



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии рассмотрены этапы развития океана и его складчатого окружения. На примере планет солнечной системы показана эволюция планеты Земля в ранней стадии её формирования, а также возможные варианты дальнейшего преобразования. Особое внимание уделено обстановке формирования первичного этапа, когда еще не существовали континентальные области сноса обломочного материала. К решению этой проблемы можно подойти только на основе освещения догеологической истории Земли, предшествовавшей 3,8 млрд лет назад.

Начиная с древней эпохи, земная кора полностью обновила состав. Горные породы не имеют аналогов среди метеоритов и лунных пород [Маракушев и др., 2003], относящихся к возрасту 4,6-3,2 млрд лет. Луна имеет первичную эвкритовую кору с возрастом 4,6 млрд лет, мощностью 60 км на видимой стороне и 80 км – на обратной. На видимой стороне, обращенной к Земле, сосредоточены огромные (до нескольких тысяч км) депрессии первичной коры, выполненные лавами базальтов, отличных от земных базальтов древних вулканов, и составом плагиоклаза, близкого к анортиту. Мощность лунной коры снижается в этих депрессиях до 20 км, что фиксируется аномалиями силы тяжести (масконами). Это характерное преобразование лунной коры обусловлено плавлением вещества мантии под воздействием исходящих из ядра флюидных потоков с последующим базит-гипербазитовым расслоением расплавов. Образование древнейших депрессий («морей») на самой примитивной коре планет, как и депрессий земной коры, сопровождалось выдыманием плотного мантийного субстрата.

На примитивном уровне коровой эволюции остановилось и эндогенное развитие других планет земной группы (Меркурия, Венеры, Марса). Так на Марсе, вокруг которого обращается два обломочных спутника – Фобос (27x20 км) и Деймос (16x10 км), на их поверхности содержатся многочисленные борозды и кратеры, образованные метеоритными ударами. Открытием явилось вековое ускорение Фобоса, что могло возникнуть только за счёт его постепенного снижения по очень пологой спирали. Через 40 млн лет период его обращения уменьшится, спутник неминуемо разрушится и его обломки упадут в экваториальном поясе Марса.

На древнейшей, сильно кратеризованной, материковой поверхности южного полушария Марса выделяются огромные базальтовые депрессии, значительно превышающие лунные. Здесь фиксируется процесс вытеснения материнской первичной коры, густо усеянной метеоритными кратерами, новообразованными вулканическими депрессиями («морями») диаметром в сотни и тысячи км. Сливаясь они образуют огромные базальтовые равнины.

В этом марсианском «океане» с огромным размахом проявилась свойственная океанам щелочная тенденция магматизма. Она выразилась образованием вулканического района Фарсида и грандиозного вулкана Олимп. Щелочной уклон этих грандиозных поднятий был выявлен на Марсе гамма-спектроскопическими измерениями автоматической станции «Марс-5». Это позволяет

прямо сказать, что формирование поднятий с развитием щелочного уклона в магматизме не исключено, что это следствие мощного потока восходящего плюма. Формирование вулканического поднятия Фарсида в океанической депрессии Марса привело к увеличению на 2 км экваториальной оси планеты. Развитие грандиозного щелочного вулканизма сопровождалось утолщением коры, как это мы видим на примере Гавайского архипелага в Тихом океане или на Африканском континенте в районе вулканического поднятия Хоггар.

Возможно, в далеком прошлом и в Мировом океане на Земле развивались сходные с марсианскими грандиозные поднятия, сопровождаемые утолщением океанической коры, которые в геоструктурной эволюции были предшественниками континентов. Только на основе этой аналогии решается проблема геохимической эволюции первичных ядер континентов (накопление в них калия и родственных ему металлов).

В современных океанах на Земле щелочной вулканизм аналогично сопровождался утолщением коры и образованием островных архипелагов. Древние вулканические поднятия, подвергшиеся выветриванию, дали начало сносу терригенного материала в прогибы, окружающие эти поднятия в океанах. С этого начинается геосинклинальный процесс формирования складчатой континентальной коры, не имеющей аналогов на других железо-каменных планетах. В стадии зрелого развития Земли кора неоднократно подвергалась деструкции, особенно её окраины, которые сопровождалась формированием вулканогенных депрессий, развивающихся несравненно более стремительно, чем осадочные. На примере западной окраины Тихого океана к вулканогенному типу таких депрессий относятся Охотское, Японское, Филиппинское и др. моря, формировавшиеся как вулканические структуры при подчиненной роли осадочных процессов. Зарождение перечисленных структур было непосредственно связано с развитием окраинных вулканических поясов – Охотско-Чукотского, Восточно-Сихотэ-Алинского, Юго-Восточно-Китайского и др., с которых и начиналась деструкция Восточной окраины Азиатского континента в меловое время [Сахно, 2002].

Ранние этапы их формирования лучше всего сохранились в Охотском и Японском окраинных морях, позднемезозойские вулканы которых по химическому и абсолютному возрасту одновозрастны окраинным вулканическим поясам. Из этого следует, что они были вовлечены в единый процесс [Сахно, 2002; Емельянова, 2004; и др.]. Образование этих депрессий коррелируется с развитием эоценовых, миоцен-плиоценовых и плейстоценовых базальтов и андезито-базальтов. Наличие кислых вулканических пород, особенно протяженного пояса игнимбритов «больших объемов» от Чукотки до Южного Китая, характерно для начальных этапов развития вулканических депрессий. Для окраинных морей, в общем, устанавливается антидромная последовательность вулканических извержений [Фролова и др., 1989; Сахно и др., 1976, 2002]. Она отражалась деструкцией и уничтожением «гранитного» слоя коры. Эта эволюция в окраинных морях реализуется развитием гипербазитовой (офиолитовой) формации (Филиппинское море), она свойственна самым глубоким и рифтогенным депрессиям окраинных морей.

Происхождение обширных депрессий Тихого океана, как древнего океана Земли, претерпевшего сложную историю формирования, в котором одним из главных факторов является глубинная эндогенная активность, определяемая потоком флюидов, восходящих из расплавленного ядра, подтверждены данными глубинной томографии [Fukao, 1992; и др.]. Это находит определенную аналогию в эндогенной активности планет и спутников по данным космических исследований.

Эндогенная активность планет определяется потоками глубинных флюидов. При этом устанавливается определенный направленный характер этих процессов, контролируемый гравитационными полями Солнца и смежных планет. Особенно это наглядно выражено у спутников, благодаря обращенности к материнским планетам одной стороной, на которой сосредоточена вулканическая активность. На Луне она выражается базальтовыми депрессиями обновления её первичной эвкритовой коры («морями»), сосредоточенными только на её видимой стороне. Аналогично, на спутнике Юпитера – Ио, где на обращенной стороне к Юпитеру обнаружены базальтовые депрессии («море» Локи и др.), эксплозивные вулканы и термические аномалии.

Рассмотренная модель происхождения планет, в том числе и спутников [Маракушев, 1999], освещает эндогенную активность Земли, первоначально зародившейся в виде хондритового ядра своей материнской планеты (Протоземли), сопоставимой по размеру и составу с Юпитером.

Аналогично ядру Юпитера произошло и первоначальное железо-силикатное расслоение Земли под огромным давлением флюидной оболочки Протоземли, обеспечивающим высокую концентрацию водородных флюидов в её жидком ядре. Это обусловило продолжительную эндогенную активность Земли на собственно планетной стадии её эволюции после потери Протоземлей флюидной оболочки под воздействием Солнца.

В отличие от Протоземли, материнские планеты-гиганты других планет земной группы (Меркурий, Венера, Марс) теряли свои флюидные оболочки задолго до их полного расслоения, что и определило существенно меньший запас флюидов в их расплавленных ядрах и, соответственно, меньший период эндогенной активности. Благодаря этому сохранился примитивный уровень их корового развития. Еще меньший флюидный запас сосредоточился в ядрах спутников (Луна, Ио и др.), так как они отделились от своих материнских планет под действием центробежных сил и расслаивались уже в вакууме космического пространства [Маракушев, 2003].

Этот процесс в настоящее время зафиксирован для Ио, совместно с которым вокруг Юпитера обращается огромное облако водорода и высокотемпературной плазмы [Ксанфомалиты, 1997], которое еще не успело рассеяться.

Упрощенной схематизацией изложенного выше материала служит формационное разделение базальтов Тихого океана, коррелирующееся с рифтогенными срединговыми прогибами (I), воздымающимися хребтами и островными архипелагами (II), с деструкцией и погружением (III и IV), (рис. 9.1). Главной для океанических структур является собственно рифтогенная срединговая формация I, охватывающая толеитовые базальты предельно бедные калием с широкими вариациями содержания железа и титана. В этом отношении они в какой-то мере коррелируются с лунными базальтами, относясь по этому признаку к самым примитивным базальтам. Рифтогенный режим обуславливает прогибание и срединг океанического дна и образование рифтовых долин, тогда как воздымание срединно-океанических хребтов и сводовых поднятий океанического ложа коррелируются проявлением щелочного уклона в базальтах, повышением в их составе содержания калия, определяющим переход к формации II. В рамках этой формации объединяются как базальты срединно-океанических хребтов, так и базальты составляющих основание кайнозойских островных цепочек и подводных гор Гавайских, Самоа, Маршалловых. Рифтогенное начало формирования всех этих структур, обрамляемых протяженными долинами, доказывается нахождением толеитовых базальтов в основании всех вулканических построек. Во

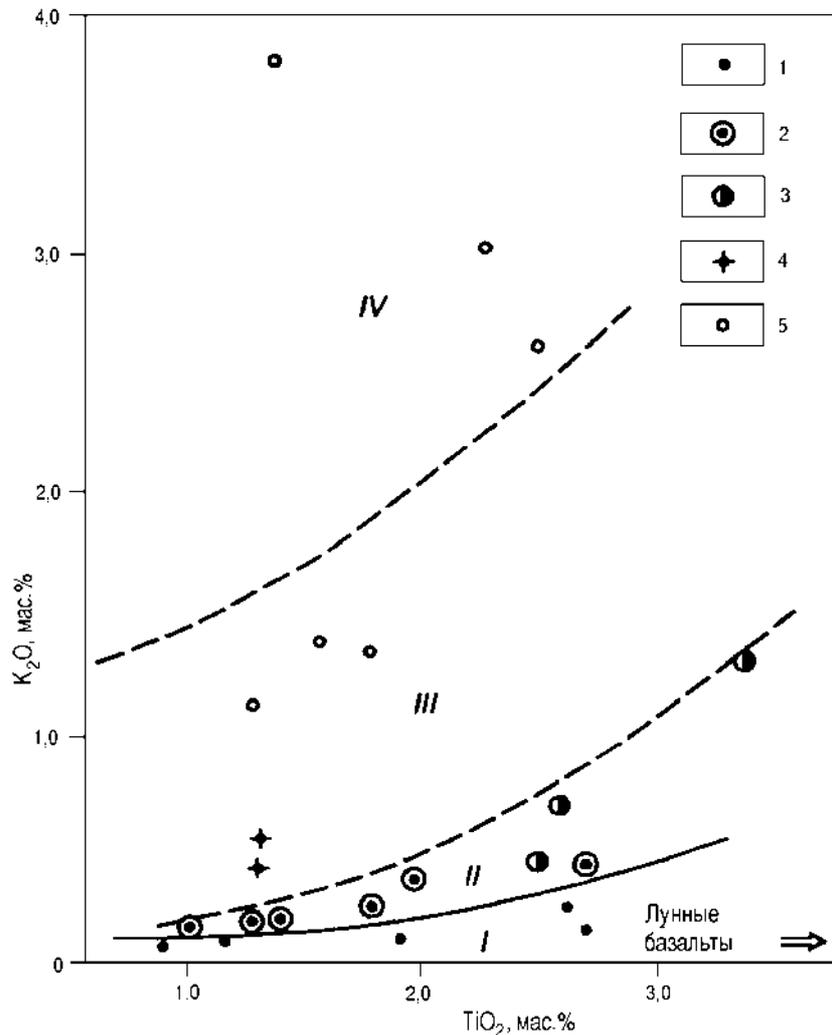


Рис. 9.1. Формационное разделение базальтов Тихого океана.

Типы базальтов по Э.Д. Голубевой: 1 и 2 – базальты срединно-океанических хребтов с низким (1) и повышенным (2) содержанием калия; 3 – базальты основания океанических островов (Гавайских, Самоа и Маршалловых); 4-5 – базальты асейсмичных поднятий различного типа – Онтонг-Джава (4), Шатского и Хесса (5). Римскими цифрами обозначены рифтогенные (I) и рифтогенно-инверсионные (II) формации и тафрогенные (III, IV) формации различной щелочности

Французской Полинезии (острова Таити, Уа-Пу, Эрио и др.) толеитовые базальты играют меньшую роль относительно щелочных пород, чем в Гавайском и Императорском хребтах, в которых они относятся к преобладающим породам. Базальтовый вулканизм протяженных рифтогенных океанических структур в начале их развития приобретал дискретность, обусловленную образованием поперечных трансформных разломов. На следующей стадии шло формирование подводных щитовых вулканов. В эволюции каждого вулкана щелочные лавы изливались на поздней стадии в послекальдерный этап и отделялись от толеит-базальтового вулканизма значительными перерывами. Перерывы играли важную роль в развитии океанических островов, соответствуя большей частью рубежам между толеит-базальтовым подводным вулканизмом и наземным или мелководным щелочным вулканизмом высокой

эксплозивности. Ощелачивание магмы на глубине коррелировалось с воздыманием толеит-базальтовых вулканов и формированием океанических островов (незгенезом, Маракушев, 1996₂). Перерыв в вулканизме связывается со сменой рифтогенного режима растяжения океанической коры режимом сжатия. Его главным эффектом было возрастание флюидного давления в глубинных магматических очагах. Оно вызывало фильтрацию флюидов в ультраосновной мантийный субстрат и стимулировало таким образом его магматическое замещение, сопровождаемое ощелачиванием расплавов. Это ощелачивание определялось следующими процессами. Растворение трансмагматическими флюидами магния ультраосновного субстрата смещало их равновесия с расплавами в направлении перехода щелочных металлов из флюидов в расплавы, а кремнезема из расплавов во флюиды.

Массовый флюидный вынос кремнезема из ощелачивающихся на глубине магм и был главным фактором развития пироксенизации мантийного субстрата в основании коры, приводящей к увеличению ее мощности, нарушению изостазии и воздыманию вулканических островов и подводных хребтов. Возрастание флюидного давления в глубинных очагах, которое стимулировало все эти процессы, доказывается значительным повышением эксплозивности магматизма на его переходе от толеит-базальтового к щелочному. Признаком магматического замещения мантийного субстрата на глубине, с которым связывается ощелачивание расплавов, является систематический вынос щелочными магмами ультраосновных нодулей (останцов от замещения расплавами мантийного субстрата). Глубинное ощелачивание базальтовых расплавов вначале носило натриевый характер, как можно судить об этом по излияниям гавайитов и муджиеритов, начинающих щелочные циклы магматизма и по метаморфической флюидной спилитизации базальтов в срединно-океанических хребтах. Затем ощелачивание расплавов приобретало калиево-натриевый характер.

В рамках формации II на калиево-натриевой стадии развития щелочного магматизма достигается максимум его конструктивной способности, выражающейся увеличением мощности океанической коры и воздыманием островов и островных архипелагов. На этой стадии находится в настоящее время остров Гавайи, максимальная мощность коры на котором (23 км) отвечает действующему вулкану Килауэа. В западном и северо-западном направлении вдоль цепи островов возраст возрастает (в млн лет): Мауи (1,3) – Молокаи (1,3-1,8) – Оаху (3,3) – Кауи (5,6) и дальше вдоль Гавайского хребта до 43 млн лет в зоне его сочленения с Императорским хребтом, вдоль которого в северном направлении возраст вулканов возрастает до 65 млн лет, вулкан Суйко). Островная цепь в перечисленной последовательности испытывает деструктивные тенденции погружения и уменьшения мощности коры, что нормализуется с развитием финального калиевого базальтового магматизма. Это отличает вулканы Императорского хребта (группа IV, на рис. 8.12) от вулканизма Гавайского хребта. В остальном же вулканические комплексы этих хребтов практически идентичны. Из этого следует вывод о том, что Императорский хребет в прошлом представлял собой островной архипелаг с мощной океанической корой, подобной Гавайскому, но с развитием калиевого базальтового вулканизма испытал погружение, сопровождаемое сокращением мощности коры за счет глубинной эрозии. Подобные процессы, по видимому, были сходны с континентальными процессами тафrogenеза, как можно судить об этом по сходству богатых калием базальтов в океанах с базальтами трапповых формаций, причем не только по составу, но и по признакам излияния на поверхность Земли или в мелководных условиях (высокая пористость и др.).

На Южном продолжении Императорского хребта в структурном плане с ним располагается вулканический пояс Лайн, формирование которого относится к возрасту 90-60 млн лет. Он представлен цепью островов и подводных возвышенностей, сложенных породами, аналогичными комплексу Гавайского архипелага (толеитовые базальты, гавайиты, муджиериты, трахиты, фонолиты). Хребет Лайн пересекается более молодым (60-30 млн лет) хребтом Кросс-Лайн, простирающимся в запад-северо-западном направлении. В его составе распространены не только базальты титанистой калий-натровой формации, но и калиевые базальты, с которыми связана деструкция этой вулканической структуры.

Меридиональные рифтогенные структуры доминируют в тектонике океанов. Хребты Императорский и Лайн в совокупности представляют самую грандиозную структуру Тихого океана этого плана. В Индийском океане меридиональные хребты прослеживаются в виде асейсмичных поднятий к западу (вдоль меридиана 72°) и востоку (90°) от Индии. Особенно грандиозно выделяет хребет, протягивающийся вдоль меридиана 90°. На юге он закономерно сопрягается с асейсмичным поднятием запад-северо-западного почти широтного простирания. Вся эта структура перекрыта калиевыми пористыми базальтами формаций III и IV, сходными с базальтами трапповых формаций. Исходя из этого сходства некоторые исследователи (Фролова, Бурикова, 2000) склонны рассматривать хребет 90° в качестве фрагмента континентальных траппов, широко распространенных в континентальном обрамлении Индийского океана (на западе Австралии, в Индии и Африке). Однако меридиональная ориентировка хребта, аналогичная хребтам Императорскому и Лайн и характерное структурное сочетание его на юге с поперечным хребтом запад-северо-западного направления, параллельного хребтам и островным цепям Гавайскому, Кросс-Лайн и Каролинскому, больше свидетельствуют о развитии здесь самостоятельной океанической структуры, закономерно вписывающейся в структуру Мирового океана.

Собственно и современная океаническая рифтовая система представлена совокупностью протяженных почти меридиональных срединно-океанических хребтов, разбитых на фрагменты поперечными трансформными разломами. На основе трансформных разломов могут развиваться более молодые широтные рифты, отходящие от главной меридиональной рифтовой системы. Примером служит Галапагосский рифт, отходящий от Восточно-Тихоокеанского хребта в восточном направлении. Он пересекает более древнее асейсмичное поднятие, охватывающее острова Галапагос и хребты Карнеги и Кокос.

Проблема происхождения древних асейсмичных поднятий с утолщенной корой в Тихом океане в настоящее время решается лишь в гипотетическом плане. Они могут быть перекрыты базальтами с реликтовыми фрагментами континентальной коры, подвергшейся океанизации (Маракушев, 1996), или, наоборот, представлять новообразованные утолщения океанической коры гавайского типа, испытавшими погружения, относящегося к формациям III и IV. К фрагментам континентальной коры в Тихом океане относится асейсмичное поднятие Уатам и все поднятия задуговых бассейнов (Лау и др.). При исследовании их вулканизма выявилась характерная антидромность его ранних этапов. Антидромность была выявлена и в вулканизме Галапагосских островов, хребтов Карнеги и Кокос, что раскрывает возможность интерпретации этого асейсмичного поднятия в качестве континентальной структуры, подвергшейся океанизации и рассеянной широтными рифтами Коста-Рика и Галапагос.

К фрагменту континента, возможно, относится и асейсмичное поднятие Онтонг-Джава, как можно судить по его огромной мощности, достигающей

40 км, и состава перекрывающих базальтов (мас.%): SiO₂-50.19, TiO₂-1.34, Al₂O₃-15.21, FeO-9.82, MnO-0.19, MgO-6.67, CaO-12.18, Na₂O-2.10, K₂O-0.53, P₂O₅-0.14, П.п.п.-2.02, сходных с выделенным Э.Д.Голубевой типом толеитовых базальтов окраинных морей: TiO₂-1.40, FeO-9.50, Na₂O-2.50, K₂O-0.5.

Возможно поднятие Онтонг-Джава составляло в прошлом единую окраинно-континентальную структуру с островодужным хребтом Лау, ограничиваясь глубоководными желобами с севера и юга.

Однако, интерпретация всех других асейсмичных поднятий западной котловины Тихого океана возможна в рамках собственно океанского магматизма. Они составляют океаническую плиту, определяя ее мозаично-блоковое строение и охватывают широкий возрастной диапазон позднего триаса, юры и мела (200-100 млн. лет). Характерными являются поднятия Шатского и Хесса, составляющих в прошлом, по-видимому, единую структуру, рассеченную на мел-палеогеновом рубеже меридиональным спрединговым рифтом будущего Императорского хребта. Излияния преобладающих в этих поднятиях калиевых базальтов формаций III и IV сопровождалась их погружением и деструкцией с соответствующим уменьшением мощности коры, которая в настоящее время не превышает 25 км. В своем расцвете это гигантское поднятие представляло, по-видимому, обширную островную систему (древний аналог Гавайского архипелага). Архипелаги подобного рода еще более грандиозные по масштабу систематически возникали в Мировом океане на завершении импульсов его спрединговой активности, соответствующих фазам диастрофизма, формировавших его складчатое обрамление. Максимумам спрединговой активности отвечали излияния базальтов формации I (бедными щелочными металлами, с широкими вариациями железистости и титанистости). Ими фиксировались максимальные скорости движения океанических плит в стороны от спрединговых центров. Под давлением этих плит в обрамлении океанов возникали складчатые пояса и их орогенные поднятия высокой сейсмичности. С понижением спрединговой активности рифтогенные прогибы подвергались инверсии с образованием сейсмичных подводных хребтов, базальтовый вулканизм в которых эволюционировал в сторону формации II. В самих же спрединговых прогибах вулканизм эволюционировал в направлении повышения содержания калия в базальтах (I-II), что коррелировалось с развитием инверсии прогибов, превращавшихся в сейсмичные срединно-океанические хребты. Развитие щелочной тенденции в рамках формации II было конструктивным, сопровождавшимся возрастанием мощности коры и превращением хребтов в островные асейсмичные поднятия. Их погружение и деструкция с утонением коры связаны с развитием формаций III и IV, базальты которых сходны с базальтами трапповых формаций и морей на континентальных окраинах, проходящих в своем развитии циклы, коррелирующиеся с циклами эволюции океанических структур.

Эти циклы систематически повторялись на рубежах геологической истории, начиная с глубокого докембрия (около 3.8 млрд лет тому назад), сопровождаясь формированием и орогенным воздыманием складчатых поясов (формации I и II), и широкомасштабным их разрушением (ультрабазификацией и базификацией), охватывающем и океанические структуры в формационном развитии III и IV.

В настоящее время базальтовый магматизм Восточно-Тихоокеанского поднятия находится на ранней стадии ощелачивания (I-II), что коррелируется с продолжением орогенного режима развития окраин Тихого океана, сочетающегося с их рифтогенным разрушением и развитием эвгеосинклинального режима. Другие океаны находятся на ином формационном уровне раз-

вития (II-III), их срединно-океанические хребты находятся в пассивном состоянии, отвечающие миогеосинклинальному развитию континентальных окраин.

Хотя полезные ископаемые Мирового океана стали привлекать исследователей еще в позапрошлом веке, XX век явился переломным в окончательном утверждении океанических структур в качестве новых важных металлогенических провинций, решающую роль в этом сыграло систематическое разбуривание океанического ложа, которое выявило в нем множество железомарганцевых, никель-медно-кобальтовых, сульфидных серебро-медноцинковых, золотоносных полиметаллических, фосфоритовых и других месторождений, генетические связанные с вулканизмом. Все эти месторождения оказались во многом специфическими, открытие их расширило самые общие представления о генетических связях петрогенезиса и рудообразования. Гетерогенность океанических провинций выражается в подразделении их в первом приближении на срединно-океанические хребты, океанические архипелаги с свойственным им щелочным магматизмом и задуговые бассейны (окраинные моря). Наиболее примитивными металлогеническими структурами являются срединно-океанические хребты рифтогенной природы, отличающиеся восстановительными условиями развития петрогенезиса и рудообразования. К ним приурочены хромистоносные эмбриональные офиолитовые формации и уникальные богатые серебром цинково-медные колчеданные месторождения, практически не содержащие свинца. Этим они принципиально отличаются от колчеданных месторождений задуговых бассейнов, отличающихся уклоном в полиметаллические сульфидные месторождения.

В противоположность рифтогенным океаническим структурам щелочной магматизм океанических хребтов и архипелагов с свойственной для него фосфорной, марганцевой, торий-урановой специализацией характеризуется окислительной обстановкой минералообразования. Разнообразие металлогенических формаций океанических структур позволяет раскрывать многие теоретические аспекты петрогенезиса и рудообразования, отражающие их связи с глубинами мантии и земным ядром, в наибольшей мере проявляющихся в рифтогенных срединно-океанических хребтах. Эти связи выявляются на основе анализа окислительно-восстановительных условий минералообразования. Окислительным состоянием в основном определяются геохимические свойства элементов. Однако в традиционной периодической системе охватываются позиции только наиболее выгодной положительной ионизации элементов (минимумы энергии ионизации, максимумы ионных радиусов), причем, в варианте наиболее высокого окислительного состояния, допускаемого их электронной конфигурацией, Этот традиционный вариант не достигается в процессах минералообразования, которому свойственны более низкие степени окисления химических элементов. Например, теоретически возможное нахождение железа в восьмой группе периодической системы никогда не реализуется в химических соединениях, в которых самая высокая валентность железа равна шести. В процессах минералообразования железо бывает в самородном, двухвалентном и трехвалентном состояниях.

В двухвалентном состоянии ($4S^2$) железо входит в систему элементов (табл. 9.1), периодичность изменения химических свойств которых выводится по внешним орбиталам их электронных конфигураций (Маракушев, 1999). Вовлеченность в сферу валентных электронов только внешних орбиталей характерна для сильно восстановительных и высокотемпературных уровней минералообразования, в которых их соединения могут входить в ассоциации с самородными металлами. В этих условиях достигается максимальная сбли-

женность химических свойств металлов, что в таблице 9.1 выражается наличием больших одноклеточных групп S-элементов, завершающих короткие двухгрупповые периоды периодической системы. В отличие от них P-элементы составляют шестигрупповые периоды, завершающиеся благородными газами, и, следовательно, характеризуются более значительным разнообразием химических свойств. Их групповые валентные состояния (одновалентное соединение алюминия, двухвалентное кремния и т.д.) требует для своего образования более восстановительных условий по сравнению с металлами группы железа, рутения, осмия, более легко приобретающих двухвалентное соединение (Ni, Pd, и др.). Неоднородность элементов в рассматриваемом отношении характерна и для металлов больших одноклеточных групп, возглавляемых La, Ld, Lu и также Ac, Cm, Lr. Для достижения группового двухвалентного состояния перечисленных металлов требуется крайне высокий восстановительный потенциал. Однако с повышением передового номера элементов перечисленных групп двухвалентное состояние достигается все легче и у элементов, завершающих группы Eu, Yb, Pt, Am, и No оно достигается обычно в восстановительных условиях.

Валентные состояния химических элементов, характеризуемые таблицей 9.1, типичны, по-видимому, для расплавленного никель-железного ядра Земли, восстановительный характер которого поддерживается его гелий-водородным флюидным характером, которым определяется сближенность химических свойств элементов, представленных S-металлами и P-элементами благодаря вовлеченности только внешних орбиталей в сферу их

Таблица 9.1. Периодическая система химических элементов применительно к крайне восстановительным условиям

I	II				
¹ H	² He				
³ Li	⁴ Be	III	IV	V	VI
⁵ B	⁶ C	⁷ N	⁸ O	⁹ F	¹⁰ Ne
¹¹ Na	¹² Mg				
¹³ Al	¹⁴ Si	¹⁵ P	¹⁶ S	¹⁷ Cl	¹⁸ Ar
¹⁹ K	²⁰ Ca				
²¹ Sc	²²⁻²⁸ ← (Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni)				
²⁹ Cu	³⁰ Zn				
³¹ Ga	³² Ge	³³ As	³⁴ Se	³⁵ Br	³⁶ Kr
³⁷ Rb	³⁸ Sr				
³⁹ Y	⁴⁰⁻⁴⁶ ← (Zr, Nb, Mo, Tc, Ru, Rh, Pd)				
⁴⁷ Ag	⁴⁸ Cd				
⁴⁹ In	⁵⁰ Sn	⁵¹ Sb	⁵² Te	⁵³ I	⁵⁴ Xe
⁵⁵ Cs	⁵⁶ Ba				
	⁵⁷⁻⁶³ ← (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu)				
	⁶⁴⁻⁷⁰ ← (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb)				
	⁷¹⁻⁷⁸ ← (Lu, Hf, Ta, W, Re, Os, Ir, Pt)				
⁷⁹ Au	⁸⁰ Hg				
⁸¹ Tl	⁸² Pb	⁸³ Bi	⁸⁴ Po	⁸⁵ At	⁸⁶ Rn
⁸⁷ Fr	⁸⁸ Ra				
	⁸⁹⁻⁹⁵ ← (Ac, Th, Pa, U, Np, Pu, Am)				
	⁹⁶⁻¹⁰² ← (Cm, Bk, Cf, Es, Fm, Md, No)				
	¹⁰³⁻¹¹⁰ ← (Lr, Rf, Db, Sg, Bh, Hs, Mt, 100)				

валентных электронов. Подобной сближенностью свойств объясняется крайне полиметалльный характер флюидных водородных плюмов, периодически исходящих из жидкого ядра Земли, в которых доминируют простые катионные формы миграции самых разнообразных металлов. Под влиянием флюидных потоков происходит плавление вещества мантии и земной коры и возникновение магматических очагов, отличающихся благодаря флюидному привносу рудных металлов геохимически аномальным характером от вмещающих пород. При достижении флюидными потоками поверхности земли эндогенный привнос рудных металлов сплетается в формирование ее осадочной оболочки, что фиксируется образованием в ней геохимически аномальных горизонтов. В наиболее ярком выражении это представлено в черносланцевых формациях, нередко получающих глобальное распространение и прослеживающихся с глубокого докембрия, в котором их эквивалентами служат горизонты графитовых гнейсов и мраморов. Однако, с подъемом в приповерхностные геосферы под влиянием понижающейся температуры в водородных флюидных потоках развиваются реализации диспропорционирования компонентов, принципиально изменяющие валентные состояния химических элементов и, соответственно их миграционные формы. рассмотрим это на примере углерода – главного элемента черносланцевых формаций. В высокотемпературных зонах глубинной водородной миграции углерод, соответственно с его групповой позиции в табл. 9.1, образует соединения типа CO, CH₂ и др. с подъемом флюидных потоков реагирует с водородом с образованием воды и соединений углерода, в которых он находится в более высоком окислительном состоянии CO₂, CH₂ и др. Термодинамические расчеты (табл. 9.2) показывают, что главным фактором смещения вправо подобного рода реакций трансформации флюидных компонентов является падение температуры, ведущее к вовлечению в валентную сферу углерода более глубокой S-орбитами (2P² → 2S² 2P²). Это расширение валентной сферы характеризует элементы на переходе от сильно восстановительного режима минералообразования к нормальным окислительным условиям, в которых осуществляется их более дробное разделение по химическим свойствам. Усложняется строение периодов P-элементов и от S-элементов отделяются периоды d-элементов и f-элементов. Общая периодичность изменения свойств элементов, применимая к этим условиям, представлена в таблице 9.2 (Маракушев, 1999), в которой четко определились семейства переходных d-элементов от кальция к меди 21-28 (Sc-Ni), и от стронция к серебру 39-46 (Y-Pd) и от иттербия к золоту 71-78 (Lu-Pt). «Переходность» рядов этих металлов выражается формированием в их электронной структуре стабильных конфигураций никеля 3d⁸ 4S², палладия 4d¹⁰ и платины 5d⁹ 6S¹, составляющих ядра атомной структуры меди 3d¹⁰ 4S¹, серебра 4d¹ 5S¹ и золота 5d¹⁰ 6S¹ соответственно. Важно подчеркнуть позицию платины в качестве d-элемента, непосредственно переходного к золоту, относящемуся уже к S-элементам Au-Hg, электронная конфигурация которых развивается на платиновом основании, что определяет их устойчивое одновалентное и двухвалентное состояния, соответственно золото и ртуть относятся к S-элементам переходного от d-элементов (Lu-Pt) к P-элементам (Te-Ru).

В табл. 9.2 четко определилась специфика щелочноземельных металлов, занимающих стабильную позицию во второй группе периодической системы, а также некоторую аналогию с ними Eu, Yb, Am и No, отделяющихся по этой аналогии от элементов семейства La, Gd, Lu, Ac, Cm и Lr, относящихся к третьей группе. Эта позиция так называемых лантанидов и актининов в третьей группе периодической системы характерна для природного минералообразования, протекающего в нормальных окислительно-восстановительной обстановке, отражаемой табл. 9.2.

Таблица 9.2. Периодическая система химических элементов применительно к нормальным окислительно-восстановительным условиям

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
¹ H	² He						
³ Li	⁴ Be	⁵ B	⁶ C	⁷ N	⁸ O	⁹ F	¹⁰ Ne
¹¹ Na	¹² Mg	¹³ Al	¹⁴ Si	¹⁵ P	¹⁶ S	¹⁷ Cl	¹⁸ Ar
¹⁹ K	²⁰ Ca	21-28 ← (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni)					
²⁹ Cu	³⁰ Zn	³¹ Ga	³² Ge	³³ As	³⁴ Se	³⁵ Br	³⁶ Kr
³⁷ Rb	³⁸ Sr	39-46 ← (Y, Zr, Nb, Mo, Tc, Ru, Rh, Pd)					
⁴⁷ Ag	⁴⁸ Cd	⁴⁹ In	⁵⁰ Sn	⁵¹ Sb	⁵² Te	⁵³ I	⁵⁴ Xe
⁵⁵ Cs	⁵⁶ Ba	57-62 ← (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm)					
	⁶³ Eu	64-69 ← (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm)					
	⁷⁰ Yb	71-78 ← (Lu, Hf, Ta, W, Re, Os, Ir, Pt)					
⁷⁹ Au	⁸⁰ Hg	⁸¹ Tl	⁸² Pb	⁸³ Bi	⁸⁴ Po	⁸⁵ At	⁸⁶ Rn
⁸⁷ Fr	⁸⁸ Ra	89-94 ← (Ac, Th, Pa, U, Np, Pu)					
	⁹⁵ Am	96-101 ← (Cm, Bk, Cf, Es, Fm, Md)					
	¹⁰² No	103-110 ← (Lr, Rf, Db, Sg, Bh, Hs, Mt, 100)					

В окислительной обстановке, создаваемой, например, развитием щелочного магматизма, возникают более высокие степени окисления ряда рассматриваемых элементов – цезия (III-IV), празеодима (III, IV), тория (IV), протопактиния (IV, V), урана (III, IV, V, VI), плутония (III, IV, V, VI), америция (III, IV, V, VI) и калифорния (III, IV). Поэтому нет никакого основания помещать все лантаниды и актиниды в третью группу периодической системы Д.И.Менделеева, как это традиционно делается в ее современных вариантах, так как эта система основана на максимально теоретически возможных степенях окисления химических элементов. Безусловная стабильность трехвалентного состояния свойственна только La, Gd, Lu, Ac, Cm, Lr что оправдывает отнесение их к третьей группе, тогда как остальные лантаниды и актиниды занимают иные позиции в общей периодичности изменения свойств химических элементов, представленной в табл. 9.3. Одноклеточные семейства элементов сохранились в ней только в виде триад восьмой группы. Периоды лантанид и актинид начинаются с второй группы, что отражает стабильность в электронных структурах Eu, Yb, Am и No, заполненных f-полуорбиталей $4f^7$ (европий), $5f^7$ (америций) и f-орбиталей $4f^{14}$ (иттербий), $5f^{14}$ (нобелей), определяющей устойчивость электронной пары их внешних валентных орбиталей. Тем не менее для перечисленных элементов (Eu, Yb, No) характерно и трехвалентное состояние, а америций, как отмечалось, вообще отличается более высокими степенями окисления.

О принадлежности Eu, Yb, Am и No к второй группе периодической системы свидетельствует не только специфика их электронных конфигураций, но и графики корреляции свойств элементов, например, ковалентных радиусов (рис. 9.2), по величинам которых они выпадают из ряда лантанидов и актинидов, коррелируясь с радиусами бария (Ba-Eu-Yb) и радия (Ra-Am-No), что отражает их позицию в табл. 9.3.

Другие превышения группового валентного состояния элементов, сведенных в табл. 9.3, прослеживаются у Cu (I, II) и Au (I, III). Трехвалентное состояние золота заслуживает специального рассмотрения. Оно кажется невероятным, учитывая электронную конфигурацию золота $5d^{10} 6s^1$, так как

Таблица 9.3. Периодическая система химических элементов применительно к окислительным условиям, обеспечивающим достижение ими максимальной валентности

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	
¹ H	² He							
³ Li	⁴ Be	⁵ B	⁶ C	⁷ N	⁸ O	⁹ F	¹⁰ Ne	
¹¹ Na	¹² Mg	¹³ Al	¹⁴ Si	¹⁵ P	¹⁶ S	¹⁷ Cl	¹⁸ Ar	
¹⁹ K	²⁰ Ca	²¹ Sc	²² Ti	²³ V	²⁴ Cr	²⁵ Mn	26-28 ← (Fe, Co, Ni)	
²⁹ Cu	³⁰ Zn	³¹ Ga	³² Ge	³³ As	³⁴ Se	³⁵ Br	³⁶ Kr	
³⁷ Rb	³⁸ Sr	³⁹ Y	⁴⁰ Zr	⁴¹ Nb	⁴² Mo	⁴³ Tc	44-46 ← (Ru, Rh, Pd)	
⁴⁷ Ag	⁴⁸ Cd	⁴⁹ In	⁵⁰ Sn	⁵¹ Sb	⁵² Te	⁵³ I	⁵⁴ Xe	
⁵⁵ Cs	⁵⁶ Ba	⁵⁷ La	⁵⁸ Ce	⁵⁹ Pr	⁶⁰ Nd	⁶¹ Pm	⁶² Sm	
	⁶³ Eu	⁶⁴ Gd	⁶⁵ Tb	⁶⁶ Dy	⁶⁷ Ho	⁶⁸ Er	⁶⁹ Tm	
	⁷⁰ Yb	⁷¹ Lu	⁷² Hf	⁷³ Ta	⁷⁴ W	⁷⁵ Re	76-78 ← (Os, Ir, Pt)	
⁷⁹ Au	⁸⁰ Hg	⁸¹ Tl	⁸² Pb	⁸³ Bi	⁸⁴ Po	⁸⁵ At	⁸⁶ Rn	
⁸⁷ Fr	⁸⁸ Ra	⁸⁹ Ac	⁹⁰ Th	⁹¹ Pa	⁹² U	⁹³ Np	⁹⁴ Pu	
	⁹⁵ Am	⁹⁶ Cm	⁹⁷ Bk	⁹⁸ Cf	⁹⁹ Es	¹⁰⁰ Fm	¹⁰¹ Md	
	¹⁰² No	¹⁰³ Lr	¹⁰⁴ Rf	¹⁰⁵ Db	¹⁰⁶ Sg	¹⁰⁷ Bh	108-110 ← (Hs, Mt, 100)	

связано с разрушением его платинового ядра ($5d^{10}$), отделение в валентную сферу двух электронов от которого требует огромной энергии ионизации. Этим объясняется нахождение золота в глубоком минимуме ионных радиусов трехвалентных элементов (рис. 9.3), исключая его существование в виде трехвалентного простого катиона или образование ионных химических соединений с другими элементами. Однако, указанные энергетические трудности устраняются с переходом к ковалентным химическим связям, в которых вместо перехода электронов к другому элементу возникает их совместное резонансное владение. Образование ковалентных молекул обусловлено взаимным проникновением электронных оболочек, так что атомные радиусы уменьшаются, или, наоборот, происходит с некоторым увеличением атомных радиусов. Но в общем ковалентные радиусы близки атомным, с их уменьшением (сближением атомов в ковалентных молекулах) ковалентное взаимодействие усиливается. Минимальные значения ковалентных радиусов свойственны металлам платиновой группы, но золото также находится в области минимальных значений. Совместное владение электронами атомов, образующих ковалентные молекулы, неопределенно по характеру их ионизации, потеря и приобретение ими электронов в ковалентных связях одинаково вероятны.

Таким образом, реальные свойства элементов, находящихся в различных окислительных состояниях, определяются сочетанием в них тенденций к образованию ионных и ковалентных связей с другими химическими элементами. Другими химическими словами, они определяются положением элементов в системе их экстремальных состояний (Маракушев, 1987), определяемой максимальными и минимальными значениями ионных радиусов (рис. 9.3). Общепринятая периодическая система элементов (табл. 9.3) охватывает элементы, обладающие максимальными значениями ионных радиусов, проявляющие сильную тенденцию к образованию простых катионов в растворах и ионных соединений с другими элементами. В противоположность им элементы, находящиеся в минимальных позициях на корреляционных графиках ионных радиусов, характеризуются сильной тенденцией к образованию анионов, а их положительные валентности реализуются образова-

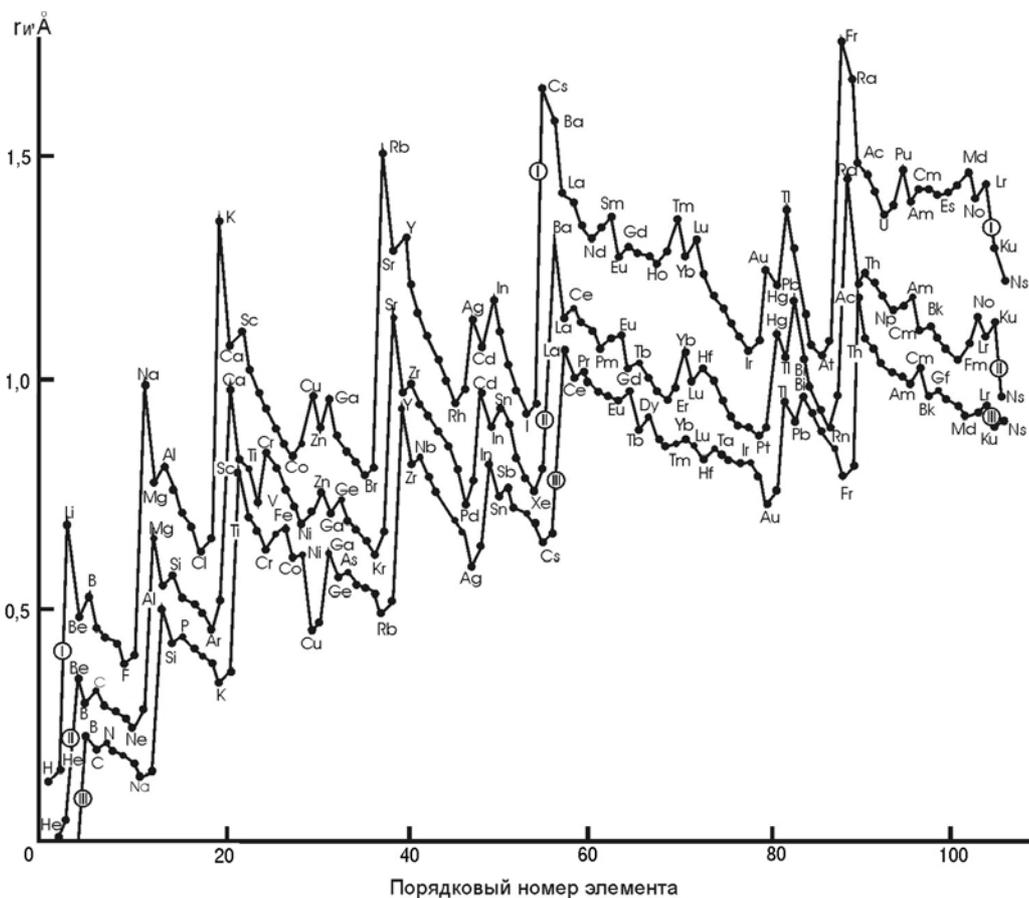


Рис. 9.3. Диаграмма корреляции ионных радиусов химических элементов в степенях окисления I, II и III (цифры в группах) отражает двойственность позиции золота. В ряду одновалентных металлов золото обладает максимальным ионным радиусом, хотя и уступающим по его величине калию, а в ряду трехвалентных металлов на него приходится глубокий минимум ионного радиуса

нием комплексных анионов и соединений с ковалентными химическими связями. Соответственно, возможны два типа периодических систем химических элементов, отражающие их максимальные и минимальные значения ионных радиусов. Эти позиции отвечают соответственно минимальным и максимальным значениям энергии ионизации элементов (Маракушев, 1987).

Периодическая систем состояний химических элементов с максимальной тенденцией к образованию ковалентных связей (табл. 9.4) охватывает химические элементы, обладающие минимальными значениями их ионных радиусов (см. рис. 10.3), максимальными величинами энергии ионизации. В этом смысле периодическая система минимумов ионных радиусов противоположна рассмотренной выше системе максимумов ионных радиусов (табл. 9.3), отражая тенденции химических элементов не к положительной, а к отрицательной ионизации. Она максимально проявлена у галогенов, относящихся в этой системе к первой группе (F^- , Cl^- , Br^- , I^- , At^-). Но с увеличением номера группы (валентности элементов) образование простых анионов становится затруднительным и возникают положительные валентности элементов, отличающихся сильной тенденцией к образованию ковалентных связей в комплексных кислотных анионах.

Золото в этой системе относится к третьей группе, соответственно с его сильной тенденцией к нахождению в трехвалентном состоянии и образованию анионов золотых кислот $H_2[AuCl_3O]$ и др.

Обрисованная двойственная позиция золота, его вхождение в I группу химических элементов (табл. 9.3) и в III группу (табл. 9.4), отражает самые общие черты геохимии этого металла и освещает специфику его миграции в восходящих высокотемпературных флюидных потоках. В них происходит диссоциация простых галогенидных (катионных) форм его переноса $AuCl$ и развивались реакции диспропорционирования компонентов и образование анионных миграционных комплексов золота, что сопровождалось широким осаждением его в самородном состоянии: $3AuCl + H_2O = 2Au + H_2 [AuCl_3O]$.

Т а б л и ц а 9.4. Периодическая система минимумов ионных радиусов химических элементов

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
¹ H	² He	³ Li	⁴ Be	⁵ B	⁶ C	⁷ N	⁸ O
⁹ F	¹⁰ Ne	¹¹ Na	¹² Mg	¹³ Al	¹⁴ Si	¹⁵ P	¹⁶ S
¹⁷ Cl	¹⁸ Ar	¹⁹ K	²⁰ Ca	²¹ Sc	²² Ti	²³ V	²⁴⁻²⁶ ← (Cr, Mn, Fe)
²⁷ Co	²⁸ Ni	²⁹ Cu	³⁰ Zn	³¹ Ga	³² Ge	³³ As	³⁴ Se
³⁵ Br	³⁶ Kr	³⁷ Rb	³⁸ Sr	³⁹ Y	⁴⁰ Zr	⁴¹ Nb	⁴²⁻⁴⁴ ← (Mo, Tc, Ru)
⁴⁵ Rh	⁴⁶ Pd	⁴⁷ Ag	⁴⁸ Cd	⁴⁹ In	⁵⁰ Sn	⁵¹ Sb	⁵² Te
⁵³ I	⁵⁴ Xe	⁵⁵ Cs	⁵⁶ Ba	⁵⁷ La	⁵⁸ Ce	⁵⁹ Pr	
⁶⁰ Nd	⁶¹ Pm	⁶² Sm	⁶³ Eu	⁶⁴ Gd	⁶⁵ Tb	⁶⁶ Dy	
⁶⁷ Ho	⁶⁸ Er	⁶⁹ Tm	⁷⁰ Yb	⁷¹ Lu	⁷² Hf	⁷³ Ta	⁷⁴⁻⁷⁶ ← (W, Re, Os)
⁷⁷ Ir	⁷⁸ Pt	⁷⁹ Au	⁸⁰ Hg	⁸¹ Tl	⁸² Pb	⁸³ Bi	⁸⁴ Po
⁸⁵ At	⁸⁶ Rn	⁸⁷ Fr	⁸⁸ Ra	⁸⁹ Ac	⁹⁰ Th	⁹¹ Pa	
⁹² U	⁹³ Np	⁹⁴ Pu	⁹⁵ Am	⁹⁶ Cm	⁹⁷ Bk	⁹⁸ Cf	
⁹⁹ Es	¹⁰⁰ Fm	¹⁰¹ Md	¹⁰² No	¹⁰³ Lr	¹⁰⁴ Rf	¹⁰⁵ Db	¹⁰⁶⁻¹⁰⁸ ← (Sg, Bh, Hs)

Этим объясняется накопление самородного золота в тонко диспергированном состоянии в черных сланцах совместно с платиновыми и многими другими металлами. Сходные процессы определяли и миграцию металлов группы платины, периодически повторяющееся образования черных сланцев в осадочной оболочке Земли сопровождается сильными геохимическими аномалиями, главной особенностью которых является полиметальность. Она свидетельствует о практическом отсутствии геохимической дифференциации металлов при образовании черных сланцев. Это служит надежным признаком эндогенной природы рудной обогащенности черносланцевых формаций, связанной своим происхождением с источником рудных металлов, обладающим крайне восстановительным характером, способным обеспечить сближенность химических свойств самых различных элементов (табл. 9.1) и высокую стабильность их однородных катионов миграционных форм, проявляющихся в процессах флюидной миграции. Таким источником могло быть только жидкое высокотемпературное земное ядро, в котором в валентную сферу элементов возможно вовлечение электронов только внешних орбиталей. Это определяет принадлежность в таких условиях к S-элементам практически всех рудных металлов и соответственно, крайнюю полиметальность флюидов, исходящих из земного ядра в периоды его импульсной дегазации.

С охлаждением флюидов сфера валентных электронов элементов расширяется с вовлечением в нее глубоких орбиталей с соответствующим разделением элементов по свойствам, стимулирующим реакции диспропорциониро-

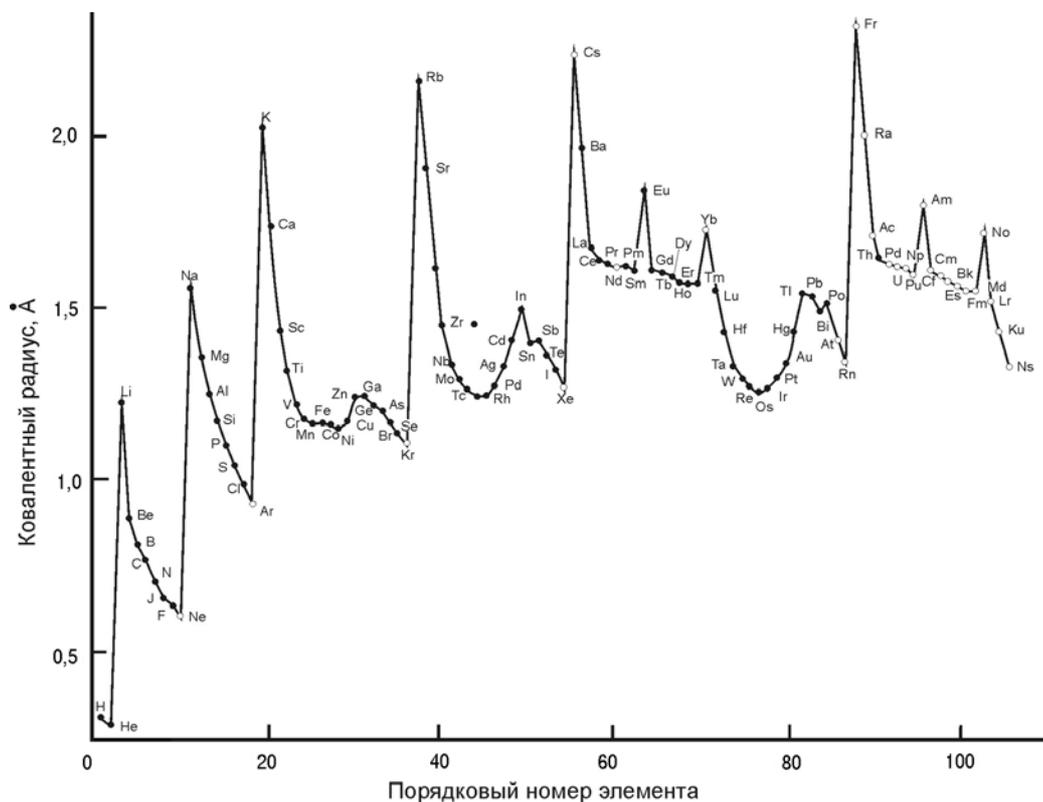


Рис. 9.2. Корреляционный график ковалентных радиусов химических элементов, отражающий позицию меди, серебра и золота, примыкающих к металлам (Fe, Co, Ni), (Ru, Rh, Pd), (Os, Ir, Pt), занимающими минимальные позиции. Видно также особое положение Eu, Yb, Am, No, выпадающих из рядов лантанидов и актинидов соответственно из позиции в табл. 9.4.
1 и 2 – справочные и приблизительно рассчитанные величины

вания компонентов и формирования черных сланцев в результате осаждения углерода ($H_2 + CO = C + H_2O$), и образования углеводородов ($3H_2O + CO = CH_4 + H_2O$) и углекислоты ($H_2 + 3CO = 2C + CO_2 + H_2O$). При этом усложнялись миграционные формы рудных металлов, что сопровождается их частичным осаждением в тонко диспергированном состоянии, типичном для черных сланцев: $3AuCl + H_2O = 2Au + H_2 [AuCl_3O]$.

Импульсы дегазации земного ядра ведут к формированию брекчиевых взрывных структур, сопровождающихся образованием обширных кальдер проседания. В перекрывающих их осадочных толщах могут развиваться металлоносные черносланцевые формации и подчиненные им стратиграфические месторождения. Характерная для них тонкая диспергированность рудных металлов требует привлечения методов расплавной экстракции металлов для их оценки и промышленного использования.

Обрисованные закономерности изменения миграционных форм металлов, обусловленные перепадом окислительно-восстановительных условий во флюидных потоках, исходящих из расплавленного земного ядра, имеют самое общее значение. Однако, они имеют особое значение океанических структур, максимально приближенных к земному ядру (рис. 2) с их примитивным магматизмом, распространяющимся вдоль рифтогенных срединно-океанических хребтов. Открытие их колчеданосности, свойственной всему Мировому океану, относится к числу самых крупных достижений XX века.