

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОЛЧЕДАННЫХ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

© 2011 г. А. А. Маракушев*, Н. А. Панеях**, И. А. Зотов**

**Институт экспериментальной минералогии РАН
142432, г. Черноголовка, Московская обл., ул. Институтская, 4
E-mail: belova@iem.ac.ru*

***Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119108, г. Москва, Старомонетный пер., 35
E-mail: olimpus16@yandex.ru*

Поступила в редакцию 13.08.20010 г.

В статье обосновывается формирование вулканических колчеданных и полиметаллических месторождений в депрессиях земной коры, благодаря магматизму феннеровской направленности, свойственному таким геодинамическим структурам. Этот тип магматизма обеспечивает аккумуляцию огромной массы железа, сконцентрированного в сульфидных месторождениях. Они генетически связаны с магматическими очагами, сходными с базит-гипербазитовыми расслоенными интрузивами. Магматическая концентрация железа в ультражелезистых дифференциатах в таких очагах вызвана развитием жидкостной несмесимости, результирующей также в генерации бедных железом кислых магм. Ультражелезистые дифференциаты впоследствии подвергались флюидной сульфуризации с генерацией сульфидных расплавов. Эти расплавы обладали различной экстрактивной способностью к меди и халькофильным металлам, приносимым флюидами. Сульфидные месторождения формируются при вовлечении сульфидных расплавов в вулканические процессы. Металлический состав различных месторождений коррелируется в них с распространенными на месторождениях кислыми вулканическими породами. На медных месторождениях преобладают андезиты, медно-цинковые сульфидные массивные руды формируются после дацитов и медно-свинцово-цинковые ассоциируются преимущественно с риолитами. В работе обосновывается генетическая природа этой связи. Соответственно, сульфидные руды и кислые вулканические породы определяют петрогенетические типы месторождений. Пластовые и линзовидные тела массивных руд согласно перекрываются осадочными породами, фиксирующими затухание или прекращение вулканизма. В подстилающих породах распространены жильные, штокверковые и вкрапленные руды, фиксирующие подводящие каналы, которые связывают согласные залежи с их материнскими очагами. Главной особенностью массивных сульфидных руд является их медно-цинковая расслоенность, выраженная в согласных залежах их разделением на верхние (цинковые) и нижние (железо-медные) слои. Это разделение обусловлено развитием жидкостной несмесимости в сульфидных расплавах, происходящей задолго до их кристаллизации.

Ключевые слова: *колчеданные и полиметаллические месторождения, магматическая дифференциация, флюидная сульфуризация, ультражелезистые дифференциаты, подводящие каналы, жидкостная несмесимость.*

ВВЕДЕНИЕ

Урал является уникальным регионом не только по огромным запасам цинковых и медных руд, но и по разнообразию генетических типов сульфидных месторождений, отраженных на схеме (рис. 1). Она охватывает по существу все типы сульфидных руд за исключением медно-никелевых (платиноносных), которые рассматривались нами раньше [13]. В настоящей статье они затрагиваются только в сравнительном плане. Задачей статьи является подведение под наблюдаемое разнообразие сульфидных месторождений петрогенетической основы, отражающей их ассоциацию с разнообразными типами вулканических пород.

Вначале остановимся на создании такой основы, а затем рассмотрим соответствие с ней конкретных

колчеданных и полиметаллических месторождений с охватом по возможности всего их разнообразия (рис. 1).

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ОСНОВА СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Колчеданные и полиметаллические месторождения закономерно вписываются в развитие вулканических комплексов на протяжении всей геологической истории от архея (пояс Абитибби 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 Кууроко в Японии и А.Н. Заварицким при изучении месторождений Урала [8]. Эта связь универсально про-

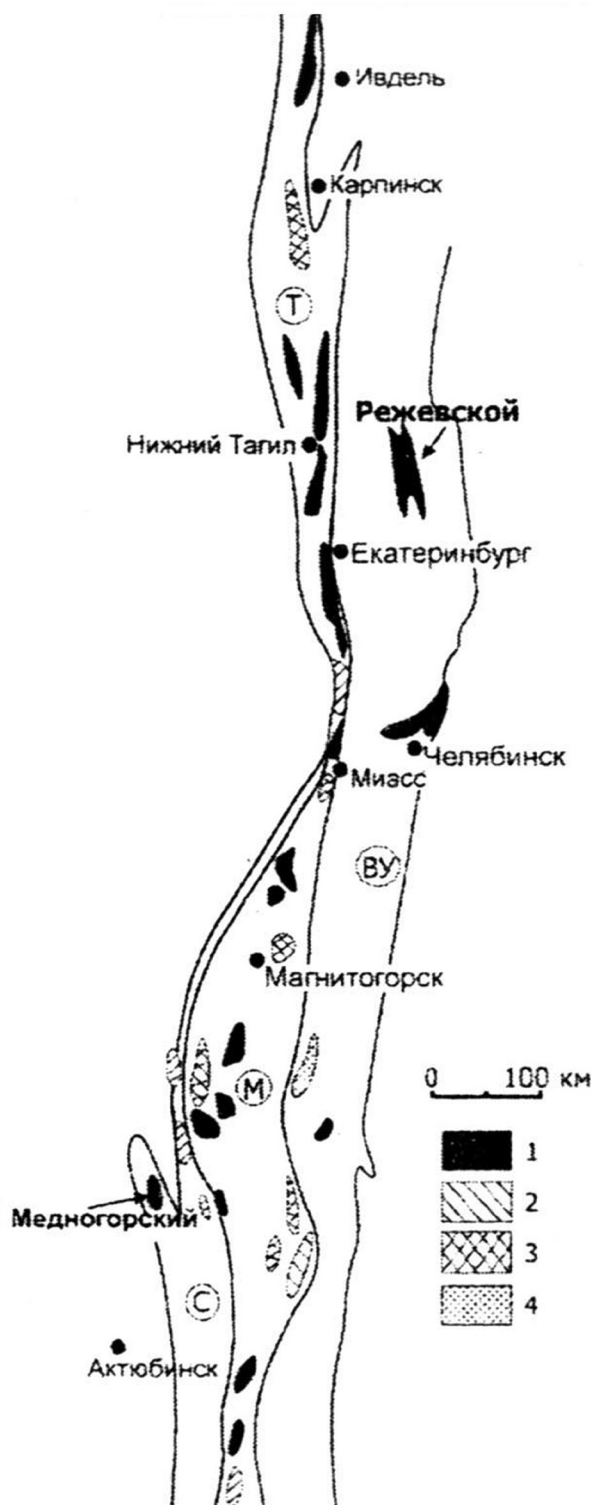


Рис. 1. Схема размещения на Урале районов колчеданных и полиметаллических месторождений.

Типы месторождений: 1 – Уральский, 2 – Кипрский и Бесси, 3 – Куруко, 4 – Филизчайский. Символы в кругах обозначают региональные структуры: Восточно-Уральскую (ВУ), Магнитогорскую (М), Тагильскую (Т) и Сакмарскую (С). Схема составлена по данным многих авторов, взята из монографии [18].

слеживается на всех месторождениях, но ее генетический аспект остается не раскрытым. Неясной остается природа концентрации в месторождениях рудных металлов и особенно железа, универсально сосредоточенного в громадном количестве в сульфидных залежах. Такую концентрацию железа может создавать только магматизм, хотя сульфидные залежи обычно залегают в связи с породами (риолитами, дацитами), в которых железо играет незначительную роль, как например, в месторождениях архейского пояса Абитиби [25] или миоценового пояса Куруко [30] (цифры в скобках), мас. %: $\text{SiO}_2 = 77.27$ (77.94), $\text{TiO}_2 = 0.20$ (0.33), $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11.56$ (12.62), Fe_2O_3 (общее) = 2.73 (1.77), $\text{MnO} = 0.04$ (0.04), $\text{MgO} = 1.10$ (0.39), $\text{CaO} = 1.22$ (1.85), $\text{Na}_2\text{O} = 2.56$ (3.42), $\text{K}_2\text{O} = 3.39$ (1.58), $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.03$ (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 ($\text{SiO}_2 = 67.03$, $\text{TiO}_2 = 0.84$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14.01$, $\text{FeO} = 5.17$, $\text{MnO} = 0.15$, $\text{MgO} = 1.29$, $\text{CaO} = 3.88$, $\text{Na}_2\text{O} = 5.60$, $\text{K}_2\text{O} = 1.83$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.19$) в задуговом бассейне Восточный Манус в Новой Гвинее [26]. Образование колчеданных цинково-медных руд в океанических хребтах в океанах долгое время не связывалось с проявлениями кислого магматизма, но разбуривание рудоносных площадей Атлантического хребта позволило выявить в них жильную ассоциацию плагиогранитов и габбро [19]. Она отражает связь колчеданного рудообразования с глубинными очагами, расслоенными на основные и кислые дифференциаты. Это относится ко всем типам месторождений (рис. 1) кроме Кипрского (гипербазит-базальтового).

А.Н. Заварицкий [8], впервые для Урала установивший генетическую связь колчеданного рудообразования с вулканизмом, подчеркнул также его специфику, как вулканизма, свойственного депрессиям (Магнитогорской и Тагильской на Урале). Магматизму этого типа, сопряженному с разрушением континентальной сиалической коры, с уменьшением ее мощности, противопоставлен орогенный магматизм, участвующий в созидании сиалической континентальной коры и способствующий увеличению ее мощности. Соответственно они различаются по направлениям (трендам) магматической эволюции, которые по именам их исследователей называются боуэновским (орогенным) и феннеровским (депрессийным).

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. Это обусловлено тем, что богатые железом дифференциаты, возникающие в результате эволюции магмы по феннеровскому типу, при флюидном на них воздействии теряют устойчивость с образованием контрастной бимодальной ассоциации кислых магм (дацитовых, риолитовых) и ультражелезистых дифференциатов, которые представляют основу развития рудоносности магматических очагов (магнетитовой, гематитовой), а с их флюидной сульфуризацией развивается сульфидное рудообразование. Контрастная ассоциация базальтов с кислыми дифференциатами закономерно возникает в ходе формирования депрессий континентальной коры. Особенностью их строения является отсутствие (или утонение) гранитного слоя коры, обусловленное глубинным развитием (базит-гипербазитового) магматизма. Порождаемые им восходящие трансмагматические флюиды являются агрессивными по отношению к гранитному слою коры, который разрушается под их воздействием. Это и служит причиной образования депрессий, заполняемых вулканогенно-осадочными породами [12]. Признаком развития глубинного магматизма служит так называемая “обращенность рельефа”, свойственная континентальным депрессиям. Она выражается в том, что углубление депрессий всегда сопровождается встречным воздыманием мантии, обусловленным глубинным магматизмом, в том числе, гипербазитовым. С проявлением этого магматизма связано и образование магматических очагов, питающих вулканизм депрессионных структур коры. Эти очаги подобны стратиформным интрузивам, расслоенным на гипербазитовые (нижние) и базитовые (верхние) части, развивающиеся затем автономно по феннеровскому тренду накопления в магмах железа, хотя прослеживается и разобщенное образование соответствующих им магматических комплексов, в том числе, рудоносных. При образовании ультражелезистых дифференциатов под флюидным воздействием и те, и другие могут приобретать сульфидную специализацию, хотя и принципиально различную: медно-никелевую и медно-цинковую.

Колчеданные и полиметаллические (дисульфидные) месторождения образуются в результате развития соответствующего магматизма в верхних частях расслоенных магматических очагов. Их скрытая расслоенность прослеживается по эволюции состава базальтов на колчеданных и полиметаллических месторождениях.

Для примера остановимся на колчеданном месторождении Kamiskotia (архейский пояс Абитиби в Канаде), средний состав базальтов которого сопоставляется в работе [25, стр. 1346] со средним со-

ставом так называемых “продвинутых” базальтов (evolved basalts), отвечающих более высокому эволюционному уровню (цифры состава в скобках, мас. %, приведены к 100): $\text{SiO}_2 = 51.68$ (51.85), $\text{TiO}_2 = 1.38$ (2.60), $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.72$ (12.83), $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 14.94$ (16.37), $\text{MnO} = 0.25$ (0.25), $\text{MgO} = 7.87$ (4.98), $\text{CaO} = 7.02$ (7.15), $\text{Na}_2\text{O} = 2.60$ (2.62), $\text{K}_2\text{O} = 0.42$ (0.78), $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.12$ (0.57). Повышение железистости ($\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$) расплава коррелируется с повышением в нем содержания калия и фосфора, что типично для феннеровского тренда магматической эволюции.

Это изменение представляет 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 Kiglapait в Гренландии [35], где ультражелезистый дифференциат не подвергался сульфуризации. На этой основе и создается рудоносность магматических очагов, так как ультражелезистые дифференциаты, комплементарные кислым магмам, теряют в свою очередь устойчивость по отношению к трансмагматическим флюидам и подвергаются сульфуризации, $\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + 4\text{H}_2\text{S} = 2\text{FeS}_2 + \text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{H}_2$, с привнесением меди и халькофильных металлов. Реакция написана в символах нормативных минералов, но реально она 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 колчеданосные 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 коррелируется с распространенными на них кислыми вулканическими породами. 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 вкра-

пленные бедные руды, сопровождаемые метасоматическими породами. Они фиксируют подводящие каналы, которые связывают согласные залежи богатых руд с глубинными материнскими магматическими очагами. К главной особенности сплошных сульфидных руд относится их медно-цинковая расслоенность, наглядно выраженная в согласных залежах расслоением их на цинковые (верхние) и железо-медные (нижние) слои. Расслоенность обусловлена развитием жидкостной несмешиваемости сульфидных расплавов задолго до их кристаллизации или колломорфной консолидации при низких температурах 400–150°C, вариация которых зависит от тугоплавкости или легкоплавкости несмешивающихся слоев. Флюидные сульфидные расплавы, в отличие от силикатных, при быстром охлаждении не закаляются 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 в секущих рудных комплексах, в породах, подстилающих согласные залежи сплошных сульфидных руд, в которых отсутствуют признаки замещения сульфидами вулканических или осадочных пород. Это объясняется их происхождением 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 их залежи.

Сульфидные расплавы являются более флюидонасыщенными, подвижными и легкоплавкими по сравнению с силикатными магмами. Благодаря этому, они могут проникать за пределы распространения родственных им ассоциаций кислых и основных пород и образовывать удаленные месторождения, например, в осадочных формациях (типы Бессе, Филизчай, см. рис. 1).

Типичные колчеданные и полиметаллические месторождения объединяют базальты, развивавшиеся по тренду накопления в магмах железа, кислые дифференциаты и дисульфидные залежи. Эта ассоциация наглядно выражается на диаграмме (рис. 2) соотношением трех компонентов Si–Al–Fe, которые ведут себя в рассматриваемых процессах взаимосвязанно (не обладая степенями свободы). По терминологии Д.С. Коржинского они называются инертными компонентами. 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 ферро-

базальтовые, ведут себя индифферентно по отношению к сероводороду, содержащемуся во флюидах. Металлический состав руд, образующийся в результате сульфуризации ультражелезистых дифференциатов, определяется их кремнекислотностью, которая является функцией состава отделяющихся кислых дифференциатов. В последовательности повышения кремнекислотности ультражелезистых дифференциатов парагенезисы рудных металлов сменяют друг друга в следующем порядке: **Zn+Cu+Pb+Ba–Cu+Zn+Si–Cu+Si**, что определяет петрогенетические модели полиметаллических, колчеданных и медных месторождений, формирующихся в ассоциации с риолитами, дацитами и андезитами, соответственно. Диаграмма ставит в прямую связь образование кислых дифференциатов и специфику сульфидной рудоносности вулканизма.

Рудогенерирующая способность флюидов осуществляется, таким образом, определяясь образованием в магматических системах ультражелезистых жидких фаз, проявляющих при сульфуризации химическое сродство к определенному парагенезису рудных металлов и экстрагирующих его из трансмагматических флюидов и магмы. Универ-

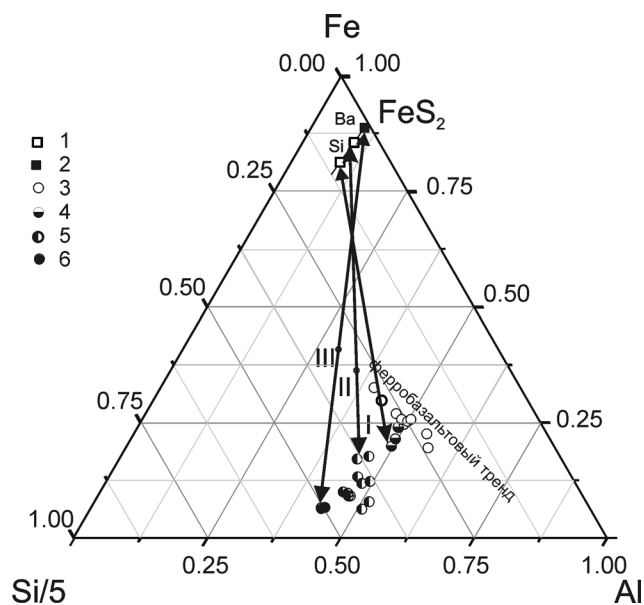


Рис. 2. Схема эволюции феннеровской направленности основного магматизма, завершавшегося расщеплением железистых магм (I, II, III), показанным расходящимися стрелками.

1–2 – ультражелезистые дифференциаты, подвергавшиеся флюидной сульфуризации (FeS_2), приводившей к образованию кварцево-колчеданных (1) (Si) и баритово-полиметаллических (2) (Ba) месторождений в вулканических комплексах; 3 – базальты (крупные открытые кружки) и ферробазальты (мелкие черные кружки); 4 – андезиты; 5 – дациты; 6 – риолиты, распространенные соответственно на медных, медно-цинковых колчеданных и полиметаллических месторождениях.

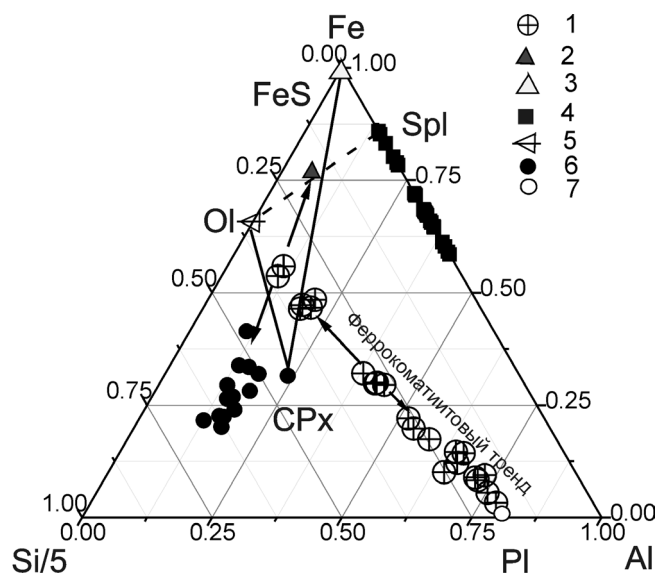


Рис. 3. Пример ритма расслоения критической зоны стратиформного Йоко-Довыренского интрузива с формированием его платинометального горизонта.

1 – ферроперидотиты, габбро-троктолиты и анортозиты; 2 – ультражелезистый дифференциат, подвергавшийся моносulfидной флюидной сульфуризации; 3 – Cu-Ni-сульфиды с Au, Pd-Pt (FeS); 4 – хромшпинель (Spl); 5 – оливин (Ol); 6 – клинопироксен (Cpx); 7 – плагиоклаз (Pl). Использована аналитика из [22].

сально 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). Они подвергаются иной, моносulfидной сульфуризации, $\text{MgFeSiO}_4 + \text{H}_2\text{S} = \text{MgSiO}_3 + \text{FeS} + \text{H}_2\text{O}$, что сопровождается концентрацией совместно с медью никеля и платиновых металлов. Это ведет к образованию формации медно-никелевых моносulfидных месторождений. В отличие от колчеданных руд медно-никелевые руды ассоциируются с пироксенитами, дунитами и нередко с хромититами. Пример их петрогенетической схемы приводится на рис. 3, иллюстрирующем один из рудоносных циклов Йоко-Довыренского базит-гипербазитового массива в Прибайкалье.

Сульфидные месторождения этих двух принципиально различных типов (моносulfидные медно-никелевые и дисulfидные медно-цинковые) могут залегать совместно, например, в упоминавшемся выше архейском вулканическом поясе Абитиб

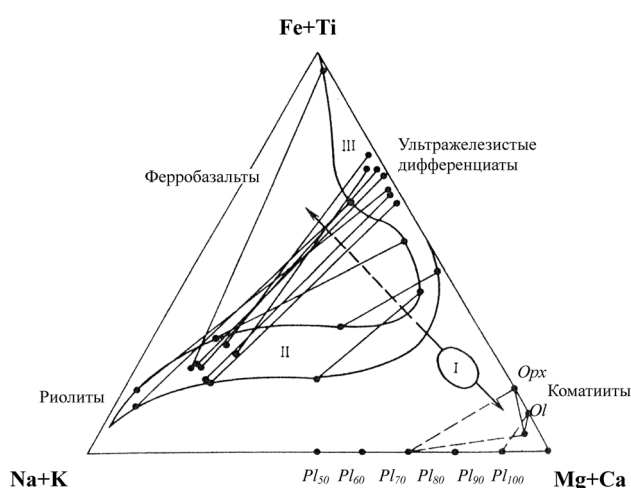


Рис. 4. Модель формирования глубинных очагов, подвергавшихся гипербазит-базитовому расслоению (I, расходящиеся стрелки), генерирующих ассоциацию риолитов (II) с ультражелезистыми магматическими дифференциатами (III) в их апикальной части.

Расходящиеся стрелки обозначают расслоение первичной магмы (I) на коматитовые и базальтовые расплавы. Конноды на диаграмме соединяют в вариолитах составы кислых вариолей (II) с ультражелезистой матрицей (III). Составлено по данным изучения ферробазальтовых вариолитов [11].

в Канаде. По данным [25] 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 коматитов, а медно-цинковые месторождения (Kamiskotia, Kidd Creek, Potter и др.) входят в ассоциацию с риолитами и базальтами. Тем не менее, совместное нахождение рассматриваемых руд позволяет связывать их происхождение с общими для этих типов месторождений расслоенными магматическими очагами (рис. 4). Они испытали расслоение на коматитовую (нижнюю) и базальтовую (верхнюю) зоны, дифференцировавшиеся затем автономно, с развитием феррокоматитового (рис. 3) и ферробазальтового (рис. 2) трендов, определивших их рудоносность.

На Урале аналогично прослеживается совмещение двух формаций сульфидного рудообразования – доминирующего колчеданного (дисulfидного медно-цинкового) и менее развитого медного моносulfидного, сопряженного с гипербазитами (дунитами, перидотитами). Сопряженность в размещении таких формационно различных месторождений была прослежена на юге Урала [9, 10], где меднопирротитовые месторождения (их названия ниже заключены в скобки), “...примыкают к наиболее продуктивным по запасам меди и цинка

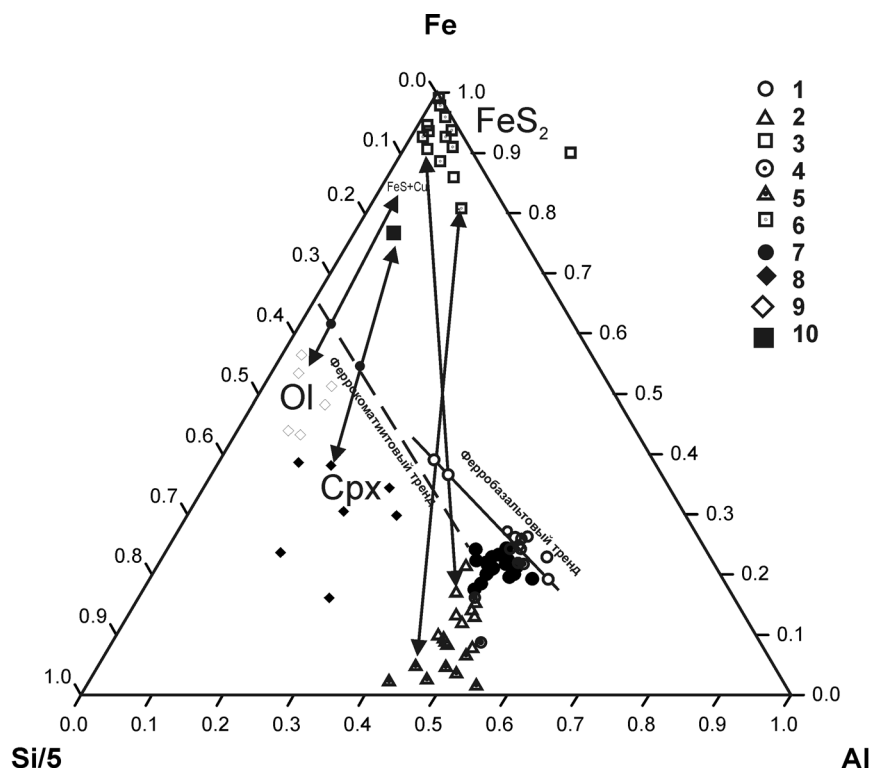


Рис. 5. Петрогенетические схемы сульфидных месторождений, связанных с различными трендами магматической дифференциации: ферробазальтовыми (дисульфидные месторождения Гай и Куроко) и феррокоматиитовыми (моносульфидные месторождения Ишкининское и Йоко-Довыренское).

1–3 – месторождение Гай (1 – базальты, 2 – дациты, 3 – руды), 4–5 – месторождение Куроко (4 – базальты, андезиты и дациты, 5 – риолиты, 6 – руды), 7–9 – Ишкининское медное месторождение (7 – базальты и андезитобазальты, 8 – пироксениты, 9 – перидотиты и дуниты), 10 – медно-никелевые руды (по рис. 3).

рудным районам» [9, стр.14], обрамляя их с запада: Баймакскому (Юлукское), Бурибайскому (Ивановское и Дергамышское), Гайскому (Ишкининское). Их ассоциация, возможно, обусловлена генетической связью с магматическими очагами (рис. 4), подвергшимися на глубине базит-гипербазитовому расслоению, определившему развитие в них ферробазальтового и феррокоматиитового трендов дифференциации. Соответственно возникли и формационно различные типы рудообразования в ассоциации как с кислыми дифференциатами (колчеданные медно-цинковые руды), так и с гипербазиитами (медно-пирротиновые руды). Связь последних с гипербазиитами определяет вхождение в их состав хромита, и повышенное содержание в рудах никеля и кобальта. Это позволяет ассоциировать их с феррокоматиитовым трендом магматической дифференциации совместно с медно-никелевыми рудами, как показано на диаграмме (рис. 5), на которой объединяются модели образования гигантского колчеданного месторождения Гай [17] и медно-пирротинового Ишкининского месторождения [9], находящегося в 20 км западнее. Для сравнения на диаграмму нанесены данные по полиметалли-

ческому месторождению Куроко [30] и по медно-никелевому месторождению Йоко-Довыренского базит-гипербазитового массива [22].

Ассоциация колчеданно-полиметаллических руд с медно-пирротиновыми рудами описана на кавказских месторождениях [21], например, на месторождении Филизчай (рис. 6), представленном ритмично расслоенным пластом сплошных медно-свинцово-цинковых руд с баритом с наложением медно-пирротиновых руд. Последние образуют также самостоятельные месторождения (Кацдаг, Кизил-Дере, Аданге) и относятся к формации колчеданных руд (рис. 2), принципиально отличаясь от рассмотренных выше уральских медно-пирротиновых руд (рис. 5), генетически связанных с гипербазиитами. Их наложение на колчеданные и полиметаллические руды обусловлено, по-видимому, антидромным развитием материнского магматизма. «Вулканические образования антидромного ряда» были описаны на месторождении Кацдаг [21, с. 33]).

Таким образом, медно-пирротиновые месторождения являются гетерогенными, входящими как в формацию медно-никелевых, так и в формацию

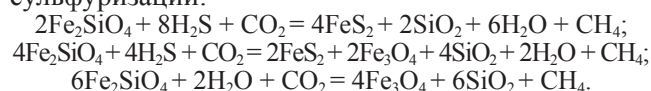
колчеданных месторождений, в ряду которых наиболее близки им медные месторождения Кипрского типа. Их пласты, согласные с излияниями подушечных лав, входящих в базит-гипербазитовые (офиолитовые) формации, сложены пиритом и только в их верхней части выделяются слои, в которых к пириту добавляется халькопирит со сфалеритом. “Со стороны лежащего бока развиты штокверковые зоны прожилково-вкрапленных руд в подводящих каналах” [1, стр. 175].

Диаграмма на рис. 5 представляет петрологическую сводку формационных типов сульфидных месторождений, хотя и ею не исчерпывается все их разнообразие. К ферробазальтовому и феррокоматитовому рудогенерирующим трендам этой диаграммы можно было бы добавить ферропикритовый тренд, с развитием которого связано образование гигантских медно-никелевых месторождений палладия Норильского района. Рудоносность расслоенных интрузивов этих месторождений обусловлена образованием в них горизонтов ферропикритовых расплавов, распадавшихся при флюидном воздействии на бедные железом пикриты и ультражелезистые дифференциаты, подвергавшиеся моносulfидной сульфурзации с образованием моносulfидных рудных капель. В наиболее продуктивных горизонтах рудные капли не оставались на месте своего образования, а погружались к

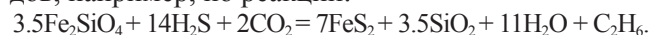
основанию интрузивов, образуя громадные донные залежи, расслоенные, как и сульфидные капли, на медные (верхние) и никелевые (нижние) слои.

Представления о фаялитовых ультражелезистых дифференциатах можно составить по расслоенным интрузивам, в которых эти дифференциаты не подвергались сульфурзации. Выше отмечался пример такого интрузива – массив Киглапейт (Kiglapait) на Лабрадоре [35], ультражелезистые породы которого представлены практически чистым фаялитом с высоким содержанием марганца (1.62%). При сульфурзации подобных расплавов марганец практически не входит в сульфидные фазы и накапливается в их остаточных расплавах, создавая характерное железо-марганцовое сопровождение колчеданного рудообразования.

Железо-марганцовое оруденение почти повсеместно сопровождает колчеданные залежи, например на Урале, (рис. 7). Большой частью марганцово-железистые породы перекрывают сульфидные залежи [16] 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 [16], отражают неравномерность глубинной сульфурзации ультражелезистых дифференциатов, с которой тесно связано их окисление, порождающее кварцево-магнетитовые или кварцево-гематитовые расплавы $3\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} = 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2$ и $\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 + \text{H}_2$. При вовлечении в реакции CO_2 генерируются углеводороды, как и в процессах дисульфидной сульфурзации:



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



Углеводородное сопровождение образования сульфидных месторождений наглядно выражено в их современном развитии в океанах, где они систематически совмещаются с гидротермальными выходами и жидкостными просачиваниями углеводородов [26, 27 и др.]. В архейских колчеданных месторождениях пояса Абитиб, в керне глубоких скважин, описаны включения разнообразных углеводородов – метан, этан, пропан, бутан, сходных с углеводородами хондрита Murchison по изотопному составу углерода [34]. Углеводородной спецификой объясняется нередкое залегание колчеданных и полиметаллических руд в углеродистых породах, например, в черных сланцах, совместно с которыми они образуют протяженные стратиграфические горизонты.

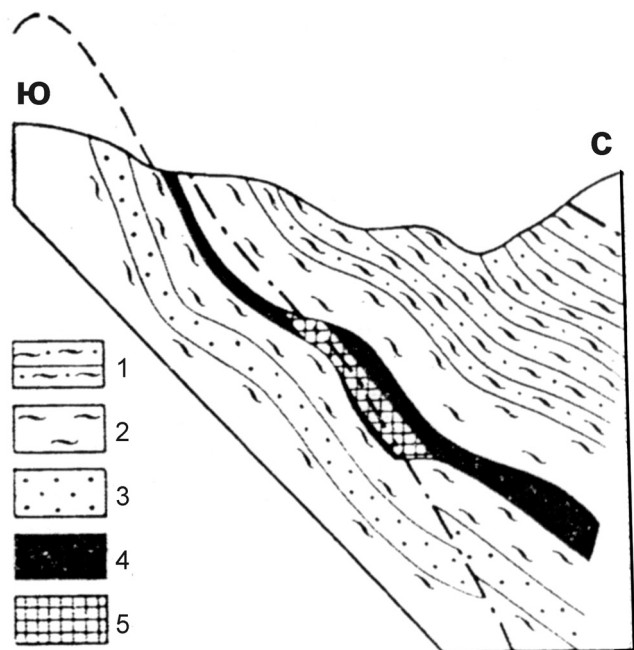


Рис. 6. Схематический геологический разрез центральной части Филизчайского месторождения [21].

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

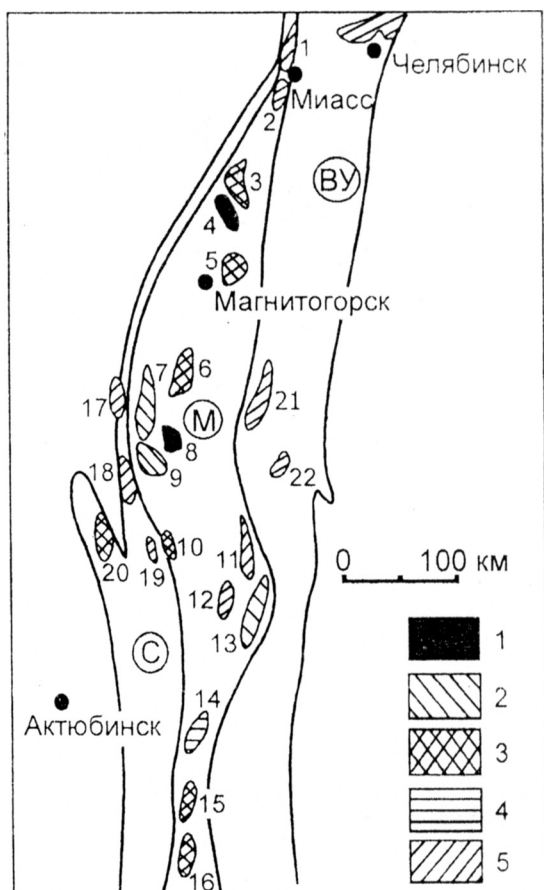


Рис. 7. Схема размещения кремнисто-марганцово-железистых пород колчеданосных районов на Южном Урале [16].

1 – марганцовистые кварц-гематитовые породы, 2 – хлорит-магнетитовые и гематит-кварцевые породы, 3 – умеренно-железистые гематит-кварцевые породы, 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 – Юлукский, 18 – Ивановский, 19 – Ишкининский, 20 – Медногорский, 21 – Амурский, 22 – Айдырлинский. Металлогенические зоны: ВУ – Восточно-Уральская, М – Магнитогорская, С – Сакмарская.

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, не сопровождающиеся их метасоматическими преобразованиями, и секущие (жилые, штокерковые, вкрапленные), локализованные в вулканических породах, подстилающих согласные залежи, сопровождающиеся метасоматическими породами, обычно содержащими 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 расплавленную 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 с преобладанием ультракислых риолитов (III на рис. 2). 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, Кууроко в Японии), так и удаленных от них, залегающих в океанах или в осадочных формациях, вне видимой связи с магматизмом.

КОЛЧЕДАНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАЛЬСКОГО ТИПА (ГАЙ)

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

нены базальты и их туфы. Согласно тела массивных сульфидных руд образуют линзы или пласты, которые могут переслаиваться с перечисленными породами, а также с железистыми и марганцовистыми образованиями [16], систематически распространенными на месторождениях (рис. 7).

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 [17] относятся к пострудным, что наглядно выражено на месторождениях Подольском и Гай. Петрогенетическая модель месторождения Гай в совокупности с другими генетическими типами сульфидных месторождений, обсуждалась выше (рис. 5) и отчасти затрагивалась в работе [13]. На этом месторождении согласное тело богатых руд (Стержневая линза) сохранилась только в северной, слабо эродированной его части. Оно согласно перекрывается осадочными породами, перемежающимися с базальтами, и подстилается метасоматически переработанными дацитами и риолитами, рассеянными крутопадающими телами бедных сульфидных руд, которые в породы, перекрывающие согласную залежь, не распространяются. Характерно контрастное распределение (мас. %) металлов между рудами согласной залежи ($\text{Cu} = 12$, $\text{Zn} = 5$, $\text{Pb} = 0.3$, $\text{Ba} = 1$) и секущих тел ($\text{Cu} = 0.3\text{--}3.0$, $\text{Zn} = 0.5\text{--}3.0$, $\text{Pb} = 0.03\text{--}0.06$, $\text{Ba} = 0.1\text{--}0.2$), что в части **Cu и Zn характеризуется графиком** (рис. 8). Стержневая линза уникальна также по среднему содержанию (г/т) золота (5) и серебра (74), варьирующих в рудах секущих залежей в пределах 1–3 и 5–15, соответственно [17]. Стержневая линза фиксирует стратиграфический горизонт между дацит-риолитовым комплексом и перекрывающими его осадочными породами, содержащими слои и линзы базальтов. Эти соотношения определяют стратиграфический контроль, определяющий размещение богатых сульфидных руд.

Золотоносность колчеданных месторождений Урала исследовалась в [6]. Высокая концентрация золота в рудах Стержневой линзы (5 г/т) коррелируется 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.

Сульфидные полиметаллические месторождения на Урале выделяются в работе [6] под названием

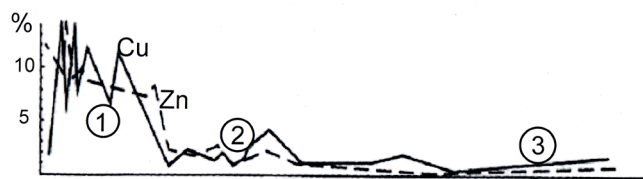


Рис. 8. Распределение меди и цинка между различными типами массивных руд в северной части месторождения Гай.

1 – согласная залежь, перекрываемая осадочными породами с прослоями базальтов (Стержневая линза), подстилающаяся дацитами и риолитами, 2–3 – секущие тела в подстилающих породах: непосредственно под согласной залежью (2) и на глубине (3) [17].

ем Баймакский тип. Они характеризуются парагенезисом $\text{Cu}+\text{Zn}+\text{Pb}+\text{Au}+\text{Ba}$. 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).

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЯПОНСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (КУРОКО)

Огромное множество месторождений (только крупных – 83) барит-галенит-сфалеритовых сульфидных черных руд (Кууроко) образуют на Японских островах протяженный пояс, представленный 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. Петрогенетическая модель месторождений Кууроко отчасти затрагивалась выше (рис. 5). Типичные доминирующие месторождения Кууроко 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 стратиформного (расслоенного, пластового) типа (stratiform sulfide ore bodies), а также месторождения отдельных типов руд – баритовых, гипсовых, пиритовых (в том числе, золотоносных)

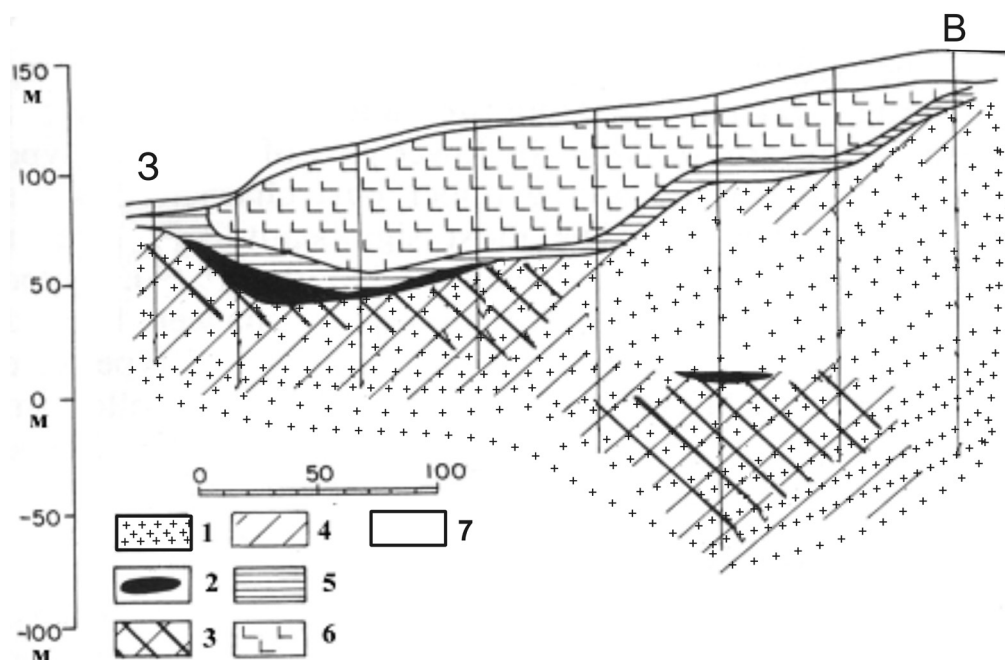


Рис. 9. Широтный разрез месторождения Кунитоми на Хоккайдо (пояс Кууроко) [30].

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. Наглядно выражена антидромность развития рудоносной составляющей вулканического цикла (дациты–долериты).

и др. В общем, рудообразование ограничивается узким временным 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 Кууроко началось 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), мас. %: $\text{SiO}_2 = 78.26$ (52.03), $\text{TiO}_2 = 0.09$ (1.17), $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.68$ (17.14), $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.97$ (4.85), $\text{FeO} = 0.25$ (5.57), $\text{MgO} = 0.28$ (9.19), $\text{CaO} = 1.32$ (5.16), $\text{Na}_2\text{O} = 3.96$ (4.22), $\text{K}_2\text{O} = 2.17$ (0.44), $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.01$ (0.24) (аналитика из [30]). Более ограниченно распространены дациты. На месторождении Фуказавы (Fukazawa) дается сопоставление состава дацитов, находящихся непосредственно под рудным пластом, и в удалении от него (цифры в скобках): $\text{SiO}_2 = 72.46$ (76.78), $\text{TiO}_2 = 0.25$ (0.23), $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14.05$ (11.65), $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.91$ (0.85), $\text{FeO} = 0.75$ (1.12), $\text{MnO} = 0.03$ (0.03), $\text{MgO} = 3.26$ (0.80), $\text{CaO} = 0.15$ (0.32), $\text{Na}_2\text{O} = 0.401$ (4.55), $\text{K}_2\text{O} = 3.59$ (1.61), $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.06$ (0.04), $\text{H}_2\text{O} = 4.16$ (1.68), сумма 100.11 (99.06) (аналитика из [30, с. 265]). Цифры характеризуют метасоматическую измененность пород, непосредственно подстилающих рудные залежи. Типичную картину геологической позиции измененных пород иллюстрирует разрез ме-

сторождения Кунитоми на Хоккайдо (рис. 9). Он характеризует и типичное для месторождений вхождение пластового сульфидного тела (вместе с перекрывающими их осадочными породами) в антидромную последовательность: дациты – рудный комплекс – долериты, нарушающую общее развитие вулканизма.

Месторождение Кунитоми (рис. 9) 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 наложением рудных пластов на выветрелые поверхности риолитов, превращенных в глины, устанавливаемые по скважинам [30, стр. 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 коррелируется с усилением эксплозивности вулканизма.

Фиксируется небольшая глубина (порядка 200 м) подводных излияний риолитов и дацитов, как и тесно связанного с ними сульфидного рудобразования. Согласно Такаси и Суга (Takashi, Suga)

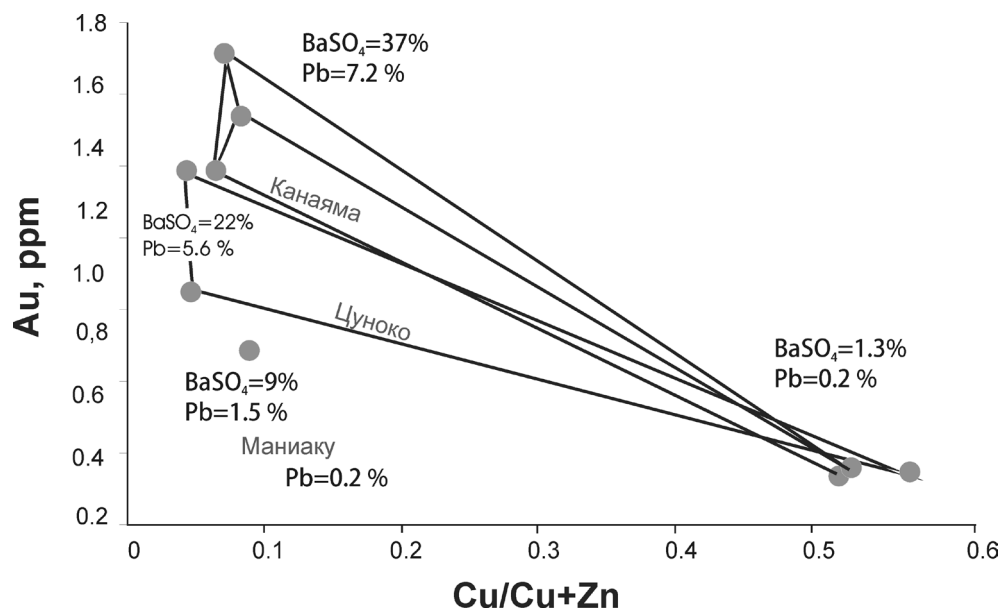


Рис. 10. Распределение золота между цинковыми и медными рудами сульфидных тел месторождения Фукузава (диаграмма построена с использованием аналитических данных [30]).

Содержания BaSO_4 и Pb приводятся в мас. %.

[30, стр. 102], извержения риолитов в поясе Ханаока (Hanaoka) происходили в такой последовательности: лавовые потоки–интрузивные внедрения–пирокластические покровы–лавовые нагромождения (lava dome) и фреатические эксплозии, за которыми следует рудоотложение. Образующиеся рудные пласты могут перемежаться с пирокластическими потоками риолитов (pyroclastic flow). Их образование завершается длительным прекращением вулканической активности с образованием согласного осадочного перекрытия рудных пластов (mudstone).

К типу Куроко японскими геологами относятся 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 [30] 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 согласных массивных залежей с породившими их глубинными магматическими очагами.

Характерна четкая расслоенность пластовых тел на верхние барит-сфалеритовые слои (черные руды–Куроко), пирит-халькопиритовые (желтые) и нижние (пиритовые) руды. Это расслоение свойственно всем пластовым телам месторождений. Его контрастность характеризуется графиком рис. 10, иллюстрирующим 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.

На некоторых месторождениях Куроко медно-цинковое расслоение сульфидных залежей проявляется не так контрастно, выделяется промежуточный слой, рис. 11. Расслоение может осложниться 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 (рис. 12), распространенных на месторождениях.

Обрисованное расслоение, нередко ритмичное, закономерное и выдержанное в пластовых залежах огромной протяженности (до километра и более), определило название месторождений – стратиформные. Оно типично для сульфидных флюидных расплавов, которые, в отличие от силикатных расплавов, 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 [30], отвечает температуре 200–300°C. Это согласует-

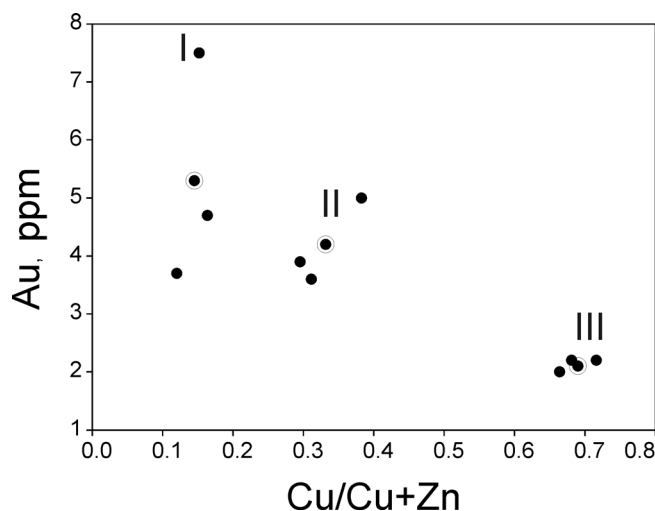


Рис. 11. Трехчленное расслоение рудной залежи месторождения Furotobe на: цинковые, богатые золотом (I), промежуточные (II) и медные, бедные золотом (III).

Обведены средние составы по типам руд. Построено с использованием аналитических данных [30, стр. 67].

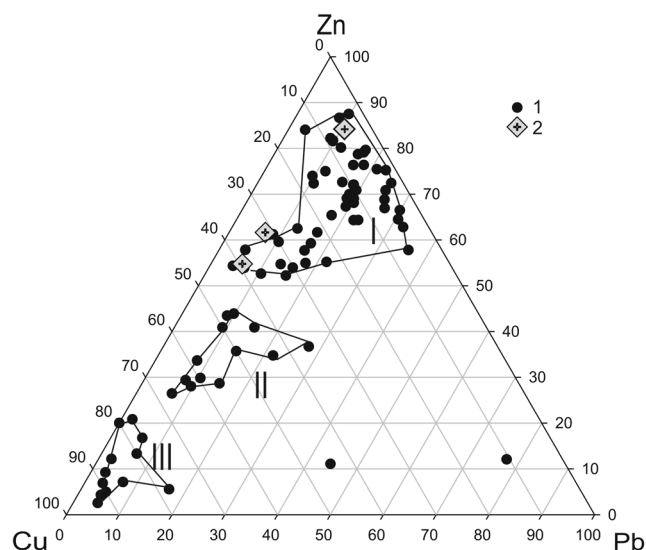


Рис. 12. Диаграмма, иллюстрирующая расслоенность руд (1) месторождений Куросо на цинковые (I), цинково-медные (II) и медные (III).

Соотношения Cu и Zn в рудах (1) и в базальтах и риолитах (2). Составлена по данным [30].

ся с определениями температуры кристаллизации во множестве других колчеданно-полиметаллических месторождений [4, стр. 385].

Месторождения Куросо приурочены к поясу Зеленых туфов, андезитовых по составу. Соответственно предполагается генетическая связь их с андезитовым магматизмом. 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. 13), которая установлена С. Исихарой (S. Ishihara) для обширной (6400 км²) провинции Akita [30, р. 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 Куросо, 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 Куросо 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 феннеров-

ской последовательности с накоплением железа, согласно базальт-ферробазальтовому тренду (рис. 5), что и привело к массовому развитию сульфидного рудообразования в начале среднего миоцена, около 13 млн. лет назад. Пластообразные руды Куросо получили, таким образом, 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 Куросо, 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 Куросо 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, обусловленной сочетанием на них орогенного андезитового вулканизма с депрессионным вулканизмом, порождаемым развитием в их тылу 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 созида-

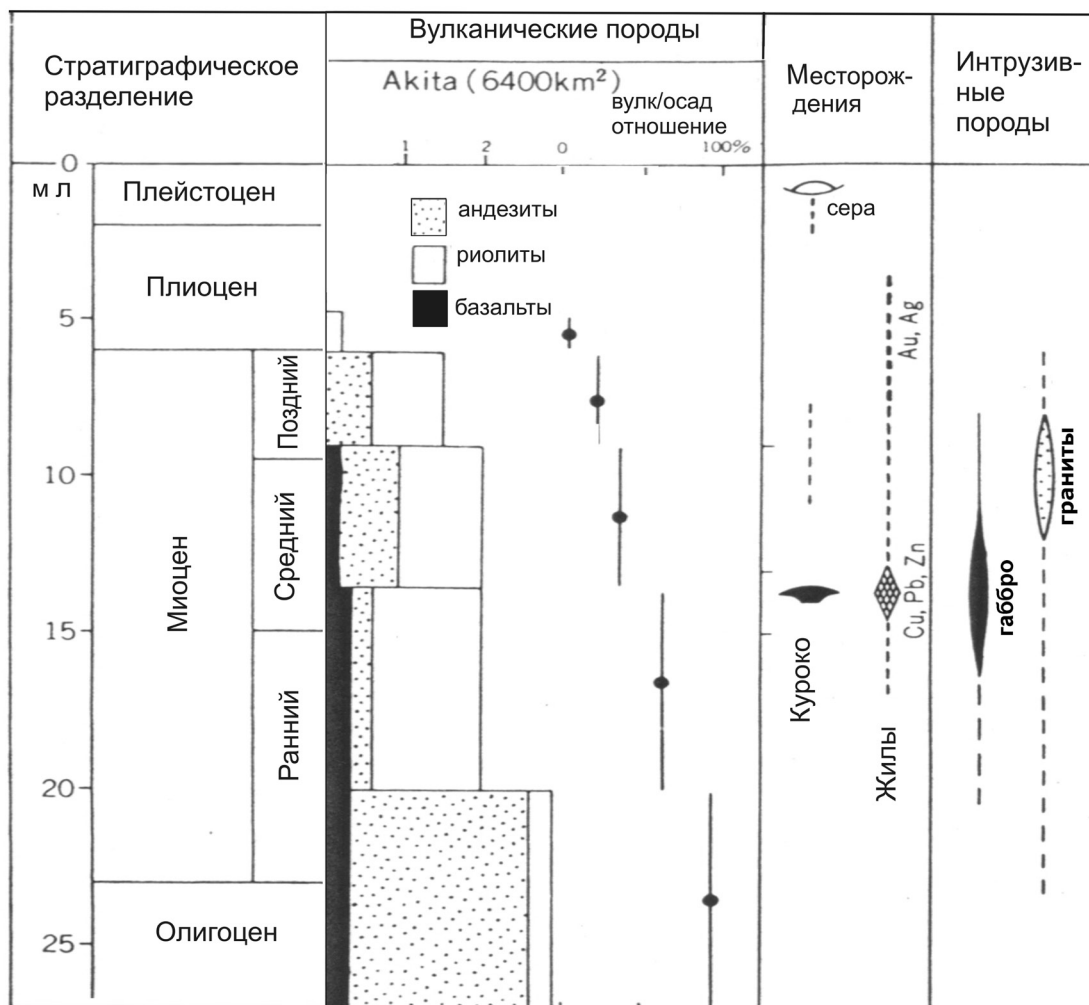


Рис. 13. Схема эволюции магматизма и рудообразования структурного пояса Зеленых туфов, вмещающего месторождения Куроко, на северо-западе Японии (провинция Аката), по данным [30, стр. 238]. Видна приуроченность месторождений к завершению базальт-риолитового этапа развития структурного пояса.

ния. Эти два типа вулканизма различаются по глубине залегания магматических камер, питающих их вулканы, фиксируемых очагами землетрясений. Депрессионный вулканизм сопряжен с мантийными очагами землетрясений, которые смещаются с глубиной в акватории окраинных 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 два типа вулканов подразделяются по глубине залегания их очагов [20] на мантийные (М) и коровые (К), принципиально различающиеся геохимически и петрохимически, рис. 14. При сравнении их пород, близких по содержанию SiO_2 (около 55%), М-вулканы отличаются более высоким содержанием К, Rb, Sr, Ba, Zr, Hf, Th, U, что сближает их с вулканическими породами депрессии Охотского моря.

В эволюции формации Зеленых туфов в Японии пе-

релом в вулканизме осуществился в начале миоцена, что и привело к сульфидному рудообразованию. Оно универсально связано с депрессионным магматизмом, развивающимся по феннеровской последовательности.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ, ОКЕАНОВ И ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Ближайшим аналогом месторождений Куроко считаются массивные сульфидные полиметаллические руды Центрального трога Окинава в Японии, представленные пологими залежами и уходящими на глубину трубами, расслоенными концентрически-зонально [31]. В скобках характеризуются их внутренние зоны (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), (г/т): Au = 8.45 (4.80), и другая труба (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), (г/т): Au = 8.60 (2.61). Приведены средние содержания металлов внешних и внутрен-

них зон, строение которых осложняется ритмичностью расслоения.

Расслоенные трубы, уходящие далеко на глубину, характерны для трогов и задуговых бассейнов. В задуговом бассейне Лау (юго-запад Тихого океана) согласно [32, стр. 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 коррелируется с расслоенностью, свойственной пластовым и линзовидным сульфидным залежам окраинных морей, трогов и островных дуг, в том числе Кууроко. Главной закономерностью расслоения является разделение сульфидных руд на барит-свинцово-цинковые и железо-медные, которое красной нитью прослеживается через сульфидную расслоенность, в том числе ритмичную.

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 [29].

В Срединно-Атлантическом хребте колчеданные цинково-медные месторождения представлены огромными протяженными или изометричными сульфидными пиритовыми холмами, залегающими на базальтовом или гипербазитовом основании. Они увенчаны крутыми поднятиями железо-медных руд, над которыми возвышаются трубчатые структуры, так называемые курильщики, разного размера и иногда причудливой конфигурации, извергающие на активной стадии развития струи рудоносных флюидов, рассеивающихся в водной среде подобно дыму.

Активные курильщики являются свидетельством наличия на глубине сульфидных расплавов, через которые продолжается восходящая инфильтрация флюидов. При полной консолидации сульфидных расплавов восхождение флюидов прекращается и курильщики теряют активность.

Сульфидные расплавы, как подчеркивалось выше, универсально расслаиваются на бедные железом цинковые и богатые железом медные. Это в полной мере относится и к сульфидным месторождениям срединных океанических хребтов, увенчанным курильщиками. Разделение их сульфидных расплавов на железо-медные и цинковые, бедные железом, при фильтрации через них флюидов приводит, соответственно, к возникновению на них черных и светлых дымов. Пример их совмещения в трубках представляет месторождение Снейк Пит в Атлантическом океане [28], рис. 15. Оно приурочено к пиритовым линзам (образующим холмы), ши-

ротная структурная зона которых почти под прямым углом пересекает осевой грабен Срединно-Атлантического хребта. Эта структурная позиция

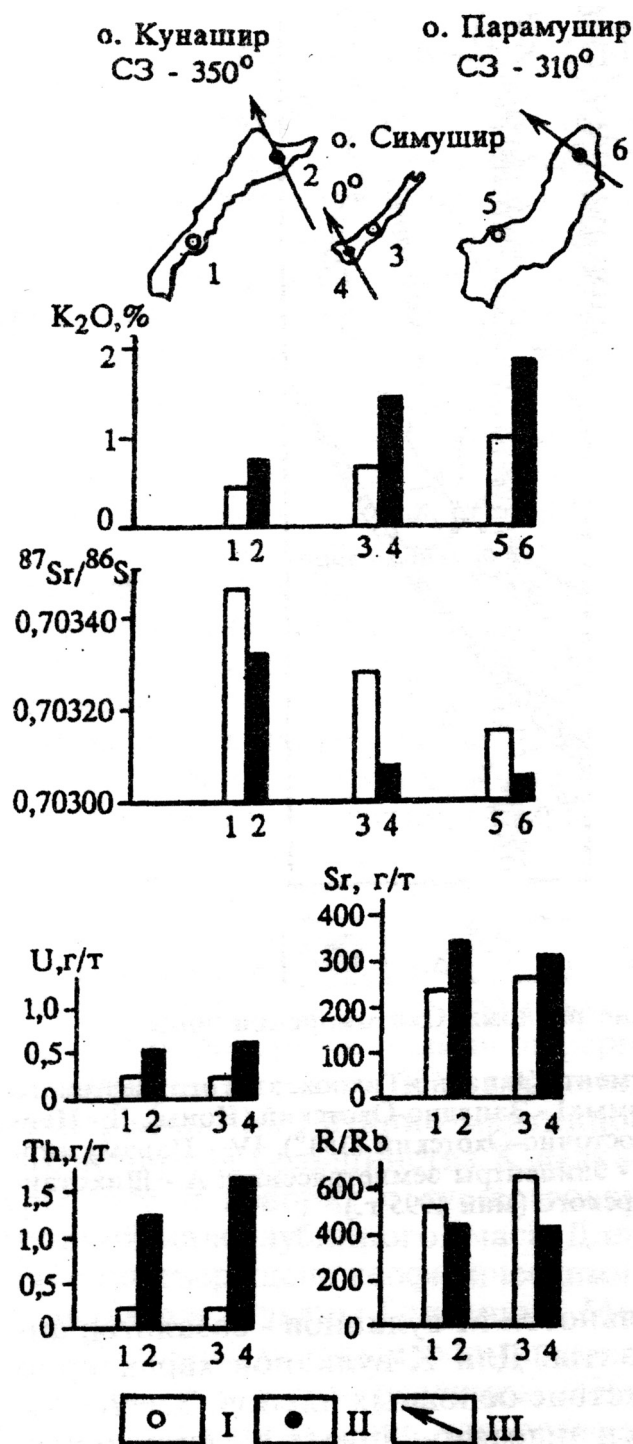


Рис. 14. Петрохимические и геохимические характеристики пород ($SiO_2 \sim 55\%$) К- и М-вулканов Курильской дуги [20].

I – К-вулканы: 1 – Менделеева, 3 – Заварицкого, 5 – Чиккурачки; II – М-вулканы: 2 – Тятя, 4 – Мильна, 6 – Эбеко; III – направления разломов (острова Кунашир, Симушир, Парамушир).

месторождения по отношению к деформации осевой депрессии хребта имеет общее значение. Она отражает позднее развитие колчеданного рудообразования в океанических хребтах, вне связи со свойственной им базит-гипербазитовой формацией. Оно генетически связано с глубинными магматическими очагами, сопряженными с формированием заполняемых осадками осевых депрессий хребтов и развитием наложенных на них деформаций. Пиритовые линзы месторождения Снейкпит залегают на подушечной лаве, которая прорывается так же, как и сами пиритовые линзы, контрастно расслоенной медно-цинковой сульфидной рудой, образующей на поверхности крутые поднятия, увенченные 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 (цинковой). 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. 15. Совмещение черных и светлых дымов одной из труб рассматриваемого месторождения демонстрирует рис. 16. Эта сложной морфологии труба, расположенная на поднятии Бихайв (Beehive) состоит из центрального канала, по которому

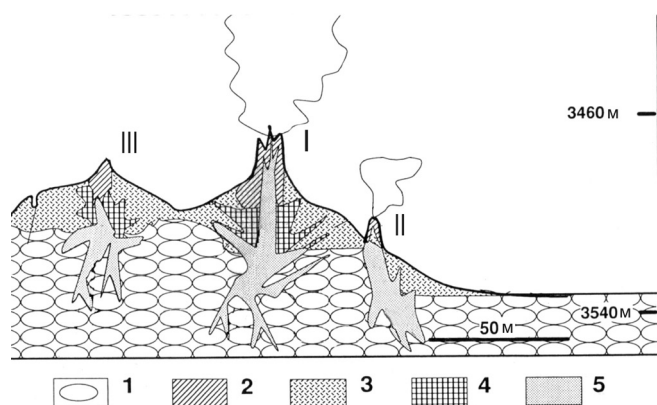


Рис. 15. Широтный геологический разрез сульфидного месторождения Snake Pit Срединно-Атлантический хребт [28].

1 – поток подушечных базальтов, 2 – сфалеритовая руда внешних частей курильщиков (I-Beehive, II-Moose, III-Fir Tree, активные показаны дымом), 3 – пиритовая руда, образующая линзы на подушечных базальтах лав, 4 и 5 – медные руды (пирит-халькопиритовая и изокубанит-халькопиритовая), образующие штокверк на глубине и слагающие центральные части курильщиков.

из глубины восходит флюид, дающий черный дым, и – утолщений с боковой миграцией флюидов, дающих светлый дым.

Вертикальный канал облекается медной внутренней и цинковой внешней зонами расслоения руды. Утолщения состоят из тонко перемежающихся горизонтальных слоев – показанных крапом изокубанит-пирротиновых, тугоплавких, полностью консолидированных примерно за 8 лет до момента их исследования (1993 г.) и – цинковых легкоплавких, сохраняющих еще жидкое состояние, о чем можно судить по их нулевому возрасту [28, стр. 2030], отражающему их еще жидкое состояние. Различия их состава показано на рис. 17.

Изокубанит-пирротиновые слои как более тугоплавкие, кристаллизуясь первыми, создают как бы костяк утолщения, образуя круговые выступы на поверхности трубки, определяя ее специфическую ребристость, наглядно выраженную на зарисовке (рис. 16). Более легкоплавкие пирит-сфалеритовые слои, оставаясь не до конца раскристаллизованными, контролировали поверхностную дегазацию трубки по круговым сечениям, из которых исходит светлый (белый) дым, показанный на схеме тонкими стрелками.

Образование трубок обусловлено выбросом на океаническое дно флюидных сульфидных расплавов и формированием их относительно вязкой поверхностной пленки, препятствовавшей растеканию расплава при образовании пласта или линзы, обычных при формировании колчеданно-полиметаллических массивных руд. Сульфидные трубки 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 (рис. 16). Поверхностное охлаждение под действием морской воды (2°C) и потеря флюидных компонентов приводят к усадке расплавов и образованию центральных каналов восходящей флюидной фильтрации с расслоением вдоль них расплавов, в т.ч. ритмичным [5]. В утолщениях трубок возникает тонкое ритмичное чередование горизонтальных слоев 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 диффузорами (**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

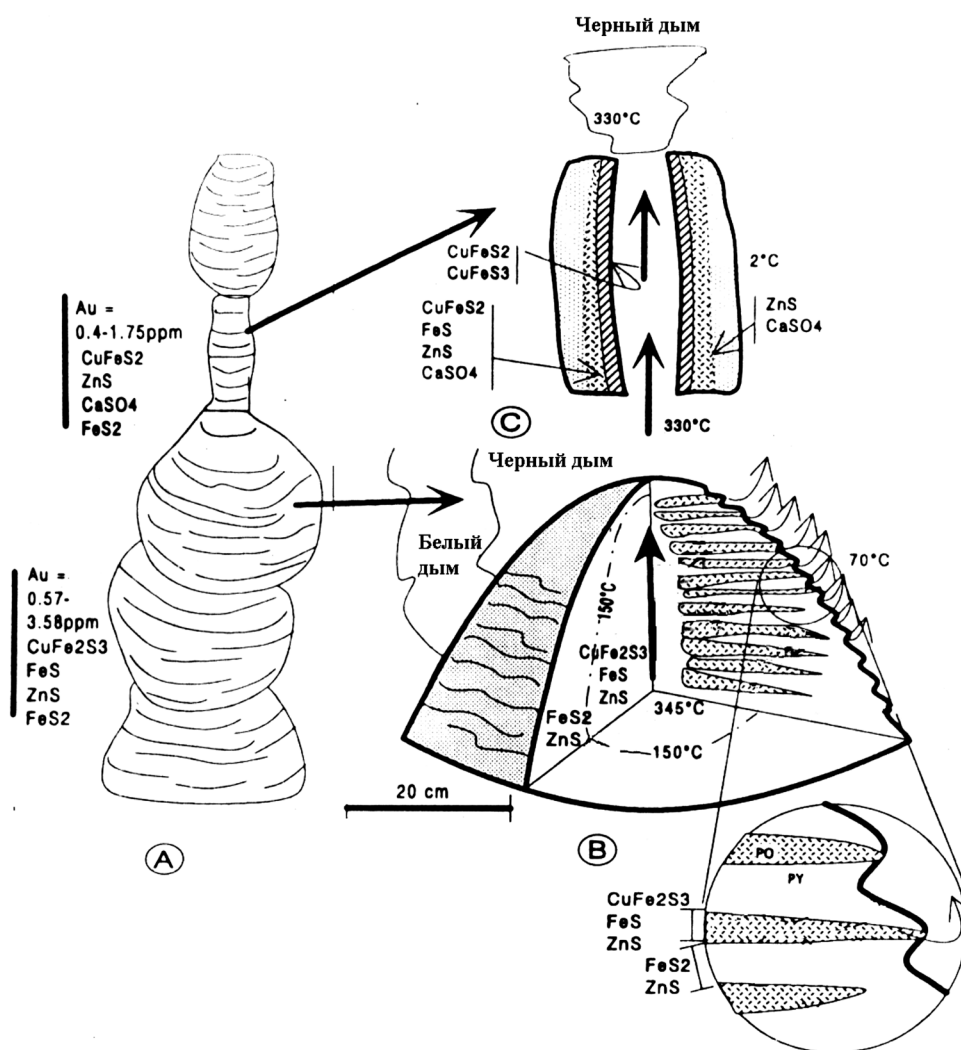


Рис. 16. Строение и направления флюидной миграции курильщика месторождения Снейкпит (Snake Pit), порождающего черный и светлый дымы [28, стр. 2022].

а – морфология трубки, состоящей из раздувов и тонкой трубы. Раздувы характеризуются окружающей их горизонтальной ребристостью. в – строение одного из раздувов (детализация в кружке), расслоенного на медно-пирротиновые и пирит-сфалеритовые слои; их составы соединяются коннодами (рис. 17); пирротиновые тугоплавкие слои на детализациях (в) выделены крапом, видно их соответствие выступам поверхности, создающим ребристость раздувов; тонкими стрелками обозначены флюидные струи, создающие светлый дым трубки. с – строение тонкой части трубки с концентрической зональностью вокруг центрального канала, порождающего на выходе черный дым.

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, эффективно рассеивается, вовлекаясь затем уже только в осадочный процесс. Колчеданные месторождения в океанах сопровождаются широко распространенными орео-

лами рудоносных осадков [29] и железо марганцовыми конкрециями. Вхождение в их состав сульфидов представляет собой ассоциацию, типичную для сульфидных руд колчеданных месторождений [2]. Это позволяет параллелизовать океанические железо-марганцовые конкреции с аналогичными им по составу породами [16], распространенными на рудных полях колчеданных и полиметаллических месторождений (см. рис. 7). Судя по геологическим условиям залегания, они относятся к завершающим этапам развития вулканических циклов, характеризующихся особенно вы-

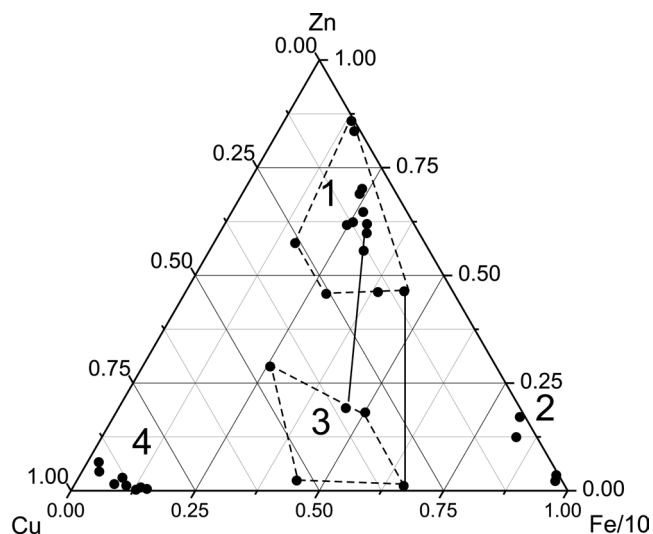


Рис. 17. Диаграмма состава сульфидных руд месторождения Snake Pit (Срединно-Атлантический хребет), составлена по данным [28].

1 – сфалеритовые руды периферийных частей курильщиков (рис. 15), 2 – пиритовые руды линзовидных 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 (рис. 16).

сокой explosивностью, 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 [2].

Самой интересной особенностью конкреций является наличие в них двух ассоциаций порообразующих минералов, отвечающих основным породам (плаггиоклазы, пироксены, амфиболы, титаномагнетит, хромит и др.) и кислым породам (микроклин, касситерит и др.), относящимся к лейкократовой гранитоидной ассоциации [2, стр. 53]. Они служат признаками наличия на глубине расслоенных габбро-гранитных очагов, материнских по отношению к колчеданным рудам и марганцевым конкрециям. Бурением на колчеданосных полях Срединно-Атлантического хребта были выявлены жильные габбро-гранитные комплексы (рис. 18), являющиеся, по-видимому, производными таких очагов.

К типу месторождений, удаленных от материнских магматических комплексов, относятся

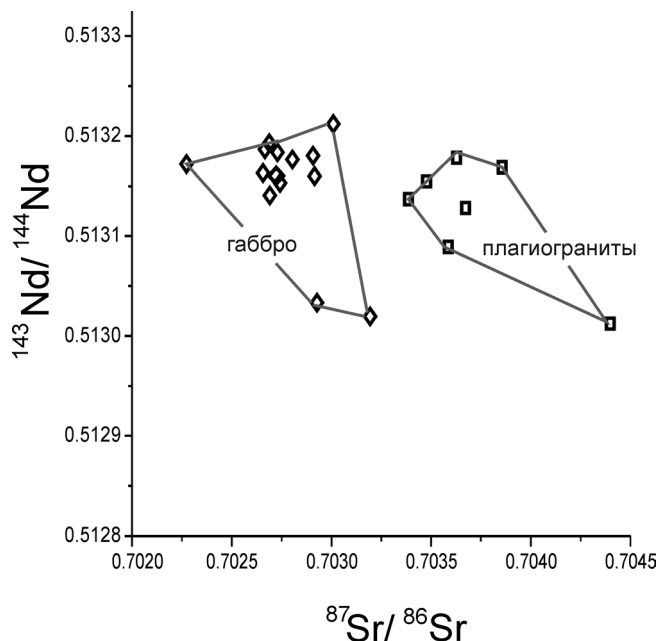


Рис. 18. Соотношение изотопов Nd и Sr в жильной габбро-плаггиогранитной ассоциации колчеданосных районов Срединно-Атлантического хребта [19].

многочисленные колчеданные и полиметаллические месторождения, залегающие в осадочных формациях вне видимой связи с вулканизмом (рис. 6). 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-металлогенетические горизонты в осадочной оболочке Земли, нередко в ассоциации с черными сланцами. В комплексы с ними могут входить железистые и марганцевистые кварциты. Известны их ассоциации с кварцево-сульфидными и барит-сульфидными, медно-цинковыми и свинцово-цинковыми рудами, образующими протяженные горизонты и месторождения, например, атасуйского типа [1, стр. 224]. Восходящие флюиды, фильтрующиеся на глубине через сульфидные расплавы, вплетаются в осадочный процесс, формируя грандиозные месторождения медных и полиметаллических “песчаников” и черных сланцев формации Купфершифер.

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 воздыма-

нием мантийного субстрата [12], это описывается в литературе под названием “обращенность рельефа” и может использоваться при поисках геофизическими методами не вскрытых эрозией колчеданных и полиметаллических месторождений.

Как отмечалось выше, колчеданное рудообразование сопряжено с развитием углеводородных струй [15], что распространяется и на месторождения в осадочных формациях. Связь с углеводородами наглядно выражена в современном развитии рудообразования в океанах и окраинных морях. Неясно, в какой мере генерация углеводородов, сопряженная с колчеданообразованием, участвует в развитии нефтеносных провинций. Геохимия их углеродистых и осадочных пород рассмотрена в работе [7, стр. 524]: “Наряду с ураном рассматриваемые породы обогащены (на 1–2 порядка) относительно кларка для верхней коры Ti, V, Mn, Ni, Cu, Zn, As, Se, Y, Mo, Ag, Cd, Cs, REE, Re, Sc”. **“Указанный набор металлов является типоморфным практически для всех черносланцевых формаций”** [24]. Нефтеносные провинции генетически связаны с аналогичными депрессиями “обращенного рельефа Мохо”, как показано в работе [33] на примере бассейна Паренти, на юго-восточной окраине Бискайского залива. Этим определяется общность депрессионных процессов для нефте- и рудообразования [3], развивающихся в связи с глубинным магматизмом.

Эндогенные процессы крайне разнообразны не только сами по себе, но и по их влиянию на развитие стратисферы в геохимическом и металлогеническом аспектах. Развитие депрессионных систем под воздействием восходящих трансмагматических флюидных потоков создает телескопирование металлов, концентрирующихся на различных горизонтах глубинных магматических очагов стратиформного типа. Это в какой-то мере объясняет подчеркивавшееся [23, стр. 28] разнообразие и комплексный характер металлического состава аномальных геохимических горизонтов стратисферы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе решается главная проблема генезиса сульфидных месторождений, касающаяся источников громадной массы железа, сосредоточенного в их залежах. На пути ее решения определился депрессионный тип магматизма, являющегося для них материнским, так как только в его развитии проявляется феннеровский тренд дифференциации магм, ведущий к интенсивному накоплению в них железа. В его развитии формируются ферробазальтовые магмы, теряющие устойчивость по отношению к сопровождающим магматизм трансмагматическим флюидам. Они расслаиваются на бедные железом кислые магмы и ультражелезистые дифференциаты, подвергающиеся флюидной сульфуризации с образова-

нием рудных сульфидных расплавов. Кислые магмы занимают апикальные части очагов и, соответственно, начинают формирование рудоносных вулканических циклов. Отчасти совмещаясь с ними, и, в основном, вслед за ними эксплозивно извергаются сульфидные флюидные расплавы, за которыми следует отложение осадочных пород, фиксирующих временное прекращение вулканизма. С его возобновлением извергаются базальтовые лавы, отчасти переслаивающиеся с осадочными породами. Таким образом, рудный цикл, нарушающий монотонный феннеровский тренд развития вулканизма, является антидромным. Его контрастность, определяемая составом кислых дифференциатов, прямо коррелируется с масштабом сульфидного рудообразования и разнообразием его металлического состава. Наибольшую контрастность создают ультракислые риолиты, комплексные ультражелезистые дифференциаты, проявляющим сильное химическое сродство к сере и широкому спектру халькофильных металлов, экстрагируемых при их флюидной сульфуризации, протекающей с максимальным размахом. Этим и определилась уникальность месторождений Куруко, не имеющих себе равных по размаху и разнообразию металлического состава рудообразования. С понижением кремнекислотности пород комплементарные им ультражелезистые дифференциаты обогащаются кремнеземом; соответственно, ограничивается их химическое сродство к сере и халькофильным металлам и понижается размах сульфуризации. На этом пути полиметаллические сульфидные руды сменяются колчеданными, затем медными, и они во все большей мере вытесняются оксидными железо-марганцовыми образованиями.

Сульфидное рудообразование в части его согласных массивных рудных тел закономерно вписывается в развитие вулканизма не только определенным положением его в антидромных циклах, но и морфологически, образованием пластовых (лавовых) тел. В них полностью отсутствуют признаки замещения сульфидами вулканических или осадочных пород. Первично расплавная природа массивных сульфидных залежей доказывается их расслоением (иногда ритмичным), обусловленным жидкостной несмесимостью (liquid immiscibility), на цинковые (верхние) и железо-медные (нижние) зоны. Это происходит задолго до их кристаллизации, контролируемой различной тугоплавкостью слоев, которая определяется неодинаковым распределением между ними флюидных компонентов. Перекрывающие осадочные породы (глинистые, карбонатные, пирокластические) являются пострудными, они не подвергаются каким-либо изменениям, связанным с рудообразованием.

Развиваемые в работе представления о петрогенетических типах дисульфидных месторождений подчеркивают и детализируют их известную с давних времен генетическую связь с вулканизмом. Они впервые

раскрывают металлогеническое значение путей магматической дифференциации, ведущих к развитию сульфидного рудообразования, определяя зависимость его состава от специфики развития вулканизма.

В части практического приложения результатов исследования специфическая геологическая позиция богатых пластовых рудных залежей, залегающих обычно на кислых эффузивах и согласно перекрытых осадочными или осадочно-вулканогенными породами, выдвигает на передний план стратиграфический критерий поисков богатых руд в противоположность традиционной ориентации на глубинные разломы. С зонами разломов связаны секущие рудные тела (жилы, трубчатые залежи, штокверки, вкрапленные руды), развивающиеся в породах, подстилающих согласные пластовые сульфидные залежи, по сравнению с которыми они представлены бедными рудами. Секущие тела фиксируют подводящие каналы и сопровождаются, в отличие от согласных тел, широким метасоматическим преобразованием вмещающих пород.

Развиваемые в статье представления о рудных флюидных расплавах перекликаются с концепцией рудных магм, развивавшейся в далеком прошлом во времена господства представлений о сухом магматизме. Эти представления были отвергнуты на основе минералогической термометрии, определившей низкие температуры кристаллизации рудных тел. В дальнейшем выяснилось, что образование рудных тел нельзя отождествлять с их кристаллизацией или колломорфной консолидацией. В рудах широко распространены докристаллизационные текстуры, определяемые развитием жидкостной несмесимости.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта НШ-3634.2010.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонин В.В., Бойцов В.Е., Григорьев В.М. и др. Месторождения металлических полезных ископаемых. М.: Трикта, 2005. 720 с.
2. Авдонин В.В., Сергеева Н.Е., Ван К.В. Генетические особенности состава и строения железомарганцевых конкреций // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 6. С. 49–55.
3. Бескровный Н.С. Нафтометаллогения: единство нефти- и рудообразования // Ж. Всесоюз. хим. общ-ва им. Менделеева. 1996. Т. 31, № 5. С. 569–574.
4. Бортников Н.С., Симонов В.А., Богданов Ю.А. Флюидные включения в минералах из современных сульфидных построек: физико-химические условия минералообразования и эволюция флюида // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46, № 1. С. 1–14.
5. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм руд. М.: Научный мир, 2004. 338 с.
6. 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.
7. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Журавлев Д.И. Роль эндогенных флюидов в формировании углеродсодержащих пород в геологическом разрезе нефтегазоносных провинций // Докл. АН. 2007. Т. 412, № 4. С. 524–529.
8. Заварицкий А.Н. Колчеданное месторождение Бява на Южном Урале и колчеданные залежи вообще // Тр. Геол. Ин-та АН СССР. 1936. № 5. С. 26–66.
9. 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.
10. 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.
11. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
12. Маракушев А.А. Новая модель формирования платформенных депрессий // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 3–15.
13. Маракушев А.А., Панях Н.А., Зотов И.А. Петрологическая модель образования сульфидных месторождений // Докл. АН. 2007. Т. 416, № 2. С. 232–235.
14. Маракушев А.А., Панях Н.А., Русинов В.Л., Зотов И.А. Парагенезисы рудных металлов углеводородной специфики. Часть I: Оксифильные металлы // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 6. С. 33–40.
15. Маракушев А.А., Панях Н.А., Русинов В.Л., Зотов И.А. Парагенезисы рудных металлов углеводородной специфики. Часть II. Сульфурфильные металлы // Известия вузов. Геология и разведка. 2008. № 1. С. 15–22.
16. Масленников В.В., Аюпова Н.Р. Кремнисто-железистые породы Узельгинского колчеданного поля (Южный Урал) // Литосфера. 2007. № 2. С. 106–129.
17. Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Виноградов А.М. и др. Гайский ГОК. Геология Гайского и Подольского медно-цинковых колчеданных месторождений на Урале // Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2004. 148 с.
18. Сафина Н.П., Масленников В.В. Рудокластиты колчеданных месторождений Яман-Касы и Сафьяновское (Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 260 с.
19. Силантьев С.А. Проблема происхождения гранитов срединно-океанических хребтов // Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи. М.: Центр информ. технол. в природопользовании, 2009. С. 371–374.
20. Сывороткин В.Л. Коровые вулканы Курило-Камчатской дуги // М.: Геоинформмарк, 1996. 52 с.
21. Твалчредидзе А.Г. Геохимические условия образования колчеданных месторождений. М.: Недра, 1987. 188 с.
22. Толстых Н.Д., Орсов Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Е. Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель, 2008. 194 с.
23. Юдович Я.Э. Геохимические горизонты стратиферы // Вестник ИГ КомиНЦ УрО РАН. 2008. № 2. С. 27–35 и № 3. С. 18–22.

24. Юдович Я.Э., Кетрис М.И. Элементы-примеси в черных сланцах // Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 300 с.
25. 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. V. 88, № 6. P. 1341–1358.
26. Binns R.A., Scott S.D. Actively forming polymetallic sulfide deposits associated with felsic volcanic rocks in eastern back arc basin Papua, New Guinea // *Econ. Geol.* 1993. V. 88, № 8. P. 2226–2236.
27. Cruse A.M., Seewald J.S. Chemistry of low-molecular weight hydrocarbons in hydrothermal fluid Middle Valley, Northern Juan de Fuca Ridge // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2006. V. 70. P. 2073–2092.
28. Fouquet Y., Wafik A., Mevel G. et al. Tectonic setting and geochemical zonation in the Snake Pit sulfide deposit (Mid-Atlantic Ridge at 23°N) // *Econ. Geol.* 1993. V. 88, № 8. P. 2018–2036.
29. Fouquet Y., Stackelberg U. von, Charlou J.L. et al. Metallogenesis in back-arc environments: The Lau Basin example // *Econ. Geol.* 1993. V. 88, № 8. P. 2154–2181.
30. Geology of Kuroko deposits / S. Ishihara (eds) *Mining Geol. Sp. Issue.* 1974. № 6. 546 p.
31. Halbach P., Pracejus B. Geology and mineralogy of massive sulfide ores from the Central Okinawa Trough, Japan // *Econ. Geol.* 1993. V. 88, № 8. P. 2210–2225.
32. Herzig P.M., Hannington M.D., Fouquet Y. et al. Gold-rich polymetallic sulfides from the Lau Back Arc and implications for the geochemistry of gold in sea-floor hydrothermal systems of the southwest Pacific // *Econ. Geol.* 1993. V. 88, № 8. P. 2182–2209.
33. Pinet B., Montadert L., Mascle A. et al. New insights on the structure and formation of sedimentary basins from deep seismic profiling in Western Europe // *Petroleum Geol. of North West Europe. L.: Graham and Trotman.* 1987. P. 11–31.
34. Sherwood-Lollar B., Westgate T.D., Ward J.A. et al. Abiogenic formation of alkanes in the Earth's crust as a minor source for global hydrocarbon reservoirs // *Nature.* 2002. V. 416. P. 522–534.
35. Simkin T., Smith J.V. Minor-element distribution in olivine of Kiglapait intrusion // *J. Geol.* 1970. V. 78, № 3. P. 304–325.

Рецензент К.К. Золотов

Petrogenetic types of massive sulfide (VMS) and polymetallic deposits

A. A. Marakushev*, N. A. Paneyakh**, I. A. Zotov**

*Institute of Experimental Mineralogy of RAS

**Institute of Geology Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of RAS

The paper gives prove that the volcanic massive sulfide deposits (VMS) are attributable to development of the crust depressions owing to Fenner's trend magmatism appropriate to such geodynamical structures. Such magmatism provides accumulation of great volume of iron concentrated in the sulfide deposits. They connected with magmatic chambers similar to mafic-ultramafic layered intrusions. Magmatic accumulation of iron in such chambers is a result of development of liquid immiscibility along with co-generation of Fe-low silica acidic magmas and Fe-rich differentiates subjected by fluid sulfurization with generation of sulfide melts. This melts have different extractive abilities to copper and chalcophile metals brought by fluids. Sulfide deposits are formed when depth sulfide melts are drawn in to volcanic processes. Metallic composition of the different deposits is correlated with the present in them acidic volcanic rocks. Copper deposits are connected with andesites, copper-zinc massive sulfide ores are formed after dacites and copper-lead-zinc polymetallic deposits – after rhyolites. Accordingly sulfide ores and their acidic volcanic rocks taken together form the deposit petrogenetic types. Layer- and lense-like bodies of rich massive ores are concordantly over covered by sediment rocks which signify breaks in volcanic events or their finish. In underlying rocks the vein, stockwork and impregnation poor ores spread marking the feeder channels which connect concordant ore lodes with depth maternal magmatic chambers. The main peculiarity of the massive sulfide ores is their copper-zinc layering shown in concordant lodes by their separation into upper zinc and low iron-copper layers. This separation is determined by development of liquid immiscibility in sulfide melts long before their crystallization.

Key words: massive sulfide deposits, magmatic differentiation, liquid sulfurization, the Fe-high differentiates, feeder channels, liquid immiscibility