

*Протопланета. Компьютерная реконструкция NASA.  
С сайта: [www.vokrugsveta.ru](http://www.vokrugsveta.ru)*

УДК 550.41:553.21:576.8:577.37



*А.А.Маракушев*



*С.А.Маракушев*

**Маракушев А.А. \***,  
**Маракушев С.А. \*\***

## **Происхождение и флюидная эволюция Земли**

\*Маракушев Алексей Александрович, доктор геолого-минералогических наук, профессор, главный научный сотрудник Института экспериментальной минералогии РАН, академик РАН, почётный профессор МГУ им. М.В.Ломоносова

\*\*Маракушев Сергей Алексеевич, доктор биологических наук, ведущий научный сотрудник Института проблем химической физики РАН

E-mail: [marak@cat.icp.ac.ru](mailto:marak@cat.icp.ac.ru)

Рассмотрена модель образования Земли, объясняющая наличие у неё жидкого водородного никель-железного ядра. Его импульсивной дегазацией обусловлена эндогенная активность Земли. Из числа её проявлений рассматриваются магматизм и рудообразование, месторождения нефти и газа, абиогенное образование органических веществ, составляющих геохимическую основу происхождения жизни.

**Ключевые слова:** жидкое водородное никель-железное земное ядро, магматизм, рудообразование, нефть, газ, углеводороды, органические вещества

### **Введение**

Импульсная дегазация огромного богатого водородом никель-железного ядра Земли создает её эндогенную активность. Она продолжается у Земли на протяжении уже 4,6 млрд. лет. Из числа разнообразных проявлений эндогенной активности в статье рассматривается магматизм, сопровождаемый образованием рудных месторождений. Доказывается эндогенная природа нефтяных и газовых месторождений, а также

связь с углеводородной генерацией абиогенных органических веществ. Выводятся ступени их развития, создающего геохимическую основу зарождения жизни.

### Звёзды-гиганты и химический состав вселенной

Кроме самых легких элементов (H, He, Li, Be, B), образование которых предшествовало образованию звёзд, все наблюдаемые химические элементы порождались звёздами-гигантами, в которых химические элементы генерировались в последовательности увеличения их порядковых номеров (N) в периодичности изменения их термодинамических свойств – теплоёмкости и энтропии, как показано в периодической системе (рис. 1). Периоды (цифры в кружках 1–6) разделяются в ней минимальными значениями галогенов (по нечётным элементам) и благородных газов (по чётным элементам). В каждом периоде теплоёмкость монотонно (с небольшими флуктуациями) понижается от максимальных значений, приходящихся на щелочные металлы до минимумов, отвечающих галогенам и благородным газам. В такой же последовательности (в прямой корреляции с теплоемкостью) изменяются в каждом периоде



Рис. 1. Химические элементы в периодической системе (цифры в скобках – периоды) с разделением их по энтропии на элементы газов и флюидов (соединены штрихпунктирными линиями) и элементы твердых и жидких фаз (соединяются сплошными линиями). Линии отрицательного наклона соединяют оксифильные элементы, линии положительного наклона объединяют элементы сульфурофильной спецификации.

орбитальные радиусы атомов. Их минимальными значениями (и минимумами теплоемкости) фиксируются границы периодов, показанные на диаграмме, отвечающие галогенам и благородным газам. Они отвечают импульсам сжатия звёзд-гигантов. Максимумы орбитальных радиусов теплоёмкости приходятся на щелочные и щёлочноземельные металлы. Они отвечают импульсам расширения звёзд-гигантов. Элементы с очень низкими орбитальными радиусами отвечают максимумам энтропии, характеризуясь сильной тенденцией к сублимации. Они образуют в стандартных условиях газообразные простые вещества, характеризующиеся очень высокой удельной энтропией. На диаграмме (рис. 1) эти элементы соединяются штрихпунктирными линиями (H–N – галогены и He–O – благородные газы), чтобы отделить эти легкоплавкие элементы (соединенные сплошными линиями) от тугоплавких элементов, представленных в стандартных условиях твёрдыми или жидкими (например, ртуть) простыми веществами. Это разделение химических элементов имеет принципиальное значение, так как на их основе формируются, с одной стороны, флюидные оболочки звёзд и планет-гигантов, H<sub>2</sub>–He–N<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O(CO)–HF–HCl – благородные газы, с другой стороны, их тяжёлые силикатно-железные ядра. Железо в их синтезе доминирует, так как им заканчивается экзотермическое образование элементов (путем слияния ядер) и дальнейшее их образование более затруднительно, развиваясь эн-

дотермически не с освобождением, а с поглощением энергии. Элементы тяжелее висмута генерируются при финальных взрывах звёзд-гигантов, фиксируемых вспышками, получившими название сверхновых.

### Звёздно-планетные системы, в том числе Солнечная

В результате взрывов гигантских звёзд возникают раскалённые газовые диски, в которых низкоэнтропийные элементы образуют тугоплавкую космическую пыль. Стремительное охлаждение дисков приводит к формированию в них ледяных масс (планетезималей) с вмороженной в них космической пылью. С их аккрецией (стяжением) связывается формирование звёздно-планетных систем: небольших звёзд нового поколения (жёлтых карликов, в том числе Солнца), занимающих в дисках центральную позицию, и стремительно обращающихся вокруг них планет-гигантов. Все эти объекты достигали высокой массивности, обеспечивающей их гравитационное сжатие и подъём температуры, достаточной для их полного плавления и флюидно-железо-силикатного расслаивания с образованием небольших звёзд и окружающих их гигантских планет, состоящих из жидких железо-силикатных ядер и огромных флюидных (в основном водородных) оболочек. Затем звёзды активно воздействовали на окружающие их планетные системы, вызвав миграцию в космическое пространство исходных быстро вращающихся протопланетных дисков, так что планеты оказались в вакууме космического пространства. Однако они унаследовали кинетическую энергию потерянных дисков и обращаются вокруг медленно вращающихся звёзд с громадной скоростью. В астрономии изучено уже более сотни звёздно-планетных систем, находящихся в таком состоянии. К ним относится и Солнечная система. В недрах Солнца (жёлтого карлика) синтезируются только относительно лёгкие элементы, недоступные для наблюдения, так что наблюдаемый состав Солнечная система унаследовала от своей предшественницы – гигантской звезды.

Солнечная система эволюционировала дальше изученных к настоящему времени звёздно-планетных систем. Под солнечным воздействием Солнечная система утратила не только межпланетное вещество исходного протопланетного диска, как другие наблюдаемые аналогичные ей звёздно-планетные системы, но и флюидные оболочки околосолнечных планет-гигантов. В результате их железо-силикатные ядра превратились в самостоятельные околосолнечные планеты (Меркурий, Венера, Земля, Марс), получившие название планет земной группы. Сохранились только достаточно удаленные от Солнца флюидные планеты-гиганты группы Юпитера (Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун). В пространстве между планетами этих двух групп (между орбитами Марса и Юпитера) планеты-гиганты теряли флюидные оболочки с образованием примитивных железо-силикатных (хондритовых) планет. У них не сформировались, как у планет земной группы, прочные силикатные оболочки, которые предотвратили бы их взрывной распад под давлением флюидов, сконцентрировавшихся в их ядрах. Они подвергались взрывному распаду, а их обломки образовали пояс так называемых астероидов (хондритовый пояс), обращающийся вокруг Солнца согласно с общим планетным обращением и теряющий свою массу вследствие выпадения из него метеоритов (в основном хондритов). Метеориты (обломки астероидов) падали из этого пояса на Солнце и частично захватывались земным притяжением. Они получили название гелиоцентрических в отличие от планетоцентрических метеоритов – обломков разрушающихся спутников планет, падающих на планеты и спутники нижележащих орбит, например, на Луну. Отделение спутников от планет-гигантов происходило в начальные периоды их быстрого вращения одновременно с образованием и железо-силикатным расслоением их ядер, на основе которых возникали планеты земной группы и хондритовые планеты<sup>1</sup>. Железо-силикатное расслоение планет земной группы относится к возрасту порядка 4 млрд. лет, тогда как железо-силикатное расслоение ядра Юпитера, создающее его магнитное поле, имеет возраст около 1 млрд. лет, судя по молодости его спутниковой системы. Соответственно промежуточному положению пояса астероидов хондриты варьируют по возрасту в этом широком диапазоне (4–1 млрд. лет). Устанавливаемая в хондритах текстура жидкостной несмесимости выражающаяся разделением расплавов на силикатные хондры и металлическую (тэнит-камаситовую) матрицу отражает природу расслоения планет земной группы на металлические ядра и силикатные оболочки. В матрице хондритов всех типов содержатся мельчайшие зёрна алмаза (с водородными флюидными включениями) в устойчивом парагенезисе с муассанитом (SiC), что является прямым доказательством образования хондритов под огромным давлением флюидных оболочек их материнских планет (на ранней протопланетной стадии развития).

Положение алмаза в энтропийной периодической системе элементов (рис. 1) указано стрелкой. Его удельная энтропия значительно ниже энтропии всех других химических элементов периодической системы. В каждом ее периоде энтропия переходит через минимальные значения, приходящиеся на следующие элементы: С (графит, алмаз)–Si–Fe(Cr)–Ru(Mo)–Os(W). Элементы, отвечающие минимумам энтропии, проявляют повышенное взаимное химическое родство. На его основе и объясняется образование муассанита (SiC) в парагенезисе с алмазом (SiC+C), типичное для металлической матрицы хондритов всех типов. Хондритовые планеты представляют начальную стадию железо-силикатного планетного развития Солнечной системы, что определяет особую важность изучения их вещества (хондритов) в познании генезиса и раннего развития Земли и планет её группы.

<sup>1</sup> Маракушев А.А., Грановский Л.Б., Зиновьева Н.Г. и др. Космическая петрология. М.: Наука, 2003. 387 с.

### Планеты-гиганты и планеты земной группы

Планеты-гиганты, аналогичные Юпитеру, были материнскими для железо-силикатных планет земной группы. Огромными давлениями их флюидных оболочек образовались громадные концентрации водорода в никель-железных ядрах, определивших эндогенную активность планет<sup>1</sup>, которая продолжалась до полной консолидации их ядер. Земля в их ряду является уникальной по длительности, продолжающейся уже 4,6 млрд. лет. Это объясняется первичным расслоением Земли на никель-железное ядро и силикатную оболочку под огромным давлением флюидной оболочки её материнской планеты-гиганта, сходной с Юпитером. В самом Юпитере аналогичное расслоение его железо-силикатного ядра фиксируется наличием у него собственного магнитного поля. Оно генерируется жидким никель-железным субъядром Юпитера, как и у Земли, у которой интенсивность магнитного поля уменьшается в результате кристаллизации в её центре твердого субъядра ядра. У других планет земной группы эта кристаллизация (затвердевание ядер) осуществилась полностью, что привело к исчезновению их собственных магнитных полей.

Планеты-гиганты формировались совместно с солнечной массой из ледяных планетезималей, образовавшихся в результате прямой конденсации и затвердевания субстрата газового облака, возникшего в результате взрыва гигантской звезды – предшественницы Солнечной системы. От нее Солнечная система унаследовала, как отмечалось, наблюдаемые химические элементы вплоть до самых тяжёлых (U, Th и др.), образующихся только в гигантских звёздах и при их взрывах<sup>2</sup>. В самом же Солнце (жёлтом карлике) синтезируются только относительно лёгкие элементы, недоступные для наблюдения.

В настоящее время первичное ледяное вещество сохранилось только в обрамлении Солнечной системы, где оно образует самое удалённое облако Оорта, пояса Хиллса и Койпера, порождающие кометы. Кометы состоят в основном из водного льда с вмороженной в него железо-силикатной пылью и содержат множество углеродных соединений.

С удалением от Солнца планеты-гиганты образуют следующий ряд: материнские для Земли и планет её группы – материнские для хондритовых планет – Юпитер – Сатурн – Уран – Нептун. В этом ряду самые внешние (Уран и Нептун) сходны по их водному составу с кометами, а остальные планеты-гиганты имеют водородный состав, аналогичный солнечному. Состав их существенно водородных ледяных планетезималей, в результате аккреции (стяжения) которых они образовались, характеризуется диаграммой состояния водорода (рис. 2).

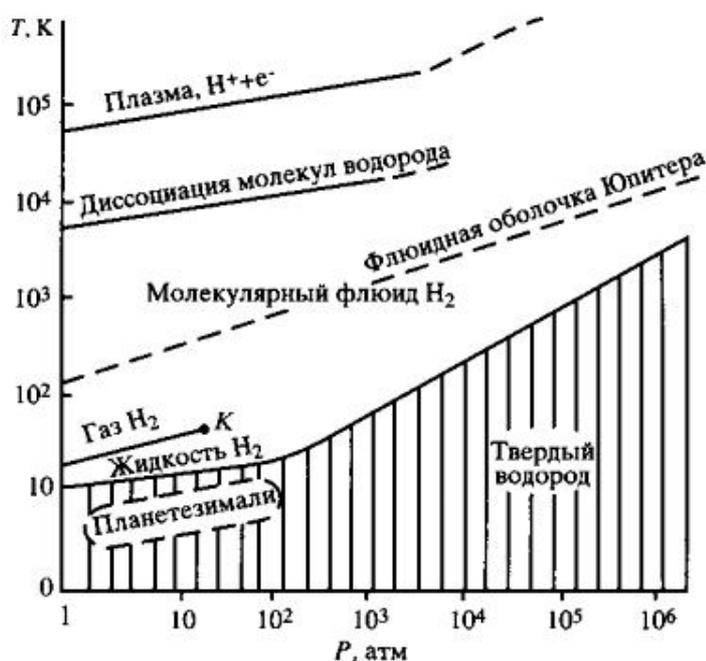


Рис. 2 Диаграмма P–T состояния водорода (K – критическая точка). Оконтурена область формирования ледяных водородных планетезималей, в результате аккреции которых аккумулировались массы Солнца и околосолнечных планет-гигантов (Сатурн, Юпитер, протопланеты Земной группы). Показано современное состояние гигантской флюидной оболочки Юпитера.

На ней показано и современное состояние водородной оболочки Юпитера, громадная её температура была достигнута благодаря гравитационному сжатию этой гигантской планеты. В Юпитере и околосолнечных пла-

<sup>1</sup> Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа её эндогенной активности. М.: Наука, 1999. 253 с.

<sup>2</sup> Тейлер Р.Дж. Происхождение химических элементов. М.: Мир, 1975.

нетах-гигантах, материнских по отношению к железо-силикатным планетам, развивалась жидкостная несемимость, ведущая к радикальному разделению их вещества на флюидные, в основном водородные гигантские оболочки, железо-силикатные (хондритовые) ядра и флюидно-силикатные (ахондритовые) спутники. Они отделялись от планет-гигантов благодаря их быстрому вращению и сосредоточивались в их экваториальных плоскостях. Соотношением гравитационных и центробежных сил определялось распределение компонентов между хондритовыми ядрами и ахондритовыми спутниками. Железо концентрировалось больше в хондритовых ядрах, которые расслаивались и образовывали силикатные оболочки и расплавленные железные субъядра, генерировавшие сильные собственные магнитные поля планет-гигантов. В спутники же отходило значительно меньше железа, которое, тем не менее, формировало в массивных спутниках расплавленные ядра, генерировавшие их собственные магнитные поля, сохранявшиеся до полной консолидации. Наличие магнитных полей у спутников коррелирует с их эндогенной активностью, которая прослеживается у спутников Юпитера – Ио, Европы, Ганимеда, тогда как его спутник Каллисто утратил эндогенную активность и магнитное поле вследствие полной консолидации. Луна (древнейший аналог Ио) утратила вулканическую активность около 3,2 млрд. лет назад вместе с потерей магнитного поля, признаки которого устанавливаются по остаточной намагниченности лунных пород. Спутники несопоставимо малы по сравнению с их материнскими планетами, и приобрести стремительное орбитальное движение они могли исключительно благодаря быстрому вращению гигантских планет, от которых отделялись.

С переходом от периферийных планет (Нептуна, Урана), сходных по составу с кометным окружением Солнечной системы, к планетам её внутренней области происходило увеличение размеров планет-гигантов, а состав их сближался с водородным составом Солнца вследствие образования водородных планетезималей в результате падения температуры к центру протосолнечного диска. Громадное повышение температуры в результате гравитационного сжатия при образовании планет-гигантов создавало их тепловое излучение и придавало им внешнее сходство со звёздами («блуждающие звёзды»).

В настоящее время Солнце и его планетное и кометное окружение находятся в вакууме космического пространства. Однако формировались они в гигантском плотном газопылевом диске, порожденном взрывом гигантской звезды – предшественницы Солнечной системы. От него Солнечная система унаследовала не только химический состав, но и кинетическую энергию, сосредоточившуюся в настоящее время в ее гигантских планетах, которые «раскручивались» диском вокруг медленно вращавшегося Солнца. Достигнув звёздного состояния, Солнце активно воздействовало на своё окружение, вызывая прежде всего миграцию в космическое пространство плотного вещества протосолнечного диска, которое определило взаимосоогласованное движение гигантских планет и окружающих их кометных скоплений. С диссипацией диска под воздействием солнечного ветра как само Солнце, так и окружающие его планеты-гиганты и кометное окружение оказались в вакууме космического пространства.

Аналогия Солнечной системы на этой стадии развития усматривается в современном строении множества обнаруженных астрономами<sup>1</sup> звёздно-планетных систем, небольшие звёзды которых окружены планетами-гигантами и коричневыми карликами. В настоящее время звёзды находятся в вакууме космического пространства, но само окружение их динамичными планетными системами является свидетельством огромных плотных небулярных дисков, окружавших звёзды в прошлом. С приближением к звёздам в них прослеживается первичное увеличение массивности планет-гигантов, сменяющихся около звёзд коричневыми карликами, и уменьшение массивности планет-гигантов, происходящее в результате их поверхностной дегазации под влиянием звёздного ветра. Этим отображается прогрессивное и регрессивное (разрушительное) развитие планетных систем. Прогрессивное развитие планетных систем завершается образованием центральных звёзд (Солнца и др.), после чего начинается противоположное регрессивное (разрушительное) развитие планетных систем при воздействии на них звёздного (солнечного) ветра.

Расчётная продолжительность жизни Солнца близка к 10 млрд. лет, причем добрую половину этого срока Солнце активно воздействовало на его стремительное окружение, вызвав диссипацию небулярной матрицы кометных и планетных тел и поверхностную дегазацию околосолнечных планет-гигантов. В настоящее время во внутренней зоне первозданное состояние сохранил только Сатурн – самая лёгкая планета Солнечной системы, тогда как планеты-гиганты, расположенные ближе к Солнцу, претерпели существенные изменения. Юпитер потерял часть водорода, благодаря чему его плотность вдвое превышает плотность Сатурна, а околосолнечные планеты-гиганты полностью потеряли флюидные оболочки, так что их плотные ядра превратились в самостоятельные планеты.

В звёздах – аналогах Солнечной системы астрономическими наблюдениями<sup>2</sup> непосредственно прослеживается дегазация планет-гигантов, сопровождающаяся потерей ими массы (рис. 3), происходящая в результате поверхностной миграции водорода. Можно полагать, что при полной потере гигантской звёздной флюидной оболочки плотное ядро планеты HD 209458b превратится в самостоятельную железо-каменную планету, находя-

<sup>1</sup> Butler P. Upsilon Andromedae multiple planet systems Wash. (D.C.): Carnegie Inst., 1999. P. 110–112; Vidal-Madjar A., Lecavelier des Etang A., Desert J.M. et al. An extended upper atmosphere around the extrasolar planet HD209458b // Nature. 2003. Vol. 422. P. 143–146.

<sup>2</sup> Charbonneau D. Atmosphere out of that world // Nature. 2003. V.422. P. 124–125; Vidal-Madjar A., Lecavelier des Etang A., Desert J.M. et al. An extended upper atmosphere around the extrasolar planet HD209458b // Nature. 2003. Vol. 422. P. 143–146.

щуюся относительно своей материнской звезды примерно в такой же позиции, в которой Меркурий находится относительно Солнца в Солнечной системе. Околосолнечные планеты-гиганты в ней полностью потеряли флюидные оболочки, а их плотные ядра превратились в планеты земной группы и хондритовые планеты, взрывное разрушение которых породило пояс астероидов.

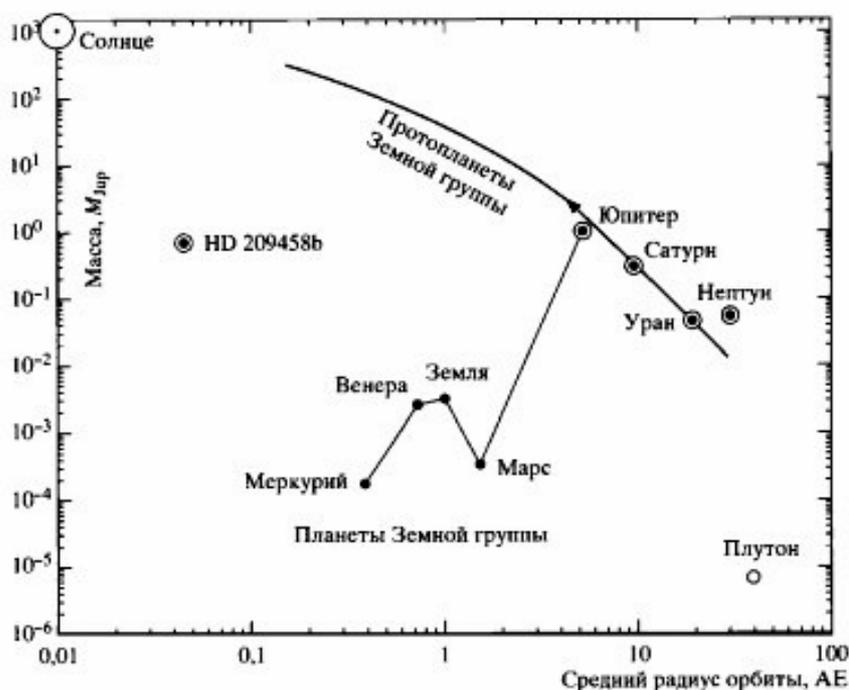


Рис. 3 Модель образования планет Земной группы в результате потери гелий-водородных оболочек их материнскими гигантскими протопланетами под влиянием Солнца. Для сравнения показано положение планеты-гиганта HD 209458b, в настоящее время теряющей водородную оболочку под воздействием звезды HD 209458.

Аналоги железо-каменных планет в последние годы стали выявляться в окружениях небольших звезд<sup>1</sup>. На основе этих открытий возникает надежда на нахождение среди них аналогов Земли, причём не только по размеру, но и по орбитальной позиции относительно звезды, обеспечивающей наличие у неё гидросферы, необходимой для зарождения и развития жизни.

Важнейшей характеристикой планет земной группы является продолжительность их эндогенной активности, которая определяется историей их протопланетного развития в недрах материнских планет-гигантов. Земля в этом отношении – уникальная планета, полностью расщепившаяся под огромным давлением флюидной оболочки Протоземли, в результате чего в её расплавленном никель-железном ядре сосредоточился огромный запас флюидных компонентов, определяющий её эндогенное развитие на протяжении уже 4,6 млрд. лет<sup>2</sup>. В отличие от неё все другие планеты земной группы расслаивались на переходе от протопланетной к планетной стадии развития, что определило более ограниченный запас флюидных компонентов в их ядрах и соответственно более короткую эндогенную активность. Последняя утрачивалась при консолидации планет, сопровождавшейся потерей ими собственных магнитных полей. Ещё короче было активное развитие массивных спутниковых планет, которые отделялись от их материнских планет-гигантов в виде флюидно-силикатных (хондритовых) масс, расслаивались и консолидировались в вакууме космического пространства. Соответственно в их небольших расплавленных никель-железных ядрах сосредоточивался ограниченный флюидный запас, определявший короткий период их вулканической активности, не превышавший 1,4 млрд. лет (интервал 4,6–3,2 млрд. лет на Луне).

Указанный механизм отделения спутников от гигантских оболочек планет-гигантов доказывается астрономическими наблюдениями. Ближайший к Юпитеру вулканически активный спутник Ио обращается вокруг него на расстоянии 422 км совместно с огромным вытянутым облаком водорода и горячей плазмы, которые сопровождали выброс этой спутниковой планеты из раскалённой оболочки Юпитера и ещё не успели рассеяться.

Солнце активно воздействовало на окружающие его гигантские планеты, ускоряя их вращение и связанную с ним эволюцию, что наглядно проявляется в снижении по мере удаления от него возраста спутниковых систем.

<sup>1</sup> Doyle L.R., Deeg H.J., Brown T.M. Searching for shadows of other Earths // Sci. Amer. 2000. N 9. P. 38–15.

<sup>2</sup> Маркусев А.А. Cosmic petrology and the planetary evolution of the Solar system // Astronom. Astrophys. Trans. 2005. V. 24. P. 507–519.

Так, например, Луна (массивный спутник Протоземли) была вулканически активной в диапазоне 4,6–3,2 млрд лет, а на планете Ио (массивный спутник Юпитера) вулканизм находится в расцвете в настоящее время.

Таким образом, первичное расслоение Земли с образованием огромного запаса водорода в жидком никель-железном земном ядре, обусловлено её происхождением и ранним развитием в материнской планете-гиганте (Протоземле), сходной с Юпитером, под громадным давлением её водородной оболочки. С её потерей под воздействием Солнца Земля, как и другие расслоившиеся планеты её группы, приобрела напряжённое (активное) состояние и стала развиваться под воздействием водородных струй, исходящих из её ядра. Поэтому вся эволюция Земли как самостоятельной планеты может быть названа флюидной. Она необыкновенно сложна и многообразна. Ниже рассматриваются только некоторые её проявления, которые представляются нам важными.

### **Магматизм и связанные с ним рудные месторождения**

Выше было показано, что хондритовые планеты являются аналогами ранней стадии эволюции планет земной группы, в том числе и Земли. Расщепление хондритового вещества на силикатные хондры и металлическую матрицу определяется развитием железо-силикатной жидкостной несмесимостью, которая находится в основе и расслаивания Земли на силикатные оболочки (мантию, земную кору) и металлическое никель-железное ядро. На этом соответствии основывается так называемая хондритовая модель происхождения и раннего развития Земли. Согласно этой модели при первичном расслоении рудные металлы полностью сконцентрировались в металлическом ядре в силу их феррофильных свойств, как в металлической матрице хондритов (масс.%): Fe = 92, Ni = 6, P = 0,3, Cr = 0,2, (г/т): Cu = 70, Pd = 53, Mo = 58, Pt = 13, Ru = 4,6, As = 4,2, Os = 3,6, Ir = 3,5, Co = 1,6, W = 0,6, Re = 0,3, Sb = 0,2, Sn = 0,2, Ge = 0,7. Богатая рудными металлами металлическая матрица сочетается в хондритах с силикатными хондрами, практически стерильными в отношении рудных металлов (данные в скобках, г/т): Pt = 12,8(0,3), Ir = 5,4(0,3), Pd = 5,3(0,4), Ru = 4,6(0,3), Os = 3,6(0,05), Au = 1,5(0,01).

Соответственно с этим можно полагать, что силикатные оболочки Земли при первичном расслоении были практически стерильны в отношении рудных металлов. Обогащение их рудными металлами связано с воздействием импульсивно исходящих из ядра флюидов, создающих в коре и мантии Земли очаги магматической дифференциации. Согласно многочисленным экспериментальным исследованиям, в равновесиях самых различных магм и флюидов рудные металлы концентрируются в магмах относительно флюидов, проходящих которых через магмы (трансмагматическая инфильтрация) относится к эффективным факторам избирательной концентрации рудных металлов в магмах.

Флюидная специфика магматизма и соответственно его характер и химическое сродство дифференциатов к рудным металлам определяется геодинамическим режимом. Флюидный характер земного жидкого ядра, создававшийся ещё на стадии протопланетного развития Земли, определил её импульсную эндогенную активность, продолжающуюся уже на протяжении 4,6 млрд лет. Флюидное давление в жидком ядре, которое усиливается кристаллизацией твёрдого субъядра (в него флюидные компоненты не входят), периодически разрешалось образованием в силикатных оболочках Земли ослабленных зон флюидной миграции, создававшей в них магматические очаги. Ослабленные зоны проходили в своем развитии стадии растяжения и сжатия, определяющие флюидный режим магматизма. С растяжения начиналось развитие гомодромного магматизма грандиозного размаха в процессах спрединга, создававшего базальтовую кору океанов и окраинных морей, и в геосинклинальной эволюции земной коры, циклы которой завершились ее орогенным развитием. Породы всех этих гомодромных серий, создаваемых кристаллизационной дифференциацией, характеризуются относительно низкими кларками рудных металлов.

Радикальный перелом в магматизме связан с переходом к циклам сжатия подвижных структур, которое препятствовало миграции водорода, в результате чего восстанавливался их первичный водородный состав. Под давлением водорода в магмах развивается несмесимость, создающая возможность антидромного развития магматизма, принципиально отличного от гомодромного, обусловленного кристаллизационной дифференциацией. Их различие двух трендов эволюции магматизма (броуновского и феннеровского) давно обратило на себя внимание, хотя причина его долго оставалась неясной. Это различие имеет геодинамическую основу и поэтому является радикальным, определяющим неодинаковую роль водорода в развитии магматизма. Водород, создающий возможность антидромного магматического развития с последовательным понижением в магмах содержания кремния и алюминия и нарастанием роли рудных и других металлов, образующих примеси, является в то же время фактором нарастания щёлочности магм. Под давлением водорода происходит разложение кислородных кислотных компонентов флюидов ( $\text{H}_2\text{CO}_3 + 4\text{H}_2 = 3\text{H}_2\text{O} + \text{CH}_4$  и др.), что и создает щелочной уклон магматизма, сопряженный с развитием его углеводородной специфики. В минералах щелочных пород обычны включения водно-углеводородных флюидов, приуроченных к центральной части зерен.

Обрисованная формационная неоднородность магматизма определяет принципиальное разделение магматических горных пород по кларкам на бедные и богатые рудными металлами, что в части редкоземельных элементов, тория и урана приводится Е.И.Семёновым (табл. 1).

Таблица 1

**Разделение горных пород по средним составам  
на бедные (1) и богатые (2) редкими землями, торием и ураном<sup>1</sup>**

Металлы	Гипербазиты		Базиты		Граниты		Нефелиновые сиениты		Карбонатиты
	1	2	1	2	1	2	1	2	2
<b>Y</b>	5,9	20	32	23	44	283	40	800	42
<b>La</b>	6,7	380	3,5	59	63	485	118	725	590
<b>Ce</b>	12,7	750	10,3	105	120	917	204	1280	550
<b>Pr</b>	1,1	77	1,9	12	14	111	22	185	36
<b>Nd</b>	4,0	290	9,9	43	54	378	68	680	165
<b>Sm</b>	0,7	30	3,5	7,1	9,2	73	10	165	16
<b>Eu</b>	0,3	8	1,3	2,0	1,2	7,5	3,1	27	2,7
<b>Gd</b>	0,9	16	5,1	6,9	8,4	54	9	145	20
<b>Tb</b>	0,2	0,94	0,9	1,1	1,2	-	0,9	27	-
<b>Dy</b>	1,1	3,9	5,2	4,5	7,2	42	5,7	140	12
<b>Ho</b>	0,2	0,3	1,2	1,0	1,7	-	1,3	35	-
<b>Er</b>	0,5	0,63	3,5	2,8	5,0	33	3,1	90	4,4
<b>Tm</b>	0,07	0,1	0,5	0,4	0,8	-	0,9	-	-
<b>Yb</b>	0,5	1,2	3,2	2,0	5,0	24	3,5	80	1,8
<b>Lu</b>	0,06	0,3	0,5	0,3	0,9	0,11	0,9	0,9	-
<b>Th</b>	0,07	91	0,22	2,7	1,7	76	4,8	38	90
<b>U</b>	0,02	15	0,10	1,6	3,4	34	1,2	62	10

Рудоносность магматических очагов создаётся образованием жидких фаз, избирательная концентрация рудных металлов в которых существенно выше, чем во вмещающих магмах и тем более в трансмагматических флюидах. Такие фазы возникают на продолжении трендов антидромного развития магматизма под воздействием флюидов, состоящих из компонентов, принципиально различных по физическим свойствам молекул: полярных ( $H_2O$ ) и неполярных ( $H_2$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $H_2S$ ,  $HCl$ ,  $HF$ ). Эти свойства коррелируют с дипольными моментами молекул, составляющих флюиды веществ, которые понижаются в такой последовательности (ангстремы):  $H_2O_2$  (2,1) –  $H_2O$  (1,84) –  $SO_2$  (1,61) –  $NH_3$  (1,46) –  $HCl$  (1,04) –  $H_2S$  (0,93) –  $CO$  (0,11) –  $CH_4$ ,  $CS_2$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ ,  $H_2$  (близки к нулю). Разнообразием флюидных компонентов с низкими дипольными моментами, которыми создается жидкостная несмешимость расплавов, по существу и определяется разнообразие металлургического состава рудных месторождений. В каждом типе магматизма антидромное развитие приводит к генерации специфических фаз – концентраторов рудных металлов, составляющих основу образования свойственных ему месторождений. Сопряженность их образования с антидромным развитием магматизма рассматривается ниже на некоторых примерах.

Антидромные тренды эволюции гранитного магматизма подразделяются на гранит-диоритовые и гранит-сиенитовые, создающие соответственно агапитовые ( $SiO_2+K_2O+Na_2O$ ) и плюмазитовые ( $SiO_2+Al_2O_3$ ) кварцевые расплавы. Они принципиально различны по набору концентрирующихся в них металлов, хотя в общем представляют основу образования месторождений кварцево-рудной формации. С диоритовым трендом генетически связываются золоторудные и уран-золоторудные месторождения.

Ультражелезистые дифференциаты представляют основу формирования рудоносных горизонтов (рифов) с флюидной концентрацией в них платины и палладия в ходе формирования в них хромитов и моносulfидных медно-никелевых руд. Возникающая при этом зональность с развитием зон сверху вниз: анортозиты – габбро-нориты – пироксениты и ультражелезистые пегматоиды составляет основу образования гигантских месторождений платины, палладия и золота в хромититовых и медно-никелевых сульфидных рудах.

Избирательное химическое сродство жидких фаз-концентраторов рудных металлов в магматических системах зависит от многих факторов, в том числе геохимических. Так, например, образование ультражелезистых дифференциатов в ритмах расслоения критической зоны стратиформных интрузивов сопряжено с не-

<sup>1</sup> Семёнов Е.И. Оруденение и минерализация редких земель, тория и урана (лантанидов и актинидов). М.: Изд-во ГЕОС, 2001. 302 с.

устойчивостью плагиоклаза, который разлагается по реакции  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 2\text{MgFeSiO}_4 = 2\text{MgSiO}_3 + \text{CaFeSiO}_6 + 0,25(\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{Fe}) + \text{Al}_2\text{O}_3$ . В результате расплавы обогащаются свободными компонентами  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , сильно повышающими их химическое сродство к хрому, а также – металлическим железом (Fe), создающими их химическое сродство к платиновым металлам. На этой основе создаются платиноносные хромиты зональных стратиформных интрузивов. Но в отличие от зональных в стратиформных интрузивах к этому добавляется флюидная сульфуризация ультражелезистых дифференциатов  $\text{MgFeSiO}_4 + \text{H}_2\text{S} = \text{MgSiO}_3 + \text{FeS} + \text{H}_2\text{O}$ . Она сопровождается привнесом меди, никеля, палладия и других халькофильных металлов, что и определяет сочетание в них месторождений различного типа, генетически связанных с ультражелезистыми дифференциатами, сопряженными с отделением пироксенитов. В отличие от них в ассоциации с кислыми породами (гранитами) в апикальных частях стратиформных интрузивов залегают кварцевые, железные, марганцевые, титановые руды с ванадием. В соответствующих им очагах, питающих вулканизм, ультражелезистые дифференциаты этого типа подвергаются флюидной дисульфидной сульфуризации и образуют при извержениях ассоциации колчеданных руд с дацитами или полиметаллических руд с риолитами.

Приуроченность щелочных магматических комплексов к завершениям тектоно-магматических циклов обусловлена усилением роли водорода во флюидах, что приводит к разложению кислотных компонентов флюидов ( $\text{H}_2\text{CO}_3 + 4\text{H}_2 = 3\text{H}_2\text{O} + \text{CH}_4$ ) и др. и создает щелочной уклон магматизма и его углеводородную специфику. Дискретная андромность щелочного магматизма, создаваемая водородными флюидами (сиениты – нефелиновые сиениты – уртиты – карбонатиты) сопровождалась эффективной концентрацией фосфора, редких земель, урана. Щелочной уклон магматизма является продуктивным не только в части рудных металлов, но и в создании его углеводородной специализации.

### Месторождения нефти и газа

Принципиальное отличие Земли от более примитивно развитых планет её группы (Меркурия, Венеры, Марса) и массивных спутников планет-гигантов (Луны, Ио, Титана) состоит в наличии у нее континентов с мощной (40–70 км) континентальной корой складчатого строения. Она подразделяется на верхний гранито-гнейсовый слой («гранитный») и нижний слой основных пород («базальтовый»), непосредственно залегающий на ультраосновной мантии. Мантия под континентами деплетирована (обеднена силикатными компонентами, в том числе радиоактивными), отличаясь в этом отношении от первичной мантии, сохранившейся под океанами. Ею слагаются так называемые плотные корни континентов, простирающиеся на огромную глубину. Они образовались под воздействием восходящих из ядра флюидов, вызывающих дунитизацию перидотитовой мантии с перемещением силикатных компонентов в земную кору, в которой с их привнесом формировался гранитный слой континентальной коры в процессах гранитизации осадочных и вулканических пород, сопровождаемых метаморфизмом. В гранитном слое сконцентрировались элементы (K, U, Th и др.), генерирующие радиогенное тепло. Несмотря на это континенты и океаны существенно не различаются по средним термохимическим характеристикам. Это объясняется неодинаковой теплогенерацией их мантийных субстратов. На каждом уровне глубинности температура дунитовых корней континентов существенно ниже температуры перидотитовой мантии океанов. Следовательно, основой образования континентов Земли является привнос в её кору силикатных компонентов в результате флюидного деплетирования мантии. С импульсами дегазации жидкого земного ядра на Земле уже 4,6 млрд. лет осуществляются циклы прогрессивного развития континентальной земной коры, сопровождаемые циклами её разрушения. К прогрессивным циклам относится формирование складчатой земной коры, в котором различаются стадии накопления вулканогенно-осадочных толщ, их складчатость и орогенное воздымание складчатых поясов, дающее главный вклад в формирование континентальной коры большой мощности (до 70 км в Андах вдоль западной окраины Южной Америки). Это достигается развитием андезитового вулканизма и глубинной гранитизации основных пород на глубине, создающей гранито-гнейсовый слой континентальной коры с одновременным погружением мантии. Сейсмическая активность орогенных поясов представлена мелкофокусными землетрясениями.

К началу развития регрессивных циклов эволюции земной коры относится кратонизация орогенных поясов, в ходе которой мощность континентальной коры уменьшается почти вдвое (до 35–45 км) с образованием кратонов и платформ. Дальнейшее уменьшение мощности континентальной коры прослеживается во всякого рода платформенных депрессиях, заполняемых осадочными породами или базальтами (траппами) с одновременным воздыманием мантии. Эта так называемая «обращённость рельефа» фиксируется увеличением мощности осадочного или вулканического заполнения, замещающего гранито-гнейсовый слой земной коры, сопровождается встречным воздыманием мантии (замещением ультраосновными породами нижнего «базальтового» слоя). Это сочетание создаёт универсальное строение депрессий, обусловленное их генетической связью с восходящими из глубины флюидными потоками, фиксируемыми термическими аномалиями<sup>1</sup>. Они стимулировали развитие мантийного магматизма с замещением ультраосновными породами нижней части субстрата коры, и вызывали выщелачивание гранито-гнейсового слоя, сохранявшегося в депрессиях только фрагментарно в их осадочном заполнении.

<sup>1</sup> Маракушев А.А. Новая модель формирования платформенных депрессий и подчинённых им стратиформных рудных месторождений. Проблемы рудной геологии. М.: Наука, 2004. С. 11–25.

К такому же типу по механизму образования принадлежат и депрессии окраинных морей, формировавшиеся на активных континентальных окраинах океанов. Они заполнялись водой, что отражает более ограниченное развитие вулканогенно-осадочного заполнения. В строении окраинных морей отчётливо выражены процессы их образования, которые привели к практически полному отсутствию гранито-гнейсового слоя земной коры и воздыманию мантийного субстрата, залегающего в них на глубине почти вдвое меньше, чем в платформенном окружении. Воздымание мантии совместно с перекрывающим её базальтовым слоем земной коры создавало в окраинных морях центробежные тектонические напряжения. Особенно эффективно они проявились на континентальных обрамлениях окраинных морей со стороны океана, создавая надвиги континентальной коры на океаническую кору. Благодаря этому океанические структуры, в том числе мантийно-коровый раздел (М), погружаются под континентальные обрамления окраинных морей с образованием островных дуг. На них в основном сосредоточены вулканическая и сейсмическая активность, благодаря чему активные континентальные обрамления с окраинными морями получили название островодужных. Границы окраинных морей несогласно срезают докембрийский, палеозойский или мезозойский складчатый фундамент, на котором происходило их заложение. Его фрагменты, представленные блоками уменьшенной мощности, сохраняются во многих депрессионных структурах морей, залегая в них совместно с магматическими породами, сопровождающими их образование. Интрузивные породы в них представлены базит-гипербазитовыми офиолитовыми комплексами. Вулканические породы представлены породами нормальной щёлочности, субщелочными и щелочными. Обилие щелочных пород является характерной особенностью вулканизма окраинных морей, сближающими их с океанами, которым близки они также по мощности коры. Островодужные окраины являются промежуточными между орогенными поясами, выделяемыми как самые активные континентальные окраины океанов (андский тип), и пассивными континентальными окраинами, обрамляющими Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый океаны, которые утратили сейсмическую и вулканическую активность. В окраинных морях эта активность сосредоточена в их островодужных обрамлениях, которые в эволюции этих структур подвергаются океанизации – вытеснению континентальной коры океанической корой в результате ее базификации (процессу, противоположному гранитизации). В развитии этого процесса и состоит существо превращения островодужных окраин в пассивные окраины, в океаническом окружении которых сохраняются только реликтовые фрагменты субстрата бывших островных дуг. Пассивные окраины унаследовали многие особенности континентального (шельфового) обрамления окраинных морей, в том числе их нефтеносность.

Окраинные моря относятся к главным структурам генерации нефтяных месторождений на Земле. Они обрамляются вулканогенно-осадочными депрессиями, в том числе нефтеносными, примером которых может служить Охотское море (рис. 4). Образование окружающих его депрессий связано с воздействием на обрамления окраинных морей упоминавшихся выше центробежных напряжений, создаваемых воздыманием и расширением мантии и океанической коры при их образовании. Это воздействие прослеживается по погружению под окраинные моря всех структур окружающих пород.

Нефтеносность депрессии, обрамляющие Охотское море, сопровождается сульфидной рудной минерализацией, что отражает связь их с глубинными магматическими очагами. На рис. 4 показана приуроченность к Охотскому морю проекций гипоцентров глубинных (400–500 км) землетрясений. Вообще же в окраинных морях фиксируются гипоцентры и более глубинных землетрясений (до 700 км), по которым определяется нижняя граница тектоносферы. Глубинность очагов увеличивается при смещении их от островных дуг в сторону акваторий окраинных морей, что прямо коррелирует с развитием щелочного уклона вулканических извержений на морское дно. По нашим представлениям, эта закономерность обусловлена возрастанием в очагах давления водорода, способствующего разложению кислотных компонентов флюидов и созданию углеводородной специализации очагов ( $3\text{H}_2 + \text{H}_2\text{CO}_3 = 3\text{H}_2\text{O} + \text{CH}_4$  и др.). Смещение очагов в сторону акваторий приводит к образованию их структурных связей с осадочными депрессиями на шельфе континентальных обрамлений окраинных морей, нефтеносность которых несравнимо выше нефтеносности депрессий, ассоциирующихся с островными дугами. Таким образом, сейсмичность окраинных морей относится к показателям не только их вулканического развития, но и продуктивности на нефть.

В работе П.Н.Кропоткина и К.А.Шахварстовой<sup>2</sup>, посвящённой геологии Тихоокеанского пояса, дается четкое разделение очагов землетрясений на глубокофокусные (300–650 км) и менее глубинные (рис. 5). Глубокофокусные землетрясения в своем пространственном размещении коррелируют с мелкофокусными, по-видимому, связываясь с ними сейсмофокальными структурами. Однако они распространяются и независимо от них с пересечениями островных дуг (Японское море на рис. 5) и прямым распространением на шельфовые и континентальные обрамления окраинных морей.

<sup>1</sup> Маракушев А.А., Маракушев С.А. Образование нефтяных и газовых месторождений // Литология и полезные ископаемые. 2008. №5. С. 505–521.

<sup>2</sup> Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1965, 232 с.

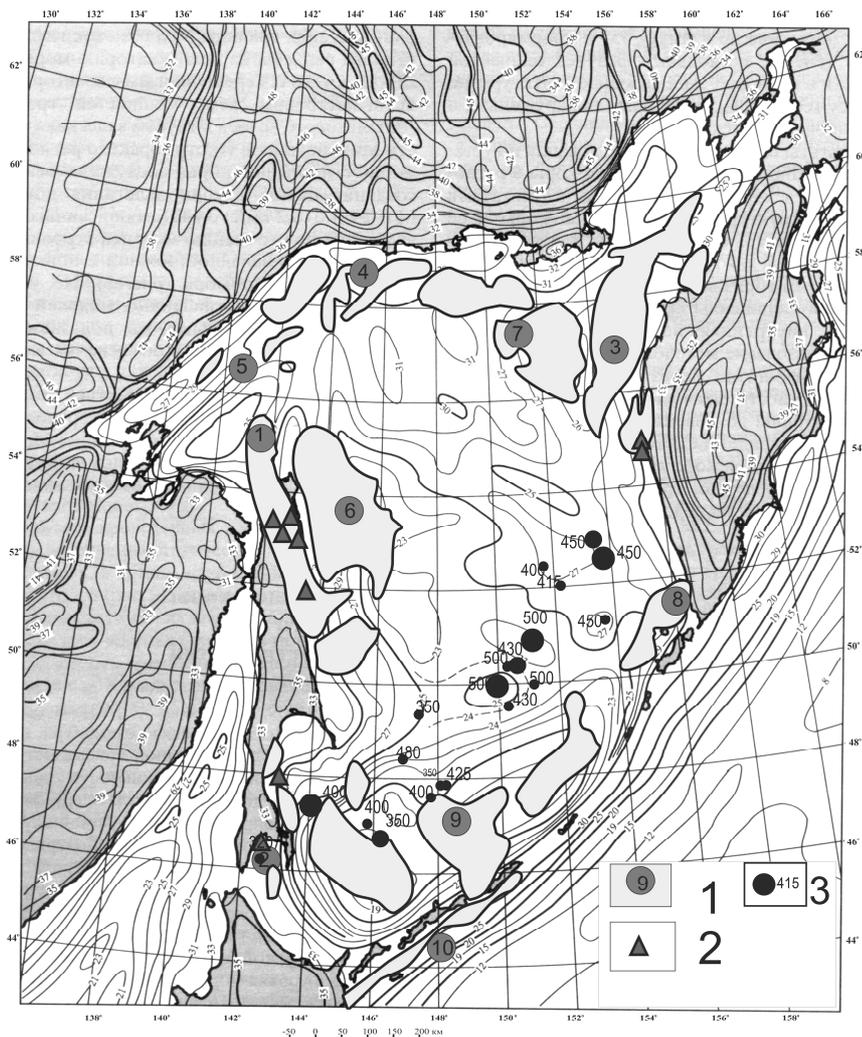


Рис. 4. Изолинии глубины залегания мантийной поверхности Охотского моря и его нефтегазоносность. 1 – нефтегазоносные осадочные бассейны; 2 – наиболее крупные месторождения нефти и газа; 3 – эпицентры глубинных землетрясений с 1965 г. с указанием их глубины (км), размеры знаков отражают магнитуду (4,0 – 6,5). 1 – 10 – нефтегазоносные бассейны (в скобках их прогнозные ресурсы в млрд т. нефти): 1 – Северо-Сахалинский (12,4), 2 – Южно-Сахалинский (1,4), 3 – Западно-Камчатский (8,2), 4 – Магаданский (8,0), 5 – Шантарский (1,0), 6 – Дерюгинский (6,2), 7 – Тинровский (6,6), 8 – Гольгинский (1,0), 9 – Южно-Охотский (4,0), 10 – Срединно-Курильский (1,2).  
 Схема составлена с использованием данных<sup>1</sup>

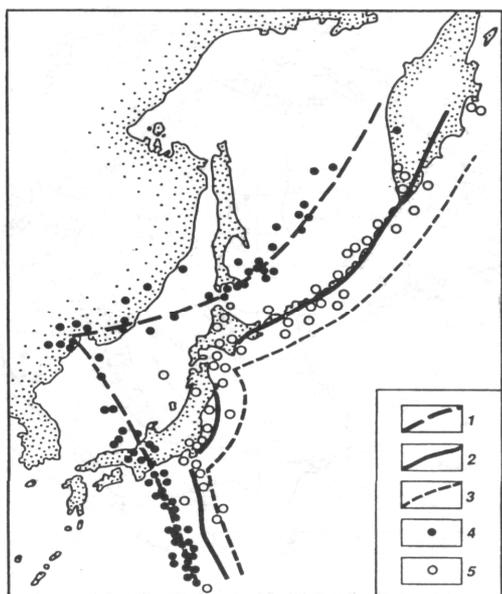


Рис. 5. Эпицентры землетрясений окраинных морей Курильской и Марианской островных дуг. 1, 2 – зоны землетрясений: 1 – глубоководных. 2 – умеренной глубины; 3 – глубоководный желоб; 4, 5 – фокусы землетрясений на глубинах: 4 – 300–650 км; 5 – 5–60 км

<sup>1</sup> Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука, 2006. 129 с.

Островные дуги в части их вулканизма являются комплексными. В них развивается как базальт-андезитовый вулканизм, сходный с вулканизмом оргенных поясов (окраин андского типа), так и щёлочно-базальтовый вулканизм, сходный с вулканизмом окраинных морей. Соответственно в них происходит как формирование сиалической коры, так и её деструкция с уменьшением её мощности. Это проявляется в существенном различии одновременно развивающихся на них вулканов. На Курильской дуге В.Л.Сывороткиным<sup>1</sup> вулканы подразделяются по глубине их очагов на коровые (К) и мантийные (М). Породы этих двух типов вулканов в самых различных аспектах сравниваются на рис 6.

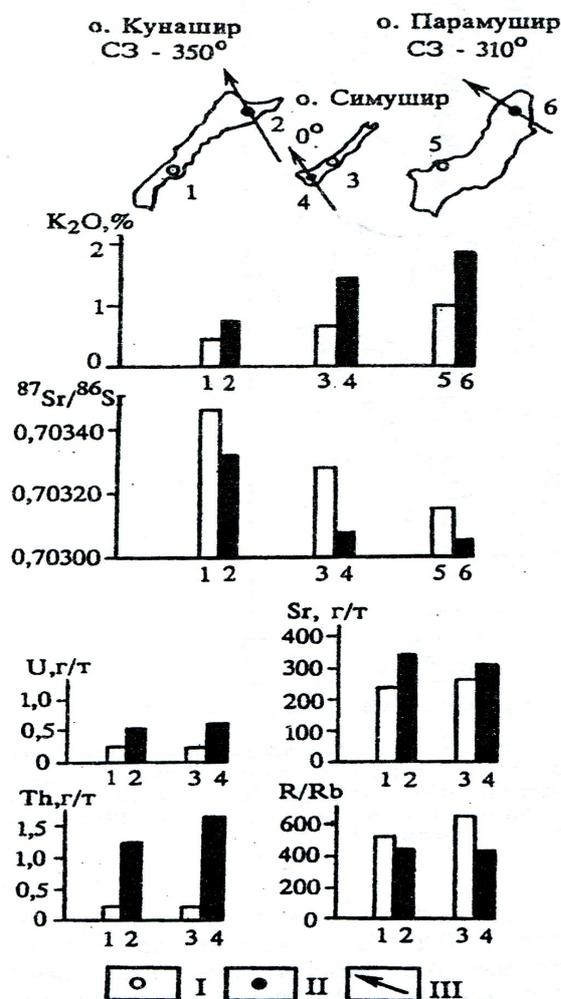


Рис. 6. Сравнение петрогеохимических параметров – коровых (К) и мантийных (М) вулканов Курильской дуги, I – К-вулканы: 1 – Менделеева, 3 – Заварицкого, 5 – Чикурачки; II – М-вулканы: 2 – Тятя, 4 – Мильна, 6 – Эбеко. III – направления окраинно-океанских разломов.

Примером островной дуги с преобладанием щёлочно-базальтового вулканизма может служить Марианская. Её положение показано на рис. 7 в разрезе через регион Филиппинского моря, которое со стороны Тихого океана ограничивается Марианской острово-дужной системой (с Марианским трогом) и южным продолжением Японской островной дуги (с трогом Окинава). Оба троба сопровождаются воздыманиями мантии, показанными на разрезе вертикальными стрелками. Они ограничивают островные дуги со стороны морей. С внешней океанической стороны эти структуры ограничиваются глубоководными желобами, примерно соответствующими выходам на поверхность крутых сейсмофокальных плоскостей, отделяющих структуру с Марианским трогом от океана и структуру с трогом Окинава от Филиппинского моря, в котором сформировалась кора, аналогичная по мощности океанической. По положению глубоководных жёлобов устанавливается единство Курильской, Японской и Марианской внешних островных дуг, отделяющих окраинные моря от океана, отличающихся от Японско-Окинавской внутренней островной дуги, ограниченной Филиппинским морем.

<sup>1</sup> Сывороткин В.Л. Коровые вулканы Курило-Камчатской дуги. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1996. 52с.

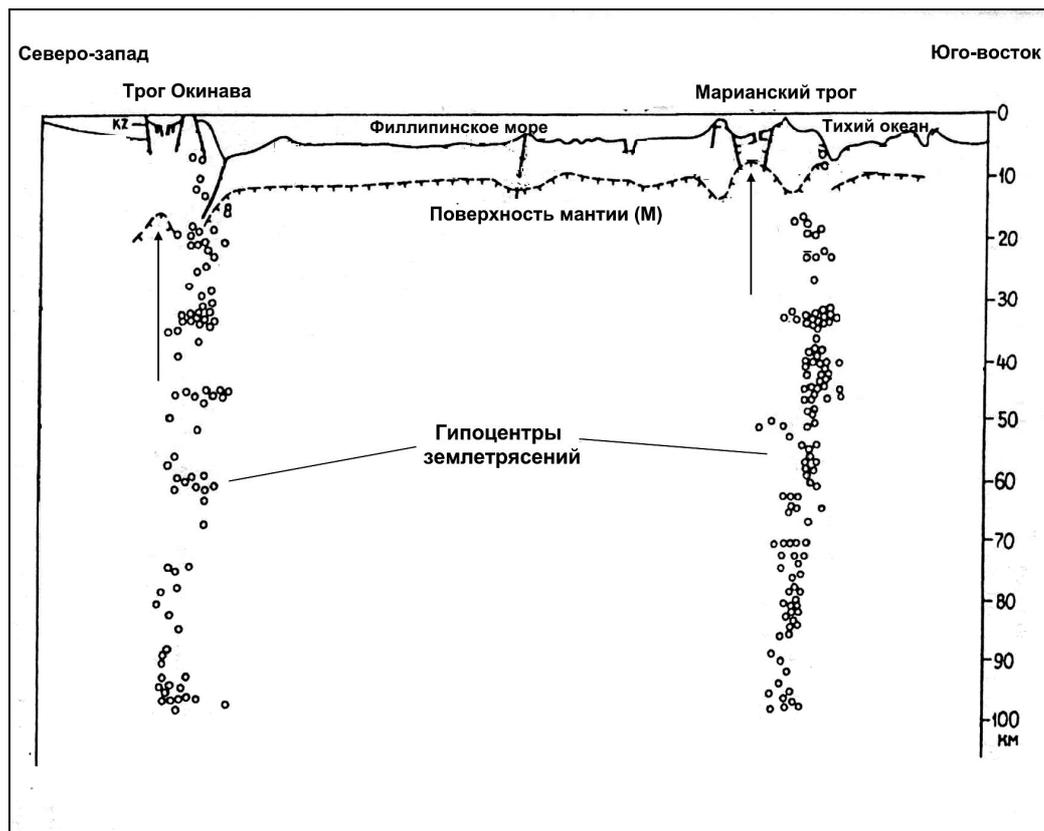


Рис. 7. Геофизический разрез, иллюстрирующий структурные взаимоотношения с Тихим океаном обрамления Филлипинского моря (с Марианским трогом) и южного продолжения Японской островной дуги (с трогом Окинава) с Филлипинским морем. Вертикальными стрелками указаны поднятия мантии в ходе формирования трогов Филлипинского и Окинава. Использованы данные<sup>1</sup>.

В отличие от них глубокофокусные землетрясения (300–700 км) проектируются на депрессионные морские бассейны с высоким тепловым потоком. Таким образом, островодужные активные окраины являются уникальными структурами, закономерно объединяющими сейсмичность, магматизм и нефтеносность, наследуемую затем пассивными континентальными окраинами. Они объединяются в рамках плюм-тектоники, порождаясь импульсивно исходящими из жидкого земного ядра флюидными потоками (плюмами), схематически показанными в сечении Земли (рис. 8).

Связь флюидных потоков с жидким ядром доказывается геохимической и металлогенической специализацией магматизма в отношении рудных металлов, которая реализуется образованием рудных месторождений и обогащением нефти рудными металлами, что может приобретать металлогеническое значение (в части ванадия, никеля, золота, ртути). Согласно хондритовой модели происхождения Земли, при её первичном расслоении рудные металлы полностью концентрировались во флюидном никель-железном ядре, тогда как её силикатные оболочки стерильны в отношении рудных металлов. Поэтому специализация на рудные металлы как изверженных пород, так и нефти связывается с их флюидным выносом из жидкого земного ядра. Импульсы дегазации земного ядра, генерирующие углеводород, прослеживаются на Земле с древнейших времен: в Гренландии описаны базальты с миндалинами метана, залегающие в виде реликтов в метаморфических породах с возрастом 3,8 млрд. лет<sup>2</sup>. Углеводородные импульсы, формирующие на Земле нефтяные месторождения, развивались со всё возрастающей интенсивностью в следующей возрастной последовательности (млн. лет): 2200 (нижний протерозой) – 800 (верхний протерозой) – 370 (девон) – 100 (мел) – 23 (палеоген – неоген)<sup>3</sup>. Примерно в такой последовательности усиливался и щелочной уклон в магматизме Земли.

<sup>1</sup> Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во Московского университета, 1997. 320 с.

<sup>2</sup> Touret J.L.R. Remnants of early Archaean hydrothermal methane and brines in pillow-breccia from the Isua-Greenstone Belt, West Greenland // Precamb. Res. 2003. V. 126. P. 219–233.

<sup>3</sup> Конторович А. Э., Вышемирский В.С. Неравномерность нефтеобразования в истории Земли как результат циклического развития земной коры // ДАН. 1997. Т. 356. № 6. С. 794–797.

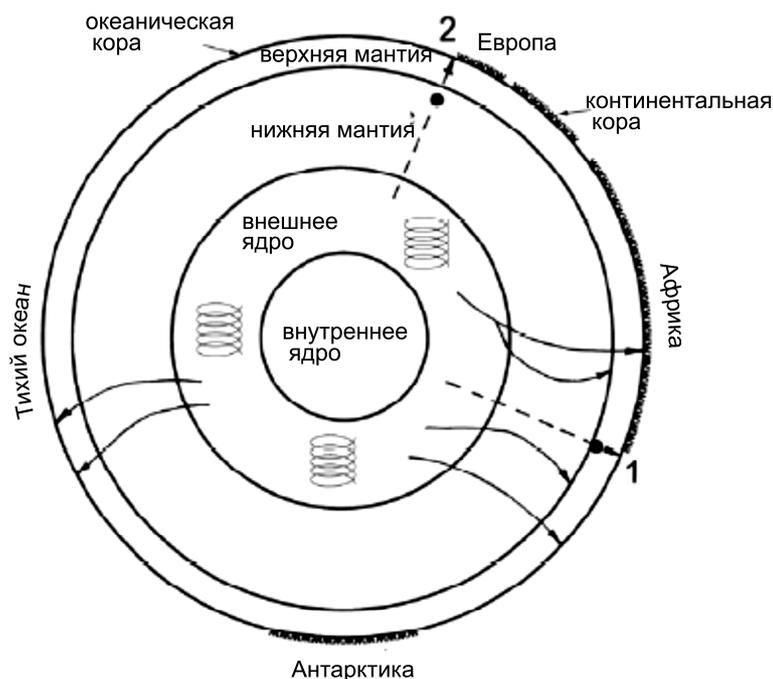


Рис. 8. Диаграмма, иллюстрирующая флюидную дегазацию жидкого ядра Земли (в сечении  $15^\circ$  западной и  $165^\circ$  восточной долготы). Стрелками обозначены флюидные плюмы – современные (сплошные стрелки) и древние (штриховые стрелки), с которыми связано формирование нефтяных бассейнов (1 – Намибе и 2 – Лофотен). Чёрными точками обозначены предполагаемые магматические очаги щелочного уклона.

Эндогенное (глубинное) происхождение углеводородов, в том числе образующих нефтяные и газовые залежи, в первую очередь доказывается геологическими наблюдениями. Наряду с обычным для них залеганием в осадочных толщах рифтогенных депрессий они распространены и в подстилающем их кристаллическом фундаменте: «промышленные залежи нефти в породах фундамента отмечены в 267 месторождениях»<sup>1</sup>. Разнообразны и поверхностные поступления нефти и газов, например, в озёрах (Байкал в России, Навоши в Кении), в рифтогенных депрессиях океанических хребтов<sup>2</sup> и других структурах осадконакопления.

Залегание нефтяных залежей в фундаменте осадочных депрессий относится к главным доказательствам их эндогенной природы. Причём взбросы фундамента являются структурами усиления нефтеобразования как в перекрывающих осадочных толщах, так и в самом фундаменте. Нефтеобразование во взброшенном фундаменте депрессий может достигать огромного размаха. Уникальным в этом отношении является месторождение Белый Тигр на шельфе Южного Вьетнама, гигантские залежи нефти которого в основном залегают в ступенчато расположенных взброшенных гранитах фундамента, прослеживаясь в них на глубину 1,5 км и только отчасти распространяясь в окружающие и перекрывающие их слоистые толщи. Причём и в осадочных породах нефтеобразование контролировалась взбросом фундамента, почти не распространяясь в горизонтальном направлении. Главные запасы нефти месторождения Белый Тигр сосредоточены не в осадочной толще, а в гранитном фундаменте. «Эксплуатационные скважины нижнего миоцена и олигоцена работают с дебитами от единиц до 300 тонн в сутки, в то время как большинство скважин фундамента фонтанируют с дебитом 1000 тонн и более»<sup>3</sup>. Запасы нефти в нём оцениваются в 659 млн. тонн.

В работах Н.А.Кудрявцева и П.Н.Кропоткина<sup>4</sup> обосновывается глубинное происхождение нефти, поступающей в осадочные депрессии из подстилающего их кристаллического фундамента. Им определяется размещение нефтяных залежей в осадочных депрессиях, определяемые сквозной миграцией углеводородов «от фундамента вверх». В дальнейшем этот вывод подтверждался многими исследователями, например, на месторождении Рурд эль Багель в Алжире. Гигантская нефтяная залежь этого месторождения заместила осадочные породы прогиба на 340 м их мощности, располагаясь практически полностью над взбросом его кристаллического фун-

<sup>1</sup> Кропоткин П.Н. Дегазация Земли и генезис углеводородов // Журн. Всес. Хим. Об-ва им. Д.И. Менделеева. 1986. Т. 31. №5. С. 540–547.

<sup>2</sup> Cruse A.M., Seewald J.S. Chemistry of low-molecular weight hydrocarbons in hydrothermal fluids from Middle Valley, Northern Juan de Fuca Ridge // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. 2073–2092; Sherwood Lollar B., Lacrampe-Couloume G., Slater G. F., et al. Unravelling abiogenic and biogenic sources of methane in the Earth's deep subsurface // Chem. Geol. 2006. V. 226. P. 328–339; Konn C., Charlou J.L., Donval J.P. et al. Hydrocarbons and oxidized organic compounds in hydrothermal fluids from Rainbow and Lost City ultramafic hosted vents // Chemical Geology. 2009. V. 258. P. 299–314.

<sup>3</sup> Аршев Е. Г. Нефтегазоносные бассейны тихоокеанского подвижного пояса. М.: АВАНТИ, 2004. 287 с.

<sup>4</sup> Кудрявцев Н.А. Генезис нефти и газа. Ленинград, СССР. Недра, 1973; Кропоткин П.Н. Дегазация Земли и генезис углеводородов // Журн. Всес. Хим. Об-ва им. Д.И. Менделеева. 1986. Т. 31. №5. С. 540–547.

дамента, «в коре выветривания которого обнаружены включения асфальта, подтверждающие вероятные процессы вертикальной миграции глубинных флюидов»<sup>1</sup>. Показательно, что нефтяная залежь заместила при своем образовании огромный объем осадочных пород, перекрывавших взброшенный фундамент. Согласно работе «Образование нефтяных и газовых месторождений»<sup>2</sup>, нефтеобразованию предшествует флюидное кислотное выщелачивание как пород фундамента, так и осадочных пород депрессий, способствующее восходящей миграции нефти и образованию её гигантских залежей. Этим решается «проблема пространства» при их образовании. Она сходна с аналогичной проблемой необходимого пространства для интрузивов, которая нашла разрешение при выявлении магматического замещения интрузируемых пород, сопровождаемого широкомасштабным флюидным выносом корового вещества. Выщелачивание осадочных пород восходящими флюидными потоками морфологически может реализоваться образованием грязевых вулканов, приуроченных к купольным воздыманиям осадочных толщ. Их вертикальные корни контролируют размещение нефтяных залежей на большую глубину, формируя многоэтажные нефтяные месторождения (рис. 9), залежи которых объединяются в структуры восходящей флюидной миграции («трубы дегазации Земли»<sup>3</sup>).

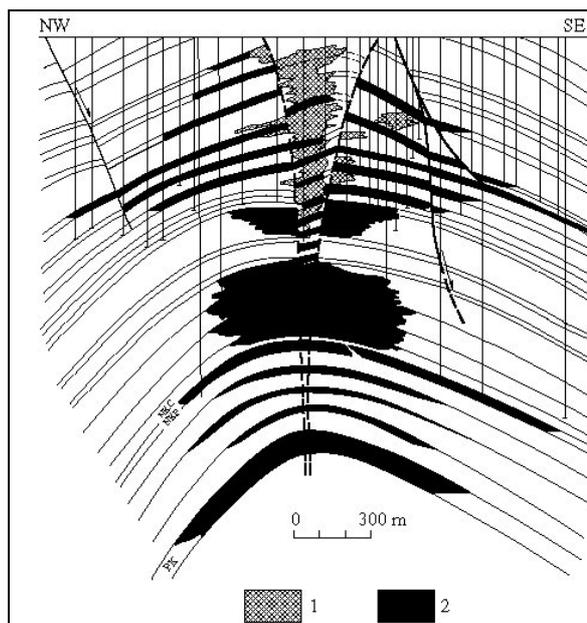


Рис. 9. Поперечный разрез многоэтажного нефтяного месторождения Биби-Эйбат, залегающего в глинисто-песчаном куполе<sup>4</sup>: 1 – брекчии грязевого вулкана, глубокий корень которого контролирует размещение нефтяных залежей; 2 – нефтяные залежи.

Таким образом, образование нефтяных и газовых месторождений обусловлено эндогенной активностью Земли. В геодинамическом аспекте их генезис связан с разрушением континентальной земной коры. Циклы её прогрессивного геосинклинально-орогенно-платформенного развития за счёт океанической коры периодически сменялись регрессивным широкомасштабным её разрушением, сопряжённым с развитием океанической коры за счёт континентальной. Разрушение коры вызывалось флюидными потоками, порождаемыми импульсами дегазации земного ядра, которые фиксируются замедлениями инверсии магнитного поля Земли. В результате селективной миграции водорода возрастала кислотность исходящих из ядра флюидов и увеличивалась их агрессивность по отношению к породам континентальной коры и особенно к её гранитному слою. В число разнообразных форм проявления разрушений континентальной коры входило и образование на её окраинах осадочных бассейнов, размещавшихся по периферии окраинных морей. На заключительных стадиях их эволюции возникали геодинамические условия, препятствующие селективной миграции водорода из флюидных потоков, что и создавало условия, благоприятные для генерации углеводородов. Эти условия фиксируются проявлениями в осадочных бассейнах щелочного магматизма и дислокаций (складчатых, покровно-надвиговых и взбросовых), контролировавших локализацию в них нефтяных и газовых залежей. Они обусловлены воздыманием мантийного субстрата в структурах окраинных морей, создающих в них режим центробежной тектоники, наиболее благоприятный для образования нефтяных и газовых месторождений в их периферийных прогибах.

<sup>1</sup> Шахновский И. М. Происхождение нефтяных углеводородов. 2-изд. М.: ОАО ВНИИОЭНГ, 2004. 60 с.

<sup>2</sup> Маракушев А.А., Маракушев С.А. Образование нефтяных и газовых месторождений // Литология и полезные ископаемые. 2008. №5. С. 505–521; Marakushev A.A., Marakushev S.A. Formation of oil and gas fields // Exploration and production. 2009. V. 7. №1. P. 35–39.

<sup>3</sup> Кропоткин П.Н. Дегазация Земли и генезис углеводородов // Журн. Всес. Хим. Об-ва им. Д.И.Менделеева. 1986. Т. 31. №5. С. 540–547.

<sup>4</sup> Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности распространения и генезис // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 4. С. 339–358.

**Генетические связи углеводов и органического вещества**

Как было показано выше, генерация углерод-углеводородных веществ сопряжена со щелочным магматизмом, возникающим в условиях высокого давления водорода. Под его действием обычная для магматизма углекислая флюидная специфика сменяется углеводородной:  $2,5H_2 + H_2CO_3 = CH + 3H_2O$ . При наличии во флюидах азота процесс усложняется образованием цианистой кислоты ( $7,5H_2 + N_2 + 3H_2CO_3 = CH + (2HCN + 9H_2O)$ ). С падением температуры её химическая активность возрастает, и она совместно с водным компонентом флюидов определяет переход от образования углеводорода ( $1,5H_2 + CO = CH + H_2O$  и др.) к генерации органических веществ, например, пролина  $4CH + (HCN + 2H_2O) = C_5H_9NO_2$  (Pro). Это характеризуется реакциями в табл. 2, в которых кислотность флюидов определяется отношением  $HCN/H_2O + HCN$ , значения которого на рис. 10 приводятся на конноде  $H_2O-HCN$ . Аденин является полимером цианистой кислоты  $(HCN)_5$ .

**Таблица 2**

**Образование органических веществ из углерода и углеводов под воздействием на них водного раствора цианистой кислоты ( $H_2O+HCN$ )**

Название и их символы	Реакции образования	$\frac{HCN}{H_2O+HCN}$
Аденин (Ade)*	$(5HCN)=C_5H_5N_5$	1
Гуанин (Gua)*	$(5HCN)+0,5O_2=C_5H_5N_5O$	1
Цитозин (Cyt)*	$C+(3HCN+H_2O)=C_4H_5N_3O$	0,75
Урацил (Ura)*	$2C+(2HCN+H_2O)+0,5O_2=C_4H_4N_2O_2$	0,67
Аргинин (Arg)	$C_2H_6+(4CHN+2H_2O)=C_6H_{14}N_4O_2$	0,67
Гистидин (His)	$C_3H_2+(3HCN+2H_2O)=C_6H_9N_3O_2$	0,6
Тимин (Thy)*	$3C+(2HCN+2H_2O)=C_5H_6N_2O_2$	0,5
Лизин (Lys)	$C_4H_8+(2HCN+2H_2O)=C_6H_{14}N_2O_2$	0,5
Триптофан (Trp)	$C_9H_6+(2HCN+2H_2O)=C_{11}H_{12}N_2O_2$	0,5
Аспарагин (Asn)	$C_2+(2HCN+3H_2O)=C_4H_8N_2O_3$	0,4
Глутамин (Gln)	$C_3H_2+(2HCN+3H_2O)=C_5H_{10}N_2O_3$	0,4
Глицин (Gly)	$C+(HCN+2H_2O)=C_2H_5NO_2$	0,33
Аланин (Ala)	$C_4H_2+(HCN+2H_2O)=C_3H_7NO_2$	0,33
Фенилаланин (Phe)	$C_8H_6+(HCN+2H_2O)=C_9H_{11}NO_2$	0,33
Цистеин (Cys)	$C_2H_2+(HCN+2H_2O)+0,5S_2=C_3H_7NO_2S$	0,33
Пролин (Pro)	$C_4H_4+(HCN+2H_2O)=C_5H_9NO_2$	0,33
Валин (Val)	$C_4H_6+(HCN+2H_2O)=C_5H_{11}NO_2$	0,33
Метионин (Met)	$C_4H_6+(HCN+2H_2O)+0,5S_2=C_5H_{11}NO_2S$	0,33
Лейцин (Leu)	$C_5H_8+(HCN+2H_2O)=C_6H_{13}NO_2$	0,33
Изолейцин (Ile)	$C_5H_8+(HCN+2H_2O)=C_6H_{13}NO_2$	0,33
Треонин (Thr)	$C_3H_2+(HCN+3H_2O)=C_4H_9NO_3$	0,25
Тирозин (Tyr)	$C_8H_4+(CHN+3H_2O)=C_9H_{11}NO_3$	0,25
Серин (Ser)	$C_2+(HCN+3H_2O)=C_3H_7NO_3$	0,25
Аспаргат (Asp)	$C_3+(HCN+3H_2O)+0,5O_2=C_4H_7NO_4$	0,25
Глутамат (Glu)	$C_4+(HCN+4H_2O)=C_5H_9NO_4$	0,2
Дезоксирибоза (dRib)*	$C_5H_2+4H_2O=C_5H_{10}O_4$	0
Рибоза (Rib)*	$C_5+5H_2O=C_5H_{10}O_5$	0

**Примечание:** моносахариды (Rib, dRib), пурины и пиримидины отмечены звездочками, остальные вещества – аминокислоты

В последние десятилетия для интерпретации геологических наблюдений во всё большей мере привлекается астрономия, достижения которой привели к созданию новых наук, таких как космическая геология<sup>1</sup> и космическая петрология<sup>2</sup>. Астрономические наблюдения выявили эндогенно активные планеты, наглядно отражающие зависимость их поверхностного развития от эндогенных (глубинных) факторов. К астрономическим открытиям громадной важности относится обнаружение на планете Титан (спутнике Сатурна) связанных с вулканизмом депрессий («озёр»), заполненных жидкими углеводородами, представленным легкими алкана-

<sup>1</sup> Кинг Э. Космическая геология. М.: Мир, 1979. 178 с.

<sup>2</sup> Маракушев А.А., Грановский Л.Б., Зиновьева Н.Г. и др. Космическая петрология. М.: Наука, 2003. 387 с.; Marakushev A.A. Cosmic petrology and the planetary evolution of the Solar system // Astronom. Astrophys. Trans. 2005. V. 24. P. 507–519.

ми<sup>1</sup>, а также органическими веществами: «many organic species»<sup>2</sup>. Этим однозначно определяется сопряжённость образования углеводорода и органических веществ во флюидной эволюции планет. Их систематическая ассоциация прослеживается в хондритах<sup>3</sup>. В углистых хондритах были обнаружены аминокислоты, пурины и пиримидины. Во взятых объектах органическое вещество является заведомо абиогенным, что определяет аналогию с ним самого начала эволюции органического мира на Земле.

В табл. 2 и на рис. 10 представлены простейшие (предположительно первичные) органические вещества, выявленные на Земле и показан вариант их образования при охлаждении восходящих потоков водородных флюидов, которыми вначале генерируются углерод и углеводородные вещества (например,

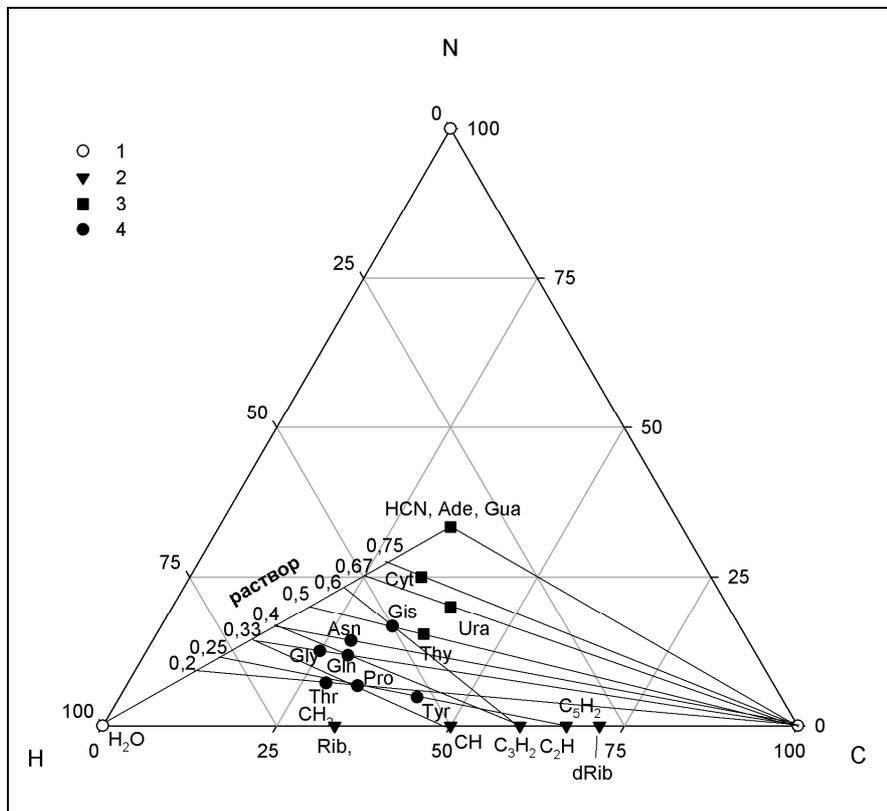


Рис. 10. Образование первичных органических веществ в результате гидратации углеродных и углеводородных компонентов (по реакциям в табл. 1); 1 – простые вещества, 2 – углеводороды, 3 – пурины и пиримидины, 4 – аминокислоты. Цифрами на конноде H<sub>2</sub>O-HCN обозначена кислотность водного раствора HCN/H<sub>2</sub>O+HCN. Символы веществ по табл. 1.

1,5H<sub>2</sub> + CO = CH + H<sub>2</sub>O), подвергающиеся затем гидратации при участии цианистой кислоты (HCN), что и ведёт к образованию большого разнообразия органических веществ – аминокислот (мономеров белка), пуринов и пиримидинов (азотистых оснований нуклеиновых кислот) и моносахаридов. С понижением кислотности формируется также большое разнообразие аминокислот. Моносахариды в противоположность пуринам и пиримидинам образуются в результате гидратации углерод-углеводородных веществ без участия цианистой кислоты. В метеоритах они не обнаруживаются. Органические вещества, сведённые в табл. 2 и на рис. 10, возникают в восстановительной обстановке и только некоторые из них (аспаратат, урацил, гуанин) образуются с поглощением кислорода, требуя для своего образования окислительных условий. Цистеин и метионин образуются с поглощением серы.

Таблица 2 отражает специфику образования первичных органических веществ на Земле, на которой они представлены более разнообразно, чем на космических объектах. Только на Земле в число органических веществ входят моносахариды – важнейшие соединения, необходимые для образования веществ более высокой степени геохимической эволюции органического мира по реакциям. Предполагаемые реакции их образования сведены в табл. 3. Они являются прогрессивными реакциями не гидратации, как в табл. 2, а дегидратации, требующими для своего

<sup>1</sup> Stofan E.R., Elachi C., Lunine J.I. et al. The lakes of Titane // Nature. 2007. V445. P. 61–63; Brown R.H., Soderblom L.A., Soderblom J.M. et al. // The identification of liquid ethane in Titan's Ontario Lacus // Nature. 2008. V. 454. P. 607–610.

<sup>2</sup> Raulin F. Organic lakes on Titan // Nature. 2008. V. 454. P. 587–588.

<sup>3</sup> Irvine W.M. Extraterrestrial organic matter: a review // Orig. Life Evol. Biosph. 1998. V. 28. P. 365–383; Pizzarello S., Cooper G.W., Flynn G.J. The nature and distribution of the organic material in carbonaceous chondrites and interplanetary dust particles. In: Meteorites and the early solar system. Lauretta & McSween eds. University of Arizona press, 2006. P. 625-651.

осуществления подъёма температуры и энергетических затрат. Можно полагать, что подобные реакции свойственны только Земле благодаря наличию у неё внешних оболочек (стратисферы, гидросферы и атмосферы), богатых кислородом. При вступлении в них глубинных восстановленных флюидов содержащиеся в них молекулярный водород и углеводороды вступают в экзотермические реакции с кислородом, что и сопровождается выделением энергии, необходимой для осуществления реакций образования нуклеозидов и нуклеотидов (органических фосфатов).

Таблица 3

**Нуклеозиды и соответствующие им нуклеотиды  
(приводятся только трифосфаты, ТР) и их образование  
в окислительно-восстановительных фациях рибозы (Rib) и дезоксирибозы (dRib)**

Фации	Названия и символы	Реакции дегидратации
<b>Рибозы (Rib)</b> C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>5</sub>	<b>Уридин (U)</b>	C <sub>4</sub> H <sub>4</sub> N <sub>2</sub> O <sub>2</sub> (Ura)+C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>5</sub> =C <sub>9</sub> H <sub>12</sub> N <sub>2</sub> O <sub>6</sub> +H <sub>2</sub> O
	<b>Фосфат (UTP)</b>	C <sub>9</sub> H <sub>12</sub> N <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (U)+3H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> =C <sub>9</sub> H <sub>15</sub> N <sub>2</sub> O <sub>15</sub> P <sub>3</sub> +3H <sub>2</sub> O
	<b>Гуанозин (G)</b>	C <sub>5</sub> H <sub>5</sub> N <sub>5</sub> O(Gua)+C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>5</sub> =C <sub>10</sub> H <sub>13</sub> N <sub>5</sub> O <sub>5</sub> +H <sub>2</sub> O
	<b>Фосфат (GTP)</b>	C <sub>10</sub> H <sub>13</sub> N <sub>5</sub> O <sub>5</sub> (G)+3H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> =C <sub>10</sub> H <sub>16</sub> N <sub>5</sub> O <sub>14</sub> P <sub>3</sub> +3H <sub>2</sub> O
	<b>Аденозин (A)</b>	C <sub>5</sub> H <sub>5</sub> N <sub>5</sub> (Ade)+C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>5</sub> =C <sub>10</sub> H <sub>13</sub> N <sub>5</sub> O <sub>4</sub> +H <sub>2</sub> O
	<b>Фосфат (ATP)</b>	C <sub>10</sub> H <sub>13</sub> N <sub>5</sub> O <sub>4</sub> (A)+3H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> =C <sub>10</sub> H <sub>16</sub> N <sub>5</sub> O <sub>13</sub> P <sub>3</sub> +3H <sub>2</sub> O
	<b>Цитидин (C)</b>	C <sub>4</sub> H <sub>5</sub> N <sub>3</sub> O(Cyt)+C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>5</sub> =C <sub>9</sub> H <sub>13</sub> N <sub>3</sub> O <sub>5</sub> +H <sub>2</sub> O
	<b>Фосфат (CTP)</b>	C <sub>9</sub> H <sub>13</sub> N <sub>3</sub> O <sub>5</sub> (C)+3H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> =C <sub>9</sub> H <sub>16</sub> N <sub>3</sub> O <sub>14</sub> P <sub>3</sub> +3H <sub>2</sub> O
<b>Деооксирибозы (dRib)</b> C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>4</sub>	<b>Дезоксигуанозин (dG)</b>	C <sub>5</sub> H <sub>5</sub> N <sub>5</sub> O(Gua)+C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>4</sub> =C <sub>10</sub> H <sub>13</sub> N <sub>5</sub> O <sub>4</sub> +H <sub>2</sub> O
	<b>Фосфат (dGTP)</b>	C <sub>10</sub> H <sub>13</sub> N <sub>5</sub> O <sub>4</sub> (dG)+3H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> =C <sub>10</sub> H <sub>16</sub> N <sub>5</sub> O <sub>13</sub> P <sub>3</sub> +3H <sub>2</sub> O
	<b>Дезоксиаденозин (dA)</b>	C <sub>5</sub> H <sub>5</sub> N <sub>5</sub> (Ade)+C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>4</sub> =C <sub>10</sub> H <sub>13</sub> N <sub>5</sub> O <sub>3</sub> +H <sub>2</sub> O
	<b>Фосфат (dATP)</b>	C <sub>10</sub> H <sub>13</sub> N <sub>5</sub> O <sub>3</sub> (dA)+ 3H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> =C <sub>10</sub> H <sub>16</sub> N <sub>5</sub> O <sub>12</sub> P <sub>3</sub> +3H <sub>2</sub> O
	<b>Дезокситимидин (dT)</b>	C <sub>5</sub> H <sub>6</sub> N <sub>2</sub> O <sub>2</sub> (Thy)+C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>4</sub> =C <sub>10</sub> H <sub>14</sub> N <sub>2</sub> O <sub>5</sub> +H <sub>2</sub> O
	<b>Фосфат (dTTP)</b>	C <sub>10</sub> H <sub>14</sub> N <sub>2</sub> O <sub>5</sub> +3H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> =C <sub>10</sub> H <sub>17</sub> N <sub>2</sub> O <sub>14</sub> P <sub>3</sub> +3H <sub>2</sub> O
	<b>Дезоксицитидин (dC)</b>	C <sub>4</sub> H <sub>5</sub> N <sub>3</sub> O+C <sub>5</sub> H <sub>10</sub> O <sub>4</sub> =C <sub>9</sub> H <sub>13</sub> N <sub>3</sub> O <sub>4</sub> +H <sub>2</sub> O
	<b>Фосфат (dCTP)</b>	C <sub>9</sub> H <sub>13</sub> N <sub>3</sub> O <sub>4</sub> +3H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> =C <sub>9</sub> H <sub>16</sub> N <sub>3</sub> O <sub>13</sub> P <sub>3</sub> +3H <sub>2</sub> O

Образование нуклеозидов (рис.11) происходит за счёт первичных органических веществ, рассмотренных выше (см. табл. 2). Универсально вхождение в реакции моносахаридов, которые в окислительных условиях представлены рибозой (C<sub>5</sub>H<sub>10</sub>O<sub>5</sub>), а в восстановительных – дезоксирибозой (C<sub>5</sub>H<sub>10</sub>O<sub>4</sub>), они связаны реакцией 2C<sub>5</sub>H<sub>10</sub>O<sub>4</sub> + O<sub>2</sub> = 2C<sub>5</sub>H<sub>10</sub>O<sub>5</sub>. Соответственно выделяются фации образования нуклеозидов, различающиеся по химическому потенциалу кислорода.

Образование нуклеотидов происходит при наличии фосфора, вступающего в реакции с нуклеозидами в виде фосфорной кислоты (H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>) (рис. 12). Накопление фосфора в стратисфере Земли тесно связано с развитием щелочного магматизма. Щелочные породы характеризуются несравнимо более высоким кларком фосфора, чем преобладающие в вулканизме породы нормальной щелочности. Именно с щелочным магматизмом связывается в океанических структурах привнос фосфора и углеводов в восходящих из глубин водородно-углеводородных струях. Эволюция Земли на протяжении уже 4,6 млрд. лет определяется импульсивной дегазацией ее жидкого ядра вдоль структур дислокации ее твердых силикатных оболочек (мантии и земной коры). В режиме растяжения этих структур, чему способствует уменьшение глубинности магматических очагов, водород мигрирует из восходящих флюидов, так что кислородные компоненты становятся преобладающими над водородом, создавая их углекислотный характер: H<sub>2</sub> + 3CO = H<sub>2</sub>O + CO<sub>2</sub> + 2C. Они привносятся в стратисферу в основном CO<sub>2</sub>, способствуя образованию в ней карбонатов. С такими флюидами сопряжен магматизм нормальной щелочности.

С переходом к режиму сжатия дислокационных структур, чему способствует увеличение глубинности развития магматических очагов, миграция водорода из флюидов затрудняется, так что восстанавливается их первичный водородный состав. В этой обстановке флюиды приобретают углеродную или углеводородную специфику, а с падением температуры в них генерируются органические вещества. В обстановке преобладания водорода кислотные компоненты флюидов разлагаются: 5H<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> = 3H<sub>2</sub>O + CH<sub>4</sub>, 4H<sub>2</sub> + 2H<sub>2</sub>NO<sub>3</sub> = 6H<sub>2</sub>O + N<sub>2</sub>, что способствует развитию в магматизме щелочного уклона с характерным для него усилением химического средства к кислотным компонентам, в том числе к фосфору. Щелочной магматизм приурочен к рифтогенным депрессиям, в которых на поздних стадиях развиваются воздымания, порождающие островные архипелаги. Воздымания сопровождаются усилением щелочного уклона в магматизме с генерацией фосфоритов (Ca<sub>5</sub>P<sub>3</sub>O<sub>12</sub>F), как бы подменявшей обычное осаждение кальцита из морской воды: 5CaCO<sub>3</sub> + 3H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> + HF = Ca<sub>5</sub>P<sub>3</sub>O<sub>12</sub>F + 5H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>. Этим определяется важная роль щелочного магматизма в качестве главного геологического фактора образования органических фосфатов (нуклеотидов, табл. 3, рис. 12).

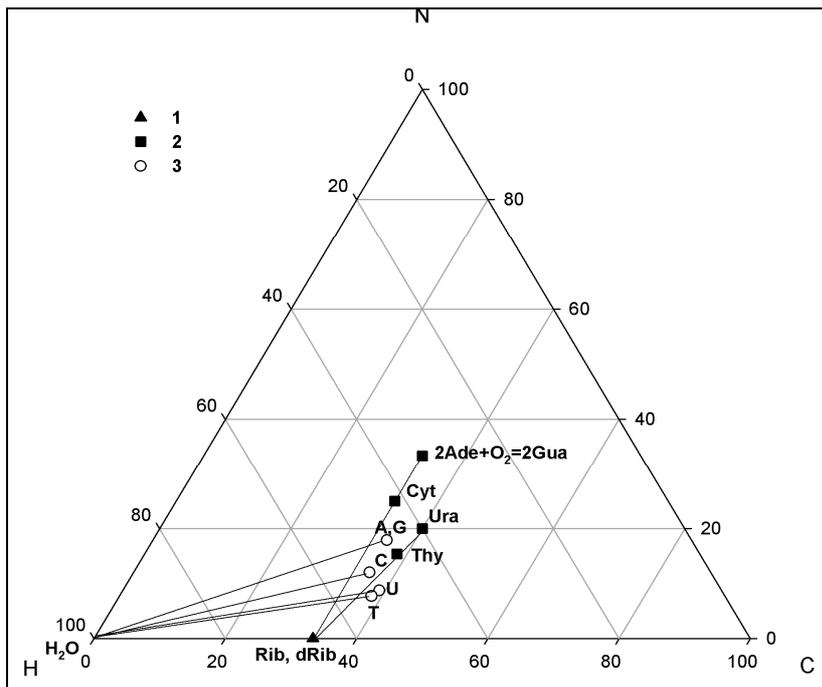


Рис.11. Образование нуклеозидов рибонуклеиновых кислот в результате реакций пуринов и пиримидинов с моносахаридами (пересечения коннод отвечают реакциям дегидратации табл. 3): 1 – моносахариды (рибоза и дезоксирибоза), 2 – пурины и пиримидины, 3 – нуклеозиды. Символы веществ в табл. 3.

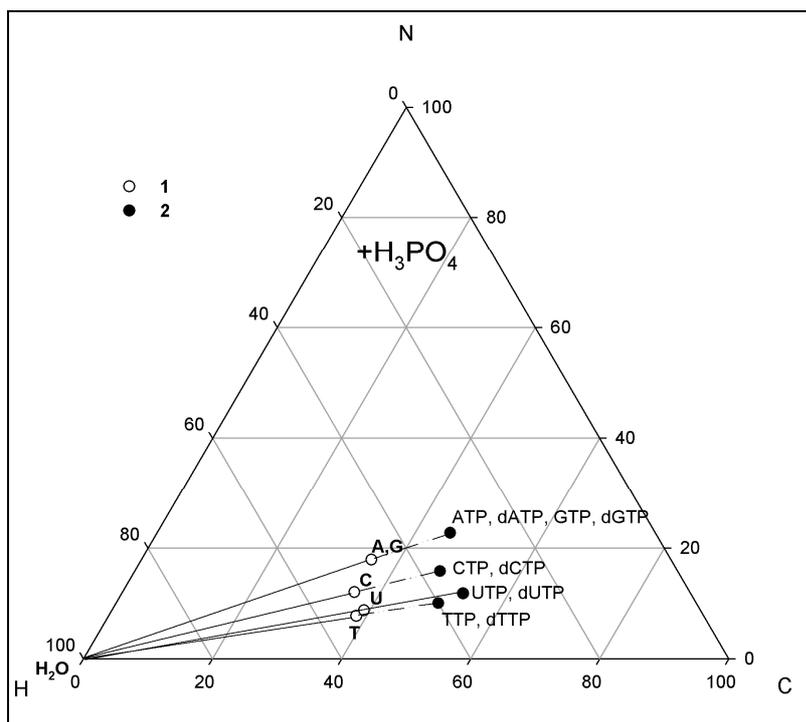


Рис. 12. Формирование нуклеотидов (трифосфатов) нуклеиновых кислот в результате дегидратации нуклеозидов при участии фосфорной кислоты (по реакциям в табл. 3): 1 – нуклеозиды, 2 – нуклеотиды (трифосфаты). Символы веществ в табл. 3.

Они являются составной частью нуклеиновых кислот, определяющих генерацию и развитие жизни. Соответственно определяются и геологические структуры, наиболее оптимальные в этом отношении. Нуклеотиды относятся к сложной системе (С–Н–N–O–P) завершения абиогенного образования органических веществ, которые представлены количественно ничтожно в составе живого вещества, слагающегося в основном веществом простейшей системы С–Н–О. К ней относится масса живого вещества, средний состав которого, рассчитанный А.П.Виноградовым (мас. %: С = 18,0, Н = 10,5, О = 70,0, N = 0,3), определено указывает на принадлежность его к этой системе.

Таким образом, углеродная геохимическая эволюция на Земле происходит ступенчато, когда вещества, образующиеся на том или ином её уровне составляют основу (являются предшественниками) образования веществ более высокого эволюционного уровня. На углерод-углеводородной основе развиваются пурины, пиримидины и моносахариды, образующие нуклеозиды, которые фосфорилируются с образованием нуклеотидов. На рис. 13 представлены ступени эволюции вещества до стадии образования протоклеток. В этой геохимической эволюции и образовались все компоненты полинуклеотидов (нуклеиновых кислот) и полипептидов (белков), необходимых для генерации клеток, которыми реализуются функции живого вещества – метаболизм и репликация. Геохимическую основу рассмотренного развития органического вещества составляют углеводороды. Каждый импульс образования углеводородов сопровождался привнесом азота, определявшим возможность образования органических веществ с понижением температуры. При наличии фосфора развитие могло достигать завершающей ступени геохимической эволюции органического вещества (VI), предшествующей более сложному его биохимическому развитию. На этой ступени образуется множество органических фосфатов.

ПРОТОКЛЕТКИ	
<b>VI</b>	$= C_{10}H_{16}N_5O_{13}P_3 (ATP) + 3H_2O$
<b>V</b>	$C_{10}H_{13}N_5O_4 (A) + 3H_3PO_4 =$ $= C_{10}H_{13}N_5O_4 (A) + H_2O$
<b>IV</b>	$5HCN + C_5H_{10}O_5 =$ $= C_5H_{10}O_5 (Rib)$ $5C + 5H_2O =$ $= C_5H_{10}O_4 (dRib)$
<b>III</b>	$C_5H_2 + 4H_2O =$ $= C_3H_7NO_2 (Ala)$ $2C_4H_2 + (HCN + 2H_2O) =$ $= C_6H_{14}N_4O_2 (Arg) \quad = C_4H_5N_3O (Cyt)$
<b>II</b>	$C_2H_6 + (3HCN + 2H_2O)C + (3HCN + H_2O) =$ $= CHN \quad = [CHN]_5 (A.de)$
<b>I</b>	$CH + 0,5N_2 = \quad 5CH + 2,5N_2 =$ $= CH + H_2O \quad = C + H_2O$ $1,5H_2 + CO = \quad H_2 + CO =$



Рис. 13. Ступени геохимической эволюции углерод-углеводородных веществ (I → VI) (приводятся примеры реакций на их границах): I – водород, углерод и углеводороды, II – цианистая кислота и аденин, III – аминокислоты, пурины и пиримидина, IV – моносахариды, V – нуклеозиды, VI – нуклеотиды. Стрелкой обозначено понижение температуры и кислотности флюидов. Ступени ведут к началу развития биохимической эволюции.

В схему на рис. 13 включен аденозинтрифосфат (АТФ), предбиохимическое образование которого уже подчеркивалось в литературе<sup>1</sup>. В совокупности этого геохимического развития образовались все вещества, необходимые для формирования систем метаболизма и репликации, начинавших биохимическую эволюцию углеродного вещества. Благодаря эндогенному потоку водорода и углеводородов небольшие органические молекулы самоорганизовывались в самовоспроизводящиеся автокаталитические реакционные циклы, эволюционирующие в результате их конкуренции и физико-химического отбора в первичные биохимические системы<sup>2</sup>. Именно щелочной уклон магматизма создавал благоприятный геохимический режим для этого процесса.

<sup>1</sup> Yamagata Y. Prebiotic formation of ADP and ATP from AMP, calcium phosphates and cyanate in aqueous solution // Orig. Life Evol. Biosph. 1999. V.29. P.511-520; Galimov E.M. Phenomenon of life: between equilibrium and non-linearity // Orig. Life Evol. Biosph. 2004. V. 34. P. 599–613.

<sup>2</sup> Маракушев С.А. Трансформация углеводородов в компоненты архаической автотрофной системы фиксации CO<sub>2</sub> // ДАН. 2008. Т. 418. №3. С. 412-418; Маракушев А.А., Белоногова О.В. Эволюция архаической хемоавтотрофной системы фиксации двуокиси углерода в гидротермальных системах // ДАН, 2010. Т 433. № 2. С. 262–268; Marakushev A. A. and Marakushev S. A. Fluid Evolution of the Earth and Origin of the Biosphere. in "Man and the Geosphere. Chapter 1" Florinsky I. V. (Ed.), 2010. Nova Science Publishers, Inc. New York, P. 3–31.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Арешев Е. Г. Нефтегазоносные бассейны тихоокеанского подвижного пояса. М.: АВАНТИ, 2004. 287 с.
2. Кинг Э. Космическая геология. М.: Мир, 1979. 178 с.
3. Конторович А.Э., Вышемирский В.С. Неравномерность нефтеобразования в истории Земли, как результат цикличного развития земной коры // ДАН. 1997. Т. 356. № 6. С. 794–797.
4. Кропоткин П.Н. Дегазация Земли и генезис углеводородов // Журн. Всес. Хим. Об-ва им. Д.И.Менделеева. 1986. Т. 31. №5. С. 540–547.
5. Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1965. 232 с.
6. Кудрявцев Н.А. Генезис нефти и газа. Ленинград, СССР. Недра, 1973.
7. Маракушев А.А. Происхождение и эволюция Земли и других планет Солнечной системы. М.: Наука, 1992. 207 с.
8. Маракушев А.А. Новая модель формирования платформенных депрессий и подчиненных им стратиформных рудных месторождений. Проблемы рудной геологии. М.: Наука, 2004. С. 11–25.
9. Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М.: Наука, 1999. 253 с.
10. Маракушев А.А., Грановский Л.Б., Зиновьева Н.Г. и др. Космическая петрология. М.: Наука, 2003. 387 с.
11. Маракушев А.А., Маракушев С.А. Образование нефтяных и газовых месторождений // Литология и полезные ископаемые. 2008. №5. С. 505–521.
12. Маракушев А.А., Маракушев С.А. Водородное дыхание Земли – его происхождение, геологические и биологические следствия // Альтернативная энергетика и экология. 2008. №1 (57). С. 156–174.
13. Маракушев С.А. Трансформация углеводородов в компоненты архаической автотрофной системы фиксации CO<sub>2</sub> // ДАН. 2008. Т. 418. №3. С. 412–418.
14. Маракушев А.А. Белоногова О.В. Эволюция архаической хемоавтотрофной системы фиксации двуокиси углерода в гидротермальных системах // ДАН. 2010. Т. 433. № 2. С. 262–268.
15. Семёнов Е.И. Оруденение и минерализация редких земель, тория и урана (лантанидов и актинидов), М.: Изд-во ГЕОС, 2001. 302 с.
16. Сывороткин В.Л. Коровые вулканы Курило-Камчатской дуги. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1996. 52с.
17. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука, 2006. 129 с.
18. Тейлер Р.Дж. Происхождение химических элементов. М.: Мир, 1975.
19. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во Московского университета, 1997. 320 с.
20. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности распространения и генезис // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 4. С. 339–358.
21. Шахновский И. М. Происхождение нефтяных углеводородов. 2-изд. М.: ОАО ВНИИОЭНГ, 2004. 60 с.
22. Brown R.H., Soderblom L.A., Soderblom J.M. et al. The identification of liquid ethane in Titan's Ontario Lacus // Nature. 2008. V. 454. P. 607–610.
23. Butler P. Upsilon Andromedae multiple-planet systems Wash. (D.C.): Carnegie Inst., 1999. P.110–112.
24. Cruse A.M., Seewald J.S. Chemistry of low-molecular weight hydrocarbons in hydrothermal fluids from Middle Valley, Northern Juan de Fuca Ridge // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. 2073–2092.
25. Doyle L.R., Deeg H.J., Brown T.M. Searching for shadows of other Earths // Sci. Amer. 2000. N 9. P. 38–15.
26. Galimov E.M. Phenomenon of life: between equilibrium and non-linearity // Orig. Life Evol. Biosph. 2004. V. 34. P. 599–613.
27. Irvine W.M. Extraterrestrial organic matter: a review // Orig. Life Evol. Biosph. 1998. V. 28. P. 365–383.
28. Konn C., Charlou J.L., Donval J.P. et al. Hydrocarbons and oxidized organic compounds in hydrothermal fluids from Rainbow and Lost City ultramafic-hosted vents // Chemical Geology. 2009. V. 258. P. 299–314.
29. Marakushev A. A. Cosmic petrology and the planetary evolution of the Solar system // Astronom. Astrophys. Trans. 2005. V. 24. P. 507–519.
30. Marakushev A. A., Marakushev S. A. Formation of oil and gas fields // Exploration and production. 2009. V. 7. №1. P. 35–39.
31. Marakushev A. A. and Marakushev S. A. Fluid Evolution of the Earth and Origin of the Biosphere. in "Man and the Geosphere. Chapter 1" Florinsky I.V. (Ed.), 2010. Nova Science Publishers, Inc. New York, P. 3–31.
32. Pizzarello S., Cooper G.W., Flynn G.J. The nature and distribution of the organic material in carbonaceous chondrites and interplanetary dust particles. In: Meteorites and the early solar system. Lauretta & Mc Sween eds. University of Arizona press, 2006. P. 625–651.
33. Raulin F. Organic lakes on Titan // Nature 2008. V. 454. P. 587–588.
34. Sherwood Lollar B., Lacrampe-Couloume G., Slater G. F., et al. Unravelling abiogenic and biogenic sources of methane in the Earth's deep subsurface // Chem. Geol. 2006. V. 226. P. 328–339.
35. Stofan E.R., Elachi C., Lunine J.I. et al. The lakes of Titan // Nature. 2007. V. 445. P. 61–63.
36. Touret J.L.R. Remnants of early Archaean hydrothermal methane and brines in pillow-breccia from the Isua-Greenstone Belt, West Greenland // Precamb. Res. 2003. V. 126. P. 219–233.
37. Vidal-Madjar A., Lecavelier des Etangs A., Desert J.M. et al. An extended upper atmosphere around the extrasolar planet HD209458b // Nature. 2003. Vol. 422. P. 143–146.
38. Yamagata Y. Prebiotic formation of ADP and ATP from AMP, calcium phosphates and cyanate in aqueous solution // Orig. Life Evol. Biosph. 1999.