А.А. Маракушев , Н.А. Панеях,
С.А. Маракушев

Сульфидное рудообразование и его углеводородная специализация

Москва
ГЕОС
2014

УДК 550.41:552:553.41:557.37
ББК
М 25

М 25 **Маракушев А.А., Панеях Н.А., Маракушев С.А.**
Сульфидное рудообразование и его углеводородная специализация. — М.: ГЕОС, 2014. — 184 с.; ил.
ISBN (в пер.)

Рассмотрена проблема зависимости сульфидного рудообразования от характера магматической дифференциации родственных интрузивных или вулканогенных образований. Разработана физико-химическая основа генетической связи сульфидных месторождений с вмещающими или удаленными магматическими образованиями. Обоснована приуроченность сульфидных месторождений к депрессионным структурам земной коры, магматизм которых характеризуется антидромным трендом развития с интенсивным накоплением богатых железом дифференциатов.

В отличие от распространенных в мире представлений о постмагматическом гидротермальном дисульфидном рудообразовании обосновывается совершенно новая гипотеза сульфуризации ультражелезистых магматических дифференциатов под воздействием трансмагматических флюидов, из которых избирательно экстрагируются рудные металлы, создающие месторождения с помощью ликвационных процессов, являющихся мощным фактором концентрации руд. Описаны типичные интрузивы и вулканические ассоциации и генетически связанные с ними месторождения, для которых разработаны модели образования с точки зрения новой концепции.

Для геологов и геохимиков, научных работников, аспирантов и студентов.

ББК

© А.А. Маракушев, Н.А. Панеях,
С.А. Маракушев, 2014
© ГЕОС, 2014

ISBN



Академик
Алексей Александрович Маракушев

(4 марта 1925 — 6 января 2014)

Геологи многих геологических специальностей, и не только петрологии, в которой Алексей Александрович является корифеем, знакомы с ним или с его творчеством. По его книгам учились поколения геологов, к нему за консультациями или советом приезжали в Москву специалисты со всего Советского Союза, а также и из-за рубежа. Он всегда был востребован. А.А. Маракушева приглашали в разные западные и восточные страны с лекциями и докладами, просили оттиски его трудов.

Эта книга — последний в его жизни труд, которым он занимался до последних часов своей жизни и который, к сожалению, не успел увидеть изданным.

Мы, его соавторы, как и все, кому посчастливилось с ним работать, просто быть знакомым или читать его труды, хотим выразить в этих словах свою благодарность за то, что он всегда с большой доброжелательностью щедро делился со всеми заинтересованными людьми своими знаниями и новыми идеями, даже еще не опробированными в науке. Слушать его было так же интересно, как читать захватывающий детективный роман, в котором невозможно отгадать окончательное решение проблемы, потому что оно всегда было новым, неожиданным, еще никем не высказанным и всегда логично увязанным с цепочкой фактов. Недаром его лекции всегда проходили при переполненных аудиториях, в которых присутствовали не только студенты, но и преподаватели, аспиранты и просто заинтересованные геологи.

Наука была его страстью, его стихией, а поиски истины — смыслом жизни. Истину сгоряча не находят, а для него самое интересное в жизни было — докопаться до нее. Любимым его выражением было: «Я стараюсь додумывать все до конца. Люди часто ленятся это делать и останавливаются в своих исследованиях на констатации фактов, а надо обязательно создавать модель событий, объясняющих явление, над которым вы работаете».

А.А. Маракушев никогда не ходил по протоптанной дорожке и не плыл по течению, он сам прокладывал эти новые пути в науке. И, не-

смотря на то, что был очень мягким и добрым человеком в общении с людьми, терпимым к взглядам других, он очень твердо, азартно и успешно (благодаря его железной логике) умел отстаивать свои идеи. Правда, это не добавляло ему удобств и умиротворенности в жизни, потому что не все его идеи воспринимались легко и не всегда быстро находили признание, — они были слишком новы, неожиданны и иногда революционны.

Алексей Александрович был ученым с очень широким диапазоном научных интересов. Это была личность, обладавшая энциклопедическими знаниями и фантастической работоспособностью, его профессия была не только его работой, но и его хобби. Он развивал, вслед за его любимым и глубоко уважаемым учителем Д.С. Коржинским, научное направление, отличающееся широким привлечением законов термодинамики и физхимии к решению петрологических проблем, всячески стараясь превратить геологию из описательной науки в более точную науку, основанную на этих законах.

В начале своего творческого пути А.А. Маракушев много занимался проблемами метаморфизма. Главным его научным достижением было установление связи метаморфизма с магматизмом в ходе геоструктурной эволюции подвижных зон Земли и разработка системы фаций и формаций метаморфических пород, отражающих закономерности изменения геохимического режима метаморфизма.

Это было его первым шагом на пути установления связи многих геологических процессов с магматизмом. А путь был длиною в жизнь, потому что он на каждом этапе творчества затрагивал эту проблему. В результате им была создана новая концепция рудообразования, основанная на неразрывной связи его с магматизмом, чему и посвящена последняя монография Алексея Александровича.

Основная мысль заключается в том, что магматизм развивается в мантии под действием флюидов, являющихся результатом дегазации земного ядра и источником металлов, обогащающих магму. А рудогенерирующая способность магматизма осуществляется наиболее интенсивно при антидромном характере его эволюции, определяемом геоструктурной обстановкой — приуроченностью к депрессиям с «обращенным рельефом». Существенную роль в случае сульфидных месторождений играет флюидная сульфуризация. Алексей Александрович исследовал не только глобальные проблемы петрологии, но и тонкие физико-химические закономерности, определяющие парагенезисы рудных металлов в месторождениях на основе разработанной им «периодической системы экстремальных состояний химических элементов». Им была создана научная школа «Магматизм и рудообразование», развивающая несколько главнейших направлений этой проблемы.

Диапазон интересов А.А. Маракушева был необычайно широк, с его глобальным мышлением ему было тесно в геологии, и он привлекал к объяснению процессов, создавших Землю такой, как она есть, пограничные науки: астрономию, физику, химию и даже биологию. В результате

он создал новое научное направление в геологии — *космическая петрология*, — которое предполагает, что изучение процессов, происходящих на Земле, природы ее эндогенной активности надо начинать, как минимум, с познания законов образования Солнечной системы. И он был первым, кто сказал, что Плутон — не планета, а ледяное тело, совместно с кометами представляющее собой самое примитивное (первозданное) вещество окраины Солнечной системы. О том, что Плутон не планета некоторые ученые заговорили лишь 20 лет спустя.

Алексеем Александровичем была предложена гипотеза: «Планеты Земной группы (Меркурий, Венера, Земля и Марс) на заре своего существования были планетами-гигантами, подобными Юпитеру и Сатурну, имевшими мощную газовую оболочку, утерянную со временем под действием солнечного ветра». Впоследствии это было подтверждено открытием в космосе звездно-планетных систем, аналогичных Солнечной, но более молодых, в которых околозвездные планеты (типа планет Земной группы) еще сохранили свои гигантские размеры. Это его предвидение позволяло объяснить существование *расплавного флюидно-металлического* земного ядра, обеспечивающего эндогенную активность Земли на протяжении четырех с половиной миллиардов лет.

О широком диапазоне интересов А.А. Маракушева свидетельствуют также его работы в области генезиса нефти, главным тезисом которых является ее эндогенная природа и связь этого процесса с сульфидным рудообразованием, отличающимся углеводородной спецификой сопровождающих флюидов.

Он также прикоснулся и к вопросу происхождения жизни на Земле, но, к сожалению, ему не хватило собственной жизни, чтобы развить все свои идеи, додумать их до конца. Невозможно в таком коротком очерке коснуться всех аспектов деятельности великого ученого, создавшего целую эпоху в отечественной геологической науке.

О необычайной трудоспособности Алексея Александровича свидетельствуют большое количество опубликованных им статей в России и за рубежом (около 500), монографий и учебников (30), получение нескольких патентов на извлечение алюминия из небокситового сырья, ферроплатины — из гипербазитов и черных сланцев.

Немало его работ опубликовано в зарубежных изданиях на английском языке, а некоторые его монографии переведены на японский, китайский, корейский и вьетнамский языки. Под руководством А.А. Маракушева защищено около 38 диссертаций, 12 из которых — докторские.

Заслуги Алексея Александровича были замечены и научным сообществом и правительством. Он награжден медалью «За трудовую доблесть» и орденом Дружбы; является лауреатом Государственной премии СССР, удостоен научных премий и медалей: Первой премии Московского общества испытателей природы, Первой премии Министерства высшего образования СССР, Ломоносовской премии первой степени (МГУ), премии имени академика Д.С. Коржинского РАН, премии Фонда академика В.И. Смирнова (МГУ), диплома и золотой медали имени Нобелевского

лауреата Петра Леонидовича Капицы «Автору научного открытия», медали «За успехи в разведке недр».

Маракушев был почетным членом Международной академии наук высшей школы, заслуженным профессором Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, почетным профессором Китайского геологического университета, соросовским профессором.

Несмотря на огромную занятость, Алексей Александрович очень любил встречи в дружеской обстановке, всегда с радостью принимал гостей и любил поделиться не только новыми научными идеями, но и почитать стихи, запас которых у него был поистине неиссякаем. Он всегда был душой общества и в серьезной беседе, и в застолье, его было интересно слушать, наверное, потому, что он всегда умел удивлять. Он был очень доброжелателен по отношению ко всем, как к единомышленникам, так и к тем людям, которые занимают диаметрально противоположную позицию, агрессия ему была абсолютно чужда.

И хотя научная работа занимала большое место в его в жизни, его большой души хватало и на родных и близких, которые всегда ощущали его тепло и заботу.

Богатое научное наследие А.А. Маракушева еще только предстоит осознать, он ушел далеко вперед в своих изысканиях и открытиях и многие его разработки и идеи не были поняты и оценены по достоинству. Мы уверены, что признанию его взглядов, всех его идей «...как драгоценным винам, настанет свой черед». Не хотелось бы только, чтобы ждать этого пришлось слишком долго, как в истории с Аристархом Самосским (III век до н.э.), который высказал идею гелеоцентризма за 19 веков до ее «открытия» Н.Коперником, за что был обвинен в безбожии и поплатился изгнанием из Самоса.

Родных, друзей, учеников, коллег и знакомых, которым посчастливилось общаться с этим гениальным ученым и замечательным человеком, он обогатил не только своей наукой, но и теплом большой человеческой души. Он навсегда останется с нами...

Вместо Введения

Сульфидные месторождения исследуются нами на протяжении уже 20 лет в России (Норильск на Сибирской платформе, Йоко-Довырен в Забайкалье, Печенга на Кольском полуострове, Гай на Урале), Китае (Джиньчуань), Узбекистане (Мурунтау). По всем этим объектам нами опубликовано множество статей. В настоящей монографии подводится итог этому многоплановому исследованию сульфидных месторождений и их малосульфидных типов, относящихся к кварцево-рудной формации. Главным в этом обобщении является формационная систематика месторождений в аспекте их связи с магматизмом и представление моделей формирования, определяющих их металлогенические особенности. Генезис сульфидных месторождений является важнейшей частью *общей проблемы рудообразования*, которая в дальнейшем рассматривается нами в первой главе, играющей роль введения.

Глава 1
Проблема эндогенного рудообразования

Рудообразование относится к важнейшим проявлениям эндогенной активности Земли, непосредственно связанной с более общей проблемой ее происхождения в ряду планет Солнечной системы. Ниже эта проблема рассматривается на основе публикаций [Маракушев, 1979, 1992, 1999, 2007, 2009 а,б, 2012; Маракушев, Безмен, 1992; Маракушев, Хохлов, 1992; Маракушев, Горбачев, 1993; Маракушев, Панеях, Зотов, 2007, 2009 а,б, 2011; Маракушев, Панеях, Русинов, Зотов, 2007, 2008; Маракушев А., Маракушев С., 2010, 2012; Маракушев, Панеях, Сук, 2011; Marakushev, 1999 a,b, 2005; Marakushev A., Marakushev S., 2009; Marakushev et al., 1999, 2010].

В Солнце (желтом карлике) синтезируются только относительно легкие химические элементы, недоступные для наблюдения. Наблюдаемый химический состав Солнечная система унаследовала от своей предшественницы — гигантской звезды. Она взорвалась как Сверхновая и породила гигантский быстро вращающийся газовый диск — колыбель будущей Солнечной системы. Его развитие при охлаждении начиналось с образова-

ния железо-силикатных частиц космической пыли, которая входила затем в состав ледяных масс — планетезималей. Водные планетезимали отгонялись вращением на периферию диска, где с их стяжением (аккрецией) связывалось формирование ледяных масс в поясах Оорта, Хиллса, Койпера. Они служат источником комет, периодически вторгающихся в планетную систему, которая формировалась в центральной части диска путем аккреции существенно водородных планетезималей. В этом процессе возникали Солнце и планеты-гиганты, стремительно обращающиеся вокруг него. По достижении критических масс планеты-гиганты подвергались гравитационному сжатию, плавлению и расслоению на железо-силикатные ядра и водно-водородные оболочки, оказывающие на ядра громадное давление. Солнце в аналогичном развитии достигло звездного состояния и вызвало диссипацию небулярного диска. В результате планеты-гиганты оказались в вакууме космического пространства, унаследовав, тем не менее, быстрое обращение диска вокруг медленно вращающегося Солнца.

На следующей ступени воздействия Солнца на планеты происходила потеря водно-водородных оболочек околосолнечными планетами-гигантами с превращением их железо-силикатных ядер в расслоенные планеты земной группы (Меркурий, Венера, Земля, Марс), так что в Солнечной системе остались только удаленные от Солнца планеты-гиганты (Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун). Изложенное первоначально высказывалось в гипотетическом плане [Маракушев, 1992, 1999], но его прямым подтверждением, как нам кажется, явилось обнаружение множества звездных аналогов Солнечной системы [Charbonneau, 2003; и др.].

Сходные с Солнцем звезды в них находятся в непосредственном окружении планет-гигантов, стремительно обращающихся вокруг этих звезд в вакууме космического пространства. Околозвездная позиция этих планет-гигантов аналогична позиции планет земной группы в Солнечной системе, которые сформировались в настоящем виде в результате потери флюидных оболочек их материнскими планетами–гигантами. В их недрах (на протопланетной стадии развития) сконцентрировались водородные флюиды. Однако их расширению и взрывному распаду планет при снятии общего давления препятствовало их расслоение с образованием прочных силикатных оболочек. Напряженное состояние планет, сохранявшееся до их полной консолидации, реализовалось в эндогенной активности планет, которая у Земли продолжается уже 4,6 млрд лет.

В отличие от планет земной группы в обрамляющем их поясе между орбитами Марса и Юпитера аналогичное развитие планет не достигало уровня совершенного расслоения, так что они взрывались, а их обломки со сглаженными углами, испещренные ударными кратерами, получившие название астероидов, и образовали пояс. Этот пояс является источником самых распространенных метеоритов — хондритов. Они состоят из силикатных каплевидных обособлений (хондр), заключенных в богатую железом матрицу.

По составу матрицы хондриты подразделяются на железо-силикатные и оливиновые. Железо-силикатные хондриты представляют собой самые примитивные хондритовые планеты, в которых хондры находятся в метал-

лической (никель-железной) матрице. В эволюции хондритовых планет развивается хондро-матричное взаимодействие и металлическая матрица вытесняется вторичной оливиновой. При этом хондритовые планеты теряли способность расслаиваться и приобретать устойчивость, свойственную расслоенным планетам земной группы, которые развивались на основе только самых примитивных железо-силикатных хондритовых планет.

Наблюдаемое в соответствующих им хондритах соотношение составов металлической матрицы и силикатных хондр является в какой-то мере аналогичным соотношениям составов металлических ядер и силикатных оболочек планет земной группы, в том числе Земли. В хондритах эти соотношения выражены крайне контрастно. В силу феррофильных свойств рудные металлы полностью сконцентрировались в металлической матрице хондритов, по [Campbell et al., 2002] (в мас. %): Fe = 92, Ni = 6, P = = 0,3, Cr = 0,2; (в г/т): Cu = 70, Pd = 53, Mo = 58, Pt = 13, Ru = 4,6, As = = 4,2, Os = 3,6, Ir = 3,5, Co = 1,6, W = 0,6, Re = 0,3, Sb = 0,2, Sn = 0,2, Ge = 0,7. Богатая рудными металлами металлическая матрица сочетается в хондритах с силикатными хондрами, практически стерильными в отношении рудных металлов (данные в скобках, в г/т): Pt = 12,8 (0,3), Ir = = 5,4 (0,3), Pd = 5,3 (0,4), Ru = 4,6 (0,3), Os = 3,6 (0,05), Au = 1,5 (0,01), по[Campbell et al., 2002].

Соответственно с этим можно полагать, что при первичном расслоении Земли все рудные металлы сконцентрировались в ее флюидном жидком никель-железном ядре, а ее магнезиальные силикатные оболочки были практически стерильны в отношении рудных металлов. Обогащение их рудными металлами связано с воздействием импульсивно исходящих из ядра флюидов, создающих в коре и мантии Земли очаги магматической дифференциации. Такие соотношения характерны для первичного расслоения Земли, происходившего еще в ее материнской гигантской планете, обеспечившей огромный запас существенно водородных флюидов в ее жидком ядре. Этим определилась эндогенная активность Земли. Под действием восходящих из ядра флюидов (плюмов) ее мантия и кора подверглись существенной переработке с повышением железистости горных пород и кларков в них рудных металлов. Сохранились только блоки первичной мантии (blobs на рис. 1.1). Предполагается, что процесс переработки мантии происходил в результате конвекции с затягиванием в нее вещества земной коры (слэбов), но в этом процессе несомненно участие вещества жидкого земного ядра, определившего различие состава земных горных пород и хондр хондритов.

Флюидная переработка мантии и земной коры исходящими из ядра флюидами связана с развитием магматических очагов. Они приобретают металлогеническую специализацию при образовании в них специфических дифференциатов, способных селективно экстрагировать рудные металлы из трансмагматических флюидов, источником которых служит жидкое земное ядро. Нахождение таких дифференциатов, определяющих парагенезисы рудных металлов месторождений, и составляет основу решения поблем рудообразования.

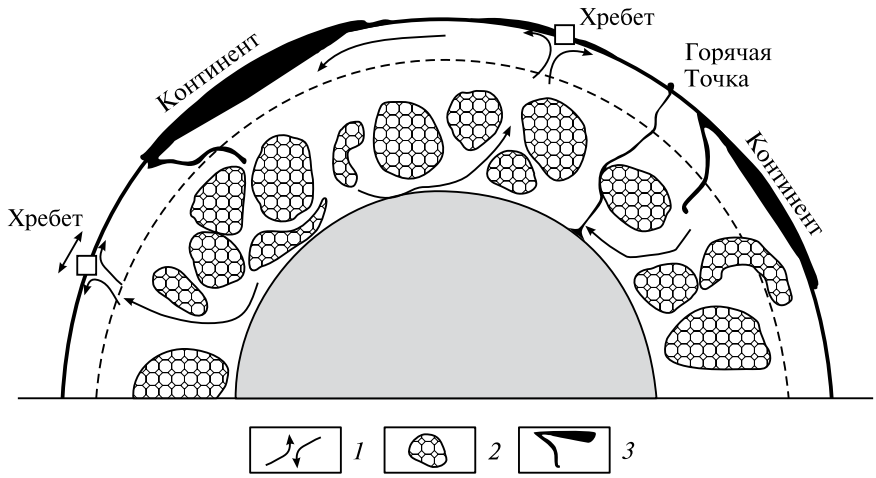


Рис. 1.1. Схема глубинной конвекции в мантии по [Kellogg et al., 1999]

1 — сложные конвективные движения; *2* — массы примитивного вещества (blobs), которые располагаются преимущественно в ядрах конвективных ячей; *3* — утолщенные полосы, идущие в глубину от краев континентов — пути проникновения слэбов

Такие дифференциаты принципиально различны для магматизма повышенной щелочности (с ними связаны месторождения оксифильных металлов) и нормальной щелочности, которому свойственны месторождения сульфурофильных (халькофильных) металлов. Ниже рассматривается положение этих металлов в периодической системе химических элементов.

К числу фундаментальных свойств химических элементов при рассмотрении их в металлогеническом аспекте относятся атомные орбитальные радиусы и удельная энтропия соответствующих им простых веществ. Атомные орбитальные радиусы характеризуют кислотно-щелочные свойства элементов, а удельная энтропия — разделение металлов по их химическому сродству к сере и кислороду.

Периодичность разделения атомных орбитальных радиусов представлена на диаграмме на рис. 1.2 и в соответствующей ей табл. 1.1.

В каждом периоде радиусы металлов уменьшаются с увеличением порядковых номеров (N), что сближает их с кислотными неметаллами (галогенами). Стрелкой в табл. 1.1 показано, что эта атомная зависимость коррелирует со щелочностью металлов, которая дополнительно зависит от их валентности, понижаясь с ее увеличением. Поэтому сопоставление металлов в этом отношении (по рис. 1.2) имеет смысл только при одинаковой их валентности.

⇒

Рис. 1.2. Периодичность изменения атомных орбитальных радиусов химических элементов (периоды I–VII)

Четные номера химических элементов соединены сплошной линией, нечетные — пунктиром, толстой серой линией выделена группа Fe–Ru–Os, разделяющая оксифильные рудные металлы (высокие орбитальные радиусы) и сульфурофильные металлы (низкие орбитальные радиусы)

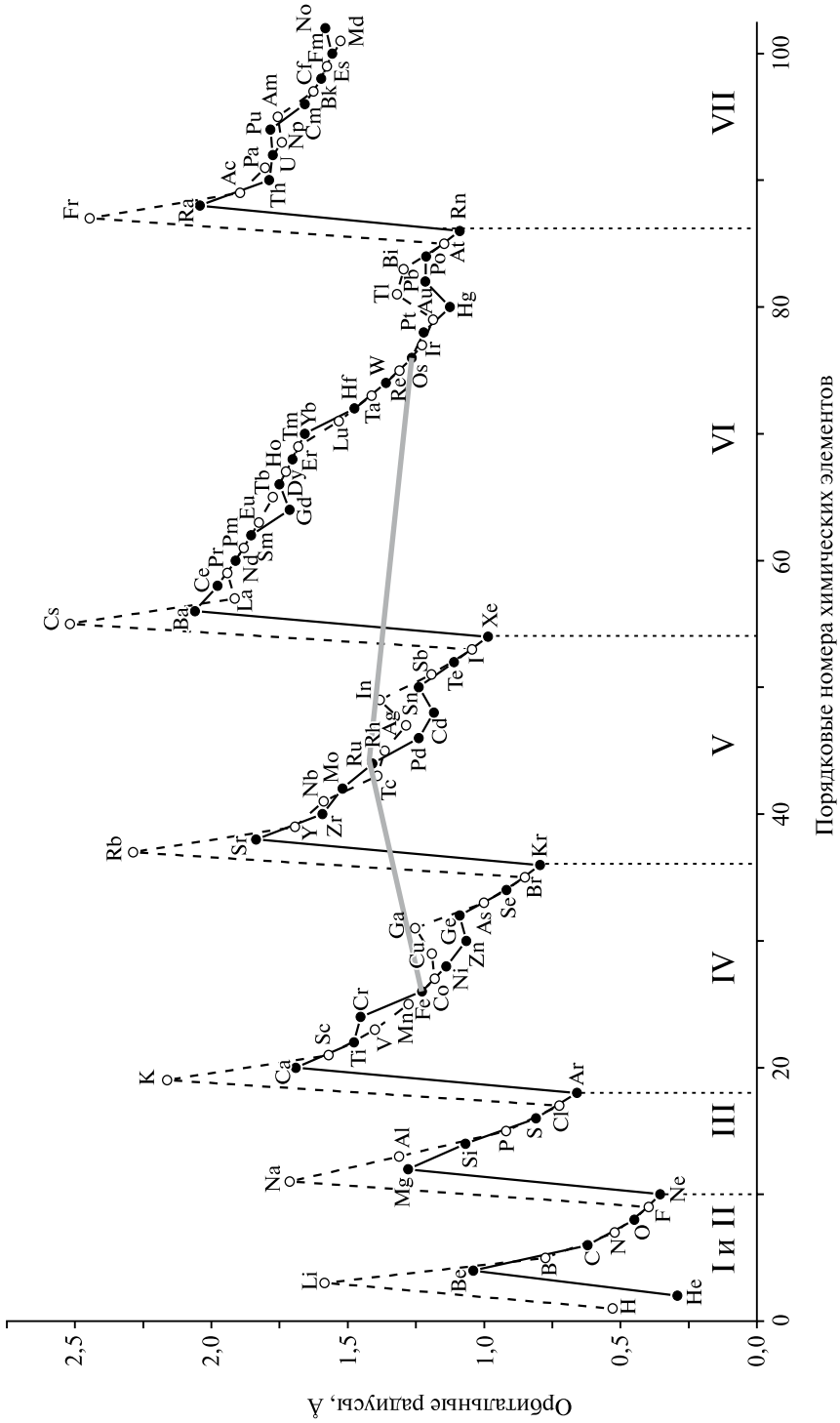

Орбитальные радиусы, Å
0,0
0,5
1,0
1,5
2,0
2,5
0
20
40
60
80
100
Порядковые номера химических элементов
I и II
III
IV
V
VI
VII
H
He
Li
Be
B
C
N
O
F
Ne
Na
Mg
Al
Si
P
S
Cl
Ar
K
Ca
Sc
Ti
V
Cr
Mn
Fe
Co
Ni
Cu
Zn
Ga
Ge
As
Se
Br
Kr
Rb
Sr
Y
Zr
Nb
Mo
Tc
Ru
Rh
Pd
Ag
Cd
In
Sn
Sb
Te
I
Xe
Cs
Ba
La
Ce
Pr
Nd
Pm
Sm
Eu
Gd
Tb
Dy
Ho
Er
Tm
Yb
Lu
Hf
Ta
W
Re
Os
Ir
Pt
Au
Hg
Tl
Pb
Bi
Po
At
Rn
Fr
Ra
Ac
Th
Pa
U
Np
Pu
Am
Cm
Bk
Cf
Es
Fm
Md
No

Таблица 1.1. Систематика химических элементов по щелочности на основе их атомных орбитальных радиусов (см. рис. 1.2)

Нечетные элементы

Щелочность							
	3 Li	11 Na	19 K	37 Rb	55 Cs	87 Fr	Щелочные металлы
					57 La	89 Ac	Лантаниды и актиниды
					59 Pr	91 Pa	
					61 Pm	93 Np	
					63 Eu	95 Am	
					65 Tb	97 Bk	
					67 Ho	99 Es	
					69 Tm	101 Md	
			21 Sc	39 Y	71 Lu	103 Lr	Переходные металлы
			23 V	41 Nb	73 Ta	105 Db	
			25 Mn	43 Tc	75 Re	107 Bh	
			27 Co	45 Rh	77 Ir	109 Mt	
			29 Cu	47 Ag	79 Au	111	
	5 B	13 Al	31 Ga	49 In	81 Tl	113	Кислотные металлы и неметаллы
	7 N	15 P	33 As	51 Sb	83 Bi	115	
1 H	9 F	17 Cl	35 Br	53 I	85 At	117	
I и II		III	IV	V	VI	VII	Периоды

Четные элементы

Щелочность							
	4 Be	12 Mg	20 Ca	38 Sr	56 Ba	88 Ra	Щелочноземельные металлы
					58 Ce	90 Th	Цериды и ториды
					60 Nd	92 U	
					62 Sm	94 Pu	
					64 Gd	96 Cm	
					66 Dy	98 Cf	
					68 Er	100 Fm	
					70 Yb	102 No	
			22 Ti	40 Zr	72 Hf	104 Rf	Переходные металлы
			24 Cr	42 Mo	74 W	106 Sg	
			26 Fe	44 Ru	76 Os	108 Hs	
			28 Ni	46 Pd	78 Pt	110	
			30 Zn	48 Cd	80 Hg	112	
	6 C	14 Si	32 Ge	50 Sn	82 Pb	114	Кислотные металлы и неметаллы
	8 O	16 S	34 Se	52 Te	84 Po	116	
2 He	10 Ne	18 Ar	36 Kr	54 Xe	86 Rn	118	
I и II		III	IV	V	VI	VII	Периоды

Примечание. Стрелками показано возрастание щелочности.

Таблица 1.2. Средние содержания редких земель, урана и тория (в %) в породах нормальной (1) и повышенной (2) щелочности [Семенов, 2001]

Компонент		Гипербазиты		Базиты		Граниты		Нефелиновые сиениты		Карбонатиты	
номер	знак элемента	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
57	La	6,7	380	3,5	59	63	485	118	725	7,9	590
58	Ce	12,7	750	10,3	105	120	917	204	1280	7,6	550
59	Pr	1,1	77	1,9	12	14	111	22	185	12	36
60	Nd	4	290	9,9	43	54	378	68	680	2	165
62	Sm	0,7	30	3,5	7,1	9,2	73	10	165	7	16
63	Eu	0,3	8	1,3	2,0	1,2	7,5	3,1	27	1,8	2,7
64	Gd	0,9	16	5,1	6,9	8,4	54	9	145	0,5	20
65	Tb	0,2	0,94	0,9	1,1	1,2	–	0,9	27	1,9	–
66	Dy	1,1	3,9	5,2	4,5	7,2	42	5,7	140	0,9	12
67	Ho	0,2	0,3	1,2	1,0	1,7	–	1,3	35	1,2	–
68	Er	0,5	0,63	3,5	2,8	5,0	33	3,1	90	0,7	4,4
69	Tm	0,07	0,1	0,5	0,4	0,8	–	0,9	–	0,1	–
70	Yb	0,5	1,2	3,2	2,0	5,0	24	3,5	80	0,6	1,8
71	Lu	0,06	0,3	0,5	0,3	0,9	0,11	0,9	0,9	0,1	–
90	Th	0,07	91	0,22	2,7	1,7	76	4,8	38	1,8	90
92	U	0,02	15	0,1	1,6	3,4	34	1,2	62	2,9	10

Например, в трехвалентном состоянии основность урана значительно выше, чем золота (см. рис. 1.2), урановая кислота HUO_2 слабее, чем золотая $HAuO_2$, но с нарастанием восстановительных условий уран остается в трехвалентном состоянии, а золото становится одновалентным и теряет кислотные свойства, что стабилизирует миграционный комплекс $AuUO_2$, находящийся в основе образования парагенезиса золота с ураном.

На этом основывается совмещение рудных металлов повышенной щелочности с характерной для них высокой валентностью (3–5) с переходными металлами обычно более низкой валентности (0–3). Рудные металлы этих двух типов магматизма разграничены на диаграмме штриховой линией и очень четко различаются на оксифильные и сульфурофильные.

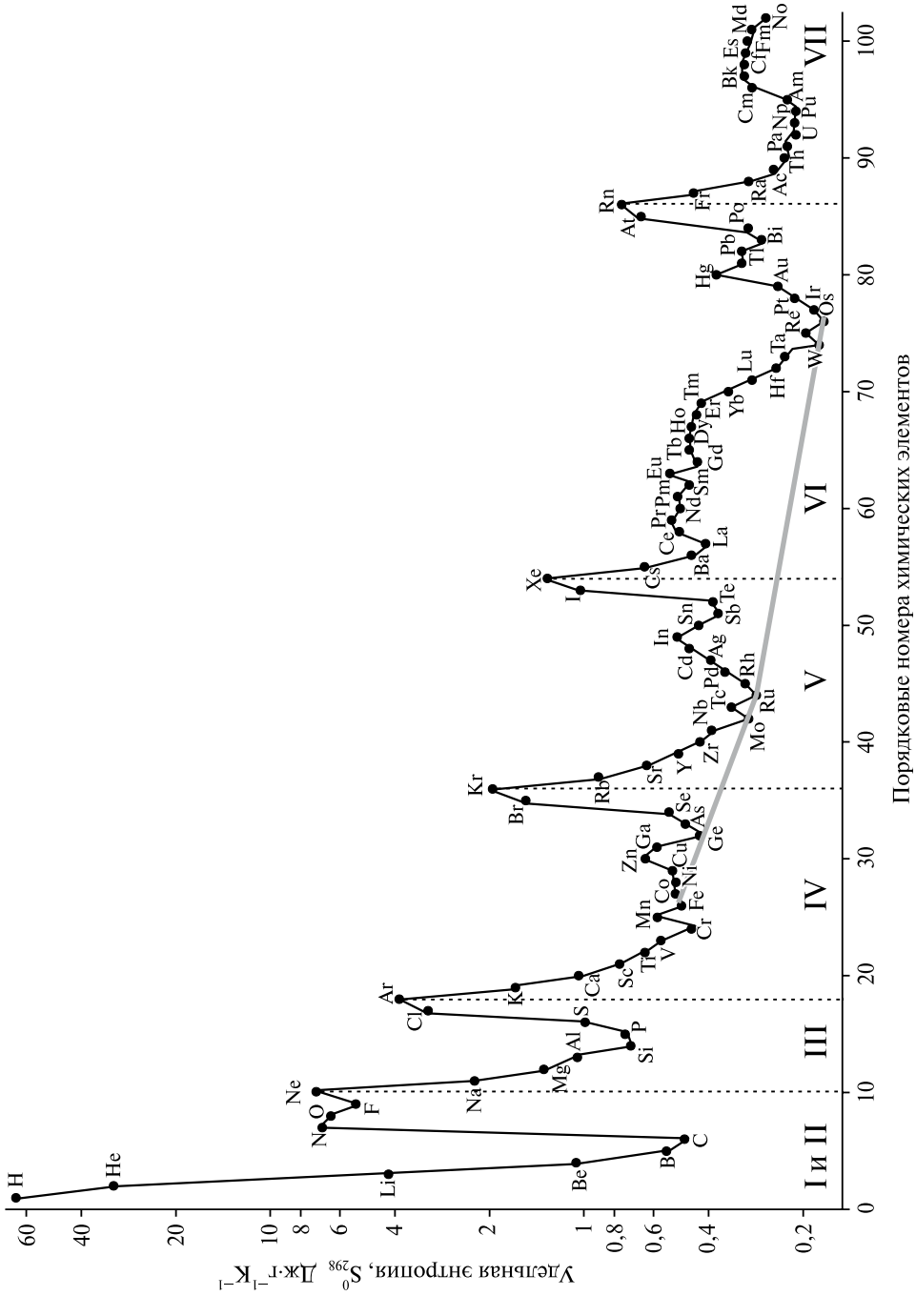
Представленное на диаграмме разделение химических элементов по порядковым номерам на нечетные и четные приводит к выделению четырех групп редкоземельных элементов (см. табл. 1.1): лантаниды и актиниды (нечетные металлы), цериды и ториды (четные металлы). Согласно известному правилу Оддо-Гаркинса, четные элементы отличаются от нечетных более высокой распространенностью и соответственно при развитии магматизма создаются более высокие концентрации церидов и торидов по сравнению с лантанидами и актинидами. Геохимически это наглядно прослеживается в табл. 1.2 по средним составам главных типов изверженных плутонических пород, относящихся к нормальной и повышенной щелочности. Возрастание щелочности пород прямо коррелирует с многократным увеличением содержания в породах редких земель, тория и урана. Этим подчеркивается эффективность щелочного фактора концентрации рудных металлов, свойственных щелочному магматизму. Он распространяется на гипербазиты, габбро, граниты и нефелиновые сиениты. Этот фактор, так ярко выраженный в таблице на уровне кларков рудных металлов, может реализоваться металлогенически. Например, месторождения урана, типичные для щелочных и щелочно-карбонатитовых комплексов [Маракушев, Панеях, Сук, 2011], могут порождаться гранитным магматизмом при его ощелачивании, петрохимическим признаком которого служит повышение в гранитах калий-натриевого отношения.

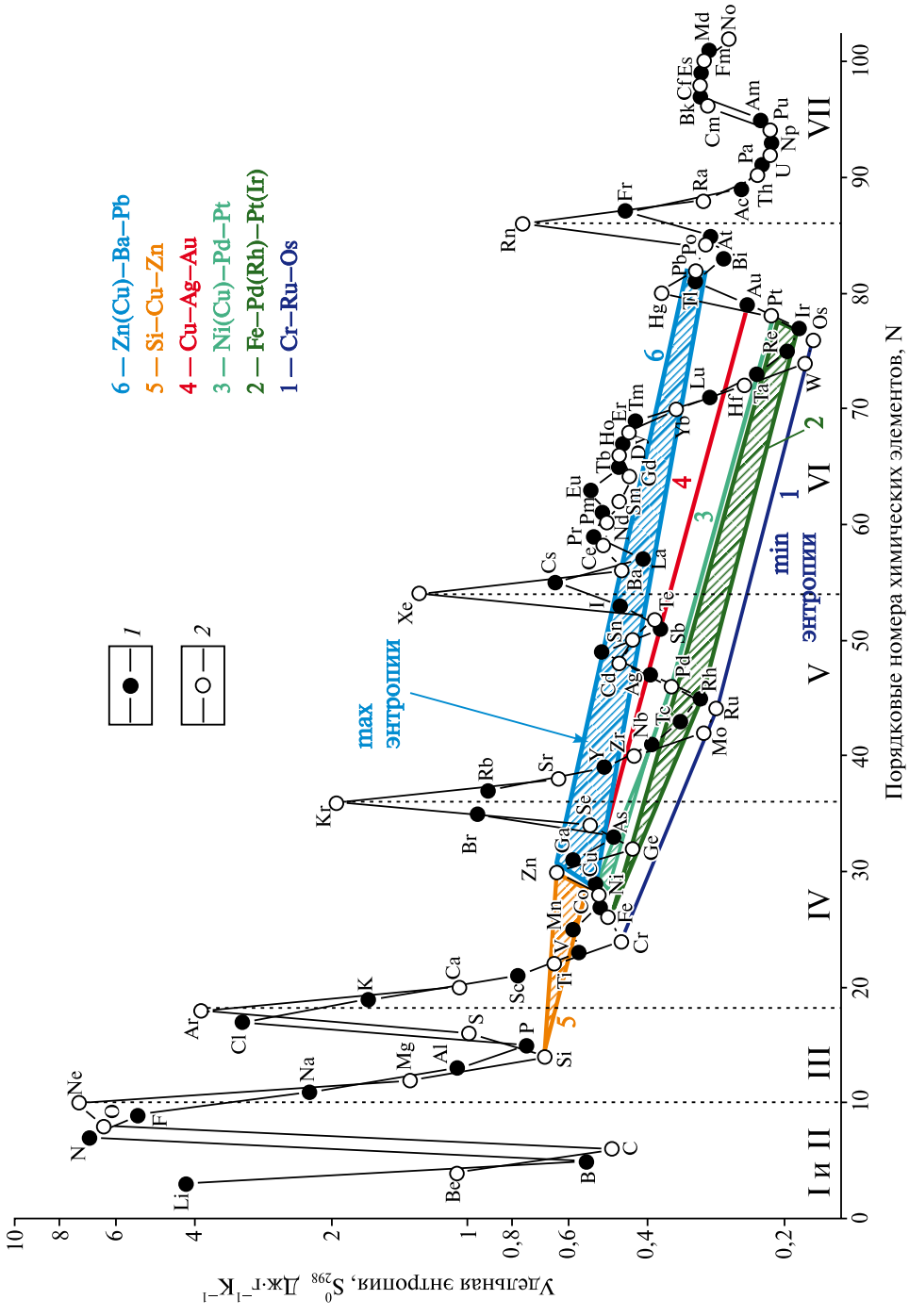
Термодинамически металлы этих двух типов различаются по их удельной энтропии, периодичность изменения которой представлена на рис. 1.3. Сопоставление этой диаграммы с периодичностью изменения атомных орбитальных радиусов химических элементов (см. рис. 1.2) показывает принципиальное различие этих зависимостей.

⇒

Рис. 1.3. Периодичность изменения удельной энтропии простейших веществ химических элементов (периоды I–VII)

Энтропийные минимумы (подчеркнуты толстой серой линией Fe–Ru–Os, аналогичной таковой на рис. 1.2) в каждом периоде разделяют металлы на оксифильные (левые ветви) и сульфурофильные (правые ветви). С понижением энтропии металлов нарастает их индифферентность к кислороду или сере соответственно, что способствует их выделению в самородном состоянии


Удельная энтропия, S^0_{298}, Дж·г$^{-1}$К$^{-1}$
60
40
20
10
8
6
4
2
1
0,8
0,6
0,4
0,2
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
Порядковые номера химических элементов
I и II
III
IV
V
VI
VII
H
He
Li
Be
B
C
N
O
F
Ne
Na
Mg
Al
Si
P
S
Cl
Ar
K
Ca
Sc
Ti
V
Cr
Mn
Fe
Co
Ni
Cu
Zn
Ga
Ge
As
Se
Br
Kr
Rb
Sr
Y
Zr
Nb
Mo
Tc
Ru
Rh
Pd
Ag
Cd
In
Sn
Sb
Te
I
Xe
Cs
Ba
La
Ce
Pr
Nd
Pm
Sm
Eu
Gd
Tb
Dy
Ho
Er
Tm
Yb
Lu
Hf
Ta
W
Re
Os
Ir
Pt
Au
Hg
Tl
Pb
Bi
Po
At
Rn
Fr
Ra
Ac
Th
Pa
U
Np
Pu
Am
Cm
Bk
Cf
Es
Fm
Md
No


6 — Zn(Cu)–Ba–Pb
5 — Si–Cu–Zn
4 — Cu–Ag–Au
3 — Ni(Cu)–Pd–Pt
2 — Fe–Pd(Rh)–Pt(Ir)
1 — Cr–Ru–Os
1
2
max энтропии
min энтропии
Удельная энтропия, S^0_{298}, Дж·г$^{-1}$К$^{-1}$
Порядковые номера химических элементов, N
I и II
III
IV
V
VI
VII

Орбитальные радиусы в пределах каждого периода изменяются монотонно, отражая понижение щелочности металлов с увеличением их порядковых номеров.

В отличие от этой монотонной зависимости в каждом периоде удельная энтропия элементов проходит через минимальные значения, которым отвечает индифферентность металла к кислороду и сере, т.е. их тенденция к выделению в самородном состоянии (платиновые металлы, золото, ртуть). В каждом периоде минимальными значениями энтропии рудные металлы подразделяются на относительно легкие (оксифильные и фосфорофильные) и относительно тяжелые (сульфурофильные: медь и халькофильные металлы).

С увеличением порядковых номеров металлов в каждом периоде оксифильность и энтропия металлов понижается с уменьшением их щелочных свойств (например, K–Ca–Sc–Ti–V–Cr), а сульфурофильность возрастает с нарастанием их щелочных свойств (например, Fe–Co–Ni–Cu–Zn). Их можно дополнительно разделить на диаграмме (рис. 1.4) на высокоэнтропийные металлы, свойственные медно-цинковым месторождениям (парагенезисы 5,6), и низкоэнтропийные металлы медно-никелевых месторождений (парагенезис 3), с которыми связана и концентрация платиновых металлов, характеризующихся низкой энтропией. В ряду тяжелых металлов Os–Ir–Pt–Au–Pb–Hg аналогичную меди разделительную роль играет золото, которое, хотя и входит в ассоциацию с платиновыми металлами, но в основном концентрируется в полиметаллических богатых свинцом сульфидных рудах.

На графике (см. рис. 1.4) разноцветными линиями показаны паргенезисы металлов различных типов хромитовых и сульфидных месторождений. Эти линии параллельно смещаются от энтропийного минимума в сторону увеличения энтропии, т.е. в каждом типе месторождений ассоциируются металлы с близкой величиной энтропии. В свою очередь, энтропия металлов в рудных парагенезисах повышается при переходе от месторождений, связанных с наиболее примитивным магматизмом, в данном случае хромитоносным офиолитовым (парагенезисы 1, 2 на графике), в сторону продвинутого, сложно дифференцированного магматизма (парагенезисы 3–6) расслоенных рудоносных стратиформных комплексов и магматизма повышенной щелочности (материнских для сульфидных месторождений).

В общем оксифильность свойствена щелочным рудным металлам, а сульфурофильность — кислотным.

⇐

Рис. 1.4. Парагенезисы рудных металлов хромититов офиолитовых комплексов (1), хромит-магнетитовых (2), хромититов и медно-никелевых моносульфидных руд (3), сульфидных руд промежуточного типа (4), дисульфидных руд — колчеданных (5) и полиметаллических (6) — в энтропийной периодической системе химических элементов

Номера химических элементов: *1* — нечетные, *2* — четные

В табл. 1.1 выделяется 16 групп четных химических элементов. Главное классификационное значение для рудных металлов имеет группа железа (Fe) — рутений (Ru) — осмий (Os) — хассий (Hs), которая служит разделом между оксифильными металлами (с более высокими орбитальными радиусами) и сульфурофильными металлами (с более низкими радиусами). В соответствующей системе нечетных элементов этой границей разделяются группы оксифильных металлов: марганец (Mn) — технеций (Tc) — рений (Re) — борий (Bh) и сульфурофильных металлов: кобальт (Co) — родий (Rh) — иридий (Ir) — мейтнерий (Mt). На диаграмме (см. рис. 1.2) соответствующая граница раздела обозначена толстой серой линией.

Таким образом, в каждом периоде с нарастанием кислотных свойств металлов (уменьшением атомных орбитальных радиусов) понижается химическое сродство металлов к кислороду (оксифильность) и нарастает химическое сродство к сере (сульфурофильность). Например, в периоде K–Ca–Sc–Ti–V–Cr–Mn–Fe–Co–Ni–Cu–Zn переход от оксифильных металлов к сульфурофильным приходится на железо. Ему свойственно образование как оксидов (и силикатов), так и сульфидов. В общем оксифильно-сульфурофильное разделение металлов обозначено на диаграмме толстой серой линией, проведенной по металлам с промежуточными свойствами. С утяжелением металлов (увеличением порядкового номера) химическое сродство сульфурофильных металлов к сере понижается и нарастает их тенденция к выделению в металлическом (самородном) состоянии, максимально проявляющаяся у наиболее тяжелых металлов: Os, Ir, Pt, Au, Hg. Сульфурофильные металлы в каждом периоде закономерно отличаются от оксифильных меньшими значениями орбитальных радиусов, являясь, таким образом, более кислотными.

В состав сульфидных месторождений универсально входит огромная масса железа, которую может обеспечить только магматизм, развивающийся в депрессиях земной коры, так как ему свойствен феннеровский тренд дифференциации с накоплением в магмах железа. Этим он отличается от магматизма поднятий земной коры, который развивается по боуэновскому тренду с рассеянием железа по мере дифференциации. Эти два типа магматизма принципиально различаются прежде всего в геодинамическом аспекте. Магматизм поднятий, гранитный в плутонической фации и андезитовый — в вулканической, отражает увеличение мощности сиалической земой коры. В отличие от него магматизм депрессий — перидотит-габбро-гранитный в плутонической фации и коматиит-базальт(ферробазальт)-риолитовый в вулканической фации — порождается деструкцией земной коры, уменьшением ее мощности. Формирование депрессий земной коры сопровождается воздыманием мантии, на фронте которого и развиваются контрастно расслоенные магматические очаги, определяющие металлогеническую специализацию депрессий.

Спецификой дифференциации магматических очагов определяется накопление железа сульфидных месторождений, которое в генетиче-

ском аспекте отличается от меди и халькофильных металлов, привносимых глубинными флюидами в процессе флюидной сульфуризации ультражелезистых магматических дифференциатов. Возникающие при этом сульфидные расплавы различаются по степени окисления железа, которая может быть очень высокой

$$FeO + H_2S + 3H_2O = FeSO_4 + 4H_2,$$

высокой

$$FeO + 2H_2S = FeS_2 + H_2O + H_2$$

и низкой (почти без изменения)

$$FeO + H_2S = FeS + H_2O.$$

Соответственно, при сульфуризации возникают сульфидные расплавы широкого диапазона окисленности железа, в зависимости от которой существенно изменяется селективность экстракции сульфидными расплавами рудных металлов из трансмагматических глубинных флюидов. Парагенезисы рудных металлов полиметаллических, колчеданных и медно-никелевых платинометальных месторождений зависят от последовательности понижения окислительного состояния железа сульфидных расплавов. Полиметаллические и колчеданные медно-цинковые месторождения слагаются в основном дисульфидами железа, противопоставляясь в этом отношении моносульфидным медно-никелевым месторождениям. Это отражает нарастание химического сродства металлов к сере с повышением их кислотности (с уменьшением орбитальных радиусов и увеличением удельной энтропии в каждом периоде).

Судя по орбитальным радиусам ($R = 0{,}450\Delta$), кислород относится к более кислотным неметаллам, чем сера ($R = 0{,}810\Delta$). Поэтому кислород характеризуется высоким химическим сродством к относительно щелочным металлам с образованием оксидов, а сера — к относительно кислотным рудным металлам с образованием сульфидов. Металлы, относящиеся к группе, разделяющей оксифильные и сульфурофильные металлы (см. рис. 1.2), характеризуются слабым химическим сродством к тому и другому неметаллу, железо одинаково распространено как в оксидах (Fe_2O_3, Fe_3O_4), так и в сульфидах (FeS, FeS_2), рутений и осмий — обычно в самородном состоянии (Ru, Os) и в виде сульфидов RuS_2, OsS_2. В каждом периоде понижение порядковых номеров от этих значений коррелирует с нарастанием оксифильных свойств металлов, а их повышение — с усилением сульфурофильных свойств металлов, так что оксифильные и сульфурофильные металлы находятся в соответствии друг с другом. Это соответствие способствует образованию парагенезисов оксифильных и сульфурофильных металлов, например, промежуточной комбинированной группы Fe(Cr)–Ru–Os–Hs.

Ртуть в отличие от всех других металлов в стандартном состоянии (T = = 25 °C) является жидкой, что объясняется ее высокой энтропией (см. рис. 1.3). При условном пересчете ее на твердое состояние она сближается по этому параметру со свинцом, что оправдывает включение ее в группу цинка Zn–Cd–Hg(Pb).

Главным сульфурофильным металлом является медь, по которой они называются еще халькофильными. Металлы группы меди (Cu–Ag–Au) в составе самостоятельных минералов или примесей как бы дополняют смежные с ней группы халькофильных металлов. Ниже группы располагаются в порядке понижения основности составляющих их металлов. Платиновые металлы наиболее близкого металлогенического значения оконтурены:

Fe(Cr)	–	Ru	–	Os	–	Hs
Co	–	Rh	–	Ir	–	Mt
Ni	–	Pd	–	Pt	–	110
Cu	–	Ag	–	Au	–	111
Zn	–	Cd	–	Hg(Pb)	–	112

Главным металлом сульфидных месторождений является медь, металлы ее группы — Cu–Ag–Au — входят во все другие группы сульфурофильных металлов, что определяет их название «халькофильные». По положению относительно группы меди (Cu–Ag–Au) они подразделяются на основные (низкоэнтропийные группы Ni, Co) и кислотные (высокоэнтропийные группы Zn и Pb). Соответственно, и сульфидные месторождния подразделяются по их главным минеральным парагенезисам металлов на медно-никелевые (моносульфидные) и медно-цинковые (дисульфидные). Они принципиально различны не только по составу сульфидных руд, но и по ряду петрологических аспектов образования, что подчеркивается в данной главе.

Глава 2
Медно-никелевые моносульфидные месторождения

В развитии базит-гипербизитового магматизма нередко наблюдается совмещение медно-никелевого сульфидного и хромитового рудообразования.

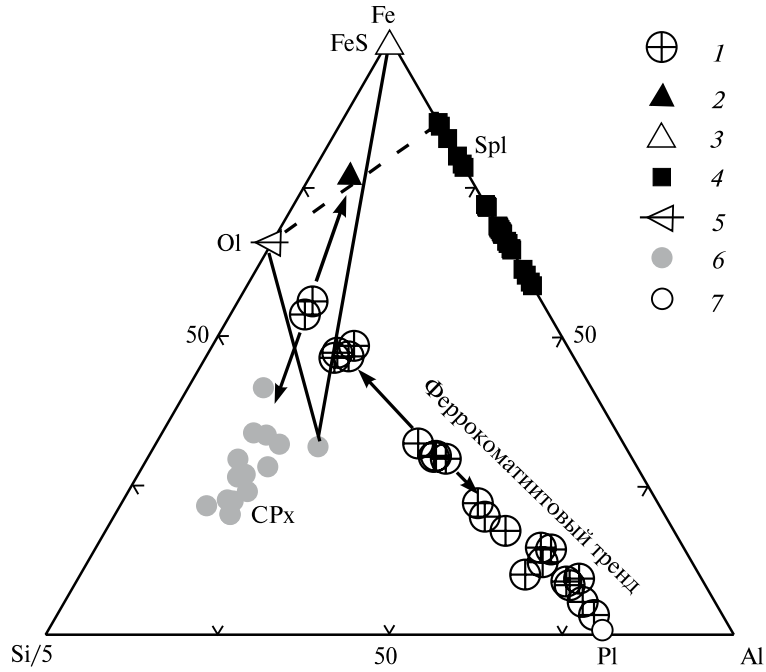


Рис. 2.1. Пример ритма расслоения критической зоны стратиформного Йоко-Довыренского интрузива в связи с формированием платинометалльного горизонта

1 — ферроперидотиты, габбро-троктолиты и анортозиты; *2* — ультражелезистый дифференциат, подвергавшийся моносульфидной флюидной сульфуризации; *3* — Cu–Ni–сульфиды с Au, Pd–Pt (FeS); *4* — хромшпинель (Spl); *5* — оливин (Ol); *6* — клинопироксен (Cpx); *7* — плагиоклаз (Pl).

Использованы химические анализы из работы [Толстых и др., 2008]

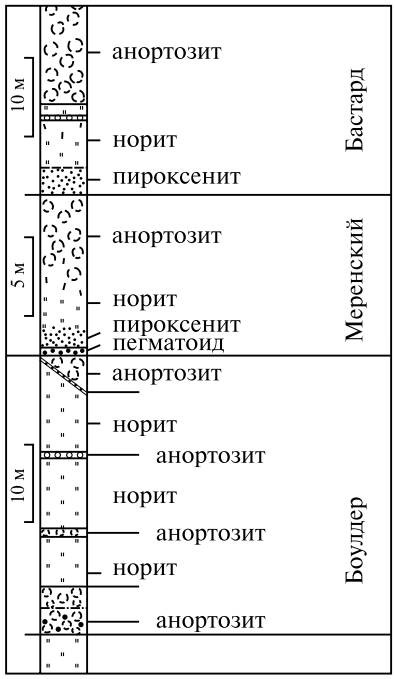


Рис. 2.2. Единицы ритмичного расслоения (cyclic units: Bastard, Merensky, Boulder) критической (хромитоносной) зоны Бушвельдского плутона (секция платиновых рудников Rustenburg [Kruger, Marsh, 1985])

На диаграмме рис. 2.1 приводится схема совместного образования хромитовых и сульфидных руд (сульфидоносных хромититов), обычно наиболее продуктивных на палладий.

Хорошим примером подобного сочетания может служить риф Меренского (рис. 2.2, пегматоид), в котором сочетаются хромититы и медно-никелевые сульфидные руды, очень богатые золотом. Рекордсменом в этом отношении является маломощный, но протяженный J-M риф ритмично расслоенного массива Стиллуотер в США, содержание платины и палладия в котором характеризуется следующими цифрами (в *ppb*) по [Naldrett et al., 1994]: Pt = = 6257, Pd = 24 038.

Хром соответствует платиновым металлам по своей низкой энтропии (см. рис. 1.3), минимальные ее значения приходятся на хром, осмий и рутений: Cr (0,454) + Ru (0,282) + Os (0,171), чем определяется их устойчивый парагенезис, свойственный хромитовым рудам дунит-гарцбургитовой (офиолитовой) формации. Они в среднем бедны платиновыми металлами (в мг/т): Os = 94, Ru = 72, Pt = 19, Pd = 13, Ir = 8, Rh = = 8 (Кемпирсай).

Однако в состав наиболее продуктивных массивов этой хромитоносной формации входят хромитовые дуниты, которым подчинены хромититы, более богатые платиновыми металлами (в мг/т): Os = 290, Ir = = 265, Ru = 200, Pt = 60, Pd = 55, Rh = 18. Дунит-гарцбургитовые массивы перекрываются ритмично расслоенными (полосчатыми) комплексами с гипербазитами, в хромититах которых стабилизируется более высокоэнтропийный парагенезис Fe (0,488) + + Pd (0,345) + Pt (0,213), что сближает их с хромититами стратиформных интрузивов платиноносной формации.

Зональные интрузивы с платиновой специализацией хромититов (в мг/т): Pt = 404, Pd = 34, Rh = 31, Ir = 24, Os = 1, Ru = 1 представлены дунитовыми массивами в окружении клинопироксенитов. В их ультражелезистых дифференциатах, на основе которых формировались платиноносные хромититовые расплавы [Маракушев, 2009б], развивались реакции разложения нормативного плагиоклаза с образованием алюминия и железа, не связанных в силикатных структурах:

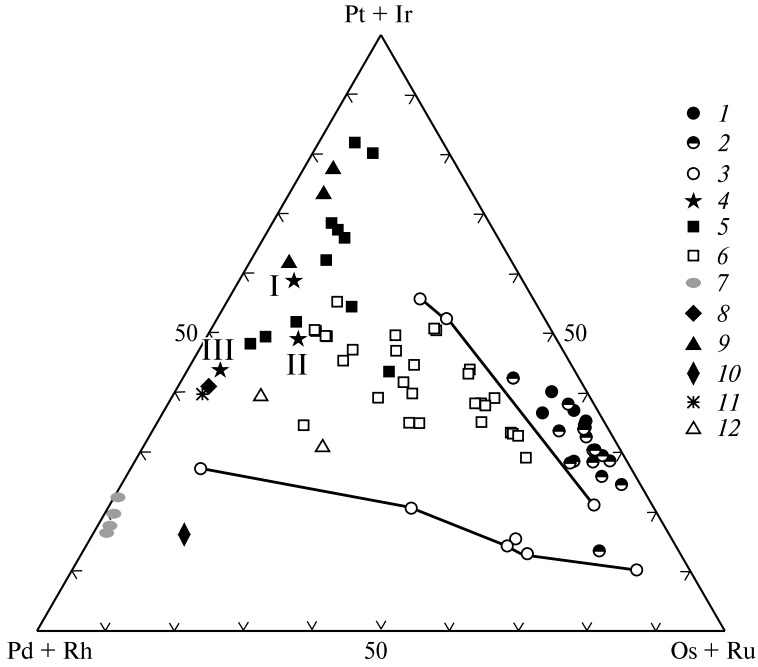


Рис. 2.3. Распределение платиновых металлов в хромититах (*1–6*) и моносульфидных рудах (*7–12*)

1–3 — Кемпирсай: хромитовые дуниты (*1*) и гарцбургиты (*2*) дунит-гарцбургитовой ассоциации, полосчатые комплексы (*3*); *4–6* — Бушвельд: *4* — гигантские рифы, средние содержания: I — Меренского, II — UG2, III — Платриф, *5*, *6* — рифы нижней критической зоны: продуктивные (*5*) и непродуктивные (*6*); *7* — Норильск; *8* — Садбери (Канада); *9* — Джиньчуань (Китай); *10* — Томпсон (Канада); *11* — Печенга (Россия); *12* — Камбалда (Австралия).

Использованы химические анализы из работ: [Лазаренков, Таловина, 2001; Налдретт, 2003; Chai, Naldrett, 1992; Melcher et al., 1999; Zientek et al., 1994]

$$CaAl_2Si_2O_8 + 2MgFeSiO_4 =$$
$$= (CaMgSi_2O_6 + MgFeSi_2O_6) + Al_2O_3 + 0{,}25(Fe_3O_4 + Fe).$$

Это повышало химическое сродство расплавов к хрому и платине, что эффективно стабилизировало парагенезис этих металлов. Тела платиноносных хромититов, залегающие в дунитах зональных интрузивов, практически не содержат сульфидной минерализации, с чем, по-видимому, и связана их невысокая продуктивность особенно в части палладия, свойственного сульфидному рудообразованию. Этим они отличаются от стратиформных интрузивов, которым свойствена несравнимо более высокая продуктивность их сульфидноносных хромититов (в мг/т): Pt = 2660, Pd = 1710, Rh = 428, Ir = 131, Ru = 71, Os = 52. В каждом рудоносном ритме в критической зоне стратиформных интрузивов породы располагаются в последовательности накопления железа (сверху вниз): анартозиты — габбро — феррогаббро, прерываемые образованием контрастной

ассоциации бедных железом клинопироксенитов и комплементарных им ультражелезистых дифференциатов, формирующих рудоносные рифы. Примером может служить разрез хромитоносной зоны Бушвельда (см. рис. 2.2). В их формирование (в отличие от хромититов зональных интрузивов) вплетается флюидная сульфуризация с привносом меди и халькофильных металлов, создающая палладиевый уклон платинометалльной минерализации в результате смещенности вправо реакции

$$Pd + PtS = Pt + PdS.$$

Энтропийное соответствие металлов Fe + Pd + Pt реализуется на основе сочетания сидерофильных и халькофильных свойств платины и палладия. В маломощных рифах стратиформных интрузивов могут сосредоточиваться сотни и тысячи тонн платиновых металлов в хромититах с сульфидами и сульфидных рудах с хромитом. Ярким примером этого служит риф Меренского Бушвельдского интрузива.

На диаграмме (рис. 2.3) приводится характеристика относительных содержаний платиновых металлов в хромититах и сульфидных рудах различных месторождений. Палладиевый состав свойствен только сульфидным рудам и не характерен для хромититов.

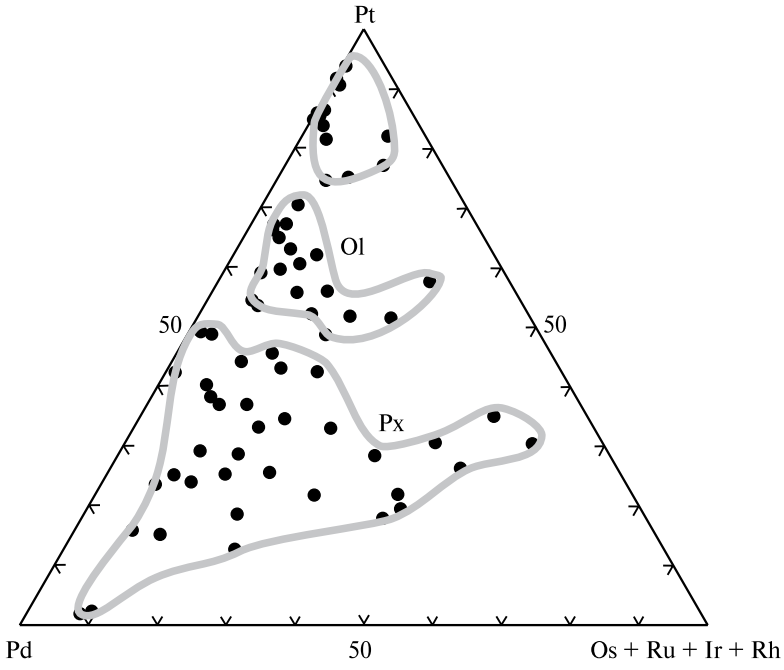


Рис. 2.4. Соотношение содержаний платиновых металлов в Cu–Ni сульфидных рудах дунитов и перидотитов (Ol) и в пироксенитах (Px), которые могут находиться в ритмичном переслаивании в месторождении Джиньчуань в Китае [Маракушев и др., 2000]

Таблица 2.1. Средние содержания никеля, меди (в мас. %) и платиновых металлов (в г/т) в рудах хромитовых и сульфидных месторождений и в металлической фазе хондрита Bencubbin (Бенкубин)

Месторождение		Pt/Pd	Ni	Cu	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	ΣПМ	Запасы ПМ, т
номер	название											
1	Бушвельд	1,59	0,130	0,060	0,054	0,100	0,539	0,307	2,870	1,800	5,670	65 473
1a	Хромитит UG-2	1,56	0,040	0,020	0,062	0,131	0,710	0,428	2,660	1,710	5,700	32 730
1b	Риф Меренского	1,93	0,150	0,060	0,051	0,082	0,449	0,216	3,570	1,850	6,220	26 161
1c	Платриф	0,88	0,410	0,200	0,033	0,038	0,165	0,114	1,770	2,010	4,130	6582
2	Великая Дайка	1,30	0,210	0,140	0,047	0,052	0,289	0,130	2,770	2,130	5,420	13 946
3	Норильский район	0,25	1,770	3,570	0,036	0,026	0,093	0,191	1,840	7,310	9,490	12 438
3a	Хараелах	0,22	1,540	1,760	0,062	0,022	0,061	0,220	1,157	5,174	6,690	–
3b	Пикриты	0,29	0,480	0,700	–	0,005	0,016	0,050	0,378	1,321	1,770	–
3c	Такситы	0,30	0,850	1,840	–	0,005	0,015	0,046	0,566	1,914	2,546	–
3d	Массивные руды	0,21	2,900	2,250	0,083	0,038	0,102	0,375	1,771	8,378	10,750	–
4	Дулут	0,31	0,200	0,600	0,003	0,003	0,007	0,007	0,150	0,490	0,660	2621
5	Садбери	0,79	1,200	1,080	0,008	0,019	0,044	0,056	0,460	0,580	1,170	1933
6	Стиллуотер	0,27	0,050	0,020	0,043	0,096	0,100	0,270	5,300	19,110	24,920	804
7	Джиньчуань	2,66	1,810	1,260	0,023	0,023	0,026	0,014	0,686	0,196	0,970	135
7a	Западный	1,89	0,770	0,560	0,014	0,015	0,017	0,007	0,314	0,166	0,530	–
7b	Центральный	4,44	1,810	1,250	0,032	0,033	0,036	0,019	1,185	0,267	1,570	–
7c	Восточный	0,79	2,540	1,770	0,012	0,013	0,013	0,009	0,073	0,092	0,210	–
8	Томпсон	0,19	2,320	0,160	0,041	0,033	0,072	0,046	0,100	0,540	0,830	124
9	Печенга	0,71	1,180	0,630	0,006	0,004	0,007	0,005	0,120	0,170	0,310	107

Таблица 2.1. Окончание

Месторождение		Pt/Pd	Ni	Cu	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	ΣПМ	Запасы ПМ, т
номер	название											
10	Рэглэн	0,36	2,720	0,700	0,080	0,065	0,374	0,150	0,820	2,720	4,210	93
11	Камбалда	0,71	2,900	0,210	0,097	0,047	0,197	0,065	0,300	0,420	1,130	75
12	Войсис Бей	0,70	1,590	0,850	0,002	0,002	0,007	0,005	0,070	0,100	0,190	26
13	Нижнетагильское	11,88	–	–	–	0,024	0,001	0,031	0,404	0,034	0,490	–
14	Кондер	34,75	–	–	–	0,052	0,005	0,012	0,417	0,012	0,490	–
15	Гули	0,50	–	–	0,039	0,014	0,027	0,003	0,010	0,020	0,110	–
15a	Хромититы	0,50	–	–	0,139	0,074	0,077	0,007	0,010	0,020	0,330	–
16	Кемпирсай	1,34	0,158	0,002	0,078	0,067	0,064	0,007	0,015	0,011	0,240	–
16a	Вкрапленные руды	2,50	0,135	–	0,020	0,010	0,030	0,004	0,005	0,002	0,070	–
16b	Вкрапленные руды	0,50	0,215	–	0,005	0,002	0,010	0,002	0,005	0,010	0,030	–
16c	Хромититы	1,43	0,146	–	0,094	0,080	0,072	0,008	0,019	0,013	0,280	–
17	Bencubbin	1,94	6,500	0,010	4,100	3,500	4,900	1,200	6,400	3,300	23,400	–

Примечание. Таблица составлена по материалам работ: [Налдретт, 2003; Campbell et al., 2002; Zientek et al., 1994; Chai, Naldrett, 1992; Лазаренков, Таловина, 2001; Melcher et al., 1999].

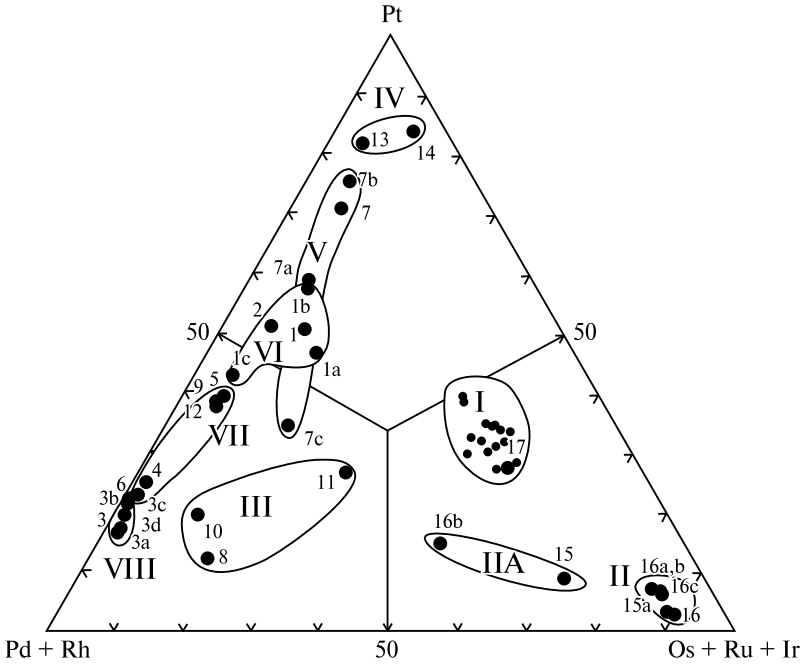


Рис. 2.5. Систематика сульфидных и хромитовых месторождений по парагенезисам платиновых металлов, обозначенных римскими цифрами (I–VIII)

I — хондрит Bencubbin (в сравнительном плане), II — офиолитовые хромититы Кемпирсая и его полосчатый комплекс (IIA), III — Камбалда, Томпсон, Рэглэн; IV — Платиноносный пояс Урала, V — Джиньчуань, VI — Бушвельд и Великая Дайка; VII — Садбери, Печенга, Дулут, Войсис Бей; VIII — Норильский район.

Арабские цифры — месторождения (см табл. 2.1)

Поэтому можно полагать, что в процессах рудообразования платиновые металлы концентрируются в парагенезисах как с никелем (с уклоном в сторону палладия), так и с хромом (с уклоном в сторону платины). Соответственно, при флюидной сульфуризации в дунитовых и перидотитовых расплавах, относительно богатых хромом, больше концентрируется платина, а в пироксенитовых расплавах — палладий. Это наглядно прослеживается в сульфидном месторождении Джиньчуань в Китае (рис. 2.4), в котором, как показано в работе А.А. Маракушева с соавторами [2000], сульфидоносные дуниты и пироксениты могут иногда находиться в ритмичном переслаивании.

В табл. 2.1 и на рис. 2.5 приводится характеристика продуктивности наиболее известных платинометалльных сульфидных и хромитовых месторождений.

Различие между ними определяется содержаниями меди и никеля, которые практически отсутствуют в чисто хромитовых месторождениях (Кемпирсай, Гули, Кондер, Нижнетагильское), но обильно представлены в сульфидных (Норильский район, Садбери).

Платиновые металлы (ПМ) традиционно рассматриваются в качестве элементов с относительно сближенными геохимическими свойствами, разделяющимися в процессах петрогенезиса и рудообразования. В настоящей работе впервые ассоциации гипербазитов выделяются на основе различия геохимических свойств ПМ. В их группе платина принципиально отличается высокой феррофильностью и повышенными кислотными свойствами от других ПМ, особенно палладия.

Вместе с тем, платина и палладий сходны по высокому относительному сродству с серой, отличаясь в этом отношении от осмия, иридия и рутения. Благодаря этому различию свойств ПМ гипербазиты контрастно различаются по осмий-иридиевой (I), палладиевой (II Pd), собственно платиновой (II Pt) и палладий-платиновой (II PtPd) геохимической и металлогенической специализации.

Большинство платинометалльных месторождений представлено сочетанием хромитовых и моносульфидных руд, формировавшихся на основе флюидного преобразования ультражелезистых дифференциатов базит-гипербазитового магматизма. Возникающие при этом расплавы, обогащенные в результате привноса рудными металлами, подвергаются в результате несмесимости расслоению, в том числе ритмичному, формирующему богатые рудными металлами дифференциаты. В части моносульфидного рудообразования это финальное расслоение рудных расплавов, ведущее к образованию месторождений, представлено четырьмя типами (в скобках — примеры месторождений, рассматриваемых в дальнейшем):

— расслоение на бедные и богатые платиной руды (месторождение Джиньчуань в Китае);

— расслоение на рудные слои (рифы) и безрудные (месторождение Йоко-Довыренское в Забайкалье);

— отделение в интрузивах сплошных моносульфидных расплавов и их опускание с формированием донных рудных залежей (месторождения Норильского района, а также Садбери);

— вулканические извержения сплошных моносульфидных расплавов — комплекс Абитиби в Канаде (рассматривается совместно с извержениями дисульфидных лав (в главе 3), входящих с ними в ассоциацию).

Месторождение Джиньчуань в Китае

Гигантское медно-никелевое платиноносное сульфидное месторождение Джиньчуань в Северо-Западном Китае подчинено интрузиву лерцолитов и дунитов восток–юго-восточного простирания протяженностью около 6 км при мощности, варьирующей от 20 до 527 м (в среднем около 300 м) (рис. 2.6), внедрившемуся около 1,5 млрд лет назад в раннепротерозойский комплекс доломитовых мраморов, мигматитов, гнейсов и амфиболитов с юго-западным падением под углами 60–70°.

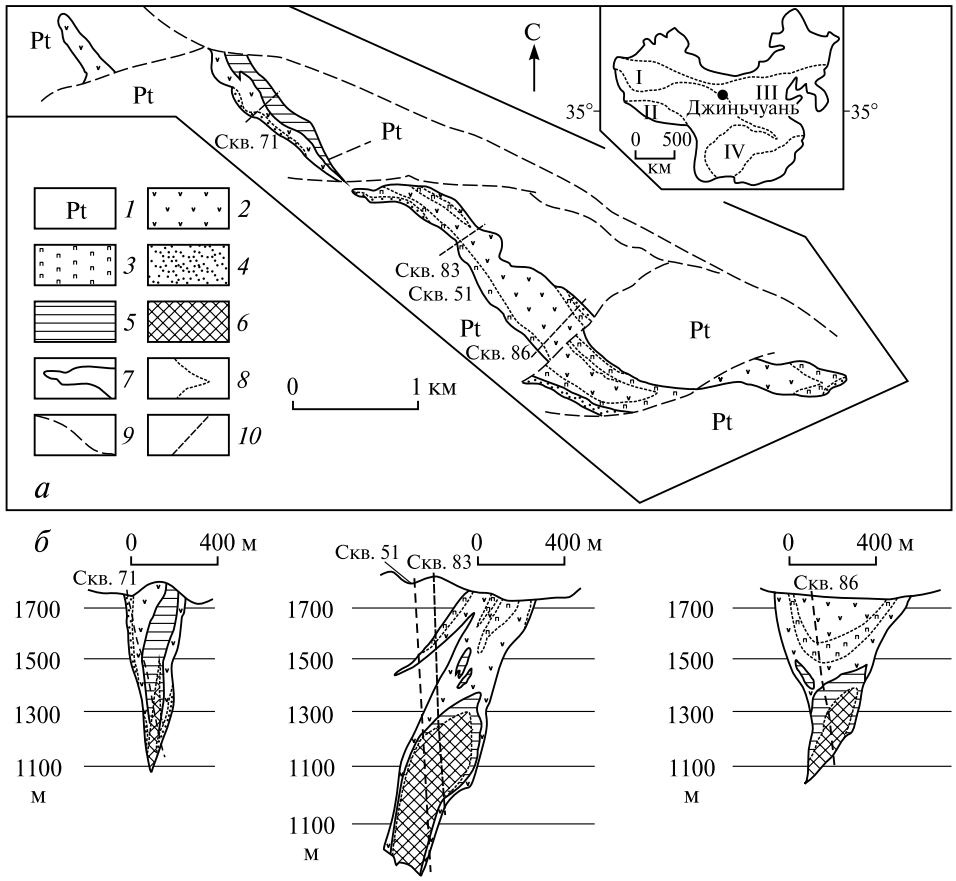


Рис. 2.6. Схема геологического строения лерцолитового интрузива месторождения Джиньчуань (*а*) и разрезы по скважинам (*б*) [Тан, 1994; Li et al., 1996]

1 — раннепротерозойский вмещающий комплекс (мигматиты, гнейсы, мраморы, амфиболиты); *2* — лерцолиты; *3* — плагиоклазовые лерцолиты; *4* — вебстериты; *5*, *6* — медно-никелевые руды (сульфидоносные дуниты и вебстериты): *5* — бедные, *6* — относительно богатые; *7* — геологические границы; *8* — границы фаций; *9* — разломы; *10* — линии геологических разрезов.

На врезке — расположение месторождения Джиньчуань на карте Китая: I — Таримская плита, II — Тибетское высокогорное плато, III — Сино-Корейский кратон, IV — кратон Янцзы

Интрузив внедрился с замещением огромных объемов мигматизированных гнейсов и доломитовых мраморов, блоки которых в ненарушенном залегании устанавливаются в пределах интрузива. В наиболее мощных частях массива наглядно выражена расслоенность ритмичного характера, фиксируемая слоями плагиоклазовых лерцолитов, лерцолитов и вебстеритов, ассоциирующих с дунитами, приуроченными к нижней части интрузива. На геологическом разрезе (см. рис. 2.6, *б*) наглядно выражена геологическая позиция комплекса медно-никелевых сульфидных руд месторождения, залегающих в основании лерцолитового интрузива и распространенных

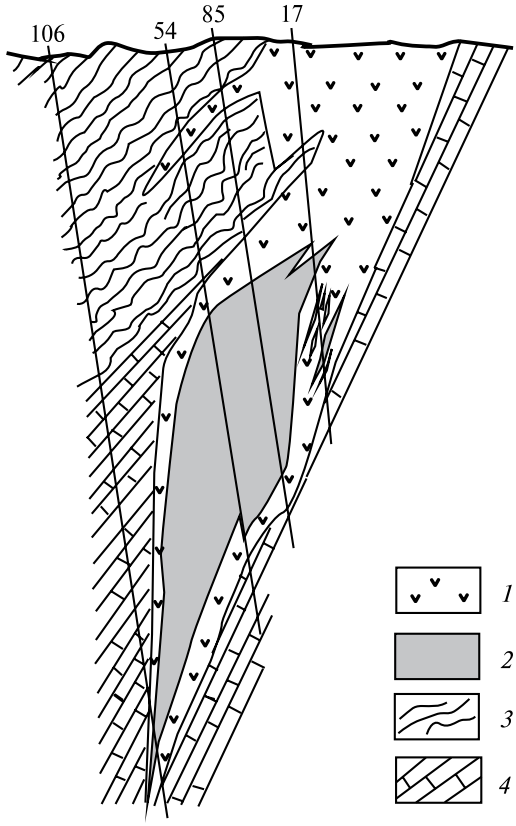


Рис. 2.7. Геологический разрез по скважинам, иллюстрирующий взаимоотношения лерцолитов (*1*) и рудных тел (*2*) месторождения Джиньчуань с вмещающими мигматитами (*3*) и мраморами (*4*) [Li et al., 1996]

вдоль его север–северо-восточного (лежачего) контакта с доломитовыми мраморами.

Сложная морфология интрузива, характеризующегося пережимами и раздувами, а также причудливая конфигурация его контактов (рис. 2.7) свидетельствуют о замещении им значительных объемов архейских пород при своем внедрении. Свидетельством этого служат также блоки вмещающих пород в интрузиве в ненарушенном залегании. В то же время в составе интрузива практически отсутствуют гибридные породы.

Преобладающими породами интрузива являются лерцолиты и сульфидоносные дуниты. Они состоят из оливина с железистостью, близкой к 15, ортопироксена с несколько более низкой железистостью и клинопироксена, железистость которого близка к 10. На диаграмме рис. 2.8 и в табл. 2.2 наглядно отражен состав лерцолитов (I), приближающихся, с одной стороны, к оливиновым породам (дунитам), с другой — к вебстеритам.

Особое положение на диаграмме занимают плагиоклазовые разновидности пород (IA) — лерцолиты и вебстериты, по редким прослоям которых намечается ритмичная расслоенность лерцолитового массива. Сульфидоносные дуниты образуют рудный комплекс (II), обособленный от лерцолитов в основании и лежачем боку массива. В ассоциацию с ними входят сульфидоносные оливиновые вебстериты, но в основном рудные залежи сложены сульфидоносными дунитами, богатыми железом.

На диаграмме эти породы располагаются в парагенетическом поле магнетит-оливиновых пород (оливинитов), но вместо магнетита они содержат сульфиды, занимающие в структуре пород такую же позицию, как магнетит в оливинитах. Сульфиды цементируют зерна оливина, образуя сульфидный вариант сидеронитовой структуры.

Количество сульфидов в рудных дунитах варьирует от десятых долей до 30 мас. %. Сульфидоносные дуниты являются вкрапленными рудами мес-

торождения. Они характеризуются широкими вариациями содержаний никеля (до 3%), меди (до 4%), платины (до 9 г/т), палладия (до 0,7 г/т), рутения, иридия и осмия (до 0,2 г/т каждого), родия (до 0,1 г/т) и золота (до 0,9 г/т) [Chai, Naldrett, 1992]. Прослеживается общая тенденция повышения рудоносности пород от апикальных частей и эндоконтактов рудных тел, сложенных сравнительно бедными сульфидами мелкозернистыми оливиновыми вебстеритами, к их центральным частям, в которых сосредоточены дунитовые разновидности вкрапленных руд, богатые платиной.

Однако эта тенденция не является монотонной, осложняясь ритмичной расслоенностью рудных тел. Рудным дунитам подчинены в небольшом количестве также сплошные сульфидные руды — пентландит-пирротиновые и халькопиритовые, ограниченные в своем распространении юго-восточным флангом месторождения.

Обогащенность рудных дунитов сульфидами значительно превышает растворимость их в силикатных расплавах, что создает необходимость объяснения их генезиса, которое решается нами на основе модели сульфуризации богатых железом дифференциатов интрузива под воздействием потоков трансмагматических флюидов [Marakushev et al., 1999].

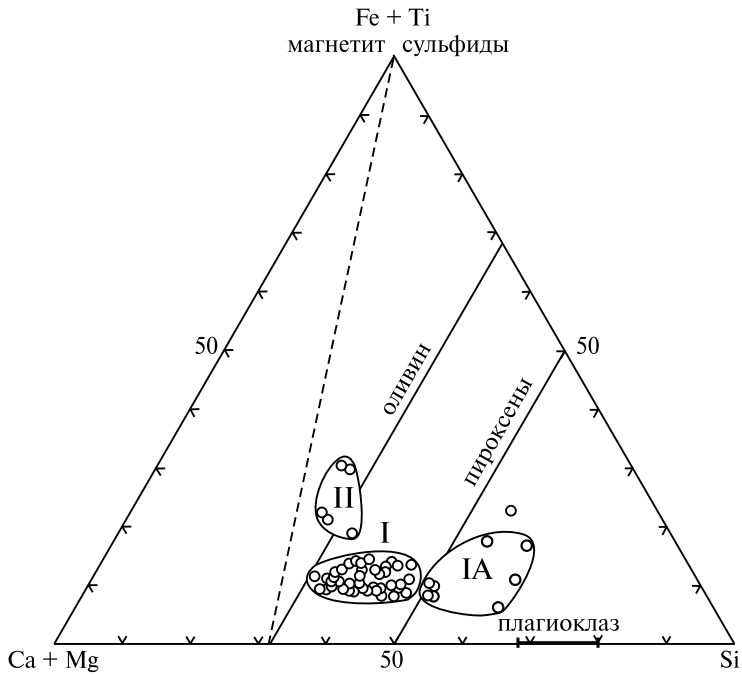


Рис. 2.8. Диаграмма состав–парагенезис для горных пород и сульфидных руд месторождения Джиньчуань

I — лерцолиты и оливиновые вебстериты; IA — плагиоклазовые лерцолиты и вебстериты; II — сульфидоносные дуниты и вкрапленные руды

Таблица 2.2. Химический состав главных типов горных пород и руд месторождения Джиньчуань (в мас. %), по данным [Тан, 1994, табл. 4-1]

Типы пород и руд	SiO_2	TiO_2	$A1_2O_3$	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	Cu	NiO	CoO	S
I-IA Дуниты, лерцолиты, плагиоклазовые лерцолиты и верлиты	40,16	0,20	2,60	0,02	2,49	11,37	0,20	41,14	0,69	0,14	0,06	0,06	0,00	0,22	0,00	0,64
	46,48	0,35	1,37	0,36	1,15	7,04	0,12	39,79	1,72	0,21	0,93	0,12	0,00	0,37	0,00	0,00
	41,25	0,25	3,26	0,66	2,55	10,65	0,19	36,57	1,92	0,21	0,22	0,00	0,15	0,56	0,01	1,56
	47,76	0.56	6,60	0,49	2,11	8,39	0,18	28,72	4,03	0,26	0,58	0,10	0,00	0,14	0,00	0,08
	44,43	0,42	7,10	0,34	3,37	11,23	0,11	25,86	5,16	0,08	1,61	0,11	0,00	0,14	0,00	0,05
II Руды (сульфидоносные дуниты)	28,75	0,18	0,99	0,89	4,48	22,51	0,15	30,07	0,34	0,02	0,13	0,01	0,24	2,6	0,08	8,56
	26,97	0,14	0,91	0,67	4,57	23,31	0,19	28,88	0,67	0,00	0,13	0,01	0,49	3,53	0,09	9,45
	26,41	0,20	0,00	0,25	5,71	27,59	0,15	23,02	2,36	0,11	0,31	0,00	0,81	3,14	0,01	9,92
	23,67	0,26	0,94	0,36	5,42	27,85	0,17	22,53	1,13	0,06	0,17	0,08	1,02	3,2	0,09	13,04

Примечание. Анализы даны в пересчете на безводный остаток.

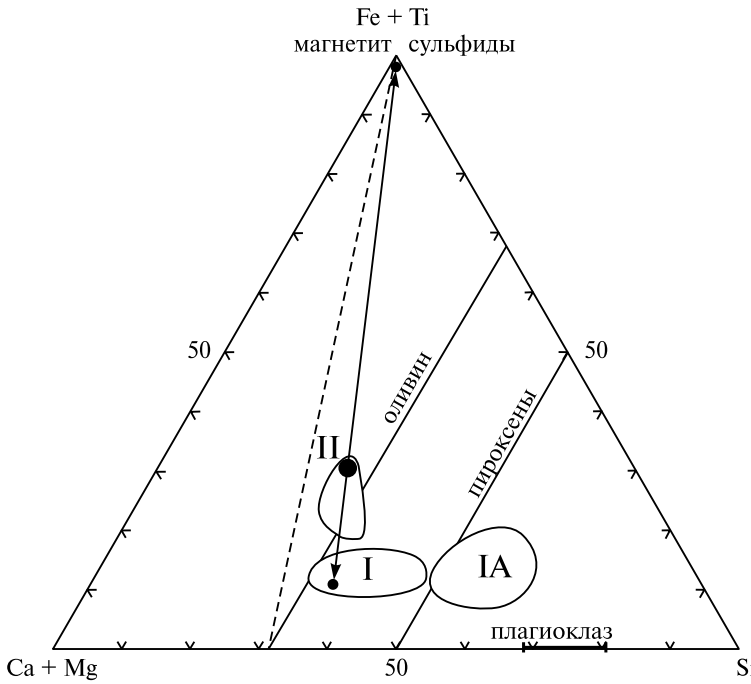


Рис. 2.9. Схема флюидной сульфуризации (обозначена стрелками) оливинитового расплава (II) в ходе формирования вкрапленных руд месторождения с образованием лерцолитового расплава (I) + несмесимая сульфидная жидкость (сульфиды), IA — расплавы плагиоклазовых лерцолитов и вебстеритов

В основе этой модели лежит наглядно выраженная на месторождении Джиньчуань контрастная дифференциация магмы, обусловленная развитием в ней жидкостной несмесимости с образованием, с одной стороны, магнезиальных магм (I), относительно индифферентных по отношению к трансмагматическим флюидам, а с другой стороны — расплавов, богатых железом (II), обладающих высоким химическим сродством с серой и подвергающихся под воздействием трансмагматических флюидов сульфуризации:

$$MgFeSiO_4 + H_2S = FeS + MgSiO_3 + H_2O$$

с обогащением их медью и халькофильными металлами.

Представление о примерно такой железистости оливина в магмах типа II в период, предшествовавший сульфуризации, вытекает из данных о составе хромшпинелей в рудах и очень высокой железистости минералов, содержащихся во всех рудных и безрудных породах Джиньчуаня. Процесс сульфуризации богатых железом дифференциатов наглядно выражен на диаграмме (рис. 2.9) в отношении петрогенных элементов (Fe +Ti)–(Ca + Mg)–Si.

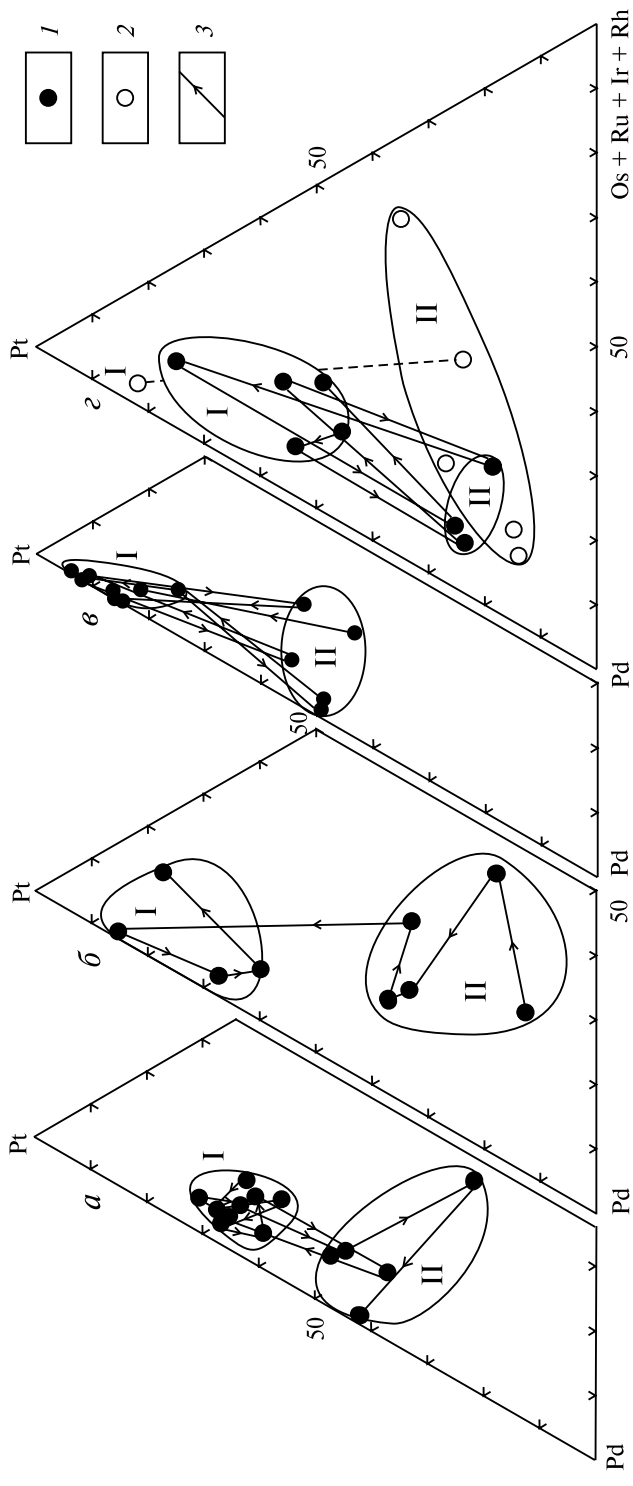


Рис. 2.10. Схема ритмичной (*а*, *в*, *г*) или простой (*б*) расслоенности рудной залежи месторождения Джиньчуань по скважинам: *а* — 71, *б* — 83, *в* — 51, *г* — 86 на дунитовый (I) и оливин-пироксенитовый (II) типы вкрапленных руд

1, *2* — руды: *1* — вкрапленные, *2* — массивные; *3* — направление увеличения глубины.

Использованы химические анализы из работ: [Chai, Naldrett, 1992; Tang, 1993]

Одновременно с привносом серы происходило обогащение расплавов медью и халькофильными металлами, создавшее комплексный состав руд, в которых металлы, свойственные гипербазитовому магматизму, сочетаются с металлами иной генетической природы, связанными с флюидной сульфуризацией расплавов. О грандиозном эффекте этого процесса можно судить по огромным запасам (500 млн т) вкрапленных руд месторождения, содержащих в среднем 1,2% Ni и 0,7% Cu, сульфиды которых характеризуются следующими средними содержаниями металлов [Tang, 1993] (в мас. %): Ni = 13,17, Cu = 9,38, Co = 0,24; (в г/т): As = 7,75, Sb = = 0,83, Se = 17,01, Zn = 169, Pb = 4; (в мг/т): Pt = 1576, Pd = 1221, Os = = 139, Ir = 127, Ru = 124, Rh = 61, Au = 1565; $\delta^{34}S$ = 0,66–2,56‰.

Сульфуризация оливинитового расплава стимулировала дифференциацию, ведущим процессом которой было развитие жидкостной несмесимости, обусловившей большое разнообразие рудных дунитов и оливиновых пироксенитов, различающихся составом сульфидной фазы. Особенно показательны в этом отношении металлы группы платины. По вариациям их содержания устанавливается расслоение рудных залежей, контрастно различающихся по платина-палладиевому отношению на преимущественно платиновые (I) и относительно палладиевые (II). Их ритмичное переслаивание пересечено скважинами на северо-западе месторождения (скв. 71, на глубине 185–540 м), в его центральной части (скв. 83, 480–780 м и скв. 51, 814–975 м) и на юго-востоке (скв. 86, 306–474 м). Линиями на диаграммах (рис. 2.10) соединены смежные образцы с указанием стрелками увеличения глубины их нахождения по скважине. Только по одной скв. 83 выявилось простое расслоение рудной залежи на нижний платиновый (I) и верхний палладиевый (II) слои (см. рис. 2.10, *б*).

Во всех же других скважинах прослеживается ритмичное расслоение, характеризуемое встречными стрелками, связывающими составы вкрапленных руд дунитов, относящихся к полям I и оливиновых пироксенитов — к полям II. Данные по скв. 83 и 51 отражают усиление контрастности расслоения с глубиной. В направлении с запада на восток (в ряду скв. 71, 83 и 86) возрастает контрастность расслоения с охватом составов платиновых металлов все более богатых палладием, а также отчасти иридием, осмием и рутением. Эта тенденция реализуется также отделением от сульфидно-силикатных расплавов сульфидной жидкости с образованием массивных руд, свойственных только юго-восточному флангу месторождения, как показано на диаграмме по скв. 86 (см. рис. 2.10, *г*).

Выделенные в каждом пересечении скважинами I и II типы сульфидоносных дунитов и оливиновых пироксенитов суммируются в табл. 2.3, которая отражает их различие по валовым содержаниям платиновых металлов, никеля, меди, кобальта и сульфидов. Таблица отражает усиление контрастности фазового распределения в развитии сульфидоносного магматизма, которое завершилось жидкостной несмесимостью в первичных рудных расплавах, отщеплением сплошных пирротиновых руд (II) и халькопиритовых руд (I) с высокой концентрацией платины, палладия, золота, максимально обогащенных летучими компонентами.

Таблица 2.3. Состав вкрапленных (сульфидоносные дуниты и оливиновые пироксениты) и массивных руд платинового (I) и палладиевого (II) геохимических типов месторождения Джиньчуань

Скважина		Типы руд	Количество анализов	S	Ni	Co	Cu	Сульфиды	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Pt/Pd
номер	глубина, м															
71	185–580	I	7	1,98	0,55	0,02	0,25	5,32	9	10	11	6	406	179	126	2,3
		II	4	3,00	0,82	0,03	0,33	8,00	7	7	9	4	67	99	49	0,7
83	490–780	I	4	7,11	1,60	0,06	1,39	19,09	41	32	49	18	1701	308	287	5,5
		II	5	6,82	1,91	0,06	1,03	18,40	33	38	57	23	106	262	175	0,4
51	614–975	I	9	6,97	1,82	0,05	1,99	19,01	8	8	4	4	2794	355	292	7,9
		II	5	6,43	1,98	0,06	1,06	17,43	10	10	10	8	279	245	167	1,1
86	306–474	I	5	5,56	1,43	0,04	0,82	14,92	3	5	4	4	67	30	24	2,2
		II	3	8,13	1,83	0,06	0,63	21,52	6	6	10	5	54	157	48	0,3
Средние содержания во вкрапленных рудах		I	25	5,31	1,35	0,04	1,17	14,37	12	12	13	13	1160	233	191	5,0
		II	17	6,04	1,66	0,05	0,05	16,22	15	17	23	6	185	200	121	0,9
Массивные руды		I	–	–	18,58	0,31	30,66	100,0	21	7	16	5	26 488	4231	6077	6,3
		II	5	32,0	6,92	0,15	5,35	88,59	103	39	39	23	118	155	124	0,8
Средние содержания в рудах месторождения		I + II	46	7,9	1,93	0,05	1,46	21,04	16	16	19	10	711	215	155	3,3

Примечание. Средние содержания S, Ni, Co, Cu, сульфидов — в мас. %, ПМ и Au — в мг/т. Средние составы рассчитаны по данным [Chai, Naldrett, 1992; Tang, 1993].

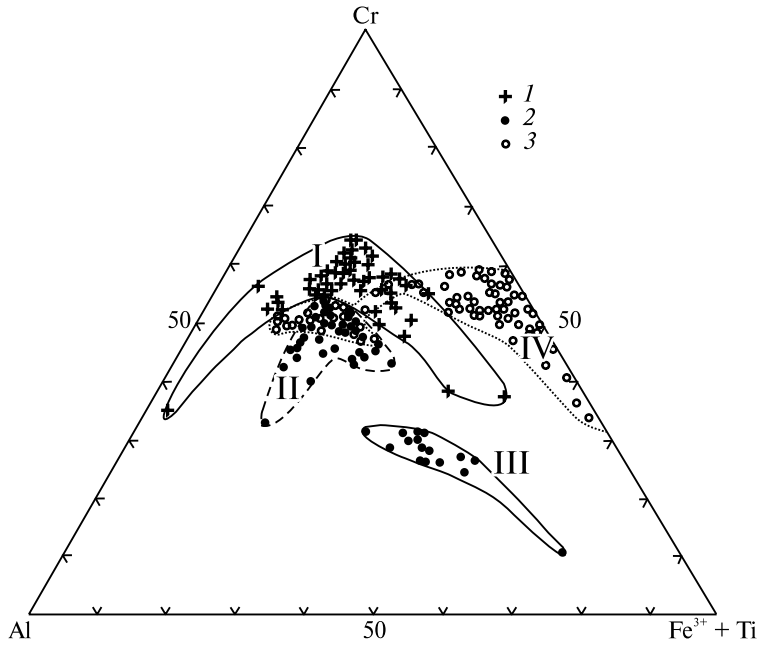


Рис. 2.11. Вариации состава хромшпинелей месторождения Джиньчуань
Римские цифры — хромшпинель лерцолитов (I) и вкрапленных сульфидных руд (II–IV).
1 — лерцолиты; *2*, *3* — вкрапленные руды: 2 — богатые, 3 — бедные.
Использованы химические анализы из работы [Tang, Barnes, 1998]

Халькопиритовые дифференциаты инъецируют все другие типы руд, включая массивные пентландит-пирротиновые руды поздней стадии. Халькопиритовые позднемагматические наиболее флюидные рудные расплавы дают непосредственные переходы в метасоматические руды, распространяющиеся вдоль контактов рудных тел и во вмещающих породах.

Руды платинового типа (I) относятся к более богатым на месторождении Джиньчуань по сравнению с рудами палладиевого типа (II). Они максимально сконцентрировались в центральной залежи месторождения.

С переходом к северо-западному флангу месторождения породы массива обогащаются вебстеритовой составляющей, а руды сменяются более бедными типами палладий-платиновой специализации.

Еще более бедные платиновыми металлами руды образуют юго-восточный фланг месторождения, характеризуясь палладиевой специализацией и распространением бедных платиной массивных руд.

Помимо этой закономерности размещения платинового оруденения прослеживается и зависимость платиноносности руд от глубины. Бедные палладиевые руды свойственны больше апикальным частям рудных залежей, сменяясь с глубиной более богатыми платиновыми рудами.

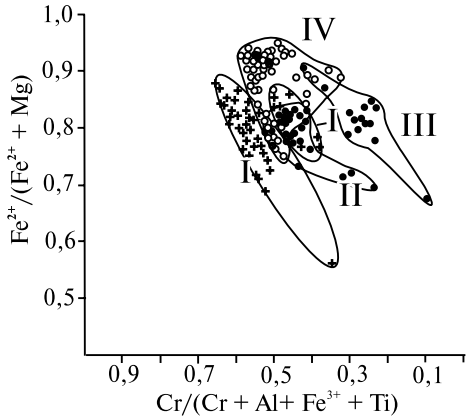


Рис. 2.12. Диаграмма железистость–хромистость для хромшпинелей месторождения Джиньчуань

Условные обозначения см. на рис. 2.11

Расслоение рудных залежей Джиньчуаня на платиновый (I) и относительно палладиевый (II) типы обусловлено гипербазит-базитовой несмесимостью рудных расплавов. Она отражает различие платины и палладия по сродству к электрону (Pt^0 = 205 кДж, Pd^0 = = 54 кДж**),** электроотрицательности (Pt^{2+} = 1100 кДж, Pd^{2+} = 991 кДж) и феррофильности. Платина как более кислотный и феррофильный металл по сравнению с палладием концентрировалась больше в дунитовых сульфидных расплавах, а палладий — в расплавах с вебстеритовым уклоном. В ходе первичной сульфуризации богатых железом расплавов платина и палладий концентрировались совместно относительно иридия, осмия и рутения. В то же время, сульфуризация способствовала гипербазит-базитовому расслоению расплавов, относящемуся к эффективным факторам разделения платины и палладия. В результате ее развития и создался продуктивный палладий-платиновый профиль месторождения (I). Палладиевые руды (II) принципиально отличаются также по составу хромитовой минерализации (рис. 2.11 и 2.12; табл. 2.4).

Хромит-шпинелевый тренд, свойственный дунит-гарцбургитовым комплексам хромитоносной формации, с развитием сульфуризации гипербазитовых расплавов изменяется на хромшпинель-магнетитовый тренд (см. рис. 2.11, 2.12) с одновременным приобретением ими металлогенической специализации на платину и палладий. Сульфуризация железистых компонентов расплавов реализуется в этом процессе следующей реакцией появления магнетита:

$$4FeO + S = FeS + Fe_3O_4,$$

образующего твердые растворы с хромитом. По вариациям состава хромшпинель-магнетитовых твердых растворов в составе интрузива четко разделяются бедные серой лерцолиты, которым свойствен главный хромшпинелевый тренд (I), и рудный (сульфидный) комплекс, подразделяющийся по своеобразию хромшпинель-магнетитовой и хромит-магнетитовой минерализации по крайней мере на три типа (II, III и IV).

Лерцолиты на месторождении практически лишены рудной минерализации. В их общую расслоенность, подчеркнутую слоями плагиоклазовых лерцолитов и оливиновых вебстеритов, включается только изредка незначительная (меньше 1%) вкрапленность никеленосных сульфидов с

повышенным геохимическим фоном платиновых металлов отчетливо выраженного палладиевого (пироксенитового) типа (в скобках — нормальное фоновое содержание) (в мг/т): Pd = 37,1 (19,0), Pt = 0,8 (0,5), Ru = = 26 (1,6), Os = 0,5 (0,4), скв. 86, глубина 102 м (237 м), анализы по [Chai, Naldrett, 1992].

Эта минерализация закономерно вписывается в общую расслоенность интрузива, в котором бедные палладиевые руды, связанные с пироксенитами, вытесняются с глубиной богатыми платиной сульфидоносными дунитами. В рудных дунитах доминируют руды платинового типа, преобладание платины над палладием характерно и для среднего состава сульфидных руд месторождения. Наличие бедных палладиевых руд в рудных залежах и в их апикальных и краевых зонах отражает элементы гипербазит-базитового расслоения рудоносного интрузива.

Таблица 2.4. Состав хромшпинелидов (в мас. %) главных типов пород и руд [Tang, Barns, 1998]

Компонент	Лерцолит	Относительно богатые вкрапленные руды		Бедные вкрапленные руды
	I	II	III	IV
SiO_2	0,04	0,00	0,00	0,03
TiO_2	0,98	0,67	2,26	2,00
V_2O_5	0,38	0,26	0,47	0,37
$A1_2O_3$	9,59	13,43	10,25	0,48
Cr_2O_3	45,93	34,51	18,41	36,73
FeO	37,20	43,60	62,11	55,00
MnO	0,41	0,40	0,27	0,50
MgO	2,84	3,05	2,75	1,16
CoO	0,03	0,04	0,02	0,06
NiO	0,03	0,08	0,06	0,06
ZnO	0,62	0,58	0,22	0,45
Сумма	99,32	98,75	100,77	100,00

Примечание. Пояснение I–IV — см. на рис. 2.11 и 2.12.

Таким образом, вариации в рудах парагенезисов металлов платиновой группы связаны со сложными процессами дифференциации сульфидных магм, что прослеживается также по составу хромшпинелей лерцолитов, слагающих безрудную верхнюю часть интрузива, и хромшпинелей рудных образований. На диаграмме железистость–хромистость минералов (см. рис. 2.12) отражена соподчиненность хромшпинелей руд главному шпинелевому тренду массива (I). Согласно диаграмме, рудные образования (II, III и IV) занимают в гипербазитовом массиве позицию, характерную для полосчатых (расслоенных) комплексов [Панеях, 1989], гипербазиты которых, в

отличие от гипербазитов массивного тела, содержат хромшпинель, менее хромистую и более богатую железом. Их составы не выводятся из главного хромшпинелевого тренда (I тип), что отражает связь их с богатыми железом магмами, отделявшимися от гипербазитовых расплавов в результате развития их несмесимости. Судя по составу хромшпинели, эти магмы были крайне железистыми (см. рис. 2.12), соответствующими ферродунитам (II тип хромшпинели) и их разновидностям, переходным к феррооливинитам (III тип), тогда как хромит-магнетитовые минералы IV типа, практически не содержащие алюминия (см. рис. 2.11), не имеют аналогов в изверженных горных породах. Это специфические минералы сульфидных руд. Примером их распространения могут служить сплошные сульфидные руды, подчиненные коматиитовым лавам Австралии, содержащие аналогичные хромит-магнетитовые минералы [Frost, Groves, 1989].

Таблица 2.5. Содержание ПМ в гипербазитах, хромититах и сульфидных рудах, мг/т

Ассоциации	Номер п/п	Породы и руды	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Pt/Pd
I	1	Гарцбургит	8	5	10	3	13	13	1,0
	2	Дунит	4	2	6	1	6	4	1,5
	3	Хромитит	290	265	200	18	60	55	1,1
	4	Хромитит	165	185	112	14	18	12	1,5
	5	Дунит	2	2	4	1	6	12	0,5
	6	Хромитит	5	5	10	2	35	90	0,4
	7	Дунит	3	2	2	2	25	15	1,7
	8	Хромитит	16	34	50	11	98	28	3,5
IIPd	9	Дунит	39	14	27	3	9	19	0,5
	10	Дунит	12	5	2	6	6	20	0,3
	11	Хромитит	120	48	52	6	9	19	0,5
IIPt	12	Хромитит	25	52	5	12	417	12	39,2
	13	Дунит	5	10	4	3	78	28	2,8
	14	Хромитит	8	43	5	9	550	30	18,3
	15	Дунит	4	6	1	1	40	19	2,1
	16	Дунит	4	10	1	4	82	32	2,6
IIPtPd	17	Лерцолит	3	2	0	1	20	30	0,7
	18	Сульфидные руды	13,5	14,5	18,0	9,0	672,5	216,5	3,1

Примечание. 1–8 — Кемпирсайский массив: 1–4 — Южный хромитоносный комплекс, 5–8 — полосчатые комплексы [Melcher et al., 1999]; 9–11 — Гулинский массив [Малич, 1999]; 12, 13 — Кондерский массив; 14–16 — массивы Платиноносного пояса Урала [Малич, 1999]; 17, 18 — массив Джиньчуань [Chai, Naldrett, 1992].

Выделенные типы хромшпинель-магнетитовых твердых растворов выступают в качестве минералов-индикаторов богатых железом расплавов (ферродунитовых, феррооливинитовых), подвергавшихся трансмагматической сульфуризации, с унаследованием от них сульфидными рудами этих минералов. Эти хромшпинель-магнетитовые минералы сульфидоносных дунитов Джиньчуаня (II и III типы) сходны с одноименными минералами платиноносных гортонолитовых дунитов Бушвельда. Они принципиально отличаются от хромит-магнетитовых твердых растворов, практически не содержащих шпинелевого минала (IV тип) — собственных минералов сульфидных руд.

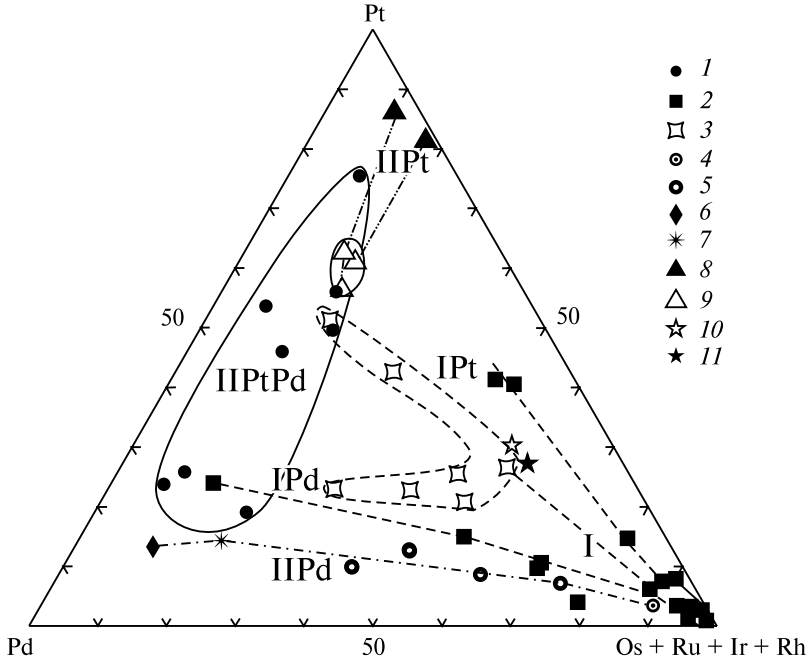


Рис. 2.13. Месторождение Джиньчуань в общей системе гипербазитов различной платиноносности

1 — месторождение Джиньчуань, скв. 86 (см. рис. 2.10), вкрапленные руды (сульфидоносные дуниты и вебстериты), оконтурены сплошной линией; *2*, *3* — месторождение Кемпирсай, Южный Урал: *2* — хромититы и вкрапленные хромитовые руды, *3* — дуниты и гарцбургиты; *4–7* — гипербазитовый массив Гули, Сибирская платформа: *4* — хромититы и вкрапленные хромитовые и магнетит-хромитовые руды в дунитах, *5* — дуниты, *6* — пироксениты титан-магнетитовые, *7* — меймечиты; *8*, *9* — массив Кондер (Сибирская платформа) и массивы Платиноносного пояса Урала: *8* — хромититы, *9* — оливиниты и дуниты; *10*, *11* — метеориты: *10* — углистые хондриты, *11* — железный метеорит.

Римские цифры — ассоциации гипербазитов различной платиноносности: I — хромитоносная иридий-осмий-рутениевая, с платиновой (IPt) и палладиевой (IPd) тенденциями в ассоциациях полосчатых комплексов; IIPt — платиновая хромитоносная, IIPd — осмий-палладиевая (хромит-магнетитовая с породами повышенной щелочности) и IIPtPd — палладий-платиновая (сульфидная медно-никелевая)

Использованы химические анализы из работ: [Малич, 1999; Лазаренков, 1999; Chai, Naldrett, 1992; Melcher et al., 1999]

Таблица 2.6. Средние содержания металлов в сульфидах различного типа руд месторождений гипербазитовой (Джиньчуань) и базитовой (Норильск) ассоциаций

Месторождение	Ni	Cu	Pt	Pd	Ir	Rh	Au	Типы руд	
	мас. %		мг/т					геохимические	текстурные
Джиньчуань	14,78 13,23	10,25 9,36	2324 1380	1104 1241	165 125	96 58	2284 1490	I	Вкрапленные в дунитах
	6,39	6,96	1230	1369	109	79	1069	II	Вкрапленные в пироксенитах
	18,58	30,66	26 487	4230	7	5	6077	I	Массивные
	7,70	2,59	62	14	22	14	329	II	
Месторождения Норильского района	6,96 3,52	10,98 5,21	11 188 2165	34 403 10 382	193 38	1604 250	1830 380	I	Вкрапленные в пикрит-долеритах (пикритовый горизонт)
	5,55	10,50	7902	28 369	96	1118	1454	I	Вкрапленные в такситовых долеритах (такситовый горизонт)
	3,74	6,29	2272	11 365	31	313	369	II	
	5,15	9,69	2994	15 933	36	558	548	I	Массивные в основании интрузивов
	5,56	4,90	2035	8706	138	1444	108	II	

Примечание. I и II — сульфиды, относительно богатые (I) и бедные (II) платиновыми металлами, медью и золотом. Аналитические данные по месторождению Джиньчуань из работы [Tang, 1993], средние значения по Норильскому району рассчитаны по [Naldrett et al., 1996].

Хромшпинели лерцолитов закономерно отличаются от хромшпинелевых минералов руд более высоким содержанием хрома и своеобразными трендами их изменения. Эти тренды обусловлены двумя изоморфными рядами хромшпинелей лерцолитов: хромит-шпинелевым и хромшпинель-магнетитовым. Они отражают промежуточное положение лерцолитов между грацбургитами, которым свойственны акцессорные минералы хромит-шпинелевого ряда, и верлитами, характеризующимися наличием в них хромшпинель-магнетитовых твердых растворов. Такое радикальное изменение характера изоморфизма акцессорных минералов имеет важное металлогеническое значение, отражая переход от хромитоносной гипербазитовой формации к платиноносной.

Исследование гипербазитов обнаруживает большое разнообразие их платиноносных формационных типов, наиболее показательной характеристикой которых служит геохимическая специфика дунитов, входящих в состав практически всех гипербазитовых комплексов и представляющих поэтому надежную основу для их сопоставления. По этой характеристике дунитов в отношении платиновых металлов выделяются по крайней мере четыре формации гипербазитов, подразделяющихся в табл. 2.5 и на треугольной диаграмме рис. 2.13 на хромитоносную (I), геохимически специализированную на платиновые металлы, и платиноносные (II), платинометалльная специализация которых может приобретать металлогеническое значение.

Для сравнения приводятся данные по хондритам и железным метеоритам, платиноносность которых на несколько порядков выше платиноносности гипербазитов. В силу высокой феррофильности металлы платиновой группы концентрируются в никель-железной фазе метеоритов. Поэтому в железо-силикатных их типах (хондритах) содержание платиновых металлов почти на порядок ниже (3509 мг/т), чем в железных метеоритах — 31 340 мг/т [Лазаренков, 1999].

Модель формирования месторождения Джиньчуань в отличие от норильских (палладиевых) месторождений определялась, как видно на диаграмме (см. рис. 2.9) (табл. 2.6), феррооливинитовым составом исходного дифференциата, в результате сульфуризации которого возникали сульфидоносные дуниты с магнезиальным оливином и примесью орто- и клинопироксенов. При этом сульфидно-силикатная жидкостная несмесимость, характерная для норильской модели, практически не проявилась. На месторождении Джиньчуань отсутствуют как каплевидные текстуры вкрапленных руд, распространенные на норильских месторождениях, так и свойственные им крупные залежи сплошных сульфидных руд. Базит-гипербазитовое расслоение сульфидоносных расплавов было главным процессом рудной дифференциации, который привел к формированию в дунитах сульфидных залежей. С палладиевым трендом связано и образование небольшого объема пентландит-пирротиновых массивных сульфидных руд с низким платина-палладиевым отношением.

В месторождении Джиньчуань наглядно выражена главная особенность платинометалльных сульфидных месторождений. Сульфидные ру-

ды гипербазитовых месторождений характеризуются преобладанием платины над палладием и никеля над медью, тогда как месторождениям базитовой формации свойственны обратные соотношения. Разделение месторождений на платиновую (гипербазитовую) и палладиевую (базитовую) формации имеет самое общее значение, определяясь принципиальным различием платины и палладия по кислотно-щелочным свойствам, характеризуемым величинами их сродства к электрону и электроотрицательностью.

По платинометалльности вкрапленные сульфидные руды Джиньчуаня, как отмечалось, очень контрастно разделяются на платиновые — дунитовые и существенно палладиевые — пироксенитовые (в скобках) (в мг/т): Pt = 1160 (185), Pd = 233 (200), Os = 12 (17), Ir = 12 (17), Ru = 13 (23), Rh = 13 (6), Au = 191 (121); (в мас. %): Ni = 1,35 (1,66), Cu = 1,17 (0,77), аналитика по [Chai, Naldrett, 1993]. С глубиной в месторождении увеличивается роль платины относительно палладия и прослеживается ритмичная расслоенность [Маракушев и др., 2000], пример которой показан на диаграмме (см. рис. 2.10) в сопоставлении с составом массивных сульфидных руд (см. рис. 2.10, *г*), отделявшихся от пироксенитовых рудных магм.

Наряду с сульфидными рудами в небольшом объеме образовались кварцсодержащие массивные золотоносные халькопиритовые руды. Они отличаются свойственным этому месторождению собственно платиновым уклоном [Tang, 1993] (в *ppb*): Pt = 26 487, Pd = 4230, Au = 6077, Ir = 7, Rh = 5; (в мас. %): Cu = 30, Ni = 19. Их образование связывается со спецификой магматической кристаллизации дунитов. В общем случае железистость дунитовых расплавов не достигала гортонолитового состава, при котором происходила их сульфуризация

$$MgFeSiO_4 + H_2S = MgSiO_3 + FeS + H_2O,$$

отвечающая предельному образованию бескварцевых руд. Более железистые расплавы сульфуризируются с выделением кварца

$$FeSiO_4 + 2H_2S = SiO_2 + FeS + 2H_2O.$$

С повышением железистости нормативного оливина в месторождениях должна возрастать роль массивных сульфидных руд с усилением их медистого состава. Соответствующий процессу комплекс сульфидоносных кварцевых жил и массивных сульфидных руд представлен на участке Страткона (Strathcona Mine) в месторождении Садбери [Li et al., 1992]. Массивные сульфидные руды на этом участке в сопровождении кварцевых жил образуют многочисленные внедрения (stringers) мощностью до 6 м во вмещающие породы, характеризуясь высокими содержаниями палладия, платины и золота. Например, в так называемой «глубинной медной зоне» (в мг/т): Pd = 5213, Pt = 1719, Au = 296, Ru = 2, Os = 0,5, Rh = 0,16, Ir = 0,1; (в мас. %): Cu = 28, Ni = 2. Наряду с такими рудами

выделяются более бедные палладием разновидности руд с примерно одинаковыми содержаниями платины и палладия.

Йоко-Довыренское месторождение в Забайкалье

Платиноносные сульфидные, сульфидно-хромитовые и хромитовые месторождения в расслоенных базит-гипербазитовых интрузивах приурочены к так называемым критическим зонам, в которых магматические дифференциаты достигают такой высокой железистости, при которой они теряют устойчивость по отношению к трансмагматическим флюидам и приобретают под их воздействием металлогеническую специализацию. При этом критические зоны расслаиваются, нередко ритмично, на богатые и бедные рудные расплавы, как в рассмотренном выше месторождении Джиньчуань, или на рудные и безрудные дифференциаты. Рудные дифференциаты образуют в расслоенных интрузивах пласты (рифы), четко обособленные от вмещающих безрудных пород, что рассматривается ниже на примере Йоко-Довыренского месторождения в Забайкалье.

Расслоенный дунит-троктолит-габбровый Йоко-Довыренский массив согласно залегает в складчатом обрамлении Сибирской платформы в Олокитской депрессии рифейского возраста вместе с другими, аналогичными ему массивами (Авкитским, Чайским, Гасан-Дякитским и Нюрундуканским), образуя Северо-Байкальскую никеленосную провинцию. Йоко-Довыренский интрузив внедрился в Олокитскую депрессию путем замещения ее карбонатно-терригенных пород. На пути его внедрения оказался пласт доломитовых мраморов, фрагменты которых сохранились на всем протяжении массива в виде ксенолитов без нарушения их первоначального залегания.

На их основе развились магнезиальные скарны. Магматическое замещение осадочных пород было обусловлено инфильтрационным флюидным сопровождением внедрения интрузива, существенно влияющим и на образование критической зоны на расстоянии 1900 м от подошвы массива в его центральной части (рис. 2.14). Она имеет мощность около 200 м (в центральной части), подстилается дунитами и троктолитами и перекрывается преимущественно оливиновыми габбро. Строение ее, согласно Н.Д. Толстых с соавторами [2008], показано на диаграмме рис. 2.15 для центральной части массива. Она отражает, по существу, две критические зоны — верхнюю и нижнюю, выделяющиеся по повышенным фоновым содержаниям благородных металлов (Pt + Pd + Au). К этим критическим зонам и приурочены рудоносные рифы. Ими завершаются ритмы магматического расслоения, в которых возникают дифференциаты с высоким (критическим) содержанием железа, подвергающиеся флюидной сульфуризации с привносом меди, никеля, золота, палладия, платины.

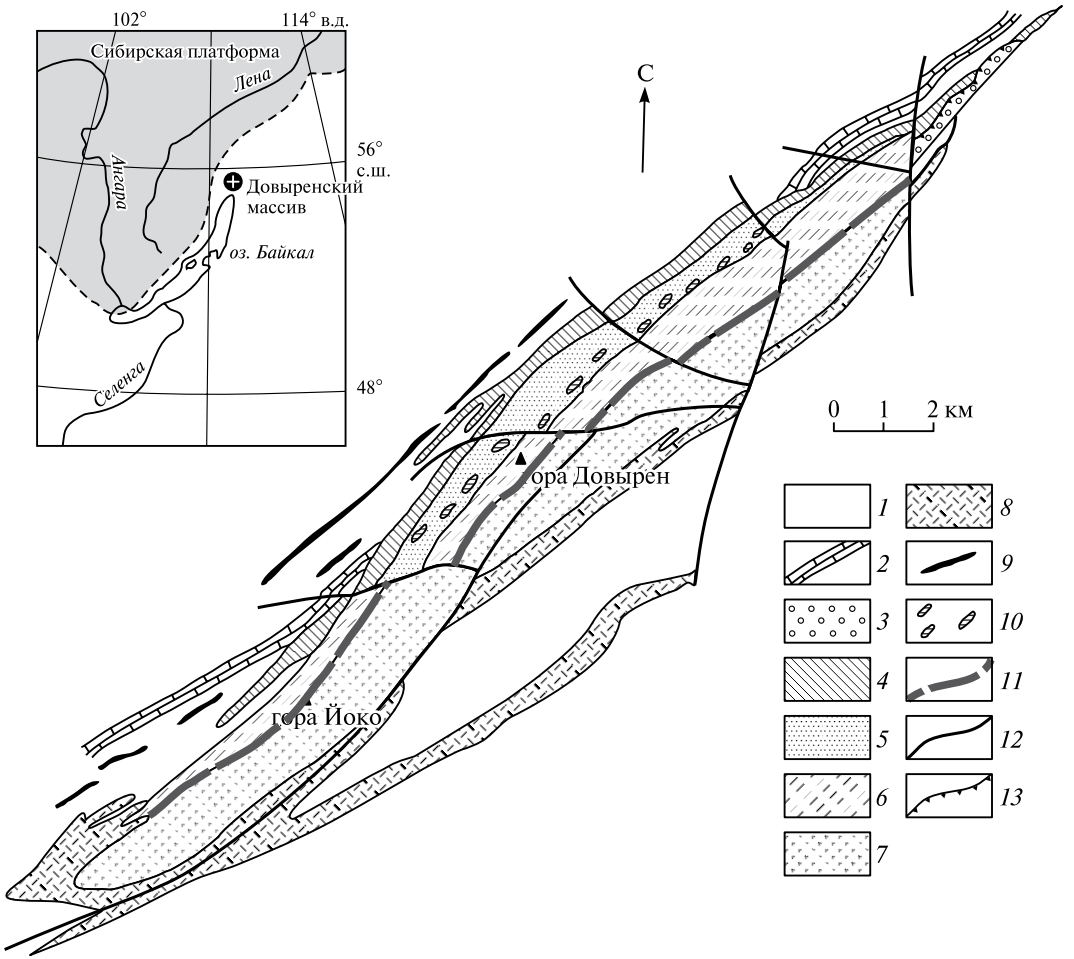


Рис. 2.14. Схема геологического строения Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива, по [Арискин и др., 2003] с добавлением по [Толстых и др., 2008]

1, *2* — вмещающие породы позднего протерозоя: *1* — терригенные, *2* — карбонатные; *3* — конгломераты, песчаники, глинистые сланцы раннекембрийского возраста; *4–9* — породы Довыренского расслоенного массива: базальный горизонт плагиоклазовых лерцолитов (*4*), дунитовая (*5*) и троктолитовая (*6*) зоны, зона оливиновых габбро и габбро-норитов (*7*), зона гранофировых габбро-норитов (*8*), то же, их силлы во вмещающей толще (*9*); *10* — ксенолиты аподоломитовых магнезиальных скарнов в дунитах; *11* — критическая рудная зона; *12* — разломы; *13* — линии несогласий

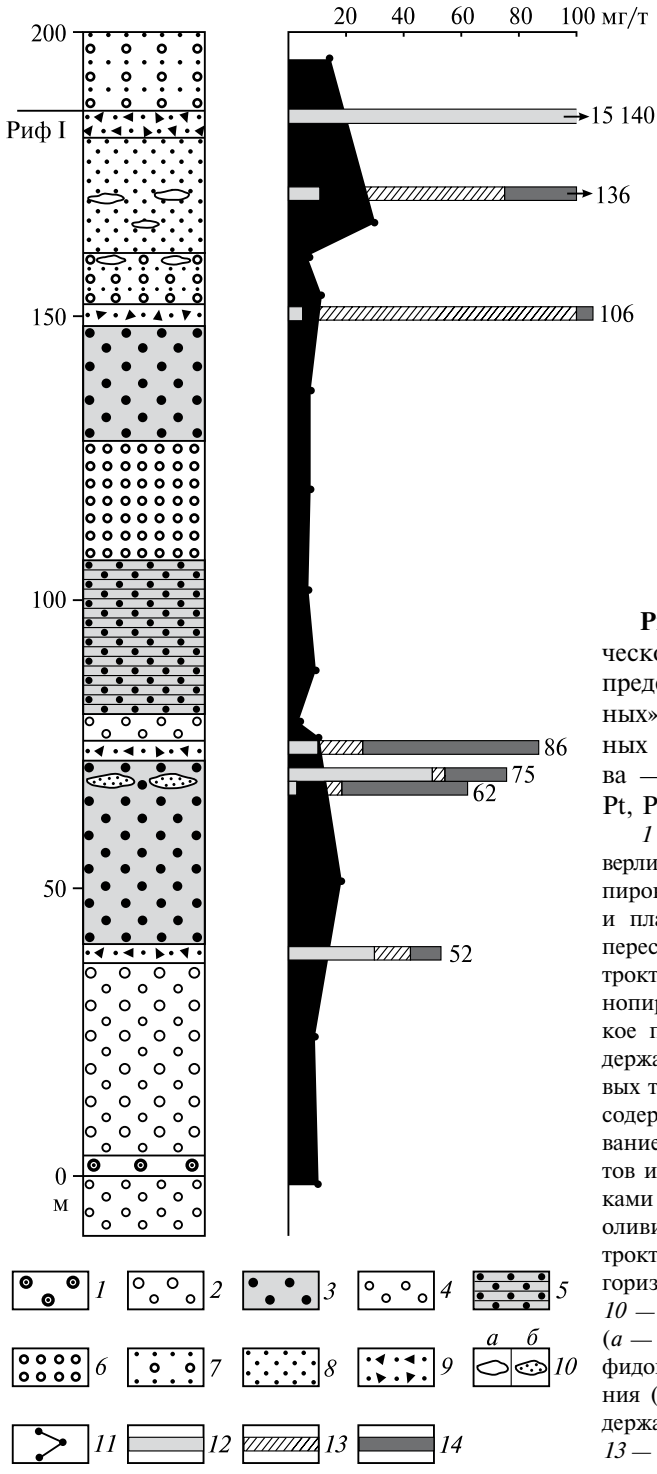


Рис. 2.15. Строение критической зоны и характер распределения «фоновых» и «рудных» концентраций благородных металлов. Цифры справа — суммарные содержания Pt, Pd и Au

1 — горизонт пойкилитовых верлитов; *2* — чередование клинопироксенсодержащих троктолитов и плагиоклазовых дунитов; *3* — переслаивание дунитов и меланотроктолитов; *4* — троктолиты клинопироксенсодержащие; *5* — тонкое переслаивание плагиоклазсодержащих дунитов и меланократовых троктолитов; *6* — плагиоклазсодержащие верлиты; *7* — чередование дунитов, меланотроктолитов и оливиновых габбро с участками такситового строения; *8* — оливиновые габбро с прослоями троктолитов и плагиодунитов; *9* — горизонты такситовых пород; *10* — линзы, шлиры анортозитов (*а* — с сульфидами, *б* — без сульфидов); *11* — фоновые содержания (Pt + Pd + Au); *12–14* — содержания элементов: *12* — Au, *13* — Pd, *14* — Pt

Таблица 2.7. Средние содержания газов в микровключениях в минералах и порах пород Йоко-Довыренского массива [Конников и др., 2004]

Номер п/п	Порода	Количество проб	Содержание газа, $см^3/кг$									
			H_2	N_2	CH_4	CO	H_2O	CO_2	He	Ar	C_2H_6	C_3H_5
1	Контактовый пикрит-долерит	1	1,3	0,2	2,8	0,3	0,2	0,4	0,6	0,4	3,9	3,4
2	Лерцолит плагиоклазсодержащий	1	2,5	1,7	2,4	0,3	–	1,0	2,9	0,4	1,2	1,6
3	Дунит плагиоклазсодержащий	2	1,2	0,4	1,7	0,9	3,3	1,0	1,3	0,3	1,5	1,8
4	Дунит контаминированный	1	1,0	0,5	8,9	0,3	0,2	0,2	–	–	1,1	0,2
5	Троктолит	1	2,7	–	9,1	–	–	0,5	1,2	0,7	1,2	7,4
6	Пойкилитовый верлит	1	0,7	1,0	0,8	–	0,02	0,8	0,3	–	1,0	0,5
7	Меланотроктолит	4	1,4	0,5	6,4	0,6	0,4	0,5	0,9	0,4	1,9	1,1
8	Оливиновое габбро	3	1,8	1,6	6,1	0,4	0,4	0,5	0,6	0,5	2,3	1,7
9	Лейкотроктолит такситовый, обогащенный платиноидами	3	1,4	1,7	9,2	0,7	0,6	0,6	–	–	3,6	1,5
10	Анортозит, обогащенный платиноидами	4	3,8	1,0	7,2	0,2	0,3	1,2	1,8	0,6	2,1	2,1
11	Оливиновый габбронорит	5	1,0	1,1	6,1	0,3	0,4	0,1	0,7	0,4	2,7	0,8
12	Оливиновый норит	1	2,6	2,1	18,0	1,0	–	0,4	6,4	1,4	4,8	2,4
13	Чарнокит	1	4,3	1,0	2,5	0,2	0,08	0,1	1,8	1,2	6,6	2,5
14	Габбронорит гранофировый	1	2,1	2,0	0,8	–	–	0,1	1,0	0,5	0,5	0,5

В ходе сульфуризации возникают моносульфидные расплавы, а силикатные дифференциаты эффективно обедняются железом согласно схеме в символах нормативных минералов:

$$MgFeSiO_4 + H_2S = MgSiO_3 + FeS + H_2O,$$

так что в ассоциацию с сульфидами входят магнезиальные минералы. Исключение составляют хромшпинели, относящиеся к наиболее ранним минералам и неизменно характризующиеся очень высокой железистостью, например, в рифе I ([Толстых и др., 2008, табл. 21]).

Сами рифы характеризуются сложным («такситовым») строением, охватывающим большое разнообразие пород (анортозиты, габбро, нориты, дуниты), несмотря на небольшую мощность.

Магматические медно-никелевые, богатые кобальтом, руды месторождения представлены троилит-пентландитовой ассоциацией, преобладающей в породах ультрабазитовой зоны и пирротин-пентландит-халькопирит-кубанитовыми более высокосернистыми и медистыми типами в породах базитовой зоны. Жилы и неправильные залежи сплошных сульфидов окружаются роговиками и вкрапленными рудами, что отражает флюидный характер сульфидных расплавов. Ими пронизаны все породы рифов, включая анортозиты, в которых могут сосредотачиваться значительные рудные концентрации, например, в рифе I, в котором анортозиты широко распространены [Толстых и др., 2008], что отражает высокую подвижность флюидных сульфидных расплавов и способность замещать силикатные породы.

Породы Йоко-Довыренского массива богаты включениями флюидов в порах и минералах (табл. 2.7), в составе их преобладают восстановленные газы, количество которых относительно окисленных «возрастает по разрезу снизу вверх») [Толстых и др., 2008, с. 167]. В ряду восстановленных газов метан преобладает над водородом. По этой метановой специализации Йоко-Довыренский массив является аналогом интрузивам норильских медно-никелевых месторождений [Неручев, Прасолов, 1995]. Углеводородная специализация Йоко-Довыренского интрузива определяется вхождением в состав флюидных включений в минералах не только метана (CH_4), но и более тяжелых углеводородов (C_2H_6, C_3H_5).

С переходом от гипербазитовых к базитовым типам медно-никелевого рудообразования платина в их составе в той или иной мере вытесняется палладием. Руды в их месторождениях могут или оставаться на месте своей генерации ($MgFeSiO_4 + H_2S = FeS + MgSiO_3 + H_2O$) и образовывать рифы, четко обособленные от вмещающих пород, или опускаться к основанию интрузивов и формировать донные залежи, иногда грандиозных размеров.

К примерам месторождений второго типа относятся месторождения Норильского района, представленные грандиозными донными залежами сульфидов в основании материнских интрузивов.

Норильские месторождения

Норильские медно-никелевые сульфидные месторождения, богатые палладием, родием и многими другими халькофильными металлами, относятся к месторождениям-гигантам. В их генетической интерпретации особенно остро ощущается проблема происхождения огромной массы железа, сосредоточенного в их сульфидных рудах.

Эта проблема петрологическая и является общей для всех крупных сульфидных месторождений: медно-никелевых, медно-цинковых (колчеданных) и медно-цинково-свинцовых (полиметаллических), парагенезисы рудных металлов в которых характеризует в первом приближении табл. 2.8.

Таблица 2.8. Положение в периодической системе элементов металлов, типичных для хромитовых и сульфидных месторождений

Группы	Периоды						Месторождения
	номер	элемент	номер	элемент	номер	элемент	
8	24–26	Cr–Fe	44	Ru	76	Os	Хромитовые и сульфидные медно-никелевые
9	27	Co	45	Rh	77	Ir	
10	28	Ni	46	Pd	78	Pt	
11	29	Cu	47	Ag	79	Au	Сульфидные колчеданные и полиметаллические
12	30	Zn	48	Cd	80–82	Hg–Pb	

Их объединяет медь — главный металл всех сульфидных месторождений. Медно-никелевые их типы смыкаются с хромитовыми месторождениями, что обусловлено общей связью их с гипербазитовым магматизмом, определяющим их общую платинометалльность. Имеются и промежуточные сульфидно-хромит-магнетитовые, так называемые малосульфидные, типы месторождений. Сульфидные месторождения преимущественно различаются по медно-никелевому отношению их руд, которое минимально у месторождений, подчиненных вулканическим комплексам перидотитовых коматиитов, представленных почти чисто никелевыми рудами (например, месторождение Камбалда в Австралии).

Норильские месторождения, подчиненные пикрит-габбро-долеритовым интрузивам, по существу, им противоположны, будучи представлены рудами с преобладанием меди над никелем и существенным содержанием халькофильных металлов. Это в некоторой мере сближает их с колчеданными месторождениями, генетически связанными с риолит-базальтовым магматизмом, которые отличаются практически полным отсутствием в рудах никеля и металлов группы платины. Эти корреляции отражают генетические связи месторождений с магматизмом, специфика которо-

го должна обеспечить накопление железа в масштабах, достаточных для экстенсивного сульфидного рудообразования. Наиболее эффективным в этом отношении является платформенный магматизм с характерной для него антидромной направленностью и развитием так называемого феннеровского тренда дифференциации магм, сопровождаемого интенсивным накоплением в них железа.

Геологическая позиция месторождений

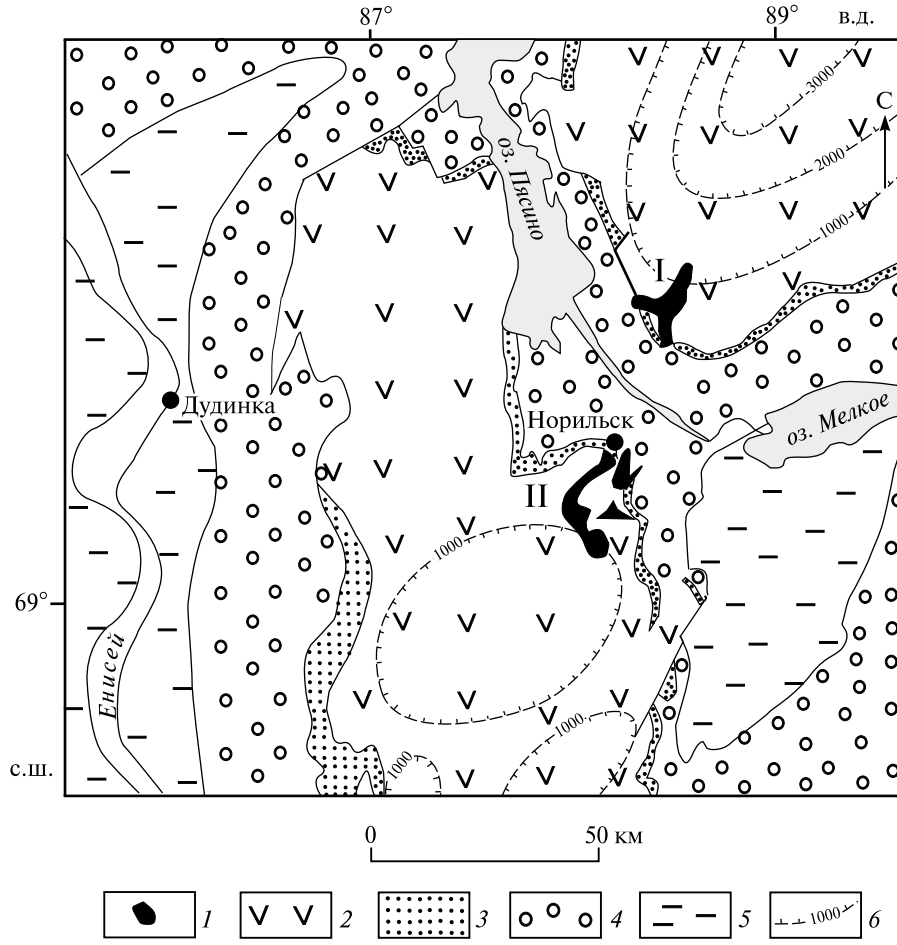
На севере Сибирской платформы, сформировавшейся в позднем протерозое, общее погружение фиксируется мощными карбонатно-терригенными отложениями кембрия, ордовика, силура, девона, карбона и перми. На пермо-триасовом рубеже началось развитие трапповой формации и заложились огромные платформенные депрессии диаметром до 300 км. На их фоне развились более локальные глубокие прогибы платформы, заполнение которых вулканическими породами сопровождалось внедрением интрузивов в погружающиеся карбонатно-терригенные и вулканогенные толщи. В глубокие депрессии — Хараелахскую и Норильскую (рис. 2.16 и 2.17) внедрились пикрит-габбро-долеритовые интрузивы, в том числе и рудоносные, с которыми связаны гигантские медно-никелевые с палладием сульфидные месторождения. Интрузивы приурочены к карбонатно-терригенным отложениям верхней перми и девона и сопровождаются огромными залежами сплошных и вкрапленных медно-никелевых сульфидных руд, залегающих преимущественно в основании интрузивов.

Рудные залежи составляют более 10% объема интрузивов, что создает особую проблему их образования, рассматриваемую в настоящей статье. В ее разрешении важно отношение интрузивов к вулканогенному магматизму, исследованному в Норильском районе путем глубинного бурения, позволившего установить его антидромный характер.

Скв. СГ-9 глубиной 2200 м, пробуренная севернее самого крупного в районе медно-никелевого Талнахского месторождения, и ряд других более мелких скважин вскрыли более чем 2-километровый разрез пермо-триасовых вулканогенных траппов [Федоренко, 1981; Федоренко, Дюжиков, 1981; и др.]. Детальные геохимические и петрохимические данные по глубинной скв. СГ-9 приведены в работе [Lightfoot et al., 1990].

Развитие траппового магматизма начиналось на пермо-триасовом рубеже после длительного формирования континентальной угленосной Тунгусской серии пермского возраста с эксплозивных извержений субщелочных трахибазальтов ивакинской свиты.

По геохимической специфике трахибазальты отличаются от вышележащих базальтов траппов (средние содержания в *ppm*) бедностью никелем (23) и хромом (25) и обогащенностью цирконием (327), стронцием (428), церием (104), лантаном (47), ниобием (31), торием (6) и ураном (2).



⇒

Рис. 2.17. Схема строения Хараелахской депрессии и размещения в ней рудоносных и безрудных интрузивов по [Zen'ko, Czamanske, 1994]

а — проекции на поверхность тел рудоносных интрузивов (*1*), залежей массивных сульфидных руд в их основании (*2*) и вкрапленных малосульфидных руд в верхней части интрузивов (*3*).

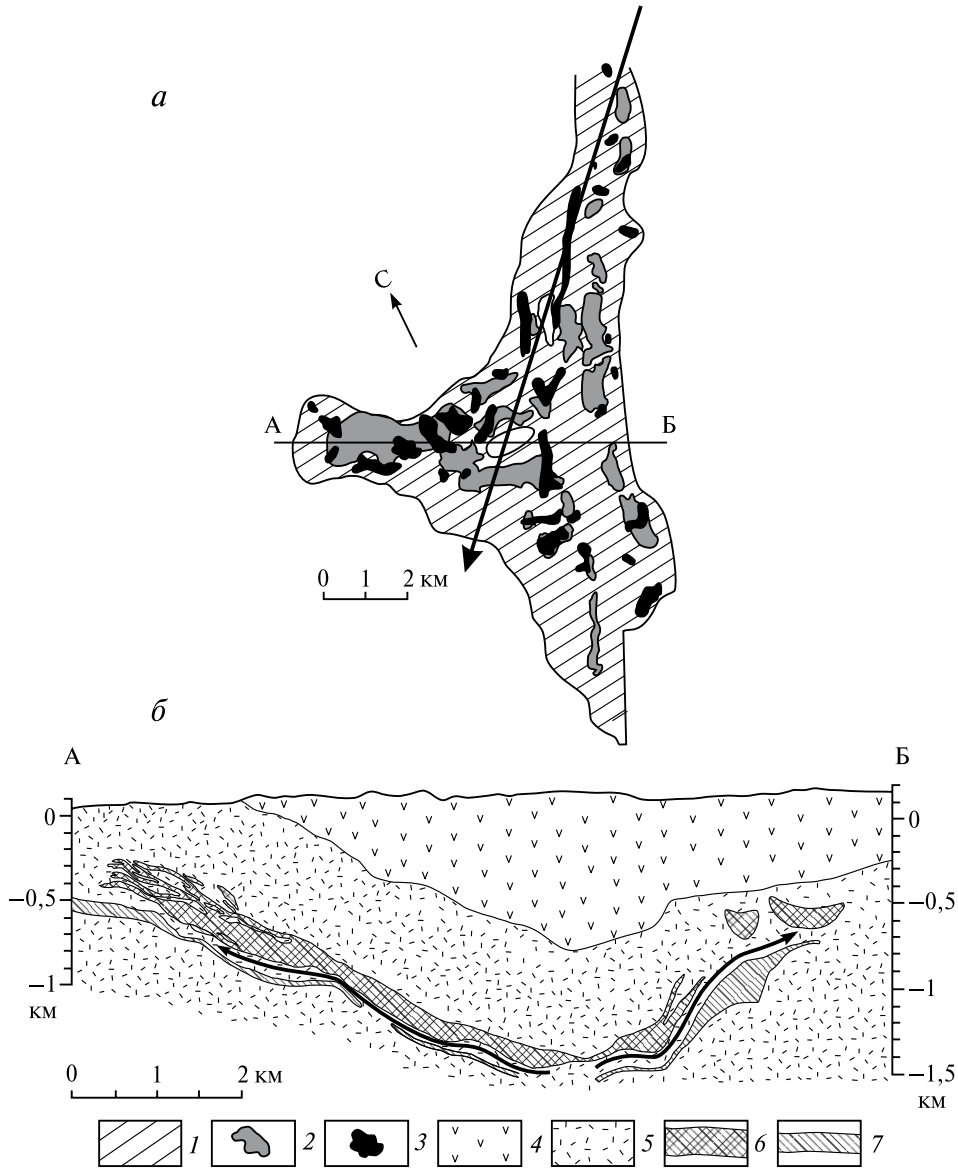
б — геологический разрез депрессии по линии А–Б: базальты (*4*), осадочные породы (*5*), рудоносные интрузивы с малосульфидными рудами в их верхней части, вкрапленными и массивными сульфидными рудами в основании (*6*); *7* — безрудные интрузивы.

Стрелками на проекции интрузива (*а*) и геологическом разрезе (*б*) обозначены направления воздымания интрузива, сопровождаемого облегчением в их рудных залежах изотопного состава серы ($\delta^{34}S$) по данным [Коваленкер и др., 1974] с 11 до 7‰ с одновременным повышением в них роли селена

⇐

Рис. 2.16. Геологическая позиция рудоносных интрузивов Норильского района, приуроченных к глубоким платформенным депрессиям — Хараелахской (I) и Норильской (II) по [Czamanske et al., 1992]. Мощность базальтовых покровов (1000, 2000, 3000 м) по [Likhachev, 1994]

1 — проекция на поверхность рудоносных интрузивов; *2* — покровные базальты (триас, T); *3–5* — осадочные породы различного возраста: *3* — средний карбон — пермь (C_2-P), *4* — ордовик — нижний карбон (O-C_1), *5* — неопротерозой–кембрий (PR_3-Є); *6* — изолинии мощности базальтового покрова, м



Следующая за их излияниями антидромная серия начинается с базальтов сыверминской свиты, значительно более богатых хромом (219) и никелем (56), содержания которых еще более существенно возрастают с переходом к вышележащей нижнегудчихинской подсвите (Cr = 322, Ni = 126). В ее пределах и в собственно гудчихинской свите вверх по разрезу содержание этих металлов неуклонно повышается, достигая в существенно пикритовой верхнегудчихинской подсвите предельно высоких для вулканических пород района значений Cr = 850, Ni = 775. Эта антидромная последовательность коррелирует с понижением в породах содержаний SiO_2 и с возрастанием MgO. В обрисованную закономерность не вписывается медь, содержание которой варьирует незакономерно в пределах 64–139. Верхнегудчихинской пикритовой подсвитой завершается нижний антидромный (гудчихинский) цикл траппов Норильского района.

Верхний антидромный цикл начинается с излияния базальтов надеждинской свиты — аналогов базальтов сыверминской свиты, в том числе и по содержанию хрома (194) и никеля (38). Вверх по разрезу в базальтах и пикрит-базальтах моронговской и мокулаевской свит их содержание последовательно возрастает, достигая значений Cr = 202, Ni = 119. Однако верхний антидромный цикл остается незавершенным. Поэтому ниже сопоставление вулканических и плутонических (интрузивных) пород Норильского района ограничивается гудчихинским антидромным циклом.

Базальты и пикрит-базальты верхнегудчихинской подсвиты, богатые хромом и никелем, являются ближайшими вулканическими аналогами интрузивов (см. ниже табл. 2.9), внедрившихся в крылья Хараелахской и Норильской депрессий (см. рис. 2.16) с замещением огромных объемов ее платформенного чехла, как показано на рис. 2.17 в схематическом разрезе через Хараелахскую депрессию.

Магматическое замещение, как ведущий механизм внедрения норильских интрузивов уже давно обратил на себя внимание исследователей, подчеркивавших их «вставленный характер» [Годлевский, 1959] в стратиграфические разрезы пород платформенного чехла. Сопровождение магматизма восходящими из глубинных очагов потоками трансмагматических флюидов, по существу, и определило его металлогеническую специализацию, как это будет показано в дальнейшем.

Ассоциация рудоносных и безрудных интрузивов

Рудоносные интрузивы внедрялись в сопровождении безрудных, залегающих по отношению к ним гипсометрически ниже, что определило разделение интрузивов по названию — Верхнеталнахский и Верхненорильский интрузивы — рудоносные, Нижнеталнахский и Нижненорильский, сопровождающие их, — безрудные интрузивы. В работах В.В. Рябова [1992] и А.А. Маракушева и Н.С. Горбачева [1993] обосновывается образование их в результате антидромного развития магматизма,

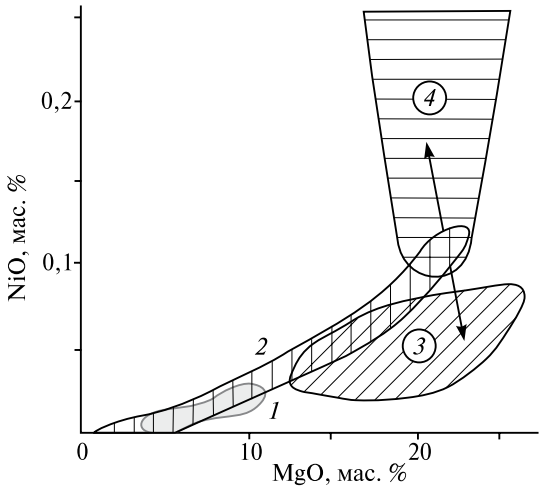


Рис. 2.18. Главные типы базальтов и интрузивных пород Норильского района на диаграмме NiO–MgO. Составлена с использованием данных [Рябов, 1992]

1 — субщелочные базальты; *2* — толеитовые базальты и пикрит-базальты; *3* — безрудные троктолит-габбро-долериты Нижнеталнахского интрузива; *4* — рудоносные пикрит-габбро-долериты Верхнеталнахского интрузива.

Расходящимися стрелками намечено расщепление расплавов на богатый никелем (рудоносный) и бедный им (безрудный)

завершавшегося расщеплением магмы на расплавы, контрастно различающиеся содержанием в них никеля. Это показано на диаграмме (рис. 2.18) на примере Верхнеталнахского (рудоносного) и Нижнеталнахского (безрудного) интрузивов на фоне общей эволюции траппового вулканизма.

Контрастность распределения рудных металлов между расплавами, сформировавшими два типа интрузивов, прослеживается также минералогически [Рябов, 1992; Naldrett et al., 1992] по более высокому содержанию никеля и хрома (в *ppm*) в оливине Верхнеталнахского (рудоносного) интрузива: Ni = 1048–1755, Cr = 25–116 (72,6–77,8% форстерита) по сравнению с оливином Нижнеталнахского (безрудного) интрузива: Ni = = 707–911, Cr = 8–21 (72,6–78,3% форстерита).

Магма рудоносного Верхнеталнахского интрузива отличалась также несравнимо более флюидным характером, в результате чего она подвергалась более контрастной дифференциации, носящей ритмичный характер. В интрузиве образовалось два пикритовых горизонта, придающих ему сходство со стратиформными интрузивами.

Выраженная на диаграмме (см. рис. 2.18) антидромная эволюция вулканизма гудчихинской свиты по содержанию в породах магния и никеля вверх по разрезу коррелирует также со снижением кремнекислотности пород и с возрастанием содержания хрома (в *ppm*) с 219 до 850, тогда как содержание меди остается на низком уровне и изменяется незакономерно.

В табл. 2.9 наглядно выражено примерное соответствие по содержанию железа и магния вулканических и интрузивных пород Норильского района. Безрудный Нижнеталнахский интрузив по содержанию магния (MgO = 15,6%) соответствует пикритам, а рудоносный Верхнеталнахский интрузив (MgO = 10,9%) — пикрит-базальтам. По содержанию оксидов железа безрудный и рудоносный интрузивы не сильно отличаются друг от друга (содержат 12,3 и 13,8% соответственно).

Таблица 2.9. Средний химический состав (в мас. % в пересчете на безводное вещество) траппов различных свит Норильского района (глубина залегания по скв. СГ-9, м) и пород интрузивов, по [Lightfoot et al., 1990]

Свиты/интрузивы		Глубина залегания, м	SiO_2	TiO_2	$A1_2O_3$	Fe_2O_3	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
Свиты	Мокулаевская	85–414	48,40	1,26	16,68	13,01	6,92	0,19	11,02	2,04	0,38	0,10
		449–683	48,91	1,18	16,23	12,75	6,75	0,19	11,65	2,01	0,23	0,10
	Моронговская	788–1300	49,22	1,11	16,55	12,31	6,99	0,18	11,21	1,95	0,37	0,11
	Надеждинская	1312–1379	52,64	1,07	15,79	11,47	5,78	0,17	9,89	2,14	0,94	0,11
		1746	51,16	0,96	17,49	10,47	6,35	0,15	10,07	2,05	1,21	0,09
		1491–1498	51,20	0,92	16,50	10,39	6,26	0,14	11,73	2,65	0,13	0,08
		1546	49,42	0,91	20,86	9,91	5,93	0,14	9,79	2,01	0,96	0,07
		1591	53,45	0,95	15,93	10,11	5,44	0,15	8,77	3,18	1,92	0,10
		1644	53,27	0,92	15,99	9,96	6,57	0,16	10,18	2,48	0,40	0,07
		1709	52,08	0,93	16,23	10,31	6,29	0,16	10,82	2,05	1,04	0,09
	Верхнегудчихинская	1761	47,28	1,21	9,67	15,30	18,29	0,20	6,91	0,64	0,41	0,09
	Гудчихинская	1790	49,79	1,47	11,58	12,52	13,68	0,19	8,25	1,96	0,47	0,09
		1821	50,08	2,10	11,05	13,47	13,36	0,19	7,05	0,94	1,64	0,12
		1841	51,56	2,27	13,85	13,12	7,53	0,20	6,24	3,97	1,07	0,19
	Нижнегудчихинская	1862–1887	50,56	1,66	17,55	10,79	6,06	0,14	9,73	2,62	0,71	0,18
	Сыверминская	1862–1991	52,95	1,61	16,50	11,14	6,41	0,15	6,45	3,35	1,20	0,24
	Ивакинская	2045–2200	50,58	2,46	15,52	14,15	3,51	0,20	7,64	3,19	1,91	0,84

Таблица 2.9. Окончание

Свиты/интрузивы		Глубина залегания, м	SiO_2	TiO_2	$A1_2O_3$	Fe_2O_3	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
Интрузивы	Нижнеталнахский		45,34	0,66	13,68	12,30	15,60	0,19	9,57	1,61	0,92	0,13
	Верхнеталнахский:		46,18	1,00	14,74	13,78	10,93	0,19	9,98	1,92	1,10	0,18
	габбро-долериты		46,56	0,96	15,50	13,62	9,08	0,20	11,01	2,06	0,86	0,15
	габбро-пикриты рудоносные		40,36	0,47	9,58	16,90	24,58	0,23	6,47	0,89	0,38	0,14

Примечание. Общее содержание железа в анализах дано в виде Fe_2O_3.

Но это относится только к силикатной части интрузивов. В рудоносном Верхнеталнахском интрузиве сосредоточено еще железо в сульфидных рудах.

Согласно нашим представлениям [Маракушев и др., 2000], это железо сконцентрировалось в нем на магматическом этапе и способствовало развитию магматической диффренциации, в ходе которой произошло отделение богатых железом ферропикритовых дифференциатов, потерявших устойчивость по отношению к потокам сопровождавших магматизм трансмагматических флюидов и подвергавшихся сульфуризации с образованием сульфидных рудных расплавов, например, по схеме

$$MgFeSiO_4 + H_2S = MgSiO_3 + FeS + H_2O.$$

Соответственно в петрохимическую диаграмму рис. 2.19, построенную по составам пород, приведенным в табл. 2.10, введены составы рудоносных пород (с объединенным силикатным и сульфидным железом). Расходящимися стрелками на ней обозначено первичное расщепление магмы на бедную железом (*2*) и богатую железом (*6*). Последняя, в свою очередь, расщеплялась на габбро-долеритовую бедную железом магму, отвечающую габбро-долеритам рудоносного интрузива (*4*), и ферропикритовую магму (*7*). Она собственно и подвергалась флюидной сульфуризации, обозначенной на диаграмме расходящимися стрелками, одна из которых направлена к вершине треугольника ($FeO + Fe_2O_3 + FeS$), а другая — к составу магнезиальной магмы пикритового горизонта (*5*). В результате возникали рудные (FeS) и силикатные (*5*) расплавы, несмесимые друг с другом, что фиксируется каплевидными текстурами вкрапленных руд.

В рудоносных интрузивах прослеживаются верхний и нижний пикритовые горизонты, характеризующиеся наличием хромитоносных пород, что придает интрузивам стратиформный характер.

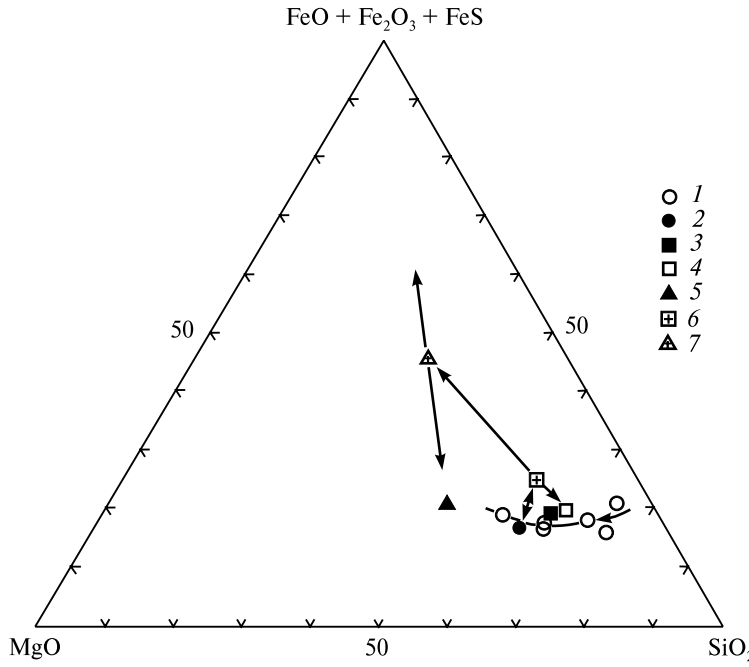


Таблица 2.10. Рудоносные горизонты Талнахского интрузива [Zientek et al., 1994]

Компонент	Массивные руды		Вкрапленные руды в горизонтах					
			такситовом		нижнем пикритовом		верхнем пикритовом	
S	22,0	17,8	6,88	4,66	4,09	1,22	1,5	0,53
Ni	3,25	2,54	1,06	0,65	0,68	0,28	0,18	0,07
Cu	2,5	2	1,97	1,7	0,87	0,52	0,22	0,13
Cu/Ni	0,77	0,79	1,81	2,62	1,28	1,86	1,22	1,86
Pt	1600	740	1530	670	750	370	258	207
Pd	6300	4030	6400	5200	2800	1200	2338	851
Rh	1100	1570	220	120	160	46	83	50
Ru	230	800	68	36	54	19	17	38
Ir	100	240	250	11	18	7	–	13,4
Au	100	100	350	350	100	100	–	–
Pt + Rh/Pd	0,43	0,57	0,27	0,15	0,33	0,35	0,15	0,3

Примечание. S, Ni, Cu — в мас. %; ПМ и Au — в мг/т. Средние составы верхнего пикритового горизонта рассчитаны по [Служеникин, 2000].

⇐

Рис. 2.19. Петрохимическая основа модели формирования Талнахского интрузива и связанного с ним сульфидного месторождения

1 — вулканические породы антидромного гудчихинского цикла; *2* — Нижнеталнахский интрузив; *3–7* — Верхнеталнахский интрузив: *3* — валовый состав его силикатной части, *4* — габбро-долериты, *5* — габбро-пикриты нижнего рудного горизонта, *6* — валовый состав с включением железа сульфидных руд (рассчитан приблизительно), *7* — ферропикритовый дифференциат, подвергавшийся сульфуризации с расслоением на сульфидные и габбро-пикритовые расплавы.

Схемы формирования пород и руд обозначены стрелками. Составы пород см. в табл. 2.10

В верхнем горизонте содержатся в небольшом количестве только малосульфидные руды, а нижний горизонт — комплексный. В нем малосульфидные хромитсодержащие руды, сходные с рудами верхнего горизонта сочетаются с вкрапленными сульфидными рудами, в том числе и каплевидными, наглядно отражающими сульфуризацию его железистых дифференциатов.

Нижний пикритовый горизонт играл главную роль при формировании грандиозных рудных залежей в основании норильских интрузивов. Это свидетельствует о сопровождении магматизма восходящими из глубинных очагов потоками трансмагматических флюидов, по существу, и определившими его металлогеническую специализацию, как это будет показано в дальнейшем.

Строение и последовательность формирования рудных залежей

На геохимическом профиле типичной рудной залежи, сформировавшейся в основании интрузива (рис. 2.20), самое верхнее положение занимает пикритовый горизонт (I), непосредственно подстилающийся горизонтом такситовых габбро-долеритов (II), ниже которого залегают массивные руды (III), занимающие самую нижнюю позицию. Это строение является типичным для норильских месторождений.

Пикритовые горизонты (I) выделяются особым разнообразием вкрапленных руд, входящих в их состав. В них различаются малосульфидные руды, обогащенные хромом, что сближает нижний и верхний рудные горизонты месторождений. Вкрапленные руды представлены интерстиционной вкрапленностью сульфидов и каплевидными сульфидными выделениями. В каплевидных текстурах наглядно фиксируется жидкостная несмесимость силикатных и сульфидных расплавов и субгоризонтальное расслоение сульфидных расплавов в каплях на верхнюю (халькопиритовую) и нижнюю (пентландит-пирротиновую) зоны. Валовый же состав капель коррелирует с составом вкрапленных руд пикритового горизонта, определяя его, таким образом, в качестве зоны генерации первичных сульфидных расплавов (рис. 2.21).

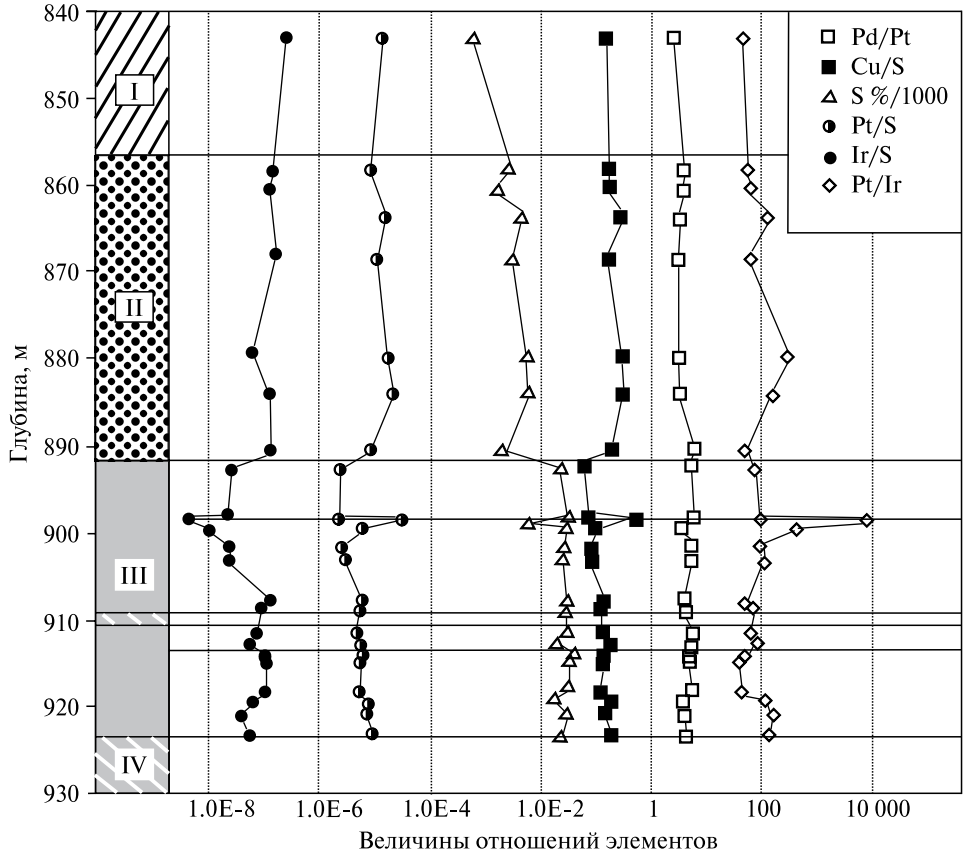


Рис. 2.20. Строение рудной залежи в основании западной (Хараелахской) ветви Талнахского интрузива (по скв. КЗ-868) и ее геохимические характеристики [Zientek et al., 1994]

I и II — вкрапленные сульфидные руды пикритового горизонта (I) и такситовых габбро-долеритов (II); III — массивные сульфидные руды; IV — подстилающие ороговикованные осадочные породы

В отличие от пикритового слоя руды нижележащих горизонтов — вкрапленные (гнездовые) руды такситовых габбро-долеритов (II) и массивные руды (III) выглядят как контрастные по составу дифференциаты первичных рудных расплавов, различающиеся обогащенностью, с одной стороны, медью (руды такситового горизонта), с другой — никелем (массивные руды). Прямым свидетельством этого служит их соответствие по составу халькопиритовым (верхним) и пирротин-пентландитовым (нижним) зонам расслоенных сульфидных капель в рудах пикритового горизонта.

Из этого следует, что текстурой жидкостной несмесимости рудных расплавов, наблюдаемой в каплях, фиксируется общая расслоенность первичных сульфидных магм (I) на руды такситового горизонта (II) и массивные руды (III), определившая специфику нисходящей сульфидной

миграции и составы нижних горизонтов рудных залежей. Это соответствие показано на графике рис. 2.21 (см. табл. 2.10), построенном для Талнахского интрузива по скважинам К3-1713 и К3-1799 [Zientek et al., 1994]. График дает объяснение наблюдаемого контрастного распределения меди и никеля между рудами такситового горизонта (II) и горизонта сплошных сульфидных руд (III). Оно обусловлено несмесимостью медных халькопиритовых и никелевых пентландит-пирротиновых сульфидных расплавов, фиксирующейся в сульфидных каплях вкрапленных руд пикритового горизонта (I).

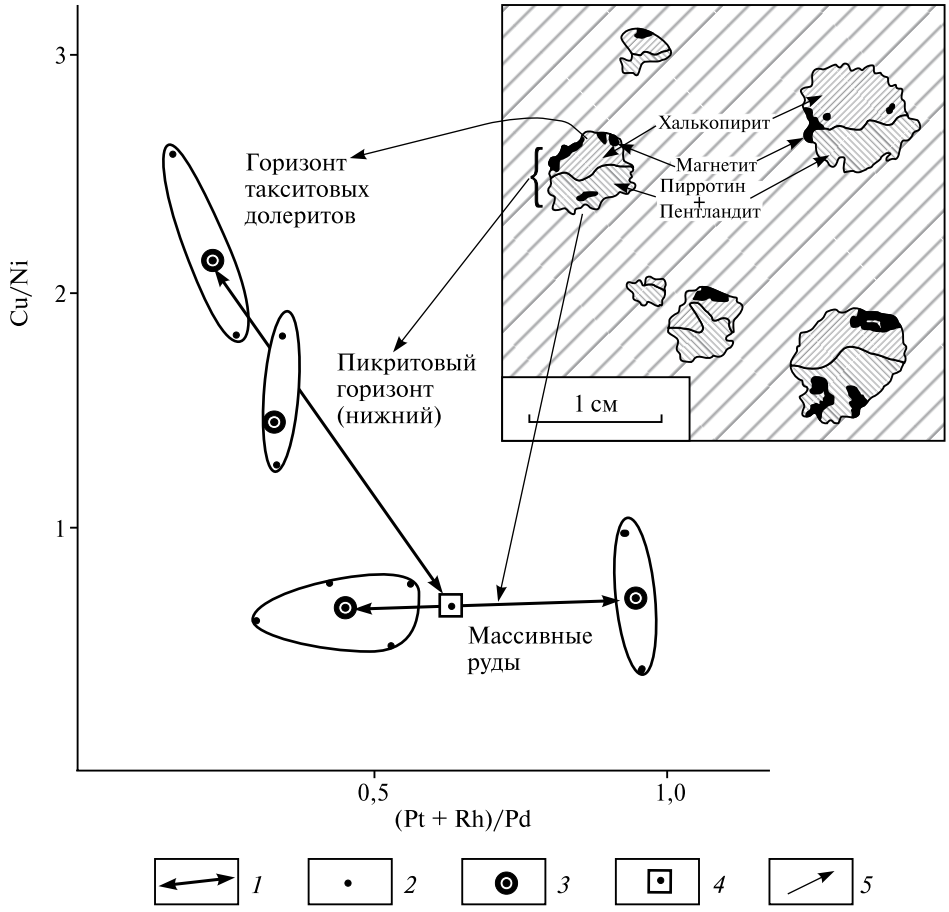


Рис. 2.21. Типичное распределение металлов сульфидных руд, различающихся Cu/Ni отношением, по горизонтам Талнахского месторождения (скв. К3-1713, К3-1799) (см. табл. 2.10)

1 — направления изменения состава сульфидных руд при переходе от пикритового горизонта к такситовым габбро-долеритам и массивным рудам; *2* — частные анализы руд; *3* — средние составы вкрапленных руд и разных типов массивных руд; *4* — средний состав массивных руд; *5* — соответствие состава металлов рудоносных горизонтов и каплевидных выделений сульфидов в пикритах. Врезка из работы [Czamanske et al., 1992]

Таблица 2.11. Представительный состав (в мас. %) контрастно расслоенных сульфидных капель месторождения в сопоставлении с экспериментальным расщеплением расплавов (рис. 2.22)

Компонент	1	2	3	4	5	6
Fe	48,10	47,90	13,90	3,01	35,12	59,26
Ni	6,79	6,60	0,22	0,42	0,37	0,65
Cu	4,78	5,22	56,44	3,51	32,30	0,12
Pt	–	–	–	77,64	–	–
S	40,32	40,28	27,45	15,41	32,15	39,59

Примечание. 1–4 — эксперимент: 1, 2 — сульфидные твердые растворы Cu–Ni–Fe, бедные платиной, 3 — сульфидный железо-медный твердый раствор, богатый самородной платиной с выделениями сульфидов платины, 4 — сульфид платины, меди, железа и никеля; 5, 6 — сульфидная капля в пикритовом габбро-долерите, расслоенная на верхнюю халькопиритовую (5) и нижнюю пирротиновую (6) зоны.

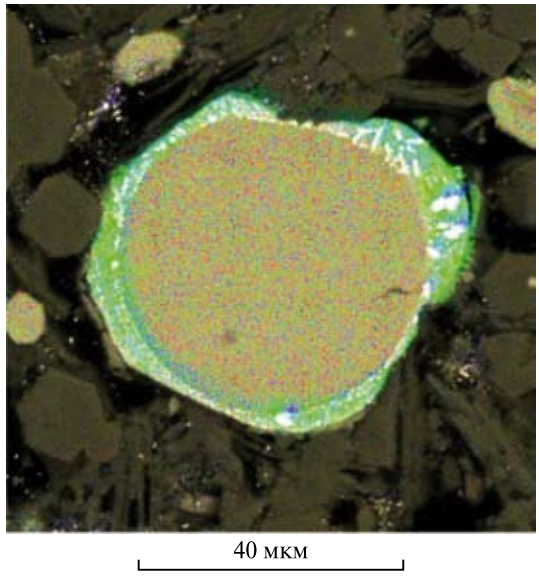


Рис. 2.22. Экспериментально полученная сульфидная капля в силикатном расплаве [Маракушев, Панеях, Горбачев, Зотов, 2004]

Капля расщеплена на внутреннюю (ядро) никель-железную (пентландит-пирротиновую) зеленовато-красного цвета и внешнюю (кайма) — платина-железо-медную, зеленую с белыми и синими пятнами фазы. Распределение компонентов показано цветом в отраженных электронах и характеристических рентгеновских излучениях: Ni — красный, Cu — зеленый, Pt — синий, PtS — белый (состав зон отражен в табл. 2.11)

Фазовое разделение рудных металлов, наблюдаемое на норильских месторождениях в разрезах рудных залежей и в расслоенных сульфидных каплях вкрапленных руд, проявляется еще более контрастно при его экспериментальном моделировании.

Эксперименты проводились в ИЭМ РАН Н.С. Горбачевым на аппарате типа наковальня с лункой высокого давления с использованием методики перидотитовой ампулы. В герметически завариваемую ожелезненную платиновую ампулу помещалась перидотитовая ампула, заполненная тонким порошком специально приготовленных водосодержащих базальтовых стекол с синтетическим сульфидом Fe–Ni–Cu-состава. Перидотитовая ампула надежно защищала платиновую ампулу от взаимодействия с агрессивным сульфидным распла-

вом, обеспечивая ее герметичность. Расплавы, образующиеся при плавлении исходного силикатного стекла и сульфида, взаимодействовали с минералами перидотитовой ампулы до установления равновесия. Исходное соотношение: перидотит–базальт при снаряжении образца порядка 3:1, сульфида — 10–15 мас. % по отношению к исходному базальту. Валовое содержание H_2O в системе составляло 3–5 мас. %. Летучесть серы и кислорода, буферируемая ячейкой и внутренней ассоциацией, была близка к QFMPo буферу. Температура измерялась Pt–Rh термопарой, давление при высоких температурах калибровалось по кривой равновесия кварц–коэсит. (Точность определения температуры и давления в опытах оценивается в +5 °С и ±1 кбар. Продукты экспериментов изучались оптическими методами и на электронном сканирующем микроскопе с приставкой Camscan 1600.)

Таблица 2.12. Средние содержания рудных металлов в различных типах руд Талнахского месторождения (в пересчете на 100% сульфидов), рассчитаны по [Naldrett et al., 1995, 1996]

Металлы	Массивные руды		Вкрапленные руды в горизонтах	
	бедные родием	богатые родием	такситовом	пикритовом
Ni	5,46	6,39	5,28	7,5
Cu	4,04	3,97	9,41	11,03
Cu/Ni	0,74	0,62	1,78	1,47
Pt	1958	2464	7600	13 960
Pd	9364	7925	24 490	39 420
Rh	448	2467	980	1730
Ru	–	–	220	390
Os	–	–	70	170
Ir	7	309	90	210
Au	51	66	1310	2140

Примечание. Ni, Cu — в мас. %, ПМ и Au — в *ppb*.

На фотографии сульфидной глобули (см. рис. 2.22) отражено распределение в ней главных рудных элементов Fe, Cu, Ni, S, Pt. Ее структура «капля в капле», свидетельствует о расщеплении сульфидного расплава на две контрастные сульфидные жидкости. Из распределения элементов видно, что внутренняя часть сульфидной глобули обогащена Fe, Ni, S. Ее состав отвечает медьсодержащему моносульфидному твердому раствору Fe–Ni. Внешняя часть глобули обеднена Fe, Ni, S, обогащена Cu и Pt. Состав ее отвечает никельсодержащему твердому раствору Cu и Fe (см. табл. 2.11).

Таким образом, полученные экспериментальные результаты однозначно свидетельствуют о том, что во флюидсодержащей силикатно-сульфид-

ной системе происходило сульфидно-силикатное расщепление в сочетании с расслоением сульфидного расплава на две несмешивающиеся сульфидные жидкости: высокосернистую Fe–Ni и низкосернистую Cu–Fe, обогащенную Pt. Это может рассматриваться в качестве первого экспериментального моделирования разделения сульфидов норильских месторождений на медистые, богатые платиновыми металлами, и бедные ими пирротиновые.

Развитие жидкостной несмесимости сульфидных расплавов представляло ведущий процесс их дифференциации, определивший главные черты строения рудных залежей норильских месторождений. Однако определяемая этим процессом контрастность металлического состава сульфидов вкрапленных и массивных руд отчасти затушевывалась развитием второго эффективного процесса дифференциации сульфидных расплавов — их скрытым расслоением. Оно максимально проявлялось в залежах массивных сульфидных руд, в том числе и в рассмотренном выше разрезе рудной залежи Хараелахской ветви Талнахского интрузива, в массивных рудах которой в направлении сверху вниз прослеживается постепенное возрастание в сульфидах содержания платиновых металлов, золота и меди, тогда как содержание никеля сохраняется на практически постоянном уровне. Никель и железо в этом случае формировали как бы матрицу рассматриваемой сульфидной системы, в которой тяжелые халькофильные металлы испытывали погружение. Этот эффект в наибольшей мере проявился у золота, как самого тяжелого металла.

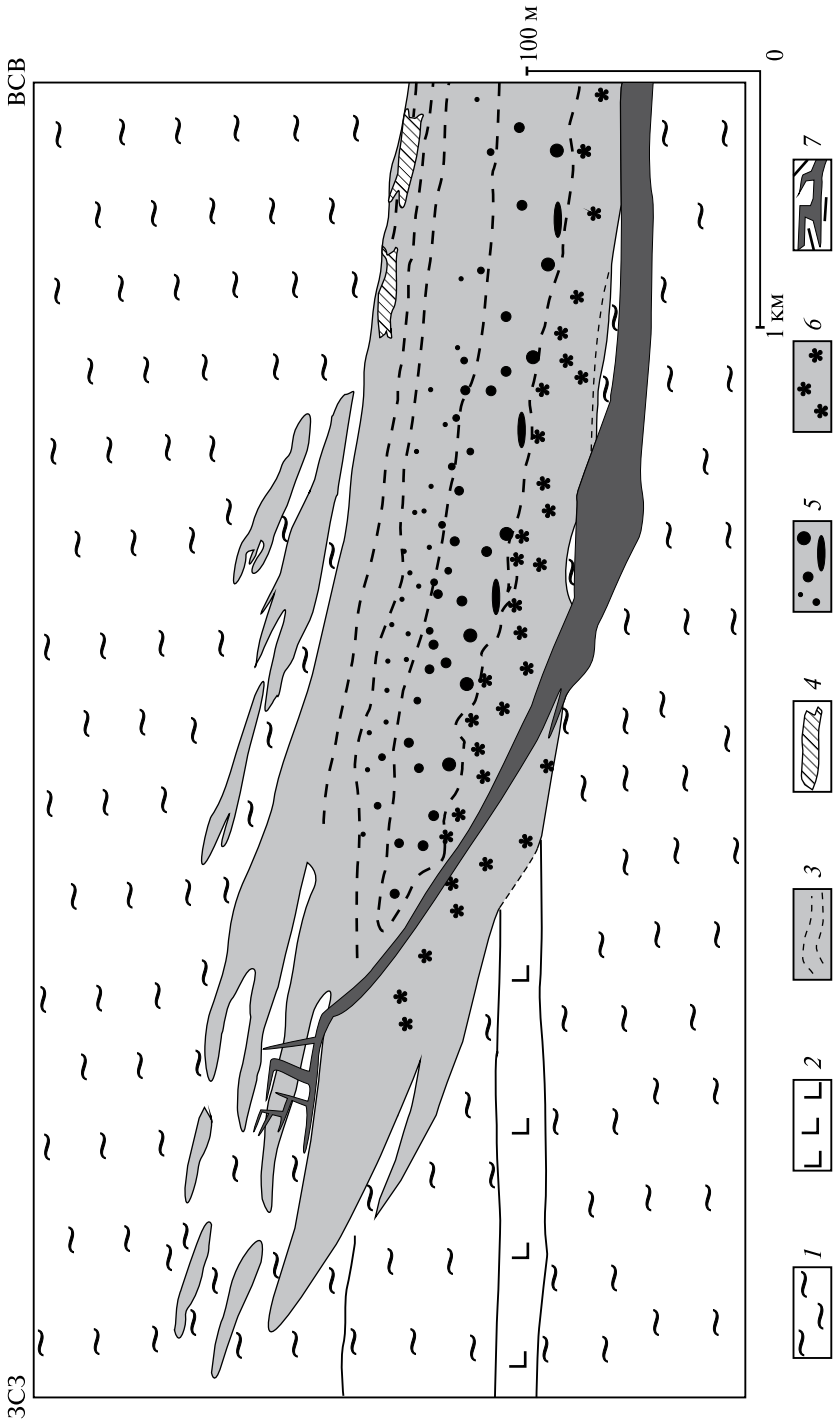
В результате в основании залежей массивных руд формировались сульфиды высокой платинометалльности, приближающейся к платинометалльности вкрапленных руд. Скрытое расслоение расплавов в какой-то мере редуцировало эффект контрастного разделения платиновых металлов между сульфидами вкрапленных и массивных руд, созданный развитием жидкостной несмесимости в сульфидных расплавах. В метапелитах, подстилающих залежь массивных руд, сульфиды значительно беднее платиновыми металлами, медью и золотом, чем сульфиды ее основания (соответствуют средним значениям).

По-видимому, они связаны своим происхождением с ранним проникновением еще недифференцированных сульфидных расплавов. В дальнейшем они подвергались скрытому расслоению при формировании залежи массивной руды, сопровождавшейся концентрацией платиновых металлов и золота в ее основании.

⇒

Рис. 2.23. Схематический продольный геологический разрез Хараелахской ветви Талнахского интрузива и положение в нем донной залежи массивных сульфидных руд [Зотов, 1979]

1, *2* — контактово-метаморфизованные породы платформенного чехла: осадочные (*1*) и изверженные (*2*); *3* — расслоенные пикрит-габбро-долериты; *4–7* — рудные горизонты: верхний пикритовый малосульфидный (*4*), нижний пикритовый сульфидоносный (*5*), такситовый сульфидоносный (*6*), массивные сульфидные руды (*7*)


ВСВ
ЗСЗ
100 м
0
1 км
1
2
3
4
5
6
7

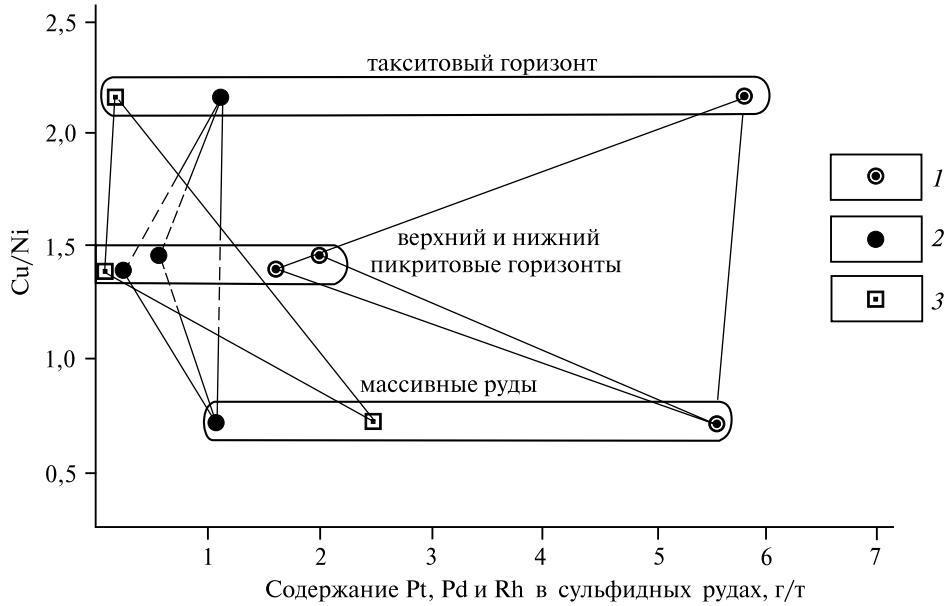


Рис. 2.24. Распределение средних содержаний палладия (*1*), платины (*2*) и родия (*3*) между вкрапленными рудами пикритовых и такситового горизонтов и массивными рудами Талнахского рудоносного интрузива, охарактеризованными Cu/Ni отношением (см. табл. 2.10)

Главная масса возникавших в пикритовом горизонте сульфидных расплавов опускалась к основанию интрузива (рис. 2.23) под влиянием гравитационных сил, причем расслоенность рудных расплавов по Cu/Ni отношению, фиксируемая в рудных каплях, играла в этом процессе определяющую роль. Более легкие богатые флюидами медистые расплавы опускались в основном только до зоны такситовых габбро-долеритов, непосредственно подстилающей пикритовый горизонт. В этой зоне они формировали вкрапленные руды с неравномерным гнездовым распределением сульфидов и высоким Cu/Ni отношением, варьирующим в пределах 2–4.

В отличие от медистых флюидных расплавов менее флюидные тяжелые, богатые никелем (пентландит-пирротиновые) сульфидные расплавы опускались ниже и формировали в основании интрузивов и в подстилающих их породах огромные залежи массивных руд с низким Cu/Ni отношением, обычно не достигающим единицы.

Массивные руды предельно обогащены серой и никелем. По ряду компонентов в них прослеживается ритмичная расслоенность. В целом же рудные залежи выглядят однородными. Например, палладий-платиновое отношение непрерывно слабо возрастает с переходом от пикритового горизонта к такситовому и массивным сульфидным рудам. В пределах залежи массивных сульфидных руд на протяжении более 30 м по скв. КЗ-868 это отношение остается практически постоянным (см. рис. 2.20),

испытывая только незначительные вариации в связи с ритмичной ее расслоенностью, фиксируемой платина-иридиевым отношением. На глубине 910 м в массивных сульфидных рудах фиксируется включение подстилающих интрузив ороговикованных осадочных пород, что отражает частичное проникновение сульфидных расплавов в ороговикованные породы, подстилающие интрузивы. Нередки примеры разграничения вкрапленных и массивных руд (II–III) пачками ороговикованных осадочных пород. Массивные руды консолидировались позднее силикатных пород, в которые они внедряются с образованием брекчиевидных руд, например, во фронтальной части Хараелахской ветви интрузива.

Относительно бедные сульфидами руды пикритовых горизонтов (I) характеризуются более низкими содержаниями платиновых металлов по сравнению с медистыми рудами такситовых габбро-долеритов (II) и никелевыми массивными рудами (III). Медистые сульфидные расплавы богаче палладием и платиной, чем никелевые. Поэтому вкрапленные руды такситовых габбро-долеритов, несмотря на невысокую концентрацию в них сульфидов, примерно соответствуют по содержанию этих металлов массивным сульфидным рудам, как показано на графике рис. 2.24 (см. табл. 2.10). На графике отражена также значительная концентрация в массивных рудах родия благодаря его высокому химическому сродству с серой и близости свойств с никелем и палладием.

Кристаллизация массивных руд начинается с пирротина и пентландита, образующих твердые растворы, в результате чего возникают остаточные, богатые медью флюидные расплавы, формирующие локальные скопления, которые осложняют рассмотренные выше закономерности распределения никеля и меди по горизонтам рудных залежей.

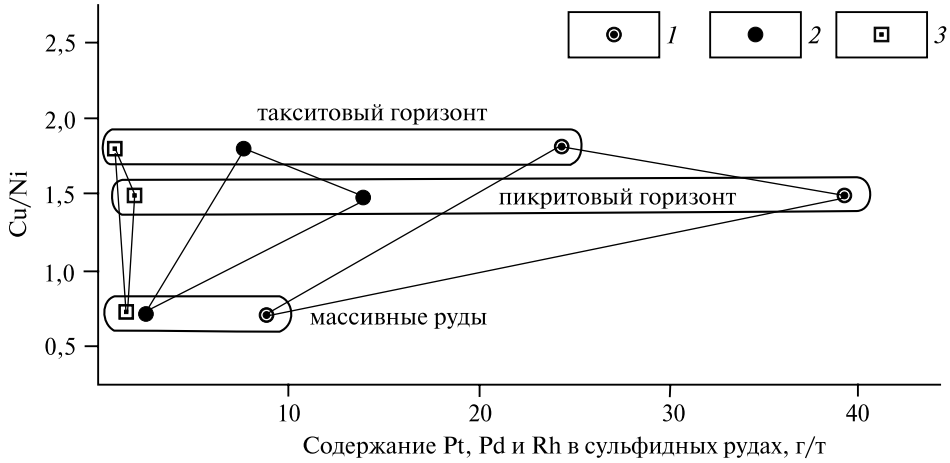


Рис. 2.25. Распределение содержаний палладия (*1*), платины (*2*) и родия (*3*) в пересчете на 100% сульфидов между вкрапленными рудами нижнего пикритового и такситового горизонтов и массивными рудами Талнахского рудоносного интрузива (см. табл. 2.12), охарактеризованными Cu/Ni отношением

Отчасти медные руды мигрируют во вмещающие породы с образованием ореолов вокруг рудных залежей и скоплений в подстилающих породах. Богатые халькопиритом руды инъецируют в виде прожилков все другие типы руд месторождений, в том числе и сплошные сульфидные руды.

В пикритовых горизонтах интрузивов содержание платиновых металлов прямо коррелирует с содержанием в них хрома [Служеникин и др., 1994], что свойственно малосульфидному типу руд стратиформных месторождений. В верхнем пикритовом горизонте, согласно табл. 2.10, содержание серы в усредненных показателях варьирует в пределах 0,5–1,5 мас. % [Служеникин, 2000], а в нижнем — 1,2–4,1 мас. % [Zientek et al., 1994] с максимальными значениями до 5,6%. Это отличает руды пикритовых горизонтов от руд такситовых габбро-долеритов (4,7–6,9 мас. %) и залежей массивных руд (17,8–37,0%).

Поэтому в пересчете на 100% сульфидов малосульфидные пикритовые горизонты выделяются высокими содержаниями платиновых металлов, как показано на рис. 2.25 (см. табл. 2.12) для Талнахского интрузива. Этим дополнительно подчеркивается сходство пикритовых горизонтов со стратиформными интрузивами со свойственными им малосульфидными платинометалльными месторождениями, характеризующимися высокими содержаниями платиновых металлов в пересчете на сульфидную фракцию [Лазаренков, Таловина, 2001, с. 75]. Учитывая комплексный (гетерогенный) характер оруденения пикритовых горизонтов и наличие платиновых минералов, не связанных с сульфидами (в хромитовых и других фракциях), можно сделать вывод о том, что такой пересчет не вполне отражает содержание сульфидов.

Сульфидная минерализация пикритового горизонта связана, с одной стороны, с сульфидно-хромитовыми выделениями, как в верхнем пикритовом горизонте, с другой — обусловлена сульфуризацией железистых расплавов с образованием руд каплевидной текстуры. Однако для вкрапленных собственно сульфидных руд такситового горизонта (II) и массивных сульфидных руд (III), пересчет содержаний платиновых металлов на 100% сульфидов является более представительным. График (см. рис. 2.25) отражает более высокую платинометалльность медистых сульфидов такситового горизонта по сравнению с никелистыми сульфидами массивных руд в отношении платины и палладия, но по содержанию родия они почти не различаются. Родий унифицировано распределен в сульфидной фазе месторождений, концентрируясь в массивных рудах благодаря более высокому содержанию в них сульфидов.

Гигантский размах оруденения в месторождениях Норильского района определился магматической дифференциацией, приводившей к концентрации железа в магмах, внедрявшихся в сопровождении потоков трансмагматических флюидов в глубокие депрессии платформы путем замещения огромных объемов пород ее чехла (см. рис. 2.17).

Трансмагматические флюиды оказывали влияние и на состав внедрявшихся магм, которое усиливалось с образованием богатых железом маг-

матических дифференциатов, подвергавшихся сульфуризации. Широкое воздействие глубинных флюидов проявилось также в образовании широких метаморфических и геохимических ореолов, окружающих интрузивы.

Геохимическая специфика рудообразования

Внедрение магм в депрессии определило более чем километровый перепад глубины залегания интрузивов и связанных с ними сульфидных рудных залежей (см. рис. 2.17). Сульфидные залежи сформировались на месте их современного залегания под воздействием флюидных потоков, фильтровавшихся по их восстанию. В результате возникла геохимическая специфика сульфидных руд норильских месторождений, выявленная в работе [Коваленкер и др., 1974, с. 88]: вверх по восстанию интрузивов «в направлении от корневых к фронтальным частям», руды обогащаются селеном с одновременным снижением в них роли тяжелого изотопа серы ($\delta^{34}S$ уменьшается с 11 до 7‰). Эта закономерность имеет общее значение для медно-никелевых сульфидных месторождений рассматриваемого типа, прослеживаясь в месторождениях медного пояса Родезии [Dechow, Jensen, 1965] и в интрузивном теле Маскокс в Канаде [Sasaki, 1969]. Она обусловлена более высокой миграционной способностью в гидротермальных растворах селена относительно серы и легкого изотопа серы относительно ее тяжелого изотопа, что прослеживается в гидротермальных месторождениях. Но она необъяснима в чисто магматической модели генезиса норильских месторождений: «выявленная зависимость... ничего не объясняет» [Коваленкер и др., 1974].

Вместе с тем, с обрисованной геохимической спецификой рудных залежей могли бы согласоваться представления о метасоматическом гидротермальном происхождении норильских месторождений, которые высказывались в работе В.В. Золотухина [1997] в попытке объяснить их громадный объем, несоизмеримый с ограниченными размерами материнских интрузивов. Однако признаки магматического происхождения норильских сульфидных руд выражены так наглядно, что отрицать его невозможно.

Предлагаемая нами модель флюидной сульфуризации расплавов представляет единственный вариант непротиворечивого объяснения геохимических особенностей норильских месторождений. Она, по существу, объединяет представления о магматическом и метасоматическом происхождении норильских руд, постулируя образование их под воздействием восходящих флюидных потоков. Направления их движения на проекции рудных залежей и геологическом разрезе через Хараелахскую депрессию (см. рис. 2.17) показаны стрелками. Под их воздействием обогащение руд селеном и легким изотопом серы во фронтальных зонах рудных залежей прослеживается даже в тех местах, где они залегают в сульфатсодержащих

осадочных породах и содержат реликты сульфатов. Сульфаты вмещающих пород также подвергаются флюидному воздействию с облегчением изотопного состава серы ($\delta^{34}S$) с 22–24 до 19‰, причем в довольно широком окружающем интрузивы метаморфическом ореоле. Это отражает отсутствие гибридизма при внедрении рудоносных интрузивов в породы платформенного чехла.

В то же время, отсутствие гибридизма совмещается с общим утяжеленным составом серы норильских руд, отличающим их от руд других медно-никелевых месторождений, в окружающем субстрате которых отсутствуют сульфатоносные отложения [Годлевский, Гриненко, 1963; Гриненко, 1967; Горбачев, Гриненко, 1973; и др.]. По-видимому, это связано с составом флюидов, фильтровавшихся на глубине через толщи сульфатсодержащих осадков, способствовавших утяжелению содержащейся в них серы. Одновременно происходило и обогащение их серой, что расширяло диапазон состава расплавов, подвергавшихся флюидной сульфуризации, и способствовало повышению в рудах роли меди относительно никеля, палладия и родия относительно платины.

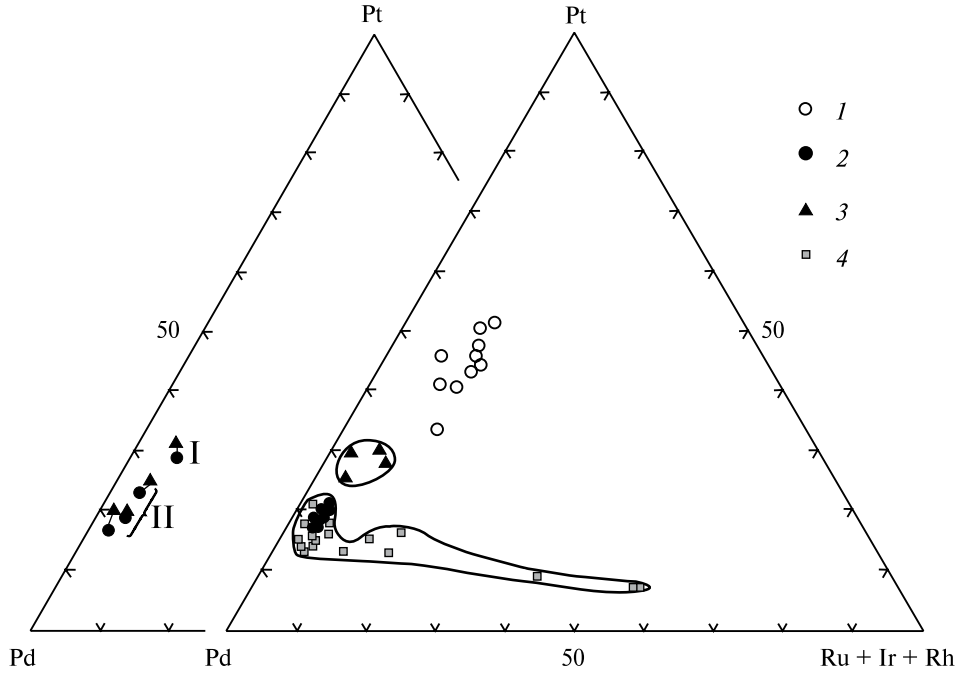


Рис. 2.26. Распределение платиновых металлов в рудоносных интрузивах Норильского района между безрудными габбро-долеритами (*1*), медно-никелевыми вкрапленными рудами (*2* — нижний пикритовый горизонт, *3* — горизонт такситовых долеритов) и массивными рудами (*4*)

Левая диаграмма — средние составы вкрапленных руд по интрузивам — Норильскому (I) и различным частям Талнахского (II), правая — по Талнахскому интрузиву. Линиями соединены составы контактирующих друг с другом вкрапленных руд (пояснения см. в тексте)

Родий-палладиевая специфика медно-никелевых сульфидных руд норильских месторождений охарактеризована в работе [Naldrett et al., 1995], по данным которой составлена диаграмма (рис. 2.26). На ней для сравнения с рудами отражена платинометалльность вмещающих их интрузивов с использованием данных А.П. Лихачева [Likhachev, 1994]. Пикрит-габбро-долериты интрузивов, как и пикрит-базальты траппов, характеризуются палладий-платиновой геохимической специализацией, в то время как руды относятся к родий-палладиевому типу. Это отражает флюидное усложнение рудообразования, вносящего главный вклад не только в их халькофильную специализацию, но и в платинометалльную.

Платинометалльность норильских месторождений играет важную индикаторную роль, фиксируя их положение в общей эволюции металлогенической специализации мантийного магматизма. Эта специализация определялась составом сопровождающих магматизм трансмагматических флюидов, порождаемых глубинными гипербазитовыми очагами. Разрастание очагов за счет мантийного субстрата сопровождалось эффектами ощелачивания флюидов: повышения в них роли сильных оснований и понижения роли сильных кислот, например, хромовых ($HCrO_2$, H_2CrO_4 и др.), вытесняемых слабыми кислотами (H_2S и др.). Во всяком случае, изменение платинометалльности восходящих трансмагматических флюидов в направлении вытеснения из них платины палладием вероятнее всего коррелирует с повышением в них отношения $H_2S/HCrO_2$. На этом пути бессульфидные хромитовые месторождения платины сменяются малосульфидными палладиево-платиновыми и сульфидными платино-палладиевыми месторождениями. Эта зависимость платинометалльного оруденения от химического потенциала серы во флюидах осложняется базит-гипербазитовым распределением платиновых металлов, определяющим в гипербазитах собственно платиновый, а в базитах палладиевый уклон. Это объясняется неодинаковыми кислотно-щелочными свойствами платины и палладия. Обрисованные закономерности определяют радикальное разделение платинометалльных месторождений на бессульфидные (хромититовые, ферродунитовые, магнетитовые), малосульфидные промежуточные и сульфидные медно-никелевые типы. В норильских интрузивах сочетаются малосульфидные и сульфидные медно-никелевые руды базитового родий-палладиевого профиля месторождений.

В формировании рудных залежей норильских месторождений главную роль играло расщепление сульфидных расплавов на медные, богатые платиной и палладием, и никелевые — бедные этими металлами. Характерна индифферентность родия по отношению к этому расщеплению. Он довольно равномерно распределяется в сульфидах медных и никелевых типов руд, накапливаясь в массивных рудах только благодаря высокому содержанию в них сульфидов. Это проливает свет на родиевую специализацию сульфидных медно-никелевых месторождений, не связанную с фракционированием родия, а определяемую характером флюидов, вызывающих сульфуризацию железистых расплавов. По-видимому, накоплению его во флюидах способствовало высокое содержание в них серы,

обеспечивавшее образование гидросульфидных форм флюидного переноса родия. На это указывает относительно высокая основность родия, сближающая его с палладием и никелем, о чем можно судить по величинам электроотрицательности металлов (в кДж): Rh^{2+} = 982, Ni^{2+} = 989, Pd^{2+} = 991, представляющих сумму потенциала ионизации (в расчете на единицу валентности) и сродства к электрону.

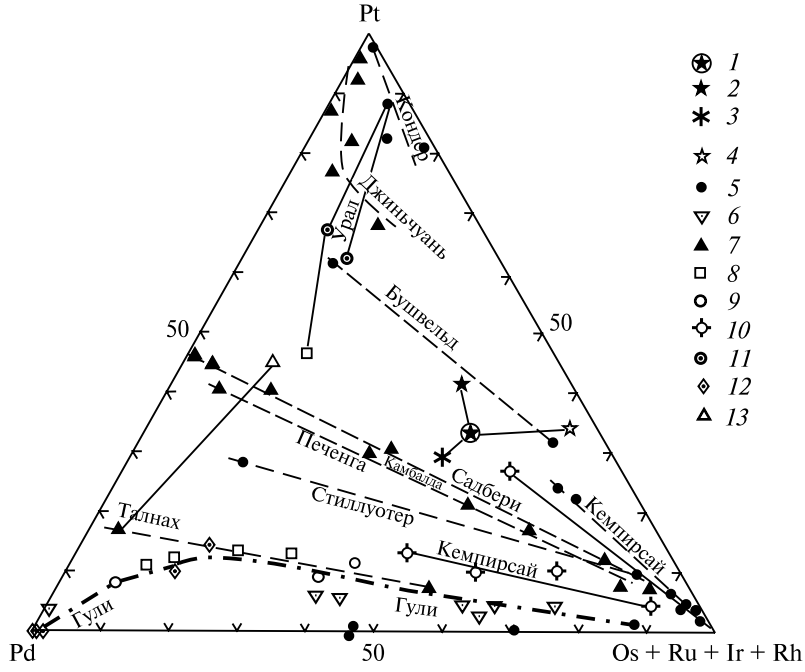


Рис. 2.27. Платинометалльность сульфидных медно-никелевых, хромитовых и магнетитовых руд и гипербазитов некоторых крупных месторождений в сопоставлении с метеоритами

1–4 — метеориты (хондриты): их валовый состав (*1*), металлическая (*2*), сульфидная (*3*), силикатная (*4*) фазы; *5* — хромититы; *6* — хромит-магнетитовые руды; *7* — сульфидные руды; *8* — магнетитовые пироксениты; *9* — дуниты и верлиты; *10* — дуниты и гарцбургиты; *11* — дуниты и оливиниты; *12* — меймечиты, йолиты, карбонатиты; *13* — безрудные пикрит-габбро-долериты рудоносного Талнахского интрузива (Норильский район).

Конноды соединяют составы сосуществующих руд и вмещающих ультрамафитов.

Использована аналитика из работ: [Налдретт, 2003; Naldrett et al., 1992, 1994; Campbell et al., 2002; Малич, 1999; Лазаренков, 1999; Сазонов и др., 2001; Zientek et al., 1994; Chai, Naldrett, 1992; Лазаренков, Таловина, 2001; Melcher et al., 1999; Todd et al., 1979]

В этом отношении они отличаются от более кислотной платины, близкой по электроотрицательности к меди (в кДж): Pt^{2+} = 1100, Cu^{2+} = 1098, а также к золоту (Au^{+} = 1113, Au^{3+} = 1170). Накопление палладия, вытесняющего платину, неизменно сопровождало развитие медно-никелевого сульфидного оруденения, но только в специфических условиях высокого химического потенциала серы во флюидах, в которых к палладию при-

соединялся родий и возникали уникальные родий-палладиевые медно-никелевые месторождения Норильского района, в состав сульфидных руд которых практически не входит платина. Этим месторождения Норильского района (Талнах и др.) отличаются от всех других известных платинометалльных сульфидных медно-никелевых месторождений. Это показано на схеме платинометалльности месторождений (рис. 2.27), на которой типичное для Норильского района месторождение Талнах занимает крайнее положение, характеризуясь самым высоким палладий-платиновым отношением в сульфидных рудах. Остановимся на его характеристике в сопоставлении с другими платинометалльными месторождениями.

Сопоставление норильских месторождений с другими платинометалльными месторождениями

Главные типы платинометалльных месторождений представлены сульфидными медно-никелевыми, малосульфидными (сульфидно-хромитовыми), бессульфидными (хромитовыми). Схема, характеризующая платинометалльность руд в наиболее характерных месторождениях, приведена на рис. 2.27. Крайнее положение в их ряду занимают, с одной стороны, норильские месторождения (типичное — Талнах), представленные почти чисто палладиевым типом, с другой — платиновые медно-никелевые руды, залегающие в дунитах китайского месторождения Джиньчуань.

Остальные месторождения занимают промежуточное положение по платина-палладиевому отношению в рудах, причем не только сульфидных, но также сульфидно-хромитовых и хромитовых, образующих в общем единый ряд платинометалльных месторождений. Из этого ряда как бы выпадают хромитовые руды в дунитах офиолитовых комплексов (Кемпирсай), в которых платина и палладий играют ничтожную роль. Эти руды имеют рутений-осмий-иридиевую специализацию. Наглядно выражена ее координирующая роль: на рутений-осмий-иридиевой специализации как бы замыкаются тренды платинометалльности руд всех типов месторождений, представленных на диаграмме. Это позволяет рассматривать такую специализацию в качестве примитивной, отвечающей первичной дифференциации мантийных магм, тогда как платино-палладиевое оруденение связывается с более глубоко дифференцированными магматическими комплексами. Гипербазитовые дифференциаты при этом приобретают платиновую специализацию, а базитовые — палладиевую, наглядно представленную в норильских месторождениях.

Для сравнения на диаграмме рис. 2.27 приведены данные по платинометалльности метеоритов (хондритов), отличающихся от хромитовых и сульфидных месторождений несравнимо более высоким содержанием никеля, меди, платиновых и других рудных металлов, сосредоточенных преимущественно в никель-железной (матричной) фазе. Согласно хондритовой модели происхождения Земли, ее состав коррелирует с вало-

вым составом хондритов, хондры — с ее первичными сиалическими оболочками, а никель-железная и сульфидная фазы — с земным ядром, которое является, с этой точки зрения, главным концентратором рудных металлов. Мантийный магматизм развивается под воздействием флюидных потоков, исходящих из расплавного земного ядра и сообщающих магмам геохимическую специализацию на рудные металлы. Металлогеническая специализация возникает в специфических условиях образования богатых железом дифференциатов, подвергавшихся флюидной сульфуризации и хромитизации с избирательной концентрацией платиновых металлов в режиме кислотно-щелочной эволюции магматизма.

Так, например, с нарастанием щелочности магматизма осмий-рутений-иридиевая специализация хромититов дунит-гарцбургитовой офиолитовой формации сменяется почти чисто платиновой специализацией хромититов дунит-клинопироксенитовых комплексов, отвечающих более высокой ступени эволюции мантийного магматизма. В его иерархии дунит-гарцбургитовые офиолитовые комплексы отвечают низшим ступеням, их примитивность отражена на диаграмме рис. 2.27 близостью к хондритам по парагенезису платиновых металлов. Хондриты относительно бедны палладием и платиной так же, как и дунит-хромититовые комплексы офиолитовых формаций.

Более высокую ступень платинометалльного развития представляют так называемые зональные комплексы платиновой специализации (Кондерский тип) и осмий-палладиевой специализации (типа Гули), отличающиеся более высокой щелочностью магматизма. Их секущие интрузивы относятся к аналогам подводящих каналов (фидеров), питавших стратиформные интрузивы, развивающиеся в глубоких прогибах платформ путем магматического замещения платформенного чехла. Они представляли собой апикальные части рудных флюидно-магматических систем. Этим и определялся огромный размах рудообразования в стратиформных интрузивах с тенденцией вытеснения его хромитового типа сульфидным. Это в крайнем проявлении выражено и на норильских месторождениях, имеющих гигантские размеры и приуроченных к двум депрессиям платформенного чехла, которые выполнены базальтами, относящимися к траповой формации.

Ближайшим аналогом Норильска является массив Садбери (в Канаде), в развитии которого — как и Норильска — главную роль играла жидкостная несмесимость сульфидных и силикатных магм, порождавшая сульфидные капли, которые опускались к основанию интрузивов и формировали громадные сульфидные залежи (рис. 2.28) с замещением подстилающих интрузивы пород. Нисходящая миграция генерирующегося в них сульфидного расплава ($MgFeSiO_4 + H_2S = MgSiO_3 + FeS + H_2O$) принципиально изменила свойственное интрузивам правильное размещение рудных залежей. Это осложнялось еще тем, что сульфидные расплавы нередко расслаиваются на медистые платиноносные и никель-железные, более бедные платиновыми металлами.

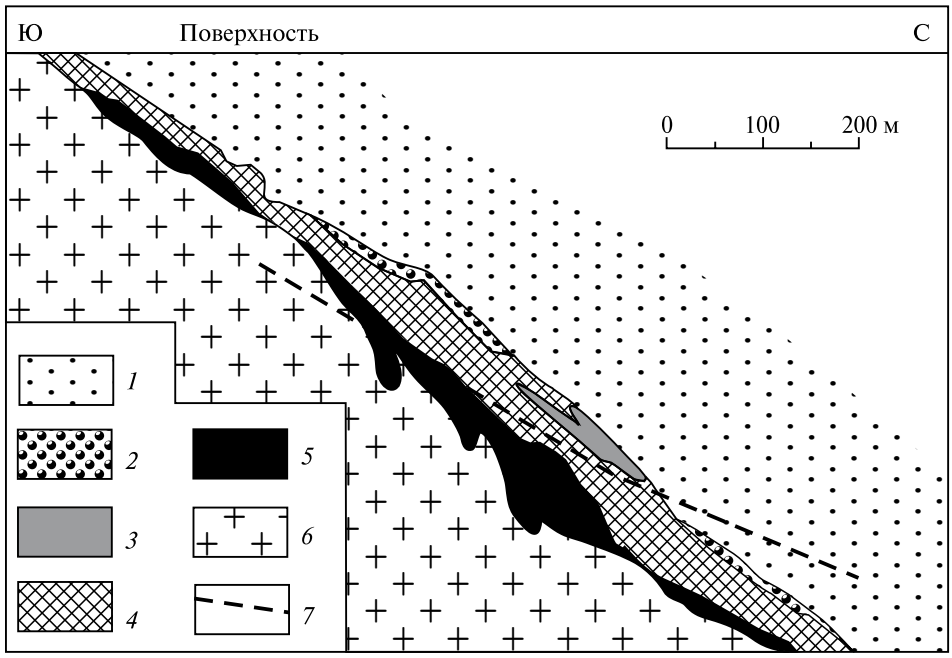


Рис. 2.28. Обобщенный меридиональный разрез Южного Рэнджа месторождения Садбери в Канаде по [Налдретт, 2003]

1 — нориты; *2–4* — вкрапленные руды: гнездовые (*2*), с интерстиционной сульфидной вкрапленностью (*3*), с мафит-ультрамафитовыми включениями (*4*); *5* — массивные руды; *6* — брекчированные подстилающие породы; *7* — сдвиг

Это подстилание платиноносных вкрапленных руд залежами сплошных сульфидов детально описано как на норильских месторождениях, так и на месторождении Садбери в Канаде [Налдретт, 2003, с. 301], как показано на рис. 2.28 в меридиональном разрезе Южного Рэнджа. Как и в норильских месторождениях, представленные на разрезе руды подразделяются по медно-никелевому отношению в сульфидах на никелистые (цифры в скобках) и богатые медью и платиновыми металлами (в мас. %): Ni = 5,3 (4,7), Cu = 7,1 (2,4); (в г/т): Pt = 2,0 (0,6), Pd = 2,2 (0,3) [Налдретт, 2003, с. 304]. Развитие в сульфидных расплавах никель-медной несмесимости, по существу, и создает богатые месторождения платины и палладия с характерным для них парагенезисом с медью и халькофильными металлами.

Рекордсменом по высокому содержанию в сульфидах палладия и родия является риф Хоуланд в массиве Стиллуотер в США [Todd et al., 1979] мощностью всего до 3 м, залегающий в мощном (3,5 км) слое анортозитов, характеризующемся монотонным понижением снизу вверх основности плагиоклаза (An/(An + Ab) = 0,88–0,75). На эту скрытую расслоенность риф Хоуланд не оказывал никакого влияния. Специфика рифа проявилась не только по темноцветным минералам: железистость оливина в нем (0,35) вдвое выше железистости вмещающих пород — подстилающих

(0,20) и перекрывающих (0,15). Это определяет высокую железистость расплава, выделившегося в анортозитовом слое в виде маломощного горизонта и потерявшего устойчивость по отношению к сопровождавшим магматизм трансмагматическим флюидам. В результате сульфуризации, сопровождаемой привносом меди и халькофильных металлов, в рифе Хоуланд возникли необыкновенно высокие концентрации палладия и родия (см. табл. 2.1). Одновременно происходил привнос мышьяка, висмута, сурьмы, теллура, создавших необыкновенно разнообразную рудную минерализацию, необъяснимую без привноса извне. В различной мере выраженные подобные процессы в нижних (гипербазитовых) частях массива Стиллуотер сочетаются с ферроплатиновым оруденением в хромититах, что определяет комплексный характер месторождения Стиллуотер, типичный для стратиформных интрузивов.

Связь норильских месторождений с траппами Сибирской платформы представляет их генетическую особенность, которая редко бывает выражена так непосредственно. Трапповые формации относятся к слабо эродированным депрессионным структурам, интрузивный магматизм в которых обычно остается на глубине и недоступен для наблюдения. Тем не менее с трапповым магматизмом принято связывать многие платформенные платинометалльные месторождения — бессульфидные, малосульфидные и сульфидные, в том числе гигантские, приуроченные к стратиформным базит-гипербазитовым интрузивам, таким как Бушвельд, Стиллуотер, Садбери.

Достойное место в этом ряду занимают и Норильские месторождения, которые по концентрации в них платиновых металлов уступают только Бушвельду (см. табл. 2.1) [Лазаренков, Таловина, 2001].

Все эти месторождения образовались в результате кристаллизации рудных магм, огромные масштабы проявления которых находятся в контрасте с небольшими размерами их материнских интрузивов. Поэтому их возникновение необъяснимо в рамках простой дифференциации исходной магмы, оно возможно лишь при участии восходящих потоков трансмагматических флюидов. К надежным их признакам относится отмечавшееся выше замещение норильскими интрузивами огромных объемов терригенных метапелитовых пород платформенного чехла (см. рис. 2.17), так как без участия трансмагматических флюидов магматическое замещение осуществляться не может.

Внедрение стратиформных интрузивов в платформенные чехлы, по-видимому, всегда сопровождалось их магматическим замещением. Бушвельдский массив, например, заместил при своем внедрении 8-километровый разрез осадочных отложений серии Трансвааль (Transvaal sequence), о чем можно судить по его структурным взаимоотношениям с вмещающими породами [Gruenewaldt et al., 1985].

Еще более наглядно эта специфика базит-гипербазитового платформенного магматизма проявилась в Печенгской вулканической депрессии на Кольском полуострове, возраст которой 2,5–1,7 млрд лет (рис. 2.29). Более 300 рудоносных и безрудных базит-гипербазитовых интрузивов

внедрилось в эту депрессию с замещением слоя мощностью 1,5 км туфогенно-терригенных пород ждановской свиты, разделяющего нижнюю и верхнюю вулканические толщи. Характеристика Печенгской структуры приводится в работах [Горбунов, 1968; Marakushev et al., 1986; и др.], здесь же отметим только некоторые моменты, сближающие печенгские месторождения с норильскими. Приуроченность в Печенгской структуре базит-гипербазитовых интрузивов исключительно к ждановской туфогенно-осадочной свите раскрывает специфику процесса магматического замещения, определяемого потоками трансмагматических флюидов, насыщенных основными компонентами. Они относительно легко выщелачивали терригенные породы, тогда как базальты, близкие по составу внедряющимся магмам, представляли собой среду, неблагоприятную для магматического замещения. Они поэтому практически не интрудировались базит-гипербазитовыми магмами.

Как и в норильских рудоносных интрузивах, металлогеническая специализация интрузивов печенгской структуры возникла благодаря многоступенчатому расслоению расплавов с обособлением в конечном итоге богатых железом дифференциатов, подвергавшихся флюидной сульфуризации. Однако ее физико-химический режим отличался инертным поведением кислорода. Благодаря этому сульфидное оруденение здесь развивалось одновременно с магнетитовым в отличие от норильских месторождений, флюидная сульфуризация расплавов в которых сопровождалась полным выносом кислорода в составе водного компонента. Эта более сложная модель сульфуризации ультрамафитовых железистых дифференциатов печенгских интрузивов выражается следующей реакцией:

$$Mg_{1,07}Fe_{0,62}Ca_{0,31}[SiO_4] + 0,44H_2S =$$
$$= (0,44FeS + 0,38Mg_2[SiO_4] + 0,06H_2) + (0,06Fe_3O_4 + 0,31CaMg[Si_2O_6] + 0,38H_2O).$$

Реакция отражает совместное образование сульфидов и магнетита, что характерно для печенгских месторождений, в которых медно-никелевые сульфидные руды (сульфидоносные оливиниты и тела массивных сульфидных руд) локализовались в виде пластов в основании интрузивов в сочетании с магнетитовыми рудами (магнетитовыми клинопироксенитами), которые тяготеют к верхней части ультрамафитовых зон [Смолькин, 1977]. Наряду с массивными рудами на печенгских месторождениях распространены разнообразные вкрапленные сульфидные руды.

Трансмагматические флюиды служили своеобразным стержнем в образовании платиноносных месторождений, объединяющим их бессульфидные, малосульфидные и сульфидные типы (см. рис. 2.27).

К аналогам норильских месторождений относится месторождение Садбери в Канаде. Их объединяют сходные черты, свойственные родий-палладиевому типу руд, залегающих в основных породах — пироксенитах, норитах, габбро-долеритах. Сопоставление их платинометалльности приводится на рис. 2.30 и в табл. 2.13.

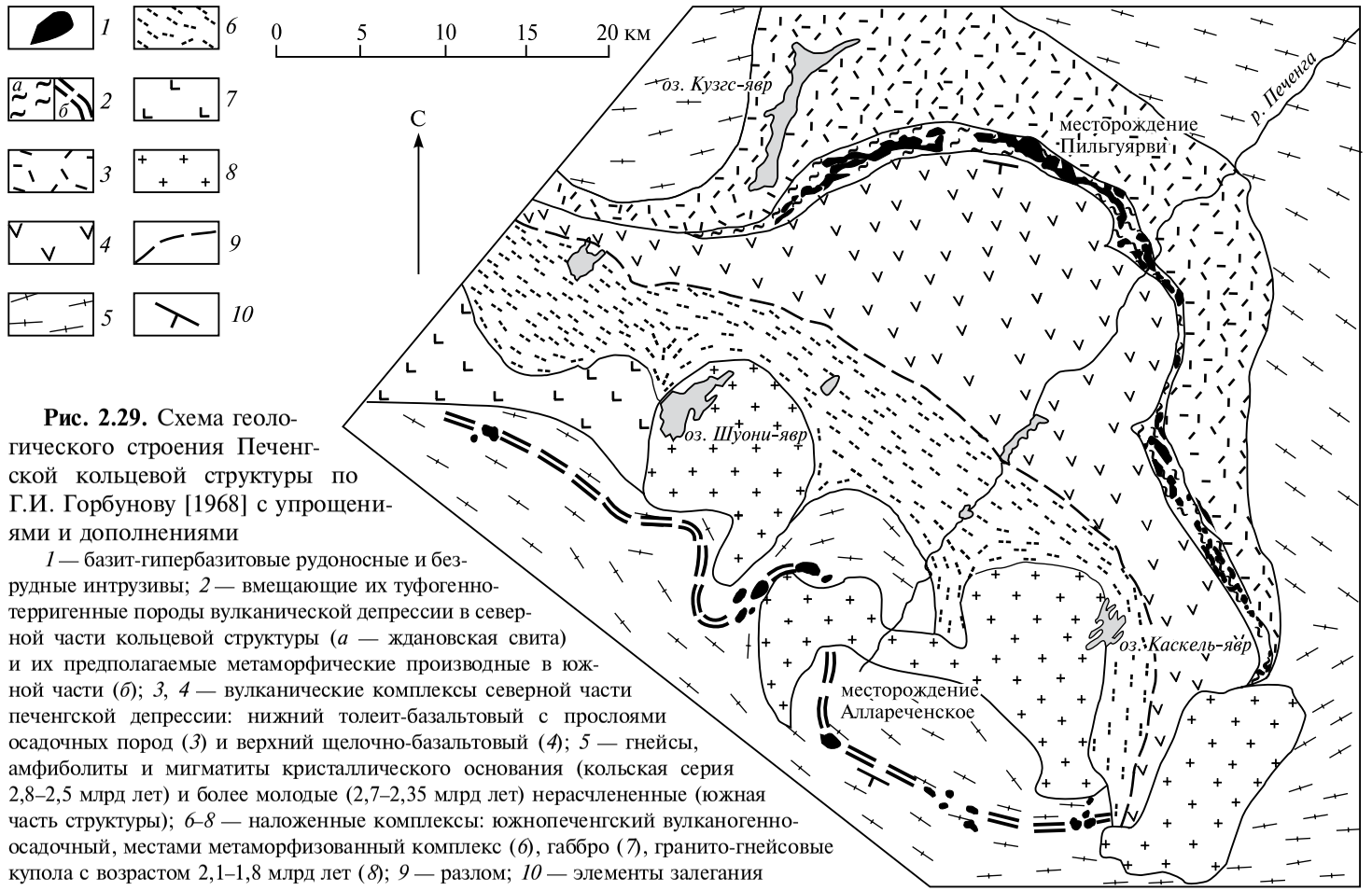


Рис. 2.29. Схема геологического строения Печенгской кольцевой структуры по Г.И. Горбунову [1968] с упрощениями и дополнениями

1 — базит-гипербазитовые рудоносные и безрудные интрузивы; *2* — вмещающие их туфогенно-терригенные породы вулканической депрессии в северной части кольцевой структуры (*а* — ждановская свита) и их предполагаемые метаморфические производные в южной части (*б*); *3*, *4* — вулканические комплексы северной части печенгской депрессии: нижний толеит-базальтовый с прослоями осадочных пород (*3*) и верхний щелочно-базальтовый (*4*); *5* — гнейсы, амфиболиты и мигматиты кристаллического основания (кольская серия 2,8–2,5 млрд лет) и более молодые (2,7–2,35 млрд лет) нерасчлененные (южная часть структуры); *6–8* — наложенные комплексы: южнопеченгский вулканогенно-осадочный, местами метаморфизованный комплекс (*6*), габбро (*7*), гранито-гнейсовые купола с возрастом 2,1–1,8 млрд лет (*8*); *9* — разлом; *10* — элементы залегания

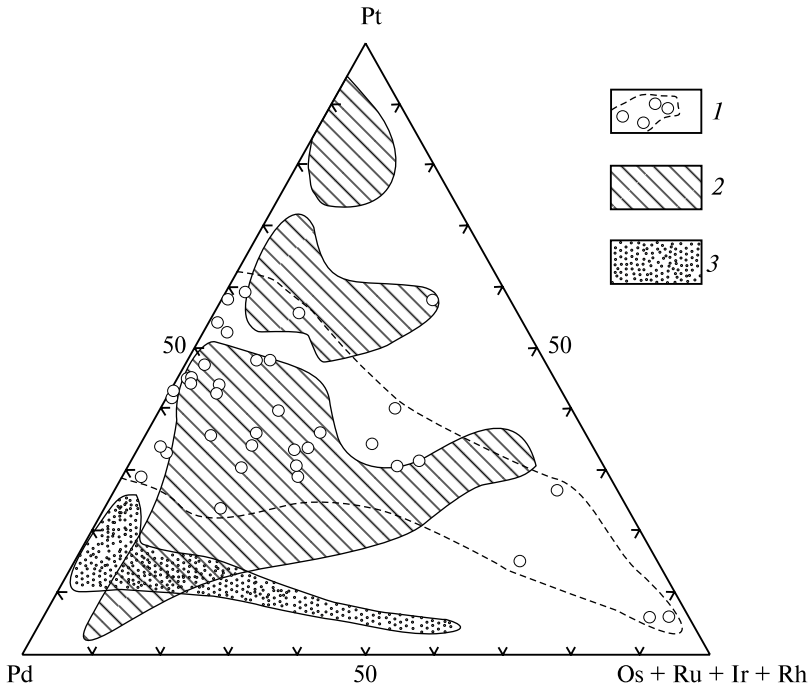


Рис. 2.30. Платинометалльность сульфидных руд месторождений Садбери (*1*) и Джиньчуань (*2*) в сопоставлении с Норильскими месторождениями (*3*)
Представительные анализы и литературные ссылки см. в табл. 2.13

Возникновение месторождений, по нашим представлениям, обусловлено флюидной сульфуризацией нормативного оливина, железистость которого не превышала 50%:

$$MgFeSiO_4 + H_2S = MgSiO_3 + FeS + H_2O.$$

Об этом можно судить по обычному отсутствию в сульфидных рудах кварца. При более высокой железистости нормативного оливина флюидная сульфуризация должна приводить к выделению избыточного кремнезема, о чем можно судить по реакции с участием фаялита:

$$Fe_2SiO_4 + 2H_2S = SiO_2 + 2FeS + 2H_2O.$$

С повышением железистости нормативного оливина в месторождениях должна возрасти роль массивных сульфидных руд с усилением их медистого уклона.

Соответствующий этому процессу комплекс сульфидоносных кварцевых жил и массивных сульфидных руд представлен на участке Страткона (Strathcona Mine) в месторождении Садбери по данным [Li et al., 1992].

Таблица 2.13. Средние содержания металлов в рудах различного типа (в пересчете на 100% сульфидов) месторождений гипербазитовой (Джиньчуань) и базитовой (Норильск и Садбери) ассоциаций

Месторождения	Ni	Cu	Pt	Pd	Ir	Rh	Au	Cu/Ni	Текстурные типы руд
Джиньчуань	14,78	10,25	2324	1104	165	96	2284	0,87	Вкрапленные в дунитах
	13,23	9,36	1380	1241	125	58	1490	0,71	
	6,39	6,96	1230	1369	109	79	1069	1,09	Вкрапленные в пироксенитах
	7,70	2,59	62	14	22	14	329	0,34	Массивные
Месторождения Норильского района	6,96	10,98	11 188	34 403	193	1604	1830	1,58	Вкрапленные в пикрит-долеритах (пикритовый горизонт)
	3,52	5,21	2165	10 382	38	250	380	1,48	Вкрапленные в такситовых долеритах (такситовый горизонт)
	5,55	10,50	7902	28 369	96	1118	1454	1,89	
	3,74	6,29	2272	11 365	31	313	369	1,68	
	5,15	9,69	2994	15 933	36	558	548	1,88	Массивные в основании интрузивов
	5,56	4,90	2035	8706	138	1444	108	0,88	
Садбери	7,19	0,37	1055	585	102,4	217	31,3	0,05	Вкрапленные в норитах
	7,84	0,74	137	218	10,6	122	11,5	0,09	
	5,87	1,87	1733	4445	259	1264	55,6	0,32	
	5,39	5,43	1942	1337	0,3	4	148,5	1,01	Массивные
	5,21	16,77	4622	9231	0,6	5	338,2	3,22	

Примечание. Значения по месторождению Джиньчуань (в нем преобладают платиновые богатые руды в дунитах, вынесенные на рис. 2.27) по данным [Tang, 1993], средние значения по Норильскому району рассчитаны по [Naldrett et al., 1996], по Садбери по [Naldrett et al., 1994]. Ni и Cu — в мас. %, ПМ и Au — в мг/т.

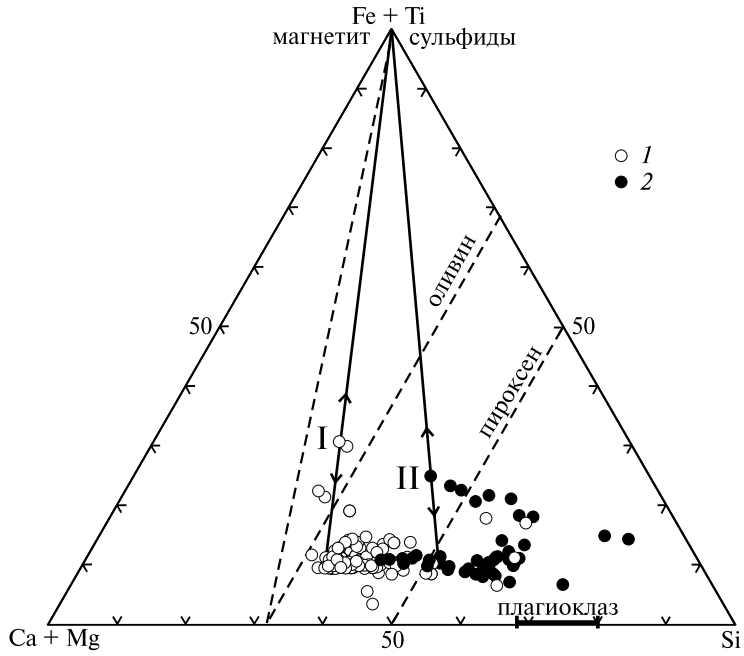


Рис. 2.31. Сопоставление петрологических моделей формирования медно-никелевых сульфидных месторождений гипербазитового (Джиньчуань) (*1*) и базитового (норильские месторождения) (*2*) типов. Расходящимися стрелками обозначена флюидная сульфуризация богатых железом дифференциатов магматических комплексов Джиньчуаня (I) и Норильска (II)

Здесь массивные сульфидные руды в сопровождении кварцевых жил образуют многочисленные внедрения (stringers) во вмещающие породы мощностью до 6 м, характеризуясь высокими содержаниями палладия, платины и золота, например, в так называемой глубинной медной зоне (в *ppb*): Pd = 5213, Pt = 1719, Au = 296, Ru = 2, Os = 0,5, Rh = 0,16, Ir = = 0,1; (в мас. %): Cu = 28, Ni = 2. Наряду с такими рудами выделяются более бедные палладием разновидности руд с примерно одинаковыми содержаниями Pt и Pd.

Кварцсодержащие массивные золотоносные халькопиритовые руды представлены в небольшом объеме и на месторождении Джиньчуань в Китае, но они отличаются свойственным этому месторождению собственно платиновым уклоном [Tang, 1993] (в *ppb*): Pt = 26487, Pd = 4230, Au = 6077, Ir = 7, Rh = 5; (в мас. %): Cu = 30, Ni = 19. По их ассоциации с кварцем такие руды относились прежде к гидротермальным образованиям.

Месторождение Джиньчуань отличается от Садбери и норильских месторождений в основном приуроченностью главной массы руд к дунитам. Это наглядно показано на петрохимической диаграмме (рис. 2.31) в сопоставлении с интрузивами Норильского района. Рудообразование тех и других обусловлено сульфуризацией богатых железом дифференциатов,

обозначенных на диаграмме расходящимися стрелками. В норильских интрузивах оно отвечает ферропикритовой ступени антидромной эволюции магматизма (II на рис. 2.21), а в месторождении Джиньчуань — ступени, продвинутой до ферродунитовых и оливинитовых расплавов (I на рис. 2.21). Это определило доминирование в Джиньчуане платины над палладием, а никеля над медью, тогда как в норильских месторождениях палладий преобладает над платиной, а медь — над никелем.

Тем не менее на том и другом месторождениях наглядно прослеживается на диаграмме петрохимическая специфика, общая для рудоносных интрузивов, обусловленная контрастным расщеплением магм на магнезиальные (преобладающие) и богатые железом, что собственно и определяло их металлогеническую специфику. На диаграмме (см. рис. 2.27) видно, что и хромититы петрохимически укладываются в серию пород, богатых железом, представляя их крайнее проявление. Этим подчеркивается общность генезиса хромититовых и медно-никелевых сульфидных месторождений, которая на диаграмме рис. 2.27 прослеживается по их унифицированной платинометалльности. Богатые железом хромититовые расплавы, как и сульфидные, отделялись от силикатных расплавов в результате развития жидкостной несмесимости, сопровождавшейся контрастным распределением платиновых металлов. Поэтому рудный хромит, образующий хромититы, контрастно отличается высоким содержанием платиновых металлов от акцессорного хромита вмещающих хромититы дунитов.

Помимо различия, подчеркнем также сходство месторождений. Магматическое замещение было главным механизмом внедрения рудоносных интрузивов как в Джиньчуане, где замещению подвергались гнейсы и карбонатные породы [Маракушев и др., 2000], так и в Норильском районе, в котором они заместили огромные объемы девонских и пермских карбонатно-терригенных пород платформенного чехла.

* * *

Внедрение рудоносных интрузивов путем магматического замещения главным образом терригенных пород чехла Сибирской платформы доказывает флюидный характер магматизма, проявляющийся также в образовании окружающих их широких метаморфических и геохимических ореолов. Рудоносные интрузивы внедрялись в сопровождении безрудных интрузивов, что отражает магматическое расщепление, породившее богатые железом расплавы. Их дифференциация сопровождалась дальнейшей концентрацией железа и порождала магмы, неустойчивые по отношению к трансмагматическим флюидам и подвергавшиеся сульфуризации под их воздействием. К доказательствам этого процесса относится геохимическая специфика рудных залежей, обогащающихся к апикальным частям легкими изотопами серы и селеном, что отражает формирование их под воздействием восходящих флюидных потоков.

В геологической истории медно-никелевые платинометалльные месторождения формировались систематически, начиная с глубокого докембрия. К архейскому времени (3,1–2,7 млрд лет) относятся месторождения, подчиненные базальт-коматиитовым комплексам Канады, Западной Австралии, Южной Африки и др. К эпохе 2,5–2,4 млрд лет относятся Мончегорский, Бураковский и Федорово-Панский базит-гипербазитовые рудоносные плутоны на Кольском полуострове. Возраст в диапазоне 2,1–1,5 млрд лет имеют месторождения Мамоновского и Еланского плутонов Воронежского кристаллического массива, Кингаш в Восточном Саяне (1,9 млрд лет), Садбери в Канаде (1,8 млрд лет), Джиньчуань в Китае (1,5 млрд лет). Эпоха 1,3–1,1 млрд лет охватывает месторождения Маскокс, Войсис-Бей, Дулут, Бамбл (США). В период 0,7–0,6 млрд лет сформировались месторождения Довыренского и Чайского массивов в Забайкалье. Гигантские месторождения Норильского района относятся к самым молодым образованиям (0,3–0,2 млрд лет) в ряду перечисленных месторождений.

Образование медно-никелевых месторождений коррелирует с развитием на Земле платформ, деструкция которых сопровождается вулканическим и плутоническим магматизмом трапповой формации. Он обусловлен флюидным плавлением мантийного субстрата, сопровождаемым базит-гипербазитовым расщеплением первичных магм. Возникавшие при этом базитовые расплавы достигали поверхности Земли и заполняли платформенные депрессии (см. рис. 2.16 и 2.17).

В отличие от них гипербазитовые магмы большей частью оставались на глубине и внедрялись в основание коры, приводя к сопряженным с платформенными депрессиями воздыманиям поверхности Мохоровичича. Фильтрующиеся на глубине через гипербазитовые расплавы трансмагматические флюиды способствовали развитию характерного для трапповой формации антидромного магматизма с типичным для него расщеплением магм на магнезиальные и более флюидные, богатые железом и никелем расплавы (см. рис. 2.18 и 2.19). Развитие железистых расплавов, характерное для траппового магматизма, с давних пор обращало на себя внимание и выделялось под названием феннеровского тренда по имени его исследователя (Феннера). Важно подчеркнуть, что этот тренд усиливался развитием в магмах жидкостной несмесимости, ведущей к образованию очень богатых железом ультрамафитовых дифференциатов, теряющих устойчивость по отношению к сопровождающим магматизм флюидам и подвергшихся окислению, хромитизации и сульфуризации. Это и составляет основу развития оксидного и сульфидного рудообразования в интрузивах трапповой формации с характерной для него платинометалльной специализацией.

Поэтому модель формирования медно-никелевых сульфидных месторождений, изложенная в настоящей статье, является петрологической, определяющей непосредственную связь месторождений с магматической дифференциацией, которая сопровождается экстенсивным накоплением в магмах железа. Богатые железом магматические дифференциаты теря-

ли устойчивость по отношению к сопровождающим магматизм трансмагматическим флюидам и подвергались сульфуризации, генерирующей вплетающиеся в магматизм рудные гетерофазные магмы, большей частью несмесимые с силикатными расплавами. Эта несмесимость фиксируется распространением в рудах каплевидных и гнездовых структур и обособлением массивных сульфидных руд в основании интрузивов. Флюидный характер магматизма непосредственно доказывается условиями залегания норильских интрузий, замещавших при своем внедрении в вулканические депрессии огромные объемы пород платформенного чехла, а также окружающими рудоносные интрузивы широкими рудными ореолами, используемыми при поисковых работах.

Генетическая интерпретация месторождений-гигантов, подобных норильским медно-никелевым месторождениям, как нам кажется, возможна только на основе петрологической модели их образования, изложенной в настоящей работе. Согласно этой модели, экстенсивность сульфидного оруденения полностью определяется магматической дифференциацией, ведущей к образованию богатых железом расплавов, теряющих устойчивость по отношению к сопровождающим магматизм трансмагматическим флюидам и подвергающихся сульфуризации под их воздействием, а также — длительностью этого процесса.

Глава 3
Медно-цинковые и полиметаллические дисульфидные месторождения

Гипербазитовый магматизм подразделяется на две формации:

— дунит-гарцбургитовую (SiO_2 = 45,00, TiO_2 = 0,21, Al_2O_3 = 1,94, Fe_2O_3 = 5,97, FeO = 2,79, MnO = 0,10, MgO = 42,21, CaO = 1,57, Na_2O = = 0,14, K_2O = 0,07);

— дунит-верлитовую (SiO_2 = 42,88, TiO_2 = 0,20, Al_2O_3 = 2,66, Fe_2O_3 = = 4,23, FeO = 10,05, MnO = 0,18, MgO = 29,19, CaO = 9,15, Na_2O = 0,05, K_2O = 0,28).

Первая является хромитоносной формацией. В состав ее входят хромититы с незначительной осмий-рутениевой минерализацией. Эта типичная офиолитовая формация изредка представлена расслоенными базит-гипербазитовыми интрузивами (Сарановское хромитовое месторождение на Урале) или в небольшом объеме прослеживается в основании платиноносных расслоенных интрузивов (Бушвельдский плутон). Вулканические аналоги пород этой формации отсутствуют.

Вторая формация получила название платиноносной потому, что хромититы, подчиненные дунитам этой формации, богаты платиной (Платиноносный Пояс Урала). Кроме того, это главная формация расслоенных базит-гипербазитовых интрузивов хромит-сульфидной платино-палладиевой специализации. Переход от первой формации ко второй прослеживается и в так называемых полосчатых комплексах, обрамляющих хромитоносные дунит-гарцбургитовые плутоны офиолитовых формаций. Они характеризуются верлитовым (дунит-клинопироксенитовым) уклоном магматизма и представлены двумя трендами платиновой специализации — платиновым (Ru + Os $\rightarrow$ Pt + Ir) и палладиевым (Ru + Os $\rightarrow$ $\rightarrow$ Pd + Rh).

Палладиевый тренд приводит к сульфидоносным расслоенным интрузивам, которые являются аналогами магматических очагов, питающих рудоносные вулканические комплексы коматиитов. Соответсвенно с расслоенностью очагов коматииты представлены ультраосновными и основными (цифры в скобках) типами: SiO_2 = 43,97 (47,3), TiO_2 = 0,58 (0,5), Al_2O_3 = 7,01 (9,08), Fe_2O_3 = 4,43 (2,08), FeO = 7,50 (7,80), MnO = 0,18 (0,19),

MgO = 30,00 (21,0), CaO = 5,92 (7,80), Na_2O = 0,28 (0,87), K_2O = 0,13 (0,16).

В ассоциацию с коматиитами входят магнезиальные базальты, SiO_2 = = 49,5, TiO_2 = 1,49, Al_2O_3 = 15,2, Fe_2O_3 = 2,80, FeO = 9,17, MnO = 0,19, MgO = 6,82, CaO = 8,79, Na_2O = 2,70, K_2O = 0,69, и породы, близкие к клинопироксенитам. Коматиитовые комплексы представлены древнейшими поясами в Канаде (Абитиби), Южной Африке (Барбертон), Австралии (Катиник). Им подчинены медно-никелевые сульфидные месторождения с платиновыми металлами, например, Камбалда в Австралии, представленное пластами сплошных сульфидных руд, перекрытых лавами коматиитов, содержащих сульфидные выделения (вкрапленные руды). Они образовались в результате извержения рудных коматиитовых лав, от которых отделялись сульфидные расплавы, сформировавшие их базальные залежи.

Древнейший вулканический пояс Абитиби в Канаде уникален в том отношении, что в нем сочетаются медно-никелевые моносульфидные и медно-цинковые дисульфидные месторождения. По данным [Barrie et al., 1993], эти типы представлены в нем сходными по морфологии согласными пластовыми сульфидными залежами, но медно-никелевые месторождения (Montealm, Sothman, Texmont и др.) подчинены комплексам перидотитовых и пироксенитовых коматиитов, а медно-цинковые месторождения (Kamiskotia, Kidd Creek, Potter и др.) входят в ассоциацию с риолитами и базальтами. Медно-никелевые руды характеризуются преобладанием никеля над медью (в мас. %): Cu = 0,7, Ni = 1,4 и ассоциируются с магнезиальными коматиитами (MgO = 20–35%), богатыми хромом (Cr = 2 г/т). Колчеданным рудам свойственна высокая цинковая специализация (в мас. %): Cu = 2,2, Zn = = 7,2. Они входят в контрастную ассоциацию щелочных калиевых риолитов и базальтов повышенной щелочности (цифры в скобках) (в мас. %): SiO_2 = = 75,68 (52,00), TiO_2 = 0,28 (2,29), Al_2O_3 = 11,27 (12,87), Fe_2O_3 = 2,65 (16,41), MnO = 0,04 (0,25), MgO = 0,62 (5,00), CaO = 0,70 (7,18), Na_2O = 0,94 (2,63), K_2O = 7,79 (0,78), P_2O_5 = 0,03 (0,57).

Тем не менее совместное нахождение руд позволяет связывать их происхождение с общими для этих типов месторождений расслоенными магматическими очагами (рис. 3.1). Они испытали расслоение на коматиитовую (нижнюю) и базальтовую (верхнюю) зоны, дифференцировавшиеся затем автономно, с развитием феррокоматиитового и ферробазальтового трендов, определивших их рудоносность.

Феррокоматиитовый тренд дифференциации завершился отщеплением магнезиальных пироксенитовых и гипербазитовых диффренциатов и породил гортонолитовые расплавы. Их сульфуризация приводила к образованию моносульфидных расплавов (медно-никелевых и медных).

Ферробазальтовый тренд завершался расщеплением расплавов на кислые дифференциаты (дацитовые, риолитовые) и ультражелезистые расплавы, подвергавшиеся затем флюидной сульфуризации с образованием дисульфидных расплавов:

$$Fe_2SiO_4 + 4H_2S = 2FeS_2 + SiO_2 + 2H_2O + 2H_2.$$

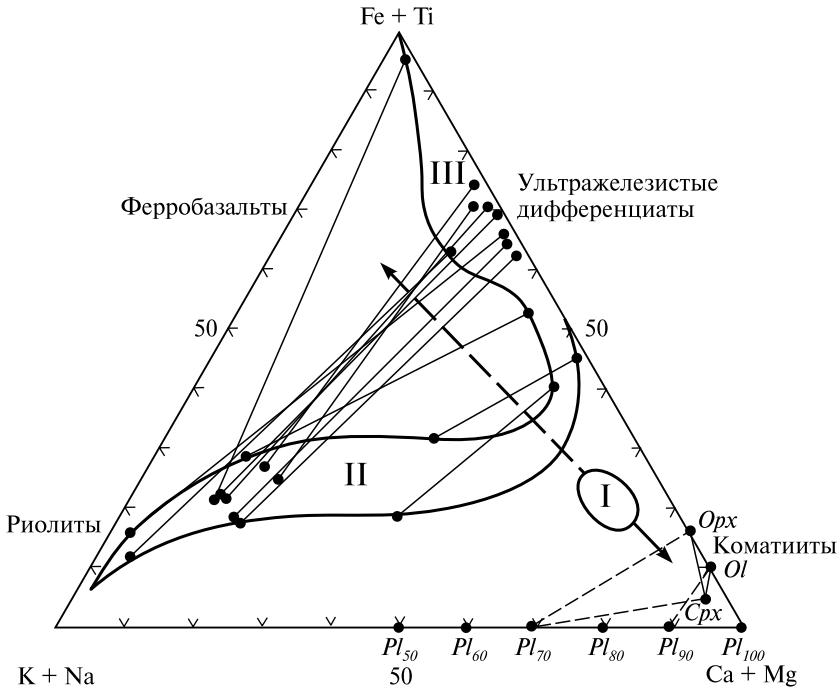


Рис. 3.1. Модель формирования глубинных очагов, подвергавшихся гипербазит-базитовому расслоению (I — расходящиеся стрелки), генерирующих ассоциацию риолитов (II) с ультражелезистыми магматическими дифференциатами (III) в их апикальной части. Составлено по данным изучения ферробазальтовых вариолитов [Маракушев, 1988]

Расходящиеся стрелки обозначают расслоение первичной магмы (I) на коматиитовые и базальтовые расплавы. Конноды на диаграмме соединяют в вариолитах составы кислых вариолей (II) с ультражелезистой матрицей (III)

На их основе развивалась медно-цинковая металлогеническая специализация расплавов. Дисульфидные месторождения подразделяются на колчеданные (медно-цинковые) и полиметаллические (медно-свинцово-цинковые).

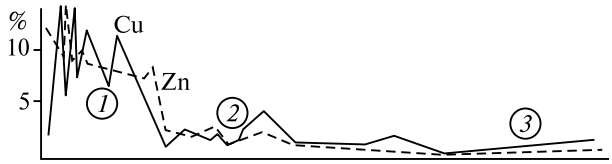


Рис. 3.2. Распределение меди и цинка между различными типами массивных руд в северной части месторождения Гай, по [Прокин и др., 2004]

1 — согласная залежь, перекрытая осадочными породами с прослоями базальтов (Стержневая линза), подстилаемая дацитами и риолитами; *2*, *3* — секущие тела в подстилающих породах: непосредственно под согласной залежью (*2*) и на глубине (*3*)

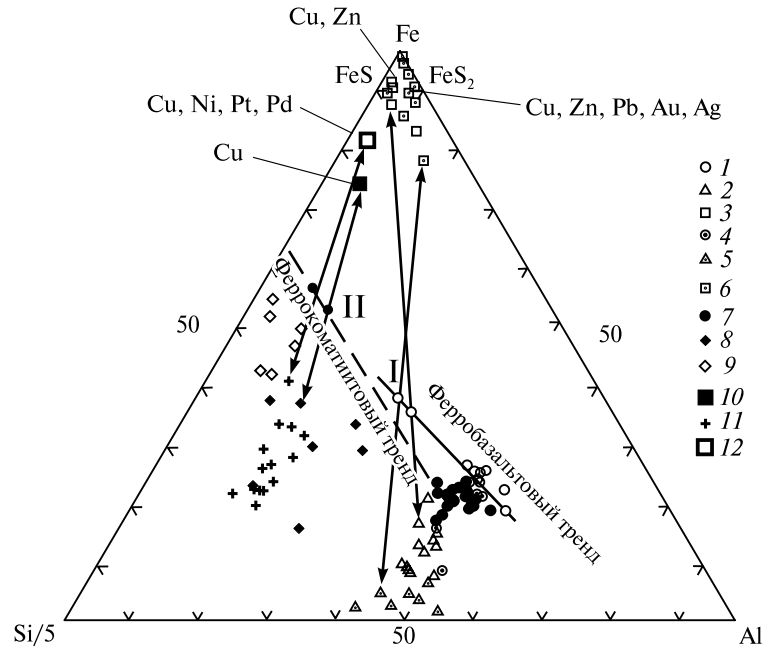


Рис. 3.3. Петрогенетические схемы сульфидных месторождений, связанных с различными трендами магматической дифференциации: ферробазальтовым (I) (дисульфидные месторождения Гай и Куроко) и феррокоматиитовым (II) (моносульфидные месторождения Ишкининское и Йоко-Довыренское)

1–3 — месторождение Гай: *1* — базальты, *2* — дациты, *3* — медно-цинковые руды; *4–6* — месторождение Куроко: *4* — базальты, андезиты и дациты, *5* — риолиты, *6* — полиметаллические руды; *7–10* — Ишкининское кобальтово-медное месторождение: *7* — базальты и андезито-базальты, *8* — пироксениты, *9* — перидотиты и дуниты, *10* — медные (с кобальтом) руды; *11*, *12* — Йоко-Довыренское медно-никелевое месторождение: *11* — клинопироксениты, *12* — медно-никелевые руды (с платиной, палладием и золотом).

Использованы химические анализы из работ: [Прокин и др., 2004; Зайков и др., 1995; Geology..., 1974; Толстых и др., 2008]

На Урале, аналогично поясу Абитиби, прослеживается совмещение двух формаций сульфидного рудообразования — доминирующего колчеданного (дисульфидного медно-цинкового) и менее развитого медного моносульфидного, сопряженного с гипербазитами (дунитами, перидотитами). Сопряженность в размещении таких формационно различных месторождений была прослежена на юге Урала [Зайков и др., 2009, 1995], где медно-пирротиновые месторождения (их названия ниже заключены в скобки), «...примыкают к наиболее продуктивным по запасам меди и цинка рудным районам» [Зайков и др., 1995, с. 14], обрамляя их с запада: Баймакскому (Юлукское), Бурибайскому (Ивановское и Дергамышское), Гайскому (Ишкининское). Их ассоциация, возможно, обусловлена генетической связью с магматическими очагами (см. рис. 3.1), подвергшимися на глубине базит-гипербазитовому расслоению, которое определило развитие

в них ферробазальтового и феррокоматиитового трендов дифференциации. Соответственно возникли и формационно различные типы рудообразования в ассоциации как с кислыми дифференциатами (рис. 3.2) (колчеданные медно-цинковые руды), так и с гипербазитами (медно-пирротиновые руды).

Связь медно-пирротиновых руд с гипербазитами определяется вхождением в их состав хромита и повышенным содержанием в рудах никеля и кобальта. Это позволяет ассоциировать их с феррокоматиитовым трендом магматической дифференциации совместно с медно-никелевыми рудами, как показано на диаграмме (рис. 3.3), на которой объединяются модели образования гигантского колчеданного месторождения Гай и медно-пирротинового Ишкининского месторождения, находящегося в 20 км западнее. Для сравнения на диаграмму нанесены данные по полиметаллическому месторождению Куроко [Geology, 1974] и медно-никелевому месторождению Йоко-Довыренского базит-гипербазитового массива [Толстых и др., 2008].

Собственно медные сульфидные месторождения подчинены базит-гипербазитовым комплексам низкой щелочности (бедным сильными основаниями), в которых толеитовые базальты залегают совместно с дунит-гарцбургитовыми интрузивами (офиолитовые формации Кипра, Омана, Калифорнии, Урала и др.). С переходом к стратиформным интрузивам роль сильных оснований в гипербазитах нарастает снизу вверх в последовательности гарцбургиты–лерцолиты–верлиты. Это в сочетании с феннеровским трендом повышения железистости магм приводит к эффективному освобождению железа из силикатных структур:

$$MgFeSi_2O_6 + Ca(OH)_2 =$$
$$= CaMgSi_2O_6 + 0{,}25Fe_3O_4 + 0{,}25Fe + H_2O,$$

способствующего медно-никелевой сульфуризации расплавов и приобретению ими платино-палладиевой специализации.

Ассоциация колчеданно-полиметаллических руд с медно-пирротиновыми рудами описана на кавказских месторождениях [Твалчрелидзе, 1987], например, на месторождении Филизчай (рис. 3.4), представленном ритмично расслоенным пластом сплошных медно-свинцово-цинковых руд с баритом с наложением медно-пирротиновых руд. Последние образуют также само-

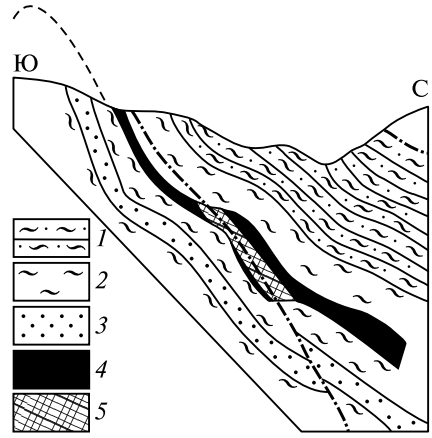


Рис. 3.4. Схематический геологический разрез центральной части Филизчайского месторождения [Твалчрелидзе, 1987]

1 — чередование сланцев, аргиллитов и алевролитов; *2* — монотонные аспидно-глинистые сланцы; *3* — маркирующий горизонт песчаников; *4*, *5* — руды: *4* — колчеданно-полиметаллические, *5* — медно-пирротиновые

стоятельные месторождения (Кацдаг, Кизил-Дере, Аданге), которые были относены к формации колчеданных руд.

Сопряженность в размещении моносульфидных и дисульфидных месторождений обусловлена вовлеченностью в вулканическую активность процессов рудообразования, развивающихся в гипербазитовых (нижних) и базитовых (верхних) частях магматических очагов депрессионных структур земной коры. Аналогами таких очагов являются расслоенные базит-гипербазитовые интрузивы, характеризующиеся скрытой расслоенностью, возникающей под влиянием флюидов и развивающейся с интенсивным накоплением железа автономно как в гипербазитовой, так и в базитовой зонах.

В гипербазитовой зоне скрытая расслоенность при дифференциации приводила к разделению железистых расплавов на бедные железом (пироксенитовые и др.) и ультражелезистые дифференциаты. Этим создается основа флюидного развития платинометалльного медно-никелевого моносульфидного и хромитового рудообразования (нижний рудный горизонт).

В базитовой зоне скрытая расслоенность, развивающаяся по феннеровскому тренду, реализуется образованием кислых дифференциатов (гранитных, дацитовых, риолитовых), слагающих апикальные части очагов, и ультражелезистых дифференциатов под ними, подвергающихся флюидной сульфуризации с образованием медно-цинковых дисульфидных расплавов (верхние рудные горизонты очагов).

Производные нижнего и верхнего рудных горизонтов редко совмещаются: медно-никелевые месторождения залегают обычно в их материнских интрузивах, а медно-цинковые — типичны для вулканических комплексов.

Медно-цинковые месторождения

Разнообразие дисульфидных месторождений отражено на примере Урала на рис. 3.5. Схема охватывает все типы дисульфидных месторождений: колчеданных (*1* и *2*) и полиметаллических (*3* и *4*).

Колчеданные и полиметаллические месторождения закономерно вписываются в развитие вулканических комплексов на протяжении всей геологической истории от архея (пояс Абитиби в Канаде) до наших дней (окраинные моря и океаны). Их связь с вулканизмом известна с давних времен. Она подчеркивалась японскими геологами по отношению к широко известным месторождениям Куроко в Японии и А.Н. Заварицким при изучении месторождений Урала [1936]. Эта связь уверенно прослеживается на всех месторождениях, но ее генетический аспект оставался не раскрытым. Неясной была природа концентрации в месторождениях рудных металлов и особенно железа, всегда сосредоточенного в громадном количестве в сульфидных залежах. Такую концентрацию железа может создавать только магматизм, хотя сульфидные залежи обычно залега-

ют в связи с породами (риолитами, дацитами), в которых железо играет незначительную роль, как например, в месторождениях архейского пояса Абитиби [Barrie et al., 1993] или миоценового пояса Куроко [Geology..., 1974] (цифры в скобках) (в мас. %): SiO_2 = 77,27 (77,94), TiO_2 = 0,20 (0,33), Al_2O_3 = 11,56 (12,62), Fe_2O_3 (общее) = 2,73 (1,77), MnO = 0,04 (0,04), MgO = 1,10 (0,39), CaO = 1,22 (1,85), Na_2O = 2,56 (3,42), K_2O = 3,39 (1,58), P_2O_5 = 0,03 (0,07).

Связь палеозойского колчеданного и полиметаллического рудообразования с кислым вулканизмом прослеживается в Уральской провинции. Описано и современное образование цинково-медных сульфидных руд совместно с подводными вулканическими извержениями дацитов (SiO_2 = 67,03, TiO_2 = 0,84, $A1_2O_3$ = 14,01, FeO = 5,17, MnO = = 0,15, MgO = 1,29, CaO = 3,88, Na_2O = 5,60, K_2O = 1,83, P_2O_5 = = 0,19) в задуговом бассейне Восточный Манус в Новой Гвинее [Binns, Scott, 1993]. Образование колчеданных цинково-медных руд в океанических хребтах долгое время не связывалось с проявлениями кислого магматизма, но разбуривание рудоносных площадей Срединно-Атлантического хребта позволило выявить в них жильную ассоциацию плагиогранитов и габбро [Силантьев, 2009]. Она отражает связь колче-

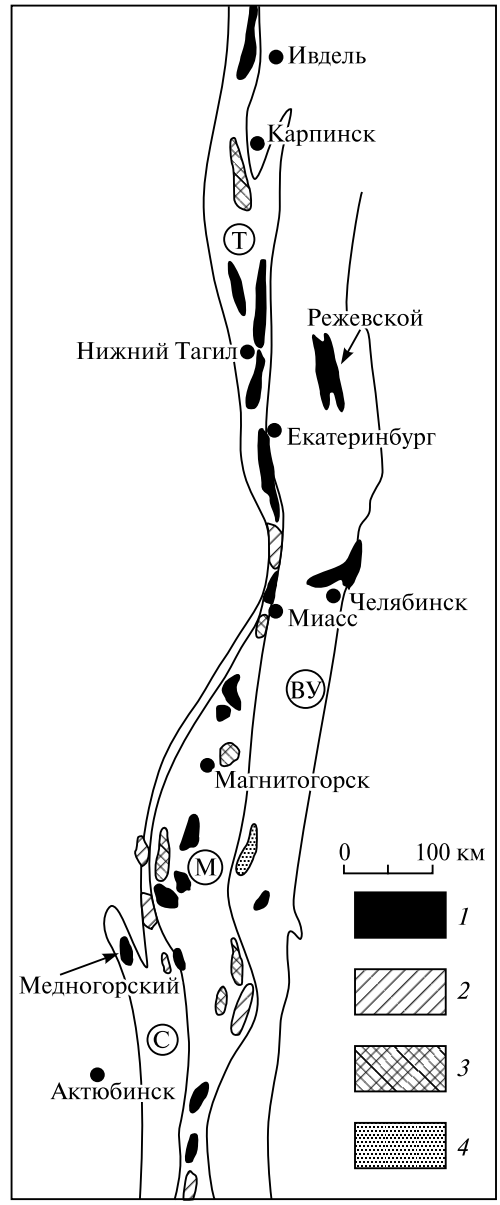


Рис. 3.5. Схема размещения на Урале районов колчеданных и полиметаллических месторождений. Схема составлена по данным многих авторов, взята из монографии [Сафина, Масленников, 2009]

Типы месторождений: *1* — Уральский; *2* — Кипрский и Бесси; *3* — Куроко; *4* — Филизчайский.

Буквы в кружках обозначают региональные структуры: Восточно-Уральскую (ВУ), Магнитогорскую (М), Тагильскую (Т) и Сакмарскую (С)

данного рудообразования с глубинными очагами, расслоенными на основные и кислые дифференциаты.

Эта наблюдаемая пространственная связь сульфидного рудообразования с породами, бедными железом (риолитами, дацитами), является генетической. Их отделение от ферробазальтовых магм, свойственных депрессионному вулканизму, является причиной образования ультражелезистых расплавов, теряющих устойчивость по отношению к трансмагматическим флюидам и подвергающихся сульфуризации, что и приводит к образованию сульфидных месторождений.

Вулканические комплексы депрессий, в том числе продуктивные на дисульфидные медно-цинковые месторождения, представлены контрастной ассоциацией базальтов и ферробазальтов с дацитами и риолитами, в отличие от поднятий, которым свойствен андезитовый вулканизм.

В петрологии с давних времен магматические тренды дифференциации подразделялись на боуэновский и феннеровский, названные так по именам их исследователей. Боуэновский тренд характеризуется гомодромным развитием и последовательным понижением железистости пород в ряду базальты–андезиты–дациты–риолиты. По преобладающему типу вулканических пород его можно назвать андезитовым, характеризующимся последовательным уменьшением в породах содержания железа. В отличие от него, в феннеровской последовательности андезиты практически отсутствуют, вытесняясь контрастной ассоциацией базальтов с кислыми дифференциатами, а базальты эволюционируют с возрастанием их железистости и щелочности, характеризуемой повышенным содержанием калия.

Эта специфика их химизма отражает скрытую расслоенность магматических очагов, в том числе и рудоносных. Для примера остановимся на колчеданном месторождении Камискотия (Kamiskotia) (архейский пояс Абитиби в Канаде), средний состав базальтов которого сопоставляется в работе [Barrie et al., 1993, p. 1346] со средним составом так называемых «продвинутых» базальтов (evolved basalts), отвечающих более высокому эволюционному уровню (цифры состава в скобках приведены к 100) (в мас. %): SiO_2 = 51,68 (51,85), TiO_2 = 1,38 (2,60), Al_2O_3 = 13,72 (12,83), Fe_2O_3 = 14,94 (16,37), MnO = 0,25 (0,25), MgO = 7,87 (4,98), CaO = = 7,02 (7,15), Na_2O = 2,60 (2,62), K_2O = 0,42 (0,78), P_2O_5 = 0,12 (0,57). Повышение железистости (Fe/(Fe + Mg)) расплава коррелирует с повышением в нем содержания калия и фосфора, что типично для феннеровского тренда магматической эволюции.

Это изменение представляет собой фрагмент скрытой расслоенности магматического очага снизу вверх, которая приводит в конечном итоге к железистым (ферробазальтовым) расплавам, теряющим устойчивость под флюидным воздействием и распадающимся на бедные железом кислые дифференциаты (дацитовые, риолитовые) и ультражелезистые расплавы, близкие по составу к фаялиту, как в интрузиве Киглапейт (Kiglapait) в Гренландии [Simkin, Smith, 1970], где ультражелезистый дифференциат не подвергался сульфуризации. На этой основе и создается рудоносность магматических очагов, так как ультражелезистые дифференциаты, компле-

ментарные кислым магмам, теряют, в свою очередь, устойчивость по отношению к трансмагматическим флюидам и подвергаются сульфуризации,

$$Fe_2SiO_4 + 4H_2S = 2FeS_2 + SiO_2 + 2H_2O + 2H_2,$$

с привносом меди и халькофильных металлов.

Уравнение реакции написано в символах нормативных минералов, но реально реакция происходит в магматическую стадию и приводит к замещению ультражелезистых дифференциатов флюидными кварц-дисульфидными рудоносными расплавами. Их извержения и эксплозии совместно с кислыми магмами и создают колчеданоносные комплексы базальтовых вулканических формаций.

Таким образом, только феннеровский тип эволюции магматизма обеспечивает накопление огромной массы железа в очагах, сходных по структуре с расслоенными интрузивами, впоследствии дающей основу для образования месторождений. С вовлечением глубинных расплавов в вулканическую активность образуются сульфидные месторождения, металлический состав которых коплементарен распространенным на них кислым вулканическим породам. Медные, медно-цинковые и медно-свинцово-цинковые сульфидные месторождения возникают в ассоциации с андезитами, дацитами, риолитами соответственно, что и определяет петрогенетические типы месторождений. Пластовые и линзовидные залежи богатых массивных сульфидных руд согласно перекрываются осадочными породами, фиксирующими затухание вулканизма или его прекращение. Дальнейшее возобновление вулканизма обычно представлено базальтами. В породах, подстилающих согласные залежи, распространены жильные, штокверковые или вкрапленные бедные руды, сопровождаемые метасоматическими породами. Они фиксируют подводящие каналы, которые связывают согласные залежи богатых руд с глубинными материнскими магматическими очагами.

К главной особенности массивных сульфидных руд относится их медно-цинковая расслоенность, наглядно выраженная в согласных залежах, на цинковые (верхние) и железо-медные (нижние) слои. Расслоенность обусловлена развитием жидкостной несмесимости сульфидных расплавов задолго до их кристаллизации или колломорфной консолидации при низких температурах 400–150 °С, вариация которых зависит от тугоплавкости или легкоплавкости несмешивающихся слоев. Флюидные сульфидные расплавы, в отличие от силикатных, при быстром охлаждении не закаливаются с образованием стекла, что и определяет их метастабильное жидкое состояние до таких низких температур.

Фильтруясь через сульфидные расплавы, флюиды обеспечивают замещение ими силикатных пород обычно в сопровождении с их метасоматическими преобразованиями. Однако это осуществляется только при наличии секущих рудных комплексов в породах, подстилающих согласные залежи массивных сульфидных руд, в перекрывающих же породах отсутствуют признаки замещения сульфидами вулканических или осадочных

пород. Это объясняется их происхождением: извержением в виде лавовых излияний или эксплозивных экструзий на морское дно. Флюидные компоненты сульфидных расплавов при этом быстро теряются и не оказывают заметного воздействия на осадочные породы, обычно согласно перекрывающие рудные залежи.

Сульфидные расплавы являются более флюидонасыщенными, подвижными и легкоплавкими по сравнению с силикатными магмами. Благодаря этому, они могут распространяться за пределы родственных им ассоциаций кислых и основных пород и образовывать удаленные месторождения, например, в осадочных формациях (типы Бесси, Филизчай, см. рис. 3.4 и 3.5).

Таким образом, скрытая расслоенность очагов депрессионного вулканизма с восходящим накоплением железа и составляет основу наблюдаемой ассоциации кислых дифференциатов и дисульфидных рудных залежей. Эта ассоциация наглядно выражена на диаграмме (рис. 3.6) соотношением трех компонентов Si–Al–Fe, которые ведут себя в рассматриваемых процессах взаимосвязано, как инертные компоненты.

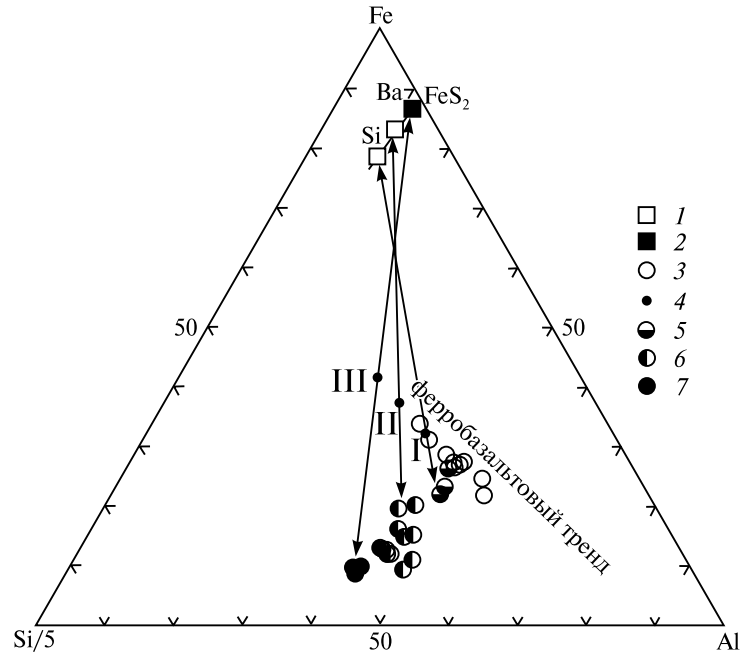


Рис. 3.6. Схема эволюции феннеровской направленности основного магматизма, завершавшегося расщеплением железистых магм (ферробазальтов I, II, III), которое обозначено расходящимися стрелками

1, 2 — ультражелезистые дифференциаты, подвергшиеся флюидной сульфуризации (FeS_2), приведшей к образованию месторождений в вулканических комплексах: *1* — кварцево-колчеданных (Si), *2* — баритово-полиметаллических (Ba); *3* — базальты; *4* — ферробазальты; *5* — андезиты; *6* — дациты; *7* — риолиты, распространенные соответственно на медных (Si–I), медно-цинковых колчеданных (Si–II) и полиметаллических (Ba–III) месторождениях

Их соотношениями определяется вхождение в систему других (вполне подвижных) компонентов, в том числе серы, меди, халькофильных металлов. Вхождение серы обусловлено исключительно образованием ультражелезистых дифференциатов, подвергающихся флюидной сульфуризации. Расплавы с более низким содержанием железа, в том числе и ферробазальтовые, ведут себя индифферентно по отношению к сероводороду, содержащемуся во флюидах.

Диаграмма ставит в прямую связь образование кислых дифференциатов и специфику сульфидной рудоносности вулканизма, которая определяется составом ультражелезистых жидких фаз, проявляющих при сульфуризации химическое сродство к определенному парагенезису рудных металлов и экстрагирующих их из трансмагматических флюидов и магмы. Универсально выражена экстракция меди, но сопровождающие медь халькофильные металлы представлены разнообразно в зависимости от специфики дифференциатов, подвергающихся сульфуризации. Эта зависимость еще более контрастно и наглядно выражена при сравнении сульфуризации рассмотренных базитовых ультражелезистых дифференциатов (верхних в расслоенных интрузивах) с сульфуризацией гипербазитовых (нижних) ультражелезистых дифференциатов, отличающихся существенным содержанием в них магния ($MgFeSiO_4$).

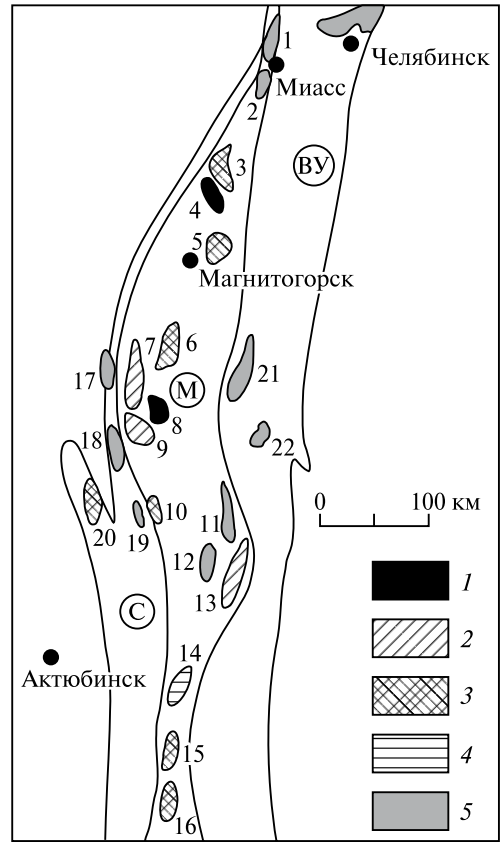


Рис. 3.7. Схема размещения кремнисто-марганцево-железистых пород в колчеданоносных районах на Южном Урале [Масленников, Аюпова, 2007]

1–3 — породы: *1* — марганцовистые кварц-гематитовые, *2* — хлорит-магнетитовые и гематит-кварцевые, *3* — умеренно-железистые гематит-кварцевые; *4* — маложелезистые яшмы и силициты; *5* — серицитолиты и хлоритолиты.

Рудные районы: 1 — Карабашский, 2 — Миасский, 3 — Учалинский, 4 — Верхнеуральский, 5 — Александринский, 6 — Сибайский, 7 — Баймакский, 8 — Подольский, 9 — Бурибайский, 10 — Гайский, 11 — Теренсайский, 12 — Ащебутакский, 13 — Домбаровский, 14 — Среднеорский, 15 — Верхнеорский, 16 — Берчогурский, 17 — Лукский, 18 — Ивановский, 19 — Ишкининский, 20 — Медногорский, 21 — Амурский, 22 — Айдырлинский.

Металлогенические зоны: ВУ — Восточно-Уральская, М — Магнитогорская, С — Сакмарская

Представления о фаялитовых ультражелезистых дифференциатах можно составить по расслоенным интрузивам, в которых эти дифференциаты не подвергались сульфуризации. Выше отмечался пример такого интрузива — массив Киглапейт (Kiglapait) на п-ове Лабрадор [Simkin, Smith, 1970], ультражелезистые породы которого представлены практически чистым фаялитом с высоким содержанием марганца (1,62%). При сульфуризации подобных расплавов марганец практически не входит в сульфидные фазы и накапливается в их остаточных расплавах, создавая характерное железо-марганцевое сопровождение колчеданного рудообразования.

Железо-марганцевое оруденение почти повсеместно сопутствует колчеданным залежам, например на Урале (рис. 3.7). Большей частью марганцево-железистые породы перекрывают сульфидные залежи [Масленников, Аюпова, 2007] или залегают в перекрывающих осадочных породах, эксплозивно извергаясь большей частью после флюидных сульфидных расплавов. Широкие вариации железо-марганцового отношения в кремнисто-железистых породах, сопровождающих колчеданные руды, отмечены В.В. Масленниковым и Н.Р. Аюповой [2007]. Они отражают неравномерность глубинной сульфуризации ультражелезистых дифференциатов, с которой тесно связано их окисление, порождающее кварцево-магнетитовые или кварцево-гематитовые расплавы

$$3Fe_2SiO_4 + 2H_2O = 2Fe_3O_4 + 3SiO_2 + 2H_2$$
$$\text{и } Fe_2SiO_4 + H_2O = Fe_2O_3 + SiO_2 + H_2.$$

При вовлечении в реакцию CO_2 генерируются углеводороды, как и в процессах моносульфидной сульфуризации:

$$2Fe_2SiO_4 + 8H_2S + CO_2 = 4FeS_2 + 2SiO_2 + 6H_2O + CH_4;$$
$$4Fe_2SiO_4 + 4H_2S + CO_2 = 2FeS_2 + 2Fe_3O_4 + 4SiO_2 + 2H_2O + CH_4;$$
$$6Fe_2SiO_4 + 2H_2O + CO_2 = 4Fe_3O_4 + 6SiO_2 + CH_4.$$

Дисульфидная сульфуризация ультражелезистых дифференциатов сопровождается генерацией не только метана, но и более тяжелых углеводородов, например, по реакции:

$$3.5Fe_2SiO_4 + 14H_2S + 2CO_2 = 7FeS_2 + 3{,}5SiO_2 + 11H_2O + C_2H_6.$$

Углеводородное сопровождение образования сульфидных месторождений наглядно выражено в их современном развитии в океанах, где они систематически совмещаются с гидротермальными выходами и жидкостными просачиваниями углеводородов [Binns, Scott, 1993; Cruse, Seewald, 2006; и др.]. В архейских колчеданных месторождениях пояса Абитиби, в керне глубоких скважин, описаны включения разнообразных углеводородов — метана, этана, пропана, бутана, — сходных с углеводородами хондрита Мурчисона (Murchison) по изотопному составу углерода [Sherwood-Lollar et al., 2002]. Углеводородной спецификой процесса сульфуризации

объясняется нередкое залегание колчеданных и полиметаллических руд в углеродистых породах, например, в черных сланцах, совместно с которыми они образуют протяженные стратиграфические горизонты.

Таким образом, самым принципиальным в геологическом строении колчеданных и полиметаллических месторождений является разделение их рудных тел на пластовые или линзовидные массивные, согласные с вмещающими породами и не сопровождающиеся их метасоматическими преобразованиями, и на секущие (жильные, штокверковые, вкрапленные), которые локализованы в метасоматически измененных вулканических породах, подстилающих согласные залежи. Как правило, они содержат также и рудную вкрапленность. В отличие от секущих тел, согласные залежи колчеданных и полиметаллических месторождений закономерно вписываются в последовательность вулканических извержений. В типичном проявлении они формируются после извержения кислых дифференциатов и перекрываются осадочными породами. Согласные залежи обычно расслоены на существенно цинковый (верхний) и железо-медный (нижний) слои, с которыми могут переслаиваться и другие руды: цинково-свинцовые, серные (пиритовые), баритовые, ангидритовые и т.д. Расслоение определяет расплавную природу руд, фиксируя развитие жидкостной несмесимости, проявляющейся иногда ритмично, причем до кристаллизации сульфидных расплавов. Согласное залегание рудных дифференциатов отражает развитие несмесимости на месте образования сульфидных тел. В случаях, когда расслоение происходит в глубинном очаге или в процессе подъема сульфидных расплавов, наблюдается образование месторождений, представленных каким-либо одним из перечисленных выше дифференциатов (цинковым, железо-медным, цинково-свинцовым).

Наиболее разнообразны рудные дифференциаты в полиметаллических месторождениях в ассоциации с преобладающими ультракислыми риолитами (III на рис. 3.6). Кремнекислотность кислых дифференциатов понижается с переходом от полиметаллических (III) к колчеданным медно-цинковым (II) и медным (I) месторождениям.

Обрисованные особенности вещественного состава, геологического залегания и ассоциаций с изверженными породами, определяемые рассмотренными моделями их образования, ниже прослеживаются на примерах хорошо изученных месторождений как непосредственно подчиненных вулканическим комплексам (Гай на Урале, Куроко в Японии), так и удаленных от них, залегающих в океанах или в осадочных формациях, вне видимой связи с магматизмом.

Колчеданное месторождение Гай на Урале

Крупнейшее на Урале колчеданное месторождение Гай приурочено к дацит-базальтовой формации Западно-Магнитогорской депрессии наряду со многими другими колчеданными месторождениями (Подольским, Си-

байским, Учалинским и др.). Генетическая связь этих месторождений с вулканизмом непосредственно доказывается закономерным положением их согласных колчеданных залежей в разрезах вулканических пород. Они подстилаются риолитами, дацитами, андезитами и перекрываются вулканогенно-осадочными породами (аргиллитами, песчаниками, туффитами, яшмами), которым подчинены базальты и их туфы. Согласные тела массивных сульфидных руд образуют линзы или пласты, которые могут переслаиваться с перечисленными породами, а также с железистыми и марганцовистыми образованиями [Масленников, Аюпова, 2007], систематически распространенными на месторождениях (см. рис. 3.7).

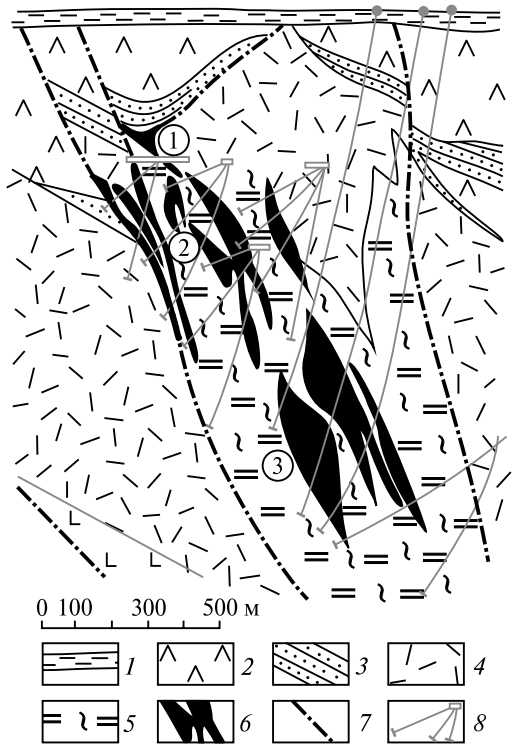


Рис. 3.8. Геологический разрез по скважинам северной части Гайского колчеданного месторождения на Урале [Прокин и др., 2004, с. 35, 55]

1 — рыхлые четвертичные отложения; *2* — базальты; *3* — осадочные породы; *4* — риолиты; *5* — метасоматические породы, заместившие риолиты; *6* — колчеданная руда; *7* — разломы; *8* — скважины.

Цифры в кружках обозначают: 1 — главная согласная залежь богатых руд (Стержневая линза); 2 и 3 — тела бедных сульфидных руд, круто секущие риолиты и сопровождаемые образованием метасоматических пород, фиксируют подводящий канал главной залежи (фидер).

Контрастное отличие по содержанию меди и цинка согласной залежи 1 (цифры в кружках) от секущих тел 2 и 3 изображено на рис 3.2

В породах, подстилающих согласные залежи, распространены уходящие на глубину секущие колчеданные тела (жилы, штокверки и др.), сопровождающиеся интенсивным метасоматическим преобразованием вмещающих отложений и образованием сульфидной вкрапленности. Это самое принципиальное отличие осадочно-вулканогенных пород, подстилающих согласные сульфидные залежи, от пород, их перекрывающих, в которых метасоматические преобразования отсутствуют. Вулканогенно-осадочные породы, перекрывающие согласные пластовые тела, в работе В.А. Прокина с соавторами [2004] относятся к пострудным, что наглядно выражено на месторождениях Подольском и Гай.

Рудоносные циклы вулканизма начинаются с излияния и экструзий кислых пород, отвечающих апикальным дифференциатам магматических очагов, за которыми непосредст-

венно следуют излияния богатых медно-цинковых расплавов, расслаивающихся на цинковые (верхние) и медные (нижние) слои. Их подводящие каналы фиксируются секущими залежами массивных бедных (пиритовых) руд, сопровождаемых вкрапленными рудами и метасоматитами, замещавшими кислые породы, подстилающие пластовые тела богатых сульфидных руд. Завершаются циклы отложениями осадочных пород и затем излияниями и эксплозиями основных вулканитов, отвечающих более глубинным частям материнских магматических очагов. Эта последовательность наглядно выражена в колчеданных месторождениях Урала, в которых согласные тела богатых руд сочетаются с секущими телами бедных массивных и вкрапленных руд и метасоматитами, приуроченными к породам, подстилающим богатые пластовые рудные залежи.

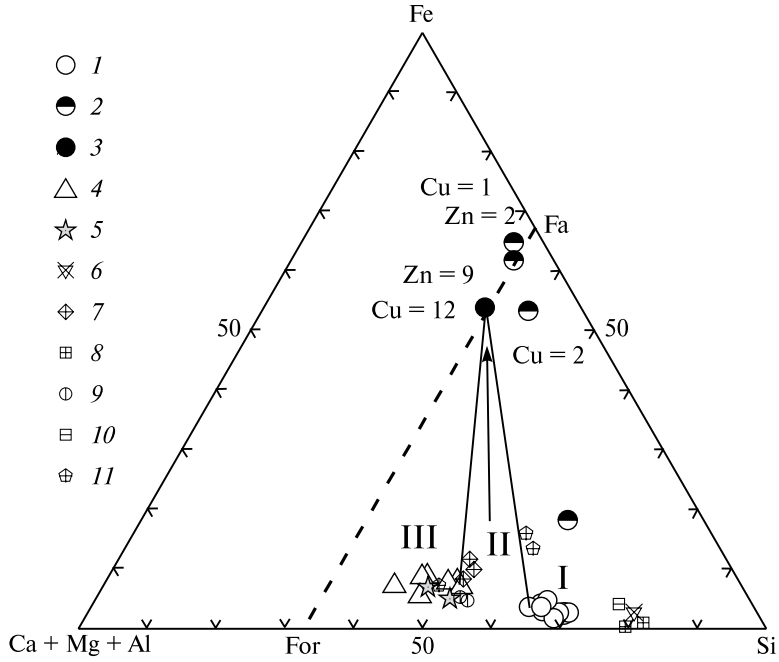


Рис. 3.9. Рудно-петрохимическая диаграмма (в атомных количествах) колчеданного месторождения Гай на Южном Урале

1 — дорудные риолиты и дациты; *2* — замещающие их метасоматические породы и секущие тела бедных вкрапленных и массивных пиритовых руд; *3* — пластовое согласное тело (Стержневая залежь) богатых медно-цинковых руд, расслоенное на цинковую (верхнюю) и медную (нижнюю) зоны; *4* — согласно перекрывающие рудное тело осадочные породы и базальты; *5* — диабазы (дайки, секущие рудные тела); *6–11* — показанные для сравнения породы, вмещающие согласные рудные тела на других колчеданных месторождениях: Учалинском на Урале (*6* и *7*), Куроко в Японии (*8* и *9*), в Галапагосском океаническом хребте на Тихом океане (*10* и *11*).

Использованы химические анализы из работ: [Маракушев и др., 1993; Geology..., 1974; Прокин и др., 2004; Викентьев, 2004]. Объяснение римских цифр см. в тексте. Содержания Cu и Zn на диаграмме приводятся в мас. %

На рис. 3.8 представлен широтный разрез по скважинам крупнейшего на Урале палеозойского медно-цинкового месторождения Гай [Прокин и др., 2004] в его северной части, где месторождение слабо эродировано, так что сохранилась пологая пластовая залежь богатых руд (Стержневая линза). Она согласно перекрыта осадочными породами и базальтами и подстилается риолитами, рассеченными крутопадающими телами бедных сульфидных руд и значительно метасоматически переработанными. На рис. 3.9 представлена петрологическая модель формирования этого месторождения, которая отражает изложенные выше соотношения пород и руд. На ней стрелкой указано положение главной сульфидной залежи месторождения (II), обусловленной сульфуризацией железистых (фаялитовых) дифференциатов, которые разделяли в магматическом очаге апикальные кислые (I) и нижележащие основные (III) дифференциаты. На рисунке для сравнения приведены данные по контрастным по составу породам, вмещающим согласные сульфидные залежи других колчеданных месторождений, чтобы показать общее значение выявленных соотношений.

Характерно контрастное распределение металлов (в мас. %) между рудами согласной залежи (Cu = 12, Zn = 5, Pb = 0,3, Ba = 1) и секущих тел (Cu = 0,3–3,0, Zn = 0,5–3,0, Pb = 0,03–0,06, Ba = 0,1–0,2). Стержневая линза уникальна также по среднему содержанию (в г/т) золота — 5 и серебра — 74, варьирующих в рудах секущих залежей в пределах 1–3 и 5–15 соответственно, по [Прокин и др., 2004]. Она фиксирует стратиграфический горизонт между дацит-риолитовым комплексом и перекрывающими его осадочными породами, содержащими слои и линзы базальтов. Эти соотношения определяют стратиграфический контроль размещения богатых сульфидных руд.

Золотоносность колчеданных месторождений Урала исследовалась, в частности, в работе И.В. Викентьева с соавторами [2006]. Высокая концентрация золота в рудах Стержневой линзы (5 г/т) коррелирует с высоким содержанием в них бария (1–2%) и свинца (0,3–0,4%), что дополнительно определяет контрастное отличие руд согласной Стержневой линзы от руд жильных секущих тел. Геохимически намечается сдвиг руд согласных залежей в сторону полиметаллических руд.

Колчеданные месторождения срединно-океанических хребтов

Колчеданные цинково-медные месторождения в океанах приурочены к их срединным хребтам, которые на активной стадии быстрого спрединга представляли собой высокие поднятия океанического дна, но с утратой активности в них получают развитие глубокие продольные рифтовые долины. Соответственно различаются два состояния срединно-океанических хребтов, показанных на рис. 3.10.

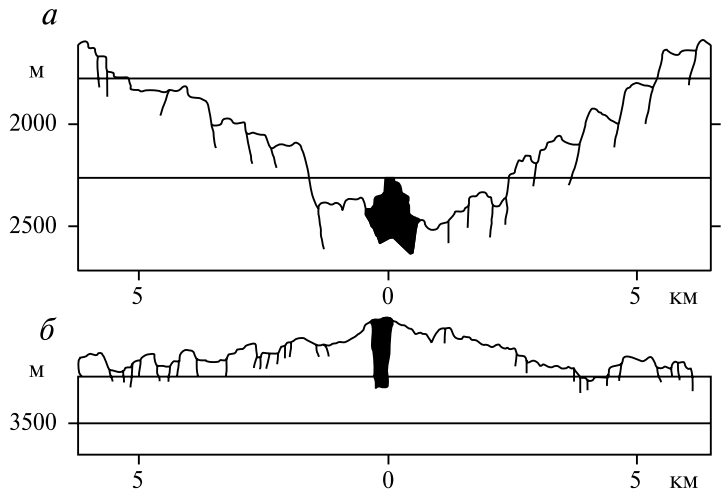


Рис. 3.10. Два типа срединно-океанических хребтов (по сводке [Фролова, Бурикова, 1997])

а — Срединно-Атлатический хребет (широта Азорских островов) с хорошо выраженной рифтогенной срединной долиной;

б — Восточно-Тихоокеанское поднятие (широта Мексики): срединная долина отсутствует

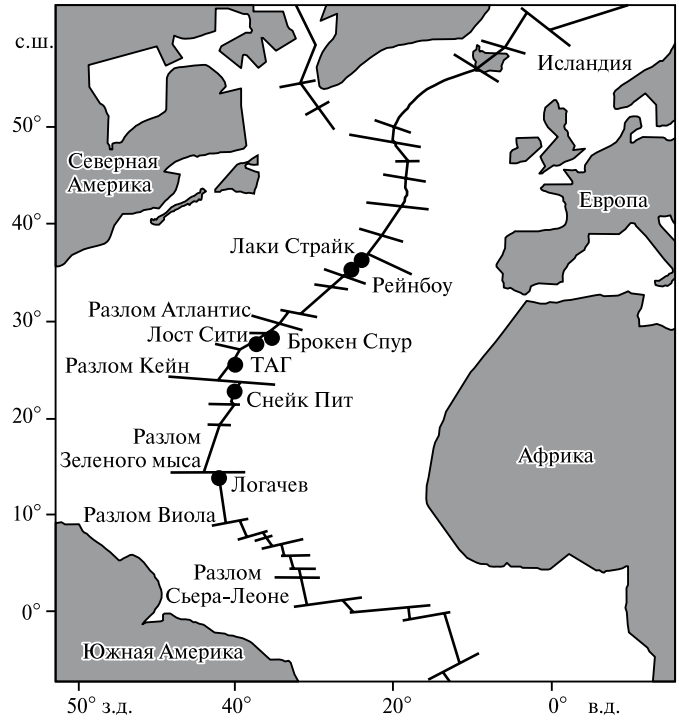


Рис. 3.11. Размещение сульфидных месторождений вдоль Срединно-Атлантического хребта, по данным [Kelley et al., 2001]

Раннее активное поднятие хребтов, сопровождаемое интенсивным спредингом океанического дна, сохранилось в Восточно-Тихоокеаническом поднятии (ВТП). Пассивную стадию типично представляет Срединно-Атлантический хребет, в котором хорошо развилась продольная глубокая рифтовая долина. В ее обрамлении распространен метаморфизм базальтов. К Срединно-Атлантическому хребту приурочены базальт-гипербазитовая (офиолитовая) формация, с наложенными гидротермами с углеводородной специализацией и месторождения пиритовых и сфалерит-халькопиритовых колчеданных руд (рис. 3.11).

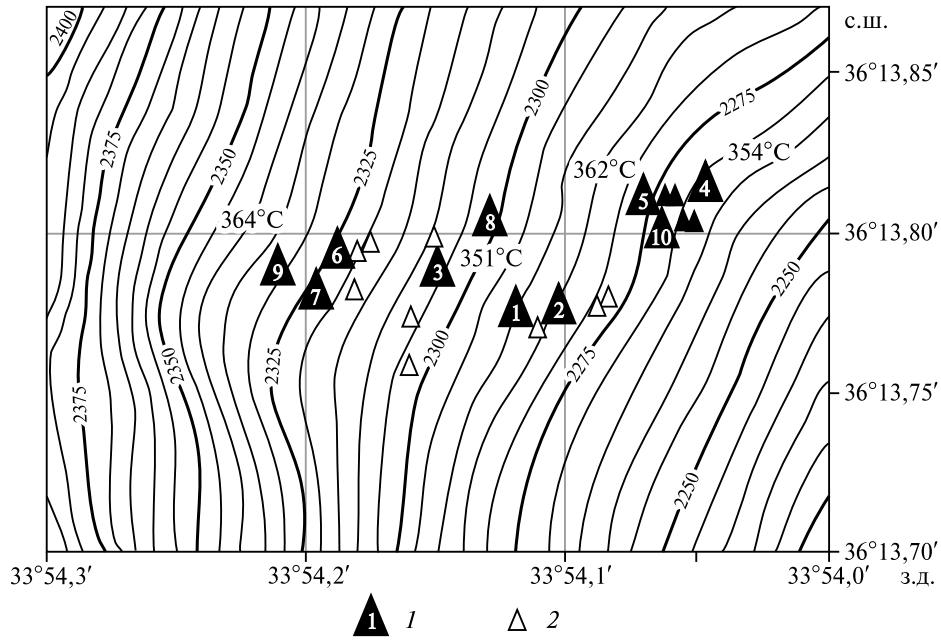


Рис. 3.12. Расположение активных (*1*) и неактивных (*2*) черных курильщиков сульфидных месторождений Рейнбоу (Rainbow) (изолинии отвечают глубине восточного склона Срединно-Атлантического хребта, м)

Цифрами 1–10 обозначены активные курильщики, извергающие черный дым [Kohn et al., 2009]

Они представлены огромными протяженными или изометричными пиритовыми залежами на базальтах и гипербазитах. Эти залежи прорываются расплавами медных руд, увенчанными расслоенными медно-цинковыми трубчатыми структурами нередко причудливой конфигурации, извергающими на активной стадии развития струи рудоносных флюидов, рассеивающихся в водной среде подобно дыму (курильщики), которые разделяются на темные (черные) и светлые (белые).

На рис. 3.11 показано размещение сульфидных месторождений вдоль Срединно-Атлантического хребта, на рис. 3.12 — размещение трубок на примере месторождения Рейнбоу.

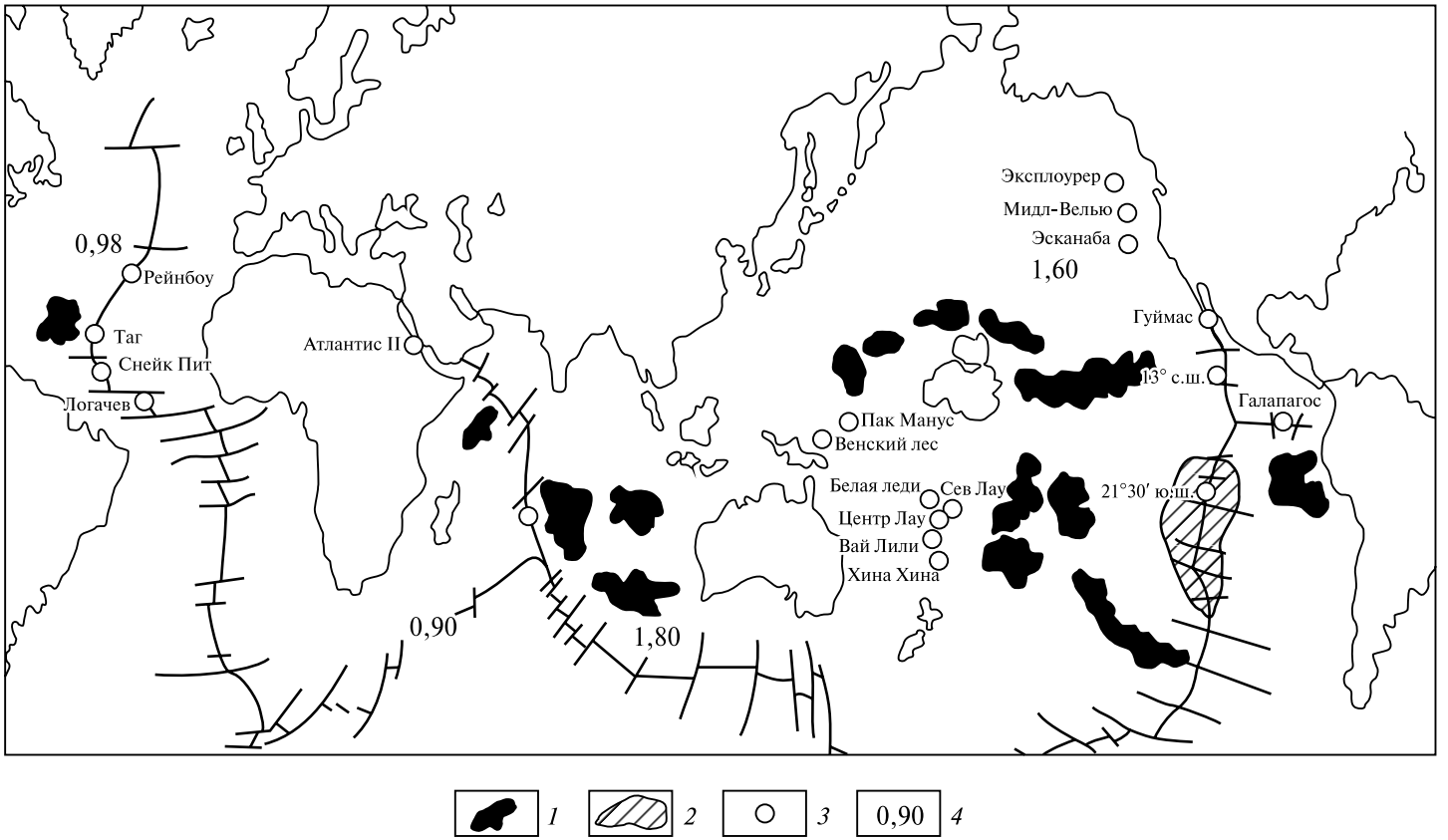
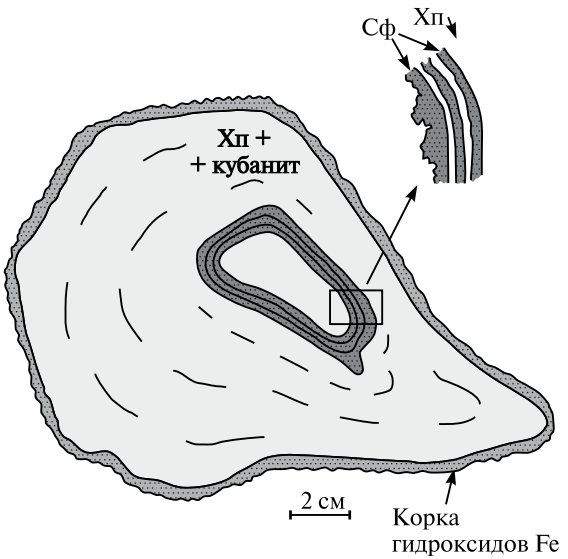


Рис. 3.13. Схема размещения полей железо-марганцевых конкреций (*1*), металлоносных сульфидосодержащих осадков (*2*) и сульфидных месторождений (*3*)

1,80, 1,60, 0,98 и 0,90 — средние значения отношения Mn/Fe в железо-марганцевых конкрециях по [Авдонин и др., 2005; Андреев и др., 1995]



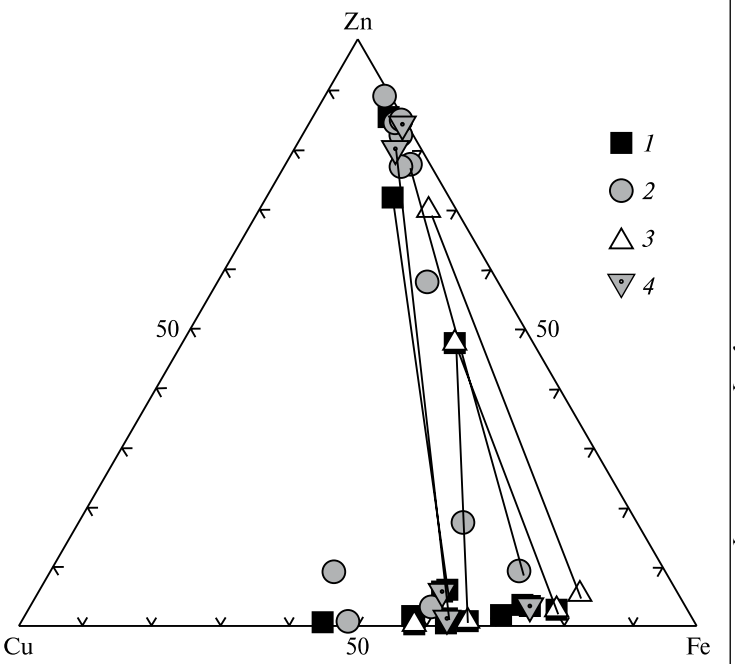


Рис. 3.14. Петрохимическая модель ритмичной расслоенности сульфидного трубообразного тела неактивного курильщика с поля Рейнбоу в Атлантическом океане (скомбинирована с рисунком, взятым из [Викентьев, 2004])

Конноды соединяют контрастные составы чередующихся слоев медных и цинковых руд, прослеженных от макушки до основания тела: *1* — основание; *2* — макушка; *3* — внутренняя зона; *4* — внешняя зона структуры.

Сф — сфалерит, Хп — халькопит

Месторождения приурочены к протяженным депрессионным структурам, которые фиксируются размещением трубок, представляющих собой каналы выбросов из глубины флюидных сульфидных расплавов. Направления протяженности отдельных полей месторождений являются секущими по отношению к генеральному плану их размещения вдоль Срединно-Атлантического хребта, который разбивается на блоки секущими трансформными разломами. Системой трансформных разломов в какой-то мере контролируется и размещение железо-марганцевых конкреций (рис. 3.13), которые сопровождают образование колчеданных месторождений, локализованных в срединно-океанических хребтах.

Расслоение сульфидных расплавов на железо-медные и цинковые, свойственное рассматриваемым сульфидным месторождениям, наглядно выражено и в месторождениях океанических хребтов, в том числе в трубообразных образованиях, имеющих ритмично-полосчатое строение (рис. 3.14), которые возникали при извержениях флюидно-сульфидных расплавов в океанической обстановке. Громадные массы сульфидов при извержениях рассеиваются в океанах или участвуют в осадочных процессах, и только часть их вовлекается в образование колчеданных месторождений.

Флюиды, фильтрующиеся на глубине через железо-медные халькопиритовые (Хп) расплавы, дают при выходе на морское дно черный дым, исходящий из центрального канала трубок, а флюиды, проходящие через бедные железом сфалеритовые расплавы, дают светлый дым, исходящий из боковых раздувов трубок, горизонтально расслоенных на ритмично перемежающиеся слои, богатые железом и медью, и цинковые, дающие светлый дым. Боковая миграция флюидов прекращается в первую очередь, после чего из труб выходит только черный дым, поднимающийся из глубины.

Пример совмещения в трубах светлого и черного дымов описан на месторождении Снейк Пит (Snake Pit) в Атлантическом океане (рис. 3.15) Оно приурочено к пиритовым линзам (образующим холмы), широтная структурная зона которых почти под прямым углом пересекает осевой грабен Срединно-Атлантического хребта. Эта структурная позиция месторождения отражает оптимальные условия его образования в сопряжении меридиональной структуры хребта с широтной структурой, входящей в систему его трансформных разломов. Одновременно она свидетельствует о более позднем развитии колчеданного рудообразования в океанических хребтах, вне связи со свойственной им базит-гипербазитовой формацией. Рудообразование генетически связано с глубинными магматическими очагами, развивающимися одновременно с формированием заполняемых осадками осевых депрессий хребтов и развитием наложенных на них деформаций. Пиритовые линзы месторождения Снейк Пит залегают на подушечной лаве, которая прорывается так же, как и сами пиритовые линзы, контрастно расслоенной медно-цинковой сульфидной рудой, образующей на поверхности крутые поднятия, увенчанные трубами-курильщиками.

Центральные части курильщиков сложены железо-медной рудой, а краевые — цинковой. Соответственно различаются и дымы: черный — из центральной (железо-медной) части и светлый — из периферической (цин-

ковой). Те и другие обусловлены фильтрацией флюидов через сульфидные расплавы. Их можно назвать трансрасплавными по аналогии с трансмагматическими флюидами. Фильтруясь через сульфидные расплавы, они обогащаются их компонентами. Наличие контрастных по составу дымов служит дополнительным косвенным свидетельством расслоения сульфидных расплавов Zn – (Fe + Cu), наглядно показанного на рис. 3.15. Совмещение черных и светлых дымов одной из труб рассматриваемого месторождения демонстрирует рис. 3.16. Это сложной морфологии труба, расположенная на поднятии Бихайв (Beehive), состоит из центрального канала, по которому из глубины восходит флюид, дающий черный дым, и — утолщений с боковой миграцией флюидов, дающих светлый дым.

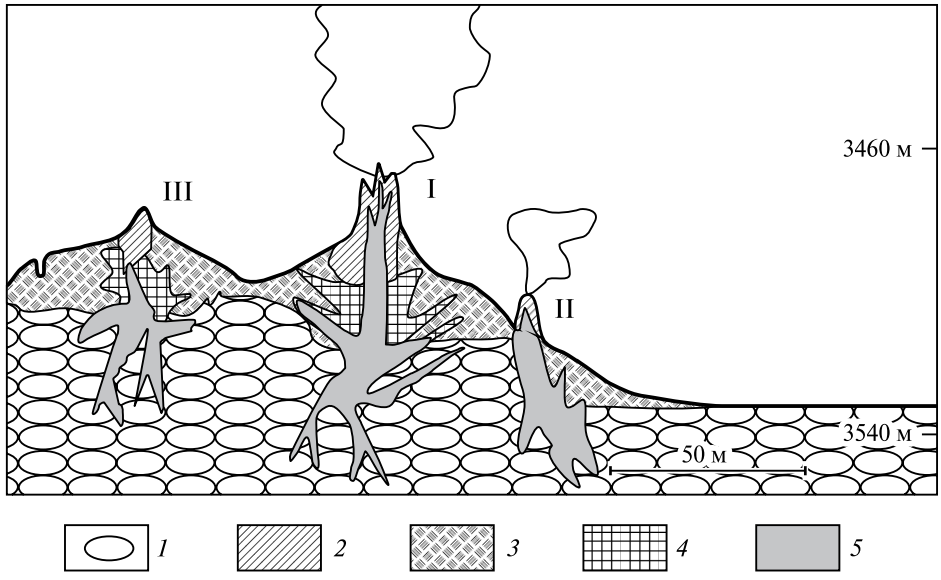


Рис. 3.15. Широтный геологический разрез сульфидного месторождения Снейк Пит в Срединно-Атлантическом хребте [Fouquet, Wafic et al., 1993]

1 — поток подушечных базальтов; *2* — сфалеритовая руда внешних частей курильщиков (I — Beehive, II — Moose, III — Fir Tree, у активных показан дым); *3* — пиритовая руда, образующая линзы на подушечных лавах базальтов; *4*, *5* — медные руды (пирит-халькопиритовая и изокубанит-халькопиритовая), образующие штокверки на глубине и слагающие центральные части курильщиков

Вертикальный канал облекается медной внутренней и цинковой внешней зонами расслоения руды. Утолщения, похожие на пчелиные постройки (см. название местности), состоят из тонко перемежающихся горизонтальных слойков — показанных крапом изокубанит-пирротиновых, тугоплавких (см. рис. 3.16), полностью консолидированных примерно за 8 лет до момента их исследования (1993 г.) и — сфалеритовых цинковых легкоплавких, сохраняющих еще жидкое состояние, о чем можно судить по их нулевому возрасту [Fouquet, Wafic et al., 1993, p. 2030].

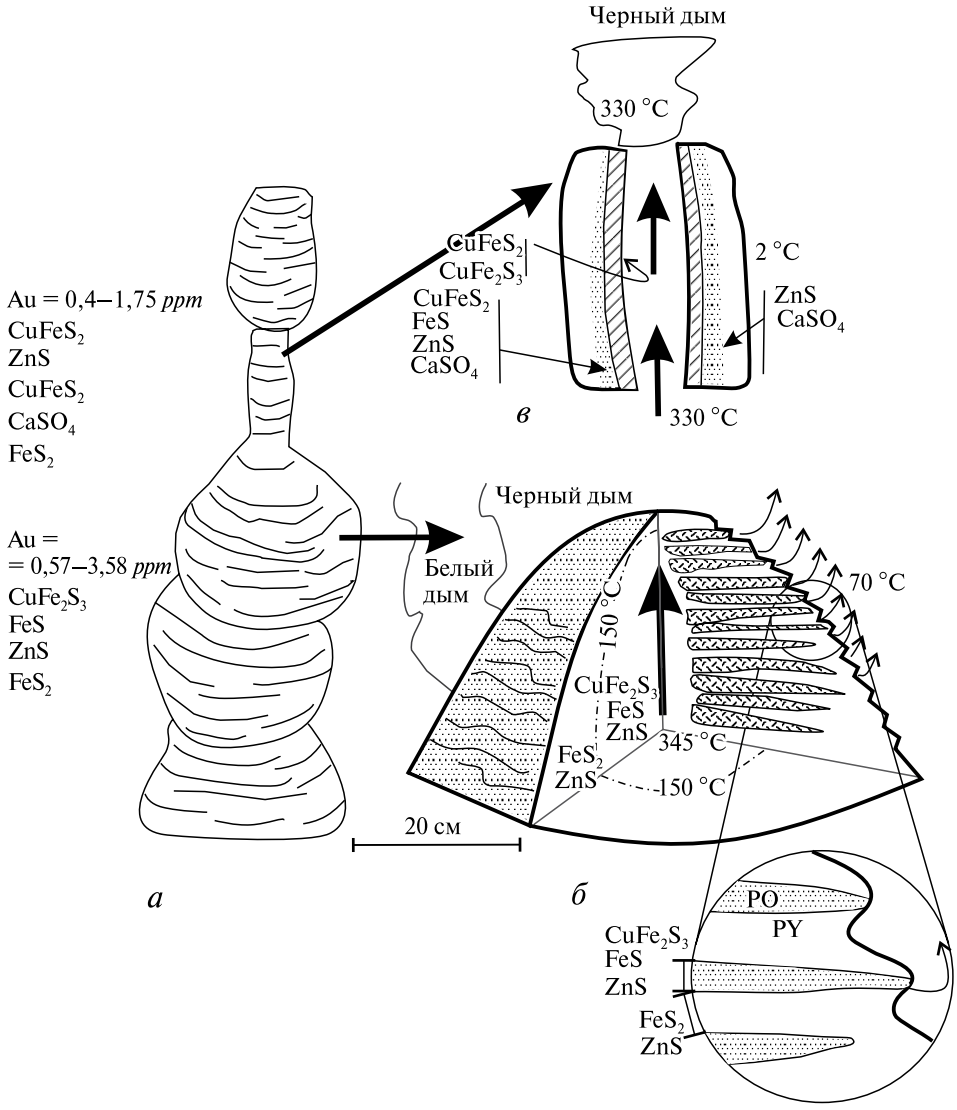


Рис. 3.16. Строение и направления флюидной миграции курильщика месторождения Снейк Пит, порождающего черный и светлый дымы [Fouquet, Wafic et al., 1993, p. 2022]

а — морфология трубки, состоящей из раздувов и тонкой трубы; раздувы характеризуются окружающей ее горизонтальной ребристостью;

б — строение одного из раздувов (детализация в кружке), расслоенного на медно-пирротиновые и пирит-сфалеритовые слои; их составы соединяются коннодами (см. рис. 3.17); пирротиновые тугоплавкие слои на детализациях (*б*) выделены крапом, видно их соответствие выступам поверхности, создающим ребристость раздувов; тонкими стрелками обозначены флюидные струи, создающие светлый дым трубки;

в — строение тонкой части трубки с концентрической зональностью вокруг центрального канала, порождающего на выходе черный дым

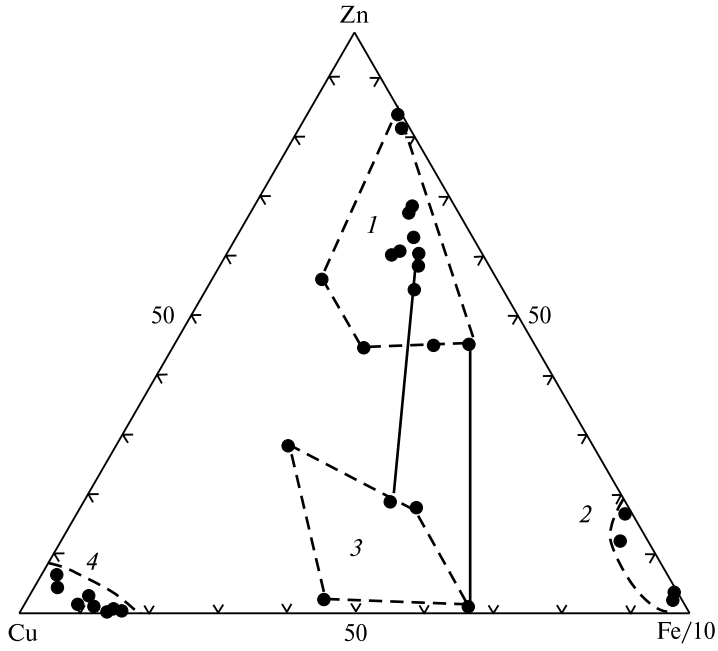


Рис. 3.17. Диаграмма состава сульфидных руд месторождения Снейк Пит. Составлена по данным [Fouquet, Wafic et al., 1993]

1 — сфалеритовые руды периферийных частей курильщиков (см. рис. 3.15); *2* — пиритовые руды линзообразных залежей; *3* — пирит-халькопиритовые руды; *4* — изокубанит-халькопиритовые руды центральных частей курильщиков и измененные, богатые медью руды (борнитовые, ковеллиновые) с видимым золотом.

Коннодами соединены составы цинкового и железо-медного горизонтальных слоев боковой миграции светлых, бедных медью и железом флюидов (см. рис. 3.16)

Различие их состава показано на рис. 3.17. Изокубанит-пирротиновые слойки как более тугоплавкие, кристаллизуясь первыми, создают как бы костяк утолщения, образуя круговые выступы (горизонтальные ребра) на поверхности трубы, определяя ее специфическую ребристость, наглядно выраженную на зарисовке (см. рис. 3.16, *б*). Более легкоплавкие пирит-сфалеритовые слойки, оставаясь не до конца раскристаллизованными, контролировали поверхностную дегазацию трубки по круговым сечениям, из которых исходит светлый (белый) дым, показанный на схеме тонкими стрелками.

Образование труб обусловлено выбросом на океаническое дно флюидных сульфидных расплавов и формированием их относительно вязкой, быстро застывающей в холодной воде поверхностной пленки, препятствовавшей растеканию расплава при образовании пласта или линзы, обычных при формировании колчеданно-полиметаллических массивных руд. Сульфидные трубы в какой-то мере аналогичны вулканическим риолитовым или дацитовым иглам, сохраняющимся вследствие поверхностного остеклования. Сульфидные расплавы не дают стекол при закалке. Поэтому сульфидные «иглы» далеко не так совершенны, они искажаются

перетеканием сульфидных расплавов и образованием пережимов, утолщений, цокольных конусов (см. рис. 3.15 и 3.16). Поверхностное охлаждение под действием морской воды (2 °С) и потеря флюидных компонентов приводят к усадке расплавов и образованию центральных каналов восходящей флюидной фильтрации с расслоением вдоль них расплавов, в том числе ритмичным (см. рис. 3.14). В утолщениях трубок возникает тонкое ритмичное чередование горизонтальных слойков различной тугоплавкости, кристаллизующихся с возрастным разрывом, определяющим активное состояние структур, которое обеспечивает боковую миграцию флюидов, выраженную светлым рассеянным дымом.

Эти структуры в цитируемой литературе называются активными диффузерами (active diffusers). Название основано на представлении о миграции флюидов через твердые стенки трубок путем диффузии. По нашим представлениям, миграция флюида происходит путем инфильтрации по относительно легкоплавким, еще не затвердевшим прослоям и продолжается до их полной консолидации, после чего из активных трубок исходит только черный дым из центрального канала. Он создается флюидами, фильтрующимися через железо-медные расплавы на глубине, и исчезает при их консолидации.

Глубинная генерация сульфидных магм порождает восходящие потоки рудоносных флюидов, но при поступлении в водную среду рудное вещество, привносимое флюидами, довольно быстро рассеивается, вовлекаясь затем уже только в осадочный процесс. Колчеданные месторождения в океанах сопровождаются широко распространенными ореолами рудоносных осадков [Fouquet, Wafic et al., 1993] и железо-марганцевыми конкрециями. Вхождение в их состав сульфидов представляет собой ассоциацию, типичную для сульфидных руд колчеданных месторождений [Авдонин и др., 2007].

Это позволяет параллелизовать океанические железо-марганцевые конкреции с аналогичными им по составу породами [Масленников, Аюпова, 2007], распространенными на рудных полях колчеданных и полиметаллических месторождений, в частности — на Урале (см. рис. 3.7). Судя по геологическим условиям залегания, они относятся к завершающим этапам развития вулканических циклов, характеризующихся особенно высокой эксплозивностью, обычно растягивающейся во времени. Эксплозии накладывались как на колчеданные руды, так и на вмещающие осадочные породы, создавая комплексный характер образования конкреций. Их расплавная природа доказывается железо-марганцевой расслоенностью и колломорфным характером затвердевания расплавов при быстром охлаждении в условиях водной среды. Показательны текстуры захвата обломков ритмично расслоенных конкреций колломорфными конкрециями, описанные В.В. Авдониным с соавторами [2007].

Самой интересной особенностью конкреций является наличие в них двух ассоциаций породообразующих минералов, отвечающих основным (плагиоклазы, пироксены, амфиболы, титаномагнетит, хромит и др.) и кислым (микроклин, касситерит и др.) породам, относящимся к лейкократовой гранитоидной ассоциации [Авдонин и др., 2007, с. 53]. Они слу-

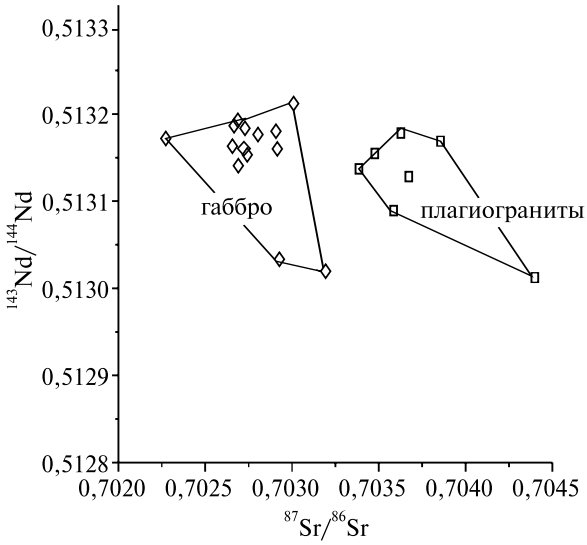


Рис. 3.18. Соотношение изотопов Nd и Sr в жильной габбро-плагиогранитной ассоциации колчеданоносных районов Срединно-Атлантического хребта [Силантьев, 2009]

жат признаками наличия на глубине расслоенных габбро-гранитных очагов, материнских по отношению к колчеданным рудам и марганцевым конкрециям. Бурением на колчеданоносных полях Срединно-Атлантического хребта были выявлены жильные габбро-гранитные комплексы (рис. 3.18), являющиеся, по-видимому, производными таких очагов.

К типу месторождений, удаленных от материнских магматических комплексов, относятся многочисленные колчеданные и полиметаллические месторождения, залегающие в осадочных формациях вне видимой связи с вулканизмом (см. рис. 3.4). Они образуют пластовые и линзовидные массивные тела, которые согласно вписываются в стратиграфические разрезы и обладают всеми атрибутами рудных тел месторождений, залегающих в вулканических комплексах. Их согласные пластовые тела нередко ритмично расслаиваются на медные (нижние) и цинковые (верхние) слои. Они образуют продуктивные геохимико-металлогенические горизонты в осадочной оболочке Земли, нередко в ассоциации с черными сланцами. В комплексы с ними могут входить железистые и марганцовистые кварциты (см. рис. 3.7). Известны их ассоциации с кварцево-сульфидными и барит-сульфидными, медно-цинковыми и свинцово-цинковыми рудами, образующими протяженные горизонты и месторождения, например, атасуйского типа [Авдонин и др., 2005, с. 224]. Восходящие флюиды, фильтрующиеся на глубине через сульфидные расплавы, вплетаются в осадочный процесс, формируя грандиозные месторождения медных и полиметаллических «песчаников» и черных сланцев типа формации Купфершифер (Польша).

Образованием колчеданных и полиметаллических месторождений, подчиненных осадочным формациям, дополнительно подчеркивается генетическая связь их с депрессионными структурами как в океанах, так и на континентах. Образование депрессий всегда сопряжено с встречным воздыманием мантийного субстрата [Маракушев, 2004], это описывается в литературе под названием «обращенность рельефа» и может использоваться при поисках геофизическими методами не вскрытых эрозией колчеданных и полиметаллических месторождений.

С переходом от океанов к их континентальным обрамлениям, представленным окраинными морями и островными дугами, медно-цинковое дисульфидное рудообразование радикально или постепенно изменяет свой характер: колчеданное рудообразование сменяется полиметаллическим. Следует, однако, заметить, что и в окраинных морях отмечались в литературе сульфидные месторождения, сходные с колчеданными.

В окраинных морях сульфидные месторождения образуют последовательность от доминирующих полиметаллических месторождений, богатых барием, цинком, свинцом, серебром, близких к полиметаллическим месторождениям, через промежуточные типы до медно-цинковых колчеданных рудопроявлений северного Фиджи, сходных с месторождениями океанических хребтов [Fouquet, Stackelberg et al., 1993].

Окраинные моря относятся к структурам радикальной переработки континентальной (сиалической) коры в океаническую (океанизация), что может влиять и на характер сульфидного рудообразования.

Полиметаллические месторождения Куроко в Японии

Сульфидные полиметаллические месторождения на Урале выделяются в работе [Викентьев и др., 2006] под названием Баймакский тип. Они характеризуются парагенезисом Cu + Zn + Pb + Au + Ba. В цитируемой работе описано Александринское месторождение, близкое к этому типу по высокому содержанию цинка, преобладающему над медью (суммарное содержание 10%). Его руды, представленные в протяженных согласных телах, контрастно разделяются на медно-цинковые (колчеданные), барит-медно-цинковые, барит-цинковые и барит-свинцово-медно-цинковые (полиметаллические). Золотом обогащены верхние дифференциаты пластовых рудных тел (2–3 г/т).

Огромное множество месторождений (только крупных — 83) барит-галенит-сфалеритовых сульфидных черных руд (Куроко) на Японских островах приурочено к протяженному поясу, сложенному формацией Зеленых туфов шириной около 50 км, которая протягивается вдоль всего островодужного обрамления Японского моря. Пояс заложился в олигоцене на эродированном палеозойском основании, состоящем из гранитов и метаморфических пород. Вначале пояс развивался в виде вулканического, в основном андезитового, который сменился в раннем миоцене базальт-риолитовым и последовательно эволюционировал в направлении возрастания в нем роли осадочных пород. Типичные доминирующие месторождения Куроко представлены стратиграфическими горизонтами расслоенных протяженных пластовых тел богатых свинцово-цинковых сульфидных руд в сочетании с секущими телами более бедных железо-медных руд в подстилающих породах. Наряду с ними выделяются самостоятельные месторождения жильного и штокверкового типа или только стратиформ-

ного (расслоенного, пластового) типа (stratiform sulfide ore bodies), а также месторождения отдельных типов руд — баритовых, гипсовых, пиритовых (в том числе, золотоносных) и др. В общем, рудообразование ограничивается узким временны́м интервалом в среднем миоцене, отвечающим рубежу около 13 млн лет на всем протяжении вулканического пояса, что характеризует развитие его как единой региональной структуры.

Развитие всех месторождений Куроко начиналось с экструзивных внедрений, излияний или пирокластических выбросов риолитов или дацитов. Риолиты имеют ультракислый состав и находятся в ассоциации с базальтами повышенной железистости и щелочности (цифры в скобках) (в мас. %): SiO_2 = 78,26 (52,03), TiO_2 = 0,09 (1,17), Al_2O_3 = 12,68 (17,14), Fe_2O_3 = 0,97 (4,85), FeO = 0,25 (5,57), MgO = 0,28 (9,19), CaO = 1,32 (5,16), Na_2O = 3,96 (4,22), K_2O = 2,17 (0,44), P_2O_5 = 0,01 (0,24) (аналитика из работы [Geology..., 1974]). Более ограниченно распространены дациты. На месторождении Фуказава (Fukazawa) дается сопоставление состава риолит-дацитов, находящихся непосредственно под рудным пластом, и в удалении от него (цифры в скобках) (в мас. %): SiO_2 = 72,46 (76,78), TiO_2 = 0,25 (0,23), Al_2O_3 = 14,05 (11,65), Fe_2O_3 = 0,91 (0,85), FeO = = 0,75 (1,12), MnO = 0,03 (0,03), MgO = 3,26 (0,80), CaO = 0,15 (0,32), Na_2O = 0,40 (4,55), K_2O = 3,59 (1,61), P_2O_5 = 0,06 (0,04), H_2O = 4,16 (1,68), сумма 100,11 (99,06) (аналитика из монографии [Geology..., 1974, p. 265]). Цифры характеризуют метасоматическую измененность пород, непосредственно подстилающих рудные залежи. Типичную картину геологической позиции этих пород иллюстрирует разрез месторождения Кунитоми (Kunitomi) на Хоккайдо (рис. 3.19). Он характеризует и типичное для месторождений вхождение пластового сульфидного тела (вместе с перекрывающими его осадочными породами) в антидромную последовательность: дациты → рудный комплекс → долериты, нарушающую общее развитие вулканизма. Месторождение Кунитоми (см. рис. 3.19) представляет дацитовый тип месторождений, как бы промежуточный между колчеданным и полиметаллическим (риолитовым) типами.

Рудно-петрологические циклы в развитии вулканизма могут повторяться, занимая, тем не менее, узкий возрастной интервал (региональный стратиграфический горизонт). В образовании циклов прослеживается дискретность, определяемая налеганием рудных пластов на выветрелые поверхности риолитов, превращенных в глины, устанавливаемые по скважинам [Geology..., 1974, p. 115]. Выветривание отражает существенные перерывы в развитии рудно-петрологических комплексов. Рудные образования в их составе четко вплетаются в эволюцию вулканизма, завершая обычно циклы его развития, предшествуя эпизодам прекращения вулканизма и образования осадочных пород. Рудообразование коррелирует с усилением эксплозивности вулканизма.

Фиксируется небольшая глубина (порядка 200 м) подводных излияний риолитов и дацитов, как и тесно связанного с ними сульфидного рудообразования. Согласно Такаси и Суга (Takashi, Suga) [Geology..., 1974, p. 102], извержения риолитов в поясе Ханаока (Hanaoka) происходили в

такой последовательности: лавовые потоки — интрузивные внедрения — пирокластические покровы — лавовые купола (lava dome) и эксплозии, за которыми следует рудоотложение. Образующиеся рудные пласты могут перемежаться с пирокластическими потоками риолитов (pyroclasticow). Их образование завершается длительным прекращением вулканической активности с образованием согласного осадочного перекрытия рудных пластов (mudstone).

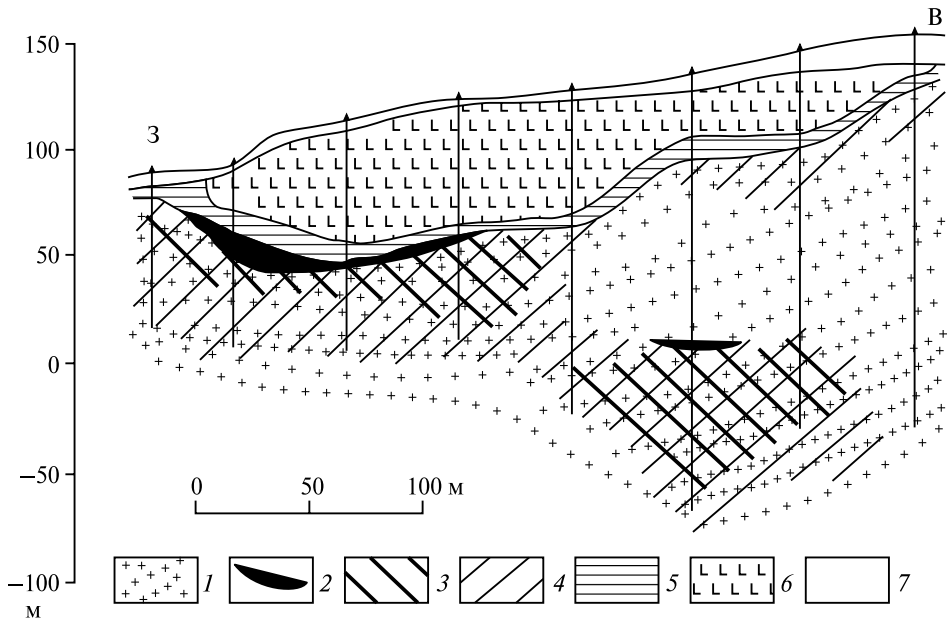
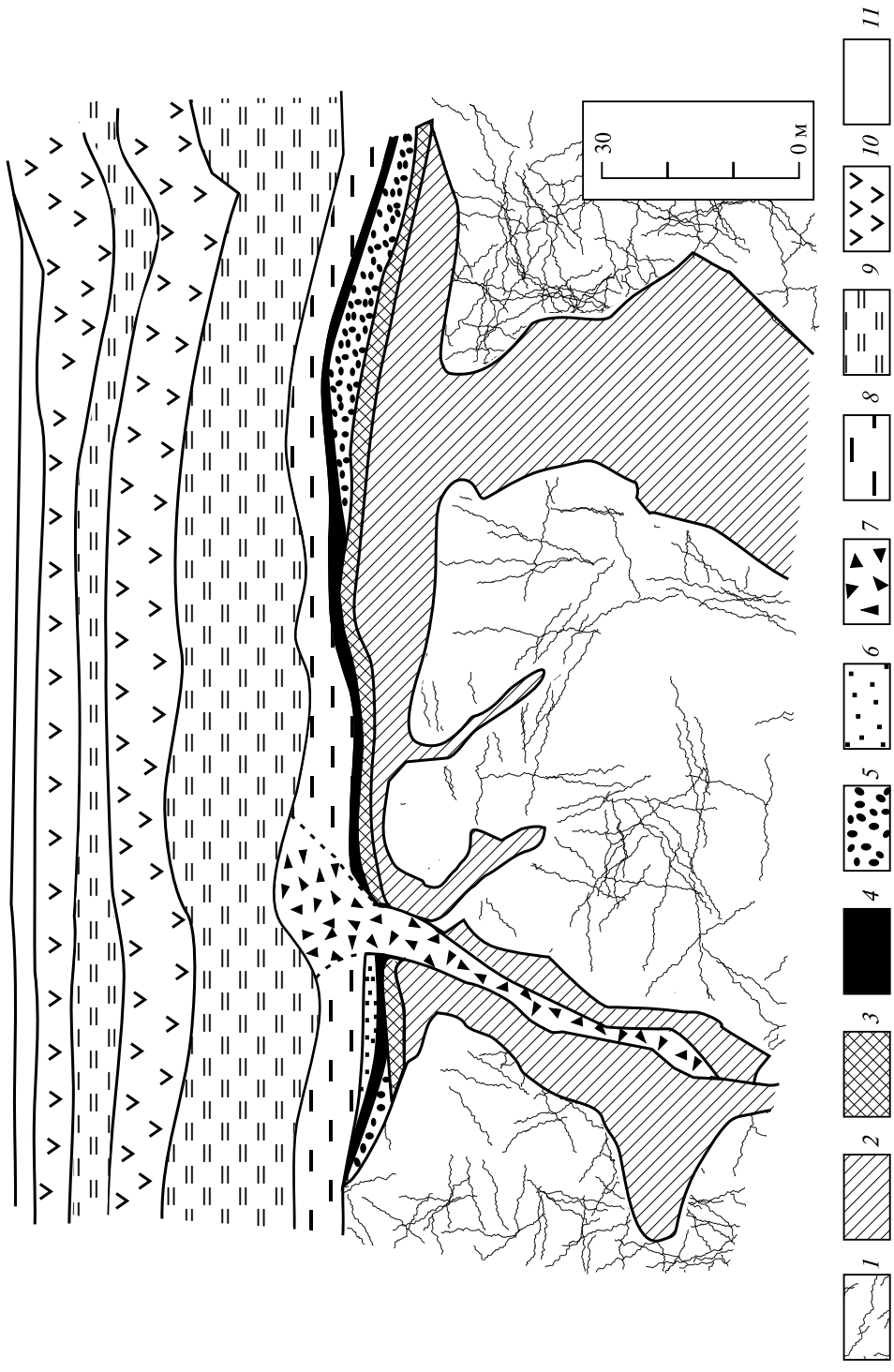


Рис. 3.19. Широтный разрез месторождения Кунитоми на Хоккайдо, пояс Куроко [Geology..., 1974]. Наглядно выражена антидромность развития рудоносной составляющей вулканического цикла (дациты → долериты)

1 — дациты; *2*, *3* — сульфидные руды: *2* — массивные расслоенные, *3* — вкрапленные, жильные и штокверковые; *4* — метасоматические породы; *5* — серые глинистые отложения (mudstone); *6* — долериты; *7* — четвертичные отложения

К типу Куроко японские геологи относят только согласные залежи сплошных сульфидных руд, которые закономерно вписываются в последовательность развития вулканизма, извергаясь после риолитов и дацитов. В подстилающих их метасоматических породах, замещающих дациты и риолиты, залегают жильные и штокверковые тела. Они уже относятся к другому типу (non-Kuroko type). В то же время подчеркивается [Geology..., 1974] их генетическое родство и совместное образование (close genetic relationship). Закономерное положение жильных и штокверковых тел в породах, подстилающих тела согласных массивных руд (below the Kuroko horizon), определяет связь этих согласных массивных залежей с породившими их глубинными магматическими очагами.


30
0 м
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Характерна четкая расслоенность пластовых тел на верхние барит-сфалеритовые слои (черные руды — Куроко), пирит-халькопиритовые (желтые) и нижние (пиритовые) руды. Это расслоение свойственно почти всем пластовым телам месторождений.

Повторяемость импульсов рудообразования создавала крупные месторождения, состоящие из совокупности пластовых рудных тел (upper, lower, deeper). Каждое из них контрастно расслоено на верхние цинковые и нижние медные (данные в скобках) слои, причем в цинковых слоях концентрируются барий, свинец (в мас. %): Zn = 8,5 (0,5), Pb = 1,0 (0,1), Cu = 0,9 (3,5), S = 23,6 (17,9), $BaSO_4$ = = 28,4 (2,2) и в г/т: Ag = 135 (следы); Au = 0,5 (следы), по данным Хирабаяси (Hirabayashi) [Geology..., 1974, p. 195]. На рис. 3.20 представлен геологический разрез верхнего рудоносного горизонта месторождения с экструзией риолитов, измененных метасоматическими процессами, которые сопряжены с внедрением бедных колчеданных руд, образующих секущие тела.

Эти тела фиксируют каналы подъема (фидеры) сульфидных расплавов, богатых цинком и, в меньшей степени, медью. Они изливались на морское дно с образованием согласных пластовых залежей, расслаивавшихся на сфалеритовый (верхний) и халькопиритовый (нижний) слои. Пластовое тело перекрывалось слюдисто-глинистыми породами коры выветривания с хорошо сохранившейся пострудной взрывной брекчией (как более закаленной породой среди сыпучки). Кора выветривания перекрыта базальтовыми туфами с прослоями аргиллитов, в которые процессы рудообразования и сопровождающего метасоматоза не проникали.

Различная продуктивность пластовых и секущих сульфидных тел была обусловлена высокой подвижностью флюидных халькопиритовых и сфалеритовых расплавов, концентрирующихся в апикальных частях рудообразующей системы.

Геохимическая контрастность расслоения пластовых залежей характеризуется графиками рис. 3.21 и 3.22, иллюстрирующими и распределение в рудах золота, которое концентрируется в верхних цинковых слоях, богатых барием (баритом) и свинцом. Со снижением их содержания концентрация золота в цинковых рудах понижается. Эти соотношения находятся в соответствии со сделанным выше выводом о высоком химическом сродстве золота с барием и свинцом, которое, как отмечалось, прослеживается и на уральских месторождениях.

⇐

Рис. 3.20. Геологический разрез верхнего из трех уровней распространения рудных тел месторождения Мотояма (Motoyama), по Хирабаяси [Geology..., 1974, p. 195], с упрощениями

1 — метасоматически измененные риолиты (предрудное внедрение); *2* — замещавшие их бедные сульфидные руды и метасоматические породы; *3–5* — богатые руды расслоенного пластового тела: *3* — медные, *4*, *5* — цинковые (*4* — массивные, *5* — друзитовые); *6* — баритовая сыпучка; *7* — взрывная рудная брекчия (Fragmental Kuroko), прорывающая рудные тела и сохранившаяся в слюдисто-глинистых породах коры выветривания (*8*) на рудах; *9–11* — перекрывающие отложения: *9* — аргиллиты, *10* — базальтовый туф, *11* — песок и гравий

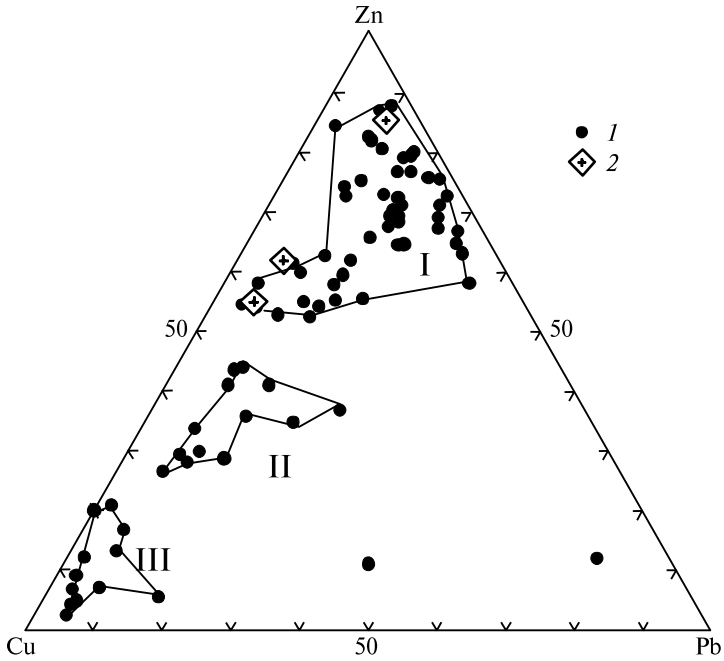
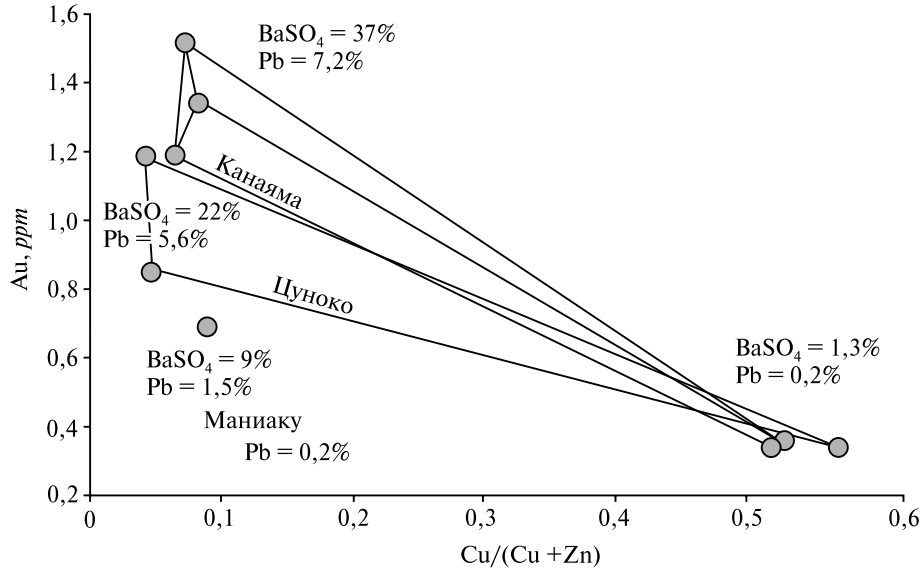


Рис. 3.21. Диаграмма, иллюстрирующая расслоенность руд месторождений Куроко на цинковые (I), цинково-медные (II) и медные (III)

Показаны соотношения Cu и Zn в рудах (*1*) и в базальтах и риолитах (*2*).

Использованы анализы руд из работы [Geology..., 1974]



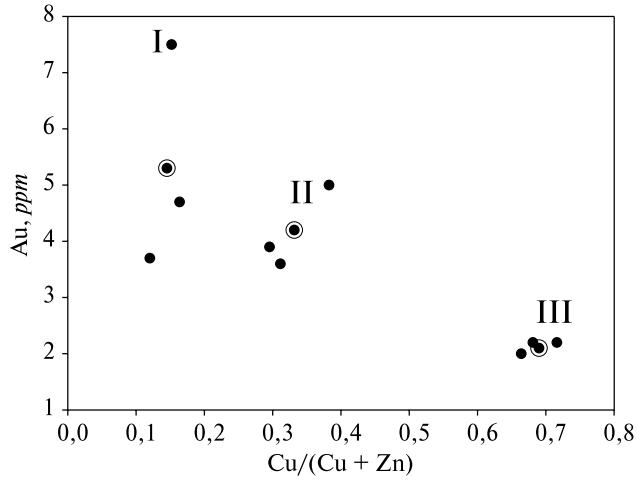


Рис. 3.23. Трехчленное расслоение рудной залежи месторождения Фуротобе (Furotobe) на: цинковые, богатые золотом (I), промежуточные (II) и медные, бедные золотом (III)

Обведены знаки, обозначающие средние составы по типам руд.

Использованы анализы руд из работы [Geology..., 1974, p. 67]

На некоторых месторождениях Куроко медно-цинковое расслоение сульфидных залежей проявляется не так контрастно, выделяется промежуточный слой (рис. 3.23). Расслоение может осложняться образованием верхнего баритового слоя и нижнего слоя пиритовых, гипсовых и ангидритовых руд. Отчетливо выражен цинковый металлогенический профиль месторождений (преобладание цинковых руд над медными), который прослеживается и по элементам-примесям в базальтах и риолитах (см. рис. 3.21), распространенных на месторождениях.

Обрисованное расслоение, нередко ритмичное, закономерное и выдержанное в пластовых залежах огромной протяженности (до 1 км и более), определило название месторождений — стратиформные. Оно типично для сульфидных флюидных расплавов, которые, в отличие от силикатных, не подвергаются закалке (образованию стекла) и благодаря этому долго сохраняют жидкое состояние при охлаждении, в результате которого в них и развивается жидкостная несмесимость (liquid immiscibility), ведущая к расслоению.

Расслоение флюидных расплавов предшествует кристаллизации руд, которая, по данным минералогических термометров [Geology..., 1974], отвечает температуре 200–300 °С. Это согласуется с определениями температу-

⇐

Рис. 3.22. Распределение золота между цинковыми и медными рудами сульфидных тел месторождения Фуказава (Fukazava)

Содержания $BaSO_4$ и Pb приводятся в мас. %.

Использоваы анализы руд из работы [Geology..., 1974]

ры кристаллизации во множестве других колчеданно-полиметаллических месторождений.

Месторождения Куроко приурочены к поясу Зеленых туфов, андезитовых по составу. Соответственно предполагается генетическая связь их с андезитовым магматизмом.

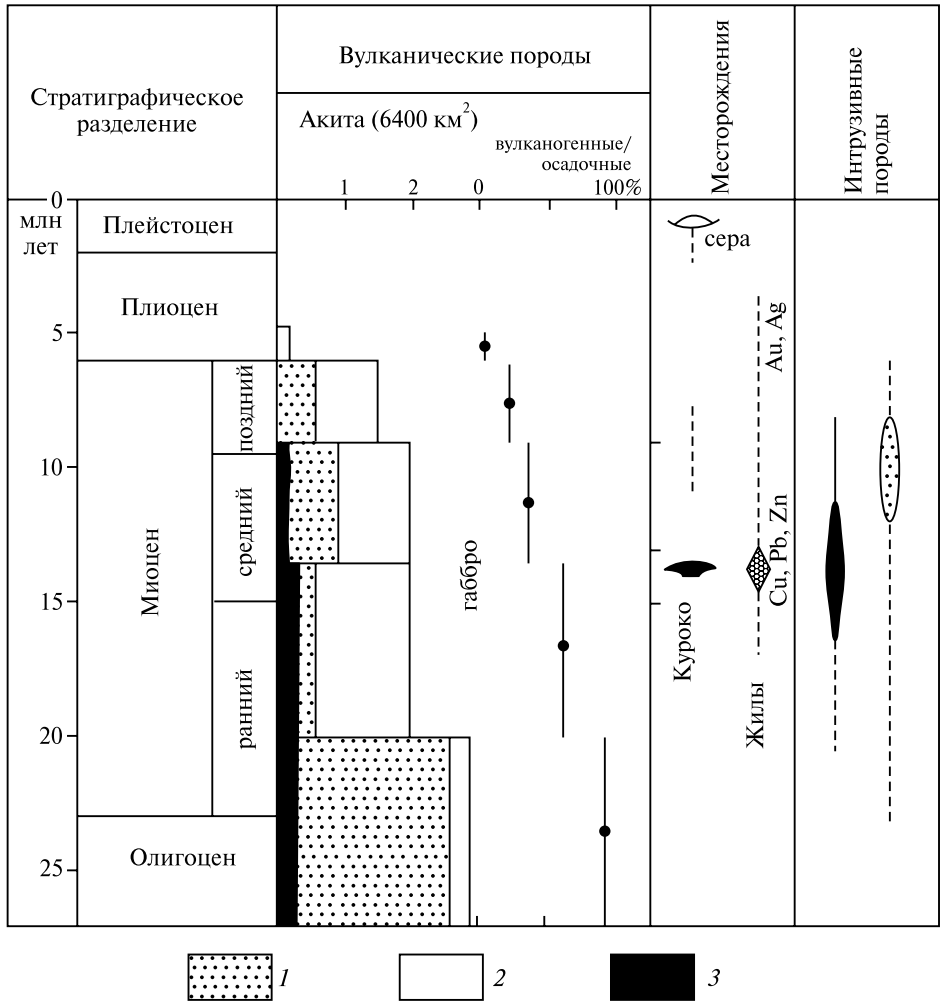


Рис. 3.24. Схема эволюции магматизма и рудообразования структурного пояса Зеленых туфов, вмещающего месторождения Куроко, на северо-западе Японии (провинция Акита), по [Geology..., 1974, p. 238]. Видна приуроченность месторождений к завершению базальт-риолитового этапа развития структурного пояса

1 — андезиты; *2* — риолиты; *3* — базальты

Это, на первый взгляд, противоречит сделанному выше выводу о генетической связи колчеданно-полиметаллического рудообразования с депрессионным (базальт-риолитовым), а не с орогенным (андезитовым)

магматизмом. Для объяснения этого противоречия привлечем данные по последовательности развития формации Зеленых туфов (рис. 3.24), которая установлена С.Исихарой (S.Ishihara) для обширной (6400 км^2) провинции Акита (Akita) [Geology..., 1974, p. 235]. Согласно этой последовательности, экстенсивное развитие андезитов в этой структуре прослеживается только в олигоцене и нижней половине раннего миоцена, в интервале 26–18 млн лет. После этого андезитовая формация полностью уступила место базальт-риолитовой формации (с незначительным развитием андезитов), которая господствовала до ранних этапов среднего миоцена (в интервале 18–13 млн лет), завершившись образованием грандиозных сульфидных месторождений Куроко, относящихся к возрасту 13 млн лет. Затем базальт-риолитовая формация сменилась андезит-риолитовой, развивавшейся вплоть до прекращения вулканизма в начале плиоцена.

Таким образом, образование месторождений Куроко не связано с андезитовым вулканизмом, а приурочено к завершению периода депрессионного базальт-риолитового магматизма. На всем его протяжении (18–13 млн лет) магматизм развивался по феннеровской последовательности с накоплением железа, согласно базальт-ферробазальтовому тренду (см. рис. 3.3), что и привело к массовому развитию сульфидного рудообразования в начале среднего миоцена, около 13 млн лет назад. В результате пластообразные руды Куроко получили стратиграфическое значение, ограниченное в своем развитии узким возрастным интервалом.

Этого нельзя сказать о жильных свинцово-медно-цинковых сульфидных рудах, имеющих более широкий возрастной диапазон, но максимум их образования совпадает по возрасту с рудами типа Куроко, что определяет их генетическую общность. После завершения образования Cu–Pb–Zn дисульфидных руд начинается новая металлогеническая эпоха развития пояса Зеленых туфов, обусловленная внедрением гранитов в сопровождении долеритов и габбро с образованием золоторудных кварцевых жил.

Образование месторождений Куроко отражает, таким образом, депрессионный эпизод (18–13 млн лет тому назад) в эволюции формации Зеленых туфов, во время которого формировались магматические очаги интенсивного накопления в магмах железа, которые пришли на смену андезитовой направленности островодужного магматизма. Это обусловлено гетерогенностью вулканизма островных дуг в результате сочетания орогенного андезитового вулканизма с депрессионным вулканизмом, порождаемым развитием в тылу островных дуг депрессий окраинных морей. В результате такого сочетания свойственный окраинным морям депрессионный вулканизм, сопряженный с разрушением континентальной коры, сменяет в островных дугах орогенный андезитовый вулканизм ее созидания. Эти два типа вулканизма различаются по глубине залегания магматических камер, которые питают их вулканы и фиксируются очагами землетрясений. Депрессионный вулканизм сопряжен с мантийными очагами землетрясений, которые смещаются с глубиной в акватории окраинных

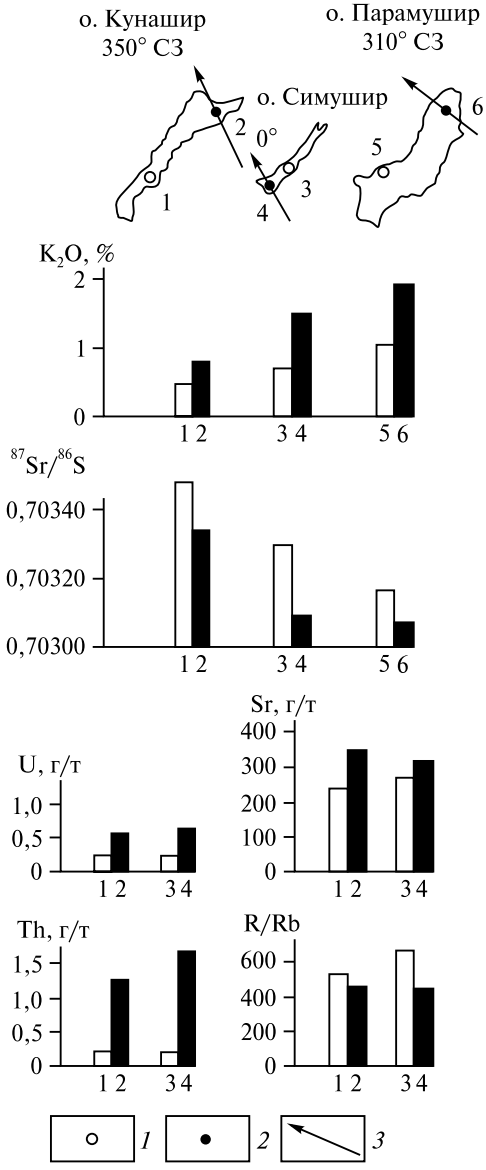


Рис. 3.25. Петрохимические и геохимические характеристики пород (SiO_2 ~ ~ 55%) и позиция К- и М-вулканов Курильской дуги [Сывороткин, 1996]

1 — К-вулканы: 1 — Менделеева, 3 — Заварицкого, 5 — Чикурачки; *2* — М-вулканы: 2 — Тятя, 4 — Мильна, 6 — Эбеко; *3* — направления простирания разломов на островах Кунашир, Симушир, Парамушир

морей, достигая в них громадной глубины (600–700 км). Орогенные вулканы сопряжены в своем распространении с малоглубинными очагами землетрясений, как в Андах, по которым и получили свое название андезиты. На Курильской островной дуге отмечаются два типа вулканов, подразделяющиеся по глубине залегания их очагов [Сывороткин, 1996] на мантийные (М) и коровые (К), принципиально различающиеся геохимически и петрохимически (рис. 3.25). При сравнении их пород, близких по содержанию SiO_2 (около 55%), М-вулканы отличаются более высоким содержанием K, Rb, Sr, Ba, Zr, Hf, Th, U, что сближает их с вулканическими породами депрессии Охотского моря.

Ближайшим аналогом месторождений Куроко считаются массивные сульфидные полиметаллические руды Центрального трога Окинава в Японии, представленные пологими залежами и уходящими на глубину трубами, которые расслоены концентрически-зонально [Halbach, Pracejus, 1993]. В скобках характеризуются их внутренние зоны. Одна труба (в мас. %): Zn = 22,50 (37,50), Pb = 14,80 (25,00), Cu = 0,30 (0,56), BaO = 20,96 (0,04), SiO_2 = = 6,27 (1,32); (в г/т): Au = 8,45 (4,80). Другая труба (в мас. %): Zn = 27,40 (33,60), Pb = 12,00 (4,30), Cu = 4,41 (5,39), BaO = 0,07 (0,01), SiO_2 = 12,00 (6,38); (в г/т): Au = = 8,60 (2,61). Приведены средние содержания металлов внешних и внутренних зон, строение которых осложняется ритмичностью расслоения.

Расслоенные трубы, уходящие далеко на глубину, характерны для трогов задуговых бассейнов. В задуговом бассейне Лау (юго-запад Тихого океана), согласно [Herzig et al., 1993, p. 2195], в трубах различается последовательность зон от внешней баритовой со свинцом и серебром к сфалерит-баритовой, затем — к сфалеритовой с золотом и сурьмой до медной с железом, составляющей ядро. Трубы являются подводящими каналами пластовых залежей, их расслоенность в общих чертах коррелирует с расслоенностью, свойственной пластовым и линзовидным сульфидным залежам окраинных морей, трогов и островных дуг, в том числе Куроко. Главной закономерностью расслоения является разделение сульфидных руд на барит-свинцово-цинковые и железо-медные, которое четко прослеживается через сульфидную расслоенность, в том числе ритмичную.

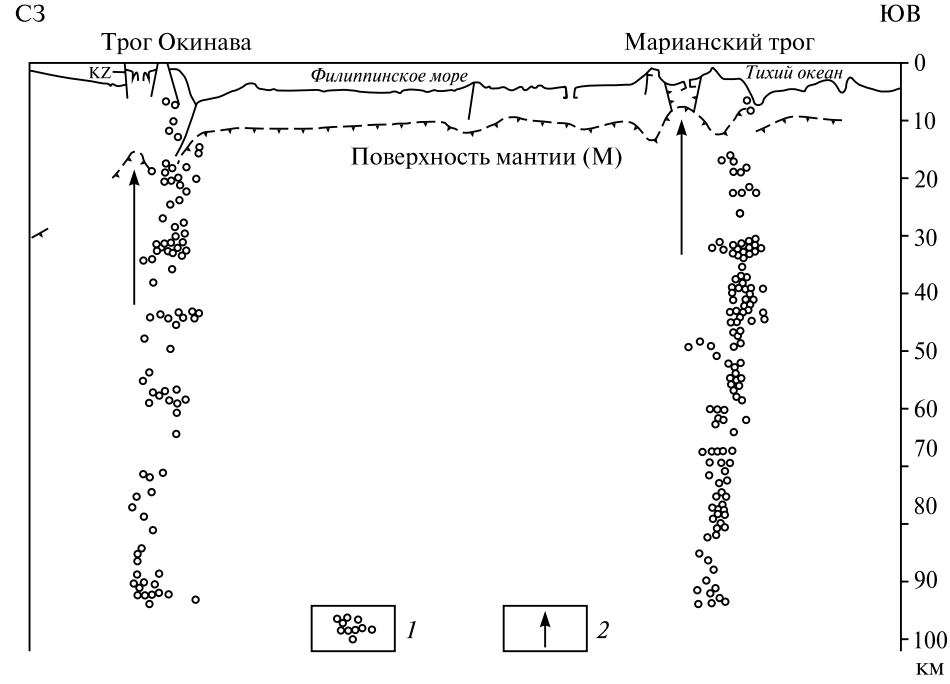


Рис. 3.26. Гипоцентры землетрясений на геофизическом разрезе через Филиппинское море, по [Фролова, Бурикова, 1997, с. 183]

1 — гипоцентры землетрясений; *2* — воздымания мантии, соответствующие трогам Марианскому и Окинава

Задуговой трог Окинава, к которому приурочены крупные полиметаллические месторождения, отделяется от структуры Филиппинского моря фокальной поверхностью землетрясений, погружающейся под него под крутым углом (рис. 3.26). На разрезе показаны очаги землетрясений до глубины 100 км, но в действительности, они распространяются и много глубже (на несколько сотен километров). Эпицентры глубинных землетрясений образуются в результате взрывов флюидов, исходящих из зем-

ного ядра [Маракушев, 2011] и порождающих мантийные магматические очаги. Эпицентры глубинных землетрясений совмещаются с трогом Окинава, так что приуроченные к нему трубообразные полиметаллические месторождения генетически связаны с магматизмом очень большой глубинности. Этим они принципиально отличаются от колчеданных месторождений, залегающих в океанических структурах, в том числе, срединно-океанических хребтах, очаги землетрясений которых располагаются на небольшой глубине. Соответственно и магматизм, с которым они генетически связаны, является малоглубинным.

* * *

Различие магматизма по глубинности формирования проявляется прежде всего в его щелочности. Малоглубинный магматизм, как и магматизм структур растяжения земной коры, характеризуется нормальной щелочностью, развиваясь в режиме легкой потери водорода из сопровождающих его флюидов. С возрастанием глубинности, как и с переходом к режиму сжатия земной коры, магматизм развивается в режиме все более высокого давления водорода. Это приводит к повышению его щелочности вследствие разложения кислотных компонентов флюидов и приданию им углеводородной специализации:

$$2H_2CO_3 + 7H_2 = 6H_2O + C_2H_6.$$

Соответственно, переход от колчеданного к полиметаллическому рудообразованию связан с повышением щелочности их материнского магматизма, что наиболее наглядно проявляется в вещественном составе руд вытеснением кварца баритом. Однако колчеданные и полиметаллические руды, принципиально различающиеся по геологической позиции и вещественному составу, практически одинаковы по модели образования, определившей в типичном проявлении устойчивую ассоциацию их с кислыми магматическими дифференциатами: дацитами (колчеданные руды) и риолитами (полиметаллические руды).

Завершая обзор сульфидных месторождений, подчеркнем их разнообразие, которое, тем не менее, не выходит за рамки единой модели их образования в результате флюидной сульфуризации ультражелезистых дифференциатов депрессионного магматизма. Они входят как в базит-гипербазитовые комплексы (медно-никелевые платиноносные месторождения), так и в ассоциацию с кислыми породами (медно-цинковые месторождения). Представленные модели охватывают месторождения платиновых металлов, а также золота, максимальные концентрации которого наблюдаются в медно-свинцово-цинковых (полиметаллических) дисульфидных месторождениях.

Глава 4
Малосульфидные кварцево-рудные месторождения

Процессы флюидной сульфуризации железистых магматических дифференциатов, порождавшие рассмотренные выше сульфидные месторождения, в образовании малосульфидных месторождений играют второстепенную роль, явно недостаточную для наблюдаемой концентрации в них рудных металлов.

Крайнее положение в их ряду занимают месторождения золото-кварцевой формации: кварцевые и полевошпатово-кварцевые руды, представленные жилами, штокверками, неправильными залежами и такситами, согласно залегающими в виде пластов в осадочно-вулканогенных породах.

К малосульфидной золото-кварцевой формации относится гигантское уран-золоторудное месторождение Витватерсранд (Южная Африка), в котором эта формация сочетается с углеводородной формацией бессульфидной концентрации золота и урана.

Уран-золоторудное месторождение Витватерсранд в Южной Африке

Крупнейшее в мире ураново-золоторудное месторождение Витватерсранд (сокращенно Ранд) приурочено к архейской депрессии кратона Каапвааль (рис. 4.1). Его происхождение рассмотрено во многих работах, обзор которых приведен в статье Ю.Г. Сафонова и В.Ю. Прокофьева [2006]. Месторождение представлено множеством ураново-золоторудных сульфидно-кварцевых горизонтов (рифов) огромной протяженности. По рудно-кварцевому отношению им аналогичны формации золоторудных кварцевых жил, например, «четыре тысячи архейских золоторудных жил кратона Зимбабве» [Марфунин, 1987, с. 115–116], смежного с кратоном Каапвааль. Хотя эти объекты различаются по продуктивности, но схожи по возрасту (архей), приуроченности к депрессиям на древних кратонах

и огромному размаху проявления золото-кварцевой формации. Громадная по масштабу концентрация золота в месторождении Витватерсранд связана с длительностью (3100–2700 млн лет) его формирования в ходе развития депрессии в центральной части кратона Каапвааль и с углеводородной специализацией флюидов. Фундамент депрессии (3488–3074 млн лет) образует в ее центре поднятие Вредефорт, непосредственно окруженное слоями древнейшего вулканогенно-осадочного заполнения (группа Доминион) совместно с подчиненными ему урановосными и золоторудными кварцитовыми рифами Доминион (3074 млн лет).

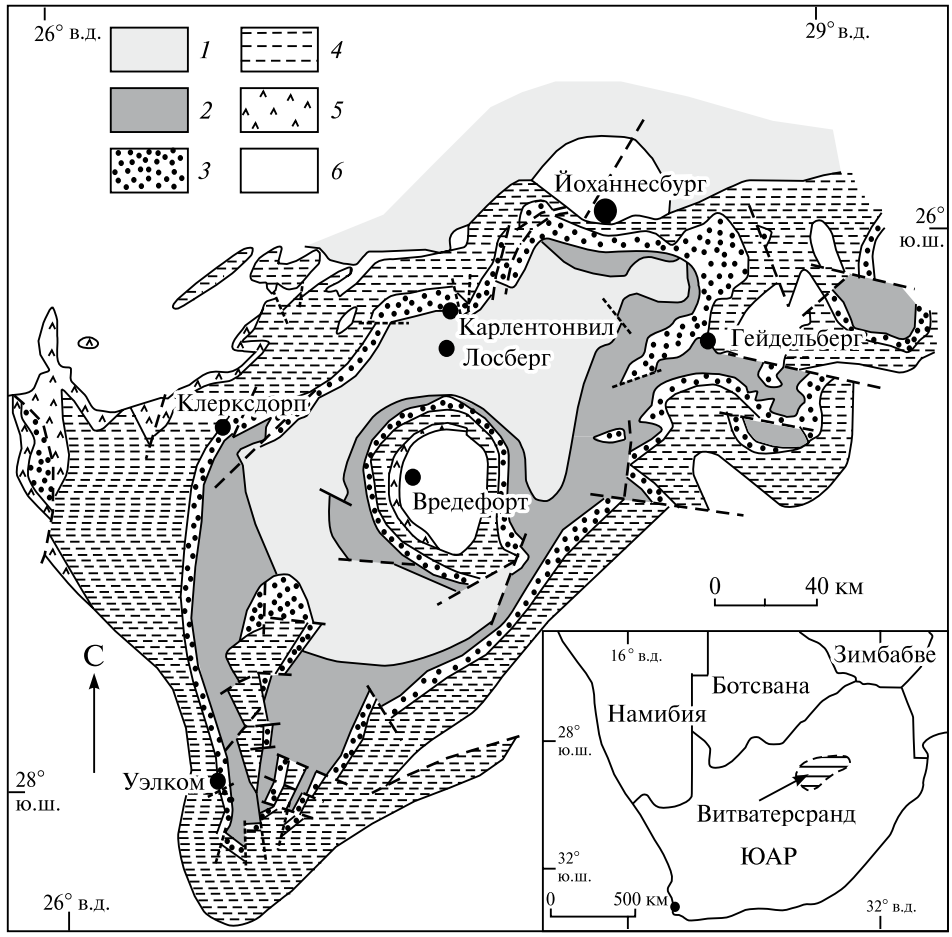


Рис. 4.1. Схема геологического строения депрессии Витватерсранд, по [Gibson, Reimold, 1999]

1–5 — вулканогенно-осадочные формации (в скобках — средний возраст, млн лет): *1* — Трансвааль (2025), *2* — Вентерсдорп (2709), *3*, *4* — верхний и нижний Витватерсранд соответственно (2914), *5* — Доминион (3074); *6* — фундамент (3120).

Циркумсинклинальное строение депрессии определяется центральным поднятием Вредефорт

Проблема происхождения поднятия Вредефорт дискуссионна. Обнаружение в нем инъекций стекловатых пород, содержащих коэсит и стишовит, привело некоторых исследователей к представлению об импактном (мгновенном) образовании структуры, обусловленном падением метеорита, несмотря на отсутствие в депрессии метеоритного вещества. Детальный физико-химический анализ парагенезисов минералов гранитогнейсовых пород позволил Л.Л. Перчуку с соавторами [2002] установить многостадийность и длительность воздымания купола Вредефорт, которое завершилось взрывом большой мощности (2023 млн лет назад). На основе полученных ими данных отвергнуты представления исследователей, «завороженных теоретическими оценками, согласно которым ядро купола поднялось почти на 10 км за несколько десятков секунд».

Месторождение Витватерсранд приурочено к этой депрессии (см. рис. 4.1), которая, начиная с 3074 млн лет назад, заполнялась в основном осадочными породами, разделенными на ритмы, фиксируемые горизонтами распространения золотых кварцево-сульфидных руд (рифов), особенно в верхней половине формации Витватерсранд. Согласно перекрывающая ее формация Вентерсдорп (2709 млн лет) — безрудная. После ее образования произошла складчатость, обрамляющая поднятие Вредефорт, окруженное глубокой синклинальной структурой с множеством мелких дислокаций — проявление так называемой центробежной тектоники [Baundemont, Fedorovich, 1996]. Она определяется растягивающими усилиями, порождаемыми формированием центральных поднятий эндогенных взрывных кольцевых структур. Затем последовали воздымание структуры и эрозия, завершавшие развитие архейской рудоносной депрессии северо-восточного простирания. В протерозое на нее наложилась меридиональная депрессия, отложения которой, представленные формацией Трансвааль (2025 млн лет), отчасти перекрыли дислоцированные эродированные рудоносные отложения архейской депрессии.

Гнейсы Вредефорта прорваны стекловатыми породами (псевдотахилитами), в которых, как отмечено выше, были найдены коэсит и стишовит. Еще раньше эти минералы были обнаружены в кварцитах формации Витватерсранд, что свидетельствует об участии взрывов высокой энергии в процессе формирования депрессионной структуры в целом. К взрывным признакам относятся и мельчайшие (< 1 карата) зеленоватые зерна алмаза, систематически входящего в состав золоторудных кварцевых рифов Витватерсранда. Это ставит рудоносную депрессию (по особенности генезиса) в один ряд с крупными алмазоносными эндогенными взрывными кольцевыми структурами [Маракушев, Панеях, 2011]. Стекловатые алмазоносные породы в них (зювит, тагамит) выбрасываются взрывом на большую высоту и распространяются на огромную площадь. Мы полагаем, что взрывы высокого энергетического уровня аналогично обеспечили наблюдаемое ритмично повторяющееся распространение алмазсодержащих рифов в депрессии Витватерсранд на огромную площадь в сотни квадратных километров. Рифы характеризуются идеальной выдержанностью строения и состава.

Для выяснения их генезиса были исследованы образцы руд под электронным микроскопом и на микрозонде, а также проведен физико-химический анализ парагенезисов золота с сульфурофильными металлами, ураном и редкими металлами. Особое внимание было уделено углеводородам, образующим соединения с уранинитом (тухолит), с которыми на месторождении связана самая высокая концентрация золота и урана.

Строение ураново-золоторудных рифов и их сульфидно-кварцевые руды

Монолитные рифы в приповерхностных условиях залегают в относительно рыхлых осадочных породах и образуют гряды, напоминающие скальные обрамления (рифы) береговых окраин морей и океанов. В составе уран-золоторудных рифов преобладает кварц (зернистый и монокристальный), в подчиненном количестве присутствуют сульфиды и углеродно-углеводородные фазы, из последних наиболее известен тухолит. Тухолит (thucholite) — это «смесь органических веществ (углеводородов) и уранинита с примесью небольшого количества сульфидов» [Толковый словарь..., 1979, с. 327]. Тухолит обладает очень высоким химическим сродством к золоту, концентрирующемуся в нем совместно с ураном, по-видимому, в виде соединения $AuUO_2$. Углеводородный состав тухолита рассматривается ниже.

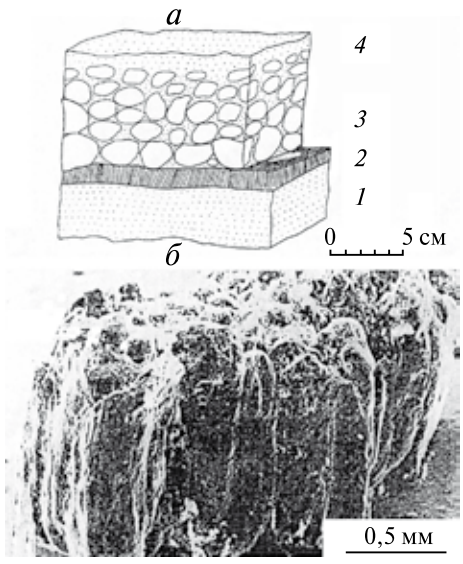


Рис. 4.2. Блок-диаграмма, иллюстрирующая строение рифа, богатого золотом и ураном и содержащего прослои тухолита со столбчатой структурой, по [Schidlowski, 1970, 1981] (*а*) и фото образца столбчатого тухолита по [Hallbauer et al., 1981] (*б*)

1 — кварцит; *2* — тухолит; *3* — сульфидно-кварцевая руда; *4* — кварцит

Характерна довольно единообразная расслоенность рифов: базальный (нижний) слой кварцита сложен безрудным зернистым кварцем, выше залегает слой сульфидно-кварцевой руды, перекрытой верхним кварцитовым слоем. Рудное тело состоит из каплевидных выделений кварца, которые ошибочно принимают за гальку, в кварцево-сульфидной матрице. Каплевидные выделения кварца наблюдаются и во вмещающих кварцитах, местами сохранивших реликтовую капельную текстуру. В руде и в кварцитах тухолит (а также углеродистое вещество) может содержаться как

в рассеянном состоянии, так и в виде линзочек и прослоев. Крупные и выдержанные уран-золоторудные тухолитовые прослои с характерной для них столбчатой структурой наблюдаются в рифах на границе между базальным кварцитом и сульфидно-кварцевой рудой (рис. 4.2). Они отличаются повышенной продуктивностью.

Строение рифов временами существенно осложняется наложенными деформациями, развивающимися в общем субсогласно с их расслоенностью. Под воздействием деформаций рифы приобретают сланцеватое сложение, образование которого сопровождается дроблением кварцевых обособлений и минералов матрицы, переотложением кварца и пирита, образующих прожилковые, гнездовые скопления и чередующиеся полосы, вытянутые вдоль сланцеватости. При этих трансформациях породы приобретают брекчиевый характер, кварцево-пиритовая матрица становится цементом обломков кварца, проникая в них в виде прожилков. Перемещению и перемешиванию материала в рифах способствует взрывной характер рудообразования. Сланцеватое сложение рифов усиливается с повышением в них содержания серицита и хлорита с фукситом с образованием так называемых зеленых рифов, В метаморфические преобразования рифов активно вовлекается и углеводородное вещество, образующее субсогласные и секущие прожилки в сульфидно-кварцевых рудах и подстилающих их кварцитах [Сафонов, Прокофьев, 2006, с. 481].

В соответствии с приведенным описанием строения рифов рассмотрим руды двух генетических линий формирования — сульфидно-кварцевой и углеводородной (тухолитовой).

Сульфидно-кварцевая руда на 70–80% состоит из каплевидных выделений кварца в кварцево-сульфидной матрице, в которой, в свою очередь, обособляются небольшие капельки пирита (реже пирротина). Эта характерная текстура жидкостной несмесимости хорошо видна на рис. 4.3, представляющем зарисовку шлифа, опубликованную Д.И. Царевым [2002], который изучил руды Ранда в коллекциях музеев Москвы, Санкт-Петербурга, Улан-Удэ. Он трактует эту текстуру как результат действия кварцевого метасоматизма, наложенного на золотоносные конгломераты.

Однако в этой текстуре отчетливо видны признаки жидкостно-

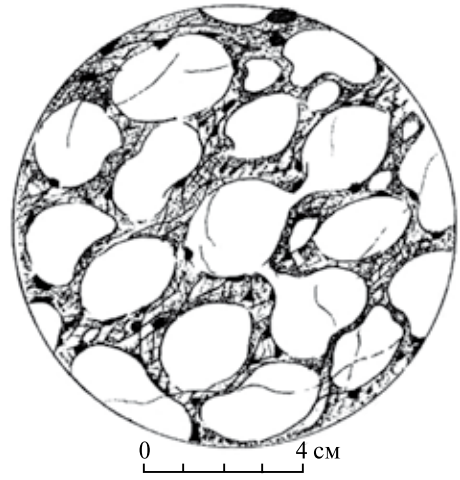


Рис. 4.3. Схематическая зарисовка шлифа ураново-золотой сульфидно-кварцевой руды [Царев, 2002, с. 254], разделяющейся на крупные капли кварца и мелкие капли сульфидов (черное) в кварцево-сульфидной матрице. Выражены взаимное облекание, гантелеобразная форма кварцевых капель и их связь между собой с помощью перемычек

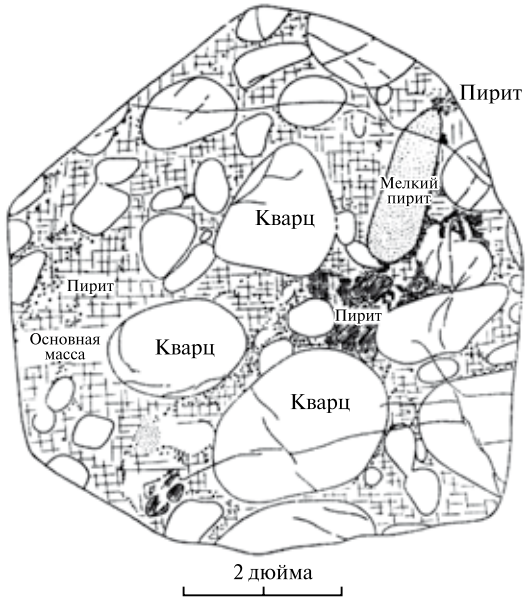


Рис. 4.4. Сульфидно-кварцевая руда рифа Вентерсдорп Контакт, по [Парк, Мак-Дормид, 1966]

го разделения первично однородного расплава на кварцевые капли и сульфидно-кварцевую матрицу с небольшими капельками пирита (черные овальные выделения). Текстура хорошо выражена морфологически, что проявляется во взаимном облекании кварцевых капель, их слиянии в виде гантелеобразных форм и кварцевых перемычек, связывающих капли. Эта взаимосвязанность капель однозначно свидетельствует о том, что они образовались на месте, непосредственно вслед за расслоением однородного сульфидно-кварцевого расплава.

Кроме монокристальных капель, представленных на рис. 4.3, в рудах Ранда содержатся зернистые кварцевые капли и их зональные типы (зернистые во внутренней части и монокристальные в краевых частях). Каплевидные выделения пирита в матрице местами вдаются в кварцевые капли, что отражает их практически одновременное выделение до затвердевания кварцевых капель. Кварц в каплях обычно чистый, не содержит включений других минералов, что сближает его с кварцем нижних кварцитов. В матрице кварц чаще преобладает над пиритом, хотя описаны случаи локального преобладания пирита, образующего скопления овальных и круглых выделений, представленных на рис. 4.4. В руде на зарисовке виден удлиненный сульфидно-кварцевый блок (обозначен как «мелкий пирит»), который, судя по его однородности, можно рассматривать в качестве фрагмента руды, консолидировавшейся непосредственно из первичного рудного расплава, еще не испытавшего обычное расщепление на кварцевые капли и рудную матрицу.

Кварц, кроме того образует линзы, прослойки, неправильные выделения кварцитов и жилы неправильной формы, обычно не выходящие за пределы рифов. В процессе слияния капель происходит вытеснение кварц-пиритовой матрицы руд, которая сохраняется в кварцитах только в тонких интерстициях между каплями, фиксирующими их былое капельное сложение (рис. 4.5). На микрофотографии хорошо видна интерстиционная текстура, свойственная сульфидно-кварцевым рудам, а также ее реликты, сохраняющиеся на переходе от этих руд к кварцитам.

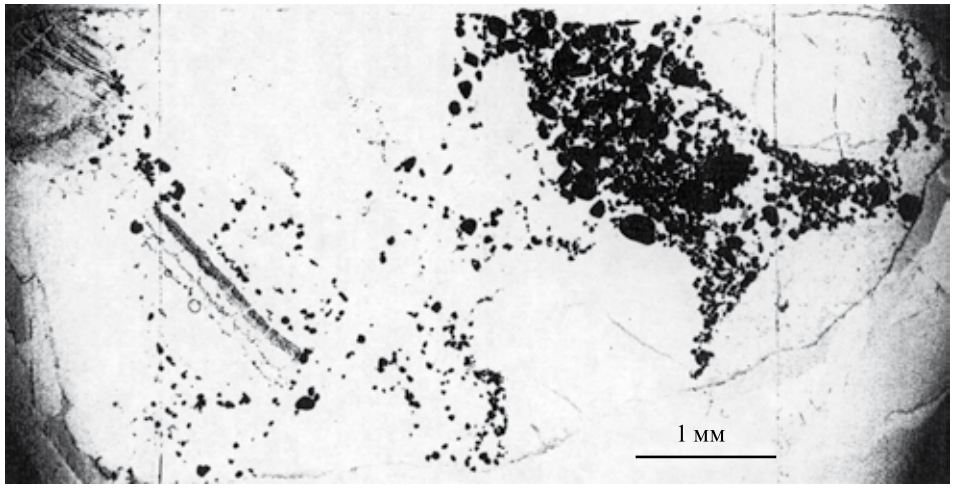


Рис. 4.5. Кварцит, образовавшийся при слиянии кварцевых капель; в некоторых местах сохранились интерстиционная текстура кварц-сульфидной руды и ее реликты, оконтуривающие кварцевые капли [Маракушев и др., 2012]

При отделении кварцевых капель, рассеянные в первичных расплавах рудные металлы концентрируются, образуя ассоциацию совместно с преобладающим пиритом «более 70 минеральных видов» [Марфунин, 1987, с. 100]. Даже далеко не полный анализ парагенезисов этих минералов убеждает в комплексном характере руд, которые сложены рудными минералами, свойственными как нормальному, так и щелочному магматизму. Геохимически это прослеживается по слагающим руды металлам, которые на диаграмме рис. 1.2 разделяются на металлы нормальной и повышенной щелочности (см. табл. 1.1). Это разделение сделано по величинам их атомных орбитальных радиусов, в каждом периоде уменьшающихся с нарастанием кислотных свойств металлов. Сопоставлять металлы по этому признаку можно только при их одинаковой валентности. Например, согласно диаграмме (см. рис. 1.2), уран — более основной металл по сравнению с золотом, соответственно кислота $HAuO_2$ более сильная по сравнению с HUO_2. В восстановительных условиях золото переходит в одновалентное состояние и теряет кислотные свойства. Это стабилизирует соединение $AuUO_2$, определяющее парагенезис золота с ураном.

Пирит в матрице между кварцевыми каплями повсеместно доминирует над всеми другими сульфидами. В генетическом плане наиболее интересны сфероидальные (каплевидные) обособления пирита — пиритовая дробь, обычно более крупная, чем его кристаллы. Сфероидальные выделения пирита исследованы в работах Н.А. Шило и М.С. Сахаровой [1986; Шило, 2007], и показана ошибочность представлений некоторых исследователей об их терригенном (россыпном) происхождении, так как сфероидальный пирит никогда не наблюдается в россыпях, что служит дополнительным аргументом в подтверждение нашей гипотезы эндогенного

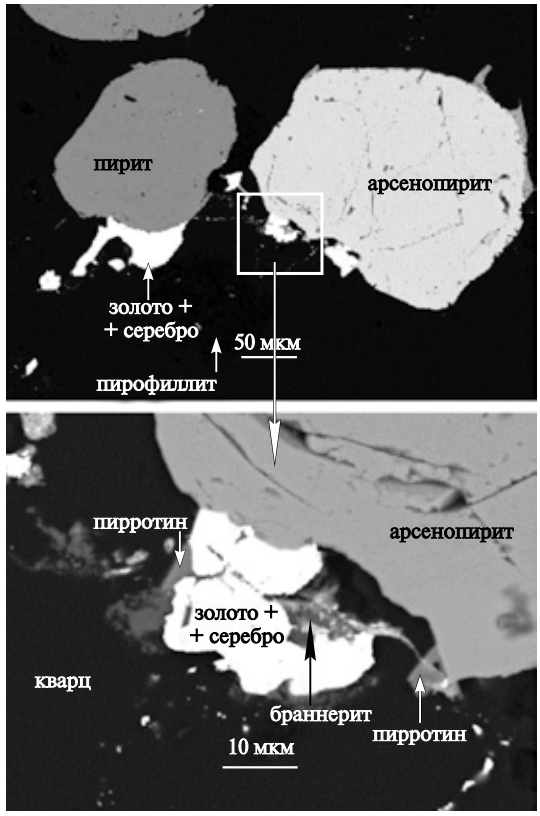


Рис. 4.6. Причудливые формы выделения золота (910 проба) на зернах пирита и арсенопирита в ассоциации с браннеритом и уранинитом

происхождения сульфидно-золото-кварцевого оруденения Витватерсранда. Каплевидные выделения и мелкие кубические зерна пирита сочетаются в матрице с множеством других минералов, кристаллы которых также не имеют признаков окатанности. На зернах пирита может отлагаться золото 910 пробы (Au — 84,3; Ag — 15,7) в виде образований причудливой конфигурации (рис. 4.6).

Золото в сульфидно-кварцевых рудах входит в ассоциацию не только с пиритом, но и со множеством других минералов: сфалеритом, халькопиритом, молибденитом, кобальтином, глаукодотом, герсдорфитом, бравоитом и др. Оно очень богато элементами-примесями — индикаторами источников флюидов как ультрабазитовой, так и гранитной серий [Сафонов, Прокофьев, 2006, с. 498]. Между тем, на месторождении и в его окрестностях совершенно отсутствуют какие-либо признаки ультрабазитов и гранитов, в том числе и в самих рудах, которые ряд исследователей считают метаморфизованными золотоносными конгломератами, хотя сфероидальные выделения в них представлены исключительно кварцем. В дальнейшем мы объясним этот парадокс — это касается и нахождения золота в столбчатом тухолите (см. рис. 4.2), в котором его концентрация достигает особенно высоких значений [Hallbauer, 1981; Школьник и др., 2005].

Пиритовые капли в матрице обычно крупнее кристаллов, но их размер варьирует и при уменьшении иногда становится сопоставим с размером кристаллов пирита. Каплевидные формы присущи не только пириту, но и пирротину.

На рис. 4.7 показана кристаллизация пирротина в виде удлиненных кристаллов с краев капли. Пирротиновая капля облекается каплей пирита (с примесью галенита), что отражает более позднее застывание пирита по сравнению с более тугоплавкой каплей пирротина. Слияние капель пири-

та выражено не так отчетливо, как слияние кварцевых капель, но, по-видимому, с этим процессом связано присутствие в рудах выделений и прожилков пирита сложной конфигурации, не выходящих за пределы сульфидно-кварцевых прослоев рифов. Так, в рифе Вааль описан прожилок пирита мощностью 1,5 см, протяженность которого по простиранию и падению составляет около 10 см, с тупым выклиниванием [Сафонов, Прокофьев, 2006, с. 488]. Длительность формирования пиритовых капель фиксируется структурами захвата ими многих минералов, например, описано включение зерна золота в пирите (там же, с. 289).

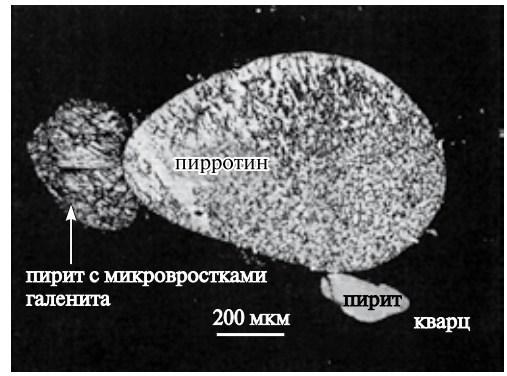


Рис. 4.7. Округлая капля пирротина, захваченная с краю галенит-пиритовой каплей. На фото видна последовательность выделения капель

Строение рудных пластов осложняется также переходом их капельного кварцево-сульфидного строения в слоистое, нередко ритмичное, характерное для верхних кварцитов.

В рудных рифах спорадически отмечаются ортоклаз и биотит, что подчеркивает их генетическую связь с кислыми дифференциатами материнских магматических очагов. Ниже будет обоснована вероятная природа этой связи.

Генетическое значение платиновой и хромитовой минерализации

На наличие в рудах Витватерсранда платиновых минералов, состоящих из рутения, осмия, иридия, платины, обратил внимание еще П.А. Вагнер [1932]. Он связал это со спецификой глубинного магматического очага, материнского по отношению к месторождению, и полагал его аналогичным Бушвельду — платиноносному плутону, который в апикальной части сложен красными гранитами с оловянными месторождениями кварцево-рудной формации. Об этом же свидетельствует и нахождение в рудах хромита и хромистой шпинели (табл. 4.1; рис. 4.8), которые в расслоенных интрузивах входят в ассоциацию с платиновыми металлами.

Крайне высокое содержание железа при ничтожной концентрации магния исключает представление о хромитах Ранда как о терригенных (россыпных) минералах, генетически связанных с разрушением хромитоносных гипербазитов. Это специфические, крайне железистые хромиты, связанные с накоплением хрома в шелочнометалльных сульфидно-кварцевых расплавах в виде щелочного комплекса $KCrO_2$.

Таблица 4.1. Состав хромита и хромшпинели на месторождении Витватерсранд, мас. %

Компонент	Номер пробы					
	1	2	3	4	5	6
TiO_2	0,00	0,17	0,95	0,90	1,48	0,09
Al_2O_3	21,16	9,09	10,72	10,92	17,90	21,96
Cr_2O_3	41,37	54,23	50,08	46,87	38,70	50,02
Fe_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	32,74	27,24	30,94	35,92	37,89	1 1,06
MnO	1,11	1,03	0,56	1.34	0,49	0,38
MgO	2,50	5,56	5,630	1,48	1,56	16,32
NiO	0,00	0,00	0,00	0.00	0,00	0,19
ZnO	0,75	1,04	0,46	0,58	0,81	0,32
Стехиометрическая формула хромшпинели в расчете на четыре атома кислорода						
Ti	0,000	0,004	0,024	0,024	0,038	0,002
Ai	0,829	0,372	0,429	0,456	0,718	0,778
Cr	1,087	1,488	1.346	1,314	1,041	1,189
Fe^{3}*	0,084	0,135	0,192	0.198	0,191	0,031
Fe^{2+}	0,826	0,656	0.687	0,866	0,887	0,247
Mn	0,031	0.030	0,016	0,040	0,014	0,010
Mg	0,124	0.288	0.285	0,078	0,079	0,731
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005
Zn	0,018	0,027	0.012	0,015	0,020	0,007
Некоторые отношения элементов						
$Fe^{2+}/(F^{2+} + Mg)$	0,870	0,695	0,707	0,917	0,918	0,253
Fe^{3+}/Fe(сум)	0,092	0,171	0,219	0,186	0,177	0,110
Cr*	54,36	74,43	67,57	65.94	52,36	59,46
Al**	41,45	18,60	21,56	22,90	36,12	38,91
$Fe^{3+} + Ti$	4,18	6,97	10,87	11,16	11,52	1,63
Fe^{3+}***	4,18	6,75	9,66	9,95	9,61	1,53
Ti****	0,00	0,22	1,22	1,20	1,90	0,10

* $Cr = 100Cr/(Cr + Al + Fe^{3+} + Ti)$, %.
** $Al = 100A1/(Cr + Al + Fe^{3+} + Ti)$, %.
*** $Fe^{3+} = 100Fe^{3+}/(Cr + Al + Fe^{3+} + Ti)$, %.
**** $Ti = 100Ti/(Cr + Al + Fe^{3+} + Ti)$, %.
Примечание. Fe^{3*} рассчитано, исходя из стехиометрии.

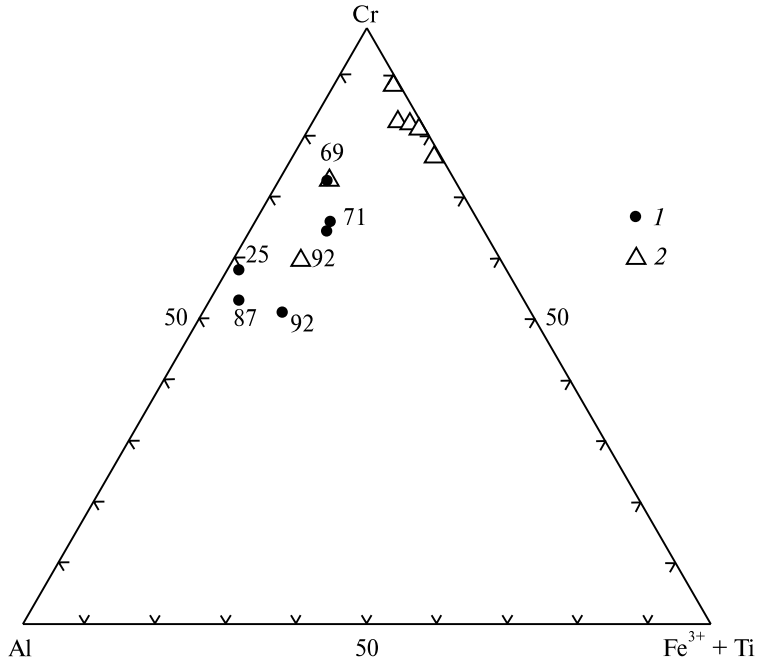


Рис. 4.8. Диаграмма состава хромитов кварц-сульфидных руд месторождения Витватерсранд с указанием их железистости ($100Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$) (*1*) в сопоставлении с хромитами сульфидных руд (*2*) месторождения Истерн Голдфилд, связанных с метаморфизованными вулканитами Западной Австралии, по [Groves et al., 1977]

В результате образуется хромит, отчасти вытесняющий моносульфиды железа по реакции типа:

$$2KCrO_2 + FeS + 2H_2O = FeCr_2O_4 + 2KOH + H_2S,$$

чем объясняется крайне железистый состав хромитов, отличающий их от типичных хромшпинелей гипербазитовых комплексов. Хромит в сульфидно-кварцевых рудах относится к раннему поколению минералов, об этом можно судить по захвату его зерен каплями пирита, примеры чего приводятся в работе [Сафонов, Прокофьев, 2006, с. 496, 497].

Глубинный магматизм, сопряженный с формированием депрессии Витватерсранд, фиксируется проявлениями в ней вулканизма. В начале развития депрессии вулканизм был представлен бимодальной лавой Кроун, состоящей из базальтов и кислых вулканических пород с возрастом около 3 млрд лет (группа Доминион). В дальнейшем на всем протяжении развития формации Витватерсранд кислые дифференциаты отсутствовали, а ритмы ее осадочного заполнения разделены не кислыми вулканическими породами, а рудными кварцитовыми горизонтами. Связь их с магматизмом наглядно выражена на месторождении Вентерсдорп Контакт, представленном мощным пластом (рифом) кварцевой уран-золотой руды, не-

посредственно перекрытым андезит-базальтовой лавой (рис. 4.9) [Сафонов, Прокофьев, 2006, с. 483].

Эта вулканическая ассоциация кварцевого рифа с андезитами и базальтами возникла в результате эволюции глубинного, контрастно расслоенного магматического очага, о чем можно судить по содержанию и ассоциации платиновых металлов сульфидно-кварцевых руд Ранда (в мас. %): Os = 40, Ir = 30, Ru = 15, Pt = 14, Rh = 1. Отсутствие в их составе палладия и низкое содержание платины отражают специфику глубинного очага, в котором была незначительно развита базитовая зона, отличающаяся в расслоенных интрузивах палладиевой специализацией.

Рудоносность расслоенных интрузивов характеризуется металлогеническими горизонтами, расположенными на разной глубине. Наиболее глубинный — хромитоносный горизонт с осмий-рутениевой специализацией, который отвечает гипербазитовому хромитоносному основанию интрузивов. Выше, на переходе к базитовой зоне, находятся горизонты концентрации хрома, палладия и платины, а также меди и никеля (в сульфидных рудах). Богатые железом, титаном, ванадием дифференциаты залегают существенно выше, непосредственно под апикальными гранитами. Они были подвержены флюидной сульфуризаиии с образованием дисульфидных — медных, цинковых, свинцовых расплавов. С гранитами расслоенных интрузивов связаны месторождения кварцево-рудной формации [Маракушев и др., 2008], к которой относятся и сульфидно-кварцевые руды Ранда. Тем не менее в месторождениях прослеживается минерализация всех перечисленных металлогенических горизонтов расслоенных интрузивов, в том числе и самых глубинных, представленных хромитом и тяжелыми металлами платиновой группы — осмием и иридием.

Из этого следует, что вещественный состав пирит-кварцевых золотых руд Ранда и их материнского расслоенного очага формировался под воздействием трансмагматических флюидов, способных осуществлять восходящую миграцию рудных металлов. Наряду с рудными металлами в этот процесс вовлекались и петрогенные основные компоненты (CaO, MgO, FeO и др.), радикально влиявшие на эволюцию кислой магмы в апикальных частях расслоенного глубинного материнского магматического очага. Благодаря высокой основности, привносимые в гранитную магму компоненты выступали в роли геохимических факторов ее антидромного развития, определившего образование флюидного щелочнометалльного кварцевого расплава по реакции, в которой уравнен алюминий (рис. 4.10):

$$\text{гранитная магма} = \text{диоритовая магма} + (SiO_2 + K_2O + Na_2O).$$

Этот шелочнометалльный расплав эффективно концентрировал из трансмагматических флюидов рудные металлы с повышенной кислотностью (см. рис. 1.2), в том числе золото, в силу образования его щелочных комплексов ($KAuO_2$ и др.), входящих в устойчивую ассоциацию с соединениями типа K_2SiO_3. Поэтому и происходило вытеснение кислых дифференциатов рудоносными кварцевыми расплавами из апикальной части магматического очага.

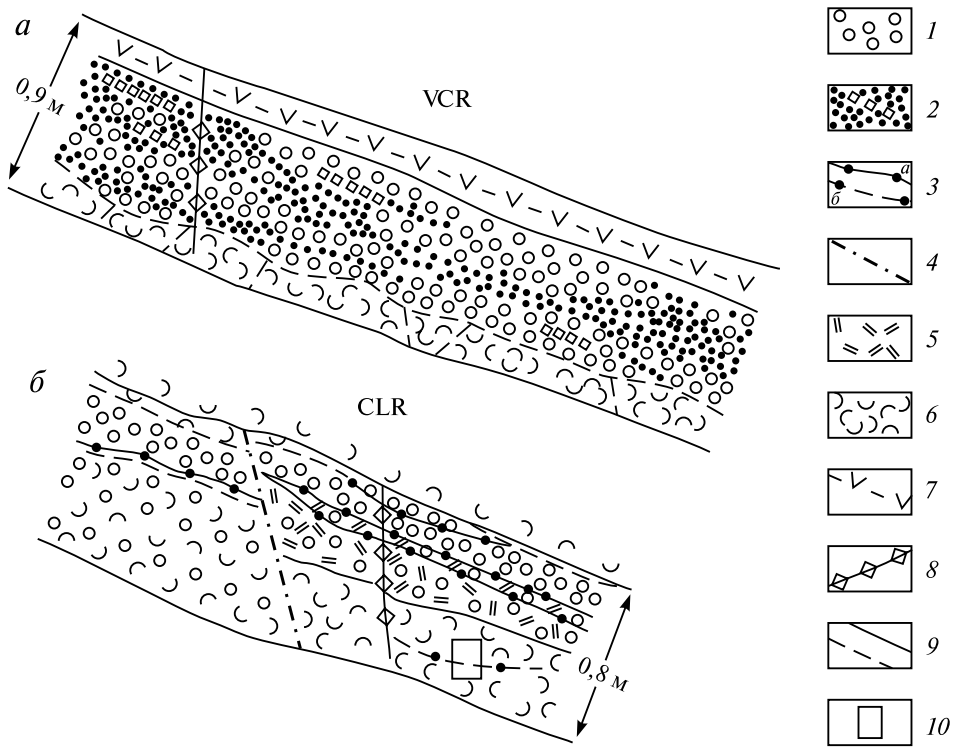


Рис. 4.9. Внутреннее строение рифов Вентерсдорп Контакт (*а*) и Карбон Лидер (*б*) по [Сафонов, Прокофьев, 2006]

1–9 — документация стенок очистных выработок: *1* — «конгломераты», *2* — прожилки пирита различной мощности и его гнезда в кварцевой массе, *3* — прожилки кероген-битумные (*а*) и кероген-карбонатные (*б*), *4* — трещины, *5* — зоны рассеянного углеродистого вещества, *6* — кварциты, *7* — андезито-базальты, базальты, *8* — прожилки кварца, *9* — резкие (верх) и слабо выраженные (низ) границы рифа; *10* — место отбора крупных образцов

Приведем уравнение реакции образования щелочнометаллльного кварцевого расплава, исходя из средних составов гранита и диорита в числах атомов, рассчитанных на 50 атомов кислорода, нормированных по алюминию:

$$K_{1,5}Na_{1,9}Ca_{0,7}Mg_{0,5}Fe^{2+}{}_{0,4}Fe^{3+}{}_{0,5}Al_{4,8}Si_{19,4}O_{50} + (Ca_{1,1} + Mg_{0,8} + Fe^{2+}{}_{0,7} + Fe^{3+}{}_{0,2}) =$$
$$= 0{,}8(K_{0,6}Na_{2,1}Ca_{2,2}Mg_{1,6}Fe^{2+}{}_{1,3}Fe^{3+}{}_{0,9}Al_{6,0}Si_{16,6},O_{50}) + (K_{1,0} + Na_{0,2} + Si_{4,7}),$$

или

$$\text{кислая магма} + (1{,}1CaO + 0{,}8MgO + 0{,}7FeO + 0{,}1Fe_2O_3) =$$
$$= \text{магма среднего состава} + (4{,}7SiO_2 + 0{,}5K_2O + 0{,}1Na_2O).$$

Золоторудные месторождения Ранда отвечают полному смещению рассматриваемой реакции вправо, что и объясняет отсутствие их пространственной связи с кислыми вулканическими породами, полностью вытес-

ненными кварцевыми рифами на всем протяжении геодинамического развития формации Витватерсранд.

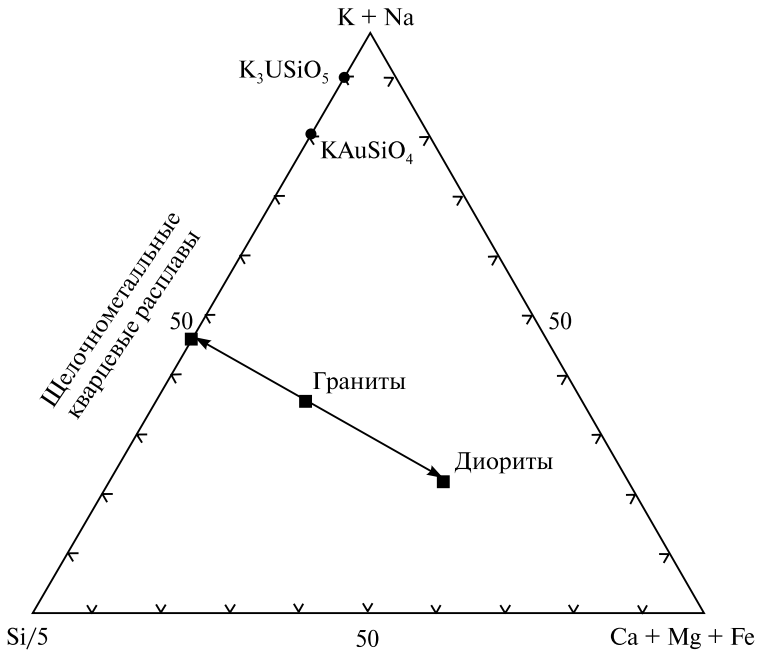


Рис. 4.10. Схема генерации щелочнометаллического кварцевого расплава в результате антидромного развития магматизма (гранит → диорит)

Избыточное по отношению к этой реакции привносимое железо подвергалось сульфуризации с привносом халькофильных металлов (табл. 4.2) и созданием пиритовой специализации кварцевого расплава. Его щелочнометалльный характер обеспечивал концентрацию в нем золота в силу его кислотных свойств (см. рис. 1.2). Щелочнометалльность стимулирует развитие в кварцевых расплавах рудно-кремниевых комплексов, подобных алюмокремниевым комплексам силикатов в соединениях со щелочными металлами $K_3(AuSiO_5)$, $K_5(AuSiO_6)$ и др. Они представляют собой главные формы концентрации рудных металлов в кварцевых расплавах. Их соединения легко разлагаются при гидротермальном воздействии, создающем миграцию щелочных металлов, входящих в их состав:

$$K_3(AuSiO_5) + 1{,}5H_2 = Au + SiO_2 + 3KOH,$$
$$K_5(AuSiO_6) + H_2O + 1{,}5H_2 = Au + SiO_2 + 5KOH.$$

Модель концентрации золота щелочнометалльными кварцевыми расплавами представляет, как нам кажется, единственное объяснение образования золотоносных, чисто кварцевых жил, не содержащих сульфидной минерализации.

Таблица 4.2. Состав некоторых сульфидов месторождения Витватерсранд, ат. %

Минерал	Fe	Cu	Co	As	Ni	Zn	S	Эмпирическая формула
Пирит	33,42	–	–	–	–	–	66,58	FeS_2
Пирит	32,91	–	0,2	–	0,62	–	66,27	$Fe_{0,98}Ni_{0,02}S_2$
Пирротин	46,78	–	0,2	–	0,48	–	52,55	$Fe_{0,89}Ni_{0,02}S$
Халькопирит	25,88	23,98	–	–	–	–	50,13	$Cu_{0,96}Fe_{1,03}S_2$
Халькопирит	25,26	24,22	0,14	31,5	–	–	50,38	$Cu_{0,9}Fe_{1,0}Co_{0,01}S_2$
Сфалерит	1,87	–	–	–	–	47,96	50,03	$Zn_{0,96}Fe_{0,04}S$
Арсенопирит	34,93	–	0,24	44,0	–	–	20,77	$Fe_{0,96}As_{0,93}Co_{0,01}S$
Арсенопирит	33,54	–	0,22	31,5	–	–	34,74	$Fe_{0,97}As_{0,91}Co_{0,01}S$
Глаукодот*	3,75	–	18,75	32,96	11,631	–	32,91	$Co_{0,57}As_{0,91}Ni_{0,35}Fe_{0,11}S$
Кобальтин*	3,59	–	20,79	32,92	9,21	–	33,5	$Co_{0,62}As_{0,98}Ni_{0,2}Fe_{0,11}S$
Кобальтин*	2,94	–	26,73	32,96	4,15	–	33,22	$Co_{0,8}As_{0,98}Ni_{0,13}Fe_{0,09}S$
Кобальтин	0,92	–	30,06	32,97	2,79	–	33,26	$Co_{0,9}As_{0,99}Ni_{0,08}Fe_{0,03}S$

* Повышенное содержание Ni в глаукодоте и кобальтине, возможно, объясняется наличием микровключений раммельсбергита ($NiAs_2$) или ваэсита (NiS_2).

Кварцево-рудная специализация магматизма не только в данном случае, но и вообще определяется смещенностью реакций рассмотренного типа вправо, что отражает степень вытеснения кислого магматизма среднеосновным магматизмом [Маракушев и др., 2008]. Эти соотношения распространяются и на жильные кварцевые месторождения золота, материнские граниты которых всегда обнаруживают смещение состава в сторону диоритов. Наиболее золотоносны в гранитоидных комплексах диоритовые, так называемые малые интрузии. Связь золоторудных месторождений с диоритами впервые выявлена для северо-восточной территории России, быстрому освоению которой в 1940–1945 гг. способствовала известная концепция Ю.А. Билибина о догранитных золотоносных диоритовых (дайковых) магмах, развивающихся в единых структурах с гранитами [Оноприенко, 2007, с.101].

Эволюция рифов начиналась с извержения однородных сульфидно-кварцевых расплавов при высокой температуре, с понижением которой в них развивалась жидкостная несмесимость, ведущая к расслоению (см. рис. 4.2) и последующему сульфидно-кварцевому разделению, наглядно показанному на рис. 4.3 и 4.4. Кристаллизация началась позднее, при дальнейшем существенном понижении температуры и сопровождалась захватом кварцем и другими минералами газово-жидких включений при температуре 400–350 °С [Сафонов, Прокофьев, 2006, с. 500].

Известно, что температура плавления кварца под водным давлением снижается только до 1100 °С, но в шелочнометалльных сульфидоносных системах, содержащих железо, углерод и серу, возникают кварцевые рас-

плавы с температурой кристаллизации около 550 °С. Экспериментальными исследованиями установлено, что такие кварцевые расплавы (стекла) могут входить в состав метасоматической зональности [Зарайский, 2007].

Растяжение и углубление депрессии Витватерсранд периодически нарушалось противоположным режимом сжатия и воздымания, который радикально изменял направленность развития магматизма и его металлогеническую специализацию. Первичные водородные флюиды, выносящие рудные металлы из жидкого земного ядра, в режиме растяжения депрессий селективно теряли водород и приобретали кислую специализацию, способствующую развитию магматизма нормальной щелочности и концентрации свойственных ему рудных металлов (см. рис. 1.2). Режим сжатия препятствовал потере водорода, давление которого возрастало в каждом цикле и приводило к взрывному выбросу рудных кварцевых расплавов. Увеличение же водородного давления способствовало разложению кислотных компонентов флюидов и приданию им углеводородной специфики ($H_2CO_3 + 4H_2 = 3H_2O + CH_4$ и др.), вообще свойственной флюидам щелочного магматизма (щелочной уклон магматизма неизменно сопровождается образованием углеводородных включений в породообразующих минералах).

Углеводородная специфика уран-золотого рудообразования

Щелочной уклон глубинного магматизма Ранда отражается в специфике его руд согласно рис. 1.2. Показательно в этом отношении, например, нахождение зерен зонального монацита (La, Ce, Nd, ..., Th)PO_4 и циркона ($ZrSiO_4$). Наряду с ними развита урановая (браннеритовая и уранинитовая) минерализация, характеризующаяся относительно более поздним проявлением в сульфидно-кварцевых рудах. Она развивается с замещением в основном кварцево-пиритовой матрицы в интерстициях между кварцевыми каплями и наследует интерстиционнную текстуру руды (рис. 4.11–4.13). Раннее выделение циркона, предшествующее замещению фосфатами редких земель интерстиций между кварцевыми каплями, хорошо выражено на рис. 4.11. На рис. 4.12 отчетливо видно замещение кварца браннеритом в основном в интерстициях и незначительно в каплевидных выделениях, в

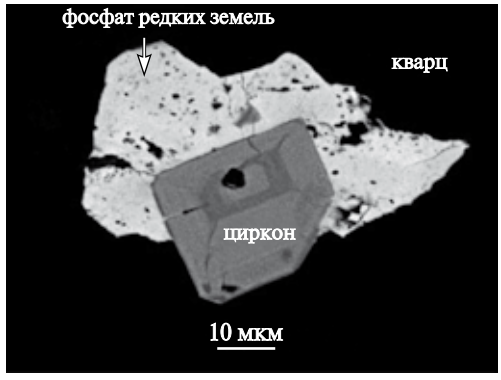


Рис. 4.11. Зональный кристалл циркона и его взаимоотношения с интерстицией, сложенной фосфатом редких земель (La, Ce, Nd) и кварцем

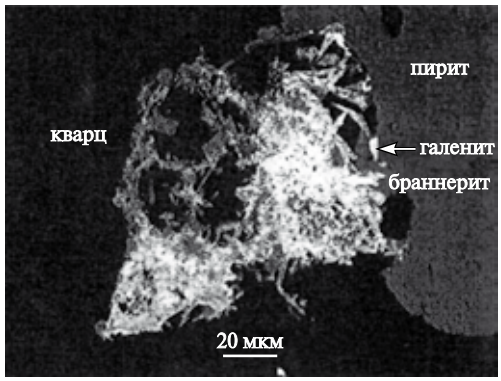


Рис. 4.12. Замещение сульфидно-кварцевой интрестиции между каплями кварца и браннеритом. В браннерите — реликты сульфидов (светлые точки)

то же время зерно пирита, входящее в состав руды, замещению не подвергалось. На микрофотографии (см. рис. 4.13) кварц-браннеритовый агрегат (с глаукодотом), заместивший интерстицию между каплями кварца, контактирует с каплей пирита, которая частично замещена почти чистым кварцем с незначительной примесью браннерита, причем только в непосредственном контакте с кварц-браннеритовым агрегатом. На рис. 4.14 видно замещение углеродистой фазы, содержащей серу, браннеритом (с уранинитом), а также кварц-браннеритовую жилку, секущую пирит. По этим взаимоотношениям фиксируется раннее образование углеродной минерализации.

Позднее развитие урановой минерализации, наложенной на сульфидно-кварцевые руды, нуждается в специальной интерпретации. Возможно, это обусловлено ощелачиванием глубинного магматического очага и созданием в нем урановой, фосфорной и редкоземельной специализаций. Однако не исключена возможность и того, что урановый метасоматизм отражает концентрацию урана и сопутствующих ему металлов в тухолитовых флюидных расплавах (см. рис. 4.2), сохранявших жидкое состояние после кристаллизации вмещающей их сульфидно-кварцевой руды. В процессе консолидации пластов, ведущей к образованию столбчатого тухолита, происходил частичный флюидный вынос из них урана, определивший наблюдаемое более позднее развитие урановой минерализации, наложенной на сульфидно-кварцевые руды. Тухолитовые прослои, входившие в общую расслоенность рифов, были главными концентраторами урана в процессе формирования месторождения.

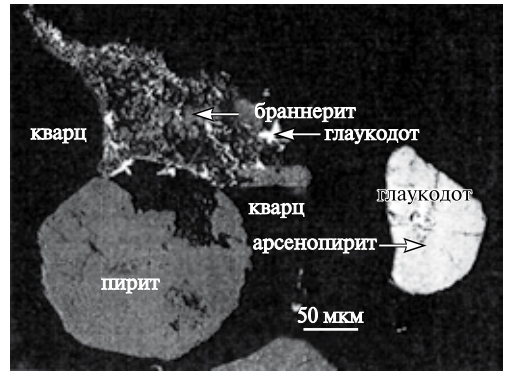


Рис. 4.13. Интерстиция между каплями кварца сложена кварц-браннеритовым агрегатом (с глаукодотом) в контакте с каплей пирита, частично замещенной кварцем с незначительной примесью браннерита

К урану добавляется золото, содержание которого в углеводородной фазе достигает очень высоких значений. Золото и уран образуют, таким образом, парагенезис углеводородной специфики [Маракушев, Панеях, Ру-

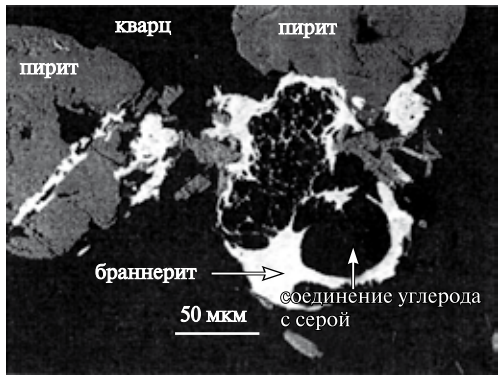


Рис. 4.14. Углеродное соединение с серой (черное), замещенное браннеритом, и кварц-браннеритовый прожилок с уранинитом (белое), секущий каплю пирита

синов, Зотов, 2007; Маракушев и др., 2008]. С углеводородной фазой ассоциирует примерно 40% золота Витватерсранда [Mossman et al., 2008, p. 173]. Она детально исследована в рифе Вааль в работе [Zumberge et al., 1978]. В состав этой фазы входят следующие типы углеводородов: легкие с атомным преобладанием водорода над углеродом (C_2H_6–C_4H_{10}) и (C_9H_{12}–$C_{13}H_{14}$), промежуточные с их одинаковым содержанием (C_6H_6–$C_{12}H_{12}$) и тяжелые с преобладанием углерода над водородом — метил-нафталин ($C_{11}H_{10}$), инден (C_9H_8), нафталин ($C_{10}H_8$). В подчиненном количестве присутствуют соединения углеводородов с кислородом (CH_4O, C_2H_4O, C_3H_8O) и серой (C_5H_6S, $C_{10}H_8S$).

Углеводородную фазу — сложное углеводородное вещество в смеси с уранинитом (тухолит), образующее в кварцевых рифах прослои столбчатого строения (см. рис. 4.2), — с давних времен связывали с развитием цианобактериальных матов. Нам такое представление кажется ошибочным, так как в его практически чисто углеводородном составе отсутствуют азот и фосфор, а кислород содержится в ничтожном количестве. Без этих элементов невозможна даже геохимическая (абиогенная) эволюция органического вещества [Маракушев А.А., Маракушев С.А., 2010], в которой выделяются по крайней мере шесть ступеней развития, предшествующих биохимическому развитию (рис. 4.15). Почти чисто углеводородный состав тухолита отвечает самой низкой ступени абиогенного развития (I). Границы между ступенями фиксируются реакциями углеводородов с водой, азотом, цианистой (HCN) и фосфорной (H_3PO_4) кислотами. Вообще происхождение цианобактерий (оксигенный фотосинтез) датируется возрастом около 2,4 млрд лет [Маракушев С.А., 2005; Holland, 2006], тогда как золото-тухолитовые ассоциации Ранда имеют архейский возраст. Столбчатая структура тухолита обусловлена не развитием цианобактериальнеых матов, а полимеризацией углеводородного вещества.

Таким образом, тухолитовые прослойки в рифах имеют эндогенную природу, как и сами рифы, генетически связанные с углеводородно-флюидным уран-золотым рудообразованием. Прямым доказательством этого служат и газово-жидкие включения в кварце. Их состав варьирует от водно-углекислого до углеводородного. Кварц самых ранних каплевидных выделений содержит водно-углекислые флюидные включения, а в кварце сульфидно-кварцевой матрицы и жил содержатся водно-углекислые, метановые и другие углеводородные флюиды [Сафонов, Прокофьев, 2006,

с. 501]. Содержащие нефть (oil bearing) флюидные включения описаны в кварце рифов Вааль и Стейн [Mossman et al., 2008].

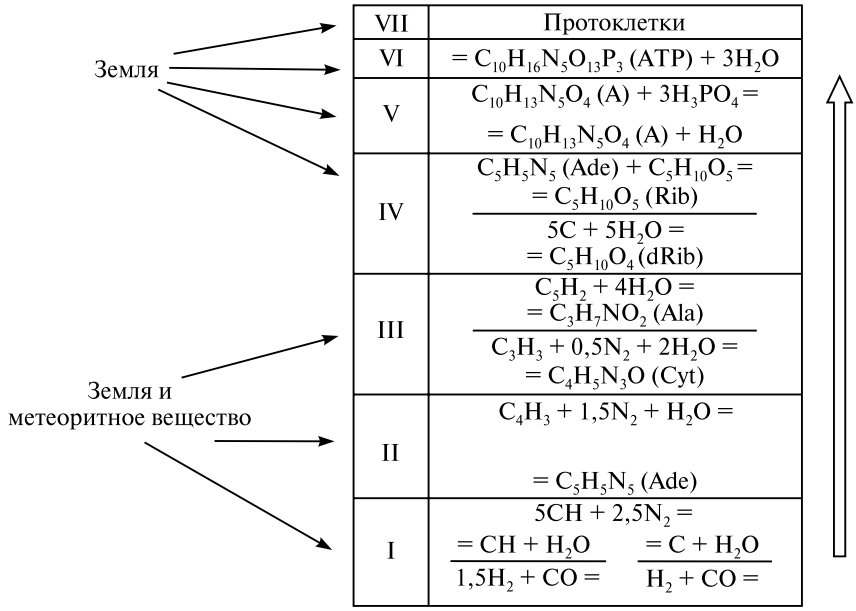


Рис. 4.15. Ступени I → VII геохимической эволюции органического вещества, предшествующие его биохимическому развитию (приводятся примеры реакций на их границах)

I — водород, углерод и углеводороды; II — аденин (Ade) → III — цитозин (Cyt), аланин (Ala) (аминокислоты, пурины, пиримидины) → IV — дезоксирибоза (dRib), рибоза (Rib) (моносахариды) → V — аденозин (A) (нуклеозиды) → VI — аденозинтрифосфат (ATP) (нуклеотиды) → VII — протоклетки (полинуклеотиды, полипептиды, полисахариды).

Ступени ведут к началу развития биохимической эволюции (протоклетки). Направление стрелки справа указывает также тренд понижения температуры и кислотности флюидов. Тонкими стрелками слева показаны ступени развития органического вещества, наблюдаемые в космосе (Земля и метеоритное вещество), и — только на Земле

* * *

В металлогеническом отношении к самым интересным геологическим структурам, наиболее богатым рудными месторождениями, относятся срединные массивы и кратоны [Щеглов, 1976; Сидоров, Волков, 2011]. Они представляют собой древнейшие блоки континентальной земной коры, залегающие в окружении более молодой складчатости. Образование депрессий на кратонах, к которым относится и депрессия Витватерсранд, определяется разрушением (выщелачиванием) гранитного слоя земной коры восходящими потоками флюидов [Маракушев, 2004], которое сопровождается встречным воздыманием мантии, обусловленным восходящим развитием гипербазит-базитового магматизма. В результате создается

так называемая обращенность рельефа мантии. Этот процесс и породил расслоенный магматический очаг, материнский для месторождения.

Ритмичность его развития, обусловленная сочетанием растяжения и сжатия депрессии, создала совмещение в месторождении рудных сульфидно-кварцевой и углеводородной формаций. Углеводородная специфика и длительность развития, по существу, и сформировали грандиозное месторождение Витватерсранд. Поэтому интересна его параллелизация с нефтеносными провинциями, которые генетически связаны с аналогичными осадочными депрессиями обращенного рельефа мантии, как это показано в работе [Herzig et al., 1993] на примере бассейна Паренти на юго-восточной окраине Бискайского залива.

Благодаря металлогенической комплексности и необыкновенной длительности формирования месторождение Витватерсранд — лидер среди докембрийских месторождений золота, в том числе гигантских (Калгурли в Австралии, Хоумстейк в Северной Америке и др.). «Как известно, докембрийские золоторудные месторождения — крупнейшие в мире» [Сидоров, Волков, 2011, с. 322], так как только они формировались очень длительное время.

Фанерозойские депрессии со свойственным им более ограниченным возрастным диапазоном развития менее продуктивны, в том числе и в отношении золотоносности месторождений рудно-кварцевой формации. Однако по механизму их формирования они аналогичны докембрийским месторождениям, в том числе гигантским. Геохимически это прослеживается по вхождению в их кварцевые руды платиновых металлов, по составу которых кварцевые золотые руды подразделяются [Маракушев и др., 2008] (в мас. %): на иридий-осмиевые (Витватерсранд: Os = 40, Ir = = 30, Ru = 15, Pt = 14, Rh = 1); палладий-платиновые (Ветренское месторождение на Северо-Востоке России: Pt = 84,4, Pd = 15,6) и палладиевые (Мурунтау в Узбекистане: Pd = 63,8, Ru = 19,4, Pt = 13,87, Os = 2,77, Ir = 0,11). Указанное служит признаком их генетической связи с кислыми дифференциатами расслоенных гипербазит-базитовых платиноносных магматических очагов. Гранитный магматизм в такой геологической позиции наиболее продуктивен, так как только ему свойственно антидромное развитие, порождающее месторождения кварцево-рудных формаций. Месторождение Витватерсранд уникально еще в том отношении, что в его сульфидно-кварцевых рудах текстурно фиксируется процесс разделения расплавов на кварцево-рудные и безрудные (см. рис. 4.3). Это вообще присуще формированию месторождений кварцево-рудной формации, для которой обычно разделение кварцевых жил на рудоносные и безрудные (чисто кварцевые).

Таким образом, все особенности вещественного состава и структуры пород, описанные выше, а также условия залегания уран-золотых руд Витватерсранда свидетельствуют об их эндогенной первично расплавной природе. Представленная в статье оригинальная модель формирования месторождения охватывает все его главные особенности. К ним относятся: ритмичность размещения и громадная распространенность уран-

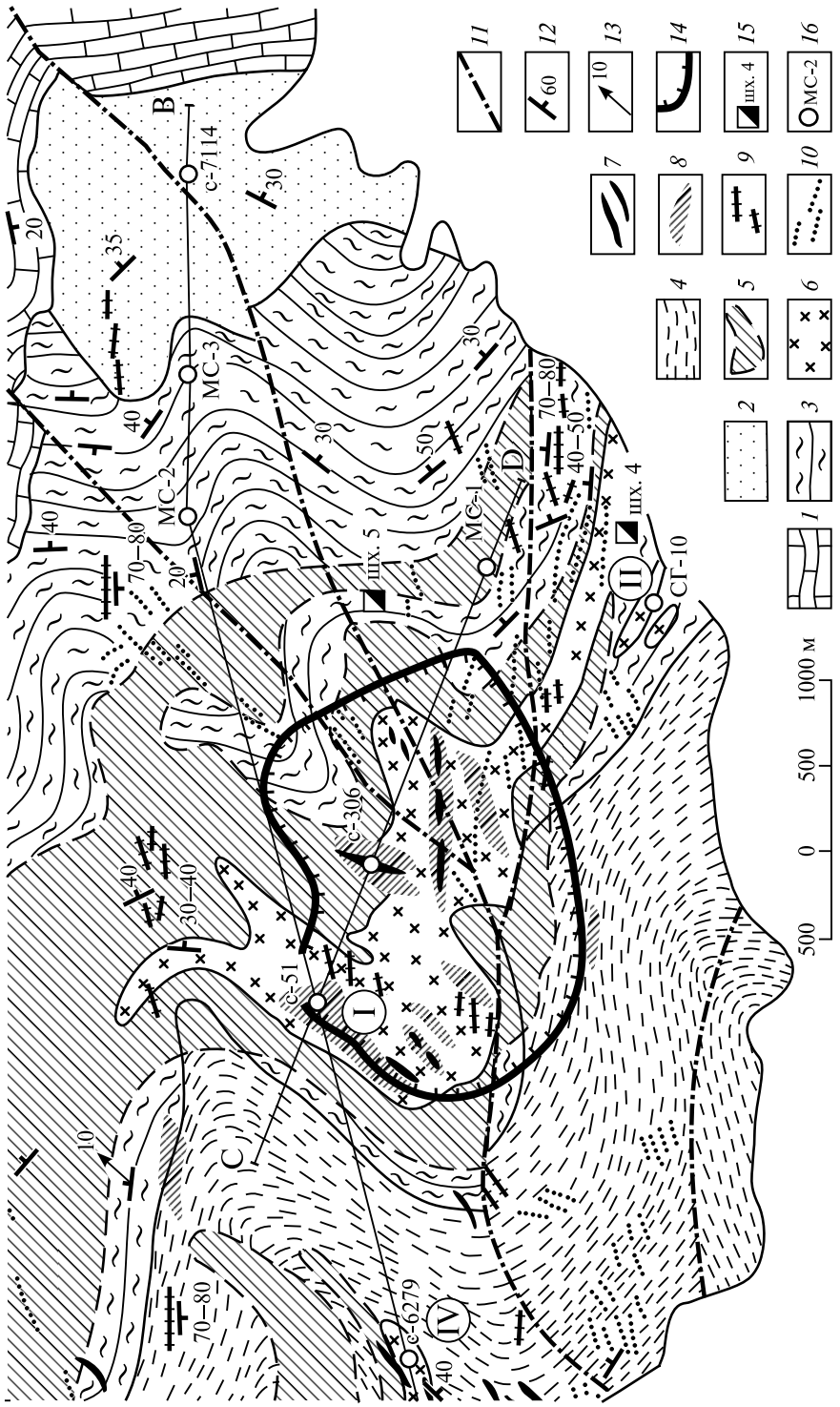
золоторудных рифов в архейской депрессии кратона Каапвааль; наличие в рудах алмаза, платиновых и хромовых минералов, а также объединение в рудах трех рудных формаций: двух сульфидно-кварцевых (нормальной и повышенной щелочности) и одной углеводородной.

Золоторудное месторождение Мурунтау в Западном Узбекистане

Некоторая аналогия с формацией Витватерсранд усматривается в формировании гигантского золоторудного месторождения Мурунтау (рис. 4.16), относящегося к венду — раннему палеозою. Геологические разрезы месторождения по скважинам (рис. 4.17) наглядно отражают его общее моноклинальное строение (с преобладающим падением пород на северо-восток), осложненное дополнительной складчатостью в виде пологих антиклиналей и синклиналей второго порядка, оси которых аналогично общему падению погружаются на северо-восток. Золоторудная залежь, вырабатываемая карьером (см. рис. 4.16), приурочена к синклинальной структуре второго порядка. Из сопоставления разрезов видно, что золоторудная залежь контролируется дислокационной зоной филлонитизации и синклинальной складчатой структурой, представляя собой огромную изометричную в сечении залежь, полого погружающуюся вдоль ее оси на северо-восток, с увеличением мощности и продуктивности на глубину. В поперечных же разрезах золоторудная залежь быстро выклинивается на северо-запад и юго-восток от рудоносной синклинальной структуры.

Создается впечатление, что рудная залежь формировалась одновременно с алевритовым заполнением депрессии в виде огромного направленного протяженного рудоносного извержения флюидного расплава гранит-сиенитового состава, за которым следовали мелкие выбросы, формировавшие небольшие рудные пласты. Сиенит-порфировые, лампрофировые, гранит-порфировые дайки интесивно развиты в северной и юго-восточной частях рудного поля. Секущие, в том числе, штокверковые, рудные тела свойственны, по А.Т. Бендику [Авдонин и др., 2005, рис. 97], глубинным уровням месторождения и отвечают, по нашему мнению, магматическим подводящим каналам. Затем рудные залежи вовлекались в общую деформацию депрессии: складчатость — метаморфизм — диафторез. Рассматриваемые разрезы (см. рис. 4.17) имеют одну общую скважину (№ 51), по которой главная рудная залежь характеризуется в части ее вещественного состава (табл. 4.3) и на диаграмме, рис. 4.18.

Устойчивые содержания золота 0,5–3 г/т, местами возрастающие до 20–30 г/т, свойственны как содержащим сульфиды (пирит, арсенопирит), так и безсульфидным биотит-плагиоклаз-кварц-ортоклазовым породам розовой окраски массивной текстуры. Они характеризуются следующим распределением золота: ортоклаз (25–50%), кварц (25–40%), плагиоклаз–альбит и альбит–олигоклаз (15–25%), биотит (20–40%).


B
с-7114
МС-3
МС-2
МС-1
шх. 5
шх. 4
СГ-10
с-306
с-51
с-6279
A
D
C
I
II
III
20
35
40
30
70–80
20
50
40–50
30–40
10
500
0
500
1000 м
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
60
13
10
14
15
шх. 4
16
МС-2

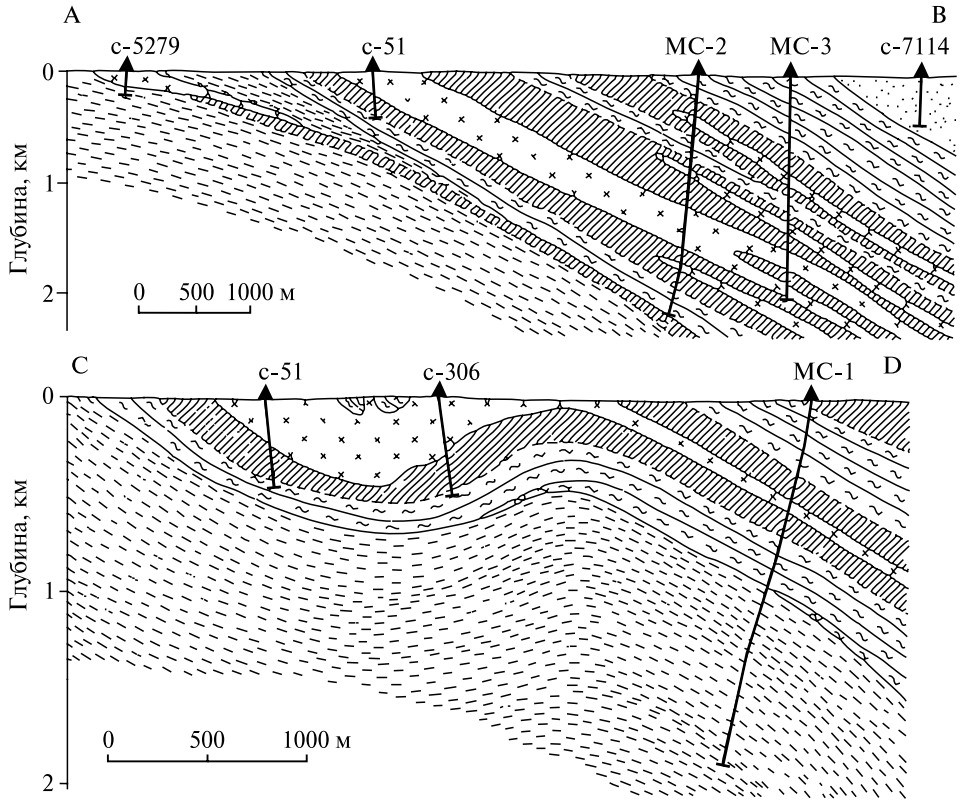


Рис. 4.17. Продольный (A–B) и поперечный (C–D) геологические разрезы, составленные по скважинам, через рудоносную синклинальную структуру месторождения Мурунтау

Условные обозначения см. на рис. 4.16

⇐

Рис. 4.16. Схема размещения рудоносных и метаморфических комплексов Мурунтаусского рудного поля, составленная с учетом данных А.К. Воронкова, Ш.Ш. Сабдюшева и др.

1 — карбонатные породы девон-карбонового возраста (известняки и доломиты); *2* — песчаники с кварц-хлоритовым цементом силурийского возраста (зеленый бесапан); *3* — метаалевролиты с прослоями метапелитов, кремнистых пород и гравелитов венд-раннепалеозойского возраста (пестрый бесапан); *4* — хлорит-мусковитовые мелкокристаллические сланцы с реликтами метаалевролитов и гравелитов (серый бесапан); *5* — зоны повышенного метаморфизма, биотитизации, углеродного метасоматоза и рассеянного оруденения; *6* — золотоносные биотит-двуполевошпат-кварцевые породы и руды; *7* — золотоносные кварцевые жилы; *8* — околожильные диафториты; *9* — жилы, богатые турмалином; *10* — дайки лампрофиров и диорит-порфиров; *11* — разломы; *12*, *13* — элементы залегания: *12* — сланцеватость и слоистость, *13* — шарниры складок; *14–16* — горные выработки: *14* — контур карьера, *15* — шахты, *16* — скважины.

Римскими цифрами обозначены золоторудные месторождения и рудопроявления: I — Мурунтау, II — Мютенбай, IV — Ташкумыр

Таблица 4.3. Химические анализы (в мас. % в пересчете на безводное вещество) золотоносных пород и руд Мурунтау по скв. 51, золото в г/т

Номер п/п	Глубина, м	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Au	(K + Na + Ca/2)/Al
1	17,5	65,7	0,76	15,41	2,82	2,41	0,04	2,23	1,85	3,85	4,46	0,47	–	0,78
2	37	76,55	0,58	11,04	0,86	1,86	0,02	1,31	0,99	3,83	2,68	0,28	7	0,87
3	42	77,06	0,58	10,67	0,95	1,7	0,02	1,11	1,05	3,82	2,77	0,28	2,1	0,92
4	44	61,82	0,07	17,33	2,21	3,93	0,03	3,16	1	5,2	5	0,25	1,6	0,83
5	44	63,62	0,07	17,96	2,01	2,11	0,02	2,57	0,72	5,05	5,61	0,26	1,6	0,82
6	127	69,25	0,77	13,69	0,72	3,78	0,04	1,88	1,44	3,83	4,42	0,18	2,5	0,86
7	170	66,91	0,78	13,17	0,61	3,6	0,02	1,84	5,27	4,64	2,97	0,19	3	1,01
8	185	75,16	0,68	10,27	0,41	2,77	0,04	1,64	2,73	2,47	3,59	0,23	0,5	0,90
9	217	60,27	0,95	16,87	1,08	5,88	0,04	3,7	1,15	2,74	7,12	0,2	0,4	0,76
10	348	75,48	0,82	10,89	0,46	2,52	0,03	1,61	1,87	3,46	2,54	0,32	0,2	0,85
11	*Среднее*	67,29	0,77	14,09	1,38	3,26	0,03	1,98	2,85	4,11	3,95	0,28	1,83	0,88
12	*Среднее*	75,81	0,67	10,72	0,67	2,21	0,03	1,42	1,66	3,4	2,9	0,28	2,45	0,89
13	*Среднее*	61,9	0,36	17,39	1,77	3,97	0,09	3,14	0,96	4,33	5,91	0,24	1,2	0,80

Примечание. 1–10 — типы руд перечислены в порядке погружения на глубину в ритмичном переслаивании; 11–13 — средние составы главных типов руд — граносиенитовых (11), гранитных (12) и сиенитовых (13).

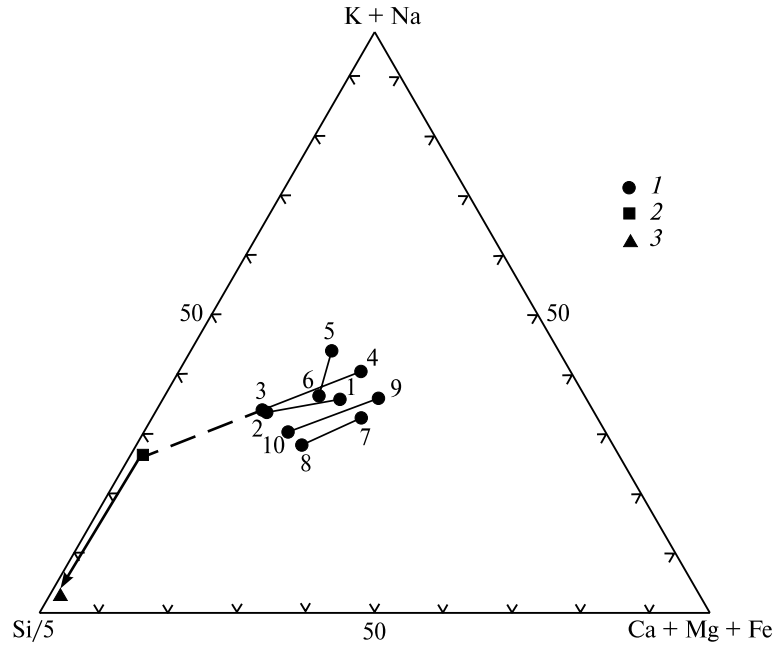


Рис. 4.18. Ритмичность расслоения рудной залежи, представленной по скв. 51 двумя пачками: верхней (1–5) и нижней (6–10) жилы

1 — составы руд (по табл. 4.3); *2* — предполагаемый миграционный комплекс золота; *3* — кварцевые жилы

Рудное поле Мурунтау буквально пронизано золотоносными и безрудными кварцевыми жилами, занимающими согласное и секущее положение по отношению к вмещающим породам (см. рис. 4.16). Встречаются кварц-ортоклазовые и кварц-микроклиновые жилы с сульфидами и шеелитом. Особое структурное положение занимают турмалин-кварцевые жилы, зона которых рассекает рудное поле в широтном направлении.

Состав руды в среднем близок по составу к гранитам (дацит, риолит, граносиенит и сиенит), но внешне руды различаются. Они представлены плотными розовато-желтыми золотоносными породами, а богатые кварцем разновидности похожи на кварциты. Золото в породах и рудах тонко рассеяно, исключительно самородное, границы рудных тел устанавливаются только по данным опробования. В учебной литературе месторождение Мурунтау относится к золото-кварцевой формации. Кварцевая тенденция на месторождении отчетливо выражена.

Вхождение в состав руд Мурунтау отмечавшейся выше платиновой минерализации позволяет полагать, как и в случае месторождения Витватерсранд, генетическую связь его с контрастно расслоенным магматическим очагом. Его признаком служит разнообразие даек, распространенных на месторождении. Граниты были обнаружены в скв. СГ-10 на глубине око-

ло 4 км. Судя по составу руд (см. табл. 4.3), месторождение сформировалось на основе грандиозного извержения флюидного граносиенитового расплава и затем его расслоения с образованием двух рудоносных горизонтов (глубины 37–44 и 127–348 м из скв. 51).

Это были слои расплавов, различающихся по специфическим свойствам, которые определяют их повышенное химическое сродство к золоту и, соответственно, селективную его экстракцию из сопровождающих магматизм трансмагматических флюидов. Указанные свойства непосредственно связаны, как будет показано ниже, с расширенной областью кристаллизации биотита, происходящей раньше полевых шпатов, как это свойственно лампрофирам (лампрофировый тренд).

В числе жильных пород, распространенных на месторождении, имеются дайки биотитовых лампрофиров — специфических пород, с которыми нередко связаны жильные золоторудные месторождения. Их золотоносные типы на Урале выделяются под особым названием (табашки). Лампрофиры характеризуются не только высоким содержанием биотита, но и его более ранней кристаллизацией относительно полевых шпатов.

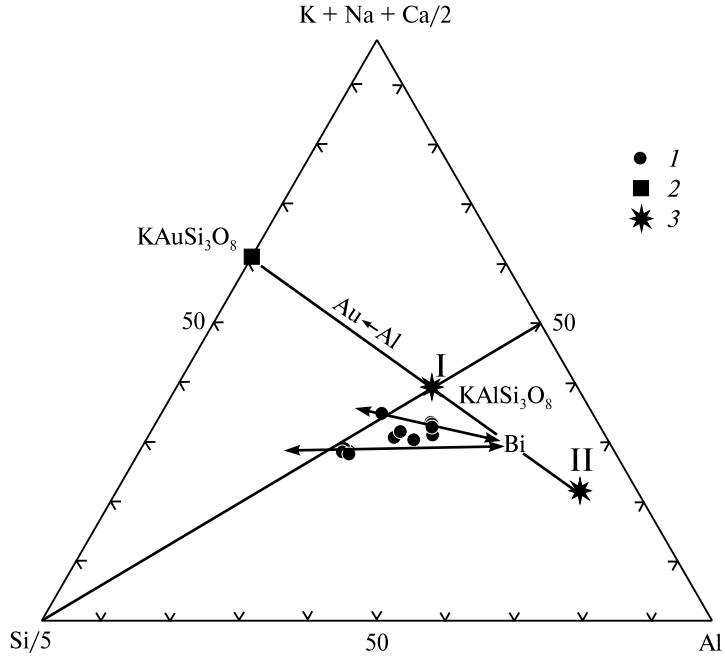


Рис. 4.19. Агпаитовый эффект отделения от магм биотита или лампрофировых расплавов (показан двумя расходящимися стрелками, отвечающими гранитам и сиенитам)

1 — гранит-сиенитовые золотые руды; *2* — предполагаемый миграционный комплекс золота, входящий в ортоклаз и кристаллизующийся в агпаитовой обстановке (линия Si/5–50 разделяет составы на агпаитовые (выше линии) и плюмазитовые (ниже линии)); *3* — миналы биотита (Bi): флогопит-аннитовый (I) и истонит-сидерофиллитовый (II)

Эта особенность появляется под воздействием многих факторов, расширяющих область кристаллизации биотита, к которым относятся: содержание во флюидах фтора, повышенное их давление, водородная специфика флюида и др.

Лампрофировая тенденция свойственна, например, всем эффузивам, содержащим фенокристаллы биотита. Она играла главную роль и в развитии золотоносности верхнего и нижнего крупных слоев главной залежи месторождения. Благодаря раннему отделению глиноземистого биотита кристаллизация полевых шпатов в них происходила в агпаитовой обстановке (при недостатке алюминия), создавшей высокое химическое сродство к золоту с образованием щелочных рудно-кремниевых комплексов $KAuSi_3O_8$ (вместо алюмокремниевых).

Описанный процесс сочетался с ритмичным гранит-сиенитовым расслоением крупных слоев. Золото дольше концентрировалось в кремнекислых слойках, формирование которых, возможно, было связано с отделением щелочно-кварцевых расплавов, формировавших кварцевые жилы, как показано на диаграмме рис. 4.18. На ней отражена также ритмичность расслоения главой залежи по анализам руд в табл. 4.3. Эти анализы использовались и для построения диаграммы (рис. 4.19), на которой наглядно показан петрохимический эффект ранней кристаллизации биотита. Раннее отделение от магмы биотита (Bi) на диаграмме обозначено расходящимися стрелками. Благодаря его высокой глиноземистости этот процесс как бы выводил кристаллизацию полевых шпатов в агпаитовую область недостаточности алюминия для образования алюмокремниевых комплексов, что повышало химическое сродство расплавов к рудным металлам, способным заменить алюминий в этом процессе

$$KAlSi_3O_8 \rightarrow KAuSi_3O_8.$$

В ряду рудных металлов в наибольшей мере этому отвечает золото, благодаря устойчивости его трехвалентного состояния, соответствующего алюминию.

Таким образом, примесь золота в изверженных породах создавалась агпаитовой обстановкой кристаллизации полевых шпатов, хотя в дальнейшем под флюидным воздействием рудно-кремниевые комплексы теряли устойчивость

$$KAuSi_3O_8 + H_2 = Au + 3SiO_2 + KOH + H_2O,$$

что сопровождалось миграцией щелочей и образованием парагенезиса золота с кварцем, в том числе и образующего включения в калиевом полевом шпате. В результате, золотоносность как бы вписывается в петрогенезис, по существу, не проявляя себя в его производных. В этом состоит трудность поисков месторождений, сходных по генезису с Мурунтау, которое было обнаружено случайно при изучении мышьяковой геохимической аномалии, обусловленной незначительной примесью в рудах арсенопирита.

* * *

Агпаитовый уклон в развитии магматизма, создавший гигантское месторождение Мурунтау, можно назвать кремнекислотным щелочнометалльным, хотя сама по себе кремнекислотность в процессе его образования проявилась значительно слабее, чем при образовании месторождения Витватерсранд.

В целом, золотое рудообразование Мурунтау укладывается в рамки гранит-кварцевого тренда, который на месторождении Витватерсранд представлен в крайнем кварцевом выражении — кварцитами. Оба месторождения сближает наличие платиновой минерализации в их рудах, отражающей генетическую связь их с глубинными контрастно расслоенными магматическими очагами.

Глава 5
Углеводородная специфика сульфидного и сульфидно-золото-кварцевого рудообразования

Рудные металлы, концентрация которых существенно возрастает благодаря участию в рудообразовании углеводородов, относятся к металлам углеводородной специфики [Маракушев, Панеях, Русинов, Зотов, 2007; Маракушев и др., 2008]. Наиболее грандиозно это выражено на гигантском месторождении Витватерсранд, на котором около 40% запасов золота содержится в урановосном углеводородном битуме (тухолите), образующем слои в основании сульфидно-кварцевых руд или входящем в их состав в прожилковом, струйчатом и рассеянном состоянии.

Участие углеводородов прослеживается во всех рассмотренных выше сульфидных месторождениях. Оно оказывает существенное влияние на их металлический состав, на парагенезис рудных металлов. Участие углеводородов в развитии медно-никелевого сульфидного оруденения в расслоенных интрузивах было показано при изучении Федорово-Панского интрузива на Кольском полуострове [Нивин и др., 2002], в котором невысокое содержание углеводородов в безрудных породах существенно возрастает с переходом к вкрапленным и особенно к массивным сульфидным рудам. Углеводороды способствовали приобретению палладиевой специализации руд.

Моносульфидные медно-никелевые месторождения являются платинометалльными. Отношение платины к палладию (Pt/Pd) служит одним из параметров их систематики. Углеводородная специфика их образования относится к факторам понижения этого отношения в сульфидных рудах.

На диаграмме (рис. 5.1) и в табл. 5.1 приведены данные по платиноносности нефтей различных провинций России, Белоруссии, Украины и Вьетнама, отражающие высокое химическое сродство нефтей с палладием, в меньшей мере с другими платиноидами, и индифферентность по отношению к платине. Соответственно углеводородная специфика магматических расплавов должна способствовать концентрации в них палладия и рассеянию платины в процессе медно-никелевого сульфидного рудообразования.

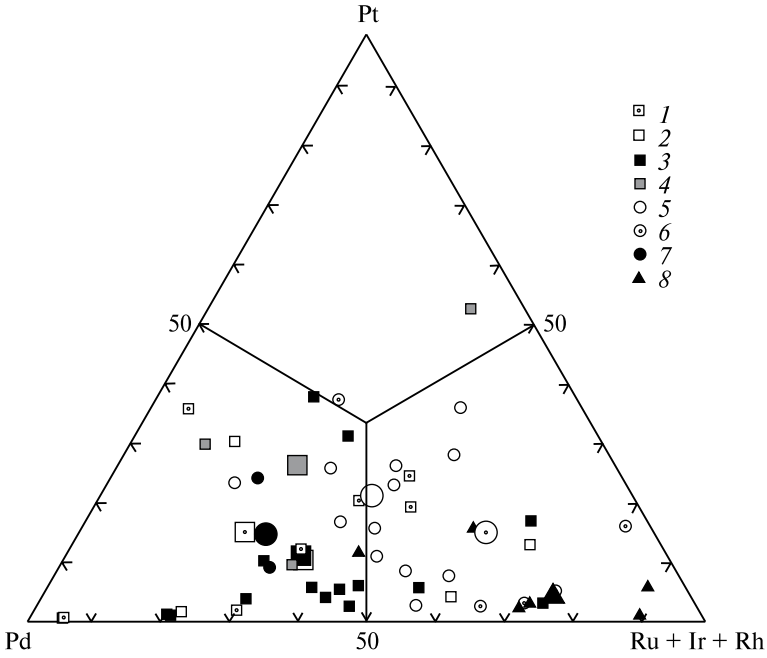


Рис. 5.1. Диаграмма платиноидной специализации нефтей нефтеносных провинций, основанная на данных анализа смолисто-асфальтеновых фракций

1 — Туранская; *2* — Днепровско-Припятская; *3* — Западно-Сибирская; *4* — Сахалинская; *5* — Тимано-Печорская; *6* — Лено-Тунгусская; *7* — Зондского шельфа; *8* — Волго-Уральская. Крупными знаками выделены средние составы по провинциям (табл. 5.1)

В табл. 5.1 показано, что нефть обогащена никелем, концентрация которого значительно превышает содержание в ней меди. Эти данные позволяют привлекать углеводородную специфику оруденения в качестве эффективного фактора, объясняющего образование бедных медью собственно никелевых сульфидных месторождений палладиевой специализации.

В ряду дисульфидных медно-цинковых месторождений углеводородная специфика их образования способствует концентрации в них цинка, что выражается существенным преобладанием цинка над медью в колчеданных месторождениях, подчиненных черным сланцам. Примером могут служить медно-цинковые месторождения Оутокумпу в Финляндии (Zn = 25,49%, Cu = 3,83%). Цинковые руды подчинены метаморфическому комплексу с возрастом 2,1 млрд лет. Пластовые тела руд обычно окаймлены черными сланцами, за которыми следуют кремнистые сланцы в ассоциации с серпентинизированными гипербазитами. Обращает на себя внимание повышенное содержание в рудах никеля и кобальта, а также полное отсутствие свинца, что характерно для колчеданных руд, подчиненных офиолитовым формациям, в состав которых входят серпентинизированные гипербазиты.

Таблица 5.1. Средние составы (в г/т) по провинциям смолисто-асфальтеновых веществ нефтяных месторождений [Готтих и др., 2004; Маракушев, Писоцкий и др., 2004]

Провинции	Количество проб	Ru	Rh	Ir	Pt	Pd	Cr	Ni	Cu	Ru/Ir
Туранская	5	2,89	0,22	0,57	1,09	5,62	7,59	42,50	9,55	5,07
Днепровско-Припятская	7	1,15	0,21	0,36	1,08	4,25	2,99	17,23	6,46	3,19
Западно-Сибирская	7	0,68	0,69	0,27	0,53	2,55	9,57	40,50	20,24	2,50
Сахалинская	3	0,30	0,1	0,12	0,52	0,92	5,07	20,27	4,63	2,50
Тимано-Печорская	12	1,11	0,44	1,08	1,41	2,53	11,94	186,40	28,98	1,03
Тунгусская	5	0,80	0,37	0,95	0,54	0,87	17,20	14,53	15,79	0,84
Зондского шельфа	2	0,61	1,30	0,75	1,43	5,51	8,36	18,99	8,66	0,81
Волго-Уральская	6	1,05	1,20	6,44	0,49	2,34	11,40	82,95	30,65	0,16

Эти гипербазиты представляют собой основания офиолитовых разрезов, и колчеданные руды в них в основном сингенетичны вмещающим вулканогенно-осадочным породам, совместно с которыми они могут подвергаться складчатости и метаморфическим преобразованиям (месторождения Оутокумпу в Финляндии, Санбагава в Японии и др.), или же испытывать только слабые деформации и залегать в практически неметаморфизованных толщах (Кипр и др.). Аналогично и углеродистые породы могут сохранять первичные текстуры, например, слоистые, или превращаться в черные сланцы. По преобладающему рудному металлу черные сланцы, как и главные типы нефти, подразделяются на ванадиевые, никелевые и цинковые. Сланцы района Оутокумпу имеют цинковую специфику.

С давних времен нефть подразделяется на ванадиевый и никелевый типы по V/Ni отношению (больше или меньше единицы). Ванадиевые нефти богаты металлическими примесями (V, Ni и др.), а никелевые бедны ими. Традиционно это различие считается показателем исходного органического вещества — сапропелевого или гумусового [Шпирт, Пунанова, 2006]. Однако к факторам возрастания в нефти содержания металлов, в том числе ванадия и никеля, относится водородная или метановая дегазация нефти, с которой связано ее утяжеление при формировании нефтяных залежей:

Таблица 5.2. Содержания металлов-примесей (в г/т) в нефти и в продуктах ее дегазации, по данным [Ketris, Yudovich, 2009; Готтих и др., 2004; Шпирт, Пунанова, 2006]

Химический элемент		Нефть и продукты ее дегазации		
порядковый номер в Периодической таблице	символ	нефть	асфальты	черные сланцы
3	Li	–	0,027	31
4	Be	0	0,007	2
21	Sc	0,003	0,422	12
22	Ti	0,18	4,62	–
23	V	39,4	615	205
24	Cr	0,487	3	96
25	Mn	0,3	30,4	400
27	Co	0,32	0,27	19
28	Ni	14,1	120	70
29	Cu	0,37	8,52	70
30	Zn	2,36	161	130
31	Ga	–	0,362	16
37	Rb	–	0,085	74
38	Sr	0,45	12,3	190
39	Y	–	0,552	26
40	Zr	–	0,842	120
41	Nb	–	0,016	11
42	Mo	12,16	4,7	20
48	Cd	–	0,545	5
55	Cs	0,003	0,002	4,7
56	Ba	0,3	1,07	500
57	La	0,04	2,53	28
58	Ce	0,05	4,795	58
59	Pr	–	0,635	4,2
60	Nd	0,04	2,36	33
62	Sm	0,06	3,156	5,4
63	Eu	0,0075	0,132	1,2
64	Gd	–	0,346	4,7
65	Tb	–	0,034	0,75
66	Dy	0,01	0,126	3

Таблица 5.2. Окончание

Химический элемент		Нефть и продукты ее дегазации		
порядковый номер в Периодической таблице	символ	нефть	асфальты	черные сланцы
67	Ho	–	0,019	0,52
68	Er	–	0,041	1,9
69	Tm	–	0,003	0,4
70	Yb	–	0,018	2,8
71	Lu	–	0,003	0,4
72	Hf	–	0,017	4,2
73	Ta	–	0,005	0,7
74	W	–	0,034	2,9
81	Tl	–	0,106	2
82	Pb	0,56	0,312	21
83	Bi	–	0,005	1,1
90	Th	–	0,074	7
92	U	–	0,053	8,5

$$3C_2H_6 = 2C_3H_8 + H_2,$$
$$2C_2H_6 = C_3H_8 + CH_4$$

и др. Как отмечалось, преобладает ванадиевая нефть, определяющая кларки химических элементов, которые содержатся в нефти. Они сведены в табл. 5.2. По данным М.Я. Шпирт и С.Я. Пунановой [2006], кларки ванадия и никеля распределяются по типам нефтей следующим образом: V = = 39,4 (73,3 и 1,93), Ni = 14,1 (28 и 3,7). Также контрастно, как два типа нефти, углеродистые сланцы разделяются на черные сланцы (V = 205, Ni = 70) и горючие сланцы (V = 1,58, Ni = 1,0), по А.Э. Конторовичу и В.С. Вышемирскому [1997]. Кларки элементов-примесей в горючих сланцах, бедных металлами, примерно соответствуют слабо дегазированной нефти никелевого типа, хотя ванадий в них несколько преобладает над никелем. Черные сланцы в этом отношении контрастно отличаются высоким содержанием рудных металлов, существенно возрастающим с возрастанием в них содержания серы. Геохимическая специализация черных сланцев в отношении рудных металлов (см. рис. 5.1) как бы соответствует металлогенической, представленной также разнообразно. Достаточно упомянуть Онежскую черносланцевую формацию в Карелии, к которой приурочено множество уран-ванадиевых месторождений, обогащенных разнообразными рудными металлами (Au, Ag, Pt, Pd, Pb, Cu).

Как было показано ранее [Маракушев, 2004], депрессионные структуры земной коры сопровождаются встречным воздыманием мантийного

субстрата, порождаемым развитием глубинного базит-гипербазитового магматизма. Его сложной дифференциацией и порождаются сульфидные месторождения медно-цинковой специализации, металлогеническая специфика которой зависит от типа земной коры. В депрессиях океанической коры образуются колчеданные месторождения, сменяющиеся с переходом к сиалической (континентальной) коре полиметаллическими месторождениями, богатыми свинцом и золотом. На этом переходе в депрессиях возрастает роль осадочного заполнения, которое в дальнейшем почти полностью вытесняет вулканические формации. Это коррелирует с углублением магматических очагов и развитием щелочного уклона магматизма. При этом усиливается взрывной характер магматизма депрессий и осложняется их строение развитием в центральных частях поднятий кристаллического фундамента, аналогично поднятию Вредефорт (Африка).

Согласно данным А.А. Маракушева и С.А. Маракушева [2008], нефть генерируется на глубине в связи с развитием щелочного магматизма в очагах, аналогичных расслоенным интрузивам, рудными горизонтами которых создается и рудоносность нефти. В верхнем рудном горизонте очагов формируются богатые ванадием титано-магнетитовые руды, а в нижележащей критической зоне — хромитовые и медно-никелевые руды. Флюидная сульфуризация железистых дифференциатов этих горизонтов сопровождается концентрацией меди и халькофильных металлов. С щелочным уклоном в магматизме связана генерация щелочных миграционных комплексов металлов, определяющих их вхождение в углеводородные флюиды, исходящие из ощелачивающихся магматических очагов. Они обеспечивают разнообразие свойственных нефти рудных элементов, содержание которых возрастает с ее дегазацией, сближающей нефть с битумами и черными сланцами вплоть до создания ее самостоятельной металлогенической специализации, например, на ванадий. Восходящая миграция нефти, подчеркивающаяся в работах многих исследователей [Кудрявцев, 1973; Кропоткин, 1986; Шахновский, 2004], сопровождается опережающей миграцией водорода и метана, возникающих в результате ее дегазации. Они образуют газовые месторождения в толщах, перекрывающих нефтяные залежи, или поступают в атмосферу. Метан при этом дает существенный вклад в парниковый эффект Земли, способствуя потеплению ее климата. Влиянием метана можно объяснить сильное аномальное потепление в меловом периоде эволюции Земли [Герман, 2009], отличающемся, как отмечалось, максимальной нефтеносностью и необычайно высоким содержанием ванадия в черных сланцах [Юдович, Кетрис, 1994].

Черные сланцы геохимически сходны с асфальтитами (продуктами дегазации и затвердевания нефти). Их образование связано с поступлением нефти в депрессионные структуры земной коры, с ее дегазацией и вовлечением в процессы их вулканогенно-осадочного заполнения.

Как упоминалось выше, наиболее эффективно концентрация углеводородов совместно с рудными металлами проявилась в крупнейшем в мире месторождении Витватерсранд, сульфидно-золото-кварцевые руды которого в кварцитовых рифах местами подстилаются слоями и про-

слойками эндогенного углеводородного битума столбчатой текстуры. Он получил название тухолит, чтобы подчеркнуть его богатство торием и ураном. В тухолитах сосредоточено около 40% запасов золота этого гигантского месторождения, хотя их объем едва достигает 15%. В тухолит входят легкие и тяжелые углеводороды. Легкие углеводороды не подвергаются полимеризации, и поэтому они не играли существенной роли в приобретении тухолитом металлогенической специализации. Она почти полностью связана с тяжелыми углеводородами, полимеризация которых способствовала созданию их высокого химического сродства к золоту и урану. На начальной ступени в тухолитовые полимеры золото входило в одновалентном состоянии:

$$2C_9H_8 + (H_2O + 2Au) = Au_2C_{18}H_{16}O + H_2.$$

С развитием этого процесса экстрагируемое из флюидов золото достигает в углеводородных полимерах трехвалентного состояния:

$$6C_9H_8 + (3H_2O + 2Au) = Au_2C_{54}H_{48}O_3 + 3H_2.$$

В этой обстановке оно экстрагируется из флюидов совместно с ураном и другими трехвалентными металлами. Парагенезис золота с ураном типичен для тухолита.

В состав тухолита совместно с кислородом входит сера, которая аналогично кислороду благоприятствует образованию полимеров тяжелых углеводородов и в еще большей мере способствует концентрации в них золота:

$$2C_9H_8 + (H_2S + 2Au) = Au_2C_{18}H_{16}S + H_2.$$

При восстановлении до самородного состояния золото образует мельчайшие выделения, которые стягиваются с образованием облачных структур (рис. 5.2), тончайших ниточек, цепочек, нитчатых пучков, сложных переплетений, округлых и пластинчатых выделений (рис. 5.3). Более крупные зернистые агрегаты золота имеют причудливую конфигурацию (рис. 5.4).

Золотую и урановую металлогеническую специализацию тухолитовые слои месторождения получили в ходе развития окислительной полимеризации тяжелых углеводородов, создавшей их столбчатую структуру, перпендикулярную напластованию. Она возникала в кварцитовых рифах, эксплозивно изливавшихся в депрессия Витватерсранд и расслаивающихся на две части — безрудную нижнюю (кварцитовую) и рудоносную верхнюю (углеводород-сульфидно-кварцевую). Затем они развивались автономно. Углеводород-сульфидно-кварцевая часть расслоилась на сульфидно-кварцевую (верхнюю доминирующую) часть и углеводородный (прерывистый) слой с контрастным распределением между ними золота и урана. Преимущественная концентрация их в углеводородном слое усиливалась в связи с развитием в нем окислительной полимеризации углеводородов.

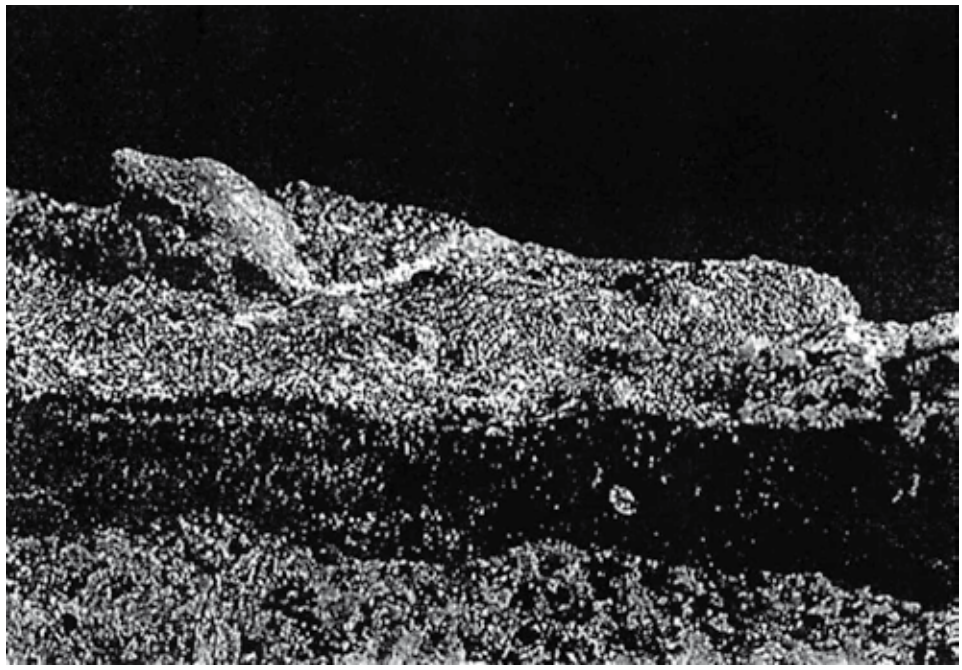


Рис. 5.2. Стяжения мельчайших выделений золота
Базальный риф, рудник Святой Елены [Hallbauer et al., 1981]

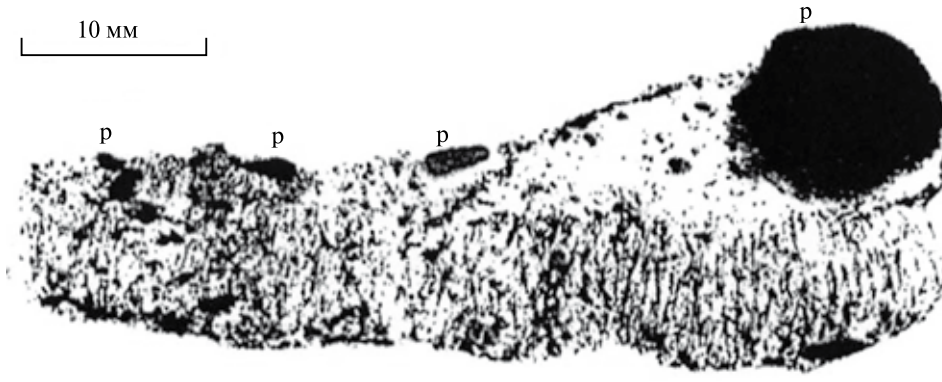


Рис. 5.3. Рентгеновская радиография углеродистого слойка с тонкими нитями и возможными неправильными частицами золота (черное) — в верхней части в кварците. Зерна пирита (р) отличаются более светлой окраской
Риф средний Эльбург, месторождение Кук [Hallbauer et al., 1981]

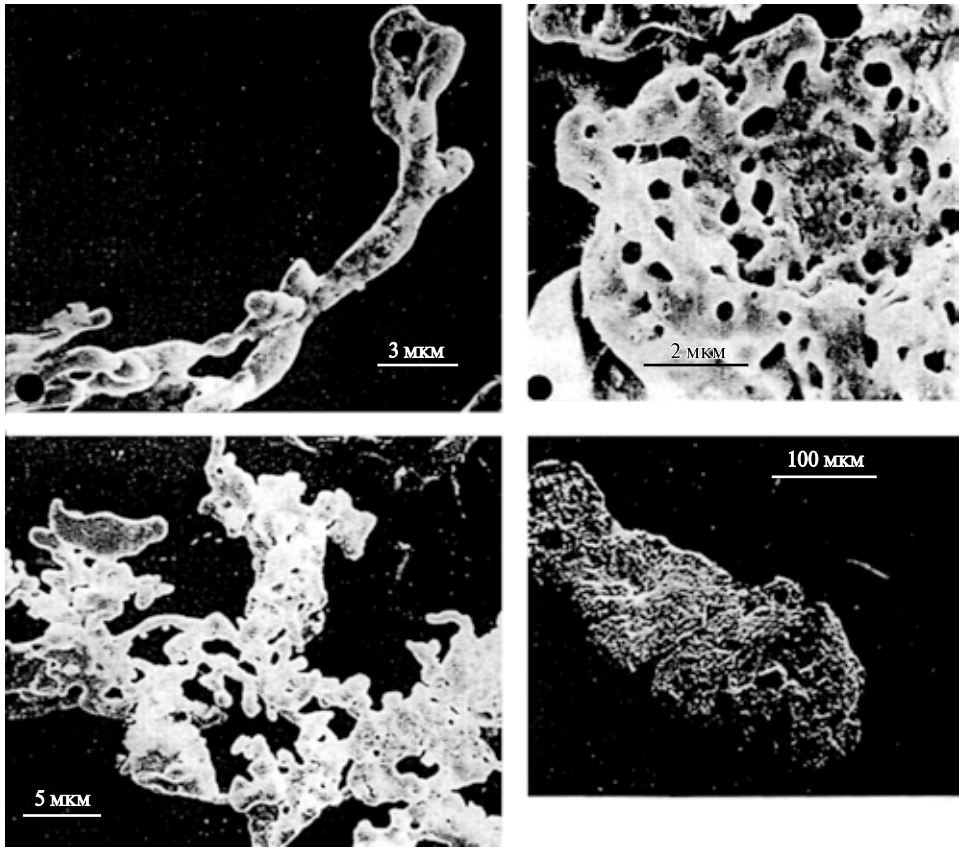


Рис. 5.4. Золото, извлеченное из углеродистого вещества [Hallbauer et al., 1981]

Современная непосредственная сопряженность дисульфидного рудообразования с углеводородом прослеживается на сульфидных месторождениях, продолжающих формироваться в настоящее время в срединно-океанических хребтах. Этот процесс сопровождается выходами углеводородов (seeps, vents).

По металлогеническим особенностям эти месторождения сходны с месторождениями уральского типа (Гай, Учалы), характеризуясь некоторым преобладанием меди над цинком, практическим отсутствием в них свинца, меньшим содержанием золота и серебра. В их ряду наиболее интересно месторождение Галапагосского хребта [Андреев и др., 1995], связанное с контрастной ассоциацией базальтов и риолитов, как и уральские месторождения (табл. 5.3).

Для сравнения в таблицу включены данные по полиметаллическому месторождению Куроко, контрастная ассоциация которого отличается более высокой щелочнометалльностью при более кремнекислом составе риолитов.

Таблица 5.3. Представительные анализы кислых (липариты) и основных (базальты) пород, вмещающих согласные пластовые и линзовидные залежи богатых медно-цинковых руд месторождений Гай, Учалы, Куроко, Галапагосского хребта

Номер месторождения	SiO_2	TiO_2	$A1_2O_3$	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
1	72,76	0,15	15,62	2,91	0,73	0,04	0,40	1,81	3,74	1,74	0,11
	53,35	1,03	16,29	2,99	10,47	0,37	4,35	5,43	4,49	0,91	0,31
2	70,06	0,39	13,78	2,14	3,59	0,08	1,37	3,94	4,10	0,48	0,07
	51,56	0,60	16,86	3,08	9,03	0,16	9,76	4,83	4,03	0,09	–
3	78,26	0,09	12,68	0,97	0,25	–	0,28	1,32	3,96	2,17	0,01
	52,03	1,17	17,14	4,85	5,43	0,14	9,19	5,16	4,22	0,44	0,24
4	72,64	0,65	12,84	–	4,70	–	0,25	2,73	4,46	1,67	0,06
	50,29	1,03	16,29	–	9,05	–	8,46	12,54	2,21	0,06	0,07

Примечание. Месторождения: 1 — Гай и 2 — Учалы на Урале, 3 — Куроко в Японии, 4 — Галапагосского хребта в Тихом океане.

Галапагосский хребет в зоне трансформного разлома в Восточно-Тихоокеанском хребте является широтной структурой, в которой медные и медно-цинковые сульфидные руды (практически без свинца) представлены как стратиформными, так и трубообразными залежами. Колчеданные руды содержат включения углеводородов. Месторождения генетически связаны с магматическими очагами, которые по геофизическим данным располагаются на небольших глубинах. Размер очагов варьирует, уменьшаясь до полного выклинивания по мере приближения к трансформному разлому. Бурением на Галапагосском рифе в ассоциации с колчеданными рудопроявлениями установлены базальты, железистые дациты и риолиты, тогда как осадочные породы распространены незначительно.

Наблюдаемые черты этих месторождений свидетельствуют об идентичности модели образования колчеданных месторождений в океанах и на континентах, что важно подчеркнуть, потому что многие колчеданные месторождения срединно-океанических хребтов не залегают в ассоциации с родственными им вулканическими породами, а относятся к типу удаленных от породивших их магматических очагов. Они залегают на более древних базальтах или гирпербазитах (серпентинатах), генетически с ними не связанных.

Срединно-океанические хребты с давних времен [Hess, 1965] рассматриваются в качестве глобальных структур развития офиолитовых (серпентинитовых) формаций, аналогичных формациям основания эвгеосинклиналей. Серпентиниты образуются за счет дунитов и гарцбургитов и под-

разделяются на ранние (брусит-хризотиловые) и поздние (магнетит-антигоритовые). Образование ранних, регионально распространенных, серпентинитов сопровождается окислением железа, содержащегося в оливине (FeO), с образованием брусита $(MgOH)_2$ и освобождением водорода:

$$2FeO + H_2O = Fe_2O_3 + H_2,$$

иногда совместно с метаном:

$$4Mg_{1,8}Fe_{0,2}SiO_4 + 6,4H_2O = Mg_{5,2}Fe_{0,8}Si_4O_{10,4}(OH)_8 + 2Mg(OH)_2 + 0,4H_2,$$
$$4Mg_{1,8}Fe_{0,2}SiO_4 + 6,3H_2O + 0,05CO_2 =$$
$$= Mg_{5,2}Fe_{0,8}Si_4O_{10,4}(OH)_8 + 2Mg(OH)_2 + 0,2H_2 + 0,05CH_4,$$
$$4Mg_{1,8}Fe_{0,2}SiO_4 + 6,2H_2O + 0,1CO_2 =$$
$$= Mg_{5,2}Fe_{0,8}Si_4O_{10,4}(OH)_6 + 2Mg(OH)_2 + 0,1CH_4 + H_2.$$

Уравнения реакций рассчитаны, исходя из железистости гипербазитов, близкой к 10. Довольно обычна и более низкая железистость гипербазитов, при которой эффект отделения водорода при ранней серпентинизации еще более незначителен:

$$4Mg_{1,9}Fe_{0,1}SiO_4 + 6,8H_2O = Mg_{5,6}Fe_{0,4}Si_4O_{10,8}(OH)_8 + 2Mg(OH)_2 + 0,8H_2.$$

Ранняя серпентинизация гипербазитов обусловлена гидратацией, сопровождаемой окислением входящего в оливин железа в режиме монотонного понижения температуры. Ей противоположна по направленности поздняя (наложенная) серпентинизация, обусловленная дегидратацией ранних серпентинитов, сопровождаемая восстановлением железа с образованием магнетита:

$$3Fe_2O_3 + H_2 = 2Fe_3O_4 + H_2O,$$

в результате чего серпентиниты приобретают магнитные свойства,

$$Mg_{5,6}Fe_{0,4}Si_4O_{10,2}(OH)_8 + 0,4Mg(OH)_2 + 0,08H_2 =$$
$$= Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8 + 0,13Fe_3O_4 + 0,48H_2O,$$
$$Mg_{5,2}Fe_{0,8}Si_4O_{10,2}(OH)_8 + 0,8Mg(OH)_2 + 0,12H_2 =$$
$$= Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8 + 0,27Fe_3O_4 + H_2O.$$

В общей последовательности развития срединно-океанических хребтов поздняя серпентинизация, в отличие от ранней, является наложенной, возникающей под воздействием внешних факторов прогрессивного характера, в том числе метаморфизма, распространяющегося вдоль продольных рифтовых долин.

Серпентинизация в хребтах, структурно обособленных, относится к процессам, предшествующим образованию гидротермальных полей, создаваемых восходящими флюидными струями с температурой на выходе 300–400 °С.

Таблица 5.4. Концентрации и изотопные составы углерода флюидных компонентов

Месторождение	Литературный источник	Вмещающая порода	Метан (*m* М)	$\delta^{13}C_{CH_4}$	Этан (*n* М)	$\delta^{13}C_{C_2H_6}$	Пропан (*n* М)
Райнбоу САХ	Charlou et al., 2000; Amend et al., 2011; Konn et al., 2009	Перидотиты с габбро и базальтом, серпентинит	2,5	–15,8÷–17,7	1097	–13,7	48
Лаки Страйк САХ	Charlou et al., 2000; Amend et al., 2011	Толеит/ щелочной базальт	0,52	–12,7	179	–	155
Лост Сити САХ	Amend et al., 2011; Konn et al., 2009	Перидотиты	1–2	–8,8÷–13,16	910–1560	–13,5	73–160
21 QN ВТХ	Konn et al., 2009; McCollom, Seewald, 2007	Базальты	0,07	–22	67	–	56
Плюме-Вент ХДФХ	McCollom, Seewald, 2007; Evans, White, 1988	Базальты	0,084	–20,8	180	–14,3÷–16,4	46

Примечание. САХ — Срединно-Атлантический хребет; ВТХ — Восточно-

Эти поля приурочены к наложенным на хребты секущим депрессионным структурам, которые накладываются не только на серпентиниты, но и на базальты, образующие совместно с серпентинитами глобально распространенную офиолитовую формацию срединных хребтов, а также на осадочные отложения рифтогенных депрессий.

сульфидных месторождений срединно-океанических хребтов

$\delta^{13}C_{C_3H_8}$	Бутан (*n* М)	$\delta^{13}C_{C_4H_{10}}$	Этилен (*n* М)	CO_2 (*m* М)	$\delta^{13}C_{CO_2}$	Флюидные выбросы	H_2 (*m* М)	H_2S (*m* М)
–13,0	–	–13,2	–	16	–3,15	Черные курильщики, $T < 365$ °C, pH ~ 2,8	16	1,2
–	–	–	–	24,2	–7,5	Черные курильщики, $T < 328$ °C, pH ~ 3,65	0,21	2,7
–14,0	1–25	–12,6	1–40	0,01	–8÷+3	Карбонат-бруситовые жерла $T = 110$ °C, pH = 9	4,5	0,1
–	47	–	–	5,72	–7	Черные курильщики, $T < 350$ °C, pH ~ 4,3	1,7	7,3
–17,0÷–19,4	9,8	–	–	3,92	–4,4	–	0,35	–

Тихоокеанский хребет; ХДФХ — хребет Хуан-де-Фука.

В состав приуроченных к этим секущим депрессионным структурам флюидных диатрем (vents) входят обычно углеводороды, образующие также жидкие просачивания (seeps).

Разнообразные углеводороды описаны в депрессионных структурах на севере хребта Хуан-де-Фука в Тихом океане [Cruse, Seewald, 2006]: CH_4,

C_2H_6, C_3H_8, C_4H_{10}, C_6H_6 (бензол), C_7H_8 (толуол). Они находятся в ассоциации с H_2O и CO_2, отвечающих равновесию

$$C_2H_6 + 4H_2O = 2CO_2 + 7H_2,$$

на промежуточных ступенях развития которого образуются органические кислоты

$$C_2H_6 + 2H_2O = CH_3COOH + 3H_2.$$

Содержание оксидов углерода в океанической воде подвержено широким колебаниям, что приводит к разнообразию и органических кислот.

В гидротермальных полях Срединно-Атлантического хребта углеводороды, по [Proskurowski et al., 2008], представлены низкомолекулярными (CH_4, C_2H_6, C_2H_4, C_3H_8, C_4H_{10}), высокомолекулярными алифатическими (C_9–C_{14}) и ароматическими (C_6–C_{16}) типами и разнообразными карбоксильными кислотами. Низкая степень изотопного фракционирования углерода в алканах (например, $\delta^{13}C$ (PDB)‰ CH_4 = –11,9 (Лост Сити) и –17,7 (Рейнбоу), C_2H_6 = –13,5 (Лост Сити) и –13,7 (Рейнбоу)) свидетельствует об их эндогенном происхождении. Совмещенность углеводородных полей с сульфидными (цинково-медными) месторождениями характерна для океанических хребтов. Возможно, водород и углеводороды генетически связаны с генерацией дисульфидных расплавов в магматических очагах в результате флюидной сульфуризации ультражелезистых дифференциатов, например, по следующим реакциям (в символах нормативных минералов):

$$Fe_2SiO_4 + 4H_2S = 2FeS_2 + SiO_2 + 2H_2O + 2H_2,$$
$$3{,}5Fe_2SiO_4 + 14H_2S + 2CO_2 = 7FeS_2 + 3{,}5SiO_2 + 11H_2O + C_2H_6.$$

Это очень просто объясняет углеводородное сопровождение колчеданного рудообразования, наглядно выраженное в океанических хребтах. Сопряженность сульфидного рудообразования и генерации углеводородов, возможно, определяет геохимию нефти, выделение ее никелевого и цинкового типов. Рудными металлами особенно богаты тяжелые сернистые нефти и подчиненные им твердые битумы (асфальты, асфальтиты и др.). При фильтрации углеводородных флюидов через рудные расплавы их селективная способность экстрагировать рудные металлы должна возрастать с образованием органических кислот и далее — карбоксилатов металлов. На этом основано и появление металлогенической специализации нефти.

Тесная генетическая связь углеводородов с современным рудообразованием на океанических хребтах связывалась с серпентинизацией дунитов [Proskurowski et al., 2008]. По нашим представлениям, она непосредственно связана с сульфидным рудообразованием, сопровождаемым разными углеводородами (табл. 5.4).

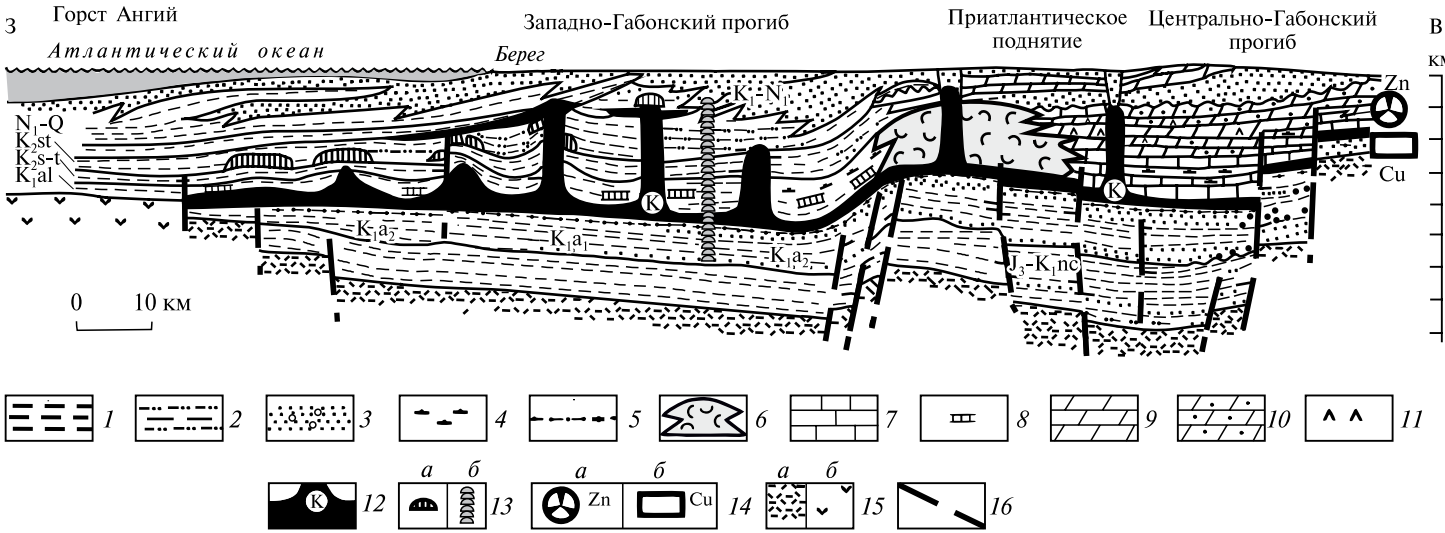


Рис. 5.5. Субширотный профиль через северную часть Кванза-Камерунского солянокупольного бассейна (окраина Западной Африки) [Беленицкая, 2004]

1 — аргиллиты; *2* — чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников; *3* — песчаники и конгломераты; *4* — мергели; *5* — углеродистые отложения; *6* — карбонатные отложения; *7* — известняки; *8* — известковые слои; *9* — доломиты; *10* — песчанистые доломиты; *11* — ангидриты, *12* — галиты с горизонтами калийных солей; *13* — залежи нефти (*а*) и обобщенный интервал установленной и вероятной нефтегазоносности (*б*); *14* — цинковое (*а*) и медное (*б*) оруденения; *15* — фундамент: *а* — континентальный, *б* — океанический; *16* — тектонические нарушения

Обилие и разнообразие углеводородов в сульфидных рудах срединно-океанических хребтов (метан, этан, пропан, бутан, этилен) сближает их с щелочными магматическими породами, для которых характерен аналогичный комплекс высокомолекулярных углеводородов, образующих включения в минералах. Они служат индикаторами возрастания давления водорода в магматических очагах, генерирующего их углеводородную специфику

$$5H_2 + 2CO = C_2H_6 + 2H_2O.$$

Сходная обстановка благоприятствует возрастанию железистости депрессионного магматизма, ведущей к развитию ультражелезистых дифференциатов, дисульфидная сульфуризация которых сопровождается аналогичной генерацией углеводородов:

$$2{,}5Fe_2SiO_4 + 10H_2S + 2CO = 5FeS_2 + 2{,}5SiO_2 + C_2H_6 + 7H_2O.$$

На континентальных окраинах нередко наблюдается сочетание нефтяных и солевых залежей с характерной позицией нефти над солевыми куполами, как, например, в Кванза-Камерунском нефтяном соляно-купольном бассейне (рис. 5.5).

Эта ассоциация нефти и соли свойственна верхним частям стратиграфических разрезов депрессий, но она обусловлена генетической связью их с глубинными магматическими очагами [Маракушев А.А., Маракушев С.А., 2011, 2012]. Солевые включения обычны в сульфидных рудах. Содержание солей во включениях в сульфидах алтайских месторождений достигает 35% при следующем количественном соотношении Mg > Na > > K (в океанской воде это соотношение иное: Na > Mg > K).

Заключение

Рассмотрение рудных месторождений в этой работе затрагивает проблему рудоносности магматизма, которая с давних времен обсуждается на основе представлений о выносе рудных металлов гидротермальными (водными) растворами из интрузивов или из их остаточных магматических очагов. Эти представления уже давно вошли в противоречие не только с эмпирическими данными, но и с экспериментальными исследованиями, согласно которым в равновесиях — магматические расплавы — гидротермальные растворы (флюиды) — все металлы концентрируются в магматических расплавах, а во флюиды переходят в значительно меньшей степени. Поэтому отделение флюидов от магм относится к факторам рассеяния, а не концентрации металлов, необходимой для образования рудных месторождений. Концентрационная функция флюидов в отношении рудных металлов проявляется не при их отделении от магм, а при их вступлении и прохождении через магмы, их трансмагматическим характером. Источником флюидов, порождающих магматизм и сопровождающих его развитие, является жидкое земное ядро, обеспечивающее их сложный, в основном водородно-водный состав и наличие в них рудных металлов. Восходящие из глубины флюиды проходят через магмы путем инфильтрации. Магмы избирательно экстрагируют из них рудные металлы, благодаря чему их кларки в изверженных породах выше, чем в породах, вмещающих интрузивы или очаги, питающие вулканизм.

Металлогеническая специализация магматизма возникает только тогда, когда в его развитии возникают специфические дифференциаты, обладающие высоким избирательным химическим сродством к рудным металлам, обеспечивающим их селективную экстракцию из трансмагматических флюидов, достаточную для образования рудных расплавов. Это сродство реализуется непосредственно или посредством экстракции кислотных компонентов (H_2S, HCl, HF, H_2CO_3 и др.), увлекающих за собой определенные парагенезисы рудных металлов.

Рудные расплавы, возникающие в результате подобного рода процессов, богаты летучими компонентами, в результате чего их кристаллизация происходит при более низкой температуре, чем кристаллизация силикатных расплавов, и ей предшествует нередкое развитие жидкостной несмесимости, свойственной рудным расплавам. На месторождениях это

выражается капельными («бобовыми») и интерстиционными текстурами или расслоенностью рудных тел, в том числе ритмичной.

Из изложенного ясно, что ключом к пониманию генезиса эндогенных рудных месторождений является анализ развития их материнского магматизма, создающего специфические дифференциаты — образования, находящиеся в основе этих месторождений. Так, все сульфидные месторождения, в огромном их разнообразии, рассмотренные в настоящей работе, генетически связаны с флюидной сульфуризацией (привносом H_2S) ультражелезистых дифференциатов, сопровождаемой привносом меди и халькофильных металлов. Из этого следует генетическая связь их с магматизмом депрессий земной коры, так как только ему свойствен феннеровский тренд дифференциации с накоплением в магмах железа.

Депрессии возникают под воздействием глубинных флюидов, выщелачивающих гранитный слой земной коры, и затем они заполняются осадочными и вулканическими породами. Одновременно флюидами стимулируется и встречное воздымание мантийного субстрата, замещающего базальтовый слой земной коры. На фронте этого магматического замещения может развиваться магматизм, рудоносность которого значительно выше рудоносности магматизма всех других геодинамических обстановок на Земле. В части сульфидного рудообразования он представлен магматическими очагами, подвергавшимися базит-гипербазитовому расслоению с последующим автономным развитием их гипербазитовой (нижней) и базитовой (верхней) зон. В каждой из них сульфидоносность развивалась только при образовании различных по составу ультражелезистых дифференциатов ($MgFeSiO_4$ и Fe_2SiO_4), подвергавшихся флюидной сульфуризации, которая приводила к образованию соответственно медно-никелевых моносульфидных и медно-цинковых дисульфидных месторождений в их плутоническом и вулканическом воплощениях.

В вулканическом аспекте возникновение ультражелезистых дифференциатов связывалось с образованием феррокоматиитовых расплавов, от которых отделялись бедные железом пироксенитовые коматииты, и ферробазальтовых расплавов, от которых отделялись дациты и риолиты. Соответственно определяются и вулканические породы, входящие в ассоциацию с сульфидными рудами вулканических комплексов.

Дисульфидная сульфуризация ульражелезистых дифференциатов может сопровождаться генерацией углеводородов, обычно сопровождающих сульфидное рудообразование. Оно принципиально различается в зависимости от геодинамической обстановки развития сульфидоносных депрессий земной коры.

В депрессиях океанической коры формируются колчеданные цинково-медные месторождения, генетически вязанные с магматизмом небольшой глубинности. В отличие от них в депрессиях, развивающихся на окраинах континентов и островных дуг развиваются свинцово-медно-цинковые полиметаллические месторождения, богатые серебром и золотом. Генетически они связаны с более глубинными очагами магматизма, подвергавшегося ощелачиванию в своем развитии.

Этим определился комплексный характер рудообразования, в ходе развития которого кварцево-сульфидные руды, сходные с колчеданными, сменялись более богатыми баритово-сульфидными, содержащими сульфаты кальция, стронция, хлориды щелочных металлов. Оруденение могло сочетаться с нефтью, образующейся при щелочном уклоне магматизма, о чем можно судить по наблюдаемому залеганию сульфидных цинковых руд в черных сланцах. Однако нефтяные депрессии являются терригенными, расположенными на большом удалении от областей нахождения океанической коры.

Литература

Авдонин В.В., *Бойцов В.Е.*, *Григорьев В.М.*, *Семинский Ж.В.*, *Солодов Н.А.*, *Старостин В.И.* Месторождения металлических полезных ископаемых. М.: Академический проект: Трикста, 2005. 720 с.

Авдонин В.В., Сергеева Н.Е., Ван К.В. Генетические особенности состава и строения железо-марганцевых конкреций // Изв. вузов. Геология и разведка. 2007. № 6. С. 49–55.

Андреев С.И., *Аникеева Л.И.*, *Вишневский А.Н.*, *Краснов С.Г.*, *Судариков С.М.*, *Черкашев Г.А.* Минеральные ресурсы Мирового океана, их потенциал и перспектива освоения // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб: ВНИИИОкеанология, 1995. С. 141–157.

Арискин Ф.Ф., *Конников Э.Г.*, *Кислов Е.В.* Моделирование равновесной кристаллизации ультрамафитов в приложении к проблемам формирования фазовой расслоенности Довыренского Плутона (Северное Прибайкалье России) // Геохимия. 2003. № 2. С. 131–155.

Беленицкая Г.А. Соляная тектоника Земли // Планета Земля: Энциклопедический справочник: В 4 т. Т. 1: Тектоника и геодинамика / Ред. Л.И. Красный. СПб: ВСЕГЕИ, 2004. С. 173–182.

Вагнер П.А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. М.: Цветметиздат, 1932. 279 с.

Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм руд. М.: Научный мир, 2004. 338 с.

Викентьев И.В., *Молошаг В.П.*, *Юдовская М.А.* Формы нахождения и условия концентрирования благородных металлов в колчеданных рудах Урала // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48, № 2. С. 91–125.

Герман А.Б. Палеоботаника и климат Земли: взгляд в будущее из геологического прошлого // Вестн. РАН. 2009. Т. 79, № 5. С. 387–396.

Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.

Годлевский М.Н., *Гриненко Л.Н.* Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильских месторождений // Геохимия. 1963. № 1. С. 45–51.

Горбачев Н.С., *Гриненко Л.Н.* Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Октябрьского месторождения сульфидных руд (Норильский район) в связи с вопросами его генезиса // Геохимия. 1973. № 8. С. 1127–1135.

Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968. 274 с.

Готтих Р.П., *Писоцкий Б.И.*, *Журавлев Д.Э.* Распределение микроэлементов в системах кимберлит–битум и базальт–битум в диатремах Сибирской платформы // Докл. РАН. 2004. Т. 399, № 3. С. 373–377.

Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы сульфидов некоторых медно-никелевых месторождений Сибирской платформы // Петрология траппов Сибирской платформы. М.: Недра, 1967. С. 221–229.

Заварицкий А.Н. Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи вообще. М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1936. С. 26–66. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; № 5.)

Зайков В.В., *Мелекесцева И.Ю.*, *Артемьев Д.А. и др.* Геология и колчеданное оруденение Южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: Имин УрО РАН, 2009. 376 с.

Зайков В.В., *Шадлун Т.Н.*, *Масленников В.В.*, *Бортников Н.С.* Сульфидная залежь Яман-Касы — древний «черный курильщик» Уральского палеоокеана // Геология руд. месторождений. 1995. Т. 37, № 6. С. 511–529.

Зарайский Г.П. Эксперимент в решении проблем метасоматизма. М.: ГЕОС, 2007. 36 с.

Золотухин В.В. Базитовые пегматитоиды норильских рудоносных интрузивов и проблема генезиса оруденения норильского типа. Новосибирск: НИЦ ОИГГиМ СО РАН, 1997. 88 с.

Зотов И.А. Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. М.: Наука, 1979. 156 с.

Каширцев В.А. Молодая нефть Байкала // Новости науки. Новосибирск: ИНГиГ СО РАН, 2009. С. 14–15.

Коваленкер В.А., *Гладышев Г.Д.*, *Носик Л.П.* Изотопный состав серы сульфидов из месторождений Талнахского рудного узла в связи с их селеноносностью // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 2. С. 80–91.

Конников Э.Г., *Пальянова Г.А.*, *Мюрер У.П.*, *Прасолов Э.М.*, *Кислов Е.В.*, *Орсоев Д.А.* Экспериментальное и теоретическое изучение флюидного режима сульфидного Cu-Ni-платинометалльного оруденения // Экспериментальная минералогия: Некоторые итоги на рубеже столетий: В 2-х т. / Отв. ред. В.А. Жариков, В.В. Федькин. М.: Наука, 2004. Т. 1. С. 298–314.

Конторович А.Э., *Вышемирский В.С.* Неравномерность нефтегазообразования в истории Земли, как результат цикличного развития земной коры // Докл. РАН. 1997. Т. 356, № 6. С. 704–707.

Кропоткин П.Н. Дегазация Земли и генезис углеводородов // Журн. Всесоюз. хим. о-ва им. Д.И. Менделеева. 1986. Т. 31, № 5. С. 540–547.

Кропоткин П.Н., Шахворостова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1965. 232 с.

Кудрявцев Н.А. Генезис нефти и газа. Л.: Недра, 1973. 140 с.

Лазаренков В.Г. Средние содержания элементов платиновой группы в ультрамафитах // Записки ВМО. 1999. Ч. 128, вып. 1. С. 15–24.

Лазаренков В.Г., *Таловина И.В.* Геохимия элементов платиновой группы. СПб: Изд-во «Галард», 2001. 266 с.

Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб: Изд-во Санкт-Петербургской картфабрики ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.

Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 261 с.

Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.

Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее магматической активности. СПб: ВСЕГЕИ, 1992. 50 с.

Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М.: Наука, 1999. 252 с.

Маракушев А.А. Новая модель формирования платформенных депрессий и приуроченных к ним стратиформенных рудных месторождений // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М.: Наука, 2004. С. 11–25.

Маракушев А.А. Металлогенические аспекты платиноидов в связи с их позицией в Периодической системе химических элементов // Платина России. М.: ООО «Геоинформмарк», 2005. С. 143–150.

Маракушев А.А. Флюидный режим формирования Земной коры // Флюиды и геодинамика. М.: Наука, 2006. С. 63–82.

Маракушев А.А. Космическая петрология и эволюция планет Солнечной системы // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2007. № 4. С. 3–11.

Маракушев А.А. Проблемы происхождения изверженных пород и их рудоносности // Парагенетические аспекты эндогенного минералообразования. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 57–69.

Маракушев А.А. Геохимия и генезис черных сланцев // Вестн. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. 2009а. № 7. С. 2–4.

Маракушев А.А. Платинометалльное рудообразование и генезис хромититов платиноносного пояса Урала // Уральский геол. журн. 2009б. Т. 3, № 69. С. 33–51.

Маракушев А.А. Землетрясения взрывной природы // Пространство и время. 2011. № 3(5). С. 119–124.

Маракушев А.А. Генезис месторождений кварцево-рудной формации // Смирновский сборник. Вып. 2. М.: Изд-во МГУ, 2012. С. 11–16.

Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералого-петрографические критерии рудоносности изверженных пород. М.: Недра, 1992. 317 с.

Маракушев А.А., *Глазовская Л.И.*, *Панеях Н.А.*, *Маракушев С.А.* Проблема происхождения уран-золоторудного месторождения Витватерсранд // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2012. Т. 4, № 3. С. 3–16.

Маракушев А.А., *Горбачев Н.С.* Геохимические типы траппов в связи с генезисом медно-никелевых месторождений Норильского района // Геология руд. месторождений. 1993. Т. 35, № 3. С. 284–288.

Маракушев А.А., *Маракушев С.А.* Модель формирования нефтяных и газовых залежей // Система «Планета Земля»: Материалы 14-го науч. семинара. М.: Изд-во МГУ, 2006а. С. 3–19.

Маракушев А.А., *Маракушев С.А.* Природа геохимической специфики нефти // Докл. РАН. 2006б. Т. 411, № 1. С. 235–239.

Маракушев А.А., *Маракушев С.А.* Образование нефтяных и газовых месторождений // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 5. С. 505–521

Маракушев А.А., *Маракушев С.А.* Происхождение и флюидная эволюция Земли // Пространство и время. 2010. № 1. С. 98–118.

Маракушев А.А., *Маракушев С.А.* Эндогенные углеводороды и органические вещества // Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений. М.: ГЕОС, 2011. С. 42–68.

Маракушев А.А., *Маракушев С.А.* Эндогенное образование ассоциации углеводородных и соляных залежей // Система «Планета Земля». М.: ЛЕНАНД, 2012. С. 72–84.

Маракушев А.А., *Панеях Н.А.* Формирование алмазоносных взрывных кольцевых структур // Пространство и время. 2011. № 2(4). С. 118–124.

Маракушев А.А., *Панеях Н.А.*, *Горбачев Н.С.*, *Зотов И.А.* Минералого-геохимическая специфика гигантских месторождений хрома и платиновых металлов и проблема глубинности их мантийных источников // Крупные и суперкрупные месторождения: Закономерности размещения и условия образования / Под ред. Д.В. Рундквиста. М.: ОНЗ РАН, 2004. С. 137–159.

Маракушев А.А., *Панеях Н.А.*, *Зотов И.А.* Золотоносность платинометалльных месторождений // Платина России. Т. 5. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 2004. С. 254–267.

Маракушев А.А., *Панеях Н.А.*, *Зотов И.А.* Петрологическая модель образования сульфидных месторождений // Докл. РАН. 2007. Т. 416, № 2. С. 232–235.

Маракушев А.А., *Панеях Н.А.*, *Зотов И.А.* Природа рудоносности парных гипербазитовых поясов // Материалы конф., посвященной 125-летию со дня рождения академика А.Н. Заварницкого. Москва, 18–19 марта 2009 г. М.: ИГЕМ РАН, 2009а. С. 215–218.

Маракушев А.А., *Панеях Н.А.*, *Зотов И.А.* Удельная энтропия рудных металлов и образование их хромитовых и сульфидных месторождений // Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи: Материалы конф., посвященной 110-летию со дня рождения академика Д.С. Коржинского. Москва, 7–9 окт. 2009 г. М.: ИГЕМ РАН, 2009б. С. 262–265.

Маракушев А.А., *Панеях Н.А.*, *Зотов И.А.* Петрогенетические типы колчеданных и полиметаллических месторождений // Литосфера. 2011. № 3. С. 84–104

Маракушев А.А., *Панеях Н.А.*, *Зотов И.А.*, *Ло Ж.*, *Су Ш.* Медно-никелевое месторождение Джиньчуань в Китае и зависимость платиноносности гипербазитов от их щелочности // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42, № 5. С. 441–459.

Маракушев А.А., *Панеях Н.А.*, *Русинов В.Л.*, *Зотов И.А.* Парагенезисы рудных металлов углеводородной специфики. Ч. 1: Оксифильные металлы // Изв. вузов. Геология и разведка. 2007. № 6. С. 33–40.

Маракушев А.А., *Панеях Н.А.*, *Русинов В.Л.*, *Зотов И.А.* Парагенезисы рудных металлов углеводородной специфики. Ч. 2: Сульфурофильные металлы // Изв. вузов. Геология и разведка. 2008. № 1. С. 15–22.

Маракушев А.А., *Панеях Н.А.*, *Русинов В.Л.*, *Перцев Н.Н.*, *Зотов И.А.* Петрологические модели формирования рудных месторождений-гигантов // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40, № 3. С. 236–255.

Маракушев А.А., *Панеях Н.А.*, *Сук Н.И.* Рудоносность щелочного магматизма // Вторые и третьи чтения памяти академика В.А. Жарикова. Черноголовка: ИПХФ РАН, 2011. С. 5–22

Маракушев А.А., *Панеях Н.А.*, *Шарфман В.С.* Природа колчеданоносности вулканических формаций // Докл. РАН. 1993. Т. 329, № 1. С. 87–90.

Маракушев А.А., *Писоцкий Б.И.*, *Панеях Н.А.*, *Готтих Р.П.* Геохимическая специфика нефти и происхождение нефтяных месторождений // Докл. РАН. 2004. Т. 398, № 6. С. 795–799.

Маракушев А.А., *Русинов В.Л.*, *Панеях Н.А.*, *Перцев Н.Н.*, *Зотов И.А.* Звено генетической связи между сульфидными медно-никелевыми и медно-цин-

ковыми колчеданными месторождениями // Докл. РАН. 2001. Т. 380, № 5. С. 667–670.

Маракушев А.А., Хохлов В.А. Петрологическая модель формирования золоторудного месторождения Мурунтау (Западный Узбекистан) // Геология руд. месторождений. 1992. № 1. С. 38–57.

Маракушев А.А., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное исследование процесса рудной концентрации в гранитных системах // Докл. РАН. 1993. Т. 330, № 4. С. 497–501.

Маракушев С.А. Микробиологическая трансформация золота в биогеохимическом цикле элементов // Успехи современной биологии. 2005. Т. 125, № 3. С. 291–309.

Маракушев С.А. Трансформация углеводородов в компоненты архаической автотрофной системы фиксации CO_2 // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 3. С. 412–418.

Марфунин А.С. История золота. М.: Наука, 1987. 245 с.

Масленников В.В., *Аюпова Н.Р.* Кремнисто-железистые породы Узельгинского колчеданоносного поля (Южный Урал) // Литосфера. 2007. № 2. С. 106–129.

Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб: Изд-во СПбГУ, 2003. 488 с.

Неручев С.С., *Прасолов Э.М.* Флюидно-геохимическая модель платиноидных месторождений, связанных с трапповым магматизмом // Платина России. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. С. 94–101.

Нивин В.А., *Латыпов Р.М.*, *Балабонин Н.А.*, *Корчагин А.У.* Главные компоненты и дисперсный углерод в породах Федорово-Панского интрузива // Изв. вузов. Геология и разведка. 2002. № 3. С. 59–65.

Оноприенко В.И. Золото Колымы: прогноз Ю.А. Билибина и реалии промышленного освоения // Смирновский сборник. М.: РАЕН, 2007. С. 85–103.

Панеях Н.А. Магматические серии гипербазитов, выделяемые по составу хромшпинели // Кристаллическая кора в пространстве и времени: Магматизм. М.: Наука, 1989. С. 236–244. (28-я сес. МГК. Докл. сов. геологов.) (на рус. и англ. яз.)

Парк Ч.Ф., *Мак-Дормид Р.Ф.* Рудные месторождения. М.: Мир, 1966. 555 с.

Перчук Л.Л., *Токарев Д.А.*, *Ван Ринен Д.Д.*, *Варламов Д.А.*, *Геря Т.В.*, *Сазонова Л.В.*, *Фельдман В.И.*, *Смит С.А.*, *Бринк М.С.*, *Бисшофф А.А.* Динамическая и термальная история взрывной структуры Вредефорт в кратоне Каапвааль, Южная Африка // Петрология. 2002. Т. 10, № 5. С. 451– 492.

Прокин В.А., *Буслаев Ф.П.*, *Виноградов А.М.*, *Молошаг В.П.*, *Кузнецов С.И.* Гайский ГОК: Геология Гайского и Подольского медно-цинковых колчеданных месторождений на Урале. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2004. 148 с.

Рябов В.В. Оливины сибирских траппов как показатели петрогенезиса и рудообразования. М.: Наука, 1992. 114 с.

Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., Колмаков Ю.В., Панина Л.И., Чернышов А.И., Макеев С.М. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск: Изд-во ЦНТИ, 2001. 510 с.

Сафина Н.П., *Масленников В.В.* Рудокласты колчеданных месторождений Яман-Касы и Сафьяновское (Урал). Миасс: УрО РАН, 2009. 260 с.

Сафонов Ю.Г., *Прокофьев В.Ю.* Модель конседиментационного гидротермального образования золотоносных рифов бассейна Витватерсранд // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48, № 6. С. 475–511.

Семенов Е.И. Оруденение и минерализация редких земель, тория и урана (лантанидов и актинидов). М.: ГЕОС, 2001. 307 с.

Сидоров А.А., *Волков А.В.* Острова сокровищ // Вестн. РАН. 2011. Т. 81, № 4. С. 316–324.

Силантьев С.А. Проблема происхождения гранитов срединно-океанических хребтов // Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи. М.: Центр информационных технологий в природопользовании, 2009. С. 371–374.

Служеникин С.Ф. Малосульфидное платиновое оруденение в дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивах Норильского района: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2000. 286 с.

Служеникин С.Ф., *Дистлер В.*, *Дюжиков О.А.*, *Кравцов В.Ф.*, *Кунилов В.Е.*, *Лапутина Л.П.*, *Туровцев Д.М.* Малосульфидное платиновое оруденение в норильских дифференцированных интрузивах // Геология руд. месторождений. 1994. Т. 36, № 3. С. 195–217.

Смолькин В.Ф. Петрология Пильгуярвинского рудоносного интрузива (Печенга): Рукописи депонирования ВИНИТИ № 2114-77. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1977. 261 с.

Сывороткин В.Л. Коровые вулканы Курило-Камчатской дуги. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1996. 52 с.

Тан З. Модель рудообразования и геологическая структура Cu-Ni-Pt сульфидного месторождения Джиньчуань и корреляция его с другими месторождениями. Пекин: Изд-во «Геология», 1994. 174 с. (на кит. яз.)

Твалчрелидзе А.Г. Геохимические условия образования колчеданных месторождений. М.: Недра, 1987. 188 с.

Толковый словарь английских терминов. М.: Наука, 1979. Т. 3. 541 с.

Толстых Н.Д., *Орсоев Д.А.*, *Кривенко А.П.*, *Изох А.Е.* Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель, 2008. 194 с.

Федоренко В.А. Петрохимические серии вулканических пород Норильского района // Геология и геофизика. 1981. № 6. С. 78–88.

Федоренко В.А., *Дюжиков О.А.* Ультраосновной вулканизм Норильского района // Сов. геология. 1981. № 9. С. 98–106.

Фролова Т.И., *Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 319 с.

Царев Д.И. Метасоматизм. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2002. 319 с.

Шахновский К.М. Происхождение нефтяных углеводородов. 2-е изд. М.: ОАО ВНИИОЭНГ, 2004. 60 с.

Шило Н.А. Витватерсранд и проблема рудообразования // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 5. С. 101–111.

Шило Н.А., *Сахарова М.С.* Природа пиритовых образований отложений Витватерсранда // Геология руд. месторождений. 1986. № 2. С. 85–89.

Школьник Э.Л., *Жегалло Е.А.*, *Герасименко Л.М.*, *Шувалова Ю.В.* Углеродистые породы и золото в них бассейна Витватерсранд, ЮАР — исследование с помощью электронного микроскопа. М.: Эслан, 2005. 120 с.

Шпирт М.Я., *Пунанова С.А.* Сопоставительная оценка содержаний и форм соединений микроэлементов в твердых горючих ископаемых и нефтях // ХТТ. 2006. № 5. С. 70.

Шпирт М.Я., *Пунанова С.А.*, *Стрижакова Ю.А.* Макроэлементы горючих и черных сланцев // ХТТ. 2007. № 2. С. 64–73.

Щеглов А.Д. Металлогения срединных массивов // Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976. С. 100–118.

Юдович Я.Э., *Кетрис М.П.* Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.

Amend J.P., *McCollom T.M.*, *Hentscher M.*, *Bach W.* Catabolic and anabolic energy for chemolithoautotrophs in deep-sea hydrothermal systems hosted in different rock types // Geochim. Cosmochim. Acta. 2011. Vol. 75. P. 5736–5748.

Barrie C.T., *Ludden J.N.*, *Green T.N.* Geochemistry of volcanic rocks associated with Cu-Zn and Ni-Cu deposits in the Abitibi Subprovince // Econ. Geol. 1993. Vol. 88, № 6. P. 1341–1358.

Baundemont D., *Fedorovich J.* Structural control of uranium mineralization at the Dominique Peter deposit, Sascatchewan, Canada // Econ. Geol. 1996. Vol. 91, № 5. P. 855–874.

Binns R.A., *Scott S.D.* Actively forming polymetalic sulfides associated with felsic rocks in eastern back arc basin Papua, New Guinea // Econ. Geol. 1993. Vol. 88, № 8. P. 2226–2236.

Campbell A.J., *Humayun M.*, *Weisberg M.K.* Siderophile element constraints on the formation of metal in the metal-rich chondrites Bencubbin, Weatherford, and Gujba // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. Vol. 66, № 4. P. 647–660.

Chai G., *Naldrett A.J.* Characteristics of Ni-Cu-PGE mineralization and genesis of the Jinchuan deposit, North-West China // Econ. Geol. 1992. Vol. 87, № 6. P. 1475–1495.

Charbonneau D. Atmosphere out of that world // Nature. 2003. Vol. 422. P. 124–125.

Charlou J.L., *Donval J.P.*, *Douville E.*, *Jean-Baptiste P.*, *Radford-Knoery J.*, *Fouquet Y.*, *Dapoigny A.*, *Stievenard M.* Compared geochemical signatures and the evolution of Menez Gwen (37°50′N) and Lucky Strike (37°17′N) hydrothermal fluids, south of the Azores Triple Junction on the Mid-Atlantic Ridge // Chem. Geol. 2000. Vol. 171, № 1/2. P. 49–75.

Charlou J.L., *Donval J.P.*, *Fouquet Y.*, *Jean-Baptiste P.*, *Holm N.* Geochemistry of high H_2 and CH_4 vent fluids issuing from ultramafic rocks at the Rainbow hydrothermal field (36°14′N, MAR) // Chem. Geol. 2002. Vol. 191, № 4. P. 345–359.

Cruse A.M., *Seewald J.S.* Chemistry of low-molecular weight hydrothermal fluids from Middle Valley, Northen Juan de Fuca Ridge // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. Vol. 70. P. 2079–2092.

Czamanske G.K., *Kunilov V.E.*, *Zientek M.L.*, *Cabri L.J.*, *Likhachev A.P.*, *Calk L.C.*, *Oscarson R.L.* A proton-microprobe study of magmatic sulfide ores from the Noril'sk–Talnakh district, Siberia // Canad. Mineral. 1992. Vol. 30, pt 2. P. 249–287.

Dechow E., *Jensen M.L.* Sulfur isotopes of some central African sulfide deposits // Econ. Geol. 1965. Vol. 60. P. 48–59.

Evans W.C., *White L.D.*, *Rapp J.B.* Geochemistry of some gases in hydrothermal fluids from the southern Juan de Fuca Ridge // J. Geophys. Res.: Solid Earth (1978–2012). 1988. Vol. 93, iss. B12. P. 15 305–15 313.

Fouquet Y., *Stackelberg U. von*, *Charlou J.L.*, *Donval J.P.*, *Erzinger J.*, *Foucher J.P.*, *Herzig P.*, *Muhe R.*, *Wiedicke M.* Metallogenesis in back-arc environments: The Lau Basin example // Econ. Geol. 1993. Vol. 88, № 8. P. 2154–2181.

Fouquet Y., *Wafic A.*, *Cambon P.*, *Mevel C.*, *Meyer C.*, *Gente P.* Tectonic setting and geochemical zonation in the Snake Pit sulfide deposit (Mid-AtlanticRidge at 23°N) // Econ. Geol. 1993. Vol. 88, № 8. P. 2018–2036.

Frost K.M., *Groves D.J.* Magmatic contacts between immiscible sulfide and komatiite melts: implications for genesis of Kambalda sulfide ores // Econ. Geol. 1989. Vol. 84. P. 1697–1704.

Geology of Kuroko deposits / Ed. S.Ishihara // Mining Geol. Spec. Issue. 1974. № 6. 546 p.

Gibson R.L., *Reimold W.U.* Field excursion through the Vredefort impact structure // 62nd Meeting of the Meteorological Society. Johannesburg, Africa. 11–16 July. 1999. 88 p.

Groves D.I., *Barret F.M.*, *Binns R.A.*, *McQueen K.G.* Spinel phases associated with metamorphosed volcanic-tipe Iron-Nickel sulfide ores from Western Australia // Econ. Geol. 1977. Vol. 72. P. 1224–1244.

Gruenewaldt G. Von, *Sharpe M.R.*, *Hatton C.J.* The Bushveld Complex: introduction and review // Econ. Geol. 1985. Vol. 80, № 4. P. 803–812.

Halbach P., *Pracejus B.* Geology and mineralogy of massive sulfide ores from the Central Okinawa Trough, Japan // Econ. Geol. 1993. Vol. 88, № 8. P. 2210–2225.

Hallbauer D.K., *Jahns H.M.*, *Beltmann H.A.* Morphological and anatomical observations on same Precambrian plants from the Witwatersrand, South Africa // Geol. Rundsch. 1981. Bd 66, ht 2. S. 477–491.

Herzig P.M., *Hannington M.D.*, *Fouquet Y.*, *von Stackelberg U.*, *Petersen S.* Gold-rich polymetallic sulfides from the Lau Back Arc and implications for the geochemistry of gold in sea-floor hydrothermal systems of the South-West Pacific // Econ. Geol. 1993. Vol. 88, № 8. P. 2182–2209.

Hess H.H. Mid-oceanic Ridges and tectonics of the sea-floor // Submarine geology and geophysics / Eds W.P. Whittard, R.Bradshaw. Ldn: Butterworths, 1965. P. 317–322.

Holland H.D. The oxygenation of the atmosphere and oceans // Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. B: Biol. Sci. 2006. Vol. 361. P. 903–915.

Kelley D.S., *Karson J.A.*, *Blackman D.K.*, *Fruh-Green G.*, *Gee J.*, *Butterfield D.A.*, *Lilley M.D.*, *Olson E.J.*, *Schrenk M.O.*, *Roe K.K.*, *Lebon G.*, *Rizzigno P.*, *Cann J.*, *John B.*, *Ross D.K.*, *Hurst S.*, *Sasagawa G.* An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 308N // Nature. 2001. Vol. 412. P. 145–149.

Kellogg L.H., *Hager B.H.*, *Hilst R.D. van der.* Compositional stratification in the deep mantle // Science. 1999. Vol. 283, № 5409. P. 1881–1884.

Ketris M.P., *Yudovich Y.E.* Estimations of Clarkes for carbonaceous biolithes: World averages for trace element contents in black shales and coals // Int. J. Coal Geology. 2009. Vol. 78, iss. 2. P. 135–148.

Konn C., *Charlou J.L.*, *Donval J.P.* Hydrocarbons and oxidized organic compaunds in hydrothermal fluids from Rainbaw and Lost City ultramafic hosted vents // Chem. Geol. 2009. Vol. 258. P. 299–314.

Kruger F.J., *Marsch J.S.* The mineralogy, petrology and origin of the Merensky Cyclic Unit in the western Bushveld Complex // Econ. Geol. 1985. Vol. 80. P. 958–974.

Li C., *Naldrett A.J.*, *Coats C.J.*, *Johannessen P.* Platinum, palladium, gold and copper-rich stringers at Strathcona mine, Sudbury: Their enrichment by fractionation of sulfide liquid // Econ. Geol. 1992. Vol. 87. P. 1584–1596.

Li W., *Ji Sh.*, *Tian Y. et al.* Cu-Ni and Pb-Zn sulfide deposits in Gansu Province // 30th IUGC: Field Trip Guide. 1996. Vol. 358. 30 p.

Lightfoot P.C., *Naldrett A.J.*, *Gorbachev N.S.*, *Doherty W.*, *Fedorenko V.A.* Geochemistry of the Siberian trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. Vol. 104. P. 631–644.

Likhachev A.P. Ore-bearing intrusions of the Noril'sk region (Ch. 16) // Proc. Sudbury–Noril'sk Symp. Ontario Geol. Surv. Spec. 1994. Vol. 5. P. 185–202.

Marakushev A.A. Origin and evolution of the Earth and other planets of the Solar system. M.: Nauka, 1999a. 207 p.

Marakushev A.A. Petrological models of chromite, platinum and sulfide ore formations // Earth Sci Frontiers. 1999b. Vol. 6, № 1. P. 55–70.

Marakushev A.A. Solar System and its Stellar Analogues // Sci Russia. 2001. № 5(125). P. 4–11.

Marakushev A.A. Cosmic petrology and planetary evolution of the Solar System // Astronom. Astrophys. Transactions. 2005. Vol. 24, № 6. P. 507–519.

Marakushev A.A., *Bezmen N.I.*, *Skuf'in P.K.*, *Smol'kin V.F.* The petrology of nickel-bearing intrusions and volcanic series in Pechenga (the Kola Peninsular) // Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks: Regional Presentation / Eds B.Carter, M.K.R. Chowdhury, S.Jankovic, A.A. Marakushev, L.Morten, V.V. Onikhimovsky, G.Raade, G.Rocci, S.S. Augustithis. Athens: Theophrastus Publications, 1986. P. 358–391.

Marakushev A.A., *Marakushev S.A.* Formation of oil and gas fields // Exploration and Production — Oil and Gas Review. 2009. Vol. 7, iss. 1. P. 35–39.

Marakushev A.A., *Paneyakh N.A.*, *Zotov I.A.*, *Luo Zh.* Origin of the copper-nickel sulfide deposits exemplified by Norilsk (Russia) and Jinchuan (China) // Mineral. Deposita. 1999. Vol. 19, № 4. P. 331–339.

Marakushev A.A., *Zinovieva N.G.*, *Granovsky L.B.* Genetic Relations between Meteorites and Terrestrial and Lunar Rocks // Petrology. 2010. Vol. 18, № 7. P. 677–720.

McCollom T.M., *Seewald J.S.* Abiotic Synthesis of Organic Compounds in Deep-Sea Hydrothermal Environments // Chem. Rev. 2007. Vol. 107. P. 382–401.

Melcher K., *Grum W.*, *Thalhammer T.V.*, *Thalhammer O.A.R.* The giant chromite deposit at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // Mineral. Deposita. 1999. Vol. 34, № 3. P. 250–272.

Mossman D.J., *Minter W.E.L.*, *Dutkiewicz A.*, *Hallbauer D.K.*, *George S.C.*, *Hennigh Q.*, *Reimer T.O.*, *Horscroft F.D.* The indigenous origin of Witwatersrand "carbon" // Precambrian Res. 2008. Vol. 164. P. 173–186.

Naldrett A.J. World-class Ni-Cu-PGE deposits: key factor in their genesis // Mineral. Deposita. 1999. Vol. 34, № 33. P. 227–240.

Naldrett A.J., *Fedorenko V.A.*, *Asif M.*, *Lin S.*, *Kunilov V.E.*, *Stekhin A.I.*, *Lightfoot P.C.*, *Gorbachev N.S.* Controls on the composition of the Ni-Cu sulfide deposits as illustrated by those at Noril'sk, Siberia // Econ. Geol. 1996. Vol. 91, № 4. P. 751–773.

Naldrett A.J., *Fedorenko V.A.*, *Lightfoot P.C.*, *Kunilov V.A.*, *Gorbachev N.S.*, *Doherty W.*, *Johan J.* Ni-Cu-PGE deposits of Noril'sk region Siberia: their formation in conduits for flood basalt volcanism // Trans. Inst. Mining Metal. London. 1995. Vol. 104. P. B18–B36.

Naldrett A.J., *Lightfoot P.C.*, *Fedorenko V.A.*, *Gorbachev N.S.*, *Doherty W.* Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk region USSR, with

implications for the origin of the Ni-Cu ores // Econ. Geol. 1992. Vol. 87, № 4. P. 1–30.

Naldrett A.J., *Pessaran R.*, *Asif M.*, *Li C.* Compositional variation in the Sudbury ores and prediction of the proximity of footwall copper-PGE ore bodies // Proc. Sudbury–Noril'sk Symp. // Ontario geol. Surv. Spec. 1994. Vol. 5. P. 133–143.

Proskurowski G., *Lilley M.D.*, *Seewald J.S.*, *Früh-Green G.L.*, *Olson E.J.*, *Lupton J.E.*, *Sylva S.P.*, *Kelley D.S.* Abiogenic hydrocarbon production at Lost City hydrothermal field // Science. 2008. Vol. 319. P. 604–607. (Supporting Online Material: www.sciencemag.org/cgi/content/full/319/5863/604/DC1)

Sasaki A. Sulfur isotope study of the Muscox intrusion, district of Mackenzie // Geol. Surv. Canada. Prof. Pap. 1969. P. 68–46.

Schidlowski M. Untersuchungen zur metallogenese in sudwestlichen Witwatersrand–Becken (Oranje–Freistaat–Goldfeld, Sudafrika) // Beihefte zum Geologischen Jarbuch. 1970. Ht 85. 74 s.

Schidlowski M. Uraniferous constituents of the Witwatersrand conglomerates: ore-microscopic observations and implications for the Witwatersrand metallogeny // Genesis of uranium and gold-bearing Precambrian quartz-pebble conglomerates // Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. P. N1–N29.

Sherwood-Lollar B., *Lacrampe-Couloume G.*, *Slater G.F.*, *Ward J.*, *Moser D.P.*, *Gihring T.M.*, *Lin L.-H.*, *Onstott T.C.* Unravelling abiogenic and biogenic sources of methane in the Earth's deep subsurface // Chem. Geol. 2006. Vol. 226. P. 328–339.

Sherwood Lollar B., *Wastgate T.D.*, *Ward J.A.*, *Slater G.F.*, *Lacrampe-Coulume G.* Abiogenic formation of alkanes in the Earth's crust as a minor source for global hydrocarbon reservoirs // Nature. 2002. Vol. 416. P. 522–534.

Simkin T., *Smith J.V.* Minor-element distribution in olivine of Kiglapait intrusion // J. Geol. 1970. Vol. 78, № 3. P. 304–325.

Tang Z. Genetic model of the Jinchuan nickel-copper deposit // Mineral Deposit Modeling / Eds R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe, J.M. Duke / Geol. Assoc. Canada. 1993. Spec. Paper. № 40. P. 389–401.

Tang Z., *Barnes S.J.* Mineralization mechanism of magmatic sulphide deposits. Beijing: Geological Publishing House, 1998. 170 p.

Todd S.G., *Schissel D.J.*, *Irvine T.N.* Lithostratigraphy associated with the platinum-rich zone of the Stillwater complex // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1979. Vol. 78. P. 461–468.

Zen'ko T.E., *Czamanske G.K.* Spatial and petrologic aspects of the intrusions of the Noril'sk–Talnakh ore junctions, Siberia // Ontario Geol. Surv. Spec. 1994. Vol. 5. P. 263–282.

Zientek M.L., *Likhachev A.P.*, *Kinilov B.E.* Cumulus processes and the composition of magmatic ore deposits: Examples from the Talnakh district, Russia // Proc. Sudbury–Noril'sk Symp. // Ontario Geol. Surv. Spec. 1994. Vol. 5. P. 373–392.

Zumberge J.E., *Nagy B.*, *Nagy L.A.* Some aspects of the development of the Vaal Reef uranium-gold carbon seams, Witwatersrand sequence: organic geochemical and microbiological considerations // Mineral. Sci Engl. 1978. Vol. 10. P. 223–246.

Оглавление

Академик Алексей Александрович Маракушев
(4 марта 1925 —6 января 2014) 3

Вместо Введения 9

Глава 1. Проблема эндогенного рудообразования 9

Глава 2. Медно-никелевые моносульфидные месторождения 23
Месторождение Джиньчуань в Китае 30
Йоко-Довыренское месторождение в Забайкалье 47
Норильские месторождения 52
Геологическая позиция месторождений 53
Ассоциация рудоносных и безрудных интрузивов 56
Строение и последовательность формирования рудных залежей 61
Геохимическая специфика рудообразования 71
Сопоставление норильских месторождений с другими платинометалльными месторождениями 75

Глава 3. Медно-цинковые и полиметаллические дисульфидные месторождения 87
Медно-цинковые месторождения 92
Колчеданное месторождение Гай на Урале 99
Колчеданные месторождения срединно-океанических хребтов 102
Полиметаллические месторождения Куроко в Японии 113

Глава 4. Малосульфидные кварцево-рудные месторождения 125
Уран-золоторудное месторождение Витватерсранд в Южной Африке 125
Строение ураново-золоторудных рифов и их сульфидно-кварцевые руды 128
Генетическое значение платиновой и хромитовой минерализации 133
Углеводородная специфика уран-золотого рудообразования 140
Золоторудное месторождение Мурунтау в Западном Узбекистане 145

Глава 5. Углеводородная специфика сульфидного и сульфидно-золото-кварцевого рудообразования 153

Заключение 169

Литература 172

Научное издание

Маракушев Алексей Александрович,
Панеях Надежда Александровна,
Маракушев Сергей Алексеевич

Сульфидное рудообразование и его углеводородная специализация

Редактор *И.М. Ерофеева*
Дизайн и компьютерная верстка *Е.Ю. Ерофеева*

Подписано к печати 28.12.14
Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная 1,80 г/м^2
Гарнитура Таймс Кириллик. Печать офсетная.
Уч.-изд. 17,3 л. Усл.-печ. 14,8 л.
Тираж 000 экз.
Тип. зак. № , Москва

Издательство ГЕОС
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91
e-mail: geos@yandex.ru
www.geos-books.ru