не понятно, относятся ли они к месторождениям типа Карлин, так как о них мало публикаций. Предполагалось, что рудная минерализация здесь связана с разломами, контролируруемыми палеокарстовыми структурами, аналогичными тем, которые наблюдаются в районе Лобонган вблизи Мезел (Turner et al., 1994).

#### 8.4.8. Разведочные критерии.

Геологически перспективными районами являются те, которые имеют:

- мощные карбонат содержащие осадочные толщи,
- нормальные крутопадающие разломы,
- развитую тектонику,
- глубинные разломы в фундаменте.

Последнее может выражаться в виде линейных трендов в магнитных и гравитационных аномалиях. Некоторые месторождения могут быть выявлены при исследовании IP.

Имеется сходство геохимических признаков между месторождениями типа Карлин, эпитегрмальными и мезотермальными месторождениями. Следовательно, требуется изучение геологических позиций, с проведением геохимического поиска на месторождениях типа Карлин.

Геохимическим признаком месторождения типа Карлин является присутствие таких элементов, как Au, As, Hg, Sb, Tl и Ba. Поскольку рудная минерализация не проявляется очевидным образом в образцах любой окремнённой карбонатной породы, найденной во время разведки, то необходимо аналитическое исследование этих пород на эти элементы.

Как только рудопроявление будет найдено, необходимо каптировать зоны гидротермальных изменений и, связанных с ними концентраций рудных элементов. Идентификация окремнённых джаспероидных зон может указывать на пути миграции гидротерм, хотя петрографическое изучение, возможно, необходимо, чтобы выделить раннюю и позднюю стадии окремнения. Поскольку гидротермальные и рудные минералы очень тонко зернистые, то необходим их рентгеноструктурный анализ для определения различных зон гидротермальных изменений. Детальная корреляция рудной минерализации с фациями осадочных пород оказалась полезным разведочным методом в США.

## Глава 9. Гидротермальные изменения.

### Содержание.

- 9.1 Введение.
- 9.2 Интенсивность гидротермальных изменений.
- 9.3 Степень гидротермальных изменений.
- 9.4 Распространённость гидротермальных изменений.
- 9.5 Минеральные комплексы гидротермальных изменений.
- 9.6 Наложение гидротермальных изменений.
  - 9.6.1. Прогрессивное наложение.
  - 9.6.2. Ретроградное наложение.
  - 9.6.3 Другие наложения.

### 9.1 Введение.

Гидротермы по-разному влияют на породы, проходя через них: в процессе гидротермальных изменений существующие минералы могут быть удалены, или замещены другими минералами, или в трещинах и порах пород могут отложиться новые минералы. Все эти процессы могут происходить совместно. Новые минералы, которые образовались или путём отложения в полостях, или в результате замещения, называются вторичными минералами. В этой главе рассмотрены вторичные минералы, образованные в результате гидротермальных изменений (замещения) других минералов. Отложение минералов (жилообразование) обсуждается в другой главе (глава 13), поскольку их минералогия похожая, но структуры совершенно разные.

Гидротермальные изменения сопоставимы с диагенезом, при котором первичные минералы замещаются диагенетическими фазами по мере погребения в толщах пород и последующего увеличения температуры и давления. Поскольку температуры могут быть одинаковыми в обоих структурных условиях, в связи с этим, возможно, образование одинаковых минералов (т.н. глины, цеолиты). Это может вызвать трудности в диагностике различий гидротермальных изменений и диагенеза в метаморфизованных породах.

Природа вторичных минералов и скорость их образования контролируются такими факторами, как температура, состав гидротерм и отношение вода/порода. Последний фактор зависит от проницаемости пород, скорости течения гидротерм и продолжительности процесса. Гидротермальные изменения наиболее интенсивны в проницаемых породах, где скорость течения гидротерм большая, и системы долгоживущие. Гидротермальные изменения могут быть описаны с точки зрения их интенсивности, степени изменений и распространённости.

### 9.2 Интенсивность гидротермальных изменений.

Интенсивность гидротермальных изменений является индикатором объёма пород, изменённых в результате прохождения через них гидротермальных растворов. Интенсивность гидротермальных изменений можно определить довольно точно по доле вторичных минералов относительно оставшейся доли первичных минералов или же по сохранившейся первичной структуре. Интенсивность будет различной для разных литологических типов пород в соответствии с проницаемостью пород и реакционной способностью первичных компонентов. Таким образом, высоко проницаемые известняки или витрофировые туфы будут чрезвычайно чувствительными к гидротермальным изменениям, тогда как кварцевый песчаник очень медленно подвергается воздействию гидротермальных растворов. Обычная последовательность минералов, от более реактивно способных к менее подверженным воздействию гидротерм, следующая:

- карбонаты,
- вулканическое стекло,
- мафические минералы,
- плагиоклаз,
- К-полевой шпат,
- апатит,
- кварц,
- циркон.

Имеются исключения. Так, например, в некоторых породах полевой шпат будет изменённым, в то время как мафические минералы сохранятся, и это означает, что чувствительность обычных минералов к гидротермальным изменениям зависит от наличия гидротерм.

Интенсивность гидротермальных изменений может определяться процентными содержаниями (т.н. 40% вторичных минералов), или могут применяться описательные категории. Наш подход представлен описанием гидротермальных изменений, как «слабые», где вторичные минералы составляют до 25% объёма

пород, «умеренные», где они составляют 25-75% и «сильные», если общее содержание вторичных минералов более 75%. Породы, в которых отсутствуют вторичные минералы, являются неизменёнными. В породах с остатками небольшого количества первичных минералов (за исключением реститовых фаз, таких как кварц, апатит и циркон) гидротермальные изменения являются интенсивными, если первичные текстуры не наблюдаются.

### 9.3 Степень гидротермальных изменений.

Степень гидротермальных изменений является индикатором условий (особенно температуры), ответственных за формирование в породах вторичных минералов. Таким образом, породы, которые содержат вторичные минералы, образовавшиеся при низкой температуре, описываются в качестве низкой степени гидротермальных изменений, тогда как минералы, образованные в высокотемпературных условиях, характеризуют высокую степень гидротермальных изменений, а минералы, образованные при промежуточных температурах, характеризуют промежуточную степень изменений.

Интенсивность и степень гидротермальных изменений, обусловленные действием гидротермальных растворов, контролируются двумя конфликтными факторами (рис.9.1). С одной стороны, большинство химических реакций протекают быстрее при высоких температурах и гидротермы более мобильны. Таким образом, быстрые гидротермальные изменения ожидаемы на больших глубинах. Наоборот, гидротермы при около магматических температурах, в основном магматического происхождения, могут находиться ближе к равновесию с изверженными породами. Кроме того, соединения такие, как HCl, значительно меньше диссоциированы при высоких температурах, что означает меньшую эффективную кислотность (активность  $H^+$ ), чем она могла бы ожидаться при молярной концентрации HCl.

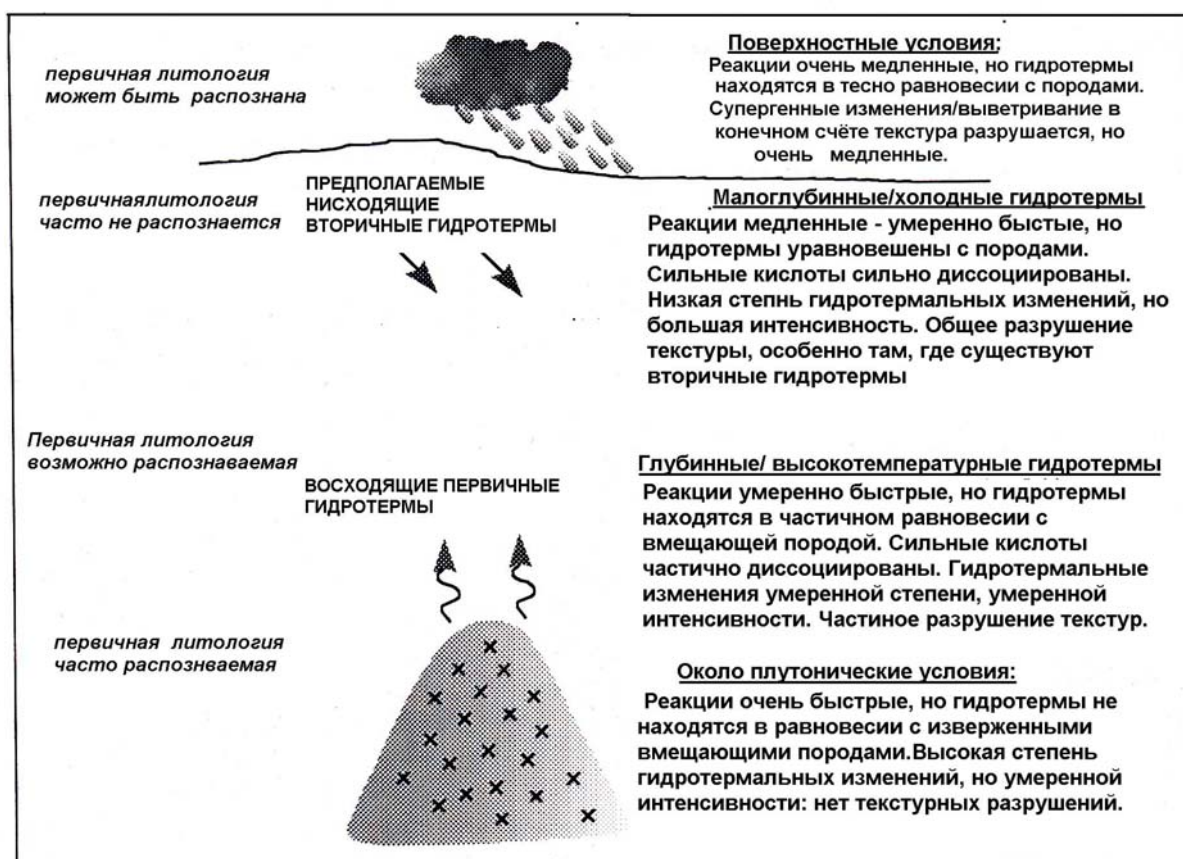


Рис. 9.1. Вариации типов гидротермальных изменений и интенсивности в зависимости от глубины / температуры в вулканическом террейне.

Эти эффекты определены количественно для реакций угольной кислоты с риолитами (Bischoff, Rosenbauer, 1996). Авторы определили, что степень реактивоспособности самая наибольшая при 150-200°C. Скорость распространения гидротермальных изменений при 200°C была в 27 раз выше, чем при 350°C. При более низких температурах скорость реакции очень мала, чтобы быть эффективной (табл. 9.1).

**Скорость реакции угольная кислота/риолит**

Температура °С	Время
300	Минуты
200	Один день
100	4000 дней (~ 11 лет)
0	1000 лет.

Показанное время требуется для реакции, которая происходит при 50% насыщенности (Bischoff, Rosenbauer, 1996).

Следовательно, имеется ограничительный потенциал для гидротермальных изменений интрузий, которые образуют источник тепла для гидротермальной системы, или изверженных вмещающих пород. Около интрузивные гидротермальные изменения ограничиваются определёнными объемами, количеством гидратации, калия и кремневого метасоматизма, формирующими КПШ и биотит. (Это не является обязательной причиной, если вмещающие породы имеют разный состав). По мере остывания гидротерм и разбавления подземными водами происходит их преобразование через реакции, они всё более и более приходят в равновесие с вмещающими породами. Таким образом, по мере того, как скорость реакции замедляется, она может иметь большее влияние на минералогический состав пород. Обычно процесс состоит в удалении ферромагнетизальных катионов и в замещении их щелочами, наряду с привнесом кремния, гидратации и в переменных масштабах карбонатизации и сульфидизации. По мере того как температура понижается, отношение Na/K в гидротермах поднимается и, соответственно, падает в породах. Этот процесс приводит к образованию систематической зональности гидротермальных изменений, которые мы наблюдаем в гидротермальных системах.

**9.4 Распространенность гидротермальных изменений.**

Гидротермальные изменения не могут быть однородными по интенсивности в образцах пород, буровых кернах или в обнажениях. Действительно, они могут быть частями того, что интенсивно изменено, и частями того, где гидротермальные изменения слабые или умеренные, или где присутствуют различные комплексы гидротермальных минералов. В крайних случаях гидротермальные изменения могут ограничиваться жилами, мощностью несколькими миллиметрами, формируя видимые ореолы вокруг них. Вариации интенсивности гидротермальных изменений известны как «повсеместная распространённость (pervasiveness)», где они простираются на многие метры или километры (pervasive), и локализованные, где гидротермальные изменения локализуются в масштабах миллиметров-сантиметров. В обоих случаях гидротермальные изменения могут быть любой интенсивности или степени изменённости. Если гидротермальные изменения локализованы, то они могут лишь размещаться вблизи зон проницаемости (т.н. вдоль пластов в туфах или по трещинам), или иметь более нерегулярное распределение.

**9.5 Минеральные комплексы гидротермальных изменений.**

При исследовании вторичных минералов, установлено, что определенные минералы часто встречаются вместе, формируя различные минеральные комплексы. Большинство комплексов находятся в термодинамическом равновесии, образуя равновесные комплексы. Также могут встречаться неравновесные комплексы. Они содержат минералы, которые не должны находиться вместе, согласно химическим или термодинамическим условиям и, в частности, обычно они образуются там, где происходило быстрое отложение минералов. Эти комплексы минералов обычно образуются из агрессивных кислых растворов. Многие реакции, которые продуцируют равновесные комплексы минералов, могут происходить медленно и первичные (первичные или ранее образованные вторичные) минералы оставаться в метастабильном состоянии, таким образом, происходит формирование неравновесного комплекса. В результате этого минералы двух или более различных комплексов гидротермальных минералов могут сохраниться в породе.

Хотя степень гидротермальных изменений является полезной характеристикой, в практике исследований более обычным является ссылка на специфику комплексов вторичных минералов. Некоторые комплексы вторичных минералов были хорошо изучены, хотя ряд исследователей редко используют эти различия в их диагностике. Иные исследователи избегают всяких ссылок на комплексы вторичных минералов и фактически используют лишь отдельные минералы из всех вторичных минералов, присутствующих в изменённых породах. Концепция образования комплексов гидротермальных минералов является полезной, при условии, что произведено тщательное определение каждого минерального комплекса. Это особенно важно использовать при быстром описании групп пород или при сравнении гидротермальных изменений в различных рудопроявлениях, поскольку условия формирования информативных комплексов вторичных минералов должны быть аналогичными везде. Однако, как и во

всякой классификационной схеме, перед тем как произвести определение минералов ценным является первое описание пород, текстур и минералов.

**Аргиллит** - глинистые комплексы вторичных минералов с преобладанием низкотемпературных глин, таких как каолинит, смектит и смешанослойный иллит-смектит. Они образуются при низкой температуре (< 230°C), в кислых до нейтральных слабо минерализованных гидротермах.

**Филлит** - преимущественно сложены иллитом, серицитом и кварцем. Наряду с ними присутствуют пирит и возможно ангидрит. Может также содержаться в малых количествах хлорит, кальцит, титанит и рутил. Филлит образуется при умеренных температурах (примерно 230-400°C), в кислых до нейтральных с разной минерализацией гидротермах. Обычно располагается в проницаемых зонах и вблизи жил. Требуется дополнительный привнос H<sub>2</sub>O, Si, K и вынос из пород Na, Ca, Mg.

**Пропилит** - характеризуется присутствием хлорита с некоторым количеством иллит/серицита, эпидота, кварца, альбита, кальцита и ангидрита. Пропилит образуется при умеренных температурах (в большинстве случаев 200-300°C), в нейтральных гидротермах с различной минерализацией, обычно в местах с низкой проницаемостью. Характеризуется слабым массопереносом, за исключением притока летучих компонентов: H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> и серы.

**Высокотемпературный пропилит** - содержит вторичный актинолит и/или гранат в дополнении к выше приведенному комплексу вторичных минералов, характерному для пропилита. Высоко температурный пропилит образуется в аналогичных условиях (т.е. низкая проницаемость, слабый масс перенос), что и пропилитовый комплекс вторичных минералов.

**Калиевые изменения** - главными вторичными минералами являются биотит, ортоклаз, кварц и магнетит. Обычно ангидрит акцессорный минерал, могут присутствовать в небольших количествах альбит и титанит или рутил. Калиевые изменения образуются в около интрузивных высокотемпературных гидротермах (> 300°C, которые имеют признаки магматического происхождения и высокую минерализацию.

**Интенсивные аргиллиты** - содержат алунит, диаспор и/или пиррофиллит наряду с одним или более минералов из комплекса, состоящего из кварца, халцедона, каолинита и диккита. Также могут присутствовать зунит и фосфор содержащие фазы, такие как вудхаузит. Эти комплексы встречаются в виде плоских субвертикальных зон, образованных кислыми конденсатными магматическими термами, сформированными в порфириновых условиях, и в виде почти горизонтальных покровов на малых глубинах эпитермальных систем, где кислотно-сульфатные термы образуют окисленные паровые конденсаты.

**Скарн** - могут содержать гранат, клинопироксен, везувианит, скаполит, волластонит, эпидот, амфибол, магнети и кальцит, в качестве главных компонентов. Могут также присутствовать второстепенные количества биотита, КПШ, кварца и хлорита. Представленные минералы аналогичны минералам, характерным для калиевых изменений, высокотемпературных пропилитов и пропилитов порфириновых систем, но с более разнообразным составом катионов. Скарны образуются в присутствии богатых кальцием высоко минерализованных гидротерм в широком интервале температур с ранне ангидридными минералами, образующимися в интервале 300-700°C. Располагаются вблизи контактов карбонатных пород и интрузий.

Некоторые породы не содержат диагностических минералов, в связи с чем, трудно быстро определить комплексы вторичных минералов. К таким породам относятся те, которые нацело сложены кварцем или кальцитом, адуляром, цеолитами, сульфидными или сульфатными, но даже здесь часто можно кое-что сказать о характере гидротерм (т.н. адуляр образуется в нейтральных гидротермах, цеолиты – в гидротермах с низкими концентрациями CO<sub>2</sub>). В таких случаях можно представить породу, как комплекс вторичных минералов и, возможно, уместно сослаться на гидротермальные изменения, такие как: окремнение или карбонат – адуляр - цеолитовые, сульфидные - или сульфатные. Здесь могут быть обширные наложения на некоторые из этих комплексов вторичных минералов. Особенно между филлитами и пропилитами и филлитами и аргиллитами. В действительности этот факт является полезным при характеристике крайних членов гидротермальных изменений, между которыми можно провести градации. Некоторые исследователи пытались определить дополнительные комплексы вторичных минералов, которые являются переходными или смешанными типами тех гидротермальных комплексов, которые описаны выше. Так, например, поскольку наложение между филлитами и пропилитами и в меньшей степени распространено на аргиллитовые комплексы минералов, то существуют их комбинации в единой категории. Однако пропилитовые комплексы отличаются от двух других в долях масс переноса (вследствие степени взаимодействия вода-порода), а не какого-либо различия в температурах или химического состава гидротерм. Пропилитовый комплекс является в действительности промежуточной ступенью во время формирования филлитового минерального комплекса (или аргиллитов, в зависимости от температуры) и поэтому такое наложение может предполагаться. Мы считаем, что имеется польза от определения отдельных комплексов вторичных минералов и там, где фиксируется наложение, стоит исследовать природу и доли вторичных минералов, а не просто относить пробы к единому комплексу.

Некоторые из выше приведенных понятий использовались не корректно. Так, например, термин «калиевые» ошибочно применялся к филлитам или даже аргиллитизированным породам. Хотя эти породы могли иметь повышенные содержания калия, но они совершенно отличаются от калиевых гидротермальных изменений в том трактовании, как приводится в этой работе, так как в этих породах присутствует биотит, а не иллит или иллит-смектит, ортоклаз и адуляр.

## 9.6 Наложение.

Наложение является частичным или полным замещением одного комплекса вторичных минералов другим комплексом и должно происходить в результате изменений физических и/или химических условий. В стабильной гидротермальной системе, при условии хорошей проницаемости и реакции между гидротермами и породами, в конечном счёте, образуются комплексы вторичных минералов, которые находятся в равновесии, как внутри комплексов, так и с гидротермами, в условиях преобладающих в настоящее время. Однако гидротермальные системы редко бывают стабильными длительное время (в геологическом масштабе времени) и, когда условия изменяются, то новые серии реакций создают новые равновесные комплексы вторичных минералов. Обычно такие изменения влияют на температуру, pH или химический состав гидротерм или, возможно, все три фактора могут быть связаны с рудной минерализацией.

Наложение может быть прогрессивным (образующим комплексы вторичных минералов более высокой степени изменений); ретроградным (производящим комплексы вторичных минералов более низкой степени изменений); или ни то ни другое (вследствие разницы химических составов гидротерм или их состояний, а не температуры и давлений). Если реакции наложения достаточно завершённые, то предыдущие комплексы вторичных минералов могут отсутствовать. Однако обычно некоторые минералы сохраняются, поскольку они устойчивы к гидротермальным изменениям или они заключены в устойчивых минералах, в то время как другие минералы могут диагностироваться по кристаллическим псевдоморфозам. По данным, предшествующим генерации жил, или по флюидным включениям можно также понять, что наложение происходило. Так, например, может быть две популяции флюидных включений (в отличие от смешанных популяций вследствие разделения фаз).

### 9.6.1 Прогрессивное наложение.

В гидротермальных системах обычно прогрессивное наложение обусловлено подъёмом температуры. Подъём температуры может быть следствием нагревания в ответ на магматическую активизацию (т.н. внедрение мало глубинной интрузии). Если система находится вблизи точки кипения или в точке кипения гидротерм, то она не подвергается воздействию повышенных температур, если только она подвергается воздействию повышенного давления. Это может произойти, если уровень воды поднимется, или проницаемость станет низкой в связи с литостатическим сжатием, даже временно. Если уровень воды почти совпадает с дневной поверхностью, то значительная часть породы должна добавиться до того как уровень воды сможет подняться. Это может произойти в результате постепенного накопления материала, как в морских гидротермальных системах и месторождениях VHMS или в результате внезапной аккумуляции материала, как это происходит в кальдерных депрессиях.

#### **Обновлённый магматизм:**

При обновлённом магматизме, профиль, описывающий положение точки кипения в зависимости от глубины, обычно превышает реальное давление, таким образом, катастрофические фреатические взрывы происходят на дневной поверхности и сопровождаются гидротермальным брекчированием и кипением в недрах системы (Browne, Lawless, в печати). Внезапное кипение и отделение газа приводит к дестабилизации бисульфидных комплексов и отложению золота и других металлов в недрах системы. Наложение может сопровождать такое событие, но обычно продолжается дольше, после того, как гидротермальная система возвращается к стабильному температурному профилю точки кипения, соответствующая данным глубинным условиям. Это может потребовать повышение зеркала подземных вод и/или уменьшению притока тепла в систему.

Магматическая активизация в историческое время была установлена на нескольких современных геотермальных системах, таких как Ротомахана в Новой Зеландии (1886), Суох в Индонезии (1933) и на Пинатубо на Филиппинах (1991). Влияние на гидротермальную систему обычно маскировалось вулканическими эффектами (т.н. на Пинатубо), поскольку фреато/фреатомагматические извержения, обычно меньше по размерам и менее заметные, чем вулканические извержения (хотя на Ротомахане было наоборот). Фреатомагматические извержения наблюдались на Сохе в 1933 году и система здесь ещё сохраняет современный профиль точки кипения относительно глубины. Возможные эффекты на геотермальных системах показаны на рисунке 9.2.

На Келиан (Индонезия) рудная минерализация совпала с прогрессивным наложением вследствие возобновленной магматической активности на регрессирующей (угасающей) гидротермальной системе. Здесь были слабые минералогические преобразования, поскольку эти события были кратковременными. Они сохранились в виде высоко минерализованных флюидных включений поздней стадии, большой толщи фреатомагматической брекчии и большого золотого месторождения (Van Leeuwen et al., 1990). Такой же механизм, вероятно, действовал во многих других рудных системах, но изменения температур могут часто быть слишком кратковременными, чтобы вызвать значительные заметные наложения.

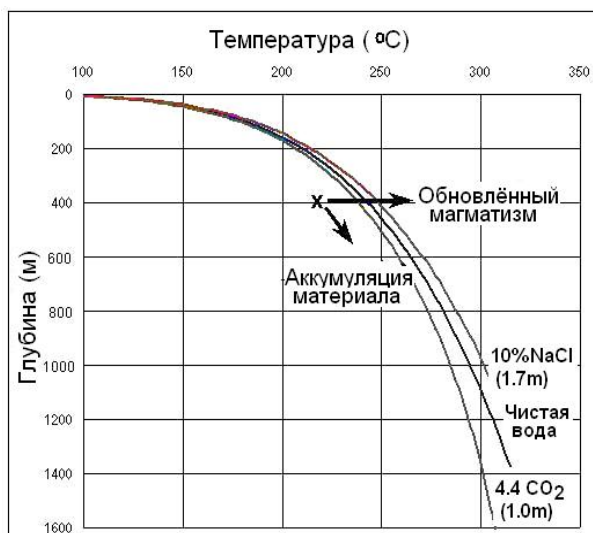


Рис.9.2. Диаграмма температура-глубина, показывающая вероятное влияние возобновляемой магматической активизации и накопления материала на фиксированных точках гидротермальной системы. Также показаны кривые гидростатической точки кипения относительно глубины для чистой воды и 10%NaCl и 4.4%CO<sub>2</sub> (Henley, 1985).

### **Накопление материала.**

Прогрессивное наложение может также быть результатом постепенных изменений (рис. 9.2), таких как накопление материала в местах опускания поверхности во время гидротермальной активности или там, где происходит подъём уровня подземных вод (вследствие климатических изменений, тектонической активности и т.д.). Такими примерами являются подводные гидротермальные системы и системы, расположенные в структурных впадинах или кальдерах, при накоплении эпикластических и/или пирокластических отложений. Хотя эти изменения могут показаться на фоне развития человечества незначительными, но рост температур происходит постепенно и сам по себе не будет причиной рудообразования.

### **9.6.1 Ретроградное наложение.**

Ретроградное наложение (также известное, как телескопирование), обычно обусловлено падением температуры. Снижение температуры может быть следствием постепенного остывания гидротермальной системы при её угасании, что присутствует почти неминуемо в ископаемых (палео) гидротермальных системах, и по этой причине процесс более обычен, чем прогрессивное наложение. Однако остывание данной точки кипения может также происходить при постепенном понижении уровня воды. Это может быть следствием климатических изменений или уменьшением мощности пород сверху (от дневной поверхности), обусловленное постепенным сносом материала в результате эрозии или в результате внезапного уничтожения, вызванного или вулканическим извержением, или блоковым обрушением. Вулканические извержения также часто влияют на гидротермальные извержения (включая подогрев), но блоковые обрушения могут происходить в отсутствие современной вулканической деятельности.

#### **Блоковое обрушение.**

Большие блоковые обрушения были установлены на многих современных геотермальных полях, включая Папандайя на Западной Яве в Индонезии (1772), Мурия на Центральной Яве, Индонезия (не датировано) и на острове Лихир на Папуа Новая Гвинея (ПНГ). Структуры блокового обрушения часто ошибочно принимались, как кальдеры. Между этими двумя объектами имеются важные различия, как с точки зрения их происхождения, так и с точки зрения их влияния на гидротермальную систему.

Кальдера представляет собой большую вулканическую депрессию, образованную в результате обрушения земной поверхности над магматическим очагом во время извержения. Кальдеры, обычно имеют поперечник от 1 км до десятков км. Извержения, создающие кальдеры, образуют пирокластические отложения, которые обычно мелкозернистые и распределены более или менее равномерно вокруг кальдеры (в зависимости от направления и силы ветра во время извержения). Собственно кальдерная впадина будет частично или полностью не заполнена продуктами извержения и обвалов кальдерных стенок, и это является указанием на то, что первичная поверхность будет погребена. До 50% извергнутого пирокластического материала может упасть обратно в кальдерную впадину, особенно это характерно для больших кальдер, где эти отложения могут достигать мощность до 5км (Lipman, 1984). Так, например, извержение Кракатау в 1883 году выбросило 18 км<sup>3</sup> дацитовый пирокластик и образовало кальдеру 6-7км в поперечнике.

Блоковое обрушение является латеральным (во вне) обрушением части вулкана, происходящее с образованием большого обломочного потока (рис. 9.3) и может или не может быть связано с извержением. Блоковые обрушения могут иметь поперечник до нескольких километров. Они продуцируют грубые эпикластические отложения блоковых обрушений, которые простираются в виде конуса на одном из склонов вулкана.

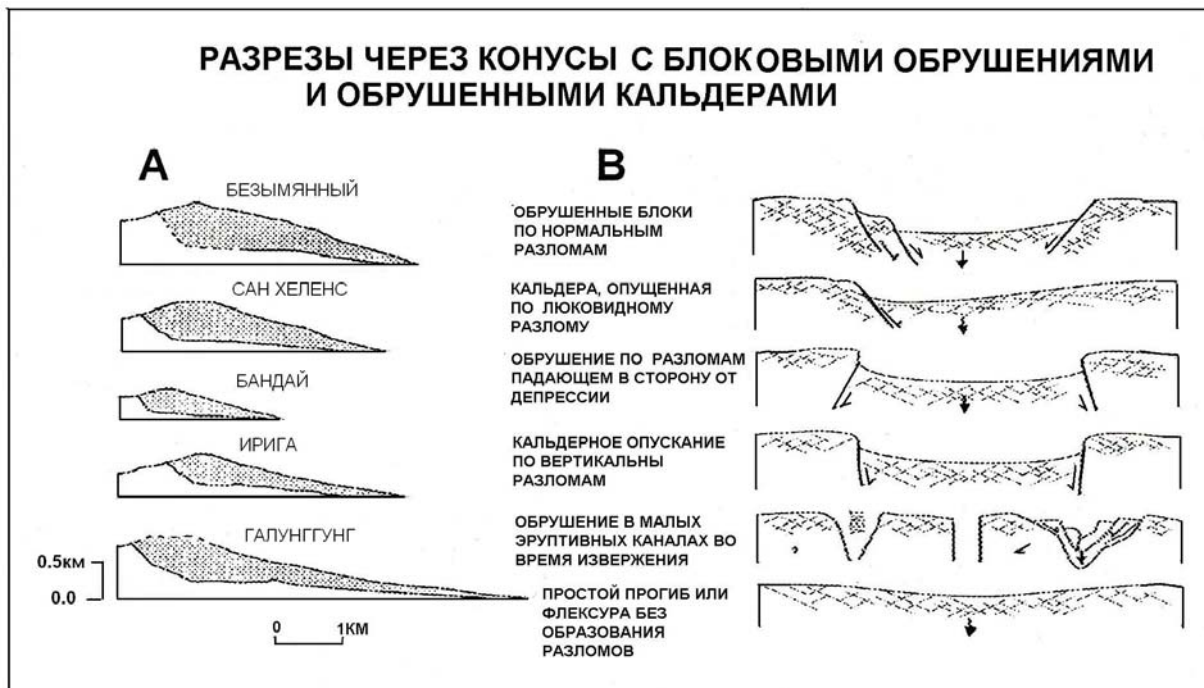


Рис. 9.3. А: Поперечные разрезы сложных конусов, которые подвергались блоковым обрушениям (Siebert, 1984), В: Схематические разрезы различных типов кальдер (Wohletz, Heiken, 1992, Walker, 1984).

Последующие блоковые обрушения и латерально растекшийся материал обрушений будут обнажены на дневной поверхности в первичном виде. Так, например, в 1980 году в результате блокового обрушения на вулкане Сан Хеленс во время извержения было удалено  $2.3 \text{ км}^3$  материала и образован большой амфитеатр с крутыми обратными стенками (Voight et al., 1981). Блоковое обрушение над гидротермальной системой внезапно уменьшает ограничительное давление в системе, которое может привести к гидротермальному брекчированию, кипению и рудообразованию. Эти эффекты аналогичны эффектам, обусловленным возобновляемым магматизмом, механизм этих процессов разный. Здесь происходит уменьшение ограничительного давления, а не увеличение температуры (рис. 9.4). Внезапное падение давления может произвести такой же эффект на гидротермальную систему, как и быстрое разогревание, что сопровождается резким снижением точки кипения гидротерм в системе при данных глубинных условиях. Однако в этом случае температура будет понижаться, а не повышаться (хотя более медленно, чем давление понижаться), приводя к ретроградному наложению. Наоборот, обрушение кальдер, по-видимому, может привести к прогрессивному наложению.

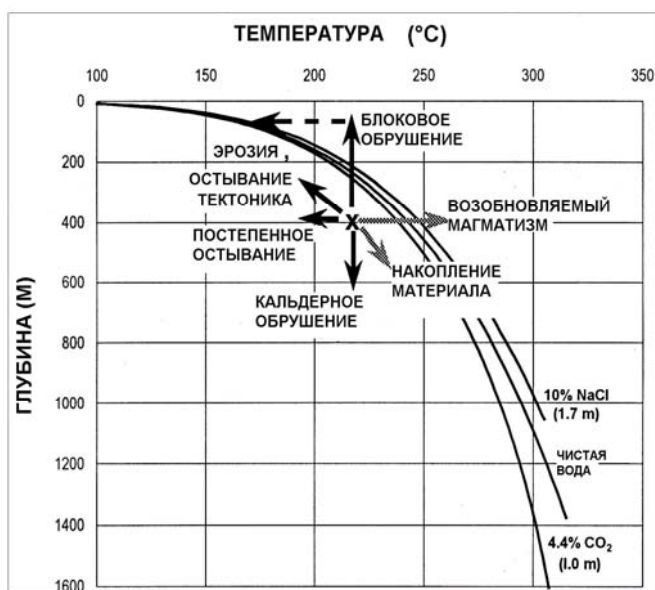


Рис.9.4. Диаграмма температура – глубина, показывающая возможные воздействия на гидротермальную систему в результате блоковых обрушений, обрушения кальдер, постепенного остывания и активизации эрозии/остывания/тектоники.

Примером рудной минерализации, для которой характерны эффекты блокового обрушения и ретроградного наложения, является гигантское золотое месторождение Ладолам на острове Лихир (ПНГ). Здесь была порфировая система с калиевыми гидротермальными изменениями и зарождающейся Au-Cu минерализацией, образующаяся на глубине под аргиллизированной вулканической толщей. Массивное блоковое обрушение слабо аргиллизированного материала обнажило верхнюю часть порфировой системы. Внезапное сильное падение давления, которое произошло во время этого обрушения, привело к массивному брекчированию и кипению, и в связи с этим, эпитегрмальная рудная минерализация наложилась на порфировую систему (Moyle et al., 1990). Некоторые факты свидетельствуют, что остров Лихир является блоковой подвижкой, а не кальдерой, которая обнажила монцонитовые интрузии и высокотемпературные наложенные гидротермальные изменения, перекрытые низко температурными изменениями внутри «кальдерь». Кроме того, произошло образование толщи отложений грубообломочного эпикластического потока, распространившегося на десятки километров в северо-восточном направлении, а не пирокластических образований (Herzig et al., 1994).

***Эрозия, остывание или тектоническая активизация:***

Многие гидротермальные системы располагаются в районах активного подъёма и тектонизма и, возможно, это приводит систему к подъёму и эродированию на значительную глубину в течение её деятельности. Постепенные изменения, вследствие подъёма и падения температур в угасающей гидротермальной системе, будут продуцировать ретроградное наложение, или телескопирование, как обсуждалось Sillitoe (1994a) и описано детально в главе 5.0. Такое телескопирование, вследствие постепенного подъёма, обычно не будет приводить к рудообразованию, но рудная минерализация может формироваться в результате внезапных изменениях давлений, сопровождающих тектоническую активность. Рудная минерализация и ретроградное наложение гидротермальных изменений на месторождении Поргера (ПНГ) могло быть обусловлено внезапными повторными изменениями давлений, связанных с тектонической активизацией во время подъёма и эрозии мезотермальной системы.

**9.6.3 Другие наложения гидротермальных изменений.**

Наложения гидротермальных изменений могут отражать изменения химического состава гидротермальных растворов или превращение жидко-доминирующих в паро-доминирующие условия. Однако эти изменения сами по себе, вероятно, не могут приводить к образованию рудной минерализации, за исключением тех случаев, когда они ассоциируются с такими процессами как кипение или смешение разных гидротерм. Рудная минерализация в таких системах обычно связана с одним или другим состоянием системы, а не с процессами наложения гидротермальных изменений. Так, например, на месторождении Мазупа Риа (Индонезия) эпитегрмальные системы хай- и лоу сульфидейшн наложены, но рудная минерализация, в основном, ассоциируется с событием лоу сульфидейшн (Thompson et al., 1994).

## Глава 10. Интервалы стабильности гидротермальных минералов.

### Содержание

#### 10.1 Источники информации.

#### 10.2 Минеральные группы.

10.2.1 Листовые силикаты (филлосиликаты).

10.2.2 Цеолиты.

10.2.3 Силикатные соединения.

10.2.4 Полевые шпаты.

10.2.5 Группа эпидота.

10.2.6 Другие силикаты.

10.2.7 Карбонаты.

10.2.8 Сульфаты, фосфаты, галиты, арсениды.

10.2.9 Окислы и гидроокислы.

10.2.10 Непрозрачные минералы.

### 10.1 Источники информации.

Вторичные минералы являются главными метками, определяющими условия, в которых были образованы рудные месторождения. Некоторые минералы и минеральные комплексы являются диагностическими признаками особых свойств гидротерм, часть которых обычно связана с рудной минерализацией (таблица 10.1 – в конце этой главы). Наблюдения на активных и ископаемых (палео) гидротермальных системах формируют базу данных о пределах термальной и химической стабильностях различных минералов. Одно из таких обобщений сделано консалтинговой фирмой Кингстон Моррис (Новая Зеландия). Источниками этих данных являются:

**1.** Реальные температурные и химические измерения в активных гидротермальных системах. Это, по-видимому, самые полезные значения пределов стабильности минералов. Однако необходимо быть уверенным, что:

- Измеренные температуры стабильны. Во время бурения геотермальных скважин могло быть закачено большое количество холодной воды. Температуры после бурения сразу могут быть более, чем на 100°C ниже стабильной температуры образования минералов. Это может казаться очевидным фактом, но имеются примеры в литературе о нестабильности температур, используемых для реконструкции пределов минералогической стабильности.

- Химический состав гидротерм не смешанный (т.н. приток гидротерм происходит из нескольких различных горизонтов в скважине), не изменялся во время формирования минералов, так, например, в результате выбросов (флэшингов).

- Минералы не реликтовые. Реликтовая минералогия может быть или прогрессивной, или ретроградной. Это наиболее обычно на участках с низкой проницаемостью.

**2.** Флюидные включения и другие геотермометрические оценки в палеогидротермальных системах (ископаемых месторождениях). Имеются также проблемы как измерения в активных системах, плюс коррекции давлений, которые получены по флюидным включениям.

**3.** Теоретические геохимические исследования. Они очень полезны для оценки трендов, но абсолютные значения термодинамических свойств не всегда известны. Также необходимо ограничивать степень свободы для расчётных значений, которые сильно упрощают химический состав гидротермальных растворов. Так, например, какие соединения могут считаться насыщенными? Такие исследования хороши, когда они сочетаются с петрологическими наблюдениями прорастаний минералов и замещений.

Другие факторы, которые могут влиять на температурные интервалы образования минералов и которые не всегда можно получить в ископаемых месторождениях, определяются по химическому составу вмещающих пород или химическому составу гидротерм. Так, например, эти параметры можно определить по характеру влияния на месторождение талька, каолинита или диаспора. Фактор времени может также быть важным. Так, например, в условиях осадконакопления/диагенеза реакции могут происходить очень медленно. Переход смектита в иллит и опала в кристобалит происходит при более низких температурах, чем в гидротермальных условиях. Температурные интервалы, приведенные в этой работе, характерны для типичных эпитептермально-порфировых вмещающих пород и составов гидротерм.

### 10.2 Минеральные группы.

Здесь представлены главные группы минералов, которые встречаются в виде вторичных фаз в эпитептермальных/мезотермальных месторождениях, показана их значимость и некоторые проблемы.

### 10.1.1 Листовые силикаты (филлосиликаты).

**Смектитовые** (иногда ещё называются монтмориллонитовые) серии наиболее часто встречаемы, значимы и чувствительны к температурным изменениям. Они хорошо градуированные с точки зрения увеличения иллитовых прослоев и по степени кристалличности. Обычно в практике рудной разведки пользуются более простыми определениями «смектит», «иллит-смекти», «иллит» и «серицит», но иногда приводится более точное определение, которое описывается процентными содержаниями иллита и смектита. Это обычно употребляется в нефтяной разведке, но может применяться в рудной разведке, при условии точности определения до 10°C. Кристалличность иллита может быть выражена в виде числового индекса (индекс Кублера), который также связан с палеотемпературами.

Имеется ряд проблем в номенклатуре, как, например, что такое «серицит»? Американские геологи, стремятся быть более либеральными в использовании этого термина и распространяют его даже на слабо раскристаллизованные и переслоенные глины. Это определение относится к первичным слюдам в кислых вмещающих породах, поскольку их легко спутать с хорошо раскристаллизованным вторичным иллитом и дать ошибочное определение высоких температур. Особенно обманчивыми могут псевдоморфозы вторичного иллита по первичному биотиту, который, очевидно, бывает хорошо раскристаллизованным. Смектит может отлагаться в нейтральных и слабо кислых средах (рис. 10.1).

**Кандиты** – (термин предложенный, но не привившийся для обозначения глинистых минералов группы каолина, в которую входит каолинит, накрит, диккит и галлуазит - *Толковый словарь английских геологических терминов, прим. переводчика*) также являются хорошими геотермометрами, хотя температурные интервалы стабильности зависят от pH. Нужно быть очень осторожным в диагностике этих минералов, поскольку, галлуазит и диккит часто в ранних петрологических исследованиях интерпретировались, как каолинит. Большая часть материалов, определяемых в качестве каолинита, фактически оказалась диккитом. Чтобы выделить эти фазы, необходим тщательный рентгеноструктурный анализ. Кандиты могут отлагаться нейтральными и кислыми гидротермами. Наиболее обычно они отлагаются кислыми гидротермальными растворами (рис. 10.1). Более низкотемпературные фазы представляют важную часть супергенных минеральных ассоциаций.

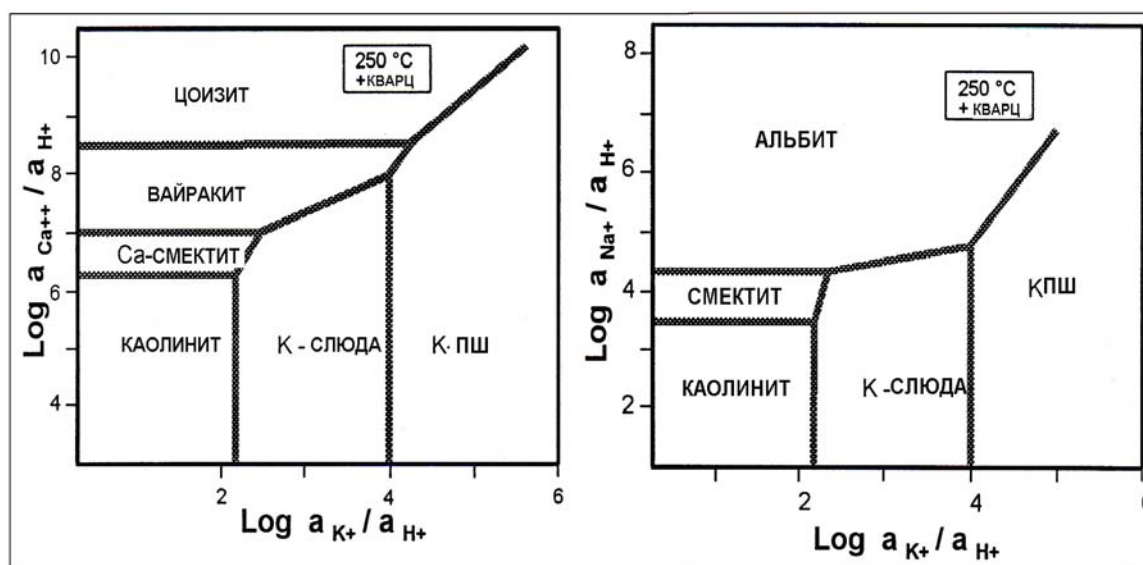


Рис. 1 Отношения активности – активности. А: в системе  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ ; В: в системе  $\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  (Henley, Brown, 1985)

**Хлориты.** Эти минералы в меньшей степени реагируют на температурные изменения и чаще применяются при диагностике высокотемпературных режимов. В эпитермальных и порфировых месторождениях они обычно указывают на отсутствие интенсивного метасоматоза и, следовательно, располагаются в удалённых (но относительно высокотемпературных) зонах гидротермальных систем. Они замещаются иллитом вблизи проницаемых зон (т.е. пропилитизация относительно комплекса листовых силикатов-филлитов), что, вероятно, свидетельствует о понижении pH, или, по крайней мере, о большем взаимодействии вода-порода. Состав их зависит от температуры, но этот фактор не является надёжным признаком при диагностике оптической микроскопией или рентгеноструктурным методом. Требуется микрозондовый анализ. Хлориты могут образовать различные смешано-слоистые минералы со смектитом. Температурные интервалы образования этих минералов определяются не так хорошо, как для иллит-смектита, но они, несомненно, ниже, чем для чистых хлоритов.

**Биотит** - вторичный минерал свидетельствует о высоких температурах, но может образовываться быстро и, следовательно, может находиться в эпитермальных месторождениях, что отражает короткий температурный переход, так, например, реагировать на внедрение даек. В порфировых месторождениях он часто находится в виде стабильно широко распространённой вторичной фазы, отражающей сильный калиевый метасоматоз.

**Пирофиллит** - является индикатором низких pH и обычно умеренных температурных условий, хотя может встречаться при низких температурах с глинозёмистыми вмещающими породами.

### 10.1.2 Цеолиты.

Все цеолиты, за исключением **вайракита и ломонтита** показывают низкие температуры (< 200°C и часто более низкие). Это самый важный индикатор низких концентраций CO<sub>2</sub> и почти нейтрального pH. Необходимо отличать вторичные минералы от цеолитов гидротермального месторождения, особенно в базальтах. Хотя обычно минерал может определяться как цеолит, но возможна трудность в идентификации его в агрегатах оптическими методами, но рентгеновский анализ позволяет более детально его исследовать. Часто в гидротермальных жилах вайрацит является индикатором среднетемпературных условий и свидетельствовать о кипении. Присутствие других цеолитов в кварцевых жилах может указывать на относительную дегазацию гидротерм и, следовательно, расположенность данного участка ближе к окраине гидротермальной системы. Это не обязательное условие, если только цеолиты встречаются в виде минералов замещения.

### 10.1.3 Соединения кремния.

Соединения кремния являются очень обычными минералами в эпитермальных и порфировых месторождениях. Характерные текстуры могут свидетельствовать многое об истории месторождения. Так, например, кварц является самым важным вмещающим минералом для флюидных включений. Изоляция кремнезёма является очень важным фактором, влияющим на динамику гидротермальной системы. Данные растворимостей кремнезёма от температуры важны при энергетической эксплуатации современных гидротермальных систем (рис.10. 2).

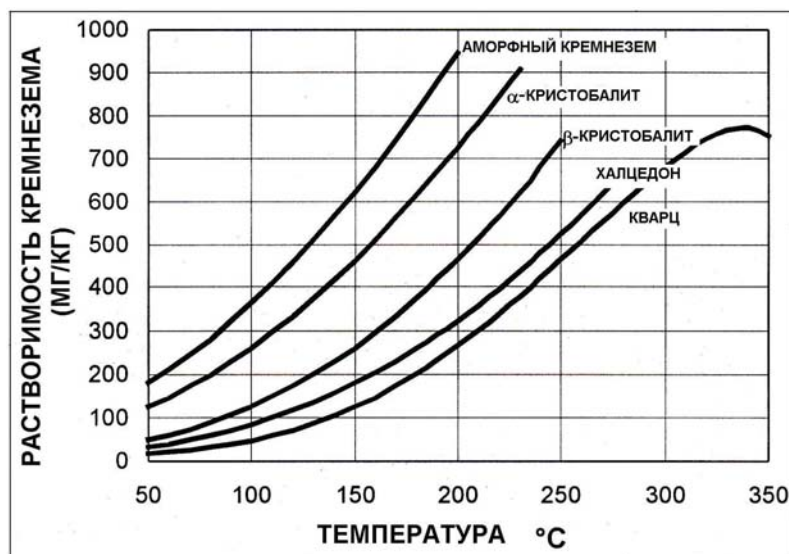


Рис. 10.2. Растворимость кремнезёма. Растворимость фаз кремнезёма в воде при давлении паров раствора (Truesdell, 1984).

Кремнезём стабилен в широком интервале pH и, вследствие его устойчивости, он часто остаётся в виде остаточной фазы (хотя возможна перекристаллизация) в породах, которые были объектом интенсивных кислотных изменений, когда фактически все другие катионы были удалены.

Образование кремнистых минеральных фаз контролируется кинетикой, а не ограничительными интервалами абсолютных температур. Но можно это описать общими выводами. **Опал** является самой низкотемпературной формой, по сравнению с халцедоном, а тем более с кварцем. Другие минералы кремнезёма реже встречаются в виде вторичных фаз. Разрушение (перекристаллизация) первичного **кристобалита и тридимита**, которые являются вторичными минералами, заполняющими поры в вулканических породах, может также быть информативными при определении температуры гидротермальных процессов. Кристобалит относится к высокотемпературной полиморфной разновидности кремнезёма, с точки зрения термодинамики, но он часто образует метастабильные фазы при низких

температурах в гидротермальных условиях. Таким образом, когда опал или аморфный кремнезём начинают кристаллизоваться, то они проходят в первую очередь фазу слабо упорядоченного кристаболита. Месторождение аметистового (фиолетового) кварца часто эмпирически связано с золотом.

#### 10.1.4 Полевые шпаты.

*Адуляр* представляет обычный полевой шпат в гидротермальных жилах при эпитеермальных температурах. *Альбит* обычно представлен в качестве продукта замещения. Адуляр в жилах является хорошим индикатором кипения и температур, соответствующих образованию эпитеермального золота. Следовательно, он является важным минералом-индикатором для рудной минерализации. Это не обязательно для адуляра, встречающегося в качестве продукта замещения других полевых шпатов. Полевые шпаты не стабильны в очень кислых средах. В порфириковых месторождениях вторичные полевые шпаты имеют более широкое распространение, как во вмещающих породах, так и в жилах, но *ортоклаз* преобладает над адуляром. Вторичный плагиоклаз встречается в ряде высокотемпературных минеральных комплексах (часто с калиевыми изменениями), но это чаще *олигоклаз*, а не альбит.

#### 10.4.5 Группа эпидота.

*Эпидот* является наиболее обычным минералом в этой группе и характеризуется хорошо диагностируемым температурным интервалом стабильности. Он характеризует придонную (высокотемпературную границу) часть эпитеермальной зоны, следовательно, он важен для распознавания условий минералообразования. Однако в некоторых широко известных месторождениях рудная минерализация распространяется значительно глубже эпидотовой зоны. Если в гидротермах присутствуют высокие концентрации CO<sub>2</sub>, то эпидот переходит в кальцит. Эпидот-хлорит-кварцевые комплексы могут находиться в менее проницаемых вмещающих породах (пропилитах) с иллит-кварцевым (филлитами) комплексом вблизи жил, но они могут свидетельствовать об увеличении метасоматоза, пониженном рН в породах около жил, а не о температурном градиенте. В порфириковых месторождениях эпидот находится лишь на периферии по тем же причинам.

Температурные интервалы стабильности *цоизита и клиноцоизита* определяются хуже. Но, по видимому, они похожи на температурные интервалы стабильности эпидота или несколько меньше.

#### 10.2.6 Другие силикаты.

*Амфибол, клинопироксен, волластонит и гранат* – все свидетельствуют о высоких температурах. Следовательно, встречаются на большей глубине, чем эпитеермальные среды. *Актинолит* может быть важным индикатором гидротермальной зональности порфириковых месторождений, образуя обычно ореол вокруг зоны самых сильных калиевых изменений и самой значительной рудной минерализации. *Тремолит* является обычным амфиболом в скарнах. Клинопироксен присутствует в некоторых порфириковых системах, но чаще встречается в скарнах. Наличие граната контролируется составом вмещающих пород (при наличии соответствующих катионов). *Волластонит* – это самый обычный минерал скарнов.

*Турмалин и топаз* (и некоторые другие не силикаты) могут указывать на магматические инъекции в гидротермально-магматическую систему. Следовательно, они наиболее обычны в мезотермальных средах около плутонов и, таким образом, непосредственно свидетельствуют о высоких температурах, но не являются строгими индикаторами их.

#### 10.2.7 Карбонаты.

Месторождение карбонатов контролируется химическим составом гидротерм, давлением и температурой, таким образом, их соотношения с окружающими условиями могут быть сложными. Точные условия формирования, возможно, трудно восстановить для любого отдельно взятого месторождения, но, тем не менее, карбонаты имеют большую эмпирическую ценность (т.н. зональность карбонатов на месторождение Келиан). Первичные *арагонит и доломит* в гидротермальных условиях указывают на низкие температуры и легко замещаются во время гидротермальных изменений. Доломит может быть устойчивым в низкотемпературных скарнах. *Сидерит, анкерит и доломит* могут образоваться в результате смешения гидротерм, по мере того как гидротермальная система угасает, и вторгаются окисленные гидротермы, содержащие железо, марганец и магний. По этой причине в эпитеермальных средах они обычно находятся в более холодных зонах с температурой менее 250°C (поскольку смешанные гидротермы относительно холодные). Сидерит и анкерит, однако, стабильны при значительно более высоких температурах, чем эти температуры, и являются обычным компонентом золотых мезотермальных метаморфических жил.

*Кальцит* является первичным минералом в некоторых породах (известняк, карбонатиты), но представляет также очень часто вторичную фазу. В жилах, таблитчатая форма кристаллов кальцита является

хорошим индикатором кипения, а наличие по нему псевдоморфоз кварца характерно для эпitherмальных месторождений. Кальцит является самым обычным минералом скарнов. По мере усиления метасоматоза (привнос кремнезёма), или в присутствии более кремнистой материнской породы (протолиты) кальцит в скарнах замещается кальциевыми силикатами, такими как волластонит.

**Кутнахорит и родохрозит** также коррелируются с золотом во многих эпitherмальных месторождениях. Вероятно, что в некоторых месторождениях кутнахорит ранее ошибочно принимался за кальцит. Рентгеновский анализ может помочь в диагностике карбонатов.

### 10.2.8 Сульфаты, фосфаты, галиды и арсениды.

Многие из этих минералов являются супергенными и некоторые из них могут «выносить» золото.

**Барит** является обычным минералом месторождений VHMS и также некоторых других месторождений (включая Карлит-тип). Возможно, эмпирически коррелируется с золотом в месторождениях VHMS и хай сульфидейшн и часто ассоциируется с серебряной минерализацией в эпitherмальных месторождениях лоу сульфидейшн растёков (т.н. Крид). Обычно барит встречается на малых глубинах. По мере того, как происходит инверсия растворимости, он распространён в более холодных зонах системы, хотя и на прямую не является индикатором температуры.

**Ангидрит** обычен в подводно-морских системах, поскольку морская вода близка к насыщенности в отношении к ангидриту. Он будет отлагаться по мере остывания гидротерм. Ангидрит также часто отлагается там, где смешиваются кислые и нейтральные гидротермы. Это может быть гидрогеологически важно, потому что отложение ангидрита может вызывать изоляцию. Он легко и быстро изменяется в **gins**, который представляет собой низкотемпературную гидратированную форму. Этот переход может происходить даже в керне скважин. Он является основным минералом во многих порфировых месторождениях, там, где он отлагается непосредственно под влиянием магматического  $SO_2$  на вмещающие породы.

**Алунит** находится лишь в зонах кислотных гидротерм. Температурный интервал стабильности зависит от pH. Он может отлагаться из первичных гидротерм хай сульфидейшн и, следовательно, при более высоких температурах или образует вторичные окисленные гидротермы, включая супергенные. Натриевая форма (**натро-алунит**) указывает на пониженные температуры. Отмечается, что составы серии твердых растворов между K-алунином и Na-алунином надёжно определяются рентгеном. Таким образом, рентгеновские анализы полезны при определении температурной зональности в месторождениях хай сульфидейшн. Анализы изотопов серы и кислорода в алуните могут использоваться при определении их происхождения (первичное магматическое или вторичное окисление) (Rye et al., 1992; Ebert, Rye., 1997).

**Флюорит**, вероятно, указывает на инъекцию магмы или на изменённые реликтовые рассолы (т.н. месторождения типа Долины Миссисиппи). Там, где имеются фтористые пералкалайновые породы, флюорит может быть образован в результате смешения гидротерм.

**Ярозит** известен в качестве супергенной фазы, но может также отлагаться из кислых низкотемпературных вторичных гидротерм (Ebert, Rye, 1997). Натриевая форма ярозита (натро-ярозит) свидетельствует о более низких температурах.

**Скородит** обычно имеет супергенное происхождение, но имеются сомнения, что он может также быть низкотемпературным гидротермальным минералом. Это указывает на окислительную среду и требует первичных мышьяковистых терм.

### 10.2.9 Окислы и гидроокислы.

**Диаспор** свидетельствует о сильном выщелачивании, следовательно, является индикатором присутствия кислых гидротерм. Хотя диаспор стабилен при высоких температурах, его температурный интервал стабильности сильно зависит от pH и содержания кремнезёма и глинозёма, а также он может образоваться при низких температурах.

**Гематит**, как часто говорят, указывает на сильную окислительную обстановку и, следовательно, является признаком низкотемпературных наложенных гидротермальных изменений, но это не обязательное условие. Его нахождение зависит, как от  $pO_2$  и  $pH_2S$ , так как его интервал стабильности температуры и Eh являются переменными величинами. Гематит часто встречается в скарнах и в некоторых наложенных гидротермальных изменениях поздней стадии на порфировую минерализацию.

### 10.2.10 Непрозрачные минералы.

**Марказит** может указывать на низкий pH и низкие температуры, но он также образуется там, где процесс отложения происходит быстро. **Мельниковитовая** форма **пирита** также свидетельствует о быстром процессе отложения и низких температурах. Он присутствует обычно в подводноморских эксгалитах. Крупнокристаллический пирит не является индикатором температуры. Однако пиритогедральная форма кристаллов пирита обычна для кислых гидротерм. Хотя это не означает, что кубические кристаллы пирита ограничиваются высокими pH условиями.

**Халькопирит** обычно показывает на умеренные и высокие температурные режимы, но он может формироваться также и при более низких температурах. На ранних этапах исследований считалось, что включения халькопирита в сфалерите («пиритовая болезнь») образованы при высоких температурах (> 300°C), но это не всегда так происходит. **Борнит** встречается при более высоких температурах, чем халькопирит. Если халькопирит присутствует в качестве продукта выделения на борните, то это указывает на то, что он первоначально отлагается в виде Cu-Fe-S промежуточного твердого раствора при температурах, превышающих 550°C. Эти текстуры обычны при определении Cu-Au порфировой минерализации.

Раньше предполагали, что **молибденит** является очень высокотемпературной фазой – диагностический индикатор порфирировых систем. Недавно он был обнаружен (редко) в гидротермальных системах на эпitherмальных уровнях. В порфирировых месторождениях молибденит может быть хорошим индикатором гидротермальной зональности, хотя природа зональности изменяется от месторождения к месторождению. Он наилучшим образом трактуется эмпирически.

**Сфалерит** обычно образуется при умеренных и высоких температурах, хотя может образоваться и при более низких температурах. Он может иметь высокое содержание железа, которое делает его более темным. Этот процесс может быть ритмическим, в результате чего такие сфалериты характеризуются наличием полосчатости. На месторождении Крид, зоны роста в сфалерите прослеживались через месторождение, что формировало «сфалеритовую стратиграфию» и, следовательно, определяло хронологию системы. Сфалерит может быть хорошим объектом для анализа флюидных включений и является лишь обычным сульфидом, который можно использовать с этой целью в видимом свете.

**Халькоцит** часто супергенный, но может быть гипогенным в системах хай сульфидейшн.

**Энаргит-Лузонит**. Они являются индикаторами при диагностике систем хай сульфидейшн, часто наряду с алунином. Их температурный интервал стабильности плохо определяется и, вероятно, сильно зависит от химического состава гидротерм. Они никогда не бывают супергенного происхождения, поскольку превращаются в ковеллин и самородную серу.

**Стибнит** обычно, но не всегда свидетельствует о низких температурах. Иногда наблюдается, что стибнит образовывался из кварцевых жил с переходом в псевдоморфозы, хотя контролирующая роль химического состава гидротерм здесь не понятна.

**Теллуриды** являются важными в некоторых месторождениях, как индикаторы золотых руд. Большинство теллуридов (или самородного теллура) встречаются при температуре менее чем 250°C. Оказалось, что теллуриды являются самыми обильными в месторождениях, имеющих значительную долю магматического компонента в гидротермах, но не в таком количестве, как в системах хай сульфидейшн и, которые ассоциируются с относительно щелочными вулканитами, такими как на острове Фиджи.

**Циннабарит** свидетельствует о низких температурах. Он имеет характерный красный цвет и может находиться в обогащенных почвах.

Таблица 10.1

**Ключевые гипогенные минералы, связанные с магматической эпигенетической минерализацией**  
(Минералы в скобках часто связаны с золотом; минералы курсивом показывают отрицательную корреляцию с золотом. Таблица описывает типы минерализации, характерные для ЮЗ Пасифики)

Тип флюида	Магматические рассолы		Смеш.магм.рассол /морск. вода	Нейтральный-Cl	Нейтральный Cl	Смеш.нейтр.-Cl грунтовых вод	Кипение нейтр.-Cl вод	Конденсиров.-й магмат. пар	Конденсиров.-й пар					
Минерал.-ция	Очень высокая	Очень высокая	Высокая	Низкая/средн.	Переменная	Умеренная	Низкая	Умеренная	Низкая					
pH	Умеренно кислый	Умеренно кислый	Умер.кисл./щелочн.	Нейтральный	Нейтральный	Нейтр./слаб.кисл.	Слаб. щелочной	Кислый	Кислый					
Среды	Порфиры	Скарны	VHMS / Куроко	Мезотермальн.	Регион. измен-я	Низко-S эпитеpm.растёк	Низко-S восход. поток	Порф.высок.S эпитеpm.водоуп.	Низко S эпитеpm. водоупор					
Состав	Cu,Au,(Ag,Mo)	Cu,Au,(Ag)	Zn,Pb,Cu,Ag,Au	Au,Ag		Ag,Au	Au,Ag(Cu,Pb,Zn)	Au,Ag(Cu)	(Hg)					
Низкая		Кварц, пирит, кальцит, сфалерит	Барит, <b>сфалерит</b> , Pt,ангидрит,марказит, иллит-сметит,хлорит,арсеноPt,фрейбергит,тетраэдрит-теннатит,	Ау,Аг	<i>Корренсит, хлорит, смектит цеолит, пирит, лейкоксен</i>	Сидерит,анкерит, доломит, смектит	Опал,халцедон, смектит	Опал, сера, кристобалит,тридимит,Na-ярозит, Na-алунит	Опал,галлуазит, циннабарит,кристобалит, тридимит, реалгар, аурипигмент					
										Цеолит, <b>барит</b> , гемматит, кремний,сметит, <b>электрум</b>	Кварц, цеолит, сидерит, анкерит, доломит, каолинит, смектит	Q,халцедон, Pt, кальцит, иллит-сметит, <b>кутнахорит, родохрозит арсенопирит,марказит, Ау,электрум, полибазит, акантит, тетраэдрит</b>	Кварц, каолинит, алунит, Pt, <b>барит, Ау, теллуриды</b> , вудхаузит, халькозит, ковелит, <b>лузонит</b>	Кварц, каолинит алунит. пирит, рутил, стибнит
										Иллит, кварц,	Барит, галенит, сфалерит,ангидрит, иллит,альбит хлорит	Кварц, иллит-сметит, кальцит родохрозит	Q, <b>адуляр</b> ,кальцит, иллит-сметит,пирит, <b>арсенопирит,Pt,Au, электрум тетраэдрит</b>	Кварц, диаспор, пирит,пирофиллит, думортиерит, вудхаузит сванбергит, <b>энаргит,электрум, Ау</b>
	Серицит, андалузит, кварц	Барит.галенит, сфалерит,пирит, ангидрит,серицит	Кварц, иллит, барит, флюорит <b>халькопирит, сфалерит, галенит</b>	Кварц, иллит, барит, флюорит <b>халькопирит, Pt,Au, электрум тетраэдрит</b>	Кварц, <b>адуляр</b> , иллит, <i>вайракиит</i> халькопирит, пирит, сфалерит, галенит	Кварц, серицит								
	Высокая	Биотит, К-ПШ, халькопирит, бонит, Mgt, ангидрит, Amf, олигоклаз, клинопироксен, молибденит	Amf, Mgt, везувианит, эпидот, тальк серпентинит, Pt, <b>Ау, арсенопирит пирротит, халькопирит, борнит</b>	Барит.галенит, сфалерит,пирит, ангидрит,серицит	Кварц, кальцит <b>анкерит, родохрозит, сидерит доломит, серицит, фухзит, хлорит, альбит пирит, Ау, теллуриды</b>	<i>Амфиболы, гранат, магнетит</i>		Q, андалузит, топаз, диаспор, пирофиллит, теннатит, халькопирит						
			Гранат, клинопироксен, волластонит, монтицеллит везувианит					Кварц, андалузит, корунд						



## Глава 11. Применимость петрологии к разведке месторождений: методы и цели.

### Содержание.

- 11.1 Введение.
- 11.2 Петрография.
- 11.3 Минераграфия.
- 11.4 Анализ тяжелых металлов.
- 11.5 Рентгеноструктурный анализ (РСА).
- 11.6 РІМА анализ
- 11.7 Флюидные включения
  - 11.7.1 Цели.
  - 11.7.2 Что такое флюидные включения?
  - 11.7.3 Соответствующие минералы (минералы-индикаторы).
  - 11.7.4 Физические закономерности.
  - 11.7.5 Проблемы.
  - 11.7.6 Оценка минерализации.
  - 11.7.7 Другие методы.
  - 11.7.8 Предпочтительные методы.
- 11.8 Микрозонд/EDAX/SEM.
- 11.9 Общие химические анализы.
- 11.10 Анализы стабильных изотопов.
- 11.11 Методы датирования.

### 11.1 Введение.

Для большей детальности исследования минералов и текстур и ответа на специфические вопросы о разведкуемом месторождении, чем можно было бы провести в полевых условиях, могут быть использованы различные петрологические методы. Петрологические методы, используемые Кингстон Моррисон обобщены в таблицах 11.1 и 11.2 (в конце этой главы).

### 11.2 Петрография.

Изучение минералогического состава пород проводится с использованием шлифов или полированных тонких разрезов. Это является основным «позвоночником» любого петрографического исследования. Целью этих исследований являются:

- **Первичная литология.** Она помогает в геологическом картировании, позволяет определять структурные отношения и может раскрыть степень литологического контроля рудной минерализации.
- **Вторичная минералогия.** Эти определения необходимы для определения химического состава и температуры гидротерм, ответственных за гидротермальные изменения (и рудную минерализацию), с их помощью можно использовать известные интервалы стабильности вторичных минералов. Они могут также помочь в интерпретации истории месторождения, в особенности, когда присутствуют неравновесные минеральные комплексы, которые свидетельствуют о нескольких эпизодах гидротермальных изменений и/или рудной минерализации.
- **Текстурные соотношения.** Текстурные взаимоотношения вводят вторичную минералогию в контекст времени и пространства. Можно выделить эпизоды гидротермальных изменений и образования жил, как и когда они связаны с присутствующими литологическими разностями. Эти исследования приводят к палеогеологическим реконструкциям.
- **Свидетельства тектонизма и других событий, происходивших одновременно с рудообразованием: образование разломов и брекчий, внедрение даек и т.д.** Гидротермальное брекчирование может быть непосредственно связано с рудной минерализацией. Следовательно, точная идентификация таких характеристик является важным шагом в понимании процессов рудообразования.

### 11.3 Минераграфия.

Минераграфия использует тонкие полировки или специально подготовленные полированные напыления. Она может быть проведена на пластинах, приготовленных для исследования флюидных включений. Минераграфия определяет минералы и текстурные соотношения непрозрачных фаз, которые

представлены большинством самых обычных рудных минералов. Эти исследования дополняют другие методы по изучению вторичных минералов, в большинстве случаев для тех же целей. Это особенно важно, когда происходит определение парагенезисов рудной минерализации в рамках процессов, связанных с гидротермальными изменениями и образованием жил.

Минераграфия позволяет исследовать реальное местонахождение ценных рудных фаз, например, минералогические и текстурные взаимоотношения золота можно наблюдать непосредственно. Эти данные могут быть ценными при разведке, при определении происхождения месторождения и особенно для металлургии. Влияние супергенного обогащения может быть также показано.

#### 11.4 Анализ тяжелых металлов.

Петрографический анализ проб тяжелых металлов может подтвердить определения минералогии и помочь в интерпретации происхождения детритовых зёрен в осадочных породах и концентрации их в почвенных пробах. Определение минералов и их количества производится с использованием бинокля наряду с магнитом, UV флюоресценции, исследованием твёрдости и испытания кислотой. Эти методы дают превосходные результаты в комбинации с рентгеном и/или микронзондовым анализом, позволяющими определить детали внутренних текстур и составы, а также идентифицировать потенциально ценные рудные минералы, комплексы тяжелых металлов. Всё это может использоваться для ускоренной характеристики геологии неизвестных площадей во время поисковых работ. Так, например, эти исследования могли бы быть полезными при определении главных литологических структур (и возможно некоторых подчиненных отложений) в районах водосбора. Если золото или другие рудные минералы присутствуют, то минеральные комплексы могут использоваться для прогноза природы рудной минерализации на очень ранней стадии разведки.

#### 11.5 Рентгеновский анализ.

Этот анализ является основным методом для диагностики минералов в образцах пород. Обычно он выполняется на порошковых пробах, которые могут быть очень маленькими (менее 1 грамма, если используется методика поверхностного покрытия). Полированные разрезы (или стандартные шлифы, которые не имели скользкого покрытия?) также анализировались успешно. Рентгеновский анализ является самым лучшим полуколичественным методом (точность  $\pm 5\%$ ) и быстрым и дешёвым при картировании зональности гидротермальных изменений.

Рентгеновский анализ определяет пространство (d-пространство, измеряемое в Ангстремах) между плоскостями решётки в минералах от угла ( $2\theta$ ), при котором рентгеновские лучи с известной длиной волны диффрагируются минералом (рис.11.1).

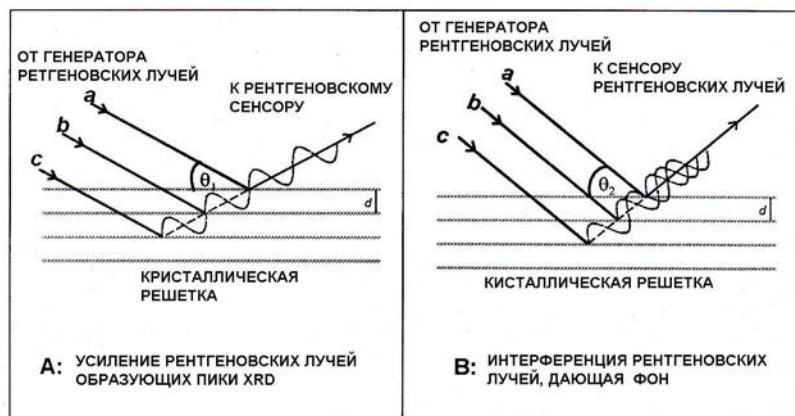


Рис. 11.1. Рентгеновский метод определения d-пространство.

Путём сравнения со стандартными минералами, эти измерения позволяют идентифицировать присутствие минеральных фаз, даже в смесях (рис.11.2). Предел определения большинства минералов в смеси составляет примерно 1-5%, хотя некоторые минералы образуют лучшие рентгеновские пики, чем другие. Так, например, эпидот образует очень слабые рентгеновские пики, даже если он представлен большими концентрациями, тогда как барит образует очень хорошие следы даже при низких концентрациях.

Некоторые слабо кристаллические минералы (т.н. опал-аллофановая глина) аморфны для рентгеновских лучей, они не образуют хороших пиков XRD. Такие аморфные минералы часто могут предполагаться, если имеется на XRD диаграммах несколько нечётких пиков. Обычно опал диагностируется по широкому «бугру» при  $20-25^\circ 2\theta$ .

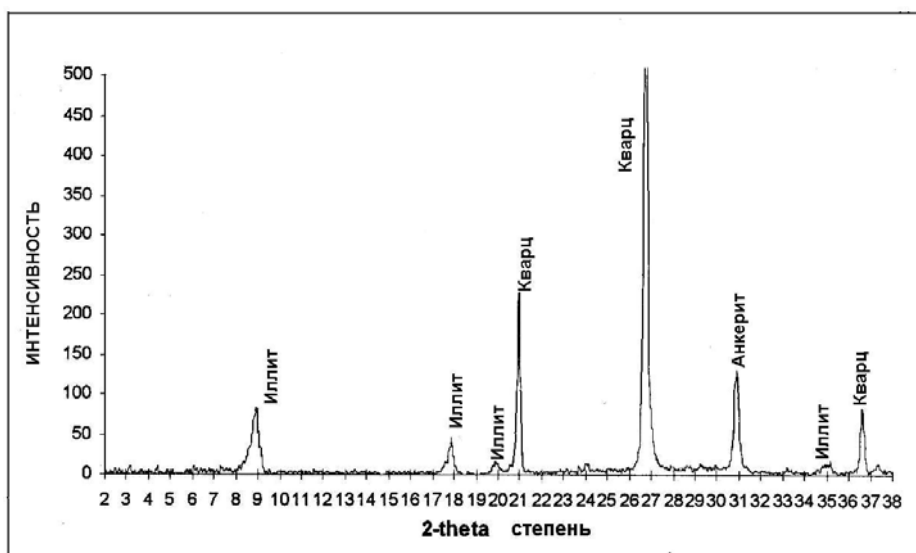


Рис. 11.2. Рентгеновская диаграмма. С однородным и фоновым удалением увеличенных пиков.

Рентгеновские анализы особенно полезны для идентификации тонкозернистых фаз, в частности, глин. Это очень важно при исследовании эпitherмальных месторождений, где глины часто являются самыми надежными геотермометрами, но они плохо отличаются оптическими методами. Этот анализ также полезен для выделения других важных вторичных минералов, т.н. цеолитов, карбонатов, сульфатов, силикатных минералов, полевых шпатов.

Методы препарирования, используемые для особых проб, зависят от целей. Не глинистые минералы обычно анализируются, как общий анализ порошков. Глины лучше изучать с использованием методики осаждения, которая концентрирует глинистые минералы и усиливает основные пики, хотя они подавляют пики с большими углами, которые важны для диагностики других минералов. В дополнении к стандартным воздушно-сухим анализам, пробы глин обычно испытываются после обработки этиленгликолем (рис.11.3), который расширяет межплоскостные пространства решетки любой разбухающей глины, которая присутствует в образце (т.н. смектит).

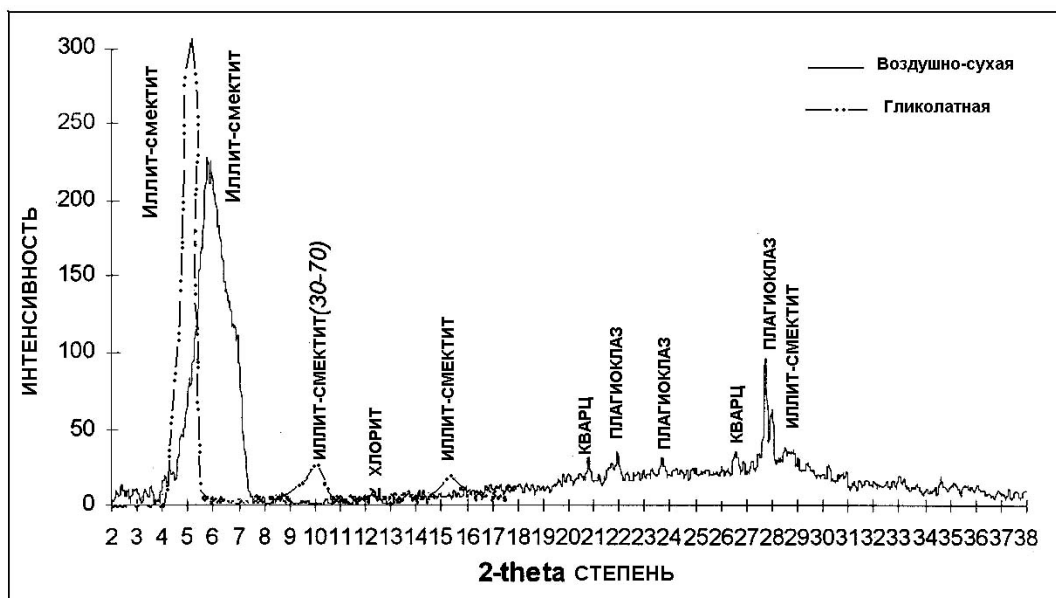


Рис. 11.3. Диаграмма XRD. Пробы как воздушно-сухие пробы и гликолатные.

Размер расширения связан с долей разбухающей глины в смеси и, таким образом, доля смектита в смешанослойных иллит-смектитовой и хлорит-смектитовой глинах может быть легко определена до 10%. Пробы могут также исследоваться после обработки нагреванием, поскольку различные минералы разрушаются под действием разных температур (рис.11.4). Это особенно полезно при определении кандитовых глин, поскольку каолинит разрушается ниже 550°C, тогда как диккит сохраняет свою структуру при более высоких температурах.

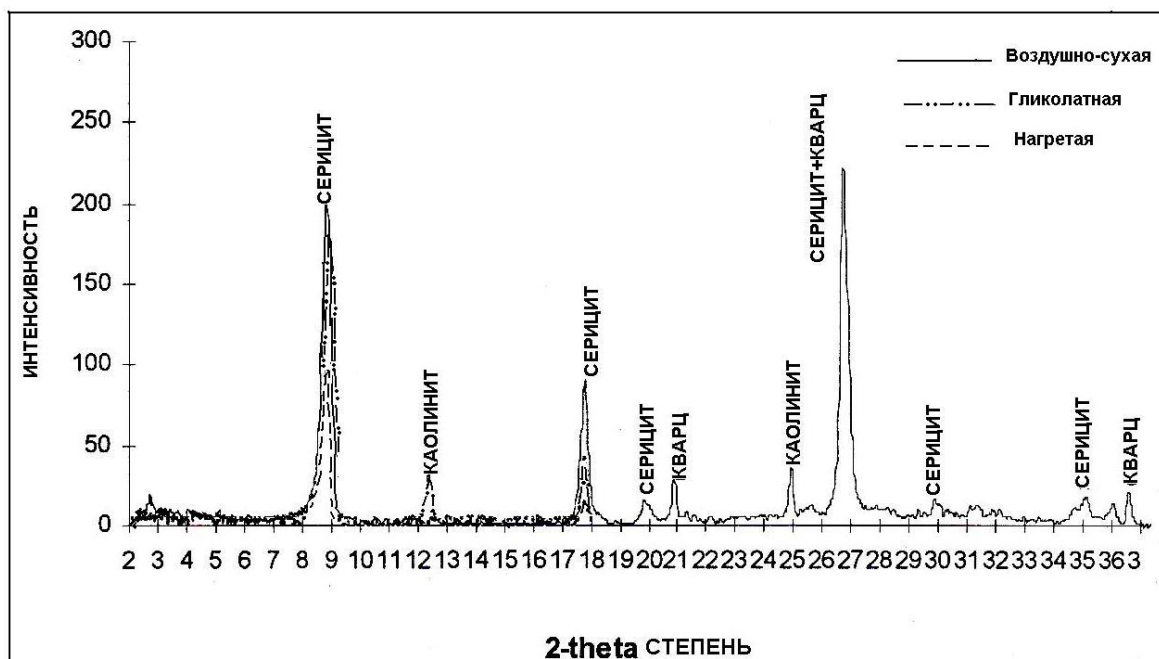


Рис.11.4 Диаграмма XRD. Пробы воздушно-сухие, обработанные гликолатом и нагреванием.

Рентгеновское излучение с разной длиной волны, используемое при диагностике минералов, обычно определяется природой стандарта, который используется в рентгеновском источнике. Медь является почти официальным стандартом при минералогических исследованиях. Однако имеются примеры, когда предпочитается использование другого стандарта в источнике, как, например, кобальт. Он используется при анализе проб с высокими концентрациями железа, поскольку «железные шляпы» могут не давать удовлетворительные результаты с медным стандартом. Важно знать какие использовались рентгеновские трубки, поскольку все расположения характеристических пиков  $2\theta$  для каждого минерала бывают смещены!

### 11.6 PIMA анализ.

Подобно рентгеновскому анализу PIMA (портативный инфракрасный минералогический анализатор) используется для определения минералогии образцов пород. Он требует относительно маленьких проб, но они должны быть сухими. Этот метод получил развитие только в последние времена. В нём применяется поглощение коротко волнового инфракрасного излучения различными молекулярными связями, особенно связями OH и CO<sub>3</sub>. Это быстрый относительно дешёвый метод для определения минералов гидротермально-изменённых пород, особенно глин и карбонатов. Следовательно, он очень полезен для диагностики листовых силикатов (филлитов), аргиллитов и глин, интенсивных аргиллитовых изменений.

Однако важно знать пределы применимости этого метода. Во-первых, безводные минералы не будут диагностироваться, если они не увлажняются до гидратного состояния. Сюда входят кварц, полевые шпаты, пироксены, гранаты, ангидрит, барит, флюорит, магнетит, все сульфиды и металлы. Некоторые исследователи полагают, что этим методом трудно определять цеолиты. Но в тоже время иллит, смектит и хлорит могут идентифицироваться в пробах, не обязательно в виде отдельных фаз (которые могут свидетельствовать о наложении), или в смешано-слоёных соединениях. Следовательно, предполагается, что это метод является полезным при определении минералов в полевых условиях, но он может требовать рентгеновских и/или петрографических исследований для подтверждения некоторых минералов и текстурных соотношений.

### 11.7 Флюидные включения.

Анализ флюидных включений потенциально является очень ценным методом, но может использоваться не всегда. Здесь приводится обзор принципов, обсуждаются ограничения и приводятся описания, как получить самые необходимые данные. Далее будут обсуждены детально только измерения температуры гомогенизации и температуры замерзания, поскольку эти данные являются самыми распространёнными результатами этого метода. Другие методы возможны, но они неизбежно более дорогие и обычно не используются в рудной разведке.

### 11.7.1. Цели.

Целями анализа флюидных включений являются:

- 1.0. Определение температуры образования вторичных минеральных фаз.
- 2.0. Определение минерализации гидротермальных растворов, ответственных за гидротермальные изменения и рудообразование.
- 3.0. Определение трендов температуры во времени и пространстве и минерализации гидротермальных растворов (флюидов).
- 4.0. Создавать возможности для моделирования физических процессов включая кипение, разбавление, смешение и остывание через кондуктивную теплоотдачу, которые могут быть связанными с рудной минерализацией.
- 5.0. Помощь в построении палео-гидрологической модели рудообразующей системы.
- 6.0. Помощь в интерпретации глубины эрозии, наличия разломов и любых иных тектонических нарушений.
- 7.0. Помощь в корреляции рудообразующих событий, как, например, парагенезисов.

### 11.7.2. Что такое флюидные включения?

Флюидные включения представляют собой дефекты в кристаллах, образованные в процессе отложения руд или после него (рис.11.5). Все кристаллы имеют флюидные включения, некоторые из них твёрдые. Для наших целей важными являются многофазные флюидные включения, т.е. такие которые содержат жидкость и газ. Они могут также содержать одну или более твердых фаз («дочерние кристаллы») и могут иметь две несмешиваемые жидкости. Существует широкий интервал возможных составов флюидов. Использование флюидных включений в исследовании эпитеермальных систем будет успешным тогда, когда большая часть включений в этих средах представлена простыми включениями, которые относительно легко интерпретировать. В порфировых системах флюидные включения могут дать также ценную информацию, но они, как правило, более сложные, требуют значительной коррекции условий давления и более трудно интерпретируемые.

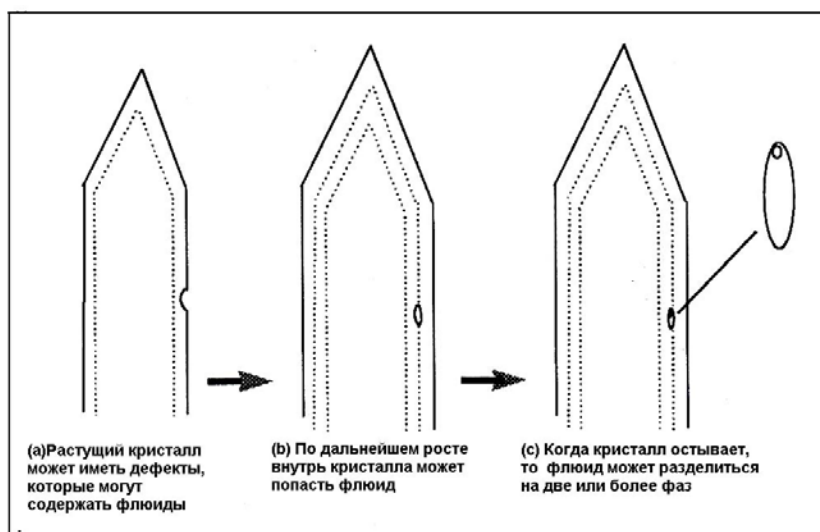


Рис. 11.5. Образование флюидных включений в кристалле.

### 11.7.3. Пригодность минералов для анализа флюидных включений.

Минералы, вмещающие флюидные включения, должны быть прозрачными, чтобы их было можно просматривать в толстых шлифах (до 1мм), содержать включения достаточного размера, быть стабильными во времени, устойчивыми при вскрытии нагреванием и относительно многочисленными. Самыми лучшими минералами в эпитеермальных и порфировых месторождениях, в порядке полезности, являются: кварц, ангидрит, кальцит и другие карбонаты, сфалерит, барит, флюорит, адуляр.

Другие минералы могут использоваться, но реже и результаты исследований могут быть менее надежными. Так, например, флюидные включения в гематите, пирите, вольфрамите и боурноните были успешно исследованы, но требуют использования инфракрасного света.

### 11.7.4. Физические основы.

Гидротермы, образующие кристаллы, возможно, были однофазными (жидкими или надкритическими) или двухфазными (жидкость+пар, то-есть кипение). Включения, образовавшиеся из

однофазных гидротерм, используются наиболее часто, но присутствие других типов включений также интересно и значительно. Если однофазные гидротермы захватываются при «высоких» температурах, то по мере их остывания в недрах системы в них образуются газовые пузырьки. Если они разогреваются, то будут превращаться в одну фазу (гомогенизировать) при некоторой температуре. Главным допущением при исследовании флюидных включений является тот факт, что температура гомогенизации связана (но необязательно она такая же) с температурой образования минералов.

### 11.7.5. Проблемы.

Имеется ряд трудностей и ограничений при анализе флюидных включений, которые необходимо учитывать, чтобы избежать неверных выводов.

1. Необходимо осознавать, что эта методика базируется на статистике. Одно включение имеет ограниченную ценность, поскольку любое индивидуальное включение образовано в результате взаимодействия многих процессов. Местоположение включений является многозначительным фактором, а местонахождение проб имеет ещё большую ценность. Тренды более важны, чем абсолютные значения. Нельзя сосредоточиваться лишь на изолированных отдельных измерениях. В связи с этим лучше рассматривать средние значения измерений, поскольку они менее подвержены крайним оценкам.

2. Если первичные гидротермы были не однофазными, то отношение газа к жидкости не будет одним и тем же во всех включениях, поскольку они захватывались из разных смесей жидкость+пар. Температуры гомогенизации будут в этом случае колебаться в более широких интервалах. Однако превышение пара по занимаемому объёму более важно, чем превышение жидкой фазы. Такой ряд температур гомогенизации будет систематически завышен (рис.11.6, 11.7).

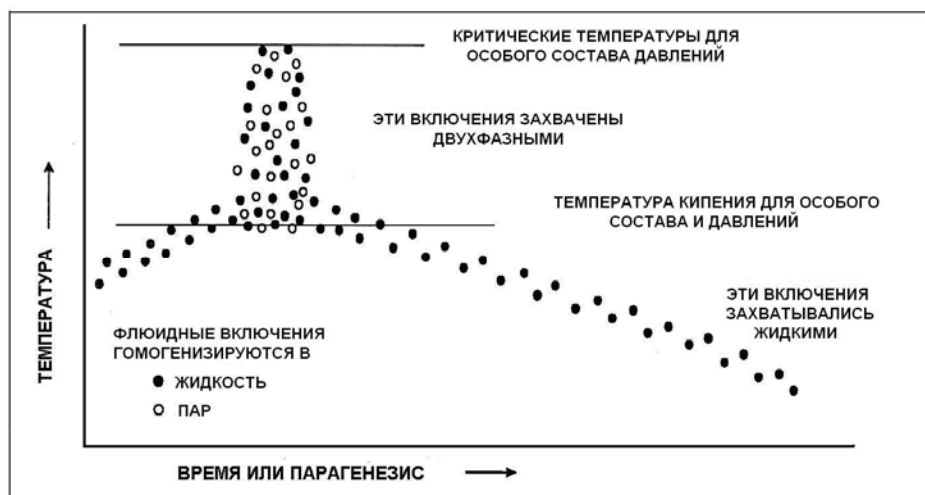


Рис. 11.6. Диаграмма температур гомогенизации флюидных включений в жильной системе, в качестве функции времени или парагенезиса (Gunningham, 1978).

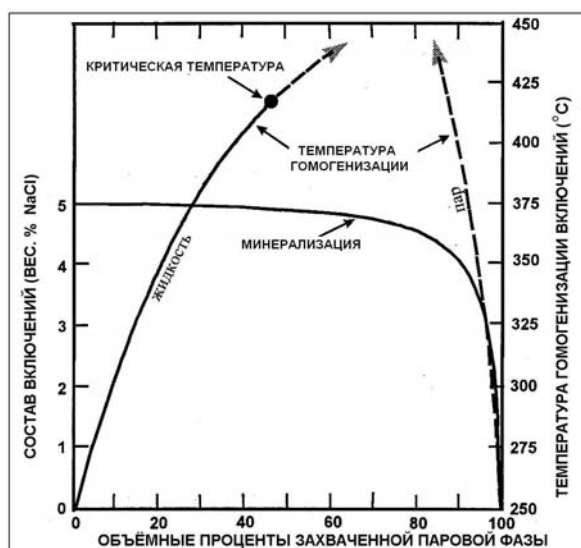


Рис.11.7. Расчётные вариации составов включений и температур гомогенизации в виде функции объёмных процентов пара, захваченного кипящими гидротермами с 5 вес.% NaCl при 250°C. (Bodnar et al., 1985).

Хотя такие данные ещё можно использовать, но необходимо ввести ограничения. По-видимому, более правильные температуры образования минералов соответствуют самым низким обычным показаниям, но не отдельным значениям. Эту ситуацию можно расшифровать, если имеются большие интервалы отношений жидкости и пара в, примерно, одинаковых на первый взгляд включениях и большие пределы колебаний температур гомогенизации. Возможно, имеются иные минералогические индикаторы кипения, такие, например, как присутствие плоских кристаллов кальцита.

3. Температура отложения отдельного кристалла может изменяться во времени. Следовательно, необходимо отследить систематический тренд температуры гомогенизации, так, например, по мере роста кристалла, в связи с чем, случайные замеры температур не будут иметь значения. Это может проявиться в бимодальном (или полимодальном) распределении температур.

4. Некинг (отсекание пузырьков сужением вытянутого включения «обжим»). Рост кристалла может продолжаться после отложения, включая рост внутренней грани с включениями, что сопровождается изменениями физических пропорций (долей фаз) включений. Это может часто наблюдаться при их появлении. Некоторые минералы менее подходящие, чем другие. Такие включения не дают надежных температур гомогенизации и, если они встречаются, то не могут привлекаться для измерений.

5. Если процесс некинга продолжается достаточно долго, то это может привести к изоляции вторичных включений (рис.11.8). Разделение фаз между вторичными включениями может быть не однородным, в связи с чем, будут формироваться ложные формы (но они будут более или менее случайно распределёнными вокруг среднего) (рис.11.9). В других случаях образование вторичных флюидных включений может быть обусловлено вторичным дроблением. Процесс полезно распознать, поскольку он может дать ключ ко времени рудной минерализации. Этот метод более часто применяется в порфировых месторождениях, поскольку их история отношений температура-давление более продолжительная и более сложная.

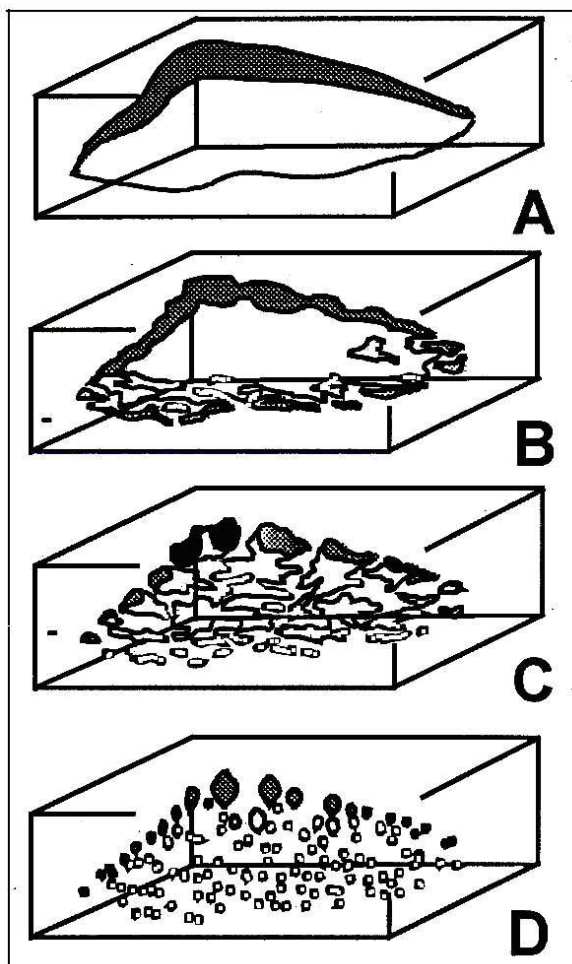


Рис. 11.8. Стадии залечивания, или «некинг доун» трещин в кристалле кварца, приводящем к образованию вторичных флюидных включений (Roedder, 1962).

6. Каждое включение является «выстрелом без прицела» во времени. Следовательно, необходимо тщательно отнестись к трендам роста и т.д. Изучение флюидных включений необходимо проводить в комбинации с хорошей петрографией. Они бесполезны без этих исследований, так, как не известно, что нужно измерять. Также возможны систематические изменения. Так, например, в эпitherмальных месторождениях обычным процессом является переход кварца в более крупно кристаллический и более пористый. Таким образом, кристаллы поздних стадий являются лучшими объектами для изучения

флюидных включений и поэтому чаще подвергаются исследованиям, но они составляют только часть жилы. Также и халцедон не содержит пригодных для исследований флюидных включений. Даже если он перекристаллизуется в более крупные кристаллы кварца, то может содержать лишь вторичные включения. Таким образом, некоторые данные по флюидным включениям сомнительные. Эпизод, для которого были измерены температуры гомогенизации, может не являться причиной рудной минерализации. Эти данные всё же могут быть полезными, но необходимо понимание текстурных и парагенетических взаимоотношений.

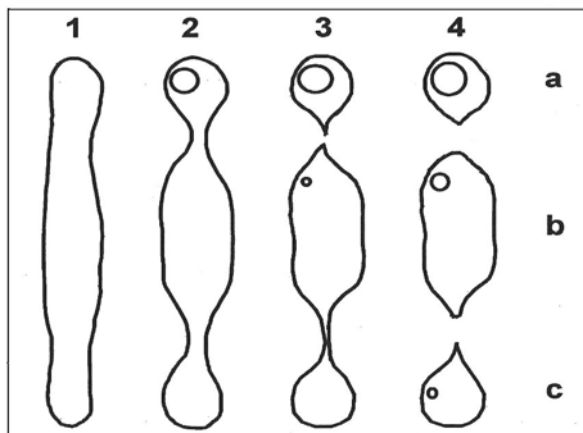


Рис.11.9. «Некинг доун» длинных трубчатых включений. Первичные включения, захваченные при температуре T1, разбиваются во время медленного охлаждения с образованием отдельных включений «а», «b», и «с». При разогреве в лаборатории включения «а» могут гомогенизоваться при температуре выше температуры захвата T1, включение «b» может гомогенизоваться при температурах между T2 и T3, а включение «с» может гомогенизоваться между температурами T3 и T4 (Roedder, 1962).

7. Коррекция давления. Как минералы, так и флюиды ответственны за давление, а также и за температуры. Они вызывают систематические изменения температуры гомогенизации: ряд эффектов могут сделать изменяемые температуры гомогенизации меньшими, чем температуры отложения минералов. Это можно откорректировать, но, что бы эту процедуру выполнить, необходимо знать (или рассчитать) давление, при котором происходило отложение минералов, и минерализацию гидротермальных растворов (рис. 11.10). Давление может оцениваться по геологическим условиям (рис.11. 11), а минерализация может измеряться (см. далее). В метаморфических жилах давление создает большую разницу (> 100°C) температур гомогенизации и, следовательно, результаты измерений должны интерпретироваться с большой осторожностью.

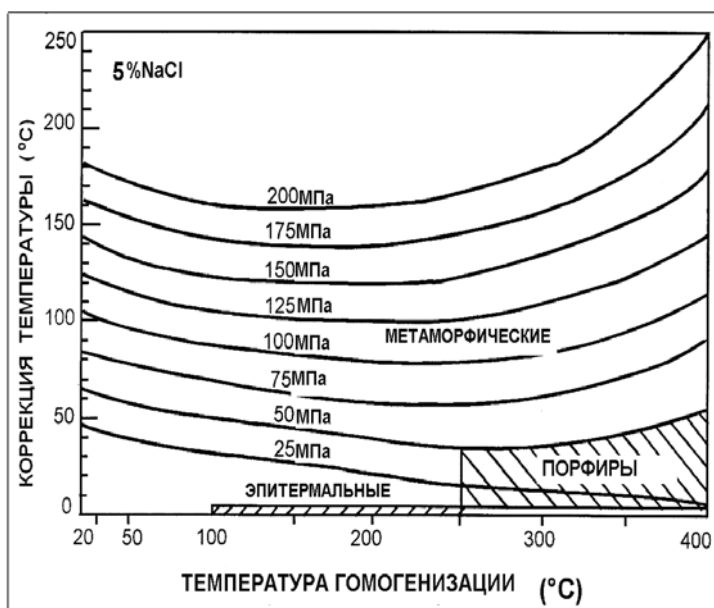


Рис.11.10. Диаграмма, корректирующая температуры гомогенизации флюидных включений в зависимости от давления гидротерм с 5 вес % NaCl (Roedder, 1984).

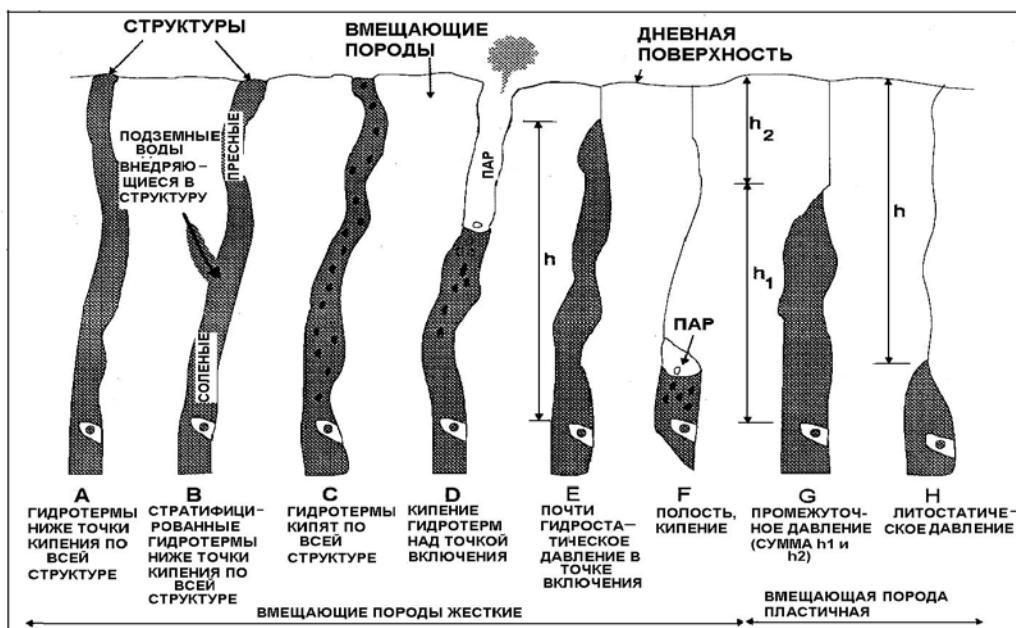


Рис. 11.11. Диаграмма, показывающая интервал возможных условий давления во флюидных включениях, захваченных кристаллом, растущим свободно в гидротермальном растворе в жиле (Roedder, Bodnar, 1980).

В порфировых структурах коррекция меньшая, обычно около  $50^{\circ}\text{C}$ . В эпитермальных жилах требуется максимальная коррекция около  $10^{\circ}\text{C}$ . В этом случае, получаемые данные находятся в пределах точности других допущений и в связи с этим обычно поправками пренебрегают. Но это необходимо иметь в виду. Этот факт является одной из причин, почему корреляция между температурой флюидных включений и минералогией не всегда соблюдается даже в эпитермальных жилах (и это также имеет значение для определения минералов-геотермометров на основании термометрии по флюидным включениям). Этот аспект должен рассматриваться при исследовании жильных текстур, которые могут свидетельствовать о фазовом состоянии гидротерма. Если это так, то, по-видимому, давление, при котором происходило образование минералов, будет меньше гидростатического давления, и коррекция давления будет небольшой, создавая большую уверенность в полученных результатах.

8. Измеряемые включения могут быть не презентативными для события, которое изучается. Поскольку существуют трудности в наблюдениях флюидных включений в непрозрачных минералах, то обычно внимание концентрируется на флюидных включениях в прозрачных жильных минералах и делается допущение, что условия рудообразования для них такие же, как полученные по этим минералам. Инфракрасные исследования флюидных включений в непрозрачных минералах показали, что хотя непрозрачные минералы и кварц проявляются в одних и тех же текстурных условиях в одно и то же время, то данные по флюидным включениям могут быть применимы и в этом случае.

Ключом к преодолению многих из этих ограничений является петрографический анализ перед началом измерений флюидных включений. Следовательно, нельзя проводить исследования флюидных включений без предварительного изучения шлифов, особенно, в районах с неизвестным геологическим строением.

### 11.7.6. Оценки минерализации гидротермальных растворов.

Минерализация может определяться двумя методами:

- измерением снижения точки замерзания;
- определением температуры растворения дочерних кристаллов.

Главным допущением, на котором базируется метод понижения точки замерзания, является то, что ионная концентрация гидротермальных растворов вызывает постепенное снижение их точки замерзания. Снижение точки замерзания может быть связано с моляльной концентрацией растворов. Допускается, что это может быть раствор  $\text{NaCl}$ . Это допущение является приемлемым для эпитермальных гидротерм, которые имеют низкую минерализацию, но мало надёжно для месторождений, более глубоко расположенных, или VHMS, которые могут содержать гиперминерализованные рассолы. Многовалентные ионы могут также влиять на это допущение.

Присутствие большой доли  $\text{CO}_2$  также важно, но обычно она влияет на температуры гомогенизации, на газообразные включения, на нижние первые точки плавления льда или *повышает*, а не *понижает*, последние точки плавления льда вследствие формирования сеточек. Влияние  $\text{CO}_2$  при высоких её концентрациях проявляется в показаниях повышенной кажущейся минерализации, чем она есть в

реальности (рис. 11.12, 11.13). В связи с этим, считаем уместным, напомнить, что тренды минерализации являются более важной информацией, чем отдельно взятые измерения.

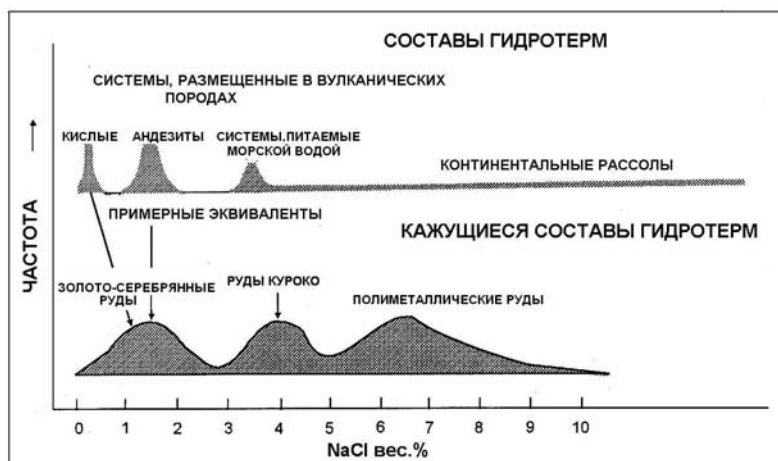


Рис.11.12. Сравнение составов гидротерм (минерализация и содержание  $\text{CO}_2$ ) с составами гидротерм рудных месторождений, образовавшихся на малых глубинах, полученных при исследовании флюидных включений (Hedenquist, Henley, 1986).

Графики минерализации относительно температур гомогенизации могут показать разбавление, кипение или тренды остывания. Физически точки замерзания труднее наблюдать, чем температуры гомогенизации. Необходимо исследовать более крупные и более прозрачные включения. В связи с этим обычно делается меньше измерений в каждом образце. Также исследования более длительные и, следовательно, более дорогие.

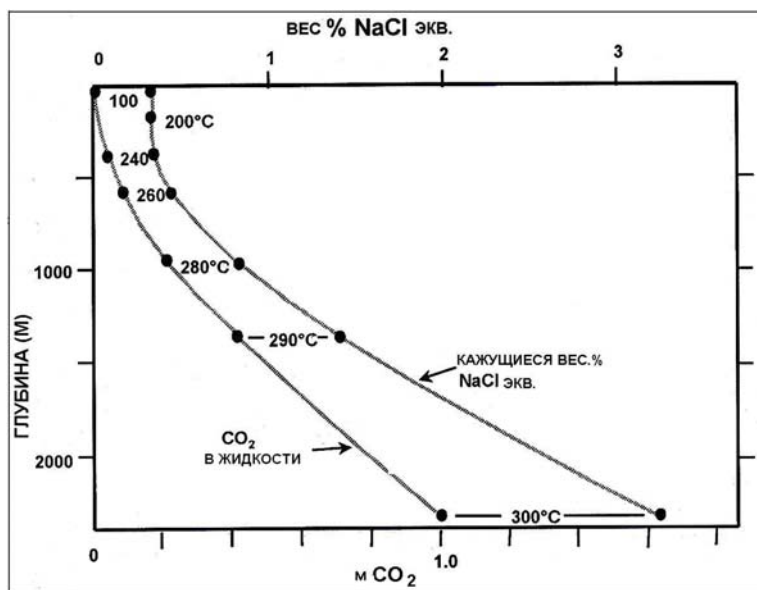


Рис. 11.13. Кривая показывает, как  $\text{CO}_2$  выделяется из жидкой фазы гидротерм (первоначально 1 моляльный 4.4 вес.%  $\text{CO}_2$  при  $300^\circ\text{C}$ ), по мере того как они кипят во время подъёма. Кривая экв. NaCl вес.% показывает как «кажущаяся минерализация» (определяемая по замерзанию флюидных включений) будет изменяться при кипении и газоотделении из жидких гидротерм (Hedenquist, Henley, 1985).

Второй метод применяется только для включений, которые содержат дочерние кристаллы и основан на растворимости различных минералов в воде. Дочерние минералы нагреваются до тех пор, пока они не растворятся в гидротермах. Обычно метод применяется лишь тогда, когда используется галит или, что более редко, сильвит. Эти два минерала самые часто встречающиеся дочерние кристаллы и наиболее легко идентифицируемые. В простой системе  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  галит будет присутствовать в виде дочернего кристалла при комнатной температуре там, где гидротермы имеют минерализацию 26.3 вес. % NaCl или более. В более сложных системах состав всей системы необходимо определить или оценить путём измерений точки замерзания до того, как можно будет точно рассчитать минерализацию.

### 11.7.7. Другие методы.

Другие методы как, например, масс-спектрометрия или газовая хроматография, за исключением Рамановской лазерной спектроскопии, проводящиеся в большей или меньшей степени с разрушением (дробление, плазменное удаление), нацелены на анализ самого включения. Имеется несколько других методов, но дороговизна и трудности интерпретации измерений обычно не позволяют их использовать в рудной разведке.

### 11.7.8. Необходимые процедуры.

Проведение небольших измерений имеет ценность в определении геологических событий в новых месторождениях. Исследование флюидных включений являются самым значительным только тогда, когда пробы на флюидные включения хорошо отобраны, как, например, при детальном картировании и/или бурении. Отбор проб для анализа флюидных включений производится на основании петрографических исследований. Важно понять, что измерять. Необходимо знать, что обычно лишь жильный материал будет представительным, даже сильно окремнённые вмещающие породы имеют малую пригодность для измерений флюидных включений.

Из выбранных образцов готовятся шлифы. Их необходимо тщательно полировать, что занимает длительное время, но такие же образцы можно использовать для минераграфии. Эта процедура состоит из 4-х стадий:

1. изучение и обнаружение включений.
2. измерение температур гомогенизации и температур растворения, если имеется возможность.
3. измерение точек замерзания.
4. интерпретация данных.

Количество измерений делается в зависимости от поставленных целей. Важно определить систематический тренд во время измерений, как, например, бимодальное распределение, размерную корреляцию, изменения во времени.

Для изображения. Если имеется значительное количество измерений, то полезны гистограммы (рис. 11.14). Идеальным считается нанесение результатов на графики энтальпия-минерализация, поскольку смешение, кипение и остывание взаимосвязаны на графике в виде прямых линий (рис. 11.15). Это обычно не делается, если данных недостаточно. График точек гомогенизации/замерзания является приближением к этому, а не плохим первым шагом (рис. 11.16), но трудно знать, что делать с точками, где нет измерений минерализации. Если данные получены из проб, отобранных из значительно большего вертикального интервала (из скважины), то полезно построить графики с наложением вертикального масштаба на кривые точек кипения-глубина.

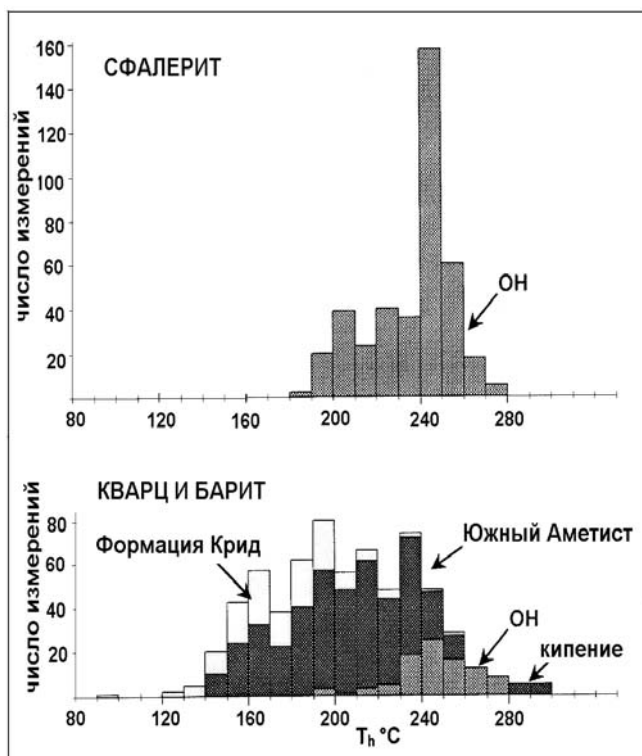


Рис.11.14. Гистограммы температур гомогенизации флюидных включений в кварце и сфалерите из жил ОН, кварца из южной Аметистовой жилы и барита из формации Крид (Hayba et al., 1985).

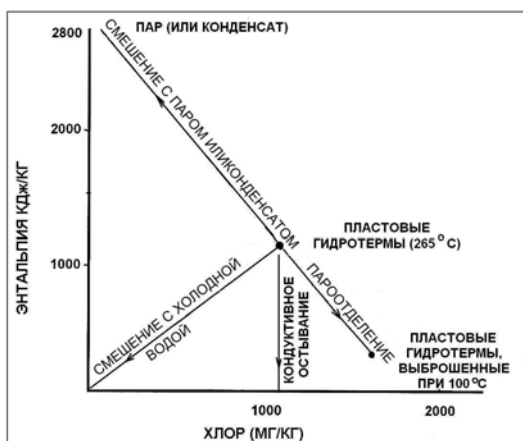


Рис.11.15. Диаграмма энтальпия-хлор.

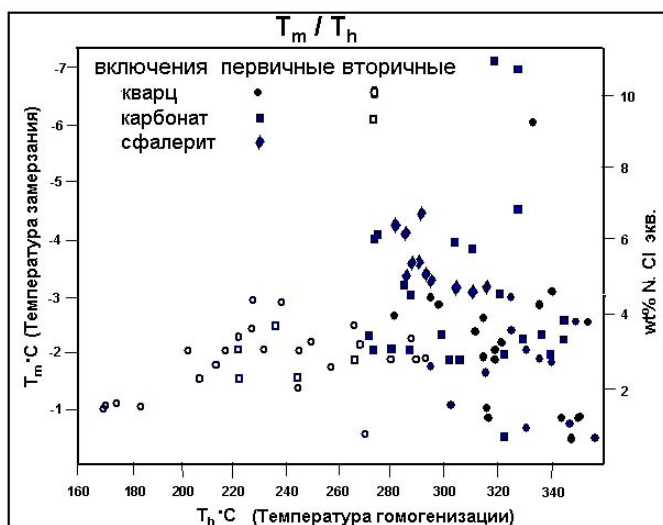


Рис. 11.16. График  $T_m$  относительно  $T_h$  для карбоната и сфалерита из месторождения Келиан. Данные показывают увеличение минерализации у гидротерм стадии 2 в результате кипения, и тренд разбавления/остывания у гидротерм 3-й стадии (van Leeuwen et al., 1990).

При интерпретации важно помнить цели: стараться понять тренды в пространстве и времени на языке физических процессов и затем связать их с эпизодами и процессами рудной минерализации и сделать полезные прогнозы.

## 11.8 Микрозонд/EDAX/SEM.

Эти исследования включают ряд методов, основанных на рентгеновском излучении и электронной микроскопии. Они могут применяться к любым полированным пластинам или образцам с углеродным (или золотым) покрытием образцов. Углеродное покрытие может удаляться повторно позже с полированных поверхностей, если это требуется. Эти методы являются очень мощными, но наилучшим образом применимы после всестороннего петрографического и минералогического анализа. Они могут применяться как к прозрачным, так и не прозрачным фазам. Ограничениями для них является диагностика элементов с очень низкими атомными весами.

Сканирующий микроскоп (SEM) дает картину поверхности образца на сетке CRT, с которой можно получить фотографию. Это похоже на исследование под бинокулярным микроскопом, но с большими возможностями увеличения: можно изучать объекты с менее чем микронными размерами. Особенно он хорош при изучении текстурных взаимоотношений минералов на микроскопическом уровне. Так, например, его можно использовать при исследовании текстур замещения между гидротермальными полевыми шпатами, глинами и цеолитами. При изучении нефтяных залежей, SEM используется для исследования микропористости образцов керн.

Электронный микрозонд или EDAX (Energy-Dispersive X-ray Analyser) анализирует химический состав в маленьких точках на поверхности образца с высокой точностью. Это позволяет оценить отдельные минералы вплоть до микронного размера. Анализ может быть полезен для диагностики большинства элементов тяжелее кислорода. Анализатор можно использовать тремя путями:

- количественная форма: он даёт точный анализ в точке;
- полуколичественная форма: для быстрого сканирования и примерной идентификации различных минералов;

**-сканирование:** может использоваться при «картировании» поверхности образцов на отдельные элементы, т.н. на золото. В зависимости от сложности программы, эта процедура может быть автоматизирована в разной степени. Некоторое оборудование может производить картины обратного рассеивания с демонстрацией различных элементов в разной тональности или цвете. Этот метод очень хорош при идентификации очень мелких объектов или тонких текстур, таких как зональность в золотых зёрнах или для определения количества серебра в галените.

### 11.9 Общие химические анализы.

Для получения общего химического состава свежих и изменённых пород или жильного материала применяются разные химические методы с использованием порошков пород. По сравнению с традиционным «мокрым» химическим методом или АА, некоторые более новые методы, такие, как XRF, NAA, ICPAES, ICPMS, могут давать данные более быстро и дешевле, хотя и с менее высокой точностью для всех элементов. Реальная выгода та, что там, где требуется многокомпонентный анализ, поскольку эти методы могут анализировать более 60 элементов, цена анализов будет немногим больше стоимости 10 анализов.

Эти методы лучше применять для понимания общей геологии месторождений, и чтобы отследить тренды химических «следопытов». XRF обычно не делается на промышленные элементы, поскольку на них производятся отдельные анализы. Основная выгода анализов NAA и ICP – это их можно использовать для анализа золота и серебра на тех же образцах, которые использовались для анализов других элементов, хотя пламенная фотометрия/атомная адсорбция дают более низкие пределы определений. Обычно только анализ лишь основных данных определяет существование геохимической аномалии и определяет её относительные размеры и интенсивность. Однако, возможно, применение и более продвинутых статистических методов и сочетание нескольких элементов исследований тонких геохимических изменений. Для некоторых типов месторождений (т.н. тип Карлин) геохимические исследования, по-видимому, являются наиболее важным методом разведки.

### 11.10 Анализы стабильных изотопов.

Изотопный анализ выполняется на порошках, обычно для отдельных минералов, которые выделяются из образцов (обычно магнитным или гравитационным методами). Они дают информацию о температуре гидротерм, которые отложили минералы, а также об их магматическом или метеорном генезисе. Так, например, анализом изотопов серы и кислорода в гидротермальном алуните можно определить отложен ли алунит первичными гидротермами, или гидротермы образовались в результате субповерхностного окисления (рис. 11.17), что имеет важное значение для рудной минерализации.

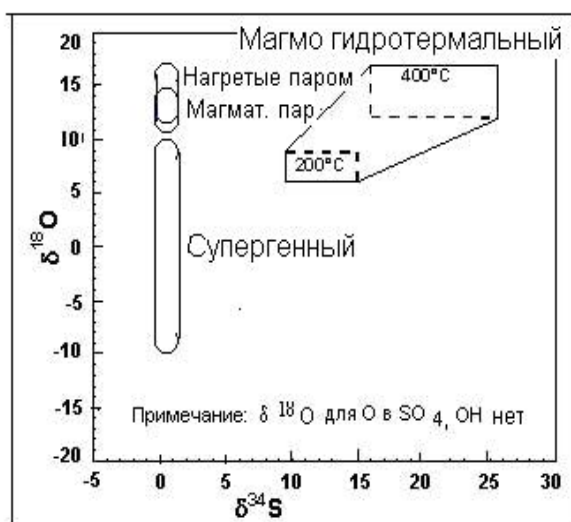


Рис. 11.17. Теоретические поля алунита в разных условиях, определённые Rye et al. (1992).

Большинство полезных изотопов в эпитермальных и порфириновых месторождениях представлено серой, углеродом, кислородом, водородом, стронцием.

Применение стабильных изотопов минералов зависит от допущения изотопного равновесия. Это могут быть равновесия между минералом и гидротермами или между двумя минералами. Следовательно, наиболее осмысленные результаты могут быть получены при наличии для анализа большого числа фаз. Так, например, больше информации о природе рудообразующих гидротерм (включая температуру) может быть получено по изотопам серы, если два сульфида и/или сульфата находятся в равновесии, а не один минерал.

Некоторые из этих методов относительно дорогие, таким образом, они могут применяться на последних стадиях геологических исследований месторождений, когда о нём уже многое известно, или, если требуется ответ на специфический вопрос.

### 11.11 Методы датирования.

Большинство методов датирования производится на раздробленных пробах или на отдельных минералах, возраст получается в годах или миллионах лет, на основании распада хорошо известных радиоактивных элементов. Это может быть полезным при объяснении геологической истории месторождения, но является относительно дорогим и обычно ограничивается решением специфических проблем. Разные серии распада покрывают разные интервалы возрастов и могут применяться для разных минералов.

Для выбора методов, которыми можно достичь целей и понимания значения полученных данных, важно провести тщательный отбор образцов для датировок. В гидротермальных изменённых породах большинство методов будут давать возраст изменений, а не возраст первично отложенных пород. Чтобы определить возраст гидротермальных изменений, необходимо выделить вторичные минералы. Так, например, в породе, содержащей первичные и вторичные полевые шпаты – это нелегко сделать и возраст, полученный из такой смеси минералов может быть промежуточным между возрастными первичных и вторичных процессов минералообразования (такие данные имеют малую ценность). Там, где возможно, пробы должны быть или полностью свежими, или полностью изменёнными в единый комплекс минералов, чтобы минимизировать полезность данных. Далее обсуждаются самые обычные методы датирования.

**-Радиоуглеродные методы:** требуют органический материал или уголь (т.н. растительный материал, кости или раковины). Минимальный возраст определения 100 лет, максимальный 75000 лет. Это слишком короткий временной интервал для большинства месторождений, за исключением недавно действовавших гидротермальных систем или вулканических регионов.

**-Трековые датировки:** используются индивидуальные минералы, обычно из изверженных пород. Апатит и циркон являются наиболее обычными минералами, но датировки могут быть получены и по другим минералам (т.н. титанит) и по вулканическому стеклу. Метод зависит от микроскопических исследований ряда дефектов кристаллов, обусловленных распадом на единицу площади, в сравнении со стандартами, не подвергавшимися радиоактивному облучению. Теоретически имеется очень широкий временной диапазон от нескольких десятков до тысяч-миллионов лет, но могут возникать практические проблемы по отделению минералов, их очистке и калиброванию. Это преимущество нелегко определить из-за химических изменений, но оно реализуемо при очень низких температурах. По этой причине этот метод широко используется при исследовании нефтяных бассейнов, где обломки апатита и циркона восстанавливаются при температурах, которые соответствуют диагенетическим условиям созревания нефти (примерно 80-200°C). Он также широко используется при датировании вулканических пеплов.

**- K-Ar:** может использоваться для породы или отдельных калий содержащих минералов, таких как биотит, иллит, полевой шпат, алунит и роговая обманка. Он очень хорошо применим для гидротермальных месторождений, если только могут быть выделены чистые минералы или все минералы в породе образованы в результате одного и того же процесса (первичная кристаллизация или вторичные гидротермальные изменения/разогрев). Система K-Ar действует при умеренные температурах (между 250 и 500°C для большинства минералов), таким образом, будут датироваться последние термические события в интервале приведенных выше температур, которые могут быть обусловлены гидротермальными, магматическими или метаморфическими процессами в зависимости от пробы пород и минерала. Минимальный определяемый возраст около 10 000 лет, максимальный теоретически неограничен, но пределы определяются практическим восстановлением равновесия. Модификацией этого метода является метод  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировок, который даёт более точные (но более дорогие) данные и лучше идентифицирует любое противоречие в пробе, вследствие частичного восстановления.

**-Rb-Sr:** можно использовать слюду и полевые шпаты в одном образце или породу ± отдельные минералы из когенетичных свит или пород. Однако минимальный определяемый возраст, примерно, 30000000 лет, таким образом, он мало применяется в эпитептермальных и даже порфириковых месторождениях в молодых островных дугах. Он относительно дорогой, поскольку, чтобы получить одну дату, надо провести несколько анализов. Его используют при датировании дорудных интрузий или метаморфических событий, поскольку система Rb-Sr относительно устойчива к температурным влияниям.

**- U-Pb и связанные серии:** могут производиться на различных плутонических минералах (т.н. циркон, монацит). Они более пригодны для более древних пород, так как интрузии в порфириковых месторождениях имеют минимальный возраст 1 000 000 лет (и только в редких случаях более обычен возраст близкий к 50 000 000 лет). Максимальный возраст по-существу неограничен. Эти системы обычно инертны ко всем высокотемпературным событиям и сохраняют первичный возраст.

**-Другие методы:** имеются специальные методы, включая термолюминесценцию (TL) и т.д.

Таблица 11.1 Контрольный список петрологических анализов

Метод	Образцы: природа и размеры (минимальные)	Лабораторная процедура в рабочих днях (максимум)	Полезная информация для лаборатории
Петрографический	Невыветрелые образцы(>50мм), или стандартные шлифы, – или аншлифы	15- подготовка проб 15-петрографияческий 15-комбинация петрограф. и минералог.	Тип пробы, т.е. обнажение, нанос, коллювий, глубина в скважине. Пространственные соотношения проб друг от друга. Описание местной геологии.
Минералогический	Невыветрелые штуфы(>50мм) - аншлифы, пластины для флюидных включений	15- подготовка проб 15-минераграфия	Как выше
Анализ тяжелых металлов	(>1г) песок или шлик	5- магнитное разделение 15-диагностика под бинокляром	Региональная геология. Цель анализа.
Рентгено-структурный анализ	Свежий штуф(>10мм), или раздробленная проба (> 1г)	3– подготовка пробы 7– качественная 7-полуколичественная	Или анализ глин, или других минералов. Описание местной геологии.
Анализ флюидных включений	Кристаллы чистого пористого вторичного кварца, вторичный кальцит, ангидрит, барит, флюорит, адуляр и сфалерит, если оптически чистый	15-пробоподготовка 10- анализ флюидных включений	Где присутствуют 2 или более жил. Взаимоотношения в поперечном разрезе для определения парагенезиса. Расположение пробы, включая привязку по высоте.
Микрозондовый и SEM-EDAX анализ	Свежий штуф, аншлиф	10- пробоподготовка 10- микрозондовый анализ	Количественный и полуколичественный анализ. Степень изменения в шлифах. Описание местной геологии.
Анализ XRF, NAA или ICP A	штуф (>100 г), порошок (>2g)	20 - 30	Цель анализа.
Анализ стабильных изотопов минералов	штуф (>100 г),– зерно минерала (>1г).	50	Цель анализа– парагенетические взаимоотношения
Радиогенные датировки	Древесный уголь, торф, раковина (>100г) свежий образец (>1 кг), порошок минерала(>15г)	90-датировка стандартов C14 20-экспресс датировка C14 30 - 50 K-Ar, U-Pb, Rb-Sr	Исследование степени изменения в шлифах. Цель анализа
Трековые датировки	Неизменный штуф(>1 кг) Минеральные зерна(>1г)	60 - 90	Геологическая позиция Цель анализа

Таблица 11.2 Информация о петрографических анализах.

Метод	Полученная информация	Цель
Петрографический	Тип породы/первичная текстура. Гидротермальные и жильные минералы. Текстурные соотношения. т.н. брекчирование, образование жил.	Первичная литология/история. Химия и температура гидротермальных изменений и рудной минерализации. Геологическая история и история гидротермальных изменений, данные о рудоотложении, т.н. о кипении.
Минералогический	Диагностика непрозрачных минералов. Диагностика прозрачных минералов. Текстурные/минералогические соотношения.	Парагенезис руд. Минеральные метки. Металлургия.
Анализ тяжелых минералов	. Процент и тип тяжелых минералов в образце.	Определение, концентрация и распределение минералов. Типы рудной минерализации, принципы региональной геологии.
Рентгеноструктурный анализ	Кристаллическая структура. Определение глин/цеолитов/карбонатов/сульфатов/полевых шпатов. Полуколичественные определения минералов.	Диагностика минералов. Хим. состав и температура растворов, формирующих гидротермальные изменения и рудообразование. Сравнительный анализ глин, диагностика гидротермальных изменений.
Анализ флюидных включений	Температура гомогенизации, режим гомогенизации температура замерзания. Дочерние минералы. Степень заполнения	Температура, внедрившихся флюидов, Тип газов и определение процесса кипения. Минерализация флюидов. Хим. состав флюидов. Условия вторжения гидротерм.
Анализ микрозондовый и SEM-EDAX	Хим. состав (элементы. тяжелее кислорода). Анализ в точке. Сканирующий анализ. Микротекстурные соотношения.	Количественный анализ минерала, полуколичественный анализ распределения элементов/зональность в минералах. Микропарагенезис.
Анализы XRF, NAA или ICP	Общий хим. состав породы, минерала.	Метки трековых элементов. Помощь в интерпретации региональной геологии.
Анализ стабильных изотопов в минералах	Изотопные отношения серы, углерода, водорода, кислорода, стронция	Температура флюидов и происхождение гидротерм, т.н. магматические или метеорные гидротермы.
Радиоγενные датировки	Радиоуглерод. датировка (max. 75,000лет) K-Ar (10,000лет) датировка из биотита, пол.шпата, иллита. алуниита, роговой обманки, всей породы Rb-Sr (m 30 млн.лет) датировки из слюды, ПШ, всей породы. U-Pb (min. 50 млн. лет) из интрузивных минералов, циркон. Монацит.	Датирование активных вулканов/гидротермальных систем. Датирование твердения интрузий или датирование гидротерм. изменений: применимость к гидротерм. месторождениям, вулканическим и интрузивным породам. Датирование твердения изверженных пород или датирование гидротерм. изменений: применимость к более древним интрузивным и метаморфическим породам. Датирование твердения изверженных пород: применимость к более древним плутоническим и метаморфическим породам.
Трековые датировки	(min. 20 лет, max. 1,400 млн. лет) Отношение плотности треков к индуцированным трекам в апатитах, цирконах, стекле.	Датирование остывания изверженных/гидротермальных пород; история погружения/поднятия метаморфических или осадочных пород.

## Глава 12. Минералогия золота и серебра и их отношения.

### Содержание.

#### 12.1 Минералогия.

12.1.1 Минералогия золота.

12.1.2. Минералогия серебра.

12.2 Золото в орштейновых (почвенных) концентратах.

#### 12.3 Отношения золота к серебру

12.3.1 Контролирующие факторы

12.3.2 Обычные тренды

#### 12.4 Отношения Au/Ag в разведке: цели, методы и проблемы.

12.4.1 Цели.

12.4.2 Проблемы/предположения.

12.4.3 Методы.

### 12.1 Минералогия.

#### 12.1.1 Минералогия золота.

Самородное золото является без сомнения самой значительной золотосодержащей фазой большинства золотых эпitherмальных месторождений. Однако оно обычно содержит значительные количества серебра и чаще описывается как электрум (более 20 вес. % серебра; Boyle, 1979), хотя некоторые авторы используют этот термин для всех смесей золота/серебра. Золото (и электрум) могут также содержать медь, ртуть, платиноиды и другие металлы, или в твёрдых растворах или в виде субмикроскопических включений. Обычно эти элементы присутствуют в небольших количествах, редко превышая 10 вес. %.

Имеются другие минералы, в которых золото является существенным компонентом (табл. 12.1), но их тренды отмечаются редко. Теллуриды золота в большинстве месторождений встречаются реже, но в некоторых, таких как Ватукоула на о.Фиджи, они являются основными рудами. Теллуриды не встречаются в порфириновых месторождениях, за исключением наложений последней стадии. Сульфиды, селениды и антимониды золота очень редки.

Таблица 12.1

Минералы золота (Boyle, 1979).

Название минерала	Формула
Золото	Au
Серебряное золото	(Au,Ag)
Медистое золото	(Au,Cu)
Палладистое золото	(Au,Pd)
Родистое золото	(Au,Rh)
Иридийное золото	(Au,Ir)
Платиновое золото	(Au,Pt)
Висмутистое золото	(Au,Bi)
Золотая амальгама	Au <sub>2</sub> Hg <sub>3</sub> (?)
Малдонит	Au <sub>2</sub> Bi
Аурикуприт	AuCu <sub>3</sub>
Тетрааурикуприт	AuCu
Палладиевый купроаурит	(Cu,Pd) <sub>3</sub> Au <sub>2</sub>
Уитебогаардит	Ag <sub>3</sub> AuS <sub>2</sub>
Калаверит	AuTe <sub>2</sub>
Креннерит	(Au,Ag)Te <sub>2</sub>
Монтбрайт	(Au,Sb) <sub>2</sub> Te <sub>3</sub>
Перзит	Ag <sub>3</sub> AuTe <sub>2</sub>
Мутманнит	(Ag,Au)Te
Силванит	(Au,Ag)Te <sub>4</sub>
Костовит	AuCuTe <sub>4</sub>
Нагиягит	Pb <sub>5</sub> Au(Te,Sb) <sub>4</sub> S <sub>5-8</sub>
Ауростибит	AuSb <sub>2</sub>
Фишессерит	Ag <sub>3</sub> AuSe <sub>2</sub>

Твёрдые замещения золота встречаются в других минеральных фазах, но они не имеют значений в качестве руд. Самородное золото отмечается в виде небольших включений в других минералах и в большинстве практических случаев может рассматриваться как примесь. Оно более значительно в порфириновых и VHMS месторождениях, чем в мало глубинных эпиптермальных системах. Арсенипирит является наиболее обычным вмещающим минералом золота в гипогенных месторождениях, за которым следуют другие сульфиды, тогда как окислы железа и марганца (наряду с глинами) являются важными вмещающими минералами в супергенных месторождениях.

Состав электрума изменяется значительно в разных месторождениях и типах месторождений, в пределах одного месторождения и даже в отдельных зёрнах (до 40 вес.%; Shikazono, 1985). Состав электрума можно использовать для реконструкции условий рудной минерализации, поскольку его образование зависит от температуры, pH и растворённых концентраций золота, серебра, серы ( $aS_2$ ), кислорода ( $aO_2$ ) и хлора в рудообразующих гидротермах (Gammons, Williams-Jones, 1995). В общем, высокому содержанию золота в электруме благоприятствуют низкий pH, высокие температуры, высокие  $aS_2$ ,  $aO_2$ , высокий  $Cl^-$ , высокие отношения Au/Ag в растворах и присутствие теллуридов и других минералов, содержащих Ag. Поскольку серебро преимущественно поглощается теллуридными минералами, то золото, которое встречается в самородной форме в месторождениях, богатых теллуром (т.н. Ватукоула, Фиджи), очень чистое (обычно > 95% Au).

При умеренных температурах (< 400°C) хлоридные гидротермы будут обычно отлагать электрум с более высокими содержаниями Au, чем бисульфидные гидротермы (рис. 12.1, А, В). Spycher, Reed (1995) рассчитали, что обычные гидротермы Бродландс будут отлагать электрум, богатый серебром (средняя пробность 300) при кипении, а электрум, богатый золотом (пробность 700), отлагается при смешивании этих гидротерм с кислыми водами. Кроме того, состав электрума, отложенного из гидротерм, изменяется во времени. Количество и направление этих вариаций зависит от первичных отношений Au/Ag в гидротермах, условий отложения (рис. 12.2) и также от отложения других минералов серебра.

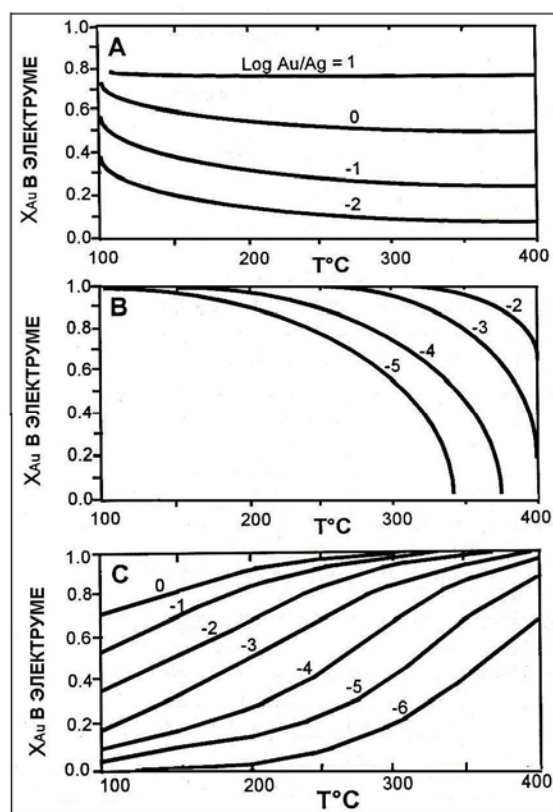


Рис. 12.1. Расчётные составы электрума. Вариации состава электрума (в мольных долях) в зависимости от температуры и химического состава гидротерм (Gammons, Williams-Jones, 1995). **А:** состав электрума в зависимости от температуры гидротерм, в которых как золото, так и серебро переносятся в виде бисульфидных комплексов, изолинии обозначают разные значения  $\log(Au/Ag)_{aq}$ , **В:** тоже самое для гидротерм, в которых как золото, так и серебро переносятся в виде хлоридных комплексов, и **С:** то же самое для гидротерм, в которых серебро переносится в виде  $AgCl_2^-$  и золото в виде  $Au(HS)_2^-$ , при фиксированном отношении активности  $Cl^-/H_2S$  ( $10^4$ ) и pH (5.0).

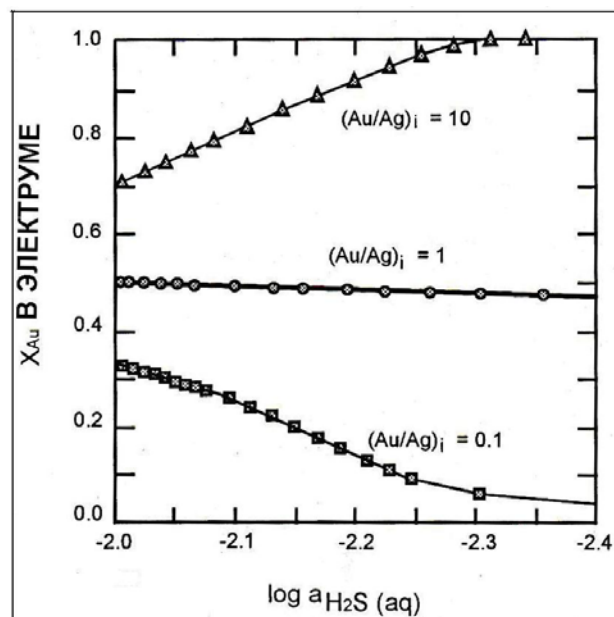


Рис.12.2. Состав электрума (мольные отношения). Расчётные вариации составов электрума с повышением реакционной способностью для раствора 250°C, pH =5,  $a_{H_2S} = 0.01$  и  $a_{H_2S(начальный)} = 0.01$ . При этих же условиях, как Au, так и Ag переносятся в виде бисульфидных комплексов. Отложение происходит вследствие изотермального уменьшения  $a_{H_2S}$ , хотя другие механизмы могут продуцировать идентичные тренды (Gaons, Williams-Jones, 1995).

### 12.1.2 Минералогия серебра.

Поскольку химия серебра и золота очень похожая, то для каждого соединения золота имеется соответствующий минерал серебра. Однако серебро химически активнее по сравнению с золотом и, таким образом, оно образует более широкий диапазон других соединений. Вероятно, серебро значительно чаще примешивается к другим соединениям, таким как галенит, сульфиды меди и сульфасоли. Другим важным отличием серебра является его способность образовывать супергенные полигалиты (т.н. сераргирит) в аридных условиях. Это может затруднять признание серебра в качестве потенциальной руды, особенно в сильно окисленных породах.

## 10.2 Золото в орштейновых (почвенных) концентратах.

Многие золотые рудопоявления впервые идентифицированы при опробовании отложений региональной речной сети, которые показали районы дренирования и отложения аномального золота. Тщательное исследование как золота, а также других тяжелых минералов в пробах орштейновых концентратов, могут дать полезную информацию о типе золотой минерализации в районе на самой ранней стадии разведки.

Расстояние, на которое переносились зёрна золота от источника речной системой, может рассчитываться по форме и относительной степени окатанности частиц золота, а также по степени вторичного обогащения (примеры из Youngson, Craw, 1999; Knight et al., 1999a). Электрум нестабилен в условиях окисления, которые преобладают при сильном выветривании и в аллювии. Серебро удаляется по мере того, как хлоридные комплексы серебра и частицы обогащаются золотом. Более продолговатые частицы остаются в аллювии или в элювии. Более толстые зёрна (или цемент в сложных по составу частицах) будут содержать больше золота по краям (Knight et al., 1999b).

Состав золота и, связанные с ним тяжелые минералы (как сульфиды, так и силикатные фазы), могут использоваться при характеристике типа золотого месторождения. Любой тип месторождения и вмещающие породы будут иметь характерный состав минеральных комплексов. Некоторые из этих минералов будут сохраняться в орштейновых концентратах и указывать на их происхождение. Минералы, содержащиеся в частицах золота, могут обладать диагностическими признаками. Так, например, золото, образованное в медно-золотых скарнах, обычно имеет высокие концентрации Cu и Pd, а в золотых скарнах отмечаются повышенные концентрации Hg и Ag и оно может встречаться с арсенопиритом и Bi-Te минералами (табл. 12.2). Те и другие месторождения будут сопровождаться другими скарновыми минералами, которые могут быть представлены гранатом, магнетитом, диопсидом, волластонитом, эпидотом и тремолитом.

Таблица 12.2.

**Характеристика скарнов Ирианской Явы (Allen et al., 1995).**

	<b>Ертсберг</b>	<b>Биг Госсан</b>	<b>Вабу</b>
Инtruзия	Вблизи	?	Удалены
Тип скарна	Cu-Au	Cu-Au	Au
Cu%:Au ppm	2.1-3.6	3.4	0.01
<b>Состав золота:</b>			
Ag	<5%	5-10%	10-20%
Cu	1-7%	0-2%	следы
Pd	0-1%	следы	0
Hg	0	0	0-2%
Cu сульфидные комплексы:	низкое содержание Fe: халькопирит, нукундамит.	среднее содержание Fe: халькопирит, пирит, пирротин.	высокое содержание Fe: пирротин, пирит, халькопирит.
Pd фазы:	обычные	нет	нет
As минералы:	нет	мало	много
Bi-Te фазы:	мало	мало	обычные

**10.3 Отношения золота к серебру.**

Отношение Au/Ag в породе, как в эпитеpмальных, так и в скарновых месторождениях колеблется в интервале от примерно 100:1 до 0.01:1, но наиболее часто в пределах 10:1 до 0.1:1 (в пробах, где как Au, так и Ag более 1 ppm и, следовательно, и в связи с этим они достаточно точно проанализированы). Однако имеется различия между разными провинциями. Континентальные месторождения часто имеют более высокие содержания серебра и, следовательно, более низкие отношения Au/Ag, чем в месторождения островных дуг. Так, например, многие эпитеpмальные месторождения запада США и Южной Америки имеют отношения Au/Ag менее 0.01, т.н. Силвер Пик в Неваде (0.004), тогда как месторождения в районе Коромандел в Новой Зеландии среднее отношение Au/Ag = 1.0.

Месторождения VHMS характеризуются низким отношением Au/Ag, обычно <0.01:1, тогда как месторождения, размещённые в осадочных толщах, обычно имеют большие отношения Au/Ag, часто > 1 (т.н. Мезел на Сулавеси, и Карлин в Неваде). Мезотермальные месторождения обычно имеют низкие содержания серебра и, следовательно, высокие отношения Au/Ag. Некоторые порфиpовые месторождения имеют низкое Au/Ag (в породе), особенно там, где имеется большая примесь Ag в других минералах. В целом, отношения Au/Ag в порфиpовых месторождениях, богатых золотом, ниже, чем в эпитеpмальных средах, но это бывает не всегда (т.н. классическое исследование Fisher's округа Вау в Папуа Новая Гвинея, 1945). Отношения будут выше там, где есть супергенное обогащение, и в детритовых частицах золота.

**10.3.1 Контролирующие факторы.**

Факторы, контролирующие отношение Au/Ag следующие:

-Наличие Au и Ag в породе-источнике. Обычно это не является важным фактором.

-Природа образования комплексов в растворе. Золото переносится в большинстве эпитеpмальных растворов почти полностью в виде бисульфидов, тогда как серебро переносится, как в виде бисульфидов, так и в виде хлоридных комплексов. В порфиpовых системах степень хлоридного комплексирования золота может стать более важным фактором. Но даже в этом случае более минерализованные растворы будут стремиться к преимущественному переносу Ag.

-Относительная растворимость комплексов. Золотые соединения менее растворимы, следовательно, они стремятся отложиться первыми при остывании или других механизмах концентрирования, в то время как серебро переносится дальше.

-Относительная растворимость фаз сразу после отложения. После отложения золота и его соединения являются менее растворимыми, чем соответствующие отложения серебра и, в связи с этим, золото менее склонно к ремобилизации.

-Относительная растворимость супергенных комплексов. Как золото, так и серебро могут быть ремобилизованы супергенными процессами, но поскольку соединения серебра растворимы в большинстве условий, то они, по-видимому, должны быть более способны к переносу.

-Относительная тенденция к очистке другими минералами. Золото, преимущественно, адсорбируется некоторыми минералами, такими как окислы железа и марганца, что приводит к последующему супергенному обогащению.

### 10.3.2 Обычные тренды.

Обычно наблюдаются некоторые тренды Au/Ag (рис. 12.3), хотя имеются исключения из любого правила. В эпitherмальных месторождениях отношение Au/Ag уменьшается вдоль потока гидротерм, поскольку золото менее растворимо и оно отлагается первым. Соответственно это отношение увеличивается с глубиной в эпitherмальных месторождениях (т.н. Сиротан, рис.12.4). Однако в порфировых месторождениях может встречаться противоположный тренд, поскольку в полиметаллических сульфидах содержится большая примесь серебра, которое обычно отлагается вблизи расположенной зоны. В месторождениях VHMS отношение Au/Ag обычно очень низкое, потому что степень хлоридного комплексобразования Ag в морской воде производится минерализованными гидротермами.

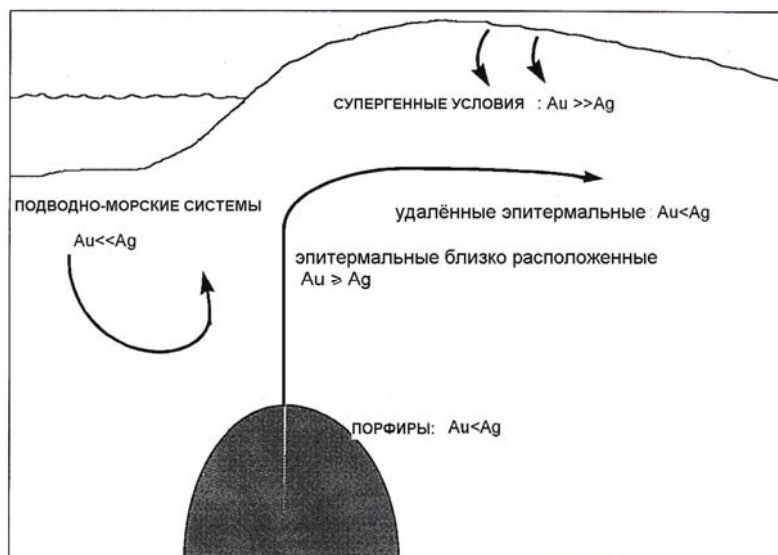


Рис.12.3. Обычные тренды отношений Au/Ag.

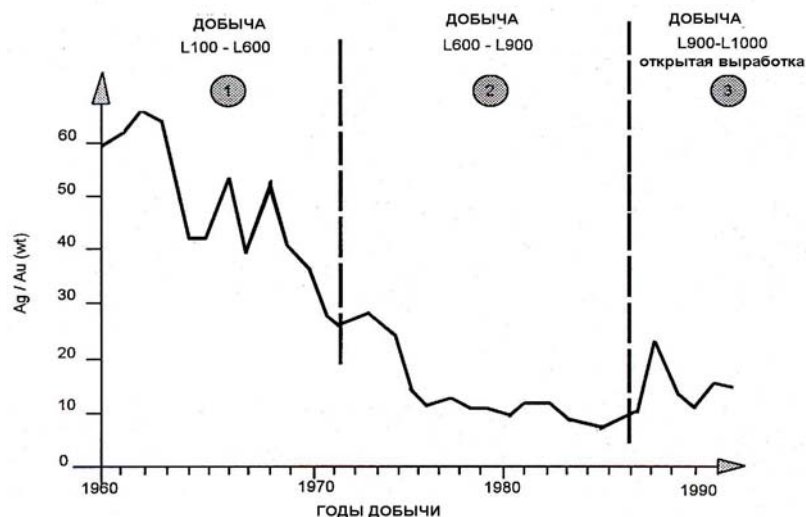


Рис. 4. Вариации отношения Ag/Au с глубиной на руднике Сиротан, как показано цифрами добычи из РТ Анека Тамбанг. Отношение Ag/Au уменьшается во времени по мере углубления разработки, увеличиваясь вновь с 1986 года по мере разработки происходившей, как на глубинах 900 и 1000м, так и в открытой выработке (Plesi et al., 1994).

Супергенное обогащение обычно увеличивает Au/Ag соотношение. Это может быть идентифицировано как обогащение золотом края частиц, а их ядро имеет повышенные концентрации серебра, что в аридных условиях может привести к обогащению золотом вглубь месторождения на 200м (т.н. Тонопах, Невада). В аллювии и элювии эти процессы могут распространиться глубже вследствие мобилизации золота гумидными кислотами, что приводит к формированию сложных частиц или агрегатов, сцементированных золотом высокой пробы (обычно > 99%Au).

## 10.4 Отношения Au/Ag в разведке: цели, методы и проблемы.

### 10.4.1 Цели.

Возникает вопрос, зачем изучать отношения золота к серебру вообще? Для этого существует несколько причин.

-Обычно данные получают при разведке по программе рутинного ряда и часто могут быть в легко обрабатываемой форме, т.е. компьютерными программами.

-Отдельные абсолютные отношения могут дать ключ к определению природы месторождений и/или расположению проб в рудообразующей системе.

-Тренды данных могут помочь в интерпретации палеогидрологии, т.е. изучением уменьшения отношения Au/Ag вниз по направлению потока.

-Тренды Au/Ag могут помочь в интерпретации парагенезисов.

-Вариации отношения Au/Ag могут помочь в идентификации степени супергенного обогащения и, следовательно, промышленной значимости глубоких уровней месторождения. Если имеется очень высокое отношение Au/Ag, или если окажется, что оно уменьшается с глубиной, то может предполагаться супергенное обогащение. Если это так, то абсолютные содержания Au, наблюдаемые в поверхностных пробах или в неглубоких скважинах, могут на глубине не выдерживаться. Если, с другой стороны, имеется низкое отношение Au/Ag, то супергенное обогащение мало вероятно, и может быть большая уверенность сохранения концентраций на глубине.

### 10.4.2. Проблемы/предположения.

Важно отличать отношения Au/Ag (*в породе*) и Au/Ag (*в отдельном минерале*). Последнее обычно представляется, как *пробность* золота, рассчитанная по  $1000 \times \text{Au}/(\text{Au} + \text{Ag})$ , где Au и Ag определяются весом. Оба отношения могут быть важными, но два разных ряда данных нельзя смешивать, так как имеется значительно более высокая тенденция серебра быть в примеси в других минералах, таких как галенит. Так же важно понимание исторических данных. Если данные представляют рудничную статистику на миллиард выработки, то они могут серьезно занижить Ag, поскольку добыча Ag, обычно, существенно менее полная, чем Au. Это также применяется к данным «пробности золота», которые часто относятся к добытой или очищенной продукции. Пробы или с очень низким содержанием Au или с очень низким содержанием Ag (или тем и другим) не должны включаться в ряд данных, поскольку небольшие аналитические ошибки могут образовать большую неточность.

При изучении отношения Au/Ag должны рассматриваться следующие аспекты.

-Анализируются породы или другие источники? Оба вида анализов полезны, но нельзя их смешивать.

-Каков интервал опробования? Как очень большие пробы (валовые пробы), так и очень маленькие пробы (микронзондовый анализ) могут быть ограниченно ценными. Маленькие пробы могут привести к обнаружению самородка вследствие неоднородного опробования.

-Сопоставляются ли разные события рудообразования? Наряду с другими петрологическими методами, важно установить сравниваются ли данные одних и тех же событий.

-Значительно ли влияние супергенных процессов? Так, например, имеется ли видимое окисление образцов, встречается ли золото в окислах, и имеются ли очень богатые золотом края на золотых частицах?

### 10.4.3 Методы

Используемые методы аналогичны методам, используемым для обработки других данных в разведке. Главное, надо помнить прагматическую цель: стараться применить несколько разных методов и, если проявится тренд, то использовать его эмпирически, даже если теоретическая причина для этого случая не может быть установлена. Значимыми могут быть следующие методы:

-Диаграммы Au/Ag как на картах, так и на поперечных разрезах, преимущественно компьютерные.

-Составление графиков, как, например, Au относительно Au/Ag и в других сочетаниях.

-Если имеются другие данные, то желательно построить графики Au/Ag или Au относительно Cu, Pb, Zn, As, Sb и т.д.

-Если нет очевидных трендов, а данные разъединяются в разные серии, то, возможно, было более одного события рудообразования.

-Постройте диаграмму Au/Ag на картах зональности изменённых пород, данных по флюидным включениям и т.д. для сопоставления трендов. Постарайтесь проинтерпретировать любую корреляцию и тренды с точки зрения гидротермальных процессов и миграции потоков гидротерм.

## Глава 13. Описание и понимание жил и брекчий.

### Содержание

- 13.1 Введение.
- 13.2 Описание жил.
  - 13.2.1 Морфология жил.
  - 13.2.2 Текстуры жил.
- 13.3 Значение жилообразования.
  - 13.3.1 Морфология жил.
  - 13.3.2. Текстуры жил
  - 13.3.3 Минералогия жил.
- 13.4 Описание брекчий.
- 13.5 Определение происхождения брекчий.

### 13.1 Введение.

Жилы и брекчии являются характерной частью большинства эпитермальных и порфировых месторождений. Часто имеется несколько генераций жил и различных типов брекчий, более старых, более молодых и других, тесно связанных с рудной минерализацией. Морфология и текстуры жил и брекчий могут многое сообщить об условиях рудной минерализации и, следовательно, помочь в реконструкции типа рудной минерализации, который, возможно, здесь проявлен, и морфологии зон рудной минерализации. Важно целенаправленно описать текстуру до того, как будет определен генезис. Здесь рассмотрена одна разведочная программа, где описываются только жилы с определенной текстурой и минералогией в качестве «рудной зоны» и в ней определены лишь интервалы опробования кернов в скважине. Это аргументирование привело к тому, что была пропущена тонкая структура рудной минерализации замещения.

### 13.2 Описание жил.

#### 13.2.1 Морфология жил.

Форма и размеры жил могут очень широко варьировать. Характерные детали строения жил, одинаково важные, как с точки зрения минералогии, так и текстур, следующие:

1. **Позиция.** Какими являются направление и падение и как они изменяются вдоль обнаженной части?
2. **Протяженность.** Обычно может даваться лишь минимальная протяженность, поскольку редко видны оба конца жилы. Смещен ли конец разломом или жила выклинивается?
3. **Мощность (толщина).** Является ли мощность относительно однородной или жила выклинивается и раздувается? Если так, то насколько и как быстро она изменяется в мощности.
4. **Прямолинейность.** Является ли жила линейной или извилистой?
5. **Ветвистость.** Жила двоица, ветви неправильной формы или ветвистость отсутствует совсем?
6. **Взаимоотношения с вмещающими породами.** Контакты резкие или постепенные (т.н. от жилы кальцита к карбонатизированной вмещающей породе и далее к неизменённой вмещающей породе)? Контакты брекчированы или сдвинуты разломом? Следует ли жила внутренней структуре вмещающих пород (т.н. слоистости)?
7. **Соотношение с другими жилами.** Это поперечный разрез или жилы секут другие жилы? Если жилы субпараллельные, то они идут одна вдоль другой или эшелонами? Являются ли жилы штокверевые? Необходимо определить парагенезис жил (см. пример далее), выделяя их в виде типов 1, 2, 3 и т.д., описать морфологию, текстуры и минералогии каждого типа (как, например, в таблице 13.1).

Таблица 13.1.

#### Простой пример жильных парагенезисов.

Жила	Минералогия	Возраст
Тип 1	Кальцит, цеолит	Самая молодая
Тип 2	Кварц, кальцит,	Промежуточная
Тип 3	Кварц, адуляр, пирит	Самая старая

### 13.2.2 Текстуры жил.

Текстуры жил могут быть как характерными признаками условий формирования жил, так и минералами в них. Однако текстуры могут быть сильно изменчивыми, особенно, если они брекчированы. Важно описать более полно все имеющиеся в жилах текстуры.

Жила представляет материал, который был отложен в результате химических реакций гидротерм с породами. Жилы характеризуются набором текстур и минералов, изначально зависящих от температуры, глубины и состава, как гидротерм, так и вмещающих пород. Они могут содержать небольшие количества (<10%), привнесённых вмещающих пород и/или жильных обломков. (Если это содержание больше, то их лучше описывать как жильная брекчия – см. раздел 13.4).

Зинтерс является поверхностным эквивалентом жил. Он образуется из гидротерм, которые изливались на земную поверхность. Зинтерсы часто могут распознаваться по фрагментам растений (листья и стеблей), которые обычно проявляются в виде полостей, первичных почти плоских горизонтальных полос и/или низкотемпературных минералов (т.н. опал, халцедон, сера).

Эпитермальные и порфиновые жилы характеризуются серией текстур, которые можно использовать для выделения их из большинства других типов жил. Кроме того, текстуры этих жил могут диагностировать кипение и помочь в определении (реконструкции) глубины их размещения. Иллюстрированное описание текстур кварцевых жил в применении к эпитермальным и порфировым месторождениям и их классификационную схему приводят Dowling, Morrison (1989), (таблица 13.2). Упрощенная схема описания жил и брекчий представлена в таблице 13.3.

Таблица 13.2

#### Классификация морфологии кварца (Dowling, Morrison, 1989)

Класс	Размер частиц	Интервал изменчивости	Форма частиц	Кристаллическая структура	Предпочтительная ориентация частиц (относительно субстрата)
<b>1.Массивный</b>					
а)ангедральный	Переменный	Высокий	Ангедральная	Плотная	Нет
б)эвгедральный	Переменный	Высокий	Призматическая	Плотная	Хаотичная
<b>2. Волокнистый</b>	Переменный	Низкий	Волокнистая	Плотная	Ортогональная
<b>3.Гребенчатый</b>					
а)крупный	Крупный	Низкий	Призматическая	Умеренная	Ортогональная
б)средний	Средний	Низкий	Призматическая	Умеренная	Ортогональная
в)мелкий	Мелкий	Низкий	Призматическая	Рыхлая	Ортогональная
<b>4.Полосчатый</b>					
а)крустиформный	Переменный	Низкий	Переменная	Плотная	Ортогональная
б)колломорфный	Переменный	Низкий	Переменная	Плотная	Ортогональная
в)кокардовая	Переменный	Низкий	Радиальная	Плотная	Радиальная
<b>5.Сахаровидный</b>	Переменный	Низкий	Ангедральная	Умеренная	Нет
<b>6.Пластинчатый</b>	Переменный	Низкий	Ангедральная	Плотная	Параллельная
<b>7.Ленточный<sup>1</sup></b>					
<b>8.Стилолитовый<sup>1</sup></b>					
<b>9.Спидеровый</b>					
а) гребенчатый	Мелкий	Низкий	Призматическая	Умеренная	Ортогональная
б)фантомный	Мелкий	Низкий	Имитирует вмещающие породы	Плотная	Имитирует вмещающие породы
<b>10 Брекчия</b>					
а) заполнения	Переменный	Высокий	Призматическая	Переменная	Переменная
б)агрегатная	Переменный	Высокий	Ангедральная	Переменная	Переменная
<b>11 Замещение</b>	Переменный	Низкий	Имитирует вмещающие породы	Имитирует вмещающие породы	Имитирует вмещающие породы

1/ Ленточная и стилолитовая текстуры являются неотъемлемой частью классификационной схемы; однако, они не являются новой генерацией кварца. Их характеристика зависит от вмещающих пород и они не соответствуют сумме переменных характерных черт вмещающего кварца в этой таблице.

Описание жил рекомендуется начинать от границ к центру. Если она полосчатая, то в первую очередь надо начинать описание полос, ближайших к границам, а за ними последующих и т.д. Осмотреть:

*ореол гидротермальных изменений* в окружающих породах вблизи границ жилы. Отметить встречающиеся здесь минералы, текстуры и мощность ореола.

## Схема описания жил и брекчий

НОМЕРА ПРОБ:							
ЖИЛА:							
ПОЛОСА	МОЩНОСТЬ	МОРФОЛОГИЯ	РАЗМЕР ЧАСТИЦ	МИНЕРАЛЫ	ТЕКСТУРЫ		
ОРЕОЛ ИЗМЕНЕНИЙ							
ПОЛОСА 1							
ПОЛОСА 2							
ПОЛОСА 3							
ПОЛОСА 4							
ПОЛОСА 5							
ПОЛОСА 6							
ПОЛОСА 7							
ПОЛОСА 8							
ОБЩАЯ ТЕКСТУРА ЖИЛЫ							
БРЕКЧИЯ:							
ТИП ОБЛОМ-КОВ	ЦВЕТ	РАЗМЕР ОБЛОМКОВ	МИНЕРАЛЫ	ТЕКСТУРЫ	ФОРМА	РАЗМЕР	ЛИТОЛОГИЯ
1							
2							
3							
4							
5							
ТЕКСТУРЫ:							
ВЫРАВНИВАНИЯ		ЧЕРЕПИЧНАЯ		ОТСОРТИРОВАННАЯ		НЕ РЕГУЛЯРНАЯ	
ОБЛОМОЧНАЯ		МАТРИЧНАЯ					
ОТНОШЕНИЕ ОБЛОМКИ/МАТРИЦА							
МАТРИЦА:		ОБЛОМКИ		ЦЕМЕНТ			
ОПИСАНИЕ МАТРИЦЫ							
ОБРАЗОВАНИЕ ЖИЛ		ДО БРЕКЧИИ		ПОСЛЕ БРЕКЧИИ		ДО И ПОСЛЕ	
ГИДРОТЕРМ. ИЗМЕН.		ТИП ОБЛОМКОВ 1:					
		ТИП ОБЛОМКОВ 2:					
		ТИП ОБЛОМКОВ 3:					
		ТИП ОБЛОМКОВ 4:					
		ТИП ОБЛОМКОВ 5:					
ПЕРВИЧНО БРЕКЧИРОВАННЫЕ ОБЛОМКИ		ДА		НЕТ			
МОРФОЛОГИЯ БРЕКЧИЙ:							
ОПИСАТЕЛЬНОЕ НАИМЕНОВАНИЕ							

**Текстуры минералов.**

**Халцедоновые текстуры.** Они представлены крипнокристаллическим, волокнистым кварцем, который обычно полосчатый (*полосчатые халцедон или агат*). Он, в конечном счёте, будет перекристаллизован в кварц, который, однако, может сохранять, видимые под микроскопом участки неправильного или радиального погасания исходного халцедона.

**Сахаровидная текстура** (рис. 13.1). Она образована гранулярными агрегатами одинаковых по размерам кристаллов, которые имеют внешний вид сахара в штуфах. Эта текстура, в особенности, обычна для кварца, но может также встречаться у адуляра, карбонатов и сульфидов, особенно там, где эти минералы прорастают с кварцем.

**Призматические кристаллы** (рис.13.2). Кристаллы, имеющие вытянутую эвгедральную форму (отношение длина/ширина около 2:1) и призматическую огранку, обычны для жил. Они обычно располагаются длинной гранью перпендикулярно к границам жил.

**Зональные кристаллы** (рис.13.2). Кристаллы могут иметь чередующиеся полосы, вследствие присутствия чистых и окрашенных зон. Окрашенные зоны могут быть молочно-белые, вследствие большого количества включений или иметь небольшое различие состава (т.н. аметистовый кварц).

**Гребенчатая текстура** (рис.13.3). Массы однородные по длине. В штуфах наблюдаются тонкие субпараллельные кристаллы, растущие в сторону от жильных границ, с ромбогедральной внешностью образуют текстуру, подобную гребню. Эта текстура может быть в виде большого гребня (> 40 мм длины с отношением длины/ширины около 3:2), средних размеров гребня (20-40мм длина кристаллов и отношении

длина/ширина 2 : 1 до 3 : 1) и маленький гребень (< 20 мм длина кристаллов с отношением длина /ширина около 4 : 1). Эта текстура наиболее часто встречается у кварца, хотя другие минералы, в особенности цеолиты, могут иметь гребенчатые текстуры. Они в свою очередь могут позже быть псевдоморфозами кварца.

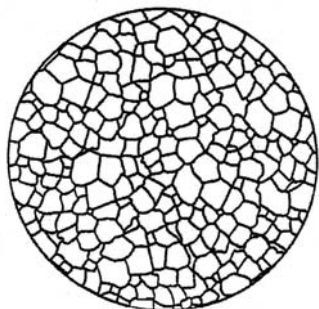


Рис. 13.1 Сахаровидная текстура.



Рис.13.2 Призматические кристаллы.

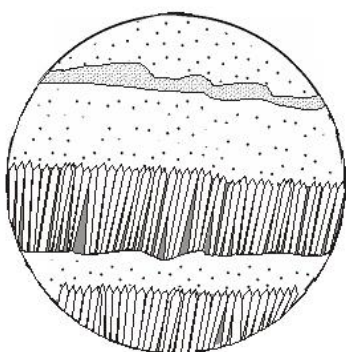


Рис.13. 3 Гребенчатая текстура

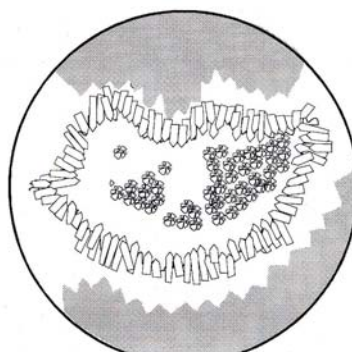


Рис.13.4. Жеода

**Массивная (bull) текстура.** Плотно упакованные сцепленные кристаллы (обычно кварц) сильно изменчивые по размеру и ориентации.

**Псевдоморфозы,** или текстуры замещения одного или более минералов, встречающиеся в кристаллической форме других минералов, обычно вследствие гидротермальных изменений или замещения первичного минерала. Важно рассмотреть псевдоморфозы кварца по плоскому кальциту. Обычно они встречаются в приграничных полосах жил и могут образовать сетку (*сетка пластинчатая*) или параллельные ряды (*параллельная пластинчатость*). Сами кристаллы могут замещаться или кристаллы могут быть выщелочены и полости заполнены окружающим материалом (*отпечаток*), который заполняет полости, что приводит к формированию *реликтовой пластинчатой* текстуры. Другие замещения, которые можно встретить – это каолинит или иллит по адюляру, кварц по цеолитам и окислы по сульфидам. Отпечатки могут образоваться после многих разных минералов, включая карбонаты, цеолиты, барит и сульфиды и не всегда можно определить природу первичного минерала.

**Жеоды** или открытые полости в жилах, которые выстраивают в ряд эвгедральные призматические кристаллы, направленные внутрь полости (рис.13.4) Наиболее часто жеоды заполняются кварцем, нередко адюляр, карбонаты, цеолиты, сульфаты и сульфиды (особенно пирит). Обычно жеоды встречаются в центре жил и представляют самую последнюю стадию отложения жил. Описание должно включать детали размеров, формы, ориентировки и количество жеод.

#### **Полосчатые текстуры:**

Эпитермальные жилы обычно полосчатые, что вызвано разницей минералогии и/или текстур. Если жила полосчатая, то морфология полосчатости должна быть описана в первую очередь:

- Какова мощность полос?
- Изменяется ли мощность полос?
- Полосы параллельны стенкам жилы или ведут себя по иному, или неправильные?
- Пересекают ли полосы другие полосы?
- Полосы волнистые (складчатые) или прерывистые (фрагментарные)?
- Границы каждой из полос резкие или постепенные?

Затем можно описывать минералогии и текстуру каждой полосы. Для полосчатых текстур в эпитермальных жилах обычно применяются специфические термины:

**Колломорфная полосчатость** (рис. 13.5). Это гроздевидная текстура, которая обычно наблюдается в жильном халцедоне, где полосы халцедона радиально направлены от границ жилы и имеют округлую фасолеподобную внешнюю поверхность.

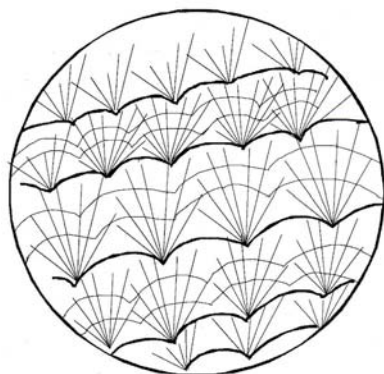


Рис.13.5. Колломорфная текстура в халцедоне.

**Крустиформная полосчатость** (рис. 13.6). Эта текстура образована разницей минералогии и текстуры и/или цвета в субпараллельных полосах в стороны от жильных границ. Она обычно формируется в результате чередования слоев халцедона и сахаровидного кварца, но могут также быть призматический и гребневидный кварц, полосы с большой долей адуляра, кальцита или сульфидов и слоёв с жеодами.

**Крустиформно-коллоформная полосчатость** (рис.13.2). Чередование крустиформных и коллоформных полос.

**Зональная кристаллическая полосчатость** (рис.13.2). Полоса призматических кристаллов может иметь внутреннюю полосчатость вследствие разницы состава (т.н. аметистовая полоса в кварце) или высокой концентрации флюидных включений, которые непрерывно пересекают полосу кристаллов.

**Кокардовая текстура** (рис.13.7). Концентрическая крустиформная полосчатость в цементе, окружающем обломки в некоторых заполненной матрицей жильной брекчии.

**Брекчированная текстура.** Жилы постепенно сменяются жильной брекчией, которая описывается в следующем разделе. Описание жил и описание любой брекчированной текстуры должно объединяться с описанием жил.

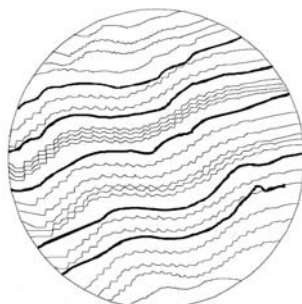


Рис.13.6. Крустиформная полосчатость.



Рис.13.7. Кокардовая текстура.

### 13.3 Значение жилообразования.

#### 13.3.1 Морфология жил.

Морфология жил является отражением первоначального режима напряжений, который действовал во время образования жил. Обычно эпитермальные жилы почти вертикально направлены, вытянуты в линию и показывают строго субпараллельное простирание по одному, двум или трём главным направлениям. Эти детали строения жил являются следствием малоглубинности условий, в которых жилы размещались, и хрупкого дробления вмещающих пород. Предполагается, что многие эпитермальные жилы образуются в неровностях (выпуклостях) структур растяжения между эшелонами сдвиговых разломов (т.н. Вайхи, новая Зеландия). Sibson (1989) описывает морфологию неровностей растяжений, которые включают ступенчатые жилы, жилы типа сигмоидальной петли (жила которая отклоняется от своего направления, поворачивая обратно. *Прим. БВИ*), лошадиного хвоста и петель (сетки) (рис.13.8) и которые похожи на рисунок жил, наблюдаемых в эпитермальных жильных системах. Другие жилы ассоциируются с кальдерными структурами (т.н. рудник Емперор на острове Фиджи и Крид в штате Колорадо США), где разломы растяжения могут быть связаны с границами кальдер. В нескольких месторождениях горизонтальные напряжения такие, что многие жилы имеют почти горизонтальное положение (т.н. «флэтмейкс» на руднике Емперор, Фиджи).

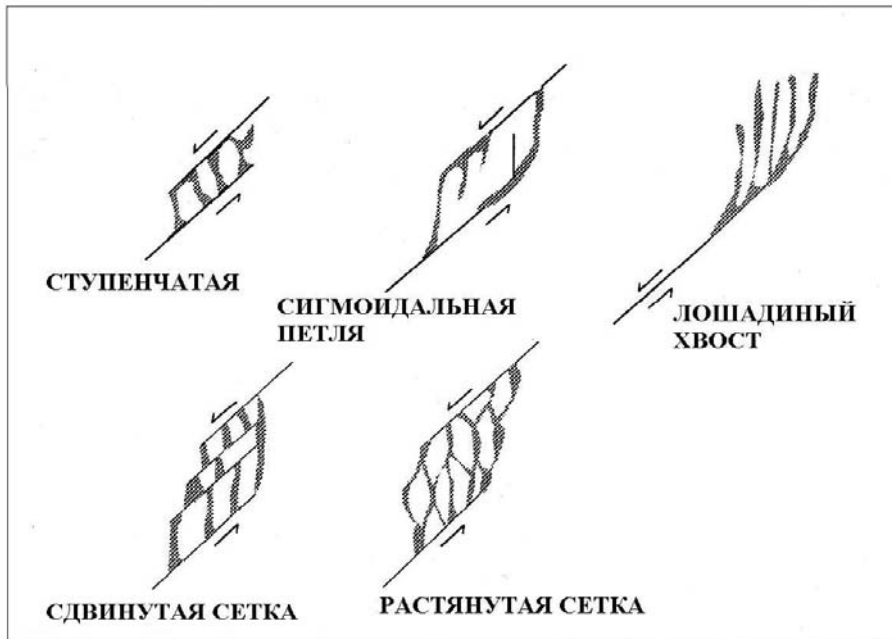


Рис.13.8. Модели неровностей (выступов) структур растяжения. Разновидности неровностей (выпуклостей) разломов растяжения; диаграмма, представляющая обзорную карту сдвиговых разломов, разрезов нормальных разломов. Разломы показаны жирными и тонкими линиями, жилы растяжений поперечной штриховкой (Sibson, 1989).

Порфиновые жилы реже имеют строгое структурное упорядочение и, по-видимому, более прерывистые. Это обусловлено большей глубиной размещения порфириновых жил, где давление ближе к литостатическому и температуры выше. Это является следствием того, что интервал дробления пород находится в зоне перехода хрупкого и пластичного состояния среды и напряжения почти равные во всех направлениях.

Порфиновые жилы обычно классифицируются в понятиях системы, разработанной Gustafson, Hunt (1975) для месторождения Эль Сальвадор в Чили. Они различали типы жил "А" < "В" и "D". Их система, особенно типы "А" и "D", с тех пор применяется во многих других месторождениях и полезна в качестве обобщенного понятия.

Тип жил "А" является самым ранним жильным образованием. Они хаотично ориентированные и прерывистые, обычно сегментированные и тонкие. Тип жил "В" более молодой, обычно жилы крупнее, более протяженные и переходят в субгоризонтальное залегание. Жилы типа "D" более молодые, чем типы жил "А" и "В", протяженнее, хотя местами иррегулярные и проявляют систематическое строение.

Предполагается, что эти различия в типах жил являются результатом уменьшения температуры гидротерм, изменений в процессе дробления и деформации в зоне перехода от пластической к хрупкой средам и увеличения влияния горизонтальных (тектонических) напряжений, связанных с литостатическими (вертикальными) давлениями во время кристаллизации жил. Это свидетельствует о подъеме и эрозии, одновременными с рудообразованием, способствующих образованию более молодых жил на малых глубинах.

### 13.3.2 Жильные текстуры.

Жильные текстуры являются продуктом условий, преобладавших во время образования жил, и скорости, с которыми эти условия изменялись.

В соответствии с правилом, чем крупнее жильные кристаллы, тем медленнее они кристаллизуются. Таким образом, массивный криптокристаллический халцедон отлагается очень быстро вследствие насыщенности кремнезёмом раствора. Обычно это наиболее часто происходит в ответ на уменьшение температуры вследствие нормальной растворимости кремнезёма. В этом случае, по-видимому, кремнезём отлагался в виде аморфного геля, который затем постепенно кристаллизовался. Предполагается, что полосчатый халцедон, сахаровидный кварц, массивный кварц, гребенчатый кварц и крупные призматические кристаллы кварца образовались в результате постепенного более медленного отложения из менее насыщенных растворов.

Характерными чертами многих эпитеpmальных жил является тонкая полосчатость, представленная внутри многих из них. Предполагается, что эти полосы обусловлены быстро изменяющимися физико-химическими условиями во время отложения жил, которые являются результатом вариаций температуры, давления и состава гидротерм. Изменяющиеся условия также ответственны за замещение одних минералов

другими. Кальцит, образующийся на ранней стадии формирования жилы (в особенности пластинчатый кальцит), почти всегда подвергается псевдоморфизму кварцем во время завершающих стадий развития гидротермальной системы, поскольку растворимость кальцита увеличивается по мере уменьшения температуры, тогда как кварц становится менее растворимым и, таким образом, выпадает в осадок.

Другой характерной особенностью многих эпитермальных жил являются открытые полости. Они могут сохраняться в виде жеед, хотя жееды часто заполнены отложениями минералов поздних стадий (обычно карбонаты или кварц). Присутствие открытых полостей может также способствовать образованию зональности или облицовке призматическими кристаллами, которые оставляют открытое пространство, в котором формируются текстуры роста. Открытые полости являются характерной чертой жил, которые кристаллизовались на малых глубинах. Часто это относится к участкам с низкими давлениями, но, вероятно, в большей степени их образование зависит от температуры. Полости могут формироваться на любой глубине, но для таких полостей, необходимо, чтобы в них в любое время оставалось открытое пространство, и породы должны находиться (т.е. при более низких температурах) в хрупкопластичном состоянии.

Перекристаллизация силикатных минералов, в особенности опала (в тридимит, кристобалит и, особенно, в кварц) и халцедона (в кварц), происходит постепенно со временем и при больших скоростях, и повышением температуры. В молодых месторождениях такая перекристаллизация может свидетельствовать о том, что район длительное время находился при высокотемпературном режиме после того, как эти фазы были отложены.

Жильный кварц, связанный с порфирами, в результате обилия мелких флюидных включений часто мутный, тогда как кварц из эпитермальных жил обычно чистый, содержащий редкие (хотя возможно крупные) включения. Халцедоновый кремнезём, который обычно содержится в эпитермальных жилах, полупрозрачный вследствие своей волокнистой текстуре, но в нём отсутствуют включения, достаточно хорошо наблюдаемые под микроскопом.

### **13.3.3 Минералогия жил.**

Жильная минералогия отражает химические и физические условия, которые преобладали во время формирования жил, в некоторой степени такие, в которых образуются минералы гидротермальных изменений, но с меньшим влиянием на состав вмещающих пород. Однако имеются некоторые различия между минералогией жил и минералогией гидротермальных изменений, а именно небольшое количество глинистых минералов в жилах (за исключением, где они замещают такие минералы, как адуляр). В целом гидротермальные минералы имеют сходное значение - встречаются ли они в жилах или как минералы замещения, но могут быть различия. Так, например, эвгедральный жильный эпидот не будет формироваться до тех пор, пока температура не достигнет 270°C.

### **13.4 Описание брекчий.**

Брекчии являются очень важными вмещающими породами для рудообразования. Большая площадь их поверхности делает благоприятным взаимодействие вода-порода и, фактически, они представляют собой зоны высокой проницаемости. Кроме того, некоторые процессы брекчирования, такие как гидравлическое дробление, могут быть тесно связаны с процессами рудообразования. Следовательно, важно точно идентифицировать природу и происхождение брекчий, несмотря на возникающие трудности, поскольку очень, казалось бы, похожие брекчии могут формироваться очень разными процессами. Таким образом, первым решающим шагом является точное описание брекчии.

Стандартных схем классификации брекчий, подобные таким, которые существуют для осадочных, изверженных и метаморфических пород не имеется. По-видимому, большинство исчерпывающих описательных критериев для брекчий, приведённых Laznicka (1988), охватывают каждый из возможных типов брекчий (включая внеземные и антропологические типы). Здесь используется простая описательная классификационная схема, которая может применяться к большинству брекчий, найденных во время рудной разведки в эпитермальных и порфировых условиях. Они представлены на рис.13.9.

Эта классификация базируется на пропорциях жильных обломков, обломков пород, химически образованного цемента и обломочной/изверженной матрицы брекчий. Брекчия определяется здесь, как порода или образования, в которых крупный (> 2мм) обломочный материал составляет более 10% объёма. Породы с более 90% матрицей согласно этой схеме не относятся к брекчиям, но могут описываться с приставкой (т.н. литические, валунные, ксенолитовые). Большая часть пород, с >90% химически образованным матричным материалом, являются жилами, хотя зинтеры, эвапориты и некоторые известняки также относятся к этой категории. Многие другие типы пород имеют >90% обломочного или изверженного материала и представлены в большинстве случаев интрузивными, экструзивными, вулканогенными и осадочными литологическими разностями. Оказалось, что некоторые из пород, отнесённые к брекчиям, могут быть образованными разными процессами, такими как многократное жилообразование (рис. 13.10) или псевдобрекчирование, обусловленное неравномерными гидротермальными изменениями.

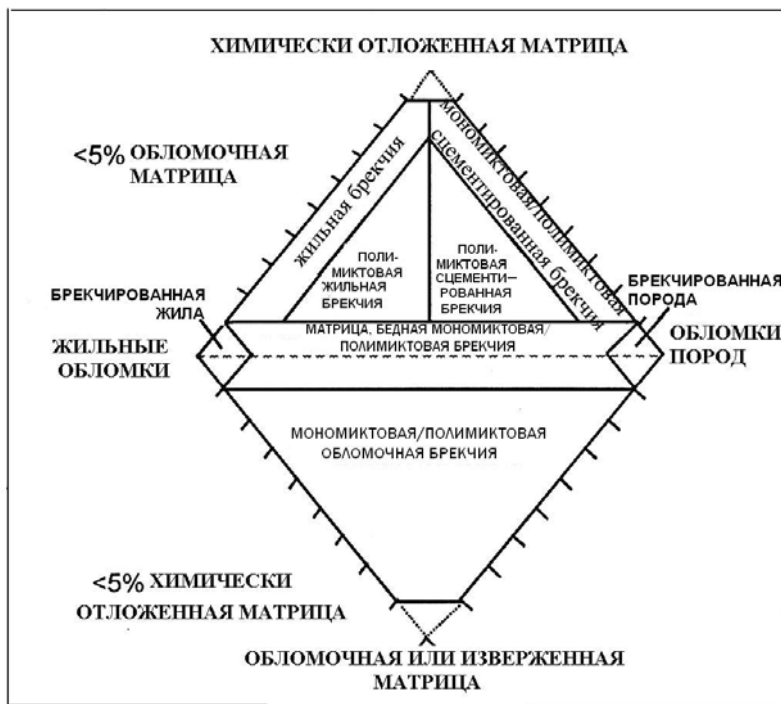


Рис. 13.9. Описательная классификационная схема для брекчий.

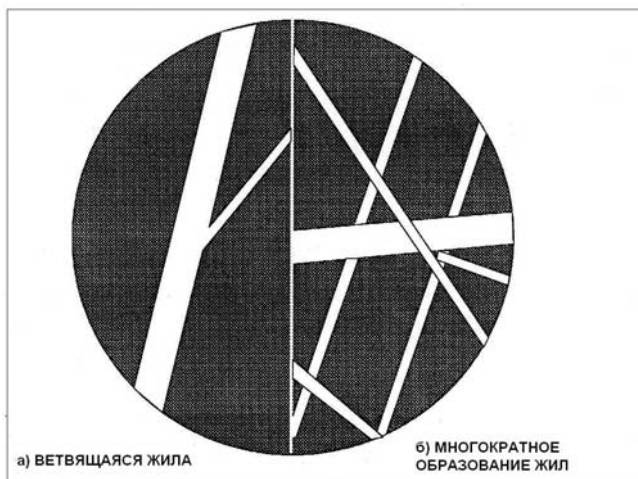


Рис. 13.10. Брекчий нет.

При описании брекчий необходимо отмечать следующие характерные черты:

1. *Обломочная литология* - является ли состав обломков однородным, или обломки представлены многими литологическими разностями (мономиктовые или полимиктовые) (рис.13.11). Если обломки разнообразные по литологии, то какую стратиграфическую информацию можно получить по ним? Принесены ли породы, слагающие брекчии, из одного или многих стратиграфических источников и представляют ли стратиграфические позиции обломков выше или ниже лежащие формации по отношению к современному положению брекчий?
2. *Форма обломков* угловатая или окатанная (рис.13.12)? Для этих и других двух следующих параметров может быть использована стандартная седиментологическая терминология.
3. *Размер и распределение обломков* по размерам (степень сортировки) (рис.13.12).
4. *Размещение обломков* упорядоченное, чешуйчатое или отсортированное и проявляются ли в матрице текстуры типа «структур течения» (рис.13.13).
5. *Является ли брекчия преимущественно обломочной, или сложена преимущественно матрицей* (рис.13.14)?
6. *Отношение обломков к матрице* (рис.13.14). Обычно преимущественно обломочная брекчия имеет низкое отношение обломков к матрице, а преимущественно матричная брекчия имеет это отношение высокое, но так случается не всегда. Так, например, брекчия растрескивания или брекчия пилообразная имеют

высокое отношение обломков к матрице (которое может быть более 90%), но обломки отделены цементом из вторичных минералов и, следовательно, является преимущественно матричной.

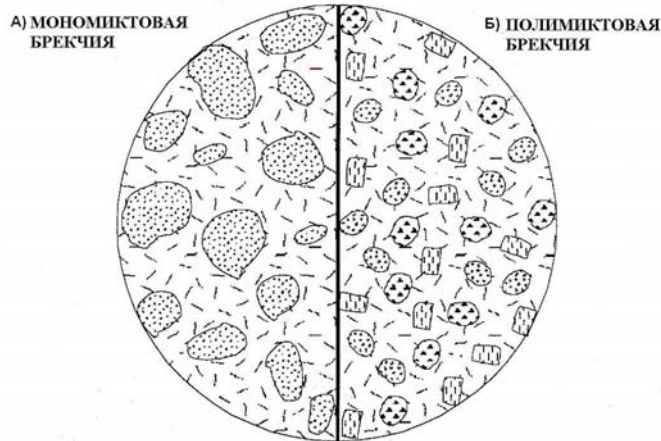


Рис.13.11. Мономиктовая и полимиктовая брекчия.

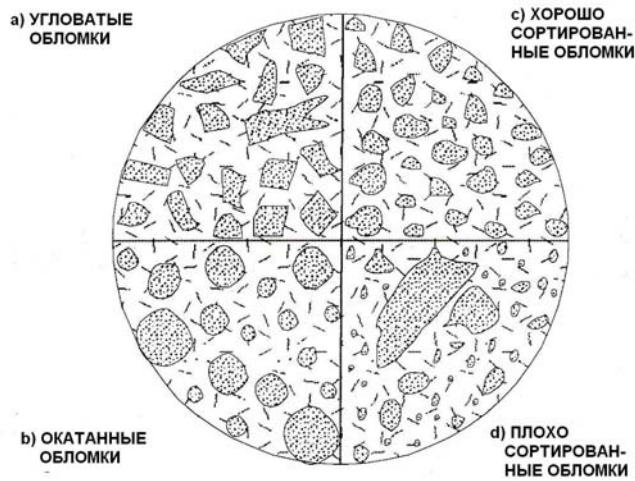


Рис.13.12. Окатанность и сортировка обломков.

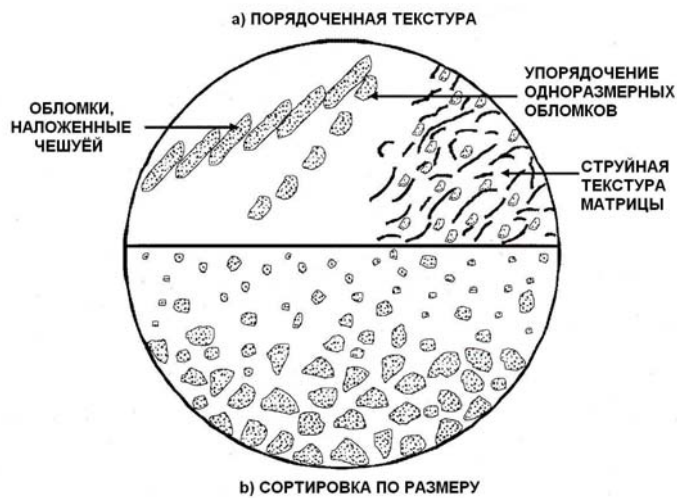


Рис. 13.13 Упорядочение и сортировка обломков.

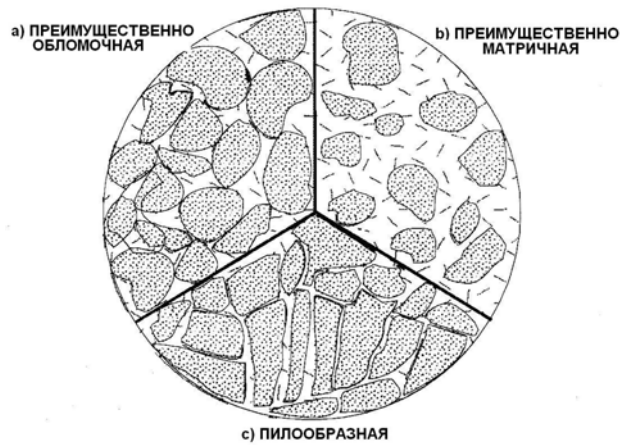


Рис. 13.14. Преимущественно обломочная и преимущественно матричная брекчии.

7. *Природа матрицы:* кристаллитовая, обломочная, или изверженная. *Минералогия матрицы и наличие открытых пор* (рис.13.15). Брекчия с обломочной матрицей будет иметь плохую сортировку обломков, за исключением особого случая с тонкозернистой глиной трения.

8. *Временные соотношения брекчирования и образования жил* (если жилы присутствуют). Представлены ли жилы в виде обломочных жил и/или жил с иным составом обломков, указывающим на то, что они образовались до брекчирования или жилы секут брекчию (рис.13.16)?

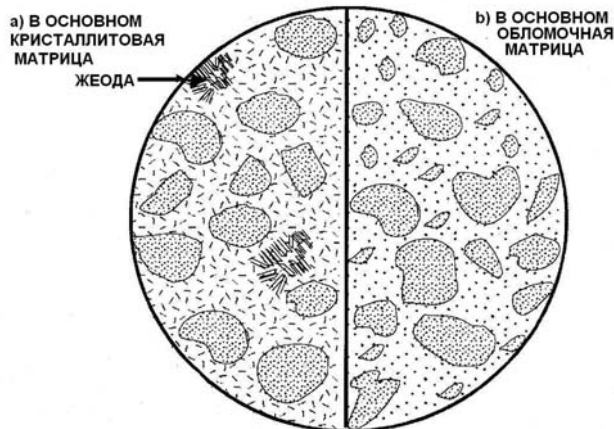


Рис.13. 15. Кристаллитовая и обломочная матрицы

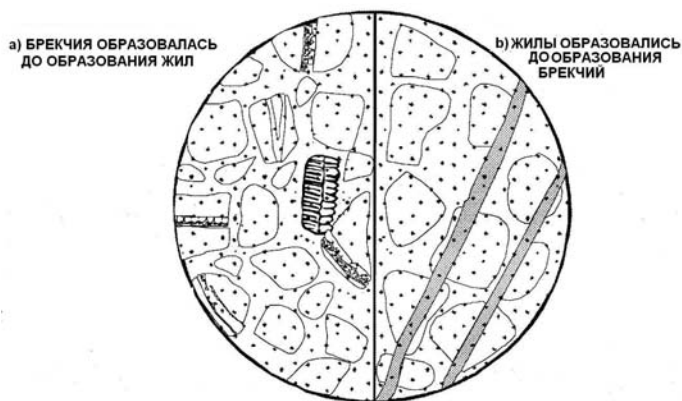


Рис.13.16. Образование брекчий до и после образования жил.

9. *Изменения или минерализация* - матрица и обломки изменены одинаково, и все ли обломки изменены таким же образом (рис.13.17, 13.18)? В полимиктовой брекчии трудно определить изменение обломков. Так, например, гидротермы могут воздействовать различно на тонкообломочные витрофировые туфы и на кварцевые обломки. В этом случае изучения жил, связанные с гидротермальными изменениями, могут дать полезную информацию. Резко ли обрываются жилы на границах обломков? Если это так, то их образование предшествовало образованию брекчий.

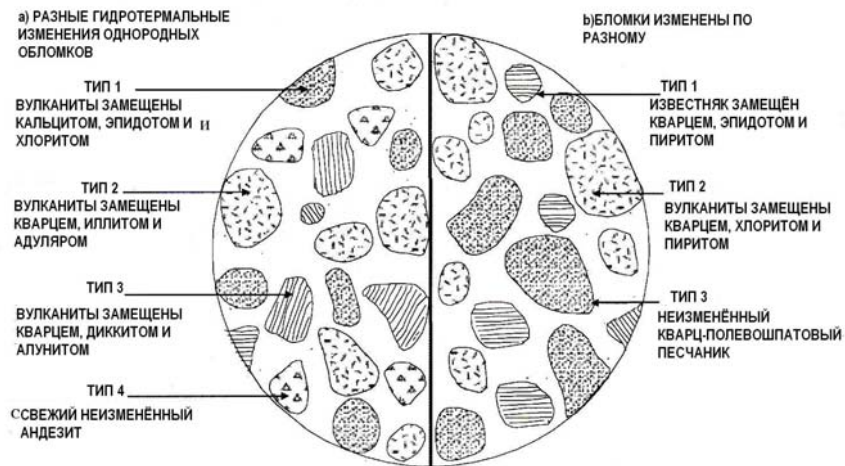


Рис.13.17. Различные гидротермальные изменения обломков.

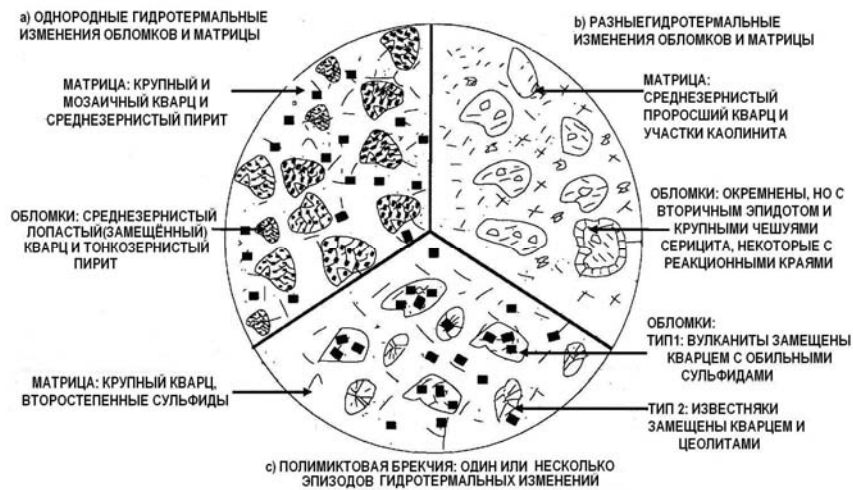


Рис. 13.18. Разные гидротермальные изменения обломков и матрицы.

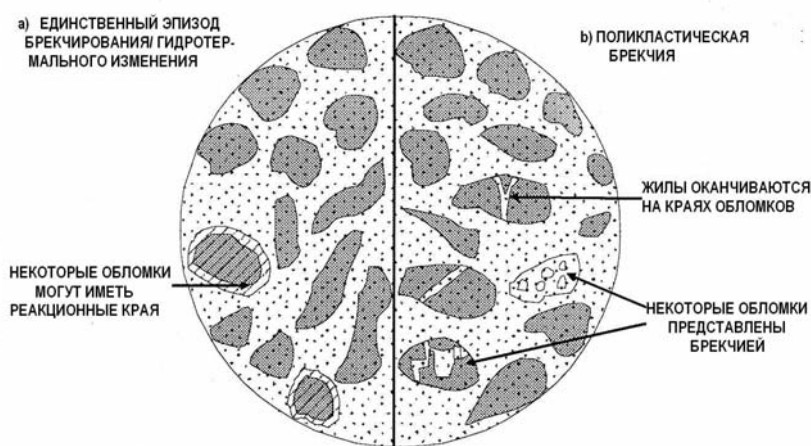


Рис.13.19. Одно или более событий образования брекчий.

10. Число событий до образования брекчий? Некоторые обломки имеют текстуру брекчий, что отражает одно или более событий образования брекчий (рис.13.19).

11. Определение морфологических и геологических соотношений залежей брекчий, если доступно большое количество обнажений, естественных или в виде буровых скважин? Какова природа контактов залежей брекчий с окружающими породами? Четкие интрузивные или тектонические (по разломам) границы или

стратиграфические согласные? Контакты резкие или постепенные? Связана ли брекчия с другими геологическими структурами, такими, как складки, разломы или интрузии?

Обычно применяются некоторые описательные термины к брекчиям и их можно использовать в нашем случае:

**Брекчия растрескивания** (рис.13.20): тип брекчий, которые были раздроблены, но с небольшим количеством матричного материала или без него. Обломки не смещены. Иногда они назывались брекчией гидравлического дробления, но предпочтительнее применяется негенетический термин «брекчия растрескивания».

**Пилообразная брекчия** (рис.13.20): тип брекчированных пород, которые были раздроблены и имели небольшое количество матричного материала, разделяющего обломки. Здесь был минимальный перенос или вращение обломков, которые визуальнo могут быть подогнанными друг к другу путём удаления матрицы.

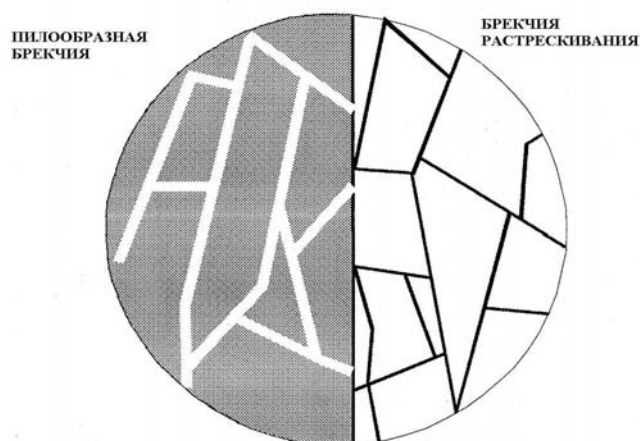


Рис. 13.20 Пилообразная брекчия и брекчия растрескивания.

**Кокардовая брекчия** (рис. 13.7): преимущественно матричная жильная брекчия, в которой обломки окружены цементом, который образует концентрические крустиформные полосы вокруг обломков.

Эти параметры дают основные инструменты описания брекчий и определяют некоторые критерии интерпретации их генезиса. Более важно точно описывать брекчии, чем их классифицировать. Даже, если невозможно точно идентифицировать происхождение брекчии, и тип брекчии, связанной с рудной минерализацией, не будет точно определён, то полезные разведочные параметры остаются правильными.

### 13.5 Определение происхождения брекчий.

Точное определение процесса брекчирования, в результате которого образуется брекчия, не всегда легко сделать и оно может зависеть от качества описания. Это может быть решающим фактором в понимании рудной минерализации, так как неточная идентификация может стоить очень дорого. Самая лучшая генетическая классификация брекчий, связанных с рудой в эпитермальных и порфировых месторождениях, по-видимому, была предложена Sillitoe (1985), которую модифицировал Jim Lowles с учётом некоторых дополнительных классов, которых нет у Sillitoe.. Характерные черты разных типов брекчий обобщены в таблице 13.4.

Полевые данные могут дать решающую информацию для классификации брекчий. Так, например, находится ли брекчия на границе интрузии и или у разлома? Она распространена латерально на большом пространстве, залегает ли она ровно и её распространение ограничено небольшой площадью или расположена по вертикали? Многие другие характерные черты могут легко определяться в обнажении или в образце, как, например, текстуры деформирования, текстуры осадочных пород или химически отложенного цемента.

Классификации, представленные здесь, являются всеобъемлющими с разделением на 13 отдельных классов. Возможно, совсем не обязательно или частично необходимо различать некоторые классы друг от друга. В особенности магмо-фреатическая и фреатическая брекчии очень похожи между собой и переходят одна в другую. По-видимому, лучше использовать более общий термин «гидротермальная» брекчия, который объединяет обе категории. Однако полезно различать эруптивную (экзогенную) и субповерхностную (эндогенную) брекчии, поскольку они могут быть решающими в определении разведочной стратегии в районе.

Таблица 13.4.

**Характерные черты разных типов брекчий.**

<b>Тип брекчий</b>	<b>Характерные черты</b>
Магматическая-интрузивная (интрузивная брекчия)	На контакте интрузивных тел обломки вмещающих интрузивных (роговиков) пород, матрица интрузивного изверженного материала, реакционные края вокруг обломков обычны
Магматическая-гидротермальная (черепашовая брекчия)(карапаче)	Встречается в кровле интрузивных тел, обломки вмещающих изверженных (роговиков) пород, матрица из пегматитовых минералов (т.н. кварц турмалин, слюда), нет открытых полостей.
Магматическая-тектоническая (интрузивная брекчия)	Обломки изверженных (роговики) пород. На контакте интрузивных тел текстуры деформаций, обломочная матрица с преимущественной долей угловатых обломков
Эндогенные вулканыты (эруптивная брекчия)	Субвертикальные тела, преимущественно вулканические обломки, мало или отсутствуют до брекчиевые гидротермальные изменения или не происходило образование жил, обломочная матрица, преимущественно с угловатыми обломками.
Экзогенные вулканыты (эруптивная вулканическая брекчия: брекчия потоков, туф, лапиллиевый туф, агломераты. Игнимбриты, т.д.)	Преимущественно пористые, стекловатые, вулканические обломки, мало или нет до брекчиевых гидротермальных изменений или не происходило образование жил, преимущественно матричная или преимущественно из угловатых обломков брекчия может содержать баллистические обломки (бомбы), массивная или субгоризонтально слоистая, может иметь большие объёмы, обломочная или изверженная матрица.
Эндогенная фреатомагматическая (диатремовая брекчия)	Полимиктовая, с ювенильными магматическими обломками/ матрицей, преимущественно матричная, обломочная матрица (может переходить в изверженную матрицу на глубине), некоторые обломки изменены и/или с прожилками; редко древесные, аккретированные лапилли, почти вертикальные трубчатые тела брекчий.
Экзогенная фреатомагматическая (туф, лапиллиевый туф, т.д.)	Обычно полимиктовая с лавовыми обломками и обломками вмещающих пород, преимущественно матричная. Тонкозернистая обломочная матрица. Обломки обычно не изменены и не прожилкованы, маломощные отложения, могут широко распространены по горизонтали.
Эндогенная магмато-фреатическая (брекчия гидротермальных эруптивных каналов)	Обломочная матрица или химически отложенный цемент, до брекчиевые гидротермальные изменения и жилкование обычны, нет ювенильного магматического материала, обычно полимиктовая, преимущественно матричная, Угловатые до полуокатанных форм обломки могут быть изменены/рудноносны и/или состоя из матрицы.
Экзогенная магматическая-фреатическая (гидротермальная эруптивная брекчия)	Обычно полимиктовая. Преимущественно матричная, обломочная матрица, маломощные (обычно менее 20м) ровно лежащие отложения, в большинстве гидротермально измененные обломки (низкотемпературные минералы), могут содержать фрагменты растений.
Эндогенная фреатическая (брекчия гидротермальных эруптивных каналов)	Гидротермальный цемент (т.н. кварц, карбонаты, адуляр, цеолиты, пирит) жеоды, до брекчиевые изменения и жилкование обычны, обычно полимиктовые, угловатые до окатанных рудно-минерализованные обломки и/или матрица.
Экзогенная фреатическая (гидротермальная эруптивная брекчия)	Обычно полимиктовая, преимущественно матричная, обломочная матрица, маломощные (обычно менее 10 м) ровно лежащие отложения, в большинстве гидротермально измененные обломки (низкотемпературные минералы), могут содержать фрагменты растений.
Тектоническая (разломная брекчия, милонит)	Связаны с разломам. Обломки вытянуты, наложены чешуйчато с зеркалами скольжения, текстуры деформаций, обломочная матрица
Осадочная.	Субгоризонтально слоистая, структуры осадочных пород, обычно преимущественно матричная, обломочная матрица, многие (но не все) обломки полимиктовые окатанные.

## Глава 14. Расположение рудной минерализации в вулканических фациях. Картирование.

### Содержание

1. Введение.
  2. Вулканические фации 1
    - 2.1 Модели фаций для субаэральных андезитовых стратовулканов
    - 2.2 модели фаций для подводных стратовулканов
    - 2.3 Модель фаций риолитовых кальдерных комплексов
  3. Картирование вулканических фаций
  4. Местоположение рудной минерализации в вулканических фациях
    - 4.1 Субаэральные андезитовые стратовулканы
    - 4.2 Подводные стратовулканы
    - 4.3 Риолитовые кальдерные комплексы
    - 4.4. Другие
- 1.0. Введение.

Понятие **фаций** широко используется при изучении осадочных пород и также является полезным инструментом при изучении вулканов. Причиной этого является тот факт, что поскольку окаменелости редко встречаются в вулканических толщах и широко используются радиометрические методы датирования и геохимия пород, которые обычно не всегда имеют практическое применение, то остается только литостратиграфия, с помощью которой вулканогенные образования можно картировать стратиграфическими методами. Однако, вулканогенные образования содержат литологические элементы очень похожие по внешнему виду с крайне сложным залеганием. Стандартные стратиграфические методы классифицируются поскольку один литологический элемент может внезапно исчезнуть или его нельзя легко отличить от других. Фации, с другой стороны, являются более протяженными и имеют более сложное строение и, следовательно, более характерными идентификационными отличия.

Фации являются телами, сложенные комплексом пород, с четко идентификационными объединяющими характеристиками. Отдельные фации могут иметь простираение от обнажения до региональных уровней, но большая часть их обычно характеризуется промежуточным масштабом. Понятие фация очень похоже на понятие формация, в котором преследуется одна из целей – определить тело, которое можно подвергнуть геологическому картированию. Однако, вулканические фации также внутренне связаны друг с другом, как части вулканического центра и идентификация фаций имеет прогнозное значение, тогда как это не обязательно применимо для отличия формаций. Разные фации могут частью одной формации и состоят из множества литологических элементов. Следовательно, имеется две различные системы унифицирования характеристик фаций, одна отражает состав, а другая пространственное расположение. Система, характеризующая состав, отражает присутствие особенных литологических типов и их доли. Пространственные характеристики отражают взаимоотношение с пограничными фациями и их распределение относительно эруптивного центра.

### 2.0. Вулканические фации.

Основное деление по составу вулканических фаций производится между лавами, пирокластикой и эпикластикой. Ключевыми характеристиками лав являются их мощность и степень автобрекчирования. Основными характеристиками пирокластики являются мощность слоев и размер и природа обломков. Что касается эпикластики, то наиболее важно отличать отложения массы потоков от флювиальных образований. Минералогическая характеристика может исключительной для отдельных литологических элементов, а не характеристикой фаций, как единого целого и должна использоваться с осторожностью. Однако, это не значит, что основные различия по составу должны игнорироваться. Вулканические фации широко варьируют между разными типами различных по составу вулканических центров и всегда возможно для них перекрытие, особенно когда имеется значительный временной перерыв между ними. С другой стороны, такие же эруптивные центры могут образовать разные по составу продукты в разное время.

Определение пространственных характеристик требует комбинирования данных о составе из ряда различных точек, чтобы идентифицировать фации и постепенные изменения внутри них. Тип приграничных фаций и какое направление их залегания можно затем по ним прогнозировать. Очень важна природа

границ. В ненарушенных вулканических толщах границы обычно постепенные. Резкие границы свидетельствуют, что имеется наложение вулканических центров, был эрозионный разрыв или имеется структурный (по разлому) разрыв.

Модели фаций для трёх основных типов вулканических центров, которые обычно вмещают золотую минерализацию приводятся далее. К ним относятся андезитовые стратовулканы, подводные стратовулканы и риолитовые кальдерные комплексы.

### 2.1. Модели фаций для субаэральных андезитовых стратовулканов.

Ряд моделей фаций увеличенной сложности для андезитовых вулканов было предложено. Самые простые представлены на рисунке 1 и определены три отдельные фации. Часто более полезно иметь четыре фации, хотя их множественность возможна (рис. 2, 3). Однако, фации, которые часто используются, приближаются по своим индивидуальным литологическим элементам, со свойственными им проблемами, как обсуждалось выше. Четыре модели фаций представлены на рисунке 4. Имеются некоторые различия в названии фаций в этих моделях. Четыре фации, которые мы выделяем и предлагаем вам к использованию, следующие: центральная, ближайшая, промежуточная и удаленная, как показано ниже.

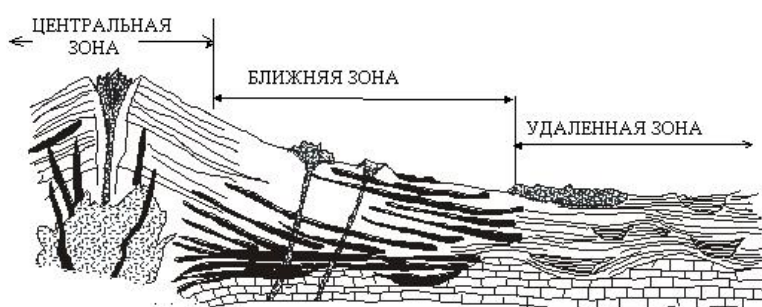


Рис. 1. Модель трёх фаций большого андезитового стратовулкана с центральным эруптивным каналом (из Williams, McBirney, 1979).

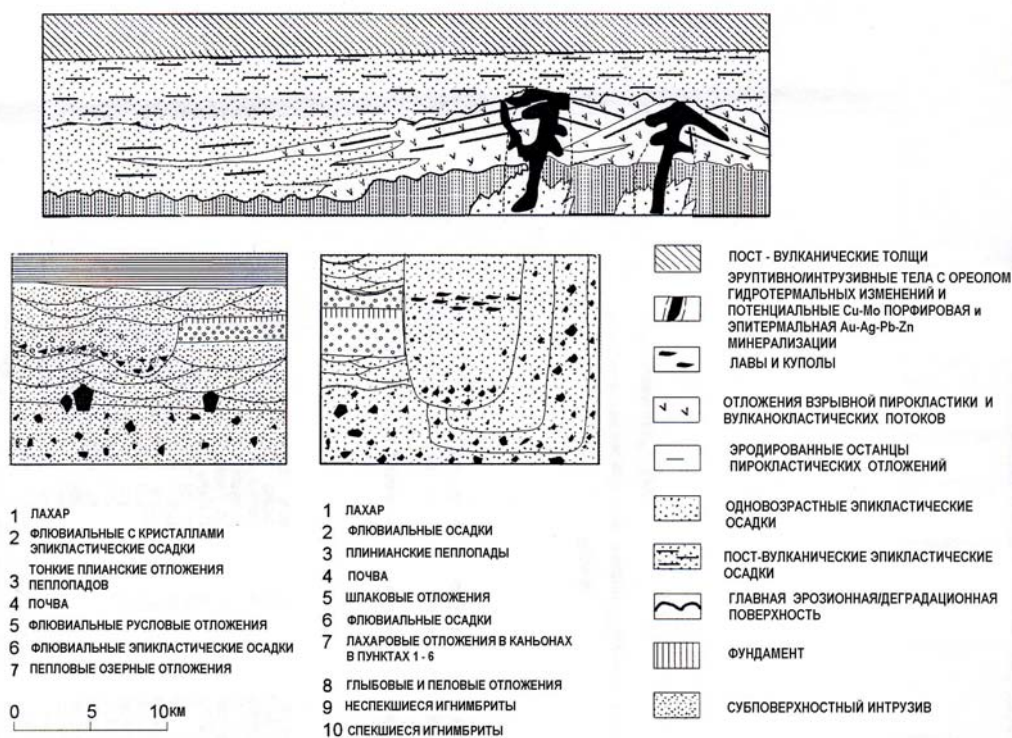


Рис. 2. Генерализованная модель фаций стратовулканов (из Cas, Wright, 1988)

### Центральные фации.

Вулканические породы, размещенные вблизи вулканического эруптивного канала обычно легко распознаются в полевых исследованиях. Большинство из них отличаются некоторыми сочетаниями следующих факторов:

- генетически связанные дайки, особенно те из них, которые являются радиальными или хаотично ориентированные
- генетически связанные силы, которые залегают согласно средней крутизне начального падения слоев
- брекчиевые трубки и штоки
- гидротермально измененные породы, имеющие большие латеральные градиенты падений.
- грубообломочные агломераты
- мощные, с круто падающей полосчатостью кислые лавы
- грубо стратифицированная, но плохо сортированная тефра
- крутые начальные наклоны
- маломощные лавовые потоки, которые по объёму подчинены обломочным взрывным образованиям
- подпруженный кратер - заполненные эруптивные каналы с резко расходящимися трещинами отдельности

Нет отдельного характерного признака пригодного для надежного доказательства большого центрального вулканического эруптивного канала. Так, например, факт, что риолитовые лавы характеризуются наличием куполов и вязких потоков, которые редко продвигаются более чем на 1-2 км, может указывать на то, что обнажение такого потока находится недалеко от питающего его канала, но кислые купола не ограничиваются вершинами больших вулканов; многие появляются далеко внизу по склону сложного конуса. Аналогично, грубая брекчия может находиться в эруптивных каналах, но также в лахарах в десятках километров от их источника. Возможно, два наиболее типичных признака районов центральных жерл представлены их, ставящими в тупик, структурное и литологическое разнообразие и их повсеместные гидротермальные изменения.

Эти фации располагаются в пределах 0.5-2 км от центрального эруптивного канала.

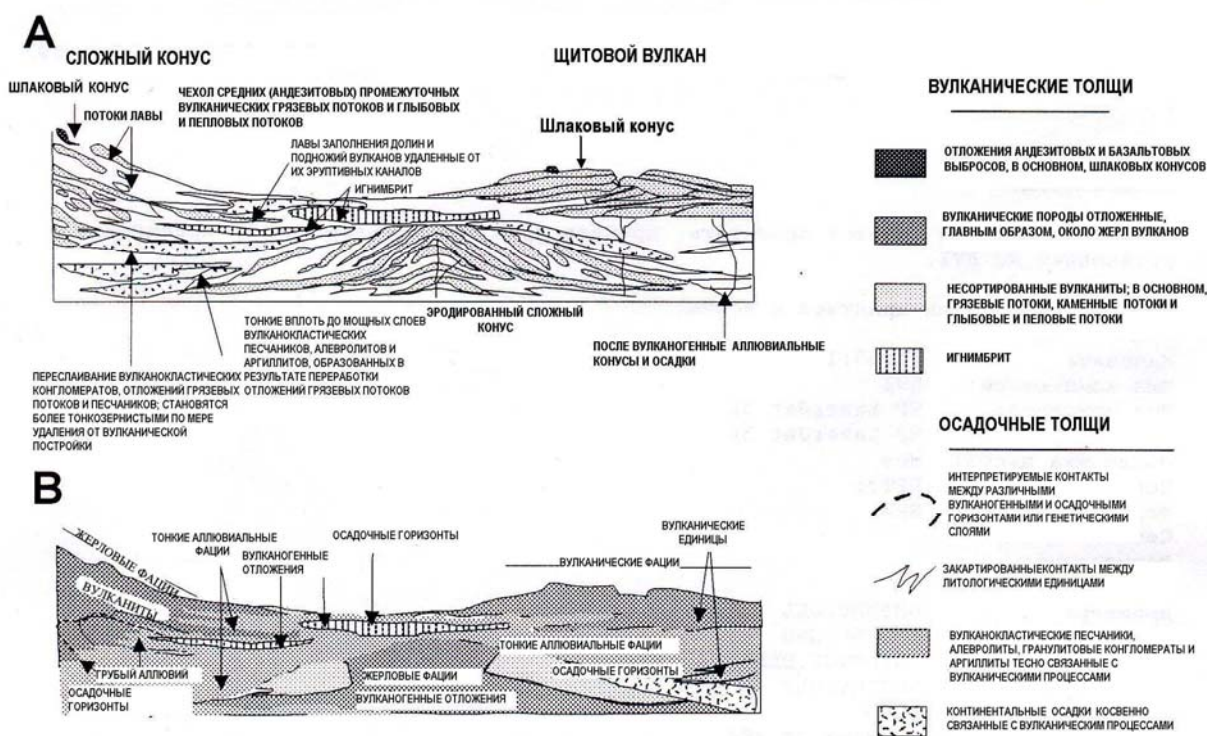


Рис. 3. Концептуальная модель вулканических и осадочных отложений, связанных с вулканами (А) и осадочными образованиями. (В) фациальные соотношения (Smith, 1987)

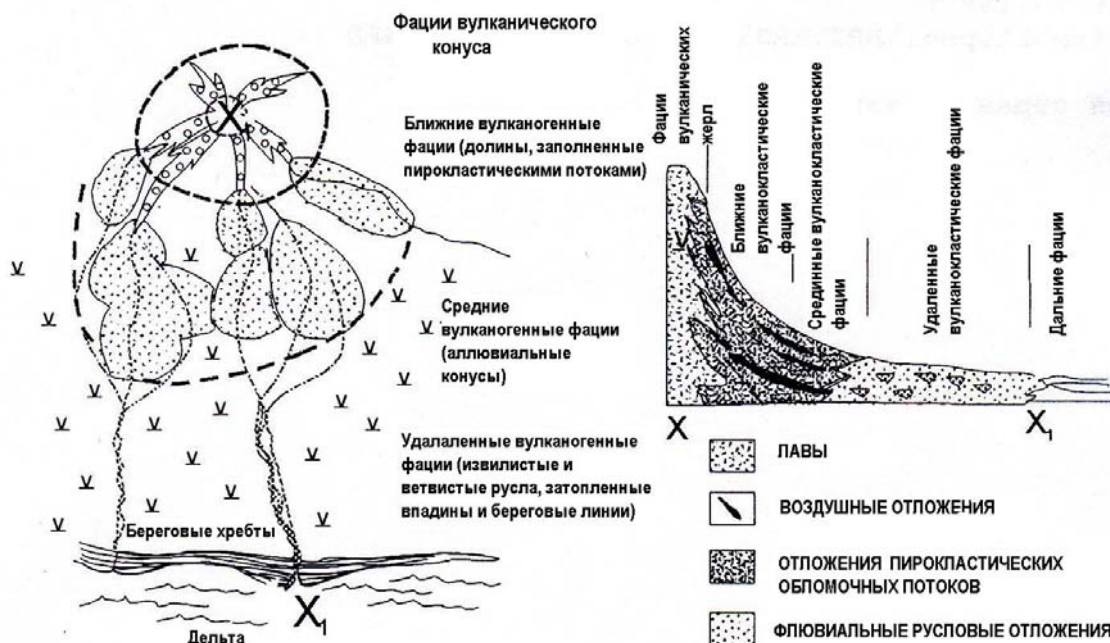


Рис. 4. Фации стратовулкана, основанные на исследовании вулкана Фуего на Гватемале (Vessell, Davies, 1981).

Породы расположенные вниз по склону и внешних склонах больших вулканических комплексов имеют следующие характерные черты:

- преимущественно обширные, мощные лавы
- перемежающиеся прослои грубой пирокластике, плохо сортированной пирокластической брекчии
- могут быть пересеченными родственными дайками
- умеренное и ступенчатое начальное падение.

Некоторые из этих признаков дают надежный ключ к определению направления источника, но при данных обстоятельствах они, возможно, помогут анализировать пространственного расположения определенных структур, таких как размерность обломков в прослоях тефры или пропорции лавовых потоков путем построения графиков и изображений их вариаций. Где это производилось, то часто появлялась возможность определять центральный фокус вулканизма по распределению пород в близкой и центральной зонах.

Эти фации окружают центральные фации и распространяются до 5 - 10км от центрального эруптивного центра.

#### Промежуточные фации.

- пирокластика преобладает над лавами
- лахары с угловатыми и полуокатанными глыбами до 10м или около этого в диаметре
- слои тефры с хорошей размерной сортировкой, главным образом, лапилли до грубозернистого пепла
- зоны выветривания и почвы между лавовыми потоками
- обломки обработанные водой
- умеренное и небольшое падение

Эти фации располагаются на расстоянии 10-15км от центральных эруптивных каналов.

#### Удаленные фации.

Вулканические породы располагаются внизу у основания большого вулкана и имеют большее латеральное распространение, чем вулканические породы внутренних зон и они согласуются более тесно с общепринятыми стратиграфическими критериями, по мере того как эпикластика начинает преобладать. Характерными чертами этих периферийных районов включают:

- тонкослоистую тефру с размером обломков от крупных до очень мелких и с увеличенным отношением по мере удаления стекла к кристаллам.
- Лахары с глыбами, которые редко превышают 1м в диаметре и имеют окатанные или полуокатанные частицы в своей матрице.

- Смешанослойные мелководные осадки, почвы и органические остатки
- Лавовые потоки, в основном, ограничиваются распространением около
- изолированных эруптивных центров, базальтовых залежей и внутри каньонными потоками

Как и в ближней зоне, имеется несколько критериев, которые дают надёжный ключ к определению направления источника отдельных элементов, но наиболее значительными из них являются размерность обломков или вариации мощности характерных элементов, что может дать картину распределения пород, указывающую на их источник. Однако, необходимо помнить, что капризы ветровых потоков и течений воды уменьшают надёжность этих методов и делает их менее ценными, чем прямая диагностика фаций центральной и близкой зон.

Эти фации располагаются на удалении более чем 10-15км от центрального эруптивного центра.

Ближние и промежуточные фации отлагаются на склонах вулканов и образуют толщи падающие в стороны от центра, под углом их залегания. Тогда как удаленные фации будут лежать относительно ровно, располагаясь на кольцевой равнине вокруг вулканического центра.

Эти фации будут все связанными с одним индивидуальным центром, однако, обычно андезитовые вулканы являются более сложными. Центральный эруптивный канал смещаться со временем и в них могут входить перекрывающиеся эруптивные центры и побочные конусы. Следовательно, требуется некоторая внимательность при выделении отдельных эруптивных центров. Три разреза на рисунках 5, 6 и 7 иллюстрируют эти вариации.

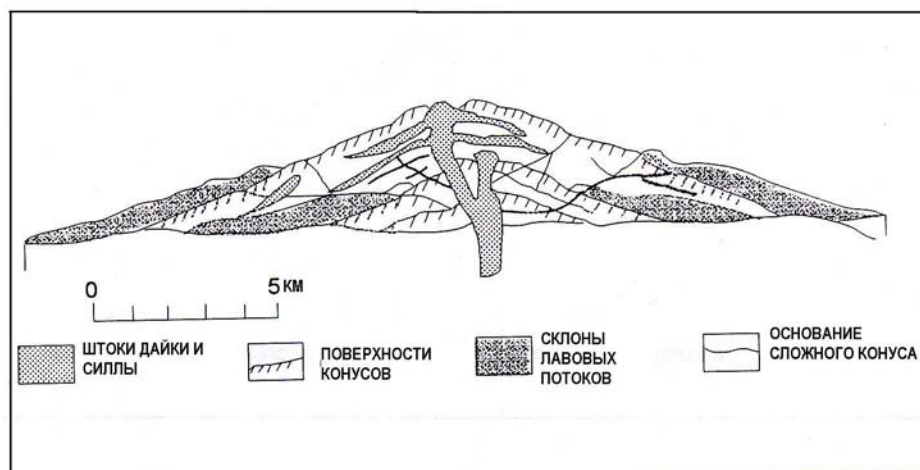


Рис. 5. Вулкан Броккен Тор, Орегон. Заметна миграция эруптивного центра (из Wohletz and Heiken 1992)

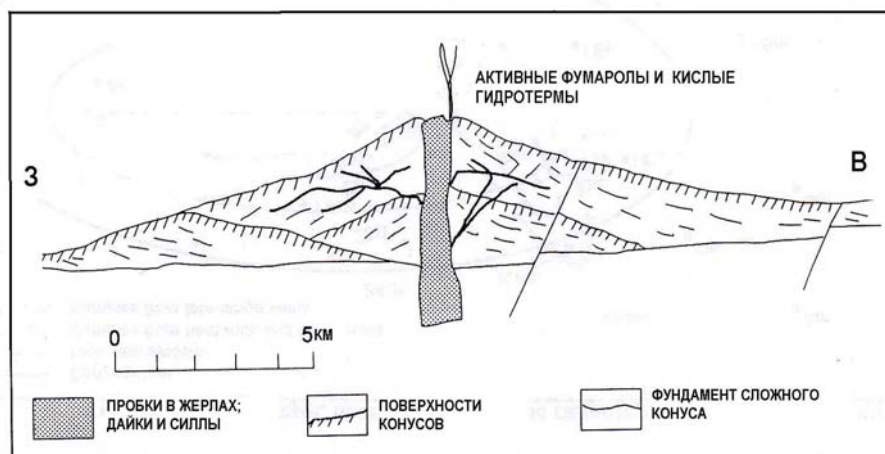


Рис. 6. Вулкан Маунт Худ, Орегон. Заметно перекрывание вулканических конусов ( Wohletz and Heiken 1992)

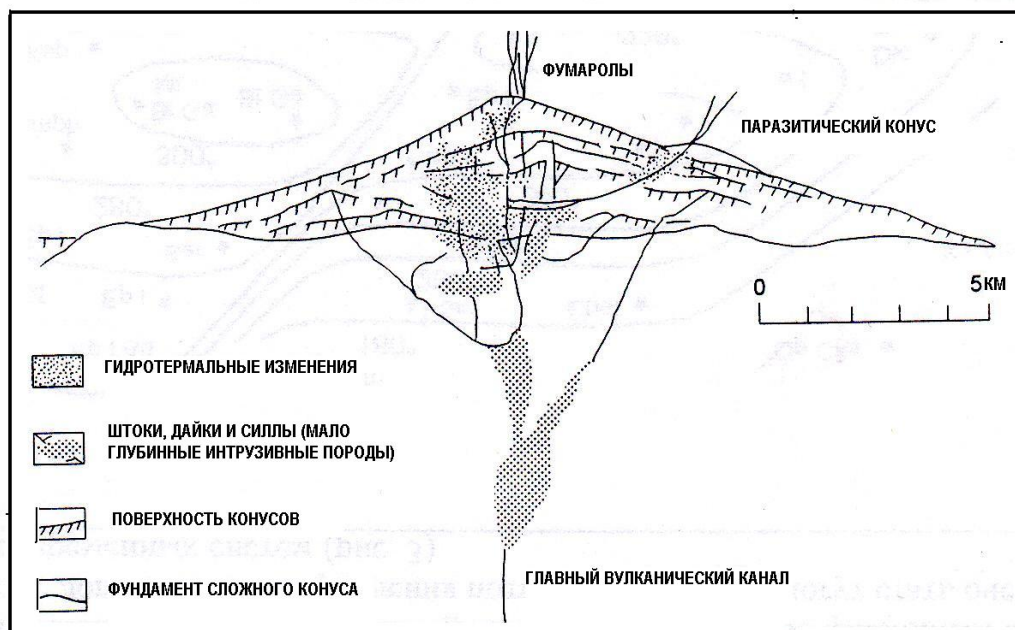


Рис. 7. Сложные вулканы Папуа Новая Гвинея, показывающие побочные конусы (Wohletz and Heiken 1992)

## 2.2 Модели фаций подводных стратовулканов

Три типа подводных вулканов, которые могут вмещать рудную минерализацию, располагаются на островных дугах и около них. Собственно вулканы, очевидно, могли извергаться в подводных условиях и могут содержать месторождения VHMS. Где происходил реверс субдукционной полярности, островной вулканизм мог наложиться на тыловую дугу; подводные вулканы тыловых дуг могли содержать месторождения VHMS типа Куроко. Третий тип подводных вулканов сложен офиолитами (обдактированная океаническая кора), которые могли находиться на островной дуге и таким образом они могли вмещать золотые месторождения VHMS кипрского типа. Поскольку главной целью этой работы являются вулканические островные дуги, а они могут вмещать золотые месторождения VHMS, которые успешно разрабатываются в Индонезии, то здесь рассматриваются модели фаций морских вулканов.

Фациальные модели были предложены Cas, Wright (1988) (рис 8) и Cas (1992) (рис. 9). Эти модели вовлекают вулканогенные толщи, которые представляют собой образования поздних стадий вулканических процессов, когда вулканы «выходят» из моря, таким образом, подводные вулканы перекрываются субаэральными вулканами. Следовательно, используется термин «морские», а не подводные в заголовках. Однако, вулканические толщи не обязательно должны выходить из моря и основные формы рудной минерализации не будут формироваться, если она и, следовательно, фации представленные здесь, могли быть вулканогенной толщей не выходящей на поверхность моря, которая, в последствии испытала поднятие.

Аналогия субаэральных стратовулканов с ближней и удаленной зонами фаций может быть устаовлена. Малое количество пирокластики и ограниченный объём водных фаций, вместо, как воздушных, так и водных образований субаэральных стратовулканов, ограничивают вариации фаций, в связи с чем определяется лишь три подводно-морских стратовулканических фации в сравнении с четырьмя фациями субаэральных стратовулканов. Схематическая диаграмма этих фаций представлена на рисунке 10.

### Центральные фации.

Эти фации сложены толщами лав, дацитовыми куполами, облекаемые гиалокластитами и грубой пирокластикой, прорванной дайками. Вершинная кальдера может быть представлена дацитовыми куполами, расположенными внутри них. Вершинная кальдера может быть заполнена вулканокластикой, образованной при обрушении кальдерных стенок, переслоенные с эксгалатами.

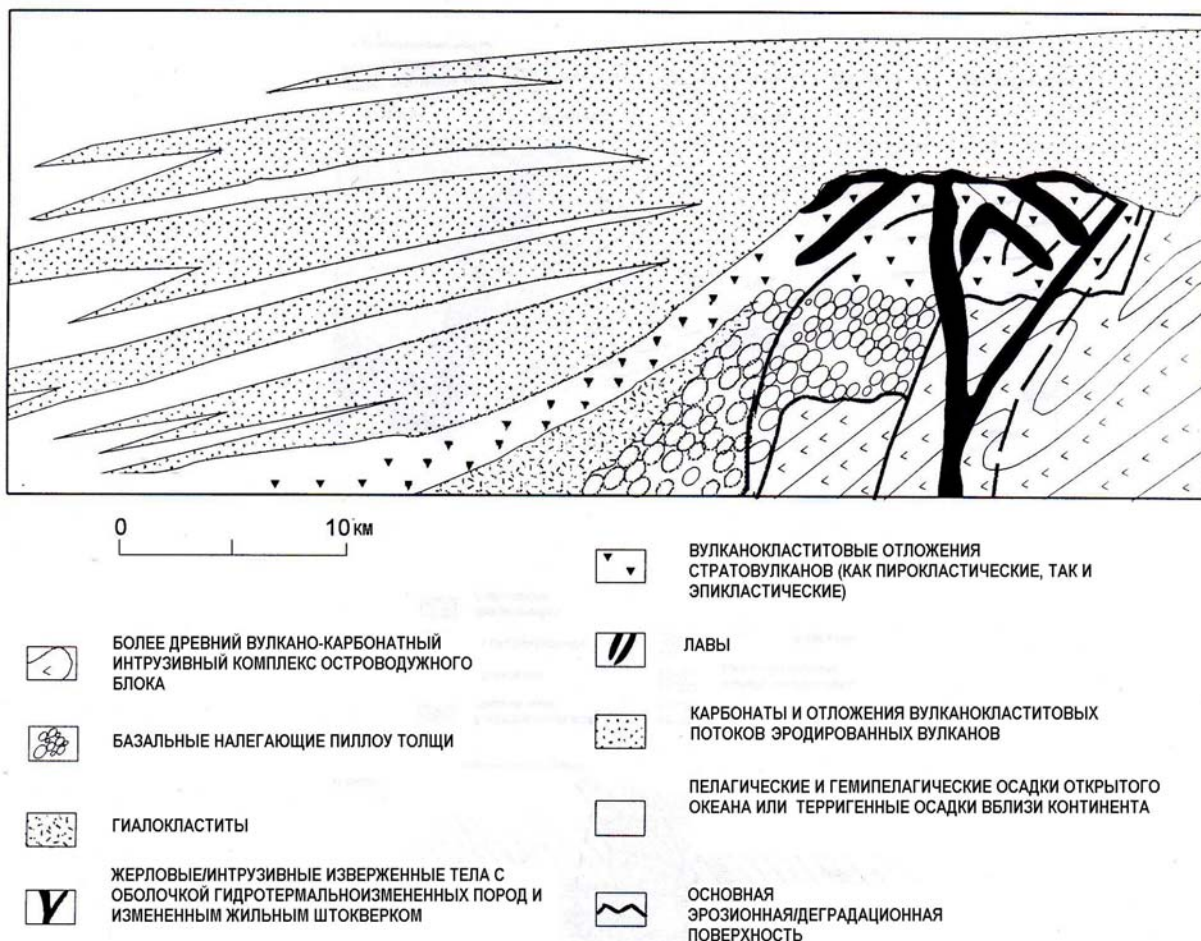


Рис. 8. Модель фаций морских стратовулканов (из Cas and Wright 1988)

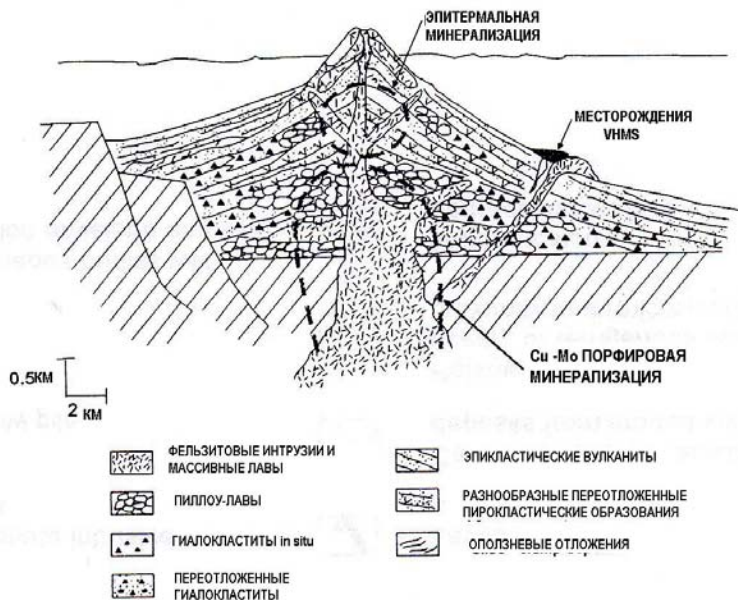


Рис. 9. Схематическое представление конфигурации фациями морских стратовулканов (Cas, 1992)

### Промежуточные фации.

Эти фации сложены толщами лав, облекаемые гиалокластитами и переслоенные эпикластитами.

### Удаленные фации.

Эти фации сложены переотложенными тонкообломочными вулканокластитами, в основном, переработанным тонкозернистым гиалокластитовым материалом. Паразитические фельзитовые купола поздней стадии могут перекрывать промежуточные фации и они могут ассоциироваться с эксгятами.

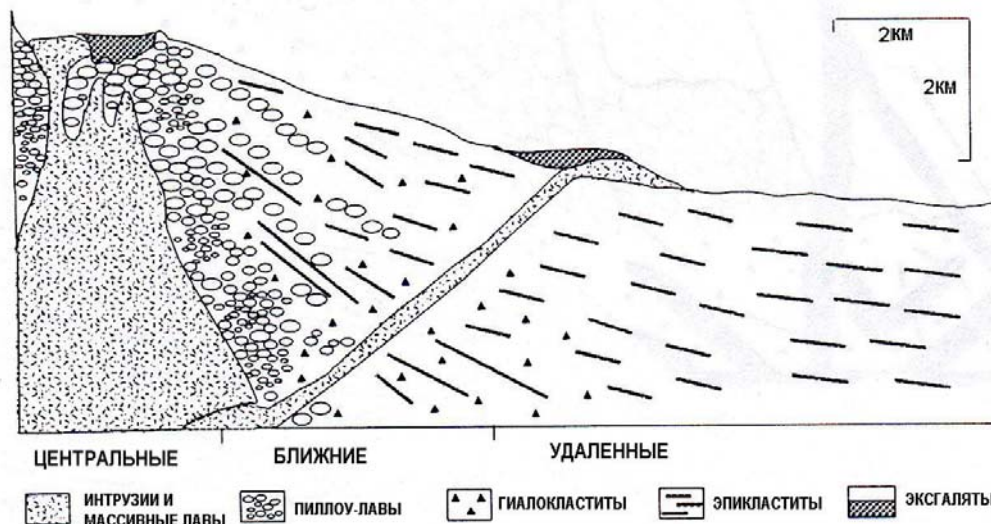


Рис. 10. Схематическая диаграмма фаций подводных стратовулканов.

## 2.3 Фациальные модели риолитовых кальдерных комплексов

Многочисленные общие модели и разрезы риолитовых кальдерных комплексов были представлены в литературе (рис. 11, 12, 13). Фациальные модели (рис.14) были разработаны Cas, Wright, (1988).

Истинные фации не определены. Здесь используется аналогичный подход, который был применен к андезитовым стратовулканам, где выделялись 4 фации. Поскольку эруптивные центры и продукты их активности значительно больше, чем у андезитовых стратовулканов, то фации также более крупные по масштабу.

### Внутрикальдерные купольные фации.

Обычно эти фации образуются в позднюю стадию образования кальдерного комплекса и сложены риолитовыми лавовыми куполами и короткими лавовыми потоками с автобрекчией карапаче и шлейфом, связанные с около эруптивными пирокластическими образованиями и другой риолитовой пирокластикой, которая грубообломочная и ограничена по распространению. Могут присутствовать в небольшом количестве базальтовые шлаковые конусы. Риолитовые купола могут располагаться на крае кальдеры и в виде скоплений или вытянутых по линии ряды внутри кальдеры.

Размеры этих фаций, очевидно, зависят от размеров кальдеры, которую они занимают. В крайнем случае, многие кальдеры могут быть заняты купольным комплексом, но в кальдерах со средними размерами 10-20 км в диаметре, их размерные пределы обычно составляют 1-10 км.

### Внутрикальдерные фации заполнения.

Эти фации образуются в самом начале формирования кальдер и подстилают внутрикальдерные фации куполов. В границах кальдеры может находиться брекчия обрушения переслоенная с игнимбритами. Очень мощные толщи игнимбритов, насыщенные кристаллами, с одновременными игнимбритам более поздними брекчиевыми отложениями со слоистой эпикластикой, в большинстве, представленной озерными отложениями, образуют кальдерное заполнение.

Имеется несколько очень больших кальдер, но можно взять со средними размерами 10-20 км.

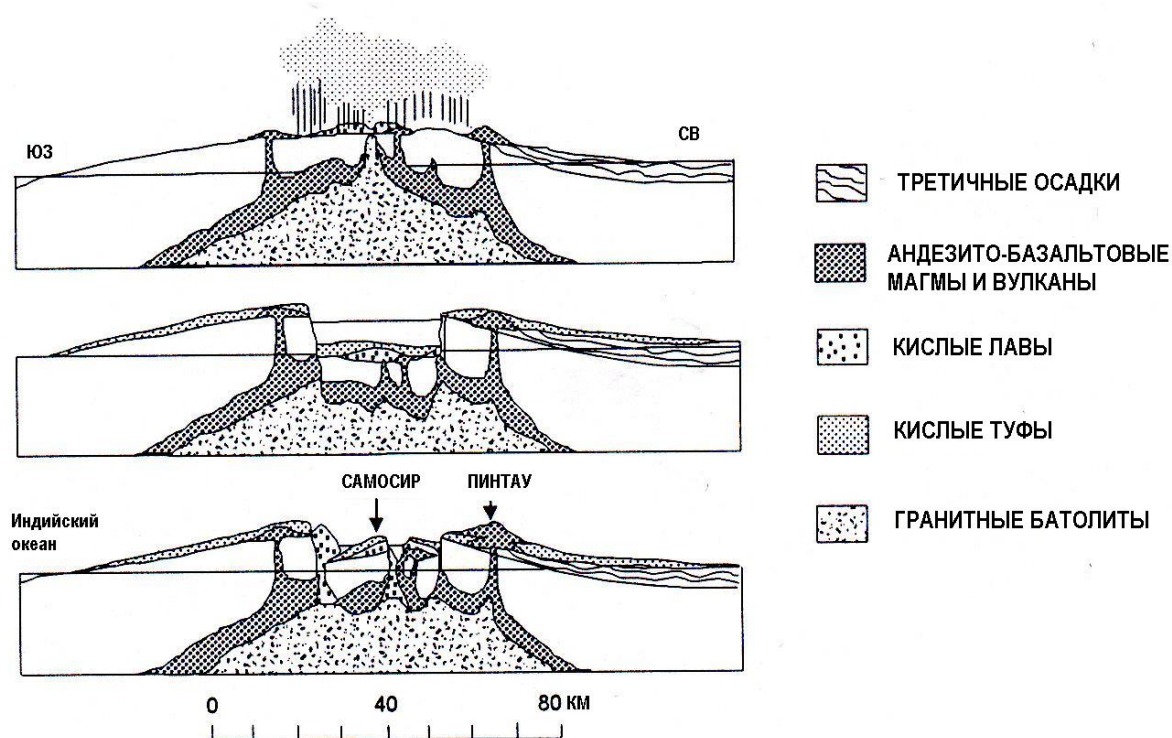


Рис. 11. Модель формирования кальдеры Тоба, Суматра (из Williams and McBirney 1979).  
Превышения в метрах, вертикальный увеличен в 5 раз.

#### Вне кальдерные ближние фации.

Эти фации содержат эруптивный материал, образованный взрывами, которые начинали формировать кальдеру и последующих извержений из кальдеры. Они состоят из слоистых, большей частью мощных толщ игнимбритов и риолитовых туфов, отложенных из воздушной среды, и в меньшей степени из риолитовых куполов и базальтовых шлаковых конусов. Обычно игнимбриты спекшиеся и содержат крупные обломки пород.

Расстояние, на которое фации распространяются от кальдеры бывает различным, в зависимости от размера кальдеры. Так, например, для кальдеры со средними размерами оно составляет 10-20км.

#### Вне кальдерные удаленные фации.

Эти удаленные фации сложены слоистыми, в основном, мало мощными, и главным образом, не спекшимися игнимбритами с мелкими обломками и вулканогенной эпикластикой. Игнимбриты будут пересекаться с эпикластами, заполняющими эрозионные врезы, а также переслаиваться с эпикластами. До эруптивная топография должна приниматься во внимание, поскольку она, возможно, способствует аккумуляции игнимбритов и влияет на их мощность. Так, например, это подпруживание происходило очень близко от источника игнимбритов, то они будут иметь малую мощность даже в ближней зоне. Наоборот, игнимбриты могут скапливаться вдали от источника, и будут иметь относительно большую мощность здесь. Следовательно, мощность отдельного игнимбритового образования сама по себе не имеет значения для определения фаций. Аналогично, внимание должно быть уделено оценке размерности обломков. Только обломки плотных пород должны учитываться, а не пемзовые, которые могут иметь чрезвычайно широкое распространение.

Это можно наблюдать при сравнении на картах изопакит и распределение обломков пород по их размерам игнимбритов Матахина в Вулканической зоне Таупо в Новой Зеландии (рис. 15). Мощность (изопакита) картируемой толщи указывает на предполагаемый источник, расположенный на юге. Однако распределение обломков пород по размерам свидетельствует о нахождении источника на запад от кальдеры

Харохаро (рис. 15b).

Снова, имеются существенные вариации в удалении этих фаций от кальдеры, но средние расстояния обычно составляют 10-100км.

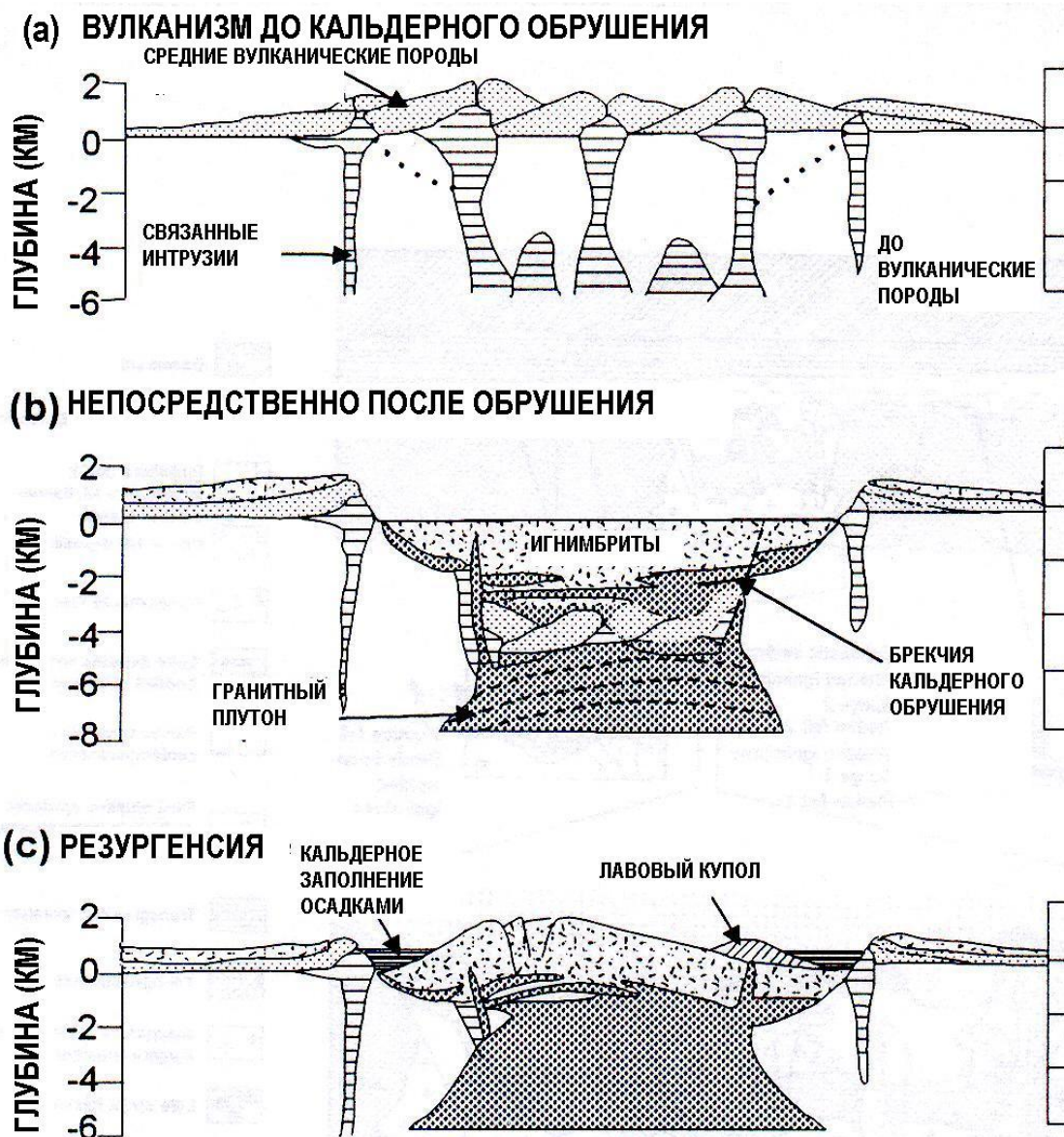


Рис. 12. Эволюция больших кислых кальдер: (а) вулканизм предшествующий обрушению кальдеры, (b) вскоре после обрушения, (c) резургенсия ( Wohletz and Heiken 1992)

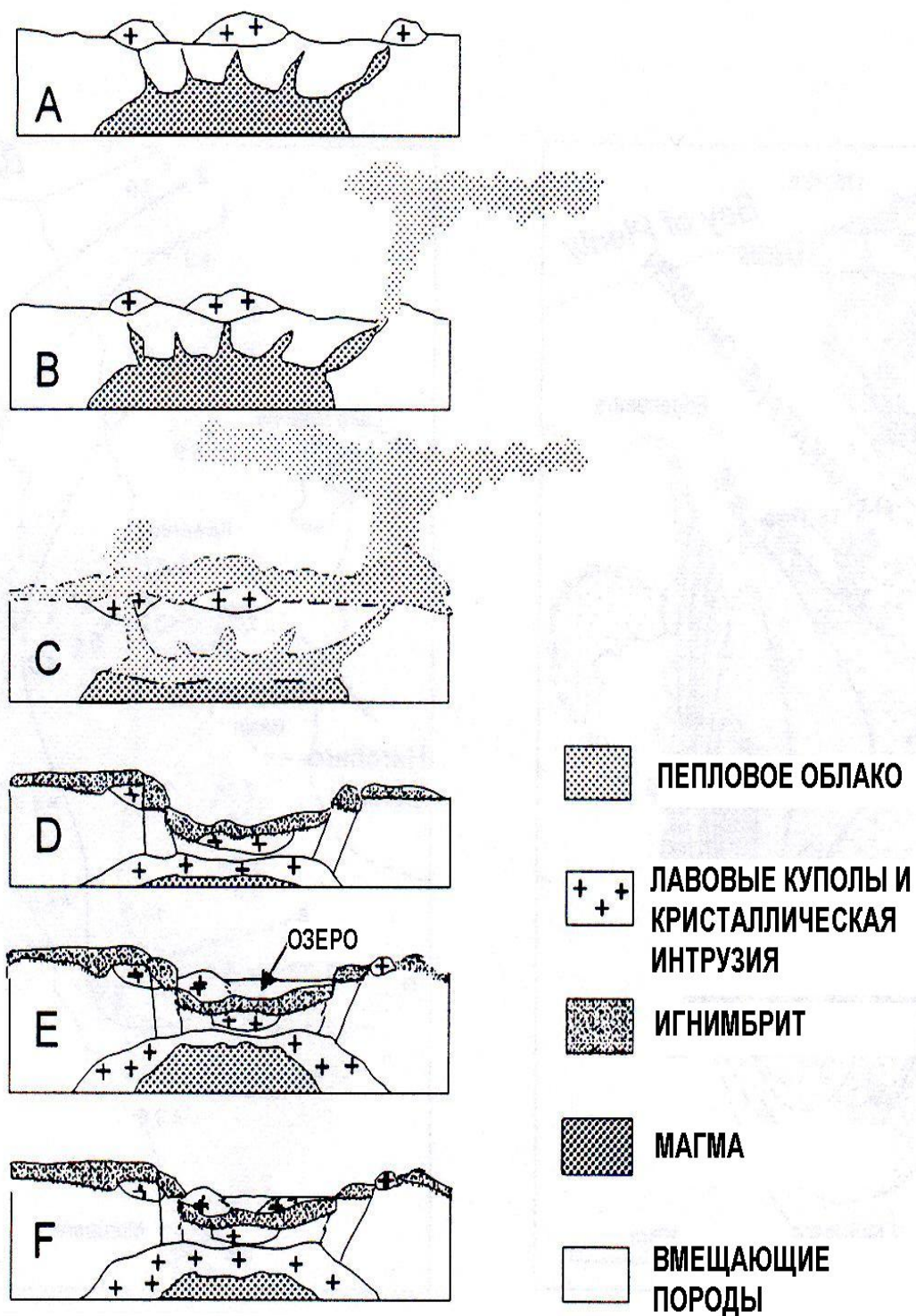


Рис13. Модель образования кальдеры ( Browne and Houghton 1984)

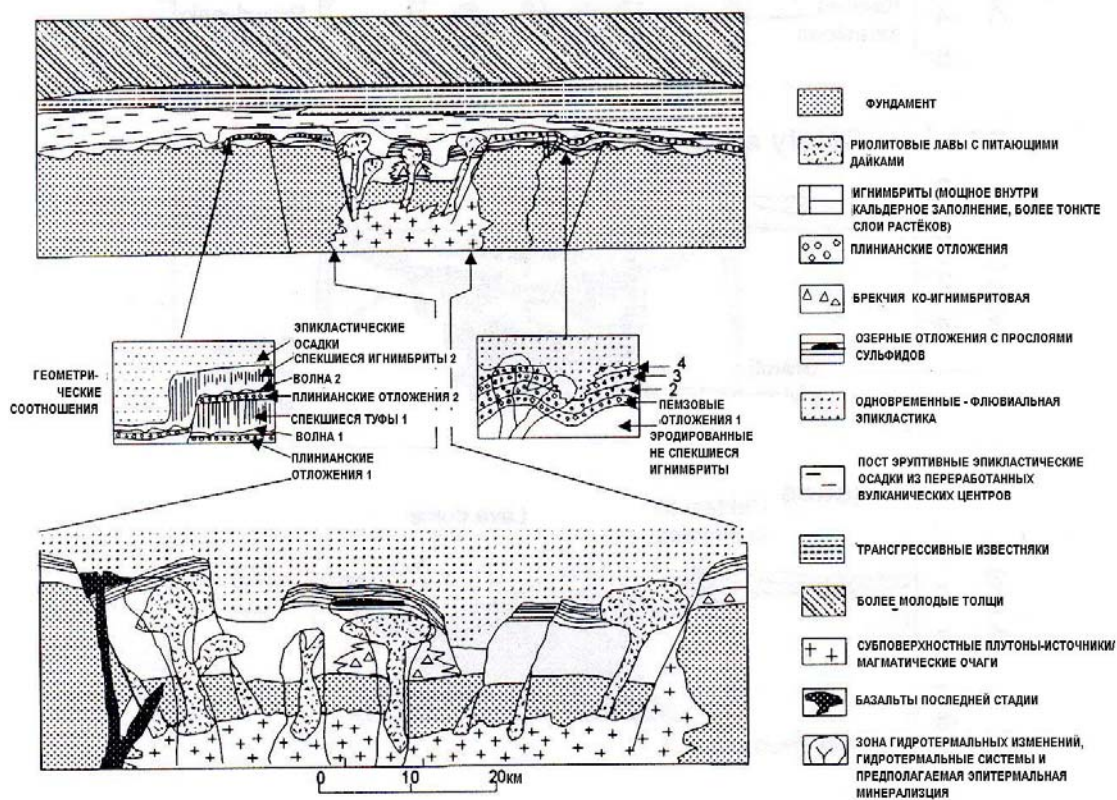


Рис. 14. Фациальные модели кислых кальдер. (Cas and Wright 1988)

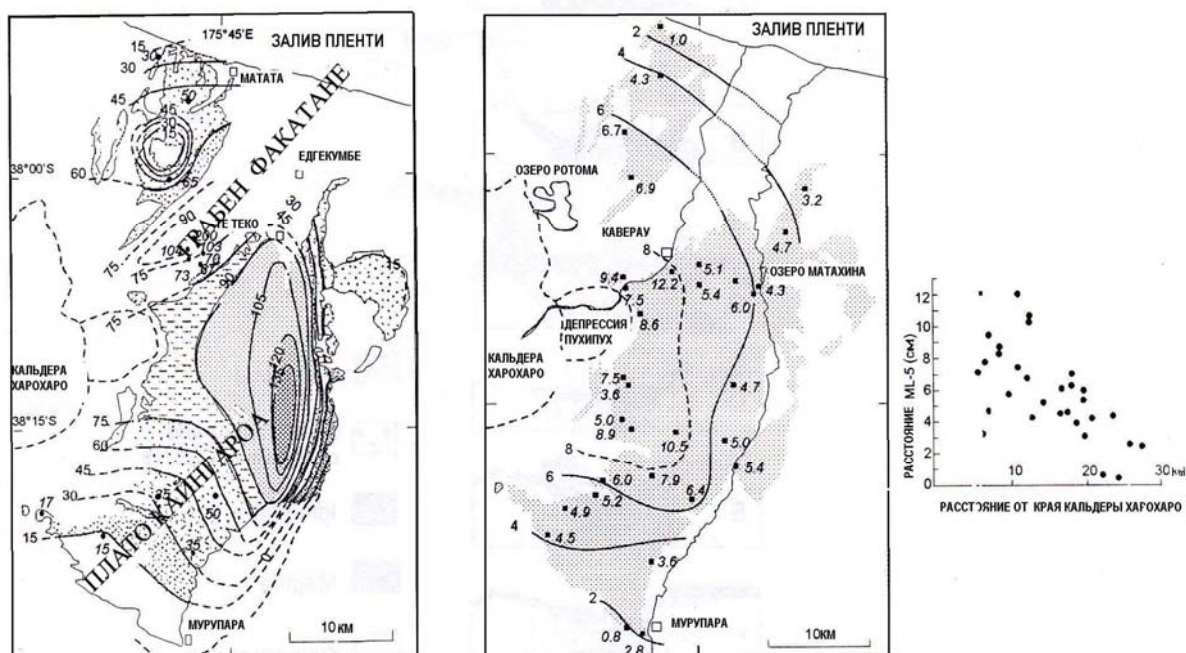


Рис. 15. Игнимбриты Матахина, Новая Зеландия: (а) карта изопахит (в метрах), (б) распределение обломков пород по размерам (в см) (ML-5 = средний диаметр пяти самых крупных обломков на площади 4м<sup>2</sup> обнажения) (из Bailey and Carr 1994)

### 3.0. Картирование вулканических фаций.

Карта обнажений, содержащая только данные без интерпретации материала, должна быть подготовлена. На ней должны быть указано расположение обнажений и структурная информация такая как символы простирания и падений. Должны быть сделаны деталильные заметки для каждого обнажения. Они

должны включать:

- Какая присутствует доля лав, пирокластики и эпикластики.
- Если есть лавы, то нужно указать их мощности, какую долю составляют автобрекчированные лавы и имеются ли какие-то индикаторы, указывающие направления потоков; так, например, удлиненные вкрапленники. Необходимо описание минералогии вкрапленников и какие-нибудь отличительных текстур, таких как полосчатость, или других характерных признаков, как, например, содержание ксенолитов.
- Если присутствует пирокластический материал, то необходимо описание минимальных, средних и максимальных размеров обломков и их пропорции, и если обломки плохо сортированы или имеют разный состав, преобладают обломки или матрица и имеют ли обломки признаки окатанности. Необходимо определить пропорции обломков пород, кристаллов и витрофировых. Должны быть отмечены слоистость и чужеродный материал. Так, например, в породах могут присутствовать древесные остатки и необходимо изучить возможность отбора образцов на углеродный анализ возраста.
- Если присутствует эпикластический материал, то необходимо описать минимальный, средний и максимальный размеры обломков и их доли, и если обломки плохо сортированы или полимодальные и требуется определить преобладание обломочной или матричной долей в породе и есть ли окатанность обломков. Должны быть отмечены слоистые и осадочные текстуры и собраны палеонтологические остатки. Там где будут найдены известняки или карбонатизированные аргиллиты, то необходимо отобрать пробы на микропалеонтологический анализ.

Затем можно определить наименование породы с приведением её литологических характеристик и в каждом обнажении определить, слагающие его фации, хотя здесь может потребоваться информация с нескольких рядом расположенных обнажений. Затем может быть изготовлена фациальная карта, по аналогии с картой обнажений. Большое внимание должно быть уделено границам между фациями, как, например, определению несогласий, различию эруптивных центров и структурным разрывам. Структурная информация на карте обнажений может использоваться для определения этих различий (альтернатив). Фации затем могут группироваться в отдельные эруптивные центры.

Как только район распространения для каждой фации был установлен, нужно определить систематические вариации размеров обломков, мощность литологических элементов и другие критерии, обсуждавшиеся выше, чтобы знать расположение эруптивных каналов в пределах отдельной фации. Этот процесс должен быть выполнен независимо для каждой фации каждого эруптивного центра. Результаты изучения каждой отдельной фации необходимо сопоставить. Обязательно, чтобы все направления указывали на один центр, но необходимо согласованное взаимоотношение фаций вокруг центров. Если такой согласованности нет, то определение различных эруптивных центров необходимо пересмотреть и определить новые эруптивные центры пока не будет достигнута согласованность в расположении фаций. Это главная задача метода, поскольку она позволяет добиться внутреннего контроля их достоверности. Потенциальные рудные месторождения могут потом быть идентифицированными и найденными.

Необходимо твердо знать, что этот метод полевого картирования является дополнением к обычному разведочному картированию и его необходимо использовать вместе с картированием формаций, гидротермальными изменениями и образованием жил.

#### **4.0. Соотношение рудной минерализации и вулканогенных фаций.**

##### **4.1 Субаэральные андезитовые стратовулканы.**

Рудная минерализация, связанная с субаэральными андезитовыми стратовулканами может находиться, как подстилающих до вулканогенных толщах, так и в самих вулканогенных образованиях, ограничиваясь лишь одним типом месторождений в вулканогенной толще. До вулканогенные образования могут быть представлены кристаллическим фундаментом и осадочными отложениями депрессий. Часто в островных дугах рудная минерализация размещается в более ранних вулканических толщах или ранней стадии формирования островодужного вулканизма, или более ранней отдельной островной дуги. В этих случаях изучение фаций может ограничиваться проведением полезного картирования, а не поиском рудной минерализации. Следовательно, необходимо иметь возрастные датировки различных вулканогенных образований и их соотношение друг с другом, для того, чтобы определить их различие. Идентификация резких фациальных изменений в этих ситуациях может быть эффективно изучена посредством

определения несогласий.

Там где андезитовые вулканические толщи вмещают рудную минерализацию, образованную в одновременно существовавшей гидротермальной системе, три из четырех фаций могут содержать эпитермальную рудную минерализацию и две из четырех фаций могут вмещать минерализацию порфиорового типа. Эпитермальная минерализация изменяется по характеру в разных фациях, тогда как порфиоровая минерализация представлена одним типом. К счастью она также наиболее привлекательна с экономической точки зрения.

Где вулканогенные толща сохранилась, обычно в больших вулканических центрах с мощными вулканическими образованиями, **эпитермальная минерализация** может содержаться в **центральных, ближних и промежуточных** фациях

Центральные фации могут содержать эпитермальную минерализацию хай-сульфидейшн. Обычно она ограничиваются вулканогенной толщей и связана с поздней стадией образования дацитовых куполов (т.н. г. Кази, рис. 16) Ближние фации редко содержат эпитермальные месторождения лоу-сульфидейшн типа восходящих потоков и обычно перекрывают любую минерализацию, которая находится в до вулканогенной толще. Промежуточные (средние) фации могут вмещать эпитермальные месторождения лоу-сульфидейшн растёкового типа (т.н. Тамес, рис. 17).

Где удаленные фации содержат минерализацию, она будет являться частью до вулканогенной депрессии. При очень мало вероятности, что это будут эпитермальные месторождения хай сульфидейшн, удаленные фации не имеют характерного типа рудной минерализации.

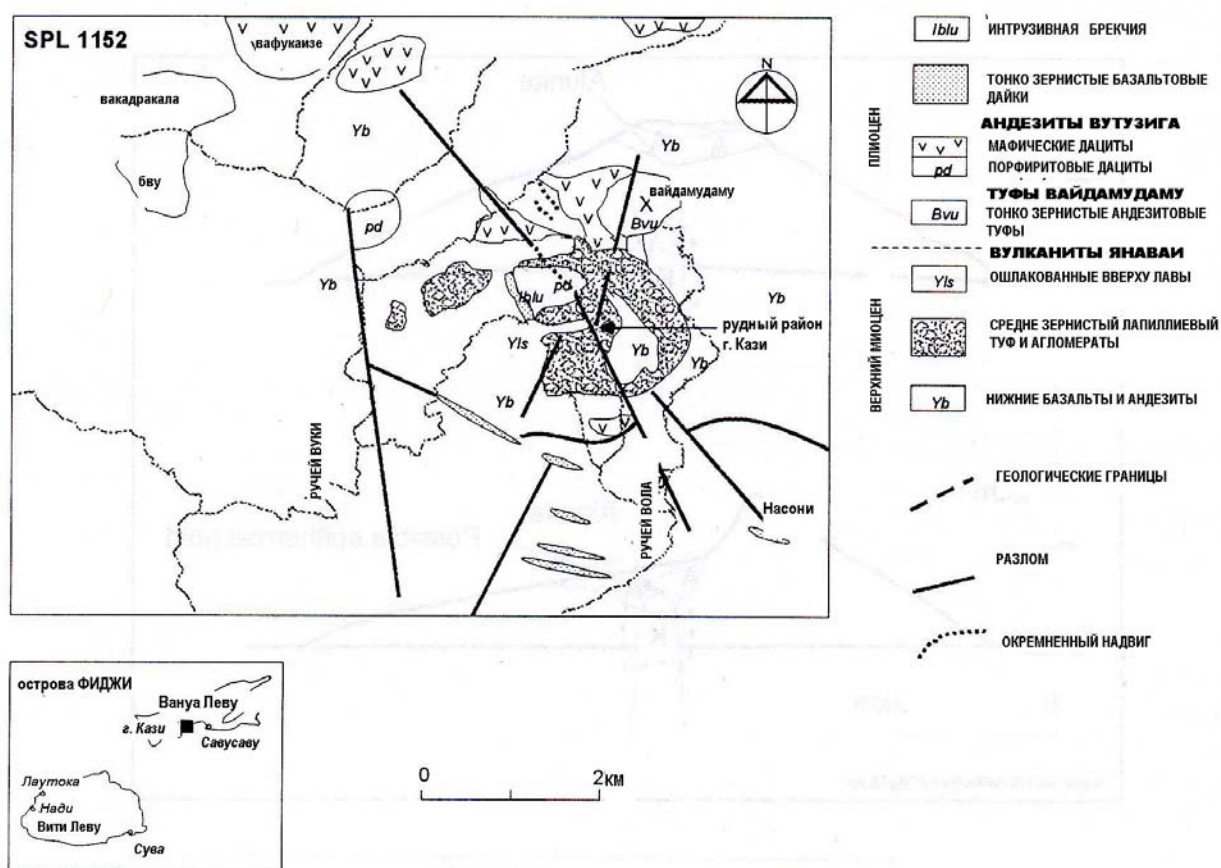


Рис. 16. г. Кази, Фиджи, расположение и геология ( Taylor 1987)

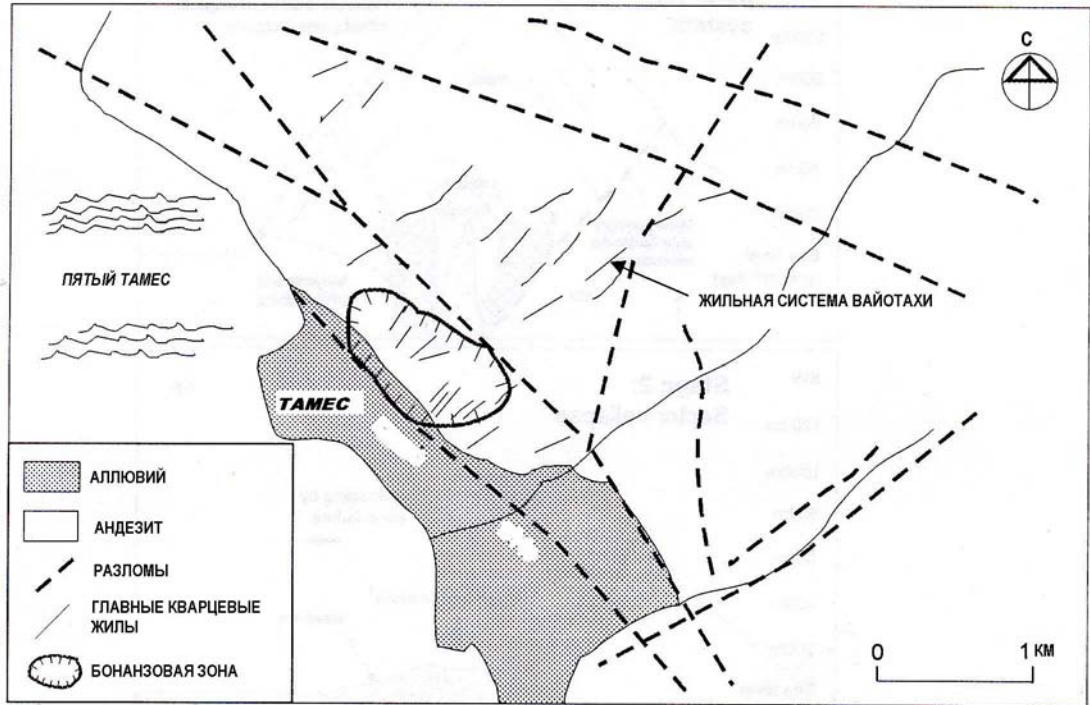


Рис. 17. Эпитермальная система Тамес (Новая Зеландия) (из Bogie and Lawless 1997).

Когда происходили большие секторные обрушения, эпитермальная минерализация могла потенциально быть телескопирована на ранее существовавшие порфиорового типа минерализацию (рис. 18). Гидротермальные изменения, связанные с порфиоровыми залежами могли частично быть ответственными за секторные обрушения и порфиоровые тела вместилище для эпитермального месторождения, как, например, предполагается в случае острова Лихир (рис. 19). Порфиры также могут быть минерализованы в собственно их условиях, хотя не обязательно полностью обнажены, поскольку смещение во время секторного обрушения будет происходить и в комплексе гидротермальных минералов над рудной минерализацией. Если порфиоровый литологический экран может быть обнаружен в обломках секторного обрушения, район под головной частью обрушения будет очень перспективным для разведки. Такие рудопроявления могут находиться в вулканическом центре возрастом до миллиона лет и в настоящее время являться целью разведки.

Порфиры также могут обнажены менее катастрофической эрозией вулкана. Как в этом случае, так и там где они не перекрывались секторным обрушением, порфиры были прорваны на малых глубинах. Такие порфиры обычно богаты золотом и являются первейшими целями разведки. Лучшим примером такой обнаженной эрозией одновозрастной с оруденением толщей является месторождение Дизон на Филиппинах (рис. 20).

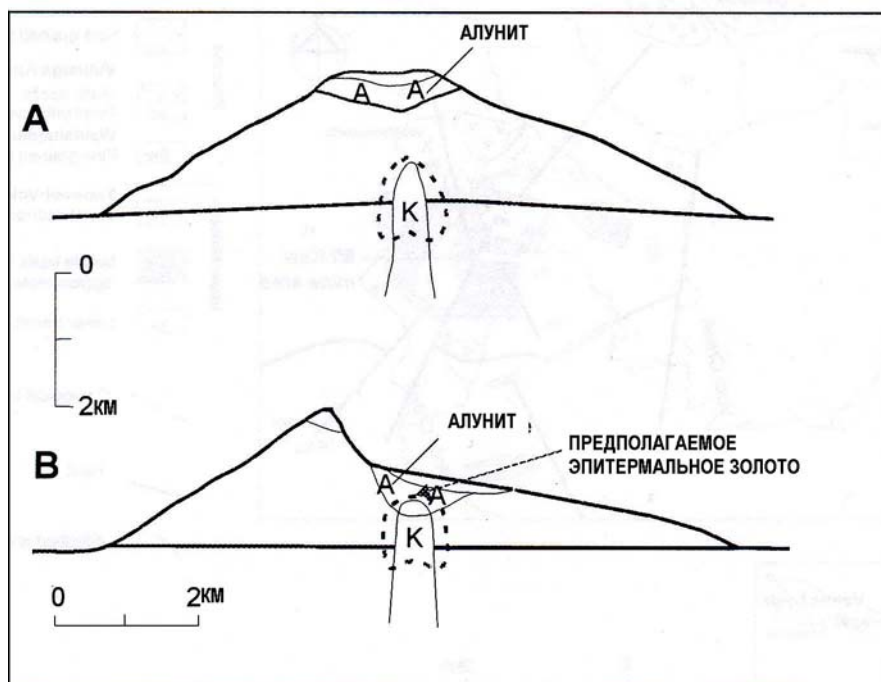


Рис. 18. Телескопирование эпипермальной минерализации на порфировую минерализацию в результате секторного обрушения. ( Sillitoe 1994)

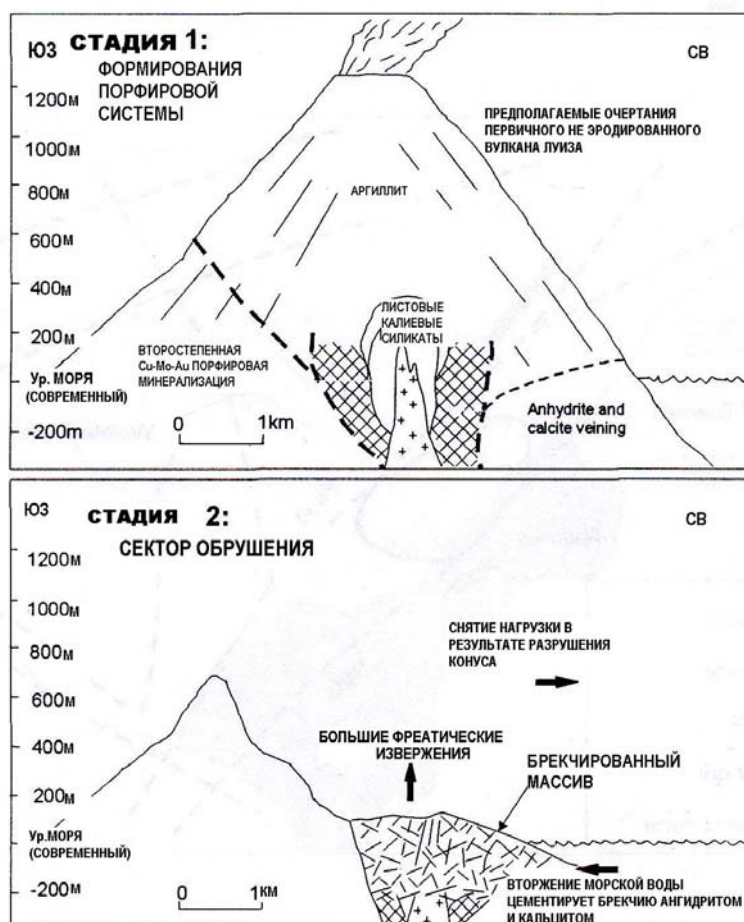


Рис. 19. Диаграмма, показывающая эволюцию месторождения Ладолам на острове Лихир. Вертикальный масштаб больше в 3 раза горизонтального. (Moyle et al. 1990)

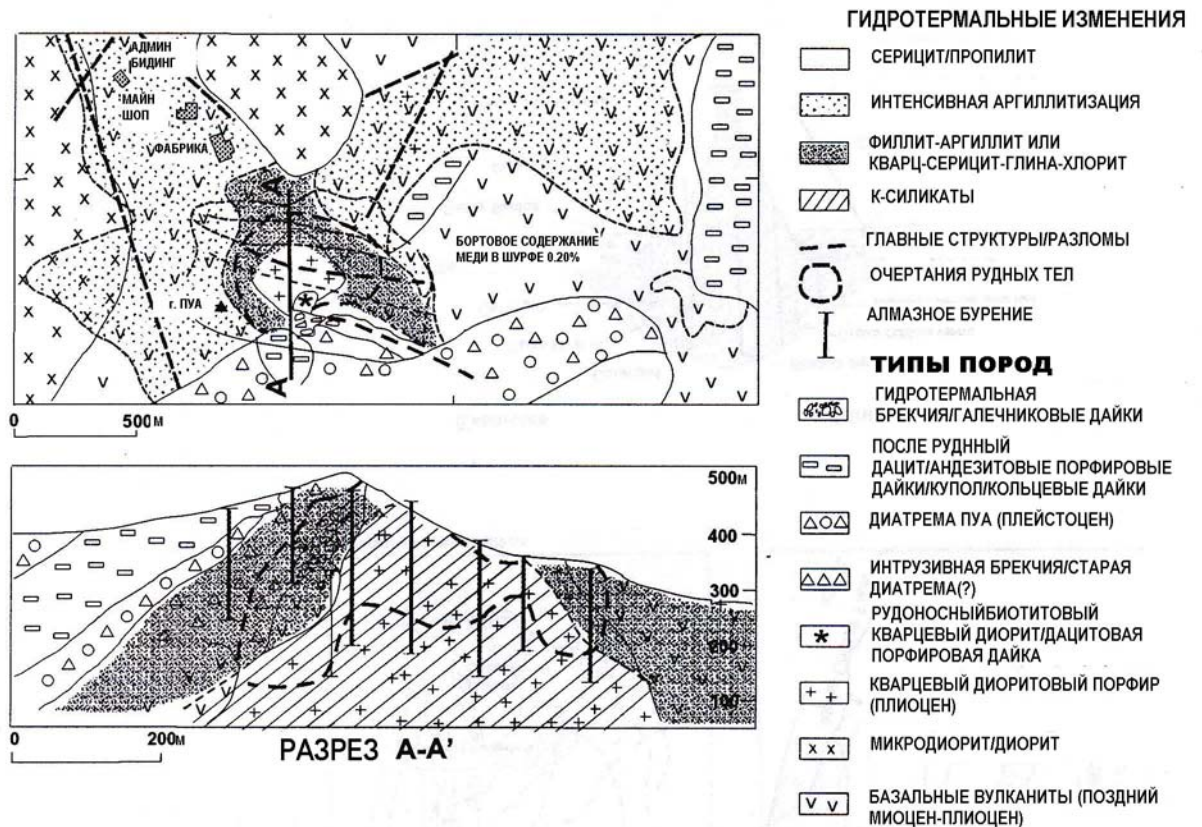


Рис. 20. Геологическая карта и разрез Cu-Au-порфирового месторождения Дизон (Malihan 1987)

#### 4.2 Подводно-морские стратовулканы.

Эксгальционная рудная минерализация обнаружена в двух фациях подводных стратовулканов (рис. 10).

Хотя она может образоваться в других местах, по-видимому, она может сохраниться лишь в этих двух фациях, вследствие структурных позиций рудной минерализации в депрессиях, где они могут быть погребены под осадочными образованиями, а не на склонах конусов подводных вулканов, где оползание и эрозия наиболее вероятны. Эксгальционная рудная минерализация также может образоваться на близких склонах морских стратовулканов, что подтверждается наличием рудной минерализации вокруг гидротермальных дрен на конуе вулкана на склонах острова Лихир в Папуа Новая Гвинея (Herzig et al. 1994). Однако, неизвестно, чтобы такие месторождения сохранились в геологической истории.

В центральных фациях, где располагаются формации дацитовых куполов последней стадии внутри кальдер, эксгалиты находятся в виде заполнения кальдер. Кальдера играет роль в качестве впадины-ловушки. Поскольку это происходит на вершине вулкана и потенциально здесь имеются мелководные условия, то давления здесь небольшие и выделяемые магматические летучие компоненты могут остывать в результате расширения, формируя кислые гидротермы и интенсивные аргиллитовые изменения с сопутствующей гидротермальной брекчией. Однако, кислые гидротермы быстро нейтрализуются в результате смешения их с морской водой (которая имеет щелочной pH) и барит и золото осаждаются на дне кальдеры. Штокверк медной минерализации залегает под баритовой минерализацией. Такое месторождение разрабатывается на Лерикос в Ветар в Индонезии (Sewell and Wheatly 1994), где, интересно отметить, прибыль от продажи барита для использования его в качестве буровой добавки сопоставима со стоимостью драгоценных металлов. Аналогичное месторождение исследованы в других поднятых подводно-морских дугах в Индонезии и на Филиппинах.

Эксгалиты также размещены в перекрывающих удаленных фациях, где образуются побочные фельзитовые купола. Примеры такой рудной минерализации описаны из верхнепротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов островных дуг в Саудовской Аравии (Roobol and Hackett 1987). Хотя оба типа рудной минерализации указаны на рисунке 10, это не свидетельствует о том, что оба могут быть обнаружены на одном стратовулкане и они включены в ту же диаграмму для удобства. Основная причина

образования такое минерализации в выше лежащих удаленных фациях – это то, что она, более вероятно, лучше сохраняется здесь, а не на более крутых склонах, характерных для ближних фаций. Эта минерализация даже требует, чтобы имелась структурная впадина для её улавливания и сохранения в удаленных фациях. Ряд месторождений характеризуются наличием обломочных текстур и могут быть перемещены из ближних фаций аналогичными способами в переработанную вулканокластику удаленных фаций. Где сохранились месторождения неповрежденными они имеют различные зональное расслоение, с присутствием верхнего слоя кремнистого барита, который может быть золотоносным и слой Pb-Zn сульфидов над слоем медных сульфидов, который может протягиваться в штотверк в подстилающем горизонте. Эти месторождения, находясь над удаленными фациями, образуются в более глубоководных условиях, чем месторождения на вершинах кальдер и, следовательно, при более высоких давлениях, где интенсивные аргиллитовые изменения не происходят.

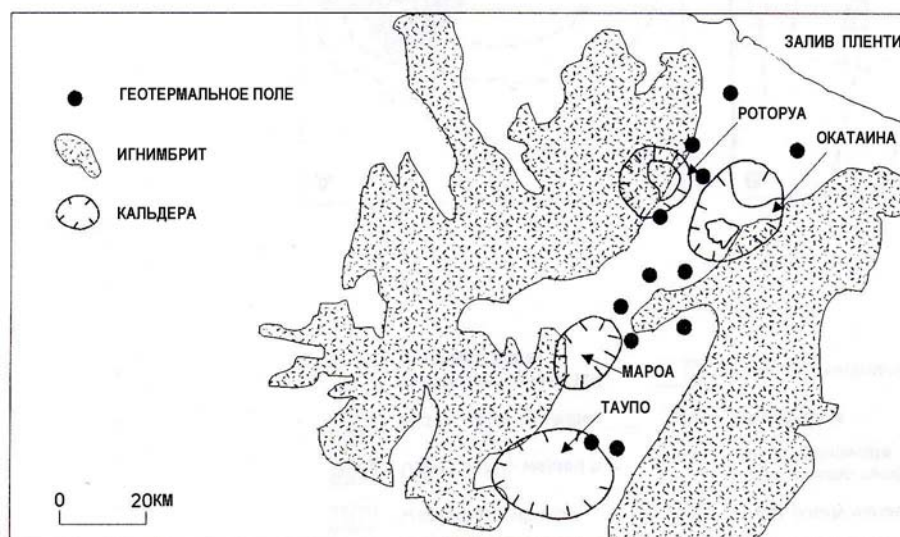


Рис. 21. Распределение активных геотермальных полей, игнимбритов и кальдер в Вулканической зоне Таупо в Новой Зеландии (из Browne and Houghton 1984)

#### 4.3 Риолитовый кальдерный комплекс.

Эпитермальные месторождения лоу-сульфидейшн восходящего потока располагаются в кальдерах, но обычно в материале заполнения и реже в купольном комплексе. Аналогичные эпитермальные месторождения лоу-сульфидейшн восходящего потока располагаются в внешнекальдерных ближних фациях. Они часто содержатся в структурных впадинах со аналогичными внутрикальдерными фациями заполнения кальдер, частично находятся в озерных отложениях, но они отсутствуют в очень мощных кристаллокластических игнимбритах, которые характерны для кальдерного заполнения. Там где рудная минерализация размещена в удаленных фациях, она является частью до гидротермальных вулканических образований. Это можно проиллюстрировать путём рассмотрения активных геотермальных полей, кальдер и широко распространенных игнимбритовых слоев в Вулканической зоне Таупо в Новой Зеландии (рис. 21). Хотя не все активные системы образуют рудные месторождения, но из этого следует, что гидротермальные месторождения не могут образоваться вне их. Поскольку лишь несколько систем образуются внутри кальдер, все располагаются в пределах 20 км кальдеры и возможно, что большее количество кальдер имеется в наличии чем определяется при исследовании.

Примером месторождения, расположенного в материале кальдерного заполнения, является Раунд Монтейн в штате Невада в США, где вмещающая порода представлена мощными игнимбритами. Месторождение имеет сеть питающих эруптивных каналов, но большая часть повсеместно распространенной рудной минерализации находится в пористом богатом пемзой слое в мощных игнимбритах (рис. 22).

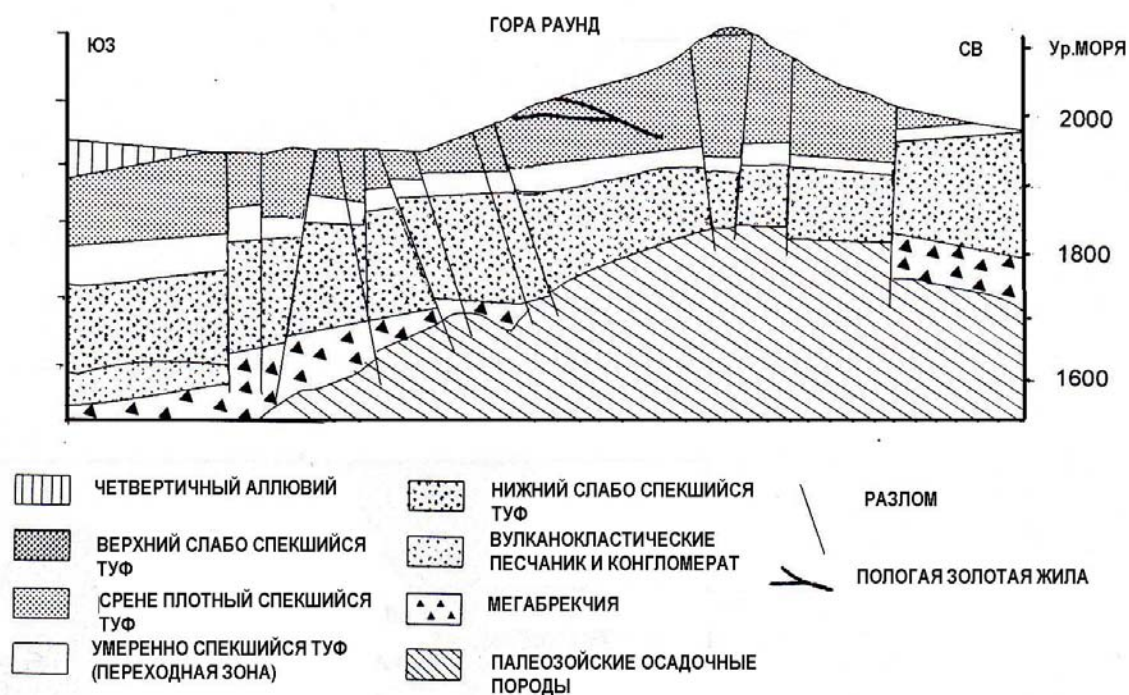


Рис. 22. Разрез через эпитермальное золотое месторождение лоу-сульфидейшн Раунд Монтейн, Невада (Sillitoe 1995).

Очень хорошо изученное (хотя и небогатое золотом) эпитермальное месторождение в кальдере найдено нВ Крид (Колорадо). В этом случае имелся восходящий поток около края кальдеры и растёк поперек кальдеры, который образовал эпитермальное серебряное месторождение лоу-сульфидейшн типа растёка (рис. 23).

Эпитермальная золотая минерализация была изучена в риолитовом куполе на Слипел (Невада), но имелась ли взаимосвязь с кальдерой неясно (Sillitoe 1995). Многие эпитермальные месторождения Боливии размещены в куполах, сложенных кислыми породами и, по крайней мере, некоторые из них связаны с кальдерами (Cunningham *et al.* 1991). Эти месторождения включают, как типы лоу-сульфидейшн, так и хай сульфидейшн и к ним относится месторождение Черро Рико де Потоси, самое большое из известных серебряных месторождений. Основанная рудная минерализация во вне кальдерных ближних фациях изучена на Макдоналд (штат Монтана), где аналогичная структура рудной минерализации, что и на Раунд Монтейн с вертикальными дренирующими зонами и ровно лежащими рудоносными пемзовыми слоями. Карта представлена на рис. 25.

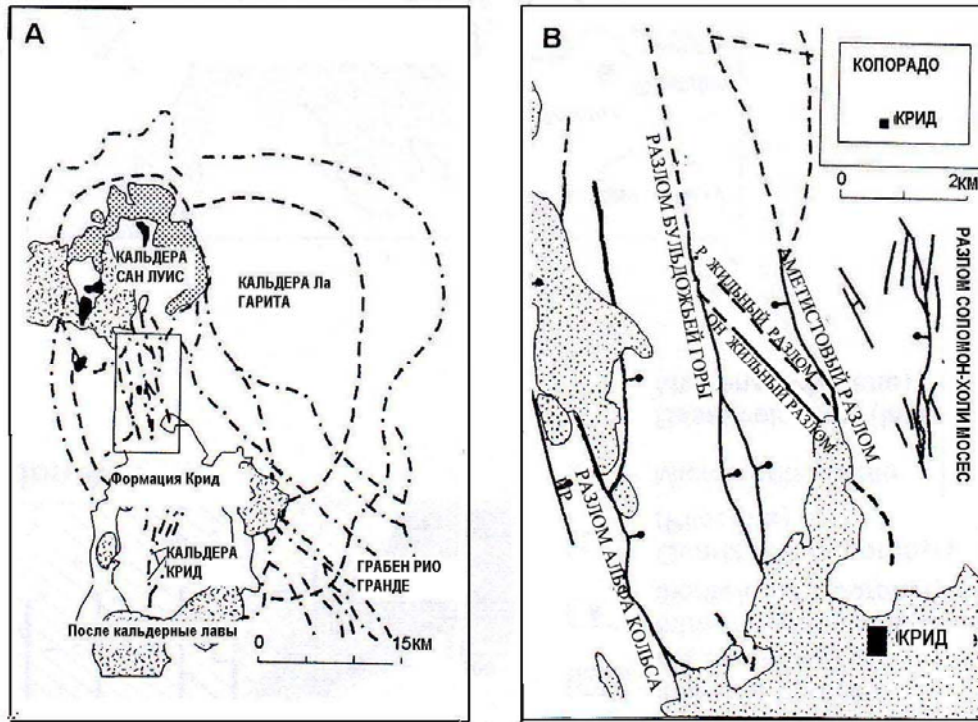


Рис. 23. а) кальдерный комплекс, вмещающий рудный округ Крид и (b) детали рудного округа Крид (из Hauba *et al.* 1985)

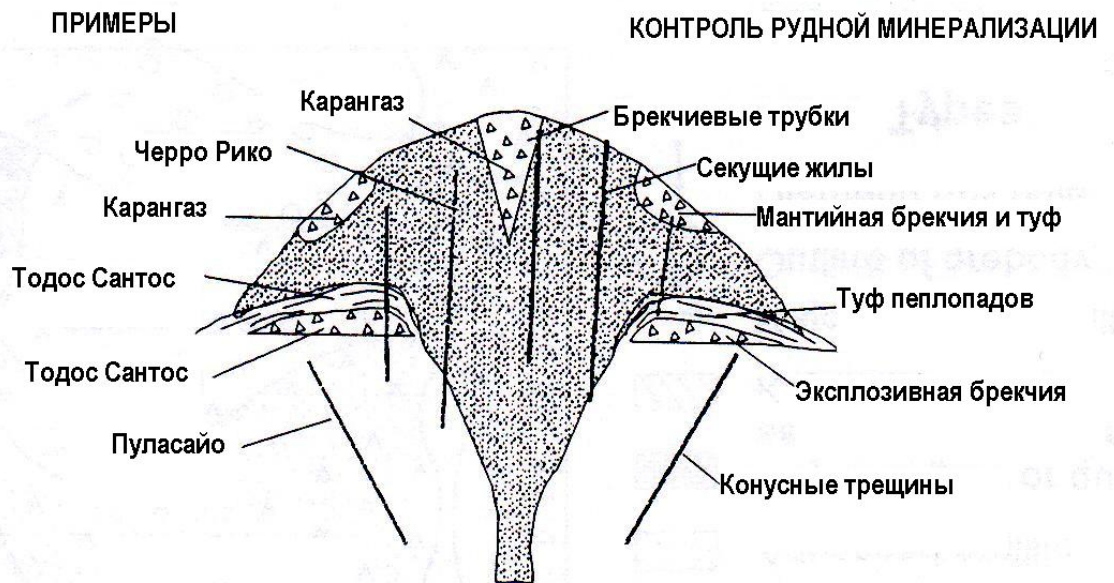


Рис. 24. Модель вулканогенного купола, вмещающего эпитермальные месторождения драгоценных металлов в Боливии (из Cunningham *et al.* 1991)

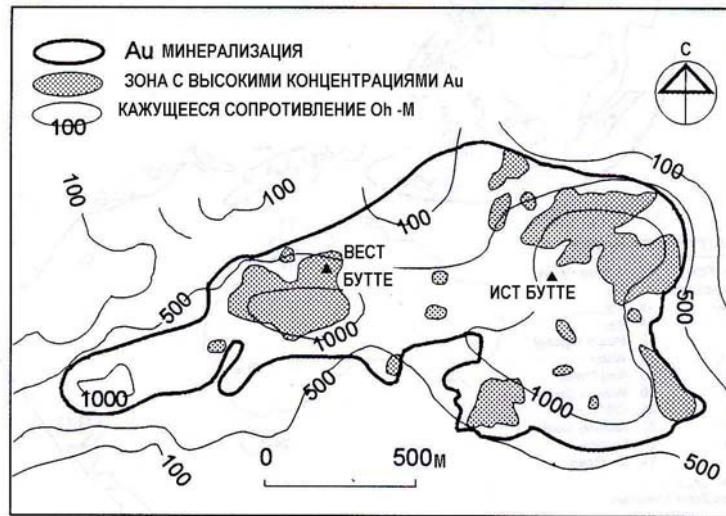
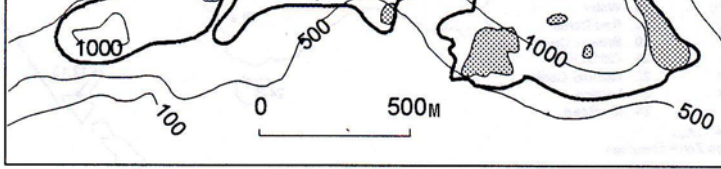


Рис. 25. Карта эпITHERМАЛЬНОГО месторождения лоу-сульфидейшн Макдональд в штате Монтана, США (из Sillitoe 1995)

4.4 Другие.

Медная и золотая минерализация в островных дугах не ограничивается андезитовыми стратовулканами и риолитовыми кальдерными комплексами. Комплексы дацитовых лавовых куполов также содержат эпITHERМАЛЬНЫЕ месторождения, как, например, медно-золотое эпITHERМАЛЬНОЕ месторождение хай-сульфидейшн в Чанкайши на Тайване (рис. 26). Модели вулканических фаций мене пригодны для этого типа эруптивных центров по двум причинам. Они меньше по площади, менее систематические изменения в литологии, чтобы можно выделить фации и они имеют меньшие мощности, так что рудная минерализация частично происходила а подстилающих до вулканических образованиях, Даше в эпITHERМАЛЬНЫХ месторождеиях хай-сульфидейшн.

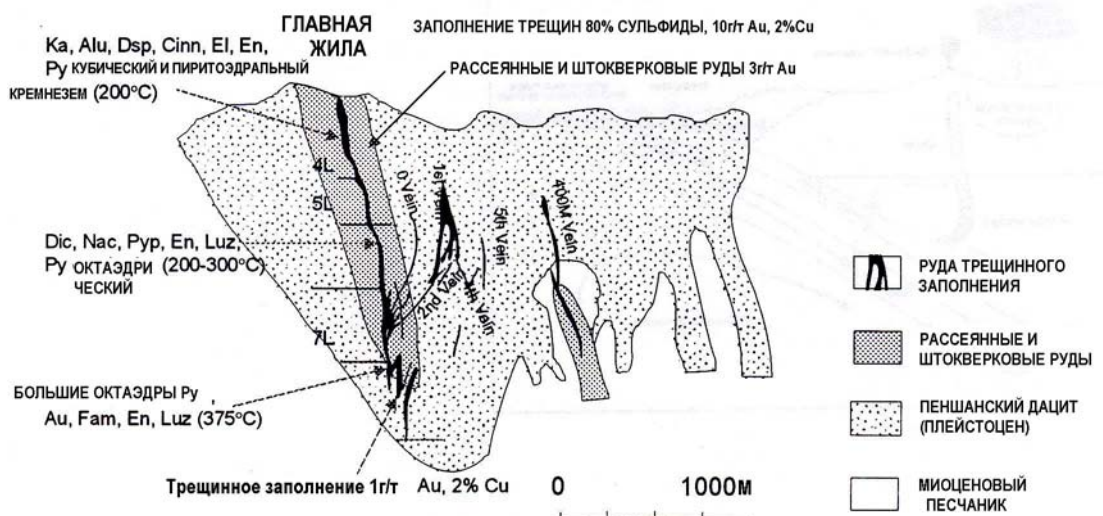


Рис. 26 Геологический разрез главной жилы месторождения Чанкайши, Тайвань (из Tan 1991)

## **Глава 15. Зоны субдукции и столкновения литосферных плит**

### **Содержание.**

#### **1.0. Введение**

#### **2.0. Глобальный тектонический контроль магматизма, связанного с рудной минерализацией**

- 2.1. Региональные следствия столкновений литосферных плит и их крутизна падения
- 2.2. Столкновения океанических плато с субдукционной зоной
- 2.3. Столкновения континентов с субдукционной зоной
- 2.4. Крутизна субдукционных зон
- 2.5. Столкновения континентального террейна с субдукционной зоной
- 2.6. столкновении островных дуг

#### **3.0. Локальный тектонизм и проницаемость**

- 3.1. Главные сдвиговые разломы
- 3.2. Образование нормальных и обратных (реверсных) разломов

#### **4.0. Тектонизм и поднятие**

#### **5.0. Нерегиональный тектонизм.**

##### **1.0. Введение.**

Субдукционные зоны, прошлые и современные и их связь с зонами столкновения литосферных плит являются домами больших золотых гидротермальных рудных месторождений. Это обусловлено:

- Образованием окисленной магмы, которая богата Au
- Хлор, содержащийся в магмах способствует золоту транспортироваться в гидротермальные системы
- Структуры расширения способствуют фокусированию магматизма и последующей гидротермальной деятельности
- Подъём приводит к обнажению месторождений

Известково-щелочные породы, типичные для зон субдукции, ассоциируются со большинством месторождений, но их калиевые эквиваленты образуются в результате столкновений субдукционных зон, которые связаны с самыми богатыми месторождениями.

Активные (современные) субдукционные зоны могут легко идентифицироваться по проявлениям активного вулканизма и сейсмичности. Более тщательная интерпретация требуется для идентификации зон столкновения плит. Чтобы оценить перспективность их, требуется чтобы они были поднятыми и эродированными или найдены их древние эродированные эквиваленты. Поиск древние эквивалентов требует определения линейных известково-щелочных поясов, или, что более благоприятно, калиевых известково-щелочных изверженных пород.

Месторождения, расположенные в этих поясах в неровностях расширения в сдвиговых разломах, образуются в результате косой (наклонной) субдукции или коллизии (столкновения литосферных плит под углом друг к другу) и в последнем случае особенно с пересечением с реверсивными (обратно падающими) разломами.

Подъём не только обнажает рудную минерализацию, но может телескопировать (наложить) эпитептермальные системы на порфириновые месторождения, чтобы образовались большие эпитептермальные месторождения. Этот процесс также достигается секторными обрушениями вулканов, перекрывающих одновозрастные порфириновые системы.

##### **2.0. Глобальный тектонический контроль магматизма, связанного с рудной минерализацией.**

Как уже ранее обсуждалось, большие богатые золотом гидротермальные месторождения порфиривого и эпитептермального типов встречаются в ассоциации с субдукционными зонами и зонами столкновения плит, где субдукционная зона погружается (рис. 1). Предполагается, что это связано с химическим составом летучих компонентов в магмах, формируемые в этих условиях. Краткий обзор процессов генерации таких магм несомненно полезен.

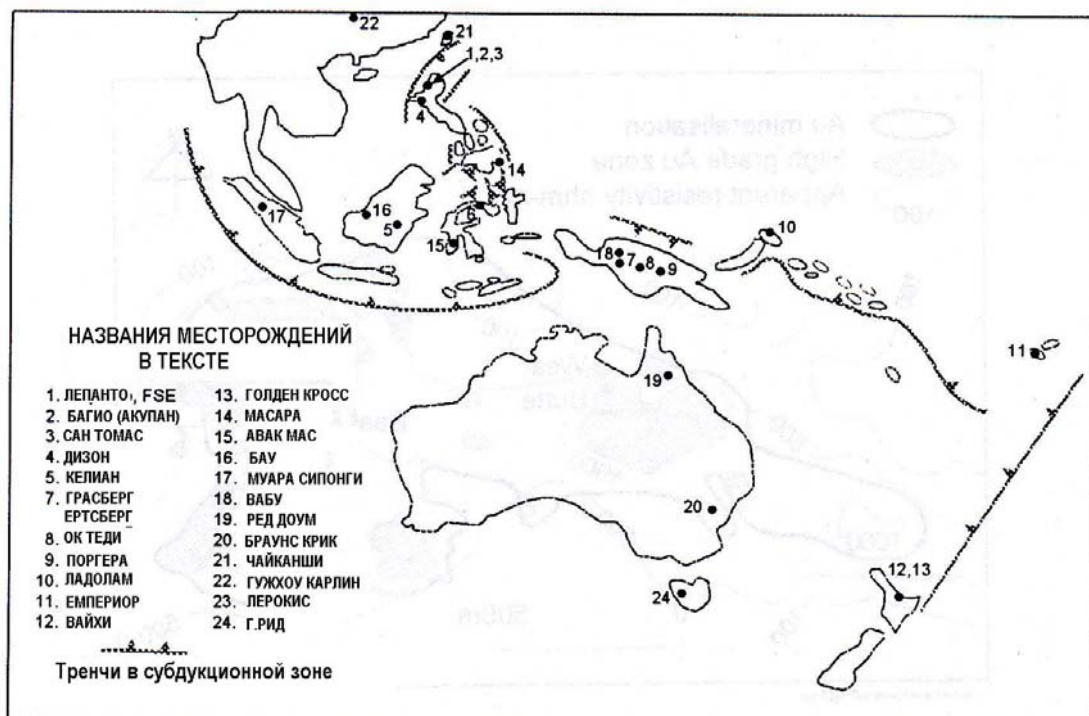


Рис. 1. Субдукционные зоны и некоторые эпигенетические, связанные с магматой рудные месторождения.

В субдукционных зонах плита океанической коры погружается под другую тектоническую плиту (рис. 2). Поскольку плита погружается, то она нагревается и сдавливается, приводя к выделению летучих компонентов (дегазации). Летучие состоят из компонентов, которые находятся в поровых гидротермах и содержащиеся в органическом материале морских осадках и заключенных в гидротермальных минералах, образовавшихся в результате реакций морской воды с изверженными породами океанической коры

Дегазация происходит на глубине, где погружающаяся плита, располагается под мантийной частью выше лежащей плиты, которая называется мантийным клином. Восходящие струи летучих метаморфизируют мантийный клин. Мантийный клин присоединяется к опускающейся слябе, таким образом, он волочится вниз за погружающейся плитой. Когда метаморфизованный мантийный клин достигает глубины примерно 100км, то он частично плавится вследствие разложения амфиболов.

Эта магма затем движется к поверхности, взаимодействует с корой и ранее существовавшими магматическими очагами, затем или образует интрузии, или извергается на поверхность. Эти породы имеют известково-щелочной состав.

Масс балансый бюджет воды показывает, что большее количество воды попадает в субдукционные зоны с опускающейся слябой, чем выходит с вулканической и гидротермальной деятельностью. Остающаяся вода задерживается в метасоматической мантии. Количество метасоматизированной мантии, следовательно, должно со временем увеличиваться. По мере того как она увеличивается, то увеличивается образование магм, которые связаны с порфировой и эпитептермальной минерализацией. Этим процессом можно объяснить, в сочетании с уменьшением вероятности эродирования, преобладания молодых месторождений этого типа.

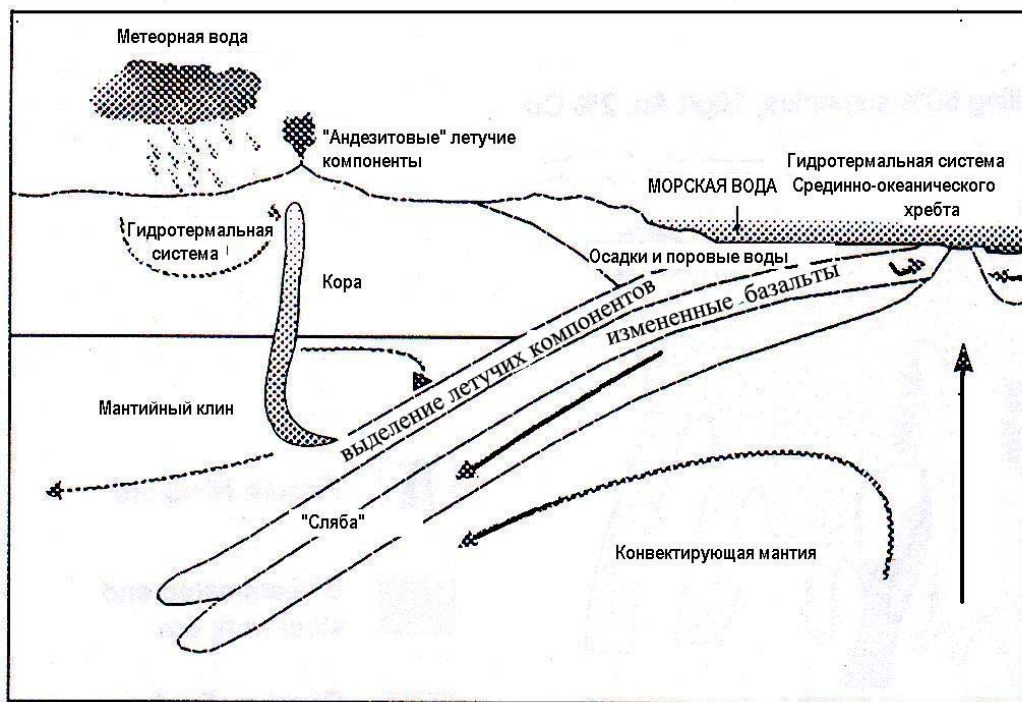


Рис. 2. Отделение летучих компонентов в субдукционных зонах ( Giggenbach 1992 и Furukawa 1993)

Когда столкновение плит происходит, или там где опускающаяся сляба крутопадающая, то погружающаяся сляба и сопряженная с ней метасоматизированная мантия могут разложиться и образовать «сталлед» (остановленную) слябу (рис. 3). Метасоматизированная мантия может уже производить частичное плавление с разложением амфибола, но так как она погружается в более горячую часть мантии, то флогопит будет разлагаться и в дальнейшем будет формироваться парцильный расплав с калием и хлором (отмечаем, что флогопит, привнесенный в мантию в ксенолитах, возвращался из калиевых пород в островной цепи Лихир). Эти расплавы затем поднимались вверх, взаимодействуют с корой и ранее существовавшими магматическими очагами, находящиеся в разном состоянии, и затем образовывали интрузии или извергались в виде калиевых известко-щелочных пород на некотором расстоянии от первичного желоба.

Следствием формирования магм из мантийного клина в условиях окисления является то, что золото содержащие сульфиды в мантии (которые в целом являются более богатыми золотом, чем кора) разрушаются, обогащая расплав золотом. По мере миграции в коре золото содержащие сульфидные кумуляты не могут формироваться и золотом обогащенные расплавы могут размещаться на малых глубинах в земной коре. Эти расплавы также содержат золото транспортирующий лиганд **хлор**, способствует золоту переноситься из расплава в гидротермальную систему. Калиевые магмы содержат самые высокие концентрации хлора и с ними связаны самые богатые золотые месторождения. Также отмечается, что такие месторождения богаты теллуrom.

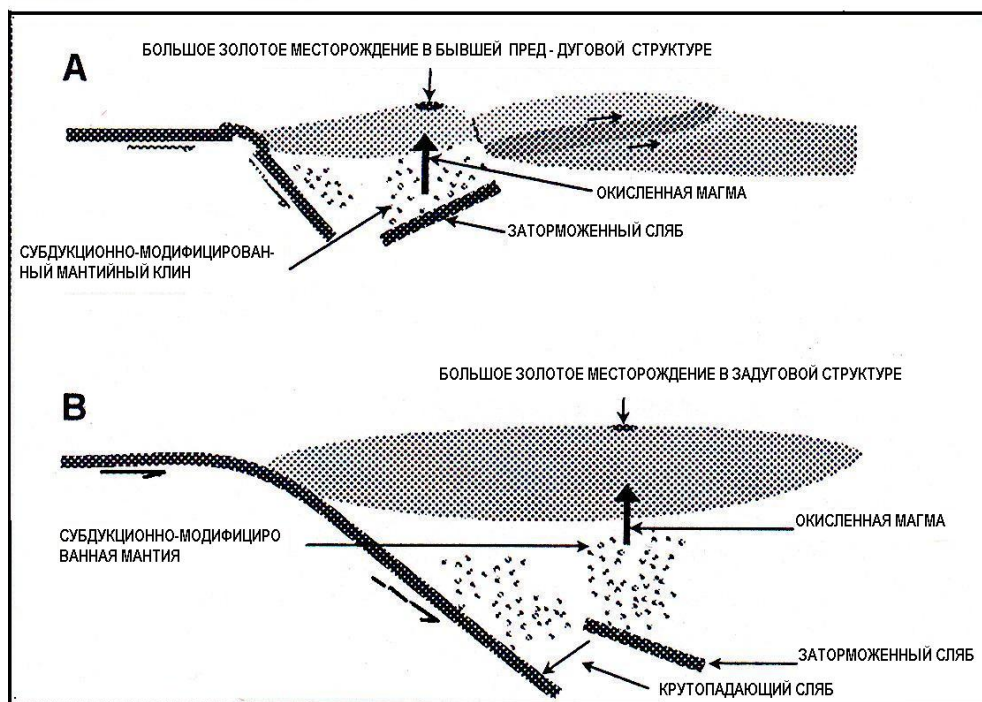


Рис. 3. Тектонический сценарий частичного плавления оставленных сляб и выше расположенных субдуцированных мантийных клиньев, что приводит к образованию сильно окисленных магм. При окислении сульфидов магматического клина выделяются золото и медь а) следствие столкновения островная дуга/континент, б) Вовремя миграции субдуцированной слябы в сторону желоба (трэнча) (сляба крутопадающая) ( Sillitoe 1997)

Калиевые известково-щелочные породы также образуются в нормальных субдукционных зонах, где они обычно находятся дальше от желоба, чем известково-щелочные дуги, как, например, гора Муриа на Острове Ява в Индонезии и г. Араиат на о. Лусон на Филиппинах. Где имеется большой угол и высокая скорость субдукции, могут частично перекрываться две группы пород. Калиевые интрузии поздней стадии и высокие концентрации теллуридов в Багио на Филиппинах могли образоваться таким путём.

Оказалось, что крутизна зон субдукции благоприятна для окисленных богатых золотом расплавов, так как здесь больше морских осадков, которые содержат карбонатный материал и, следовательно, их количество уменьшается, так как они могут оставаться в желобе при крутом падении и не являться частью опускающейся плиты. Очевидно, что этот процесс является ответственным за золотую порфировую минерализацию Лусона и ясно почему г. Пинатубо, являющаяся частью той же дуги ответственной за золотую порфировую минерализацию, извергала богатый сульфатами материал (Imai et al. 1997).

### 2.1. Региональные следствия столкновения плит и их крутизна наклона.

Сталкивающаяся плита может быть континентальной, сложенной континентальными образованиями (террейнами) или океанической плитой. Её реальный состав не важен, как раз, потому что её внезапная остановка субдукции приводит к образованию сталлед слябы. Столкновение также может быть причиной подъёма.

### 2.2. Столкновение океанического плато с зоной субдукции.

Первым примером этого является столкновение плато Онтонг Ява с островной дугой Новой Гвинеи, которое сформировало цепь островов Лихир-Фени-Табар с золотым эпитептермальным месторождением мирового класса Ладолам. Такое же столкновение плато-дуга также обусловило калиевый вулканизм Фиджи, связанный с главной золотой минерализацией Император и Cu-Au порфировой минерализацией в других местах.

### 2.3. Столкновения континентальной плиты с зоной субдукции.

Первым примером такой тектонической ситуации является коллизия Австралии с Новой Гвинеей. Она сформировала цепь проявлений калиевых изверженных пород пересекающую остров Новая Гвинея, который постепенно становится более эродированным к западу. Сильно эродированные Cu-Au профир и

связанные с ними скарны обнажаются в западной Ирианской Яве. Порфиново/скарновое месторождение Ок Теди располагается на западе Папуа Новая Гвинея(ПНГ). Мезотермальное месторождение Поргера находится на востоке рядом с мезотермальным месторождением горы Каре. Далее на восток на продолжении цепи располагаются калиевые вулканы (один из которых содержит ангидрит в продуктах своих извержений, что свидетельствует о присутствии окисленного расплава), которые предположительно являются не эродированными эквивалентами калиевых интрузий, непосредственно связанных с рудной минерализацией на западе. Австралия также сталкивается с дугой Банда, которая испытывает поднятие, в связи с чем происходит обнажение ранее существовавшей рудной минерализации, как, например, Бату Хийау и Лерокис.

#### **2.4. Крутопадающие субдукционные зоны.**

Этот механизм использовался для объяснения образования больших золотых месторождений, ассоциирующихся с калиевыми изверженными породами в континентальных структурах Америки, таких как Бингхам (Sillitoe 1997) и не может быть применим к юго-западной Пасифике.

#### **2.5. Столкновение континентальных террейнов с зонами субдукции.**

Хорошим примером этого случая являются Филиппины, где континентальный террейн Палаван-Миндоро столкнулся с субдукционной зоной Манильского желоба (трэнча) и разбил её на часть западного Лусона и трэнч Негрос. Возможно это событие привело к формированию крутизны субдукции в Манильской зоне и к завершению субдукционирования и обраной направленности субдукции начавшейся сейчас на востоке Лусона. Это привело к наклонению дуг и образованию главных активных геотермальных полей на этих изгибах (Мак-Бан на севере (Лусон) и Палинпинон на юге на Негрос) свидетельствует о формировании основной проницаемости структур. Этот процесс вызвал локальное поднятие и обнажение минерализации, представленной эпитептермальной золотой минерализацией Масбате и золотоносной брекчиевой трубкой Булаван на юге Негрос.

#### **2.6. Коллизии дуга-дуга**

В настоящее время эта ситуация происходит море Молукка, где столкновение происходит почти параллельно и происходит поднятие дуг Сангихе и Талауд, обнажающее рудную минерализацию. Коллизия дуга-дуга в правых углах происходит между дугами Сулу и Котобато, также приводящая к подъёму и обнажению рудной минерализации.

### **3.0. Локальный тектонизм и проницаемость.**

Проницаемость в локальном масштабе обсуждалось детально в главе 3.

#### **3.1 Главные сдвиговые разломы.**

Где субдукция или коллизия косые большая часть латеральной подвижки, переданная на верхнюю плиту, приводит к образованию сдвиговых разломов. Филиппинский разлом и Суматрский разлом являются первостепенными примерами таких зон субдукции. Остров Новая Гвинея рассекается сдвигами ССВ простирания, которые рассматриваются в качестве мест локализации малоглубинного магматизма и рудной минерализации (Henley and Etheridge 1995). Подвижки по таким разломам не всегда сдвиговые и они могут иметь эшелонно срезающий эффект разломообразования в некоторых местах, которые важны при подъёме и обнажении рудной минерализации. Однако, более важным является создание расширяющихся выступов (Sibson 1989) вдоль эти разломов. Они образуются там, где имеются изменения направлений главного разлома и их расщепление для образования субпараллельных разломов, подвижки по которым формируют поперечные ) разломы и оперяющие растяжения между ними. Эти локальные образования высокой проницаемости и могут быть местами повторяющихся интрузий, образования диатрем и развития гидротермальных систем, которые могут вмещать эпитептермальные месторождения лоу-сульфидейшн.

#### **3.2. Нормальное и реверсное разломообразование.**

Имелась общая точка зрения, что структуры, вмещающие жильную рудную минерализацию, являются нормальные разломы, в основном, потому что нормальные разломы образуются в местах локализации полей напряжений и, следовательно, считалось, что они имеют большую проницаемость, чем другие типы разломов. Это явилось сверх упрощением.

Так, например, недавние работы на руднике Эмперор показали, что здесь рудная минерализация связана с «флатмейкс», т.е. с реверсными разломами с малыми углами падений, что согласуется с тектоникой столкновения районов с преобладающей во времени рудной минерализацией. Оказалось, что пересечения реверсных разломов с малыми углами и сдвигов в Новой Гвинее, особенно перспективны (Henley and Etheridge 1995). Жила Эмперор, главная рудоносная структура рудника Голден Кросс в Новой Зеландии, как недавно установлено, также связана с реверсным разломом.

#### **4.0. Тектонизм и поднятие.**

Это обсуждалось раньше с точки зрения изучения зон коллизии и разломов типа «ножницы», где основную роль подъёма заключается в обнажении рудной минерализации, которая обычно предшествовала подъёму. Однако, минерализация может также происходить во время поднятия, формирующего главные гидрологические изменения, приводящие к множественности фаз рудообразования и увеличению вертикального интервала рудопроявления. Предполагалось, что этот процесс происходит в Багио на Филиппинах (гидротермальная система ещё не полностью прекратила свою активность). Где эрозия согласуется со скоростью подъёма, этот процесс также способствует телескопированию эпитептермальной минерализации на порфириновую минерализацию. Результатом этого бывает то, что порфириновое месторождение действует в качестве богатого источника металлов (первичной рудой), из которого может образоваться богатое эпитептермальное месторождение. Первоклассным примером этого является месторождение Лепанто на Филиппинах (Artibas *et al.* 1995).

#### **5.0. Нерегиональный тектонизм.**

Другим механизмом, который телескопирует эпитептермальное месторождение на порфириновую рудную минерализацию, является секторное обрушение вулканической постройки. Секторное обрушение, по существу, является очень большим оползнем и обычно происходит в вулканических толщах, которые не имеют малоглубинных даек. Историческим примером может служить Сан Хеленс. Вулканические толщи могут быть ослаблены гидротермальными изменениями и присутствием гидротермальных глин в обломочных потоках может способствовать их подвижности. Следовательно, там где образуются мало глубинные интрузии и они выделяют летучие компоненты, которые изменяют вулканические образования, может произойти ослабление конструкции постройки и произойдет секторное обрушение. Если интрузия значительно затвердела, то она не взрывается, при этом меньшая давление, и может образоваться малоглубинная эпитептермальная система. Если в течение процесса твердения происходило образование порфириновой минерализации, то она могла давать первичные руды для эпитептермального месторождения с повышением концентрированности рудных элементов. Предполагается, что этот процесс был главным фактором в формировании месторождения Ладолам на острове Лихир (Sillitoe 1994a).

## Глава 16. Палеотектонические реконструкции.

### Содержание.

- 16.1 Введение.
- 16.2 Вулканические породы и малоглубинные интрузии.
- 16.3 Гидротермальные изменения.
- 16.4 Донные магнитные реверсные структуры.
- 16.5 Разломы и структуры.
- 16.6 Реальный мир.
- 16.7 Обобщение.

### 16.1 Введение.

Распределение активных вулканов, геотермальных систем, районов землетрясений и известных векторов миграции плит - является современными тектоническими индикаторами, которые определяют пояса современных зон субдукции и коллизий юго-западной Пасифики. Такие индикаторы могут быть полезными в районах, испытывающими мощное поднятие и эрозию. В результате чего обнажается молодая рудная минерализация, как, например, на Северном Лусоне на Филиппинах. Однако для идентификации более древних рудных поясов, где нет известных месторождений и/или активных индикаторов субдукции и коллизий, должны использоваться другие признаки.

Чтобы найти старые рудные пояса или распространение известных древних поясов и месторождений в них, требуется палеотектоническая реконструкция. Для этого используются эквиваленты современных тектонических индикаторов, которые сохранились в геологической истории. Они приводятся в таблице 16.1. Порядок, который для них принят в виде примеров, представлен от регионального до локального масштаба. Эти масштабы сужены от поясов, сложенных вулканическими и субвулканическими породами, образовавшимися из метасоматизированной мантии, до районов гидротермальных изменений внутри них, и которые в свою очередь имеют внутри разломы, часть из которых связана со структурами растяжения. Рудники располагаются вблизи или в рудоносных интрузиях, которые ассоциируются со структурами растяжения, или они связаны с разрабатываемой рудной минерализацией, которая непосредственно образовалась в пределах структуры растяжения.

Таблица 16.1

Активные тектонические индикаторы и их геологические признаки.

Активные тектонические индикаторы	Геологические признаки
Вулканы, образованные из метасоматизированной мантии	Известково-щелочные (частично калиевые) вулканические породы и малоглубинные интрузии
Геотермальные системы	Гидротермальные изменения
Векторы миграции плит	Схемы донно-морской обратной намагниченности
Землетрясения	Разломы и структуры

Эти серии могут рассматриваться в качестве последовательных совпадений факторов в одной точке во времени и пространстве, которые позволят определить расположение промышленного месторождения (рис.16.1).

### 16.2 Вулканические породы и мало глубинные интрузии.

Вулканические породы и мало глубинные интрузии, образовавшиеся из метасоматизированной мантии, маркируют рудные пояса. Как обсуждалось в главе 15, эти породы по составу относятся к известково-щелочным и калиевым известково-щелочным сериям. Сопоставление существующих геологических карт с последующими полевыми исследованиями, подтвержденными анализом трассерных элементов и радиометрическим датированием, может служить распознаванию и выбору таких поясов или дополнительному изучению известных рудных поясов.

ICP-MS анализ, трансформированный в анализ редкоземельных и других трековых элементов, из академических исследований перешёл в разряд полезных разведочных методов. Значительные вариации главных элементов происходят в конкретных поясах, но они указывают лишь на характерные особенности конкретного эндогенного центра. Однако редкие земли и другие трековые элементы показывают характерные признаки пояса, которые могут сохраниться в некоторых гидротермально изменённых породах.

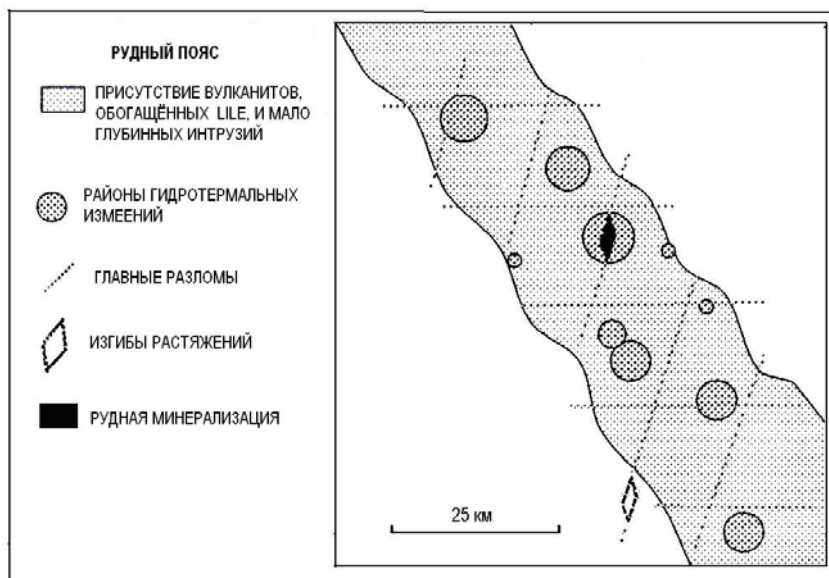


Рис. 16.1. Пересечение тектонических индикаторов, сохранившихся в геологической истории.

Они особенно полезны при определении калиевых известково-щелочных интрузий, которые, в связи с их изменениями, очень трудно идентифицировать другими аналитическими методами. Исторически сложилось так, что это препятствовало установлению более широких взаимоотношений между известково-щелочными интрузиями и золотыми порфировыми месторождениями. Однако, когда проявлялись гидротермальные изменения, в результате которых разрушались первичные циркон и апатит, которые содержали большую часть редких земель, то могли произойти значительные изменения концентраций редких земель. Следовательно, эти исследования сосредоточивались на свежих и слабо изменённых породах с пропилитовыми изменениями. Жилы также необходимо было избегать, чтобы уменьшить разубоживание жильных минералов.

Большие литофильные элементы, из которых калий (ионный радиус 133рм) наиболее обычен, являются самыми привлекательными, но из литофильных трековые элементы относительно немобильны во время гидротермальных изменений. Присутствие повышенных концентраций литофильных элементов в вулканических породах указывает, что они произошли из метасоматизированной мантии. Эта ассоциация изверженных пород, обогащённых литофильными элементами, и золотых месторождений не является случайным совпадением. Когда золото находится в виде хлор-комплекса, то оно имеет очень похожие химические свойства с литофильными элементами (ионный радиус 137рм). Особенность калиевых известково-щелочных пород, сильно обогащённых литофильными элементами, может быть использована для их идентификации, при условии, что гидротермальные изменения не разрушили вмещающие их минералы. Обогащение литофильными элементами также сопровождается обогащением лёгкими редкими землями, которые можно быстро определить по отношению лёгких редких земель к тяжелым REE (рис.16.2).

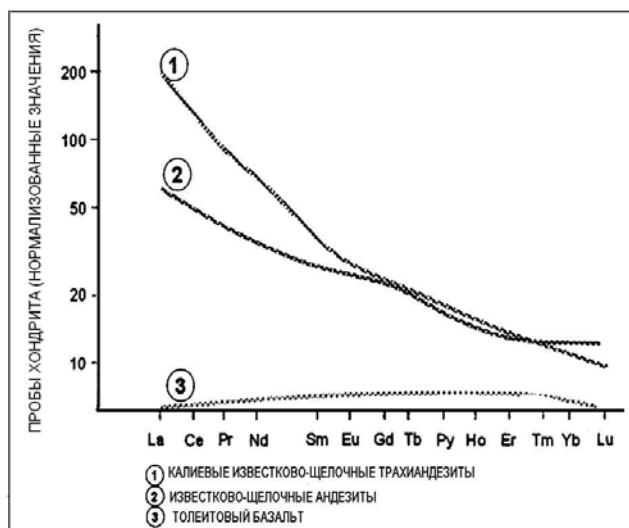


Рис.16.2. Хондритовые нормализованные модели редких земель, которые позволяют отличать не островодужные изверженные породы от метасоматизированной мантии.

Так, например, La (ионный радиус 114 рм) и Yb (ионный радиус 86 рм) являются обычно относительно мало подвижными при гидротермальных изменениях и в некоторых случаях имеют очень похожие химические свойства. Изверженные породы не из островных дуг имеют отношение La/Yb, примерно, равное единице, известково-щелочные породы имеют это отношение, примерно, 5, а калиевые известково-щелочные породы – 20. Хотя необходимо отметить, что абсолютные концентрации могут быть не обязательно высокими.

Современные успехи радиометрического датирования также находят применение в идентификации индивидуальных рудных поясов, особенно, там, где пояса перекрыты. Ar-Ar датирование преодолевает многие проблемы K-Ar датирования, как, например, использование меньших объемов проб и их термическая история может быть установлена из первичных минералов, даже в случаях, где отмечаются слабые гидротермальные изменения. Ar-Ar метод также допускает датирование отдельных гидротермальных событий, уменьшая неопределенности при сопоставлении с K-Ag датировками. Когда такие события происходят одновременно с магматической деятельностью, как, например, калиевые изменения в порфирах, то возраст пояса может датироваться по гидротермальным минералам. Если сохранился циркон, то датирование гидротермально измененных изверженных пород можно проводить U-Pb методом. Это требует серии анализов от краев к центру кристалла циркона и сопоставление их с серией подходящих результатов анализа центра кристаллов, но цена этих измерений не превышает цену Ar-Ag анализов.

В итоге, рудные пояса и их распространение могут быть идентифицированы по присутствию изверженных пород, образованных из метасоматизированной мантии. Это породы известково-щелочных и калиевых известково-щелочных серий и мало глубинных интрузий. Обычно эти породы могут определяться при полевом картировании. Для выделения различных поясов можно использовать анализы редких земель и радиометрическое датирование. Это особенно полезно там, где породы гидротермально изменены или где имеется перекрытие между поясами. Примером этого является Багио на Филиппинах, где имеется две фазы порфировой минерализации и наложение в пространстве эпитермальной минерализации.

### 16.3 Гидротермальные изменения.

В целом тема гидротермальных изменений обсуждалась детально в главе 9. Природа гидротермальных изменений позволяет интерпретирование палеогеологии месторождений и, следовательно, помогает в определении предполагаемых рудных зон, что будет обсуждаться в главе 17.

Если пояс известково-щелочных или калиевых известково-щелочных пород был идентифицирован, то районы гидротермальных изменений в этих поясах указывают на нахождение здесь гидротермальных систем. Как обсуждалось ранее, имеется много районов рудной минерализации и немного рудников. Еще больше имеется районов гидротермальных изменений сравнительно с районами рудной минерализации. Уровни эрозии могут изменяться постепенно вдоль поясов и их изучение даже там, где они могут не иметь рудной минерализации, они могут быть определены (рис. 16.3).

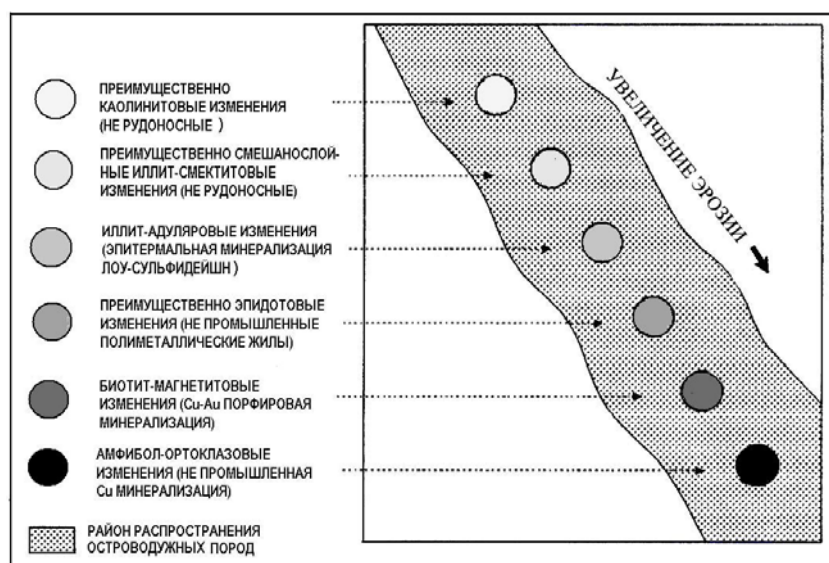


Рис.16.3. Прогрессивные эрозионные уровни в островных дугах определяются по разнообразию гидротермальных изменений.

## 16.4 Донные магнитные реверсные структуры.

Точная интерпретация схем обратной намагниченности на морском дне далека от этой работы. Однако многие интересуются этой информацией и публикациями о ней, особенно в «Тектонофизике», «Тектонике» и «Трудах Американского Геофизического Союза». Наряду с данными, полученными методами Ar-Ar и U-Pb датирования, рекомендованные ранее, могут быть рассчитаны соответствующие векторы миграции плит и применимы к некоторым поясам. Однако они требуют очень строгой оценки, как датировок, так и векторных расчётов.

Требуются, как векторы миграции вмещающих плит, так и подвигаемых плит. При условии, что Земля не плоская, для точности эти векторы могут быть выражены и обработаны в виде относительно вращающихся векторов в полярных координатах (Minster, Jordan, 1978). Однако степень точности, вероятно, не подтверждается с точки зрения возможных неопределенностей данных и требования получения полезного результата. Таким образом, векторы могут трактоваться относительно просто. Вектор миграции вмещающей плиты и подвигаемой плиты вычитаются, чтобы дать относительное движение плите. Другая часть требуемой информации представляет собой простирание зоны субдукции

Островные дуги параллельны зонам субдукции, которые их формирует. Зона столкновения, где происходит образование магмы из метасоматизированного мантийного клина, формирует более рассеянные островные дуги, но здесь тоже имеет место субпараллелизм. Угол, перпендикулярный к простиранию зоны субдукции, принимается в качестве угла субдукции и сравнивается с углом относительного движения плиты (рис. 16.4). Если два угла одинаковы, то субдукция будет перпендикулярной и структуры растяжения, секущие пояс, будут представлены нормальными разломами с таким же простиранием. Только они имеют очень ограниченное расширение и, мало вероятно, что вмещают большие рудные месторождения.



Рис. 16.4. Расчёт наклона субдукции островной дуги.

Если вектор углов столкновения плит расположен под углом к углу субдукции, то субдукция является косой, и здесь могут присутствовать сдвиговые разломы с возможными выступами растяжения, особенно, там, где имеются изменения простирания этих разломов. В целом эти разломы будут иметь простирание, почти параллельное вектору столкновения, и они секут островную дугу косо (под углом). Направление их миграции будет таким же, как направление скоса. Если угол субдукции находится справа относительно угла миграции, то направление движения будет правосторонним, и если он располагается слева, то направление движения будет левосторонним (рис. 16.4b). Ориентация структур растяжения может быть определена, как только будет известно направление миграции (рис. 16.5).

Там, где угол скоса (рис. 16.4c) большой, наклон зоны субдукции также будет большим. Сдвиговые разломы будут протягиваться параллельно островной дуге и могут перекрывать или простираться рядом с дугой, если имеется высокая степень сцепления между верхней и нижней плитами. К сожалению, только угол скоса может определяться для старых островных дуг. По нему можно лишь прийти к выводу о том, что имеется ли высокая вероятность параллельного наложения сдвиговых разломов, там, где угол скоса превышает  $45^\circ$ , но это не всегда присутствует в случае современных островных дуг. Это наиболее особый случай, когда происходило формирование больших депрессий тыловых дуг. Ситуация, где островная дуга и сдвиг накладываются или простираются параллельно дуге, наблюдается на Суматре, центральных Филиппинах, Колумбии и на юге Чили. Очевидно это очень благоприятная ситуация, поскольку пересечение разломов, которые могут иметь расширяющиеся выступы, и островные дуги максимально похожи (на примере Суматры; рис. 16.6).

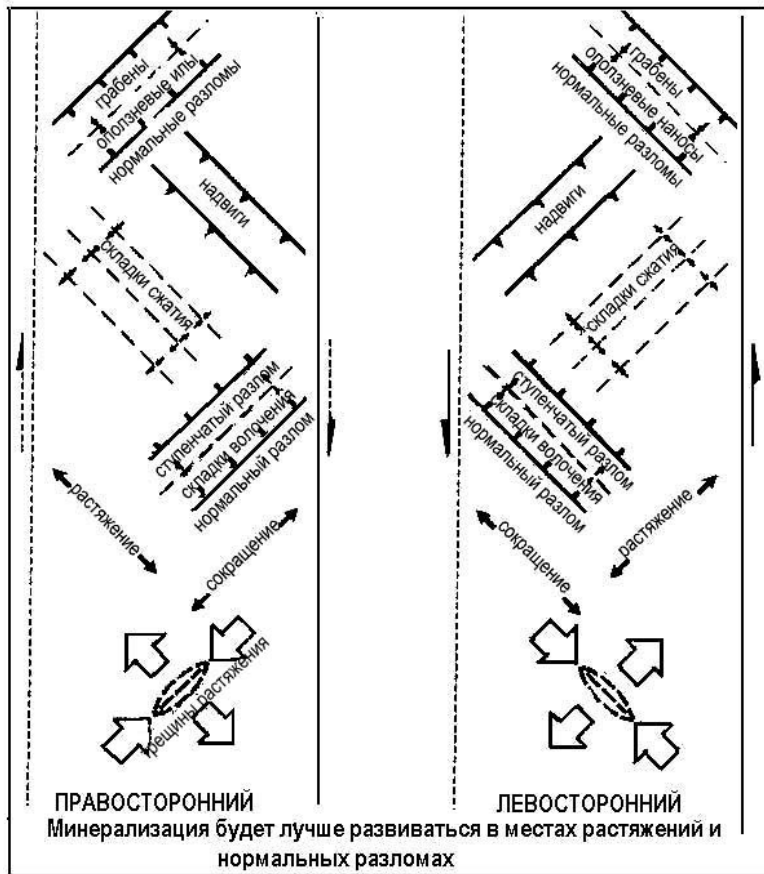


Рис. 16.5. Структурная система, связанная с образованием сдвиговых разломов.

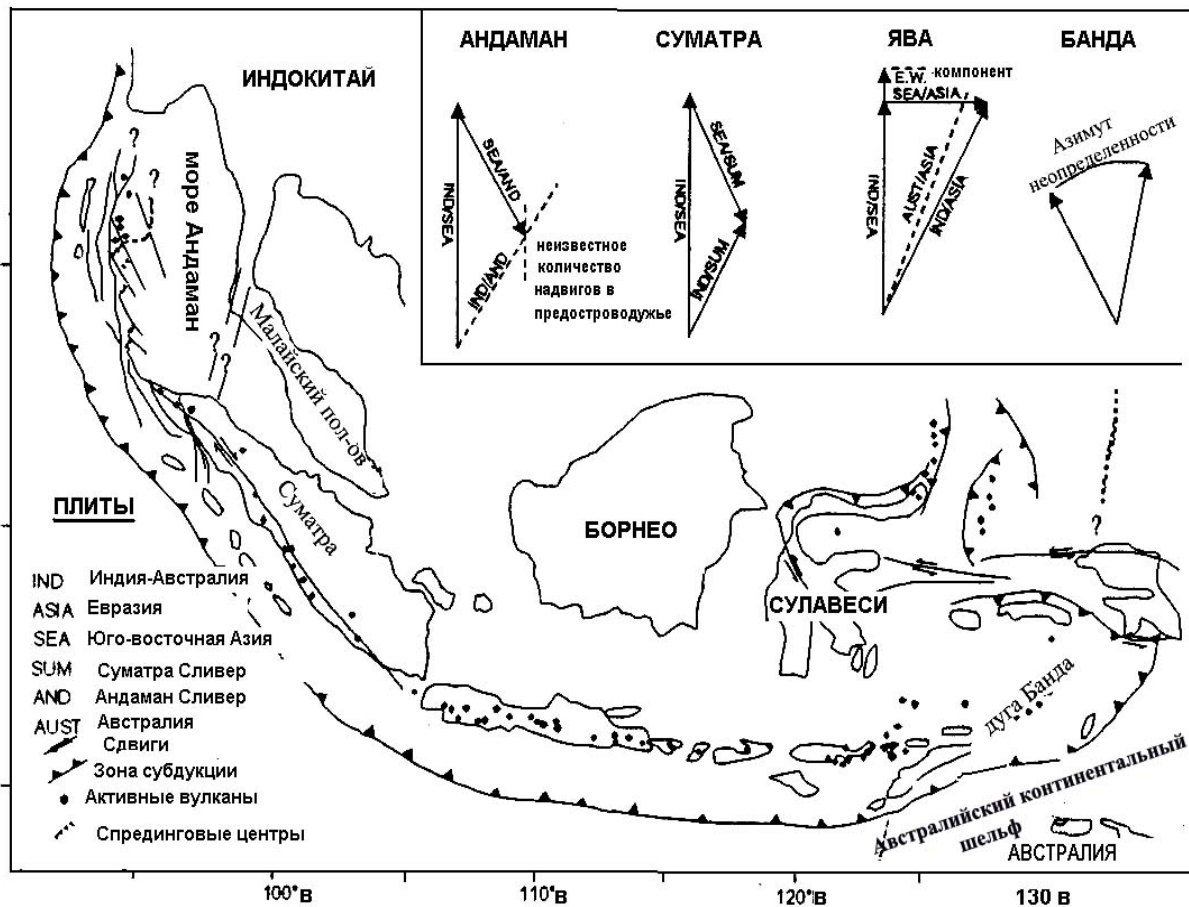


Рис. 16.6. Протяженное пересечение сдвига Суматры с вулканической дугой (Jaggard, 1986).

При условии, что дуга является лишь частью верхней плиты, то частота встречаемости сдвигов вдоль дуг не является случайностью. Вулканический фронт имеет высокий тепловой поток и эти породы, ослабленные на глубине такими сдвигами, образуются преимущественно вдоль дуг (Jaggard, 1986). Следовательно, там, где имеются данные о высокой степени скоса (косого направления движения плиты к зоне субдукции), имеется очень высокий шанс, что сдвиги будут простираются вдоль островной дуги.

Также необходимо отметить, что не все гидротермальные системы находятся в выступах расширенных разломов. Таким примером является Вулканическая Зона Таупо в Новой Зеландии. Образование сдвигов и формирование выступов растяжения происходят на востоке вулканической зоны, а не внутри неё. Рудная минерализация, открытая внутри Вулканической зоны Таупо, рассеяна и с низкими концентрациями в основном потому, что отсутствуют выступы растяжения. Следовательно, поскольку там, где имеется выступ растяжения в островной дуге, то имеется очень большая вероятность присутствия гидротермальной системы, но присутствие гидротермальной системы не обязательно означает наличие расширяющегося выступа.

### 16.5 Разломы и структуры.

Землетрясения, формирующие зоны Беньофа-Вадати, которые являются на сегодняшний день тектоническими индикаторами субдукционных зон, образуют разрывы в опускающейся слябе (плите) и, следовательно, плохо наблюдаемые геологами. Сейсмические события могут продуцировать процессы, которые обеспечивают проницаемость гидротермальных систем, но они являются результатом взаимодействия тектонических плит, которые создают общую структуру, проявляемую в виде системы разломов и разрывов. Векторы миграции современных плит и более старые векторы, определяемые по магнитным картам морского дна, могут использоваться для оценки предпочтительной ориентации различных структур при разведке в очень молодых быстро поднимающихся районах (раздел 16.4).

В более древних районах, где векторы миграции плит не могут быть диагностированы, системы разломов и структур должны читаться непосредственно и определяться предпочтительная ориентация структур расширения. Это может требовать значительных исследований в региональном масштабе. Weinberg (1992) провёл такие исследования в западном Никарагуа (рис. 16.7).

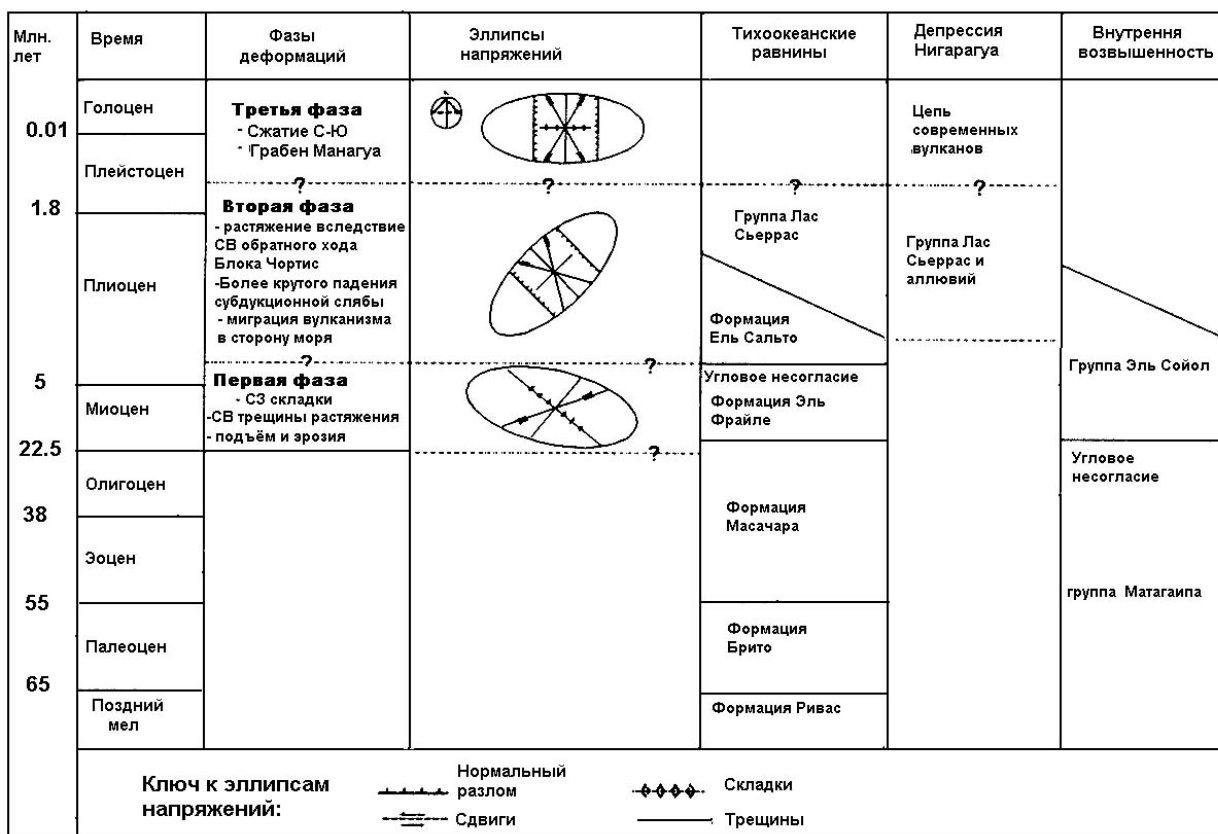


Рис. 16.7. Неотектоника западного Никарагуа (Weinberg, 1992)

При изучении горизонтов пород различного возраста были собраны данные, относящиеся к типу разломов и их ориентации, а также ориентации структур и складок. Типы и ориентация структур ограничивались более молодыми породами. Чтобы определить серии структурных режимов, показанных в

виде эллипсов напряжений на рисунке 16.7, они были последовательно вычленены из типов и ориентации структур более древних горизонтов пород,

Плио-плейстоценовая группа Лас Сьеррас представляет рудоносную дугу в Западном Никарагуа. Эпитермальные золотые жилы размещены в подстилающих более древних образованиях группы Эл Койол и распространены, преимущественно, на севере и северо-западе (Malone, Stoiber, 1987). Они имеют рудную минерализацию, сформировавшуюся во время перехода от второй к третьей стадии деформаций (рис. 16.7). Эллипс напряжений для второй стадии деформаций показывает северо-западное простирание нормальных разломов. Они параллельны линиям напряжений, вмещают рудную минерализацию, тогда как во время третьей фазы деформации нормальные разломы простирались в меридиональном направлении. Этот переходный период совпадает с концом магматической активности группы Лас Сьеррас. Идентификация рудных дуг и структур в районах гидротермальной активности, одновременных с островной дугой, следовательно, может непосредственно указывать на локализацию рудной минерализации.

В дополнении к полевому картированию можно использовать дистанционные методы исследований. Стереопары или радарные изображения, которые также дают топографическую информацию, могут использоваться при реконструкции наиболее полезных рельефных цифровых моделей (DEM). DEM могут затем обрабатываться с использованием программ ER mapper (земное картирование) и разнообразных усилений, таких как изменение угла солнечной освещенности и точек наблюдений, в результате чего можно идентифицировать главные разломы и структурные системы, связанные с выступами растяжения в районах островной дуги.

Аэромагнитные исследования могут также помочь в диагностике главных разломов. Расшифровка магнитных аномалий, благодаря небольшим различиям магнитных свойств главных литологических образований, может использоваться при идентификации резких линейных прерывов, образованных главными разломами.

## 16.6 Реальный мир.

В предыдущих разделах рассматривалась ситуация, когда линейный пояс пересекался линейными разломами и структурами различного происхождения. Однако там, где происходило после рудообразующее столкновение (коллизия) дуги и других тектонических образований (террейнов), которые в некоторых случаях могли быть необходимым процессом при подъеме и вскрытии рудной минерализации, ситуация становится более сложной. Имеется возможность активизации структур при различных режимах напряжений.

Возможные три сценария коллизий представлены на рисунке 16.8. Если рассматривать все комбинации разных направлений скоса субдукции, то возникает более сотни различных базисных сценариев столкновения двух террейнов и тысячи – между тремя и более террейнами.

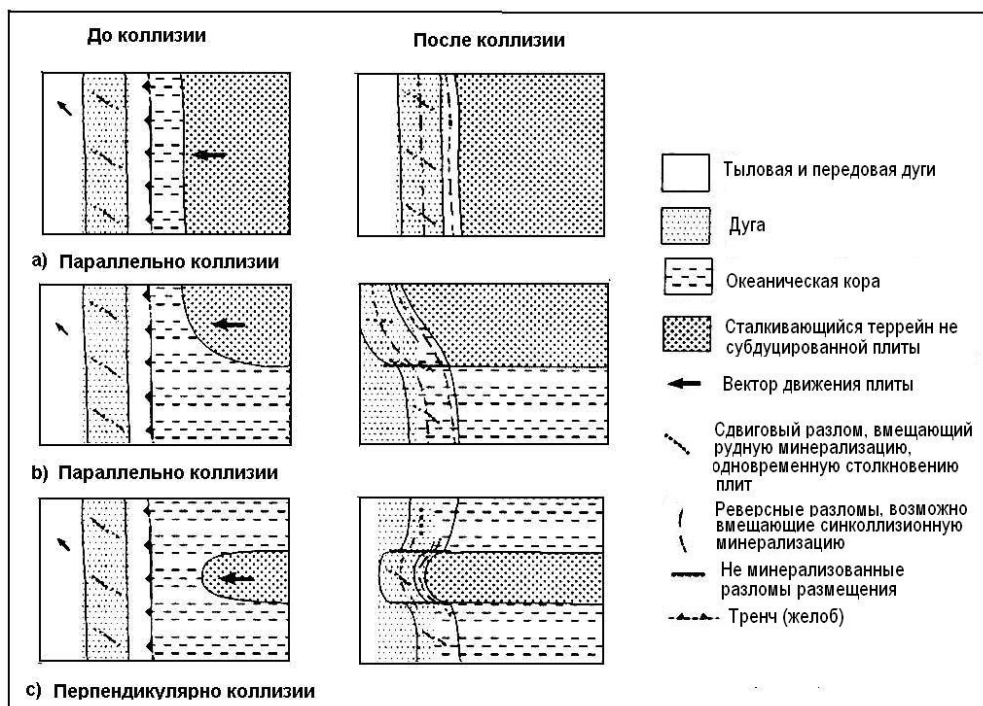


Рис.16.8. Три возможных коллизийных сценария между островной дугой и несубдуцированным аккретированным террейном.

Следовательно, три сценария, представленные здесь, являются иллюстрациями, а разные районы необходимо рассматривать конкретно на базисном примере. Кроме факторов, которые должны рассматриваться, необходимо учесть, что субдукция и последующее образование магм и гидротермальных систем не будут завершены немедленно после коллизии и магматическая деятельность может продолжаться до 3 миллионов лет после окончания субдукции. Следовательно, предполагается, что дальнейшее рудообразование может происходить при активизации в новых разломах во время или после столкновения (коллизии). В частности необходимо тщательное датирование для идентификации таких ситуаций, поскольку они могут быть благоприятным временем для образования богатой рудной минерализации. Это относится не только к эпитепирмальной и порфировой минерализации, связанной с магматизмом, но может быть применимо к мезотермальной минерализации, образовавшейся как результат коллизии.

Там, где коллизия происходит с протяженным террейном, параллельным островной дуге (рис. 16.8a), линейность будет сохранена, но будут формироваться новые разломы, по которым совершается подъём. Эти разломы необходимо идентифицировать и отличать от более ранних, возможно, рудоносных разломов.

Там, где коллизия совершается лишь частично по отношению к островной дуге (рис. 16.8b), она будет изгибаться вокруг террейна и не будет линейной. Также может происходить образование разломов и изогнутая часть дуги может компенсироваться оставшейся частью дуги. Эти продолжения дуги имеют смысл при идентификации возможных новых оснований при определении новой рудной минерализации в главной части дуги. Новая система разломов будет формироваться во время ранней минерализации в изогнутой части дуги, а рудоносные структуры не будут иметь ориентацию, прогнозируемую по векторам миграции плит.

Там, где коллизия происходит перпендикулярно дуге маломощному террейну (рис. 16.8c), дуга будет изгибаться вокруг обеих сторон террейна и, возможно, компенсируется на любой стороне террейна вдоль соответствующих разломов. Это приводит к образованию новых после рудных структур и ранее минерализованные разломы будут иметь различную ориентацию, по отношению к той, в которой они образовались.

Структуры, которые предшествовали рудной минерализации и образовались при другом режиме напряжений, могут активизироваться при режиме напряжений, господствующих во время рудообразования. В некоторых случаях они могут формировать растяжение и эти структуры могут быть рудоносными. Их существование и ориентация, однако, очень трудно предсказать. Более поздние режимы напряжений, такие как коллизии, описанные выше, могут активизировать рудосодержащие структуры. Вследствие этого может произойти нарушение рудных структур и их промышленная значимость может быть не приемлемой.

Как обсуждалась в главе 15, калиевый магматизм может быть обусловлен коллизиями, которые могут формировать богатые месторождения, параллельные первичному рудному поясу. Эта ситуация рассмотрена в Новой Гвинее, где была открыта более молодая минерализация, связанная с калиевым магматизмом в Ок Теди, и Поргера с более древним почти параллельным известково-щелочным поясом, вмещающим минерализацию на Фрида Ривер.

## **16.7 Выводы.**

Палеотектонические реконструкции, использующие химию первичных пород, идентификацию старых геотермальных систем и возможные структуры растяжения в них, могут успешно использоваться для определения районов рудной минерализации. После рудная тектоника также необходима, для определений различий после рудных разломов и возможного продолжения рудных поясов.

## Глава 17. Палеогидрологические реконструкции.

### Содержание

17.1 Цели.

17.2 Методы.

17.3 Расшифровка тектонических событий.

17.3.1 Глубина эрозии.

17.3.1.1 Разломообразование.

17.3.1.2 Образование наклонов.

17.3.2 Построение прогнозных моделей.

17.4 Практические упражнения.

### 17.1 Цели

Цель палеогидрологических реконструкций это обнаружение рудных месторождений. После установления на местности гидротермальной минерализации необходимо построить модель гидротермальной системы, ответственной за образование рудной минерализации, и её дальнейшее использование для прогноза места нахождения потенциально промышленных зон. Для чего с наибольшей детальностью определить направление потоков гидротерм и физико-химические условия гидротермальной системы. Главным документом является карта изотерм, но должны учитываться и другие факторы, как химическая зональность, локализация зон кипения и после рудная тектоника. Изучение палеогидрологии для эпитеермальных месторождений важнее, чем для порфировых, поскольку температурный режим порфировых месторождениях более однороден, как по латерали, так и по вертикали.

### 17.2 Методы.

Основанием любого палеогидрологического исследования должно быть петрологическое изучение пород. Оно базируется на хорошем геологическом картировании. Выбор петрологических методов будет зависеть от природы месторождения. По-видимому, необходимо использовать несколько видов петрологических исследований. В первую очередь нужно определить общие характеристики месторождения и позже изучить определённые аспекты более детально. Петрография всегда будет самым важным и полезным базовым методом, но рентгеноструктурные анализы, например, могут быть исключительно полезным дополнением для исследований на большой площади при минимальной стоимости, после изучения состава базовых минералов.

На карту необходимо наносить наиболее важные факты. Так, например, что касается минералогии, то на карту выносятся только места расположения минералов-индикаторов, которые имеют геотермометрическое или химическое значение. Таким образом, необязательно фиксировать локализацию вторичного кварца. Обычно листовые силикаты являются наиболее важными фазами, но другие, такие, как, например, эпидот должны быть нанесены. Уместно нанести на карту данные по флюидным включениям. Затем можно попытаться сделать первую попытку и нарисовать изотермы, путём соединения точек, где известны температуры образования минералов (рис.17.1). Если окажется, что история более сложная, то возможно возникнет необходимость нарисовать две версии карт, одна из которых представляет ранние гидротермальные изменения, а другая, возможно, показывает жилы поздней стадии (рис. 17.2).

Должно исследоваться любое кажущееся несоответствие между температурами образования минералов и данными по флюидным включениям. Они могут свидетельствовать о более чем одном эпизоде рудной минерализации, или они могут указывать на процесс кипения гидротерм, или на необходимость коррекции давлений во флюидных включениях. Также необходимо учитывать природу вмещающих пород. Так, например, если вмещающие породы содержат детритовый иллит, то его диагностика рентгеноструктурными анализами для гидротермальной системы не имеет никакого значения. Другие информативные данные, такие как отношения Au/Ag или минерализация по флюидным включениям, могут быть нанесены, в качестве дополнения. Направления потоков гидротерм могут стать очевидными путём сравнения с моделями современных систем (рис. 17.3)

Должно отмечаться расположение любых аномальных температурных точек. Они могут дать ключ к расшифровке тектонической ситуации. Необходимо сделать расчёты химического состава гидротерм и отмечать любые аномальные зоны, такие как местонахождение минералов, свидетельствующих о кислых гидротермах. Эти места должны быть тщательно изучены. Рассмотреть представляют ли собой зоны кислых гидротерм почти горизонтальные слои на высоких абсолютных отметках, или их распространение ограничено зонами разломов? Потоки кислых гидротерм восходящие или нисходящие? Имеются ли индикаторы магматических летучих, такие как турмалин? Также интерпретируются места расположения зон

кипения гидротерм, субгоризонтальные они или находятся в почти вертикальных разломах. Коррелируются ли они с зонами гидротермального брекчирования?

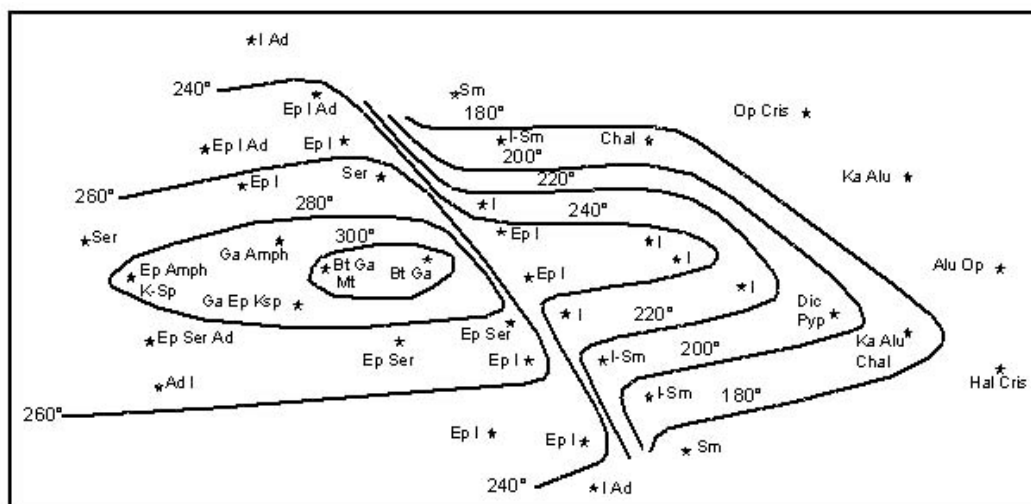


Рис. 17.1. Карта изотерм, построенная на базе гидротермальной минералогии.

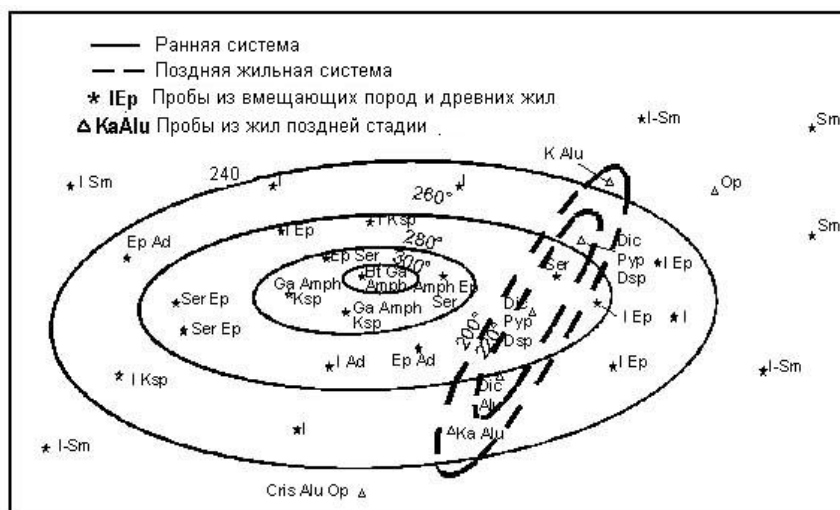


Рис. 17.2. Данные, разделяющие два события.

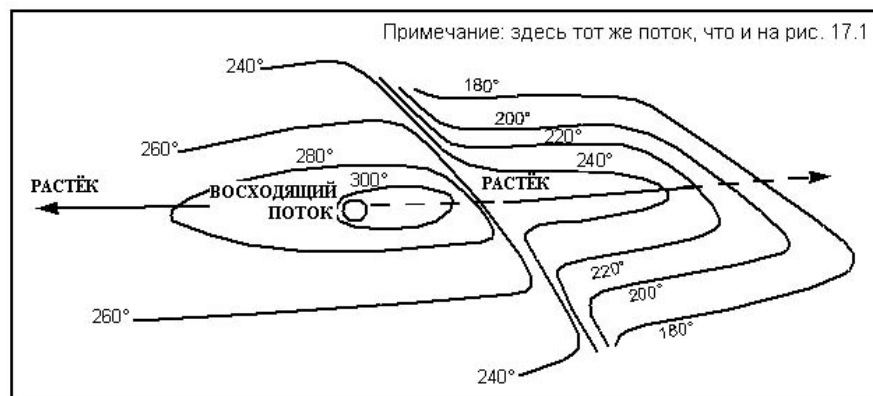


Рис. 17.3. Интерпретируемые направления древних гидротермальных потоков.

Как только этот процесс исследования закончится, то картина гидротермальной системы должна стать ясной (рис.17.4). Может оказаться, что до сих пор была разведана только часть системы. В этом случае уместен вопрос, а с какой частью системы мы имеем дело? Является ли она восходящим потоком или растёком? И как глубоко мы заглянули в систему? Где она заканчивается?



Это является редким случаем, если только не рассматривать существующие подземные рудники или районы с сильно расчлененным рельефом, таким, например, как в некоторых местах Ирианской Яйи. Обычно имеются в наличии только данные поверхностных исследований и неглубокого бурения. В этом случае самые высокотемпературные вторичные минералы могут использоваться для прогноза минимальной глубины эрозии.

Так, например, если встречается иллит, то здесь определяется минимальная температура 230°C, а минимальная глубина эрозии 315м, поскольку предполагается, что иллит образуется на этой глубине (рис. 17.6а). Местонахождение фаз, указывающих более низкие температуры в том же образце, не учитывается, так как они могли отложиться позже более холодными гидротермами. Но этот случай необходимо особо тщательно изучить, чтобы сделать следующий вывод:

- иллит может образоваться при температурах более 230°C, таким образом, глубина эрозии является минимальной оценкой (рис. 17.6b).

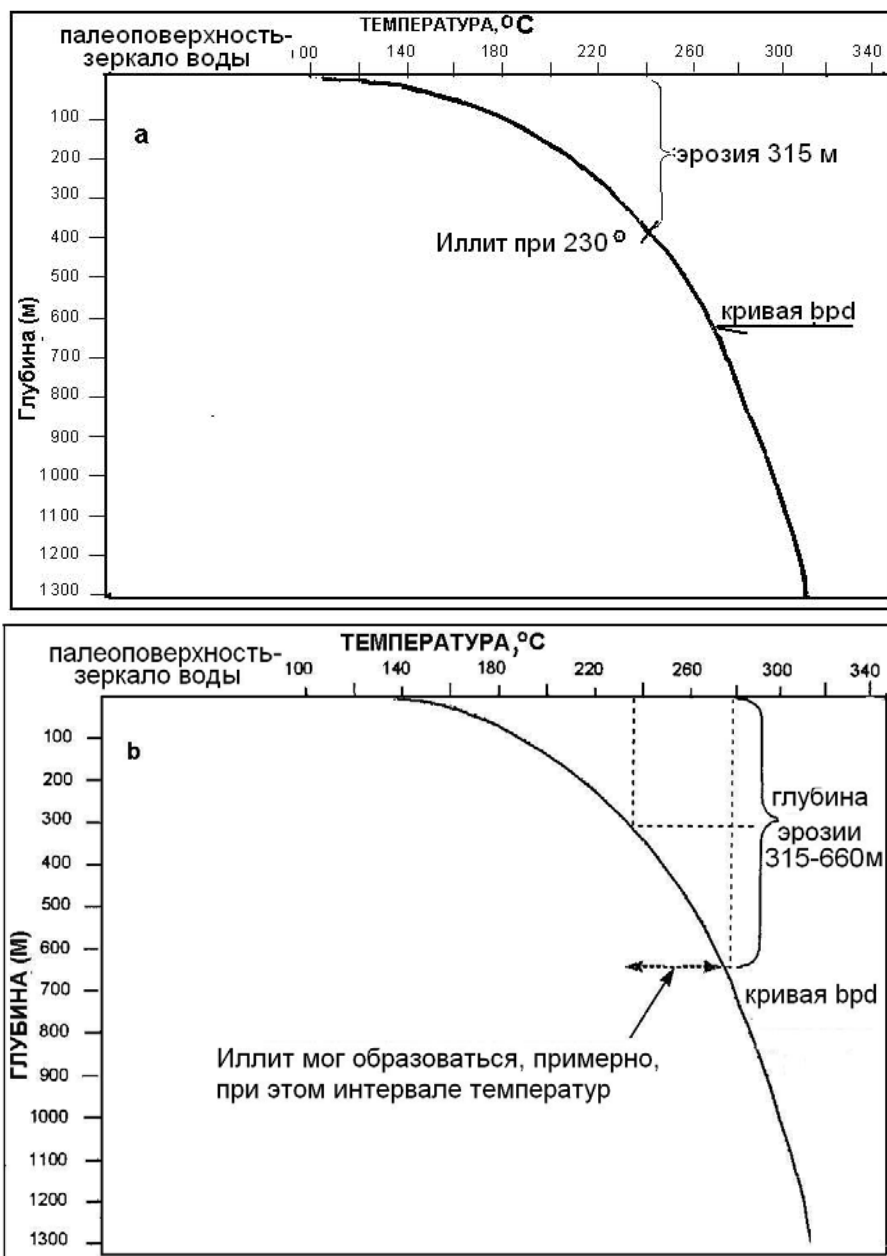


Рис. 17.6 (а,б) Глубина эрозии, определенная по месту нахождения иллита: а - базисное допущение; б-иллит образовался при температуре больше минимальной.

- Гидротермы могли иметь две фазы, в результате чего градиент точка кипения-глубина должен был быть значительно менее крутым и глубина эрозии должна быть большей. Это особенно применимо к пробам, которые свидетельствуют о процессе кипения. В этом случае градиент точка кипения - глубина совершенно неприемлем (рис. 17.6с)

- Палео-пьезометрическая поверхность могла быть на некоторой значительной глубине от земной поверхности. Как мы видели на примере современных Филиппинских систем, глубина зеркала воды 500 м является обычным случаем (рис. 6d).

Все эти факторы означают, что глубина эрозии оценивается всегда по минимуму и это может большим просчётом.

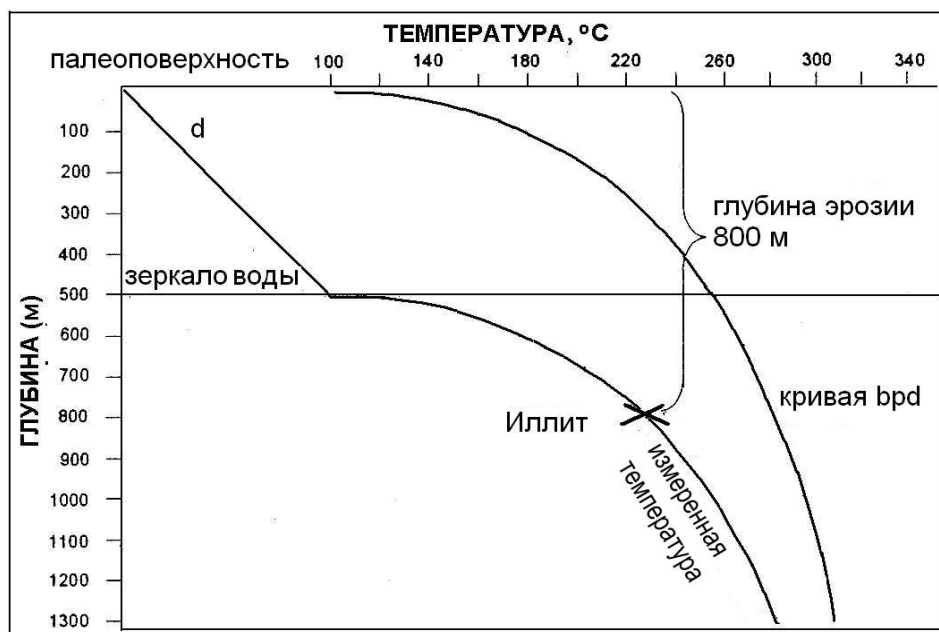
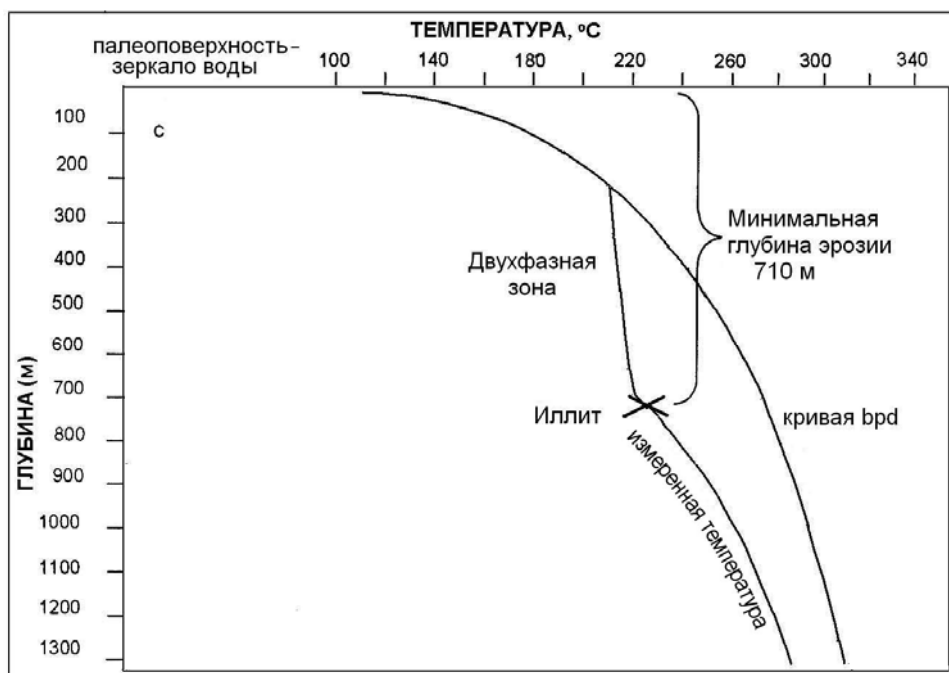


Рис.17.6(c,d) Глубина эрозии, определенная по месту нахождения иллита: c - градиент двухфазных температур; d - зеркало воды без палеоперхности.

### 17.3.1.1 Образование разломов.

Образование разломов во время рудообразования не оказывает большого влияния на зональность гидротермальных изменений, хотя этот процесс может быть очень важным механизмом рудной минерализации. Образование разломов после рудной минерализации может смещать секторы зональности гидротермальных изменений вверх или вниз. Это можно проследить по изотермам, что проявляется в размещении вблизи друг от друга образцов, показывающих низкие и высокие температуры. Образование разломов может предполагаться, особенно, в тех случаях, когда градиент температур между образцами минералов превышает температурный градиент, характерный для активной системы, или, когда окажется,

что зона дислокации линейная (рис. 17.7). Небольшие смещения по разломам (несколько десятков метров) можно интерпретировать по данным флюидных включений, если они образовались в соответствующей зоне, т.е. в одной кварцевой жиле. Важно гарантировать, чтобы разновозрастные температуры были сопоставимыми.

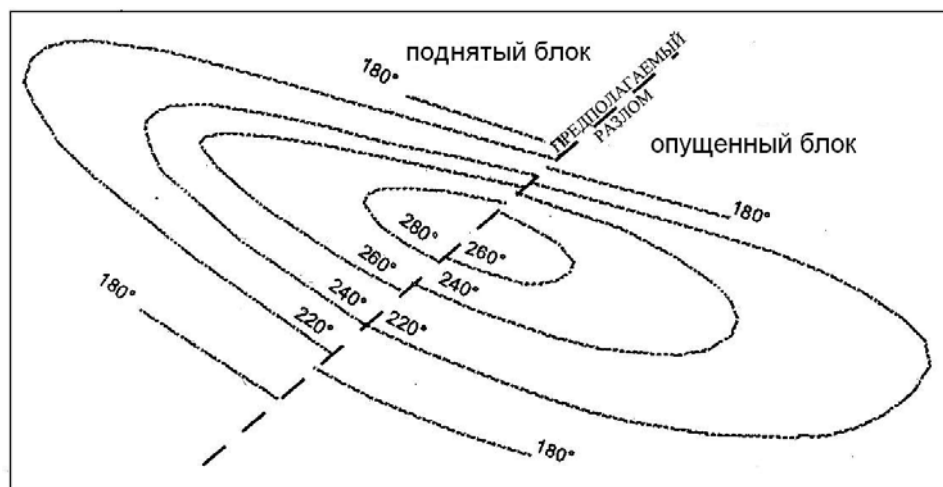


Рис. 17.7. Разлом, полученный на основании смещенных изотерм (плановый вид).

Любые гипотезы о формировании разломов, полученные по зональности гидротермальных изменений, должны затем тщательно сравниваться с полевыми исследованиями. Имеются ли какие-то свидетельства наличия разлома в определенном месте? Соответствует ли направление подвижек по разлому региональной тектонической схеме?

### 17.3.1.2 Образование наклонов.

Региональные наклоны, как и образование разломов, могут быть важными факторами в активных тектонических районах, таких как островные дуги. Они могут быть менее уловимыми и более трудными для диагностики, чем образование разломов, но также важными. После рудные наклоны до  $15^\circ$  могут вызывать более чем 500 метровые вертикальные смещения на протяжении 2 км. Если палеогеология оценивается на основании градиента точка кипения-глубина, то кажущееся вертикальное смещение в 500 метров может привести к допустимой разнице в смещении изотерм до  $160^\circ\text{C}$  (рис. 17.8). Возникает вопрос, предполагается ли гидрологический градиент по соответствию изотерм и чувствительны ли они в плане моделей активных систем? Если нет, то данные должны исследоваться, чтобы понять имеется ли систематический тренд и можно ли это объяснить наклоном после образования руд. Ещё раз, предполагаемые смещения должны тщательно изучаться, чтобы понять являются ли они результатом активности региональной тектоники.

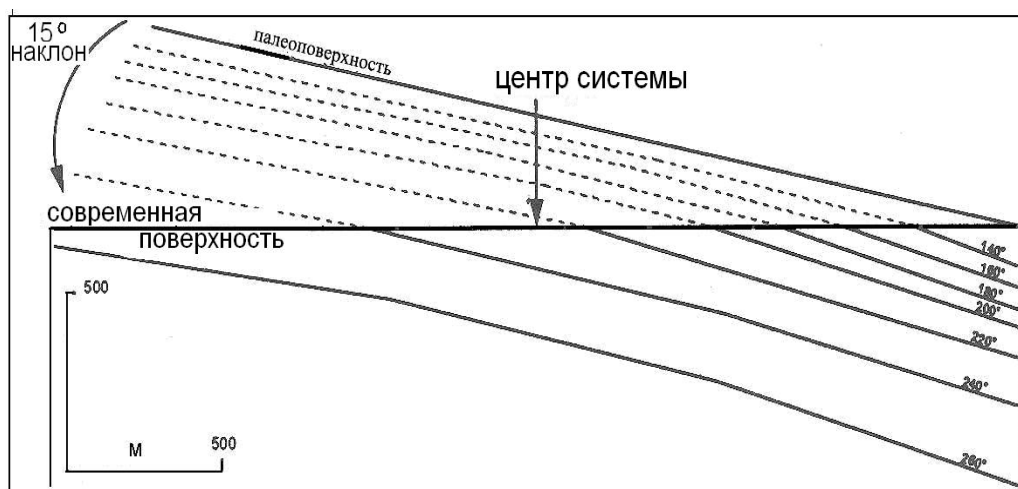


Рис. 17.8. Влияние после рудных региональных наклонов. Отмечается, что ложный латеральный температурный градиент является очевидным.

### 17.3.2 Построение прогнозной модели.

После построения модели гидротермальной системы, возникает вопрос, где в гидротермальной системе может находиться рудная минерализация. Очевидно, что знание концентрации руд является очень полезной информацией, в связи с чем, должны быть изучены имеющиеся в наличии данные. Путём сравнения с моделями активных гидротермальных систем, возможно, определять, как наблюдаемая рудная минерализация встроена в гидротермальную систему и, следовательно, прогнозировать, где локализируются более крупные и богатые месторождения (рис. 17.4). Если только модель не может быть использована для прогноза, то она не имеет ценности в качестве промышленного месторождения!

Промышленные зоны эпитеермальной минерализации могут не находиться в самой центральной высокотемпературной части гидротермальной системы, поскольку они могут быть эродированы ниже эпитеермального уровня. Аналогично в порфировых месторождениях центр Плутона может не содержать богатых руд. Более богатая рудная минерализация может располагаться на флангах или в определенной температурной зоне вдали от главной интрузии.

### 17.4 Практические упражнения.

Для каждой карты или разреза (Рис.17.9-17.12), рисуются изотермы и стараются понять гидротермальную систему, обусловившую образование рудной минерализации. Дается короткое описание района и определяются наиболее перспективные зоны разведки золота или меди. При этом нет «правильных» и «неправильных» ответов. Полученные данные являются реальной информацией, которая может содержать некоторые аномалии (неточности), и вполне возможно, что различные люди могут прийти к разным выводам.

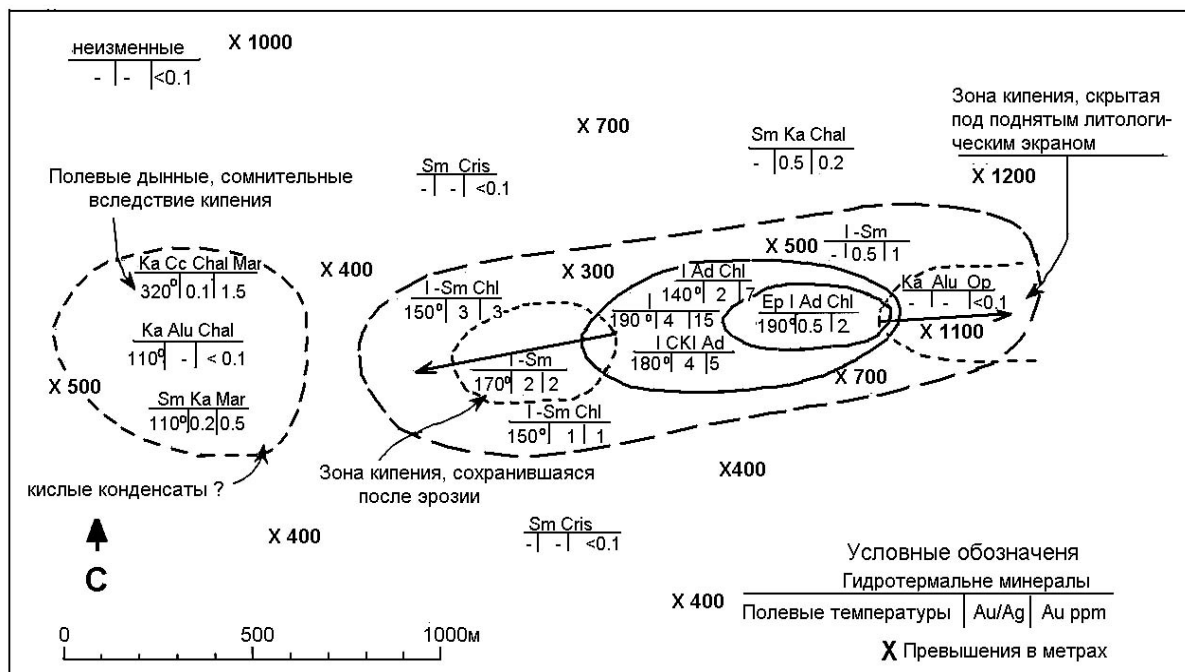


Рис. 17.9. Эти примеры показывают эпитеермальную систему с зональностью, как по горизонтали, так и по вертикали. Самые высокие температуры диагностируются пробам с эпидотом ближе к восточной стороне карты. Из этой точки прогрессивное уменьшение температур можно наблюдать по зональности глинистых минералов и температурам флюидных включений в западном и юго-западном направлениях. Отмечается, что флюидные включения соответственно дают более низкие абсолютные температуры, чем минералы, хотя относительные температурные тренды похожи. Это возможно является следствием того факта, что флюидные включения делались на материале поздних образований, взятых в полостях или жилах, или, вероятно, необходима коррекция давлений. Одна из проб имеет большую температуру гомогенизации, чем получилась по минералам геотермометрам и это, по-видимому, ложный результат. Возможно, этот случай является следствием неглубокого залегания зоны кипения, в которой присутствуют двухфазные гидротермы. Отношение золота к серебру соответствуют тренду температур, в котором они поднимаются и падают по путям миграции гидротерм.

Скорость падения температур в западном направлении такая же, как и во всех направлениях. Изотермы вытянуты в западном направлении. Это, вероятно, указывает на преимущественное

распространение потока гидротерм вдоль разломов. Имеются некоторые данные о присутствии пограничной зоны кислых гидротерм в самых западных образцах, вероятно, образованных конденсатами пара.

Температура быстро уменьшается на восток, но в этом же направлении происходит подъём рельефа и здесь распространены минералы, образованные кислыми гидротермами. Это остатки кислотного перекрытия.

Предполагается, что две большие рудоносные зоны располагаются на западе и востоке, где распространён эпидот. Пробы с эпидотом не имеют высоких концентраций золота. Эпидот может находиться ниже уровня зоны рудной минерализации, в которой происходило кипение гидротерм. Следовательно, глубокое бурение в этом месте не рекомендуется. Далее к западу концентрации золота выше и температуры ниже, что позволяет предполагать наличие шанса нахождения жил на глубине. Считается лучшим сконцентрироваться на зоне распространения потока гидротерм по разлому. Бурение на востоке под кислый экран (перекрытие) также считается перспективным для обнаружения месторождения.

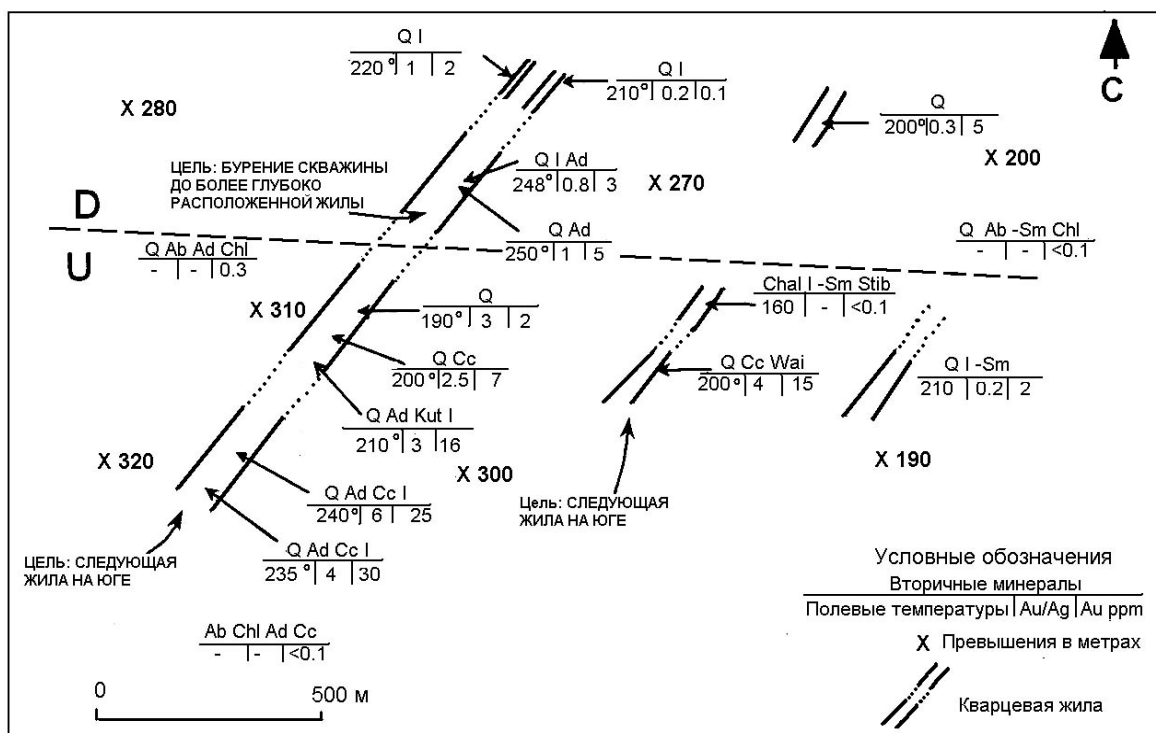


Рис. 17.10. В первую очередь рассматривается самая большая (западная) жила. Двигаясь с юго-запада на северо-восток, первые пять проб показывают тренд, соответствующий падению температур флюидных включений, концентраций золота и уменьшению отношения золота к серебру. Пробы с самыми высокими концентрациями золота имеют минералы, свидетельствующие о кипении, хотя оказалось, что они не имеют флюидных включений. Четыре северных пробы из жилы показывают аналогичный тренд, но между двух групп в районе нет обнажений, и температуры внезапно поднимаются. Этого нельзя объяснить за счёт превышений. Самый простым объяснением является то, что направление гидрологического потока было с юга на север вдоль распространения жилы, но жила впоследствии пошла по разлому, повернув на север. Возможно, отсутствие обнажения является следствием зоны дробления по разлому, обусловившему ослабление рельефа.

Похожая ситуация может наблюдаться в середине жилы, несмотря на меньшее количество проб, имеющихся в наличии. Температуры уменьшаются к северу, с продвижением вверх согласуется образование разломов, ориентация которых как у жил. Температуры в этой жиле в целом ниже, чем в более крупной жиле на западе. Это могло бы означать, что эта жила более удалена от источника тепла или она не глубоко эродирована. Низкая концентрация золота в средней пробе из центральной жилы не должна обескураживать. Это, вероятно, просто означает, что эта часть жилы не эродирована вглубь до уровня лучшей рудной минерализации

Немного можно сказать о восточной жиле. Она имеет температуры, аналогичные температурам средней жилы. Низкая концентрация золота не может обескураживать. Однако факт низкого отношения Au/Ag может означать, что оно свидетельствует об удаленности потока гидротерм, и, таким образом, при всех равных других условиях эта жила может рассматриваться, как мало перспективный объект для разведки.

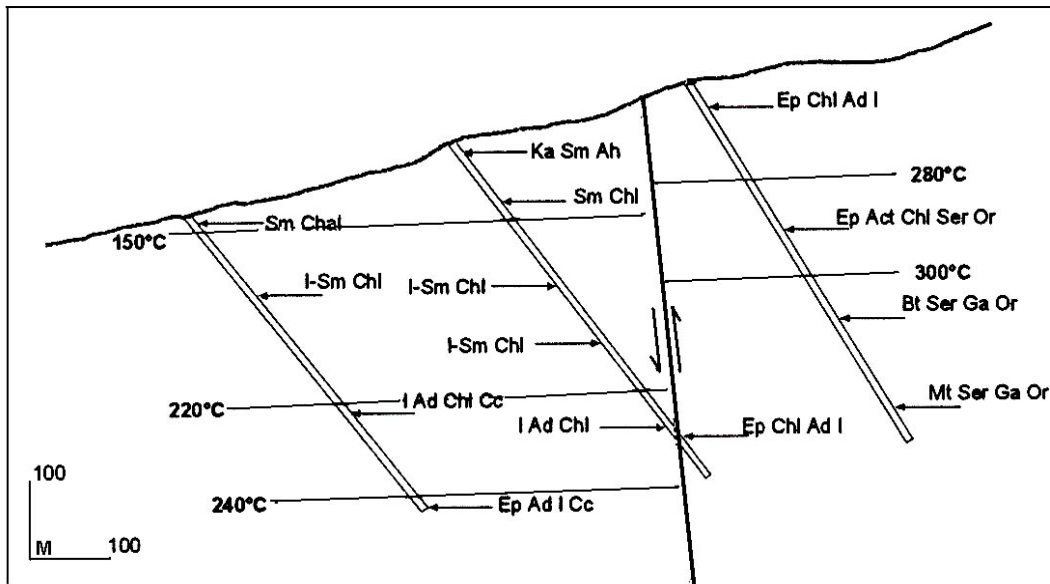


Рис. 17.11. Ключевым моментом к этому упражнению является исследование вертикального градиента температур (связь точки кипения и глубины и возможных латеральных градиентов). Во всех трёх скважинах температуры, полученные по минералам, увеличиваются с глубиной. Но температуры в скважине, расположенной справа, значительно выше, чем в двух других, поскольку биотит (предполагается, по меньшей мере, 300°C) находится в этой скважине лишь немного глубже, чем смектит (< 150°C) в средней скважине. Самым простым объяснением является то, что между двумя скважинами проходит разлом. Могло бы быть и так, что две скважины находятся в двух разных тектонических блоках, но вертикальный градиент температур, полученный по присутствующему эпидоту (> 240°C) в этой скважине, только на 70м глубже, чем иллит-смектит (< 220°C), больше, чем точка кипения для этой глубины (минимальное различие 130м). Таким образом, предполагается, что фактически разлом проходит через среднюю скважину и самый низкая проба взята из поднятого блока.

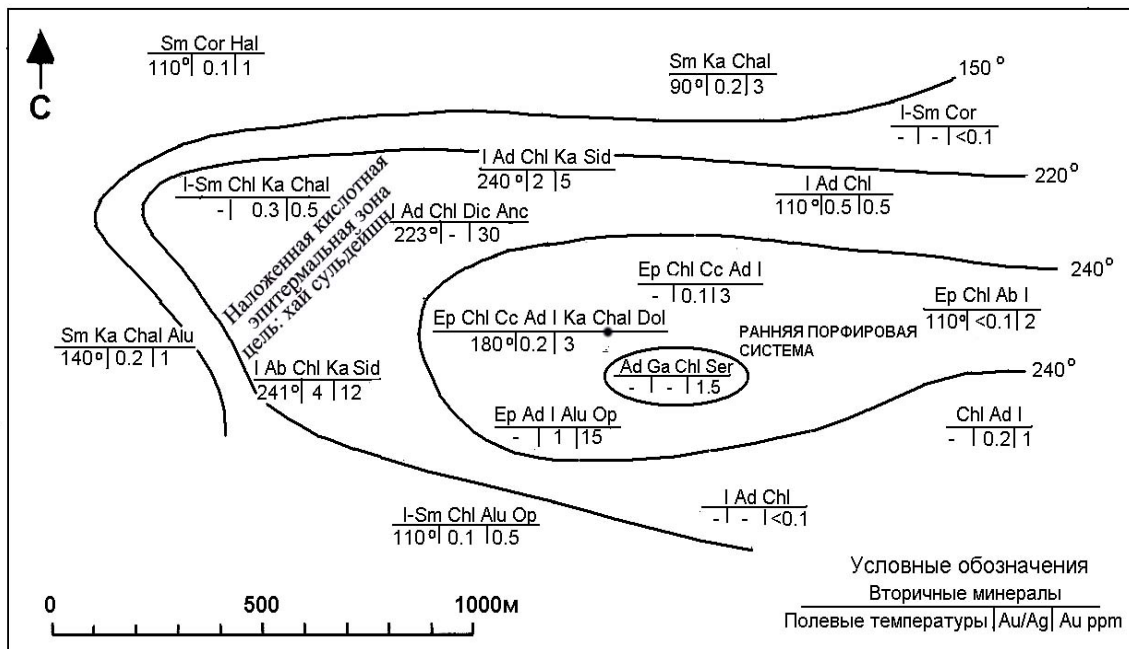


Рис. 17.12. Первым обстоятельством к объяснению этого примера является присутствие неравновесных комплексов минералов. Высоко- и низкотемпературные минералы и минералы, образованные кислыми и нейтральными гидротермами находятся здесь вместе. Этот факт предполагает наложение. Лучшим способом решения этой проблемы является игнорирование низкотемпературной минералогии и концентрация исследований высокотемпературных минералов в каждой пробе. На основании этого изотермы могут изображать определяющую систему с температурами более 300°C, которая определяется по гранат-серпичитовому комплексу и снижению температур в сторону от этого места.

Пробы (4 пробы), взятые за пределами этой зоны и содержащие каолинит или диксит, попадают в полосу СВ простираения, пересекающую северную часть района. Эти пробы являются аномальным, как для

нейтральных минеральных комплексов (адуляр, хлорит, возможно, иллит), так и для минералов, образованных кислыми гидротермами, (каолинит, диккит, возможно, анкерит и сидерит). Они также аномальны для повышенных концентраций золота и отношений золота к серебру.

Одним из возможных объяснений является то, что эти четыре пробы представляют зону эпитермального наложения на ранее существовавшую более высокотемпературную систему (связанную с порфирами?). Температуры флюидных включений позволяют предполагать или все эти пробы относятся к последней стадии развития системы, для которой характерны большие градиенты температур в зоне эпитермального наложения, или они связаны с литостатической стадией порфировой системы и требуют очень большой коррекции давлений.

Ясно, что это была бедная золотая минерализация, связанная с порфировыми событиями, но повышение концентрации золота произошло в более поздние эпитермальные события. Минералогия позволяет предполагать отложение золота смешанными гидротермами, возможно, восходящими бикарбонатными растворами (на что указывают сидерит и анкерит). Выделенная зона может быть лучшим разведочным объектом, хотя нет причин предполагать, что концентрации золота могут увеличиваться с глубиной.

## Литература

- Adshead, N; Appleby, A-K; 1996: The Umuna Au-Ag deposit, Misima Island, Papua New Guinea: spatially but not genetically associated with porphyry. Australian Mineral Foundation; 1998: Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits: a global perspective. Conference Proceedings: 14.1-14.10.
- Adshead, N; Jones, T; Debka, Y; 1998: The regional setting and temporal relationships of epithermal gold-silver mineralisation on Misima Island, Papua New Guinea. Pacific Exploration Technology (PET98) Fiji conference abstracts volume: 7.
- Ahlfield, F; 1967: Metallogenic Epochs and Provinces of Bolivia. Mineralium Deposita 2: 291-311.
- Alidibirov, M; Dingwell, D B; 1996: Magma fragmentation by rapid decompression. Nature 380: 146-148.
- Allibone, A H; Cordery, G R; Morrison, G W; Jaireth, S; Lindhorst, J W; 1995: Synchronous advanced argillic alteration and deformation in a shear zone-hosted magmatic hydrothermal Au-Ag deposit at the Temora (Gidginbung) Mine, New South Wales, Australia. Economic Geology 90: 1570-1603.
- Allen, J M; Artmont, G J; Palmer, K; 1995: Application of alluvial gold mineralogy to exploration of the Central Ranges, Irian Jaya, Indonesia. Proceedings of the 1995 PacRim Congress (J L Mauk and J D St George, Eds.), AusIMM: 7-12.
- Anderson, W B; Eaton, P C; 1990: Gold mineralisation at the Emperor mine, Vatukoula, Fiji. Journal of Geochemical Exploration 36: 267-296.
- Arribas, A; Hedenquist J W; Itaya T; Okada T; Concepcion R A; Garcia J S; 1995: Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines. Geology 23: 337-340.
- Atkin S; 1992: The geology of the North Pit, Chimney Creek Mine, Humboldt County, Nevada. Gold Fields Operating Co., Internal Mine Tour Paper.
- Australian Mineral Foundation; 1996: Porphyry related copper and gold deposits of the Asia Pacific region. Conference Proceedings, Cairns, 12-13 August 1996.  
*(some papers also referenced individually here)*
- Australian Mineral Foundation; 1998: Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits : a global perspective. Conference Proceedings, Perth, 30/11/98-1/12/98.  
*(some papers also referenced individually here).*
- Aylward, G H; Findlay, T J V; 1971: SI chemical data. John Wiley & Sons Australasia Pty. Ltd. 127 p.
- Bagby, W C; Madrid, R J; Bakken, B M; 1988: Alteration and vein relationships applied to exploration for sedimentary-rock-hosted, Carlin-type deposits. Geological Society of Australia Abstracts 23: 507-511.
- Bailey R A; Carr R G; 1994: Physical geology and eruptive history of the Matahina Ignimbrite, Taupo Volcanic Zone , North Island, New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 37 (3): 319-344.
- Baker E D; 1991: Geology and ore deposits of the Bootstrap subdistrict, Elko County, Nevada. In: Geology and Ore Deposits of the Great Basin (G L Raines, R W Schafer, W H Wilkonson, Eds.), Geological Society of Nevada Symposium Proceedings: 619 - 623.
- Baker, E M; 1984: A classification of gold bearing breccia pipes with reference to exploration. Geological Society of Australia Abstracts 12: 48-49.
- Baker, E M; Kirwin, D J; Taylor, R G; 1986: Hydrothermal breccia pipes. Contributions of the Economic Geology Research Unit, James Cook University 12: 32p.

- Barnes, H L; 1979: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. (Ed., second edition.) John Wiley and Sons (New York/Chichester/Brisbane/Toronto/Singapore).
- Barton, P B; Bethke, P M; Roedder, E; 1977: Environment of ore deposition in Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado: Part III. Progress toward interpretation of the chemistry of the ore-forming fluid for the OH veining. *Economic Geology* 71: 1-24.
- Bashkirov, B G; 1983: Explosion breccias in the Kounrad porphyry-copper deposit. *International Geology Review* 25 (4): 373-380.
- Beane, R E; 1983: The magmatic-meteoritic transition. *Geothermal Resources Council Special Report* 13: 245-253.
- Beane, R E; Titley, S R; 1981: Porphyry copper deposits, Part II, hydrothermal alteration and mineralization. *Economic Geology 75th anniversary volume*: 235-269.
- Benning, L G; Seward, T M; 1996: Hydrosulfide complexing of gold(I) in hydrothermal solutions from 150 to 500°C and 500 to 1500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 1849-1872.
- Berger B R; Bagby W C; 1991: The geology and origin of Carlin type-type gold deposits. In: *Gold metallogeny and exploration* (R P Foster, Ed.): 210-248 (Blackie, Glasgow and London).
- Berger, B R; Bonham, H F; 1990: Epithermal gold-silver deposits in the western United States: time-space products of evolving plutonic, volcanic and tectonic environments. *Journal of Geochemical Exploration* 36: 103-142.
- Berger, B R; Henley, R W; 1989: Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the Western United States. In: *Economic Geology Monograph 6, The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*: 405-423.
- Bethke, P M; 1988: The Creede, Colorado ore-forming system: A summary model. U.S. Geological Survey Open-File Report 88-403: 29p.
- Bischoff, J L; Rosenbauer, R J; 1996: The alteration of rhyolite in CO<sub>2</sub> charged water at 200 and 350°C: the unreactivity of CO<sub>2</sub> at higher temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (20): 3859-3867.
- Bodnar, R J; Reynolds, T J; Kuehn, C A; 1985: Fluid-inclusion systematics in epithermal systems. In: B R Berger and P M Bethke (Eds.), *Geology and geochemistry of epithermal systems*, Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology* 2: 73-97.
- Bogie, I; Lawless, J V; 1987: Controls on the hydrology of large volcanically hosted geothermal systems: implications for exploration for epithermal mineral deposits. *Proceedings of the PacRim Congress, AusIMM*: 57-60.
- Bogie, I; Lawless, J V; 1997: North Island epithermal gold: processes of mineralisation. *Proceedings of the New Zealand Minerals & Mining Conference*: 125-132.
- Bogie, I; Lawless, J V; 1999: Ore shoot targeting by recognition of upflow and outflow, low sulphidation epithermal gold deposits. *Proceedings of the PacRim Congress, AusIMM*: --
- Bogie, I; Lawless, J V; Porneuvo, J B; 1987: Kaipohan: an apparently non-thermal manifestation of hydrothermal systems in the Philippines. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 31: 281-292.
- Bonham, H F; 1989: Bulk mineable gold deposits of the Western United States. In: *Economic Geology Monograph 6, The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*: 193-207.
- Bortnikov, N S; Genkin, A D; Dobrovolskaya, M G; Muravitskaya, G N; Filimonova, A A; 1991: The nature of chalcopyrite inclusions in sphalerite: exsolution, coprecipitation or "disease"? *Economic Geology* 86 (5): 1070-1082.
- Boyle, R W; 1979: The geochemistry of gold and its deposits. *Geological Survey of Canada Bulletin* 280. 584pp.

Boyle, R W; Johansson, I R; 1973: The geochemistry of arsenic and its use as an indicator element in geochemical prospecting. *Journal of Geochemical Exploration* 2: 251-296. Brown, K L; 1986: Gold deposition from geothermal discharges in New Zealand. *Economic Geology* 81 (4): 979-983.

Brown, K L; 1989: Kinetics of gold precipitation from experimental hydrothermal sulfide solutions. In: *Economic Geology Monograph 6, The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*: 320-327.

Browne, P R L; 1978: Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 6: 229-250.

Browne, P R L; 1991: Mineralogical guides to interpreting the shallow paleohydrology of epithermal mineral depositing environments. *Proceedings of the 13th Annual Geothermal Workshop, Auckland University*: 263-270.

Browne, P R L; Houghton, B; 1984: Modern volcanism and associated hydrothermal mineralisation. The Earth Resources Foundation, The University of Sydney.

Browne, P R L; Roedder, E; Wodzicki, A; 1974: Comparison of past and present geothermal waters from a study of fluid inclusions, Broadlands field, New Zealand. *Proceedings International Symposium on Water-Rock Interaction, Czechoslovakia, 1974*, (J Cadek, T Paces, Eds.), Geological Survey Prague: 140-148.

Bryner, L; 1961: Breccia and pebble columns associated with epigenetic ore deposits. *Economic Geology* 56: 488-508.

Burnham, C W; 1967: Hydrothermal fluids at the magmatic stage. In: H.L. Barnes (Ed.); *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Holt, Rhinehart, Winston: 34-76.

Caddy S W; McOnie A W; Rutherford P G; 1995: Volcanic stratigraphy, structure and controls on mineralization, Golden Cross Mine, New Zealand. *Proceedings of the 1995 PacRim Congress* (J L Mauk and J D St George, Eds.), AusIMM: 93-96.

Cameron, G H; Wall, V J; Walshe, J L; Heinrich, C A; 1995: Gold mineralization at the Porgera gold mine, Papua New Guinea, in response to fluid mixing. *Proceedings of the 1995 PacRim Congress* (J L Mauk and J D St George, Eds.), AusIMM: 99-100.

Candela, P A; 1991: Physics of aqueous phase evolution in plutonic environments. *American Mineralogist* 41: 1081-1091.

Candela, P A; Holland, H D; 1986: A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems: The origin of porphyry-type deposits. *Economic Geology* 81: 1-19.

Carlile, J C; Mitchell, A H G; 1994: Magmatic arcs and associated gold and copper mineralisation in Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration* 50: 91-142.

Carlson, S R; Sawkins, F J; 1980: Mineralogic and fluid inclusion studies of the Turmalina Cu-Mo-bearing breccia pipe, northern Peru. *Economic Geology* 75: 1233-1238.

Cartwright, A J; Flitcroft, M J; 1989: Western USA and Canada - mine visits. Unpublished RGC Exploration Report CN89/11/2, 1989.

Cas, R A F; 1992: Submarine volcanism: eruption styles, products and relevance to understanding the host-rock successions to volcanic-hosted massive sulphide deposits. *Economic Geology* 87 (3): 511-541.

Cas, R A F; Wright, J V; 1988: Volcanic successions: modern and ancient. Unwin Hyman Ltd., London.

Cathles, L M; 1977: An analysis of the cooling of intrusives by groundwater convection which includes boiling. *Economic Geology* 72: 804-826.

- Cathles, L M; Erendi, A H J; Barrie, T; 1997: How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event ? *Economic Geology* 92(7/8): 766-771  
(*all of this issue is worth reviewing*)
- Christensen O D; 1993: Carlin type trend geologic overview. In: Gold deposits of the Carlin type trend, Nevada; Guidebook Series 18:12 - 24.
- Christie, A B; Brathwaite, R L; 1968: Epithermal gold-silver and porphyry copper deposits of the Hauraki Goldfield - a review. SGA Monograph series on Mineral Deposits 26: 129-145.
- Cline, J S; Bodnar, R J; 1991: Can economic copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt ? *Journal of Geophysical Research* 96(5) 8113-8126.
- Collar, R J; Browne, P R L; 1985: Hydrothermal eruptions at the Rotokawa Geothermal Field, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Proceedings of the 7th Annual Geothermal Workshop, Auckland University*: 171-175.
- Colley, H; Treloar, P J; Diaz, F; 1989: Gold silver mineralization in the El Salvador region, Northern Chile. In: *Economic Geology Monograph 6, The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*: 208-217.
- Collins, P L F; 1979: Gas hydrates in CO<sub>2</sub>-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology* 74: 1435-1444.
- Comsti, Ma. E C; Villones, R I; De Jesus, C V; Natividad, A R; Rollan, L A; Duroy, A C; 1990: Mineralisation at the Kelly Gold Mine, Baguio District, Philippines: fluid inclusion and wall-rock alteration studies. *Journal of Geochemical Exploration* 35: 341-362. Conrad, M E; Peterson, U; O'Neil, J R; 1992: Evolution of an Au-Ag producing hydrothermal system: The Tayoltita Mine, Durango, Mexico. *Economic Geology* 87: 1451-1476.
- Conrad, J E; McKee, E H; Rytuba, J T; Nash, J T; Utterback, W C; 1993: Geochronology of the Sleeper deposit, Humboldt County, Nevada; Epithermal gold-silver mineralization following emplacement of a silicic flow-dome complex. *Economic Geology* 88: 317-327.
- Cooke, D R, Bloom, M S; 1990: Epithermal and subadjacent porphyry mineralisation, Acupan, Baguio District, Philippines: a fluid-inclusion and paragenetic study. *Journal of Geochemical Exploration* 35: 297-340.
- Corbett, K D; Turner, N J; 1989: Early Paleozoic deformation and tectonics. *Geological Society of Australia Special Publication* 15: 154-180.
- Couch, E L; Grim, R E; 1967: Boron fixation by illites. *Clays and Clay Minerals* 16: 249-256.
- Cox, D P; Singer, A; 1988: Distribution of gold in porphyry copper deposits. *US Geological Survey Open File Report* 88-46.
- Craw, D; Youngson, J H; Koons, P O, 1999: Gold dispersal and placer formation in an active oblique collisional mountain belt, Southern Alps, New Zealand. *Economic Geology* 94(5); 605 -614.  
(*Several other papers in this special issue on placers also worth reviewing*)
- Craw, D; Koons, P O; 1989: Tectonically induced hydrothermal activity and gold mineralization adjacent to major fault zones In: *Economic Geology Monograph 6, The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*: 471-478.
- Cunningham, C G; 1978: Pressure gradients and boiling as mechanisms for localising ore in porphyry systems. *Journal of Research, US Geological Survey* 6 (6): 745-754.
- Cunningham C G; Ashley R P; Chou I-M; Huang Z; Wan C; Li, W; 1988: Newly discovered sedimentary-rock hosted, disseminated gold deposits in the People's Republic of China. *Economic Geology* 83: 1462 - 1467.

Cunningham, C G; Hall, R B; 1976: Field and laboratory tests for the detection of alunite and determination of atomic percent potassium. US Geological Survey. 71: 1596-1598.

Cunningham, C G; McNamee, J; Vasquez, J P; Ericksen, G E; 1991: A model of volcanic dome-hosted precious metal deposits in Bolivia. *Economic Geology* 86: 415-421.

Davies, R; Ballantyne, G; 1987: Geology of the Ladolam gold deposit, Lihir Island, Papua New Guinea. *Proceedings of the PacRim Congress, AusIMM*: 943-949.

de Ronde, C J; 1986: The Golden Cross gold-silver deposit. *Monograph Series on Mineral Deposits, SGA* 26: 165-184.

Delfin, F G Jr; Villarosa H G; Layugan D B; Clemente V C; Candelaria M R; Ruayu J R, 1996: Geothermal exploration of the pre-1991 Mount Pinatubo hydrothermal system. In: Newhall G and Punongbayan R S; *Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*: 197-214. University of Washington Press, Seattle.

Denholm, L S; 1968: Lode structures and ore shoots at Vatukoula, Fiji. *Australian Mining* - 15/10/68.

Dobson D C; 1982: Geology and alteration of the Lost River Tin-Tungsten-Fluorine deposit. *Economic Geology* 77: 1033 - 1052.

Donnelly-Nolan J M; Burns, M G; Goff, F E; Peters, E K; Thompson, J M; 1993: The Geysers-Clear Lake area, California: The thermal waters, mineralization, volcanism and geothermal potential. *Economic Geology* 88: 301-316.

Dowling, K; Morrison, G; 1989: Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples. In: *Economic Geology Monograph 6, The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*: 342-355.

Drummond, S E; Ohmoto, H; 1985: Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Economic Geology* 80 (1): 126-147.

Eaton, P C; Setterfield, T N; 1993: The relationship between epithermal and porphyry hydrothermal systems within the Tavua Caldera, Fiji. *Economic Geology* 88: 1053-1083.

Eberl, D; Hower, J; 1974: Processes controlling boron concentrations in natural waters; Adsorption Processes. 1-2.

Eberl, D; Hower, J; 1976: Kinetics of illite formation. *Geological Society of America Bulletin*. 1326-1330.

Eberl, D; Whitney, G; Khoury, H; 1977: Hydrothermal Reactivity of Smectite. *American Mineralogist*. Vol. 63: 401-409.

Ebert, S W; Rye, R O; 1997: Secondary precious metal enrichment by steam-heated fluids in the Crofoot-Lewis hot spring gold-silver deposit and relation to paleoclimate. *Economic Geology* 92(5): 578-600.

*Economic Geology* 1990: 85 (7) Special issue on mineral deposits of Peru (many interesting papers).

*Economic Geology* 1991: 86 (3) Special issue on application of hydrothermal alteration studies to mineral exploration (many useful papers). *Economic Geology* 1991: 86 (6) Special issue on gold in the Chilean Andes (many useful papers).

*Economic Geology* 1992: 87 (3) Special issue on VMS deposits (several useful papers).

*Economic Geology Monograph 6*; 1989: The geology of gold deposits: the perspective in 1988. The Economic Geology Publishing Company (whole volume interesting).

*Economic Geology Monograph 8*: Historical Perspectives of Genetic Concepts and Case Histories of Famous Discoveries. The Economic Geology Publishing Company.

- Einaudi, M T; Meinert L D; Newberry R J; 1981: Skarn Deposits. *Economic Geology* 75th Anniversary Volume, 1981: 317 - 391.
- Eldridge, C S; Barton, P R; Ohmoto, H; 1983: Mineral textures and their bearing on the formation of Kuroko deposits. *Economic Geology Monograph* 5: 241-281.
- Ellis, A J; 1959: The solubility of carbon dioxide in water at high temperatures. *American Journal of Science*. Vol. 257: 217-234.
- Ellis, A J; Mahon, W A J; 1977: *Chemistry and geothermal systems*. Academic Press, New York.
- Ettlinger A D; Meinert, L D; Ray, G E; 1992: Gold skarn mineralisation and fluid evolution in the Nickel Plate deposit, B.C. *Economic Geology* 87: 1541-1565.
- Ewers, G R; Sun, S S; 1989: Genesis of the Red Dome gold skarn deposit, Northern Queensland. In: *Economic Geology Monograph 6, The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*: 218-232.
- Fergusson, K J; 1986: The Kelian gold prospect, Kalimantan, Indonesia. *Proceedings of Symposium 5, International Volcanological Congress, Waikato University, AusIMM*: 41-46.
- Fernandez, H E; Damasco, F V; Sangalang, L A; 1979: Gold ore shoot development in the Antamok Mines, Philippines. *Economic Geology* 74: 606-627.
- Fischer, G J; Paterson, M S; 1989: Dilatancy during rock deformation at high temperatures and pressures. *Journal of Geophysical Research* 94: 17607 – 17617.
- Fisher, N H; 1945: The fineness of gold, with special reference to the Morobe Goldfield, New Guinea. *Economic Geology* 40: 449-495.
- Fournier, R O; 1983: A method of calculating quartz solubilities in aqueous sodium chloride solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47: 579-586. Fournier, R O; 1985a: The behaviour of silica in hydrothermal solutions. In: B R Berger and P M Bethke (Eds.), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*, Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology* 2: 45-62.
- Fournier, R O; 1985b: Carbonate transport and deposition in the epithermal environment. In: B R Berger and P M Bethke (Eds.), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*: 63-72.
- Fournier, R O; Potter, R W; 1982: An equation correlating the solubility of quartz in water from 25° to 900°C at pressures up to 10,000 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46: 1969-1974.
- Fournier, R O; Potter, R W; 1992: A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. *Geothermal Resources Council Bulletin*. 3-12.
- Fournier, R O; Rowe, J J; 1966: Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. *American Journal of Science*. 264: 685-697.
- Fournier, R O; Truesdell, A H; 1974: Chemical indicators of subsurface temperature. *Research US Geological Survey* 2 (3): 263-270.
- Fraser, C; 1910: The geology of the Thames subdivision, Hauraki, Auckland. *New Zealand Geological Survey Bulletin* No. 10.
- Fyfe, W S; Henley, R W; 1973: Some thoughts on chemical transport processes, with particular reference to gold. *Miner. Sci. Engng* 5 (4): 295-303.
- Fyfe, W S; Price, N J; Thompson, A B; 1978: *Fluids in the Earth's crust*. *Developments in Geochemistry* 1. Elsevier: 383p.
- Furakawa, Y, 1993: Depth of decoupling plate interface and thermal structure under arcs. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, No. B11: 20,005-20,013.

Gammons, C H; Williams-Jones, A E; 1995: Hydrothermal geochemistry of electrum: thermodynamic constraints. *Economic Geology* 90: 420-432.

Gammons, C H ; Williams-Jones, A E; 1997: Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment. *Economic Geology* 92:45-59.

Garwin S L; Hendri D; Lauricella P F; 1995: The geology of the Mesel sediment-hosted gold deposit, North Sulawesi, Indonesia. *Proceedings of the 1995 PacRim Congress* (J L Mauk and J D St George, Eds.), AusIMM: 221-226.

Gemmell, J B; 1995: Comparison of volcanic-hosted massive sulphide deposits in modern and ancient back-arc basins: examples from the southwest Pacific and Australia. *Proceedings of the 1995 PacRim Congress* (J L Mauk and J D St George, Eds.), AusIMM: 227-232.

Geothermal Resources Council; 1983: The role of heat in the development of energy and mineral resources in the Northern Basin and Range Province. GRC Special Report 13 (several useful papers).

Giggenbach, W F; 1980: Geothermal gas equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44: 2021-2032.

Giggenbach, W F; 1981: Geothermal mineral equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45: 393-410.

Giggenbach, W F; 1992: Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries. *Distinguished Lecture, Economic Geology* 87 (7): 1927-1944.

Giggenbach, W F; 1997: The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. In: Barnes H. L. Ed. *Geochemistry of Hydrothermal Ore deposits*. 3rd Edition: 737-796. John Wiley & Sons (New York, Chichester, Weinheim, Brisbane, Singapore, Toronto).

Graton, L C; Bowditch, S I; 1936: Alkaline and acid solutions in hypogene zoning at Cerro De Pasco. *Economic Geology* 31 (7): 651-698.

Grindley, G W; 1965: The geology, structure, and exploitation of the Wairakei geothermal field, Taupo, New Zealand. *New Zealand Geological Survey Bulletin* 75, DSIR.

Groff, J A; Heizler, M T; McIntosh, W C; Norman, D I; 1997:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating and mineral paragenesis for Carlin-type gold deposits along the Getchell trend, Nevada: evidence for Cretaceous and Tertiary gold mineralisation. *Economic Geology* 92: 601-622.

Groves, D I; Goldfarb, R J; Gebre-Marian, M; Hageman, S G; Robert, F; 1998: Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews* 13: 7-27.

Gustafson, L B; Hunt, J P; 1975: The porphyry copper deposits at El Salvador, Chile. *Economic Geology* 70 (5): 857-912.

Haas, J L; 1971: The effects on salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology* 66: 940-946.

Handley, G A; Henry D D; 1990: Porgera gold deposit. *Geology of the deposits of Australia and Papua New Guinea*. AUSIMM Monograph 14: 1717-1725.

Hausen, D M; Kerr, P F; 1968: Fine gold occurrence at Carlin, Nevada. Vol 1. 908-940.  
Hayba D O; 1997: Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado: Part V. Epithermal mineralization from fluid mixing in the OH vein. *Economic Geology* 92:29-44.

Hayba, D O; Bethke, P M; Heald, P; Foley, N K; 1985: Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits. In: B R Berger and

P M Bethke (Eds.), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*, Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology* 2: 129-167.

Heald, P; Foley, N K; Hayba, D O; 1987: Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology* 82 (1): 1-26.

Hedenquist, J W; Henley, R W; 1985: Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand: their origin, associated breccias and relation to precious metal mineralisation. *Economic Geology* 80 (6): 1640-1668.

Hedenquist, J W; Henley, R W; 1986: The importance of CO<sub>2</sub> on freezing point measurement of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposits. *Economic Geology* 80: 1379-1406.

Hedenquist, J W; Lowenstern, J B; 1994: The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature* 370: 519-527.

Hedenquist, J W; Matsuhisa Y; Izawa, White, N C; Giggenbach, W F; Oaki, M; 1994: Geology, geochemistry, and origin of high sulphidation Cu-Au mineralisation in the Nansatsu District, Japan. *Economic Geology* 89: 1-30.

Hedenquist, J W; Reid, F W; 1985: *Epithermal Gold*. Earth Resources Foundation, University of Sydney: 316p.

Heinrich, C A; Henley, R W; Seward, T M; 1989: *Hydrothermal systems*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, 74p.

Helgeson, H C; Delany, J M; Nesbitt, H W; Bird, D K; 1978: Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *American Journal of Science* Volume 278A: 1-229.

Hemley, J J; Cygan, G L; Fein, J B; Robinson, G R Jr.; d'Angelo, W M; 1992: Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems I: Iron-copper-zinc-lead sulfide solubility relations. *Economic Geology* 87 (1): 1-22.

Hemley, J J; Hostetler, P B; Gude, A J; Mountjoy W T; 1969: Some stability relations of alunite. *Economic Geology* 64 (6): 599-612. Hemley, J J; Hunt, J P; 1992: Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered system II: Some general geological applications. *Economic Geology* 87 (1): 23-43.

Hemley, J J; Montoya, J W; Marinenko, J W; Luce, R W; 1980: Equilibria in the system Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and some general implications for alteration-mineralization processes. *Economic Geology* 75: 210-228.

Henley, R W; 1984: Structure of active geothermal systems and implications for the origins of some hydrothermal gold and base metal ore deposits. *Geological Society of Australia Abstracts* 12: 232-233.

Henley, R W; 1985: The geothermal framework of epithermal deposits. In: B T Berger and P M Bethke (Eds.); *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*, Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology* 2: 1-24.

Henley, R W; 1996: Copper-gold; back to basics. Australian Mineral Foundation Conference, Cairns, 12-13 August 1996: Porphyry related copper and gold deposits of the Asia Pacific region. *Proceedings*: 2.1-2.13.

Henley, R W; Brown, K L; 1985: A practical guide to the thermodynamics of geothermal fluids and hydrothermal ore deposits. In: B T Berger and P M Bethke (Eds.); *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*. Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology* 2: 25-44.

Henley, R W; Ellis, A J; 1983: Geothermal systems, ancient and modern. *Earth Science Reviews* 19: 1-50.

Henley, R W; Etheridge M A; 1995: The structural and hydrodynamic framework for epithermal exploration. Proceedings of the 1995 PacRim Congress (J L Mauk and J D St George, Eds.), AusIMM: 269-278.

Henley, R W; McNabb, A; 1978: Magmatic vapour plumes and groundwater interaction in porphyry copper emplacement. *Economic Geology* 73: 1-20.

Henry, C D; Elson, H B; McIntosh, W C; Heizler, M T; Castor, S B; 1997: Brief duration of hydrothermal activity at Round Mountain, Nevada, determined from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Economic Geology* 92(7/8): 807–826.

Herzig, P; Hannington, M; McInnes, B; Stoffers, P; Villinger, H; Seifert, R; Binns, R; Liebe, T; 1994: Submarine volcanism and hydrothermal venting studied in Papua, New Guinea. *Eos* Nov 1 1994: 513-516.

Hochstein, M P; Smith, I E M; Regnaud-Lieb, K; Ehara, S; 1994: Geochemistry and heat transfer procession. Quaternary rhyolitic systems of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Tectonophysics* 223: 213-235.

Hollister, V F; 1975: An appraisal of the nature and source of porphyry copper deposits. *Minerals, Science and Engineering*, 7: 225-233.

Hollister, V; Hruska, D; Moore, R; 1992: A mine-exposed hot spring deposit and related epithermal gold resource. *Economic Geology* 87 (2): 421-424.

Holzberger, I R; Bainbridge, T, Hitchman, S; Wilkes, M; 1996: The Freida River-Nena copper and gold deposits, discovery and assessment, a case example. Australian Mineral Foundation Conference, Cairns, 12-13 August 1996: Porphyry related copper and gold deposits of the Asia Pacific region. Proceedings: 11.1-11.12.

Huston, D L; Bottrill, R S; Creelman, R A; Zaw, K; Ramsden, T R; Rand, S W; Gemell, J B; Jablonski, W; Sie, S H; Large, R R; 1992: Geologic and geochemical controls on the mineralogy and grain size of gold-bearing phases, Eastern Australian volcanic-hosted massive sulphide deposits. *Economic Geology* 87 (3): 542-563.

Imai, A; Listanco, E L; Fujii, T; 1997: Highly oxidised and sulfur-rich dacitic magma of Mount Pinatubo: Implication for metallogenesis of porphyry copper mineralisation in the Western Luzon Arc. In: Newhall G and Punongbayan R S (Eds.); *Fire and Mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*: 865-874. University of Washington Press, Seattle.

Irianto, B; Clark, G H; 1995: The Batu Hijau porphyry copper-gold deposit, Sumbawa Island, Indonesia. Proceedings of the 1995 PacRim Congress (J L Mauk and J D St George, Eds.), AusIMM: 299-304.

Izawa, E; Urashima, Y; 1989: Quaternary gold mineralization and its geologic environment in Kyushu, Japan. In: *Economic Geology Monograph 6, The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*: 233-241.

Jarrard, R D; 1986: Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics* V24:217-284.

*Journal of Geochemical Exploration*, Volume 26. (whole volume interesting).

*Journal of Geochemical Exploration* (van Leeuwen, T M; Hedenquist, J W; James L P; Dow, J A S; Eds.), Volume 50. Indonesian Mineral Deposits - Discoveries of the Past 25 years (whole volume interesting).

Kalliokoski, J; Rehn, P; 1987: Geology of the veins and vein sediment, of the Golden Wonder mine, Lake City, Colorado: an epithermal hot springs gold-alunite deposit. United States Geological Survey Open-file Report 87-344.

Kavalieris, I, 1994: High Au, Ag, Mo, Pb, V, and W content of fumarolic deposits at Merapi volcano, central Java, Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration* 50: 479-491. Kents, P; 1964:

Special breccias associated with hydrothermal developments in the Andes. *Economic Geology* 59: 1551-1563.

Klein, C W; 1995: Management of fluid injection in geothermal wells to avoid silica scaling at low levels of silica oversaturation. *International Geothermal Association: Proceedings of the world geothermal congress, Florence, 1995: 2451-2456.*

Knight, J B; Morison, S R; Mortensen, J K; 1999: The relationship between placer gold particle shape, rimming, and distance of fluvial transport as exemplified by gold from the Klondike District, Yukon Territory, Canada. *Economic Geology* 94(5): 635-648.

Knight, J B; Mortensen, J K; Morison, S R; 1999: Lode and placer gold composition in the Klondike District, Yukon Territory, Canada: implications for the nature and genesis of Klondike placer and lode gold deposits. *Economic Geology* 94(5): 649 – 664.

Konstantinov, M M; 1978: Genetic types of ore-bearing breccias. *International Geology Review* 20 (3): 289-294.

Krupp, R E; Seward, T M; 1987: The Rotokawa geothermal system, New Zealand. An active geothermal gold-depositing environment. *Economic Geology* 82: 1109-1129.

Kuehn C A; Rose A W; 1992: Geology and geochemistry of wall-rock alteration at the Carlin type Gold Deposit, Nevada. *Economic Geology* 87: 1697-1721.

Kuehn C A; Rose A W; 1995: Carlin gold deposits, Nevada: origin in a deep zone of mixing between normally pressured and overpressured fluids. *Economic Geology* 90: 17-36.

Kwak, T A P; 1990: Geochemical and temperature controls on ore mineralization at the Emperor Gold Mine, Vatukoula, Fiji. *Journal of Geochemical Exploration* 36: 297-337.

Lang, B; Edelstein, O; Steinitz, G; Kovacs, M; Halga, S; 1994: Ar-Ar dating of adularia - a tool in understanding genetic relations between volcanism and mineralization: Baie Mare area (Gutii Mountains), Northwestern Romania. *Economic Geology* 89: 174-180.

Langmead, R P; McLeod, R L; 1990: Tolukuma gold deposit. *AusIMM Monograph* 14(2): 1777-1781.

Large, R; 1992: Australian volcanic-hosted massive sulphide deposits: features, styles and genetic models. *Economic Geology* 87: 471-510.

Lawless, J V; 1988: Punctuated equilibrium and paleohydrology. *Proceedings of the 10th Annual Geothermal Workshop, Auckland University: 165-171.*

Lawless, J V; Bromley, C J; Leach, T M; Licup, A C; Cope, D M; Recio, C M; 1983: Bacon-Manito geothermal field: a geoscientific exploration model. *Proceedings of the 5th Annual Geothermal Workshop, Auckland University: 97-103.*

Lawless, J V; Gonzales, R C; 1982: Geothermal geology and review of exploration, Biliran Island. *Proceedings of the 4th Annual Geothermal Workshop, Auckland University: 161-166.*

Lawless, J V; White, P J; Bogie, I; Andrews, M J; 1995: Tectonic features of Sumatra and New Zealand in relation to active and fossil hydrothermal systems: a comparison. *Proceedings of the 1995 PacRim Congress (J L Mauk and J D St George, Eds.), AusIMM: 311-316.*

Lawrence, L J; 1984: Surface and near surface gold at Vunda, Fiji. *Regional Conference on Gold Mining, Metallurgy and Geology. 1-12.*

Laznicka, P; 1988: Breccias and coarse fragmentites. *Developments in Economic Geology* 25. Elsevier. 832p.

Leach, T M; Umali, D U; Del Rosario, R C; 1985: Epithermal mineral zonation in an active island arc: the Bacon-Manito geothermal system, Philippines. *Proceedings of the 7th Annual Geothermal Workshop, Auckland University: 109-114.* Lawless, J V; Gonzales, R C; 1982:

Geothermal geology and review of exploration, Biliran Island. Proceedings of the 4th Annual Geothermal Workshop, Auckland University: 161-166.

Lawless, J V; White, P J; Bogie, I; Andrews, M J; 1995: Tectonic features of Sumatra and New Zealand in relation to active and fossil hydrothermal systems: a comparison. Proceedings of the 1995 PacRim Congress (J L Mauk and J D St George, Eds.), AusIMM: 311-316.

Lawrence, L J; 1984: Surface and near surface gold at Vunda, Fiji. Regional Conference on Gold Mining, Metallurgy and Geology. 1-12.

Laznicka, P; 1988: Breccias and coarse fragmentites. Developments in Economic Geology 25. Elsevier. 832p.

Leach, T M; Umali, D U; Del Rosario, R C; 1985: Epithermal mineral zonation in an active island arc: the Bacon-Manito geothermal system, Philippines. Proceedings of the 7th Annual Geothermal Workshop, Auckland University: 109-114.

Leach, T M; Wood, C P; Reyes, A G; 1983: Geology and hydrothermal alteration of the Tongonan geothermal field, Leyte, Republic of the Philippines. Fourth International Symposium on Water-Rock Interaction, Misasa, Japan: 275-278.

Leaman, P; 1996: The Mt. Bini porphyry copper-gold deposit and its tectonic setting, Papua New Guinea. Australian Mineral Foundation Conference, Cairns, 12-13 August 1996: Porphyry related copper and gold deposits of the Asia Pacific region. Proceedings: 13.1-13.10.

Leitch, C B H; 1990: Bralorne: a mesothermal, shield-type vein gold deposit of Cretaceous age in southwestern British Columbia. CIM Bulletin, Sept. 1990: 53-78.

Lindgren, W; 1933: Mineral Deposits (4th ed.). McGraw-Hill, New York.

Loucks, R R; Lemish, J; Damon, P E; 1988: Polymetallic epithermal fissure vein mineralisation, Topia, Durango, Mexico, Part I. District geology, geochronology, hydrothermal alteration, and vein mineralogy. Economic Geology 83 (8): 1499-1529.

Lowell, J D; Guilbert, J M; 1970: Lateral and vertical alteration-mineralisation in porphyry ore deposits. Economic Geology 65: 373-407.

Lyons, J I; 1988: Geology and ore deposits of the Bolanos silver district, Jalisco, Mexico. Economic Geology 83 (8): 1560-1583.

Macdonald, J A; Lewis, P D; Thompson, J F H; Nadaraju, G; Bartsch, R D; Bridge, D J; Rhys, D A; Roth, T; Kaip, A; Godwin, C I; Sinclair, A J; 1996: Metallogeny of an Early to Middle Jurassic Arc, Iskut River Area, Northwestern British Columbia. Economic Geology 91 (6): 1098-1114.

MacDonald, G D; Arnold, L A; 1994: Geological and geochemical zoning of the Grasberg igneous complex, Irian Jaya, Indonesia. Journal of Geochemical Exploration 50 143-179.

Mahon, W A J; McDowell, G D; Finlayson, J B; 1980: Carbon dioxide: its role in geothermal systems. New Zealand Journal of Science, 23: 133-148.

Malihan, T D; 1987: The gold-rich Dizon porphyry copper mine in the western central Luzon Island, Philippines: its geology and tectonic setting. PACRIM Congress 87 proceedings 303-307

Mancuno, D P; Campbell, A R; 1995: Microthermometry of enargite-hosted fluid inclusions from the Lepanto, Philippines high-sulphidation Cu-Au deposit. Geochimica et Cosmochimica Acta 59: 3909-3916.

Maula, S, Levet, B; 1996: Porphyry copper gold signatures and the discovery of the Batu Hijau deposit, Sumbawa, Indonesia. Australian Mineral Foundation Conference, Cairns, 12-13 August 1996: Porphyry related copper and gold deposits of the Asia Pacific region. Proceedings: 8.1-8.13.

- McCuaig, T C; Kerrich, R; 1998: P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews* 12: 381-453.
- McKeag, S A; Craw, D; 1989: Contrasting fluids in gold-bearing quartz vein systems formed progressively in a rising metamorphic belt: Otago Schist, New Zealand. *Economic Geology* 84 (1): 22-34.
- McKee, E H; Dreier, J E; Noble, D C; 1992: Early Miocene hydrothermal activity at Pachuca-Real Del Monte, Mexico: An example of space-time association of volcanism and epithermal Au-Ag vein mineralisation. *Economic Geology* 87: 1635-1637.
- Meinert, L D; 1989: Gold skarn deposits - geology and exploration criteria. In: *Economic Geology Monograph 6, The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*: 537-552.
- Meinert L D; 1993: Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada Reprint Series 6*: 117-134.
- Meinert L D; Hefton, K K; Mayes, D; Tasiran, I; 1997: Geology, zonation, and fluid evolution of the Big Gossan Cu-Au skarn deposit, Ertsberg District, Irian Jaya. *Economic Geology* 92(5): 509-534.
- Mercado, A C; Estoque, J; Lodrigueza, L; Rebillon, F; 1987: Geology and ore deposits of Masara Mine, Davao Del Norte, Philippines. *Proceedings of the PacRim Congress, 1987*: 329-332.
- Mertig H J; Rubin J F; Kyle J R; 1994: Skarn Cu-Au orebodies of the Gunung Bijih (Ertsberg) district, Irian Jaya, Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration* 50: 179 - 202.
- Minster, J B and Jordan, T H: 1978. Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research* 83:5331-5354.
- Milesi, J P; Marcoux, E; Nehlig, P; Sunarya, Y; Sukandar, A; Felenc, J; 1994: Cirotan, West Java, Indonesia: a 1.7 Ma hybrid epithermal Au-Ag-Sn-W deposit. *Economic Geology* 89: 227-245.
- Mitchell, A H G; Leach, T M; 1991: Epithermal gold in the Philippines: Island arc metallogenesis, geothermal systems and geology. Academic Press.
- Moyle, A J; Bischoff, K; Alexander, K R; Hoogvliet, H: 1996: Mt. Muro gold deposit, Indonesia. Australian Mineral Foundation Conference, Cairns, 12-13 August 1996: Porphyry related copper and gold deposits of the Asia Pacific region. *Proceedings*: 7.1-7.9.
- Muffler, L J P; White, D E; Truesdell, A H; 1971: Hydrothermal explosion craters in Yellowstone National Park. *Geological Society of America Bulletin* 82: 723-740.
- Munroe, S M; 1995: The Porgera gold deposit, Papua New Guinea: the influence of structure and tectonic setting on hydrothermal fluid flow and mineralisation at a convergent plate margin. *Proceedings of the 1995 PacRim Congress (J L Mauk and J D St George, Eds.)*, AusIMM: 413-416.
- Muntean, J L; Kesler, S E; Russell, N; Polanco, J; 1990: Evolution of the Monte Negro acid sulfate Au-Ag deposit, Pueblo Viejo, Dominican Republic: Important factors in grade development. *Economic Geology* 85: 1738-1758.
- Nanna, D; Baumann, M; Berentsen, E; Steinman, G; 1987: Getchell deposit. In: *Bulk mineable precious metal deposits of the western United States (J L Johnson, Ed.)*, Geological Society of Nevada Symposium Proceedings: 353-356.
- Nelson, C E; 1990: Comparative geochemistry of jasperoids from Carlin-type gold deposits of the western United States. *Journal of Geochemical Exploration* 36: 171-195.
- Nelson, C E; Giles, D L; 1985: Hydrothermal eruption mechanisms and hot-spring gold deposits. *Economic Geology* 80: 1633-1639.
- Nesbitt, B E; 1988: Gold deposit continuum: A genetic model for lode Au mineralisation in the continental crust. *Geology* 16: 1044-1048.

- Nesbitt, B E; Murowchick, J B; Muehlenbachs, K; 1986: Dual origins of lode gold deposits in the Canadian Cordillera. *Geology* 14: 506-509.
- Ohmoto, H; 1983: Geologic Setting of the Kuroko Deposits, Japan: Part I. Geologic History of the Green Tuff Region. *Economic Geology Monograph 5, The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulphide Deposits*: 9-23.
- Ohmoto, H; Skinner B J; 1983: The Kuroko and related volcanogenic massive sulphide deposits: introduction and summary of new findings. *Economic Geology Monograph 5, The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulphide Deposits*: 1-8.
- Owen, L B; 1975: Precipitation of amorphous silica from high temperature hypersaline geothermal brines. Lawrence Livermore Laboratory, Report VCRL-51866: 1-18.
- Paterson, C J; Uzunlar, N; Groff, J; 1989: A view through an epithermal-mesothermal precious metal system in the Northern Black Hills, South Dakota: a magmatic origin for the ore-forming fluids. In: *Economic Geology Monograph 6, The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*: 564-570.
- Peters E K; 1991: Gold bearing hot spring systems of the Northern Coast Ranges, California. *Economic Geology* 86: 1519-1528.
- Phillips, W J; 1972: Hydraulic fracturing and mineralisation. *Journal of the Geological Society of London* 128: 337-359.
- Phillips, W J; 1973: Mechanical effects of retrograde boiling and its probable importance in the formation of some porphyry ore deposits. *Institution of Mining and Metallurgy Transactions B82*: 90-98.
- Plumlee, G S; Goldhaber, M B; Rowan, E L; 1995: The potential role of magmatic gases in the genesis of Illinois-Kentucky fluorspar deposits: implications from chemical reaction path modelling. *Economic Geology* 90 (5): 999-1011.
- Potter, D; 1996: What makes the Grasberg anomalous, implications for future exploration. Australian Mineral Foundation Conference, Cairns, 12-13 August 1996: Porphyry related copper and gold deposits of the Asia Pacific region. *Proceedings*: 10.1-10.13.
- Potter, R W; 1977: Pressure corrections for fluid-inclusion homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl-H<sub>2</sub>O. *Journal of Research US Geological Survey* 5 (5) 603-607.
- Rebek, R J; 1975: Edie Creek and Wau Gold Lodes. *Economic Geology of Australia and Papua New Guinea*. 867-872.
- Reed, M H; Spycher, N F; 1985: Boiling, cooling and oxidation in epithermal systems: a numerical modelling approach. *Reviews in Economic Geology* 2: 249-272.
- Register of Indonesian Gold 1997: P Gonnella (Managing Editor), Resource Information Unit (RIU), Perth. Reyes, A G; 1986: A comparative study of "acid" and "neutral pH" hydrothermal alteration in the Bacon-Manito Geothermal Area, Philippines. MSc thesis, Auckland University, 258 pp. (unpubl.).
- Reyes, A G; Giggenbach W F; Saleras J R; Salonga N D; Vergrara M C; 1993: Petrology and geochemistry of Alto Peak, a Vapor-Cored hydrothermal System, Leyte, Philippines. *Geothermics* 22: 479-519.
- Reynolds, D L; 1954: Fluidization as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites. *American Journal of Science* 252: 577-614.
- Reynolds, T J; Beane, R E; 1985: Evolution of hydrothermal fluid characteristics at the Santa Rita, New Mexico, porphyry copper deposit. *Economic Geology* 80: 1328-1347.
- Richard, K; Courtright, J H; 1958: Geology of Toquepala, Peru. *Mining Eng.* 10: 262-266.

- Richards J P; Kerrich, R; 1993: The Porgera gold mine, PNG: magmatic hydrothermal to epithermal evolution of an alkalic-type precious metal deposit. *Economic Geology* 88: 1017-1052.
- Rimstidt, J D; Barnes, H L; 1980: The kinetics of silica-water reaction. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44: 1683-1699.
- Roberts, R G; Sheahan (Eds.); 1988: Ore deposit models. *Geoscience Canada, Reprint Series 3* (Several useful papers).
- Roedder, E (Ed.); 1984: Fluid Inclusions. Volume 12, *Reviews in Mineralogy*. (P H Ribbe, Series Ed.). Mineralogical Society of America.
- Roedder, E; Bodnar, R J: 1980: Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 8: 263-301.
- Roobol, M J; Hackett, D; 1987: Paleovolcanic facies and exhalite geochemistry; guides for selecting exploration areas in volcano-sedimentary complexes. *Economic Geology* 82: 691-705.
- Rose, A W; Burt, D M; 1979: Hydrothermal alteration. Chapter 5. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (2nd Ed); H L Barnes (Ed.): 173-235.
- Rubin, J N; Kyle, J R; 1997: Precious metal mineralogy in porphyry-, skarn-, and replacement-type ore deposits of the Ertsberg (Gunung Bijih) district, Irian Jaya, Indonesia. *Economic Geology* 92(5): 535-550.
- Ruggerei, G; Lattanzi, P; Luxuro, S S; Dessi, R; Benvenuti, M and Tanelli G, 1997: Geology, Mineralogy, and Fluid Inclusion Data of the Furtei High-Sulphidation Gold Deposit, Sardinia, Italy. *Economic Geology* 92: 1-19.
- Rye, O R; Bethke, P M; Wasserman, M D; 1992: The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration. *Economic Geology* 87 (2): 225-262.
- Samanai, B; 1998: Distribution, setting and metallogenesis of copper deposits in Iran. Australian Mineral Foundation Conference, Perth, 30/11/98-1/12/98: Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits: a global perspective. *Proceedings*: 135- 158.
- Sander, M V; Einaudi, M T; 1990: Epithermal deposition of gold during transition from propylitic to potassic alteration at Round Mountain, Nevada. *Economic Geology* 88: 285-311.
- Sato, T; 1974: Distribution and setting of the Kuroko deposits. *Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue* 6: 1-10.
- Saunders, J A; 1994: Silica and gold textures in the bonanza ores of the Sleeper deposit, Humboldt County, Nevada: evidence for colloids and implications for epithermal ore forming processes. *Economic Geology* 89: 628-638.
- Sawkins, F J; 1976: Massive sulphide deposits in relation to geotectonics. *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper* 14: 221-240.
- Setterfield, T N; Musset, A E; Oglethorpe, R D J; 1992: Magmatism and associated hydrothermal Activity of the Tavua Caldera. Ar dating of the volcanic, intrusive and hydrothermal events. *Economic Geology* 87: 1130-1140.
- Seward, T M; 1973: Thio complexes of gold in hydrothermal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37: 379-399.
- Seward, T M; 1989: The hydrothermal chemistry of gold and its implications for ore formation: boiling and conductive cooling as examples. In: *Economic Geology Monograph* 6, *The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*: 398-404.
- Sewell, D M; Wheatley, C J V; 1994: The Lerokis and Kali Kuning submarine exhalative gold-silver-barite deposits, Wetar Island, Maluku, Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration* 35: 351-370.

- Sharp, J E; 1978: A molybdenum mineralized breccia pipe complex, Redwell Basin, Colorado. *Economic Geology* 73: 369-382.
- Sheldon, K L; So, C-S; Chang, J-S; 1988: Gold-rich mesothermal vein deposits of the Republic of Korea: geochemical studies of the Jungwon gold area. *Economic Geology* 83: 1221-1237.
- Shikazono, N; 1985: A comparison of temperatures estimated from the electrum-sphalerite-pyrite-argentite assemblage and filling temperatures of fluid inclusions from epithermal Au-Ag vein-type deposits in Japan. *Economic Geology* 80: 1415-1424.
- Shirozo, H; 1974: Clay minerals in altered wall rocks of the Kuroko-type deposits. *Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue* 6: 303-311.
- Sibson, R H; 1975: Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism. *Journal of the Geological Society of London* 131: 653-659.
- Sibson, R H; 1977: Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London* 133: 191-213.
- Sibson, R H; 1985: Stopping of earthquake ruptures at dilational fault jogs. *Nature* 316: 248-251.
- Sibson, R H; 1987: Earthquake rupturing as a hydrothermal mineralising agent. *Geology* 15: 701-704.
- Sibson, R H; 1989: Structure and mechanics of fault zones in relation to fault-hosted mineralisation. *Australian Mineral Foundation, Adelaide*, 66p.
- Sibson, R H; Robert, F; Poulsen, K H; 1988: High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology* 16: 551-555.
- Silberman, M L; White, D E; Keith, T E C; Dockter, R D; 1979: Duration of hydrothermal activity at Steamboat Springs Nevada, from ages of spatially associated volcanic rocks. *US Geological Survey Professional Paper* 458-D, 14p.
- Sillitoe, R H; 1973: The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology* 68: 799-815.
- Sillitoe, R H; 1983: Enargite-bearing massive sulfide deposits high in porphyry copper systems. *Economic Geology* 78: 348-352.
- Sillitoe, R H; 1985: Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Economic Geology* 80: 1467-1514.
- Sillitoe, R H; 1989: Gold deposits in the western Pacific island arcs: the magmatic connection. In: *Economic Geology Monograph* 6, *The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*: 274-291.
- Sillitoe, R H; 1990: Gold-rich porphyry copper deposits of the circum-Pacific region - an updated overview. *PacRim Proceedings II*: 119 -126.
- Sillitoe, R H; 1990: Sediment-hosted gold deposits: distal products of magmatic-hydrothermal systems. *Geology* 18: 157-161.
- Sillitoe, R H; 1991: Gold metallogeny of Chile - an introduction. *Economic Geology* 86: 1187-1205.
- Sillitoe, R H; 1991: Intrusion-related gold deposits. In: *Gold metallogeny and exploration* (R P Foster, Ed.): 165-209 (Blackie, Glasgow and London).
- Sillitoe, R H; 1994a: Erosion and collapse of volcanoes: Causes of telescoping in intrusion-centred ore deposits. *Geology* 22: 945-948.

Sillitoe, R H; 1994b: Indonesian mineral deposits - introductory comments, comparisons and speculations. *Journal of Geochemical Exploration* 50: 1-11.

Sillitoe, R H; 1995a: Exploration of porphyry copper lithocaps. *Proceedings of the 1995 PacRim Congress* (J L Mauk and J D St George, Eds.), AusIMM: 527-532.

Sillitoe, R H; 1995b: Exploration and discovery of base- and precious-metal deposits in the circum-Pacific region during the last 25 years. *Resource Geology Special Issue No. 19*.

Sillitoe, R H; 1997: Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the Circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences* 44:373-388.

Sillitoe, R H; 1998: Major regional factors favouring large size, high hypogene grade, elevated gold contents and supergene oxidation and enrichment of porphyry copper deposits. *Australian Mineral Foundation Conference, Perth, 30/11/98-1/12/98: Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits : a global perspective. Proceedings: 21-34.*

Sillitoe, R H; Baker, E M; Brook, W A; 1984: Gold deposits and hydrothermal eruption breccias associated with a maar volcano at Wau, Papua New Guinea. *Economic Geology* 79: 1286-1298.

Sillitoe, R H; Bonham, H F; 1984: Volcanic landforms and ore deposits. *Economic Geology* 79: 1286-1298.

Sillitoe, R H; Gappe, I M; 1984: Philippine porphyry copper deposits: geological setting and characteristics. *CCOP Report TP14*.

Sillitoe, R H; Grauberg, G L; Elliott, J E; 1985: A diatreme-hosted gold deposit at Montana Tunnels, Montana. *Economic Geology* 80: 1701-1721.

Simmons, S F; Gemmell, J B; Sawkins, F J; 1988: The Santo Nino silver-lead-zinc vein, Fresnillo district, Zacatecas, Mexico: Part II. Physical and chemical nature of ore-forming solutions. *Economic Geology* 83: 1619-1641.

Simmons, S F; 1991: Hydrological implications of alteration and fluid inclusion studies in the Fresnillo District, Mexico: evidence for a brine reservoir and a descending water table during the formation of hydrothermal Ag-Pb-Zn orebodies. *Economic Geology* 86: 1579-1601.

Smith, J G; 1987: New compilation geologic map of the Cascade Range in Washington. *Transactions of the Geothermal Resources Council* 11: 309-214.

So, C-S; Yun, S-T; 1997: Jurassic mesothermal gold mineralisation of the Samhwanghak mine, Youngdong area, Republic of Korea: constraints on hydrothermal fluid geochemistry. *Economic Geology* 92: 60-80.

Solomon, M; 1990: Subduction, arc reversal, and the origin of porphyry copper-gold deposits in island arcs. *Geology* 18: 6030 – 6033.

Sourirajan, S; Kennedy, G C; 1962: The system H<sub>2</sub>O-NaCl at elevated temperatures and pressures. *American Journal of Science* 260: 115-141.

Spycher, N F; Reed, M H; 1995: Evolution of a Broadlands-type epithermal ore fluid along alternative P-T paths: implications for the transport and deposition of base, precious, and volatile metals. *Economic Geology* 84: 328-359.

Stenger, D P; Kesler, S E; Peltonen, D R; Tapper, C J; 1998: Deposition of gold in Carlin-type deposits: the role of sulfidation and decarbonation at Twin Creeks, Nevada. *Economic Geology* 93: 201-215.

Sversjensky, D A; Hemley, J J; D'Angelo, W M; 1991: Thermodynamic assessment of hydrothermal alkali feldspar-mica-aluminosilicate equilibria. *Geochim. et. Cosmochim. Acta* 55: 989-1004.

Tan, L; 1991: The Chinkuashih gold-copper deposits, Taiwan. *SEG Newsletter* No.7.

Tanimura, S; Date, J; Takahashi, T; Ohmoto, H; 1983: Geologic setting of the Kuroko deposits, Japan: Part II. Stratigraphy and structure of the Hokuruku District. *Economic Geology Monograph* 5, The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulphide Deposits: 24-38.

Taylor, G; 1987: Breccia formation and it's relation to gold mineralization at Mount Kasi, Fiji. *Proceedings of Pacific Rim Congress* 87: 597-601.

Theodore, T G; Orris, G J; Hammarstrom, J M; Bliss, J D; 1991: Gold-bearing skarns. *US Geological Survey Bulletin* 1930.

Thomas, D; 1987: A Geochemical Model of the Kilauea East Rift Zone. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1350. Chapter 56. *Volcanism in Hawaii*: 1507-1525.

Titley, S R; 1975: Geological characteristics and environment of some porphyry copper occurrences in the Southwestern Pacific. *Economic Geology* 70: 499-514.

Titley, S R (Ed.); 1982: *Advances in the geology of the porphyry copper deposits*. University of Arizona Press.

Titley, S R; 1990: Contrasting metallogenesis and regional settings of Circum-Pacific Cu-Au porphyry systems. *PacRim Proceedings II*: 127 - 134.

Titley, S R; 1996: Alteration of mineralized carbonate rocks in the epicrustal intrusion environment. *Australian Mineral Foundation Conference, Cairns, 12-13 August 1996: Porphyry related copper and gold deposits of the Asia Pacific region. Proceedings*: 3.1-3.10.

Tooker, E W (Ed.); 1985: Geologic characteristics of sediment- and volcanic-hosted disseminated gold deposits- search for an occurrence model. *US Geological Survey Bulletin* 1646.

Truesdell, A H; 1984: Chemical geothermometers for geothermal exploration. In: Henley, R W; Truesdell, A H and Barton, P B (Eds.); *Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems*. Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology* 1: 31-43.

Turner, S J; Flindell, P A; Hendri, D; Hardjana, I; Lauricella, P F; Lindsay, R P; Marpaung, B; White G P; 1994: Sediment-hosted gold mineralisation in the Ratatotok district, North Sulawesi, Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration* 5: 317-336.

Tyrwhitt, D; 1996: Economic impact of expanding copper and gold production in the SE Asian Region. In: *Porphyry related copper and gold deposits of the Asia Pacific, Australian Mineral Foundation, Conference Proceedings, Cairns*.

Ulrich, T, Gunther, D and Heinrich, CA; 1999. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits. *Nature*, Vol., 399:676-679.

Urabe, T; Scott, S D; Hattori, K; 1983: A Comparison of footwall-rock alteration and geothermal systems beneath some Japanese and Canadian volcanogenic massive sulphide deposits. *Economic Geology Monograph* 5, The Kuroko and related volcanogenic massive sulphide deposits: 345-364.

van Leeuwen, T; 1994: 25 years of mineral exploration and discovery in Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration* 50: 13-90.

van Leeuwen, T; Hawke, A; Leach, T M; Hawke, M; 1990: The Kelian disseminated gold deposit, East Kalimantan, Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration* 35: 1-61.

Vessell, R K; Davies, D K; 1981: Nonmarine sedimentation in an active fore arc basin. *SEPM Special Publication* 31: 31-45.

- Vikre, P G; 1989: Fluid-mineral relations in the Comstock Lode. *Economic Geology* 84: 1574-1613.
- Vityk, M O; Kouse, H R; Skakun, L D; 1994: Fluid evolution and mineral formation in the Beregvo gold-base metal deposit, Transcarpathia, Ukraine. *Economic Geology* 89: 547-565.
- Wake, B; Silvio, N; Lattore, A; Iswahyudi, A S; Purwanto, A; 1996: Geology of the Toka Tindung epithermal gold deposit, North Sulawesi, Indonesia. Australian Mineral Foundation Conference, Cairns, 12-13 August 1996: Porphyry related copper and gold deposits of the Asia Pacific region. Proceedings: 9.1-9.8.
- Weinberg, R F: 1992. Neotectonic development of western Nicaragua. *Tectonics* 11: 1010-1017.
- Wellman, H W; 1954: Stress pattern controlling lode formation and faulting at Waihi Mine, and notes on the stress pattern in the north-western part of the North Island of New Zealand. *New Zealand Journal of Science and Technology* 36B: 201-206.
- White, D E; 1955: Thermal springs and epithermal ore deposits. *Economic Geology*. 50th Annual. Volume: 99-154.
- White, D E; 1957: Thermal waters of volcanic origin. *Bulletin of the Geological Society of America* 68: 1637-1658.
- White, D E; 1981: Active geothermal systems and hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 7th Anniversary Volume: 392-424.
- White, D E; Fournier, R O; Muffler, L J P; Truesdell, A H; 1975: Physical results of research drilling in thermal areas of Yellowstone National Park, Wyoming. US Geological Survey Professional Paper 892: 70p.
- White, D E; Heropoloulos, C; 1983: Active and fossil hydrothermal-convection systems of the Great Basin. *Geothermal Resources Council Special Report* 13: 41- 53.
- White, N C; Hedenquist J W; 1995: Epithermal gold deposits: styles characteristics and exploration. *SEG Newsletter* No. 23.
- Whitney, J A; 1989: Ore deposits associated with silicic rocks. In: *Ore deposition associated with magmas* (J A Whitney, A J Naldrett, Eds.). *Reviews in Economic Geology* 4: 181-201.
- Widodo, S; Belluz, N; Wiwoho, N; Kusnanto, B, Manning, P; Edwards, A; Macdonald, G; 1998: Geology of the Kuching Liar ore body, Irian Jaya, Indonesia. Australian Mineral Foundation Conference, Perth, 30/11/98-1/12/98: Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits : a global perspective. Proceedings: 49 – 60.
- Williams, H; McBirney, A R; 1979: *Volcanology*. Freeman Cooper and Co, San Francisco.
- Win, U K; Kirwin, D; 1998: Exploration, geology and mineralisation of the Monywa copper deposits, Central Myanmar. Australian Mineral Foundation Conference, Perth, 30/11/98-1/12/98: Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits: a global perspective. Proceedings: 61-75.
- Winsor, C N; 1991: The relationship between the Hyde-Macraes Shear Zone, deformation episodes, and gold mineralisation potential in eastern Otago, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 43: 237-245.
- Wohletz, K; Heiken G; 1992: *Volcanology and Geothermal Energy*. University of California Press, Berkeley, Los Angeles and Oxford.
- Wolfe, J A; 1980: Fluidization versus phreatomagmatic explosion in breccia pipes. *Economic Geology* 75: 1105-1111.

Wotruba, P R; Benson, R G; Schmidt K W; 1987: The Fortitude gold-silver deposit, Copper Canyon, Lander County, Nevada. In: Bulk mineable deposits; Guidebook for Field Trips (J L Johnson, Ed); Geological Society of Nevada Symposium, Reno, Nevada. April 6-8, 1987: 343-347.

Yiming, Z; 1990: Skarn deposits in the circum-Pacific Belts. PacRim Proceedings III: 33-311.

Youngson, J H; Craw, D: 1999: Variations in placer style, gold morphology, and gold particle behaviour down gravel bed-load rivers: an example from the Shotover/Arrow-Kawerau-Clutha river system, Otago, New Zealand. Economic Geology 94(5): 615 - 614.

Yui, S; 1983: Textures of some Japanese Besshi-type ores and their implications for Kuroko deposits. Economic Geology Monograph 5, The Kuroko and related volcanogenic massive sulphide deposits: 231-240.