

УДК 550.47.31

ОБРАЗОВАНИЕ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

© 2008 г. А. А. Маракушев, С. А. Маракушев*

Институт экспериментальной минералогии РАН

142432 Черноголовка Московской области,

**Институт проблем химической физики РАН*

142432 Черноголовка Московской области; E-mail: marak@cat.icp.ac.ru

Поступила в редакцию 05.04.2006 г.

В геосинклинально-орогенно-платформенное развитие континентальной коры закономерно вписываются этапы ее разрушения, разделяющие циклы этого развития. Они вызываются импульсами дегазации земного ядра, фиксируемыми замедлениями инверсии магнитного поля, и происходят под воздействием восходящих из ядра флюидных потоков, селективно теряющих водород и приобретающих вследствие этого кислотный характер и агрессивность по отношению к породам континентальной коры ($H_2 + 2CO = H_2O + 0.5CO_2 + 1.5C$). Океанизация континентальной коры относится к главным проявлениям ее разрушения, сопровождавшегося также образованием морей и осадочных бассейнов преимущественно на подводных окраинах континентов. В ходе их эволюции в результате развития геодинамической обстановки сжатия земной коры создаются условия, препятствующие потере водорода из восходящих флюидных потоков, вследствие чего они приобретают способность генерировать углеводороды ($4H_2 + 2CO = 2H_2O + CH_4 + C$) и создавать при охлаждении нефтяные и газовые залежи. Эта обстановка фиксируется интрузиями щелочных пород с характерными для них водно-углеводородными включениями в минералах, а также развитием в депрессиях складчатых, покровно-надвиговых и взбросовых дислокаций, контролировавших, наряду с флюидным выщелачиванием пород, размещение в них нефтяных и газовых залежей, причем как в самих осадочных бассейнах, так и в их фундаменте.

К числу главных проблем геологии относится природа генетической связи между глубинной эволюцией Земли и образованием месторождений нефти и газа, залегающих вблизи земной поверхности. Решение этой проблемы невозможно на основе широко распространенных гипотез об образовании Земли и планет “из холодного космического материала”, обзор которых приводится в монографии [Холодов, 2006], так как они не дают ответа на главный вопрос: каким образом у Земли образовалось огромное первично расплавленное никель-железное ядро, порождающее потоки водородных флюидов на протяжении уже 4.6 млрд лет и обеспечивающее ее эндогенное развитие. Ответ на этот вопрос возможен только на основе понимания сложных генетических взаимоотношений между планетами-гигантами, их спутниками и планетами земной группы [Маракушев, 1999, Marakushev, 2005]. В ряду этих планет Земля отличается особой продолжительностью эндогенной активности, которую другие планеты ее группы утратили вследствие их полной консолидации одновременно с потерей магнитных полей.

Магнитное поле Земли, порождаемое ее расплавленным ядром, в какой то мере отражает ее эндогенную активность. Эндогенная активность проявляется импульсивно с характерной геодинамической последовательностью развития каждого импульса, который начинается с режима растя-

жения земной коры и мантии и заканчивается режимом их сжатия. В работах Е.Е. Милановского [2004] и др. была прослежена связь этой последовательности с соответствующим замедлением и ускорением инверсии магнитного поля Земли, генерируемого ее расплавленным ядром. В фазы замедления инверсии “происходил рост мантийных плюмажей, служивших главными каналами подъема глубинного тепла” [Милановский, 2004, с. 46]. По нашим представлениям, это соответствует импульсам увеличения интенсивности дегазации ядра и способствует в то же время селективной миграции водорода из восходящих флюидных потоков и образованию кислых флюидов, создающих депрессии в земной коре путем выщелачивания пород. Режим сжатия наоборот затрудняет селективную миграцию водорода из флюидов, повышает флюидное давление и ведет к развитию в коровых депрессиях всевозможных дислокаций, в том числе взрывного характера. Понимание роли ядра в процессах, происходящих в земной коре, изменяет представления о тектоносфере: “тектоносферой следует считать всю область Земли от коры до ядра, находящегося на глубине 2900 км” [Пушаровский, 2005]. Импульсивная дегазация земного ядра определяет образование магматических очагов в земной коре и мантии и существенно влияет на осадочный процесс, на его геохимическую и металлогеническую специализацию.



Рис. 1. Шкала инверсии геомагнитного поля Земли [Хоффман, 1988].

Проблема глубинной генерации углеводородов, ведущей к образованию нефтяных и газовых месторождений, и ее соотношение с приповерхностной биосферой Земли является остродискуссионной. Ей в основном и посвящена настоящая статья.

ГЛУБИННАЯ ГЕНЕРАЦИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ И ИХ ВОСХОДЯЩАЯ МИГРАЦИЯ

Генерация углеводородов закономерно вписывается в общие процессы петрогенезиса и прослеживается на всем протяжении геологической истории от глубокого архея. Древнейшие из известных базальтов на Земле, входящие в комплекс архейских пород Юго-Западной Гренландии, имеют возраст 3.8 млрд лет. Несмотря на метаморфические изменения и окварцевание, в них сохраняются обильные кварц-метановые миндалины, описанные в работе [Touret, 2003]. Древнейшее из датированных месторождений нефти имеет возраст 1.4 млрд лет, а самое молодое из известных – всего 4240 лет [Саймонейт и др., 1991]. Отмечаются случаи частичной компенсации залежей нефти, истощаемой при эксплуатации за счет эндогенного ее притока, а также современный принос углеводородов в кимберлитовые трубки и многие другие структуры, связанные с глубинами Земли [Шахновский, 2004].

Процесс нефтеобразования в геологической истории характеризуется его неравномерностью с максимумами интенсивности [Конторович, Вышемирский, 1997]. Наибольший максимум приходится на меловое время. В России к меловому периоду относится 71.2% запасов углеводородного сырья [Недра ..., 2001]. Характерно, что эта эпоха коррелируется со спецификой развития земного ядра и соответствует максимальному снижению частоты инверсии порождаемого им геомагнитного поля (рис. 1), хотя эта связь не является непосредственной, а сопряжена с магматизмом, порождаемым флюидными потоками, исходящими из расплавленного земного ядра. Флюидные потоки, получившие название трансмагматических (фильтрующихся через магмы), сопровождают магматизм во всех его проявлениях. Состав их закономерно изменяется в зависимости от специфики магматизма, в основном от щелочности, как об этом можно судить по составу флюидных вклю-

чений в минералах магматических пород. В породах низкой и нормальной щелочности включения имеют водно-углекислый состав, а с увеличением щелочности во флюидах неизменно появляются углеводородные компоненты. Например, в Ловозерском щелочном массиве на Кольском полуострове во включениях в минералах содержатся углеводороды: CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , C_4H_{10} , C_5H_{12} , C_6H_{14} , находящиеся в них совместно с водородом, гелием и аргоном [Potter et al., 2004]. Ниже приводится вероятное объяснение этой фундаментальной закономерности эволюции флюидного режима магматизма.

Флюиды, импульсивно выделяющиеся из земного ядра, первоначально имеют водородный состав, тогда как кислородные компоненты в них играют второстепенную роль. Однако растяжение силикатных оболочек Земли с увеличением их флюидной проницаемости способствует селективной миграции из них водорода, как наиболее подвижного компонента. Этим можно объяснить потерю водородом лидирующего положения во флюидах, так что диспропорционирование их компонентов приводит к образованию углекислых водных растворов (первая стадия – I: $\text{H}_2 + 2\text{CO} = \text{H}_2\text{O} + 0.5\text{CO}_2 + 1.5\text{C}$), повсеместно распространенных во флюидных включениях минералов всех изверженных пород низкой и нормальной щелочности. Наличие во флюидах оксидов азота, галогенов и других компонентов способствует образованию не только угольной, но и других более сильных кислот, повышает агрессивность флюидов по отношению к породам гранитного слоя континентальной коры, что является главным фактором образования в ней депрессий, заполняемых осадочными и вулканогенными отложениями.

Дислокации пород отражают переход к режиму сжатия, препятствующему миграции из флюидов водорода, что способствует генерации в них углеводородов (вторая стадия – II: $3\text{H}_2 + \text{CO} = \text{H}_2\text{O} + \text{CH}_4$, $5\text{H}_2 + 2\text{CO} = 2\text{H}_2\text{O} + \text{C}_2\text{H}_6$ и др.). Под воздействием водорода происходит разложение кислотных компонентов флюидов ($4\text{H}_2 + \text{H}_2\text{CO}_3 = 3\text{H}_2\text{O} + \text{CH}_4$), чем и определяется щелочной характер магматизма.

Модель рассмотренного двухстадийного развития флюидов, генерируемых земным ядром через посредство мантийных магматических оча-

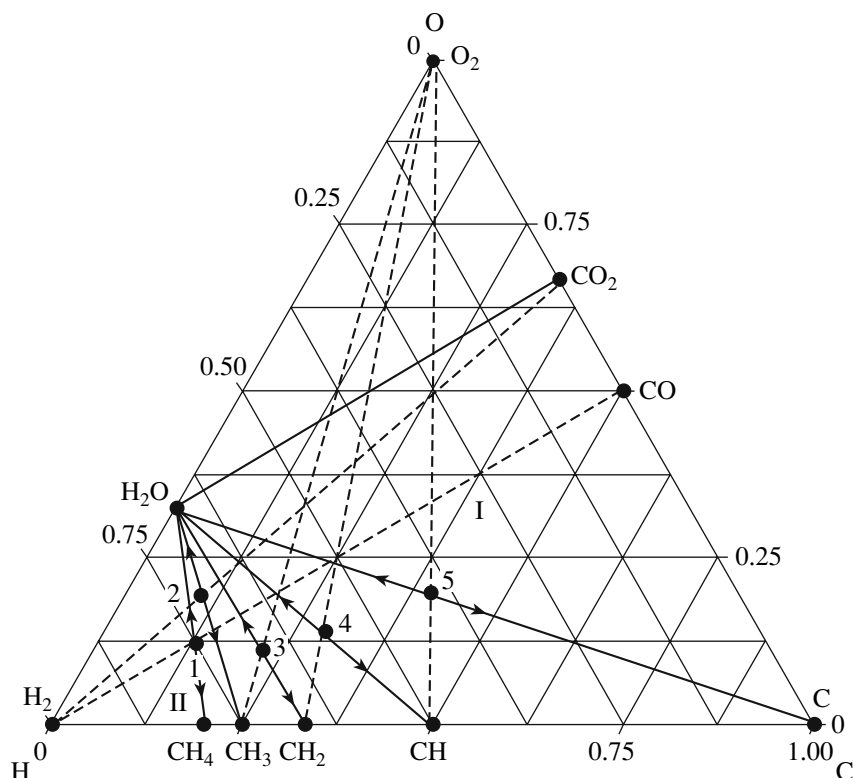


Рис. 2. Схема флюидной эволюции системы C–H–O.

Римскими цифрами обозначены различные режимы эволюции водородных флюидов с образованием водно-углекислых (I) и водно-углеводородных (II) растворов. Черными точками и стрелками обозначены реакции образования метана CH_4 (1), этана CH_3 (2), более дегидрированных углеводородов CH_2 – CH (3 и 4) и углерода (5). Штриховыми линиями обозначены парагенезисы исходных веществ, сплошными – продуктов реакций образования углеводородов (CH_4 , CH_3 , CH_2 , CH) и углерода (C), сопровождающихся дегидратацией. Формулы всех углеродных веществ рассчитаны на один атом углерода.

гов, представлена на диаграмме (рис. 2), на которой показано, что генерация метана и этана (легких углеводородов) сменяется образованием более тяжелых углеводородов и графита. Образование углеводородов происходит в результате реакций дегидратации и окисления ($3\text{C}_2\text{H}_6 + 0.5\text{O}_2 = \text{H}_2\text{O} + 2\text{C}_3\text{H}_8$) [Маракушев, Маракушев, 2007]. В наиболее восстановительных условиях происходит образование метана в ювенильных водородных флюидах, содержащих CO, изотопный состав углерода которого соответствует таковому для метана ($\delta^{13}\text{C} \approx -50\text{‰}$). Окисление CO до CO_2 приводит к изменению процесса генерации углеводородов, при этом метан вытесняется этаном, с соответствующим CO_2 изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C} \approx -20\text{‰}$): $7\text{H}_2 + 2\text{CO}_2 = \text{C}_2\text{H}_6 + 4\text{H}_2\text{O}$ ($3.5\text{H}_2 + \text{CO}_2 = \text{CH}_3 + 2\text{H}_2\text{O}$). Дальнейшее повышение окислительного потенциала сопровождается последовательным дегидрированием углеводородов в результате окислительных реакций генерации воды: $4\text{CH}_3 + \text{O}_2 = 4\text{CH}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ и т.д. Этот окислительный процесс в конечном итоге приводит к полному разложению углеводородов с образованием графита ($4\text{CH} + \text{O}_2 = 4\text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$).

Схема осложняется множеством промежуточных реакций образования твердых углеродистых веществ (битумов, керогенов и др.), происходящих в ходе осадочного процесса, в том числе при образовании черных сланцев (кремнисто-углеродистых, глинисто-углеродистых и карбонатно-углеродистых), распространенных в приповерхностных частях депрессий земной коры, как например, сланцы Грин-Ривер в США, занимающие площадь 42300 км² [Холодов, 2006].

Водные растворы отделяются от нефти, при этом увеличивается окислительный потенциал и происходит утяжеление насыщенных углеводородов ($\text{CH}_3 \rightarrow \text{CH}_2$), что показано применительно к водным растворам на диаграмме (рис. 3) и в табл. 1. Диаграмма построена с использованием термодинамических констант веществ в водных растворах, рассчитанных в работе [Oelkers et al., 1995], при температуре 250°C и давлении 48 бар. Эти условия свойственны небольшим глубинам земной коры и характеризуют вариации состава углеводородов с изменением потенциала кисло-

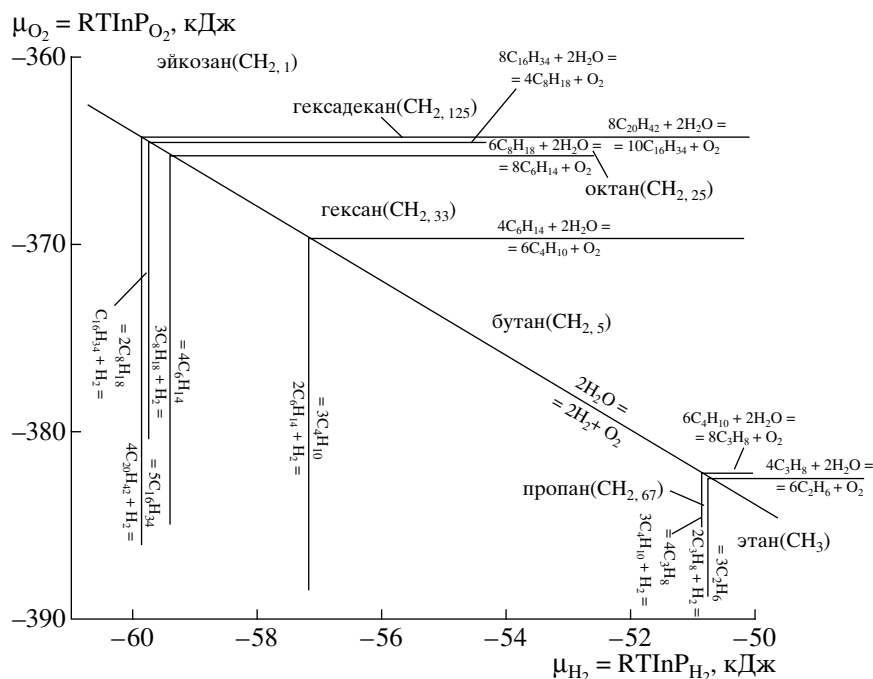


Рис. 3. Диаграмма $\mu_{\text{H}_2}-\mu_{\text{O}_2}$ окислительно-восстановительных фаций углеводородов нефтяного профиля (н-алканов) в гидротермальной системе при $T = 250^\circ\text{C}$ и $P = 48$ бар (см. табл. 1).

рода, нарастающего с приближением к поверхности.

Окислительный потенциал существенно влияет на генерацию углеводородов и в мантийных магматических очагах, возрастая с развивающимся щелочным магматизмом.

Таким образом, углеводородная генерация и различные степени разложения углеводородов происходят в широком диапазоне окислительно-восстановительных условий, как подкоровых, в которых генерируется в основном метан и этан, так и коровых, где образуются молекулярно более тяжелые углеводороды – производные этана, соответствующие ему по изотопному составу углевода. Это соответствие наглядно отражено на

диаграмме (рис. 4), на которой данные по углеводородам заведомо эндогенного происхождения в метеоритах (хондрит Murchison), в полях колчеданных месторождений, как древнейших (архейская формация Абитиби в Канаде), так и современных (океанические хребты), сопоставляются с данными по углеводородам в осадочных породах. В пределах гидротермального поля Рейнбоу Срединно-Атлантического хребта, тяжелые насыщенные углеводороды $\text{C}_{16}\text{H}_{34}-\text{C}_{29}\text{H}_{60}$ ($\text{CH}_{2,125}-\text{CH}_{2,069}$) описаны в работах [Holm, Charlou, 2001, Charlou et al., 2002]. В гидротермальном поле хребта Хуан де Фука на северо-востоке Тихого океана, по данным [Cruse, Seewald, 2006], углеводороды в парагенезисе с метаном представлены

Таблица 1. Свободные энергии окислительно-восстановительных реакций углеводородов в гидротермальной системе при $T = 250^\circ\text{C}$ и $P = 48$ бар, рассчитанные по константам [Oelkers et. al., 1995]

Реакции	ΔG_{250} , кДж	Реакции	ΔG_{250} , кДж
$2\text{C}_3\text{H}_8 + \text{H}_2 = 3\text{C}_2\text{H}_6$	-50.76	$6\text{C}_2\text{H}_6 + \text{O}_2 = 4\text{C}_3\text{H}_8 + 2\text{H}_2\text{O}$	-382.53
$3\text{C}_4\text{H}_{10} + \text{H}_2 = \text{C}_3\text{H}_8$	-50.85	$8\text{C}_3\text{H}_8 + \text{O}_2 = 6\text{C}_4\text{H}_{10} + 2\text{H}_2\text{O}$	-382.35
$2\text{C}_6\text{H}_{14} + \text{H}_2 = 3\text{C}_4\text{H}_{10}$	-57.17	$6\text{C}_4\text{H}_{10} + \text{O}_2 = 4\text{C}_6\text{H}_{14} + 2\text{H}_2\text{O}$	-369.71
$3\text{C}_8\text{H}_{18} + \text{H}_2 = 4\text{C}_6\text{H}_{14}$	-59.39	$8\text{C}_6\text{H}_{14} + \text{O}_2 = 6\text{C}_8\text{H}_{18} + 2\text{H}_2\text{O}$	-365.27
$\text{C}_{16}\text{H}_{34} + \text{H}_2 = 2\text{C}_8\text{H}_{18}$	-59.79	$4\text{C}_8\text{H}_{18} + \text{O}_2 = 2\text{C}_{16}\text{H}_{34} + 2\text{H}_2\text{O}$	-364.47
$4\text{C}_{20}\text{H}_{42} + \text{H}_2 = 5\text{C}_{16}\text{H}_{34}$	-59.86	$10\text{C}_{16}\text{H}_{34} + \text{O}_2 = 8\text{C}_{20}\text{H}_{42} + 2\text{H}_2\text{O}$	-364.33

газообразными алканами – этаном (C_2H_6), пропаном (C_3H_8), бутаном (C_4H_{10}) и алкенами – этиленом (C_2H_4), пропиленом (C_3H_6), а также бензолом (C_6H_6) и толуолом (C_7H_8). По изотопным характеристикам ($\delta^{13}C$, ‰), приводимым в цитируемой работе, можно судить о резком отличии этих углеводородов от метана по значительно более тяжелому углероду (значения $\delta^{13}C$, ‰ колеблются от -20.0 до -25.3 , в метане от -50.8 до -54.3). То обстоятельство, что в осадочные толщ поступают из глубины в основном легкие углеводороды, подчеркивалось в работе [Scott et al., 2004], в которой происхождение более тяжелых углеводородов нефтяных залежей связывалось с окислением метаном.

Однако эндогенные углеводороды по изотопному составу углерода коррелируются не с метаном, а с этаном ($C_2 = C_n$) (см. рис. 4), поэтому этан и следует рассматривать в качестве их предшественника. Инертность метана в углеводородных проявлениях объясняется более прочными связями углерода с водородом (энергия связи 425.0 кДж моль $^{-1}$), чем в других углеводородах, благодаря чему он ведет себя в природных процессах подобно молекулярному водороду (энергия связи 431.9 кДж моль $^{-1}$). Этим и объясняется то обстоятельство, что эндогенные молекулярно тяжелые углеводороды ($C_n > C_2$) являются производными этана (C_2H_6), а не метана (CH_4). На диаграмме (см. рис. 4) видно, что этан и его молекулярно более тяжелые производные отличаются от углеводородов осадочных пород, углерод которых монотонно утяжеляется с увеличением молекулярного веса ($C_1 < C_n$). По этому утяжелению углеводороды осадочных пород отличаются от эндогенных углеводородов с довольно постоянным изотопным составом углерода ($C_2 = C_n$). По изотопной вариации углерода углеводороды осадочных пород аналогичны так называемым термогенным углеводородам [Sherwood Lollar et al., 2002], возникающим при повышении температуры в условиях термических аномалий за счет погребенной биомассы (растений и, главным образом, микроорганизмов), содержащейся в осадочных породах. Термогенные углеводороды могут возникать и в связи с привнесом в осадочные толщ эндогенных углеводородов гидротермальными растворами, исходящими из глубинных магматических очагов, и создающих термические аномалии. Сочетанием этих типов углеводородов, различающихся по изотопной вариации, определяется гетерогенность углеводородных залежей в осадочных толщах. В работе [Tagan et al., 2007] фиксируемое изотопными данными различие термогенных и эндогенных углеводородов объясняется образованием их соответственно в закрытых и открытых термодинамических системах. В работе [Sherwood Lollar et al., 2002] на основе данных по изотопам углерода (C_1 – C_4) предполагается термогенная природа уг-

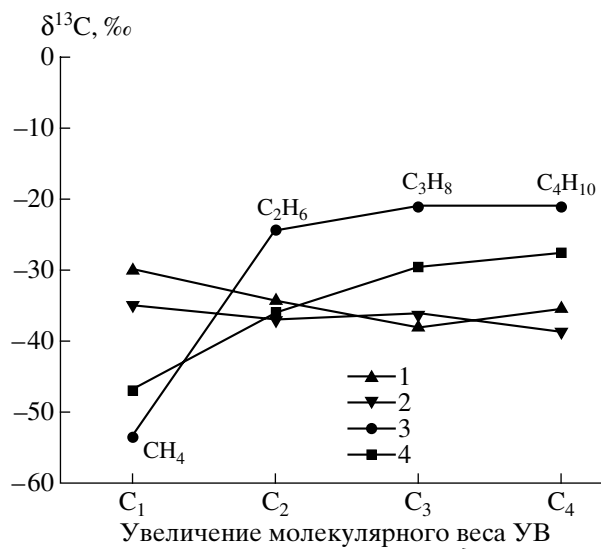


Рис. 4. Диаграмма изотопного состава н-алканов относительно их углеродных чисел (C_1 – C_4):

1 – метеориты (хондрит Murchison), 2 – сульфидное месторождение Kidd Creek в древнем (2.7 млрд лет) зеленокаменном поясе Абитиби в Канаде (газы из пород, полученных бурением с глубины 2.1 км, состоящие из водорода, гелия, метана, этана, пропана, бутана), 3 – углеводороды гидротерм хребта Хуан де Фука, 4 – осадочные породы. Диаграмма построена по данным из работ 1, 2 – [Sherwood Lollar et al., 2002], 3 – [Cruse, Seewald, 2006], 4 – [Галимов, 2006].

леводородов газовых полей юго-западного Онтарио, но допускается смешение их с эндогенным углеводородом. При этом делается вывод о второстепенной роли эндогенных углеводородов в формировании углеводородных залежей в толще осадочных пород. Противоположное мнение высказано в работе [Scott et al., 2004, с. 14023]: “нефть образуется главным образом в результате abiогенных процессов”.

Из сопоставления цитируемых работ видно, что многолетняя дискуссия о происхождении нефти не утратила своей остроты до настоящего времени. Весомыми аргументами в пользу эндогенного происхождения нефти служат обильные поступления углеводородов на океаническое дно вдоль глобальной системы рифтовых зон мирового океана, причем вне какой-либо связи с осадочными отложениями. Показательно также нахождение нефтяных проявлений в кимберлитовых алмазоносных трубках. Фиксирующие уровни изотопного состава углерода молекулярно тяжелых эндогенных углеводородов как бы задаются этаном (C_2H_6), тогда как в термогенном варианте углерод утяжеляется в последовательности C_1 – C_n .

Уровень изотопного состава тяжелых углеводородов (C_2 – C_n) древней колчеданосной формации (см. рис. 4) значительно ниже (соответствует уровню хондрита Murchison), чем в современ-

ных гидротермальных сульфидных отложениях океанических хребтов. Нефтяные залежи, формируясь в пределах биосферы, имеют, по-видимому, комплексное происхождение. Наличие в залежах термогенной составляющей фиксируется нахождением в нефти так называемых биомаркеров – сложных органических веществ, сходных по структуре с компонентами, создаваемыми только живыми организмами (липидами, стероидами и порфиринами). Обнаруженный предел жизненных функций микроорганизмов определяется температурой 121°C [Kashefi, Lovley, 2003], которая, согласно геотермическому градиенту, достигается в земной коре на глубине 4–5 км. Близкая к этой глубина определяет нижнюю границу земной биосферы. Согласно концепции так называемой глубокой горячей биосферы, “жизнь микробов существует во всех областях, в которых они в состоянии выживать” [Gold, 1992, p. 6047]. В соответствии с этой концепцией на Земле нет таких областей, которые были бы защищены от бактериальной “инфекции” в течение длительных периодов геологического времени. В работе [Gold, 1992] приводятся данные глубинного бурения, согласно которым анаэробные термофильные бактерии обнаружены в толще пород на глубине более 4-х км. Аналогичные данные обсуждаются в статье [Pedersen, 2000], в которой акцентируется внимание на распространении микробной жизни глубоко за пределами осадочной оболочки и обосновывается представление о внутриземной микробной жизни. Отмечено, что в скважине, пробуренной в Швеции (Gravenberg) в гранитах на глубину 6800 м, “термофильные бактерии успешно распространяются до глубины 5278 м, где температура равна 65–75°C” [Pedersen, 2000, p. 10]. На примере Фенноскандинавского щита в цитируемой работе подчеркивается влияние на распространение бактерий в кристаллических породах эндогенных водорода, метана и углекислоты. Перечисленные вещества относятся к факторам, способствующим распространению бактериальной жизни на глубину. Соответственно была разработана модель биосферы, распространяющейся благодаря водороду в глубинные кристаллические породы [Pedersen, 2000]. Широкое распространение биосферы “во времени и пространстве” обсуждается также в статье [Хаин, 2007].

Органические соединения, считающиеся биомаркерами в нефтях, углях и черных сланцах, нередко обладают стереохимической изомерией с преобладанием определенных энантиомеров. Фундаментальной характеристикой жизни является гомохиральность большинства молекул, организующих структуру организмов, и этот факт является главным аргументом сторонников биоорганической теории происхождения нефти. Практически все биомаркеры, проявляющие гомохиральность, являются производными биосинтеза

микроорганизмов и обнаруживаются в концентрациях мкг/г или нг/г, что вполне объясняется жизнедеятельностью микроорганизмов, обитающих в нефти, которая является превосходной питательной средой.

Можно также отметить обнаружение гомохиральности в метеоритах, например, в уже упомянутом метеорите Murchison обнаружен значительный избыток L-энантиомеров аминокислот [Pizzarello et al., 2003], хотя они не могут быть связаны с живым веществом. В работе [Managadze, 2007] показано, что синтез органических соединений в пламени плазмы благодаря изменению конфигурации электромагнитного поля прямым образом приводит к гомохиральности стереоизомеров.

Таким образом, происхождение гомохиральности стереоизомеров в нефтях, углях и сланцах может быть обусловлено самыми разнообразными причинами.

Наличие в нефти биомаркеров большинством ученых рассматривается как признак ее миграционно-осадочного (термогенного) происхождения за счет отмерших остатков живых организмов, обитавших на Земле в прошлые геологические эпохи. Это может являться свидетельством гетерогенности нефтяных залежей, генетически связанных с восходящей миграцией углеводородов в пределах земной биосферы, где развиты подповерхностные микроорганизмы, содержание которых может быть значительным [Whitman et. al., 1998]. Формирование залежей обусловлено широкомасштабным замещением нефтью осадочных пород платформенных и шельфовых депрессий (и отчасти кристаллических пород фундамента) с частичным захватом их бактериальной и растительной составляющей. Нефтеобразование может сопровождаться стремительным погружением нижней границы биосферы благодаря углеводородно – водородным восходящим потокам флюидов, сопровождающих образование нефтяных и газовых залежей, которые и сами по себе являются нишей бактериальной жизни. Современные углеводородные источники в пределах океанических хребтов создают условия крайне благоприятные для существования микроорганизмов.

Тренды изотопной вариации разных типов углеводородов в работе [Sherwood Lollar et al., 2002] используются в качестве основы генетической классификации нефтяных и газовых залежей. Однако, термогенный тренд изотопного состава углеорода может развиваться и в эндогенной нефти при замещении ею осадочных пород, богатых микроорганизмами.

ГЕНЕРАЦИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ В СВЯЗИ С МАГМАТИЗМОМ, РУДООБРАЗОВАНИЕМ И ФОРМИРОВАНИЕМ ПЛАТФОРМЕННЫХ ДЕПРЕССИЙ

Выше уже отмечался широкий диапазон состава углеводородов (C_1 – C_6) во включениях в минералах щелочных изверженных пород [Potter et al., 2004], причем в минералах наиболее ранней генерации, что отражает высокую насыщенность углеводородами щелочных магм. Глубинное происхождение более тяжелых, чем метан, углеводородов подтверждается нахождением их во включениях в алмазе [Буслаева, Новгородова, 1983] и в ультраосновных породах, генетически связанных с мантийными очагами [Tingle, Hochella, 1993]. Связь углеводородов с глубинным мантийным магматизмом рассматривалась в работах [Sugisaki, Mimura, 1994; Kenney et al., 2002, Зубков, 2005]. Согласно [Denies, 2002; Маракушев, Маракушев, 2006], стабильность тяжелых углеводородов возрастает с ростом давления. Они разлагаются с образованием CH_4 при понижении давления, когда магмы внедряются в земную кору, и сохраняются во включениях в минералах в метастабильном состоянии. Рассмотренная выше флюидная эволюция ($I \rightarrow II$) систем C – H – O (см. рис. 2) прослеживается по газовым и газово-жидким включениям в минералах изверженных пород: в породах нормальной щелочности они имеют водно-углекислый состав, а в щелочных породах содержат углеводороды совместно с водородом, гелием и аргоном.

К признакам эндогенной природы нефти относится ее металлоносность, иногда приобретающая практическое значение. Особенно продуктивны в этом отношении нефти ванадиевого типа: “в США 2/3 производства ванадия связано с его получением из нефти” [Авдонин и др., 2005, с. 87]. В нефтях этого типа содержание ванадия составляет 0.2–130 г/т, что более чем в два раза выше содержания никеля (0.2–60 г/т) [Недра..., 2001]. В процессах дегазации нефти образуются твердые битумы (асфальтиты, асфальты и др.), в которых существенно возрастает содержание ванадия (до 4500 г/т) и никеля (до 520 г/т). Повышение в нефти содержания этих металлов связано с обогащением ее серой: в тяжелых сернистых нефтях и мальтах концентрация ванадия составляет 550–1400 г/т, а никеля – 120–195 г/т [Недра..., 2001]. С сернистой нефтью связано уникальное месторождение ванадия Минас Рагра в Перу, представленное в меловых отложениях жилообразной залежью асфальтита протяженностью 1 км при мощности 8–12 м с содержанием ванадия около 6%.

В составе нефти обычно доминируют ванадий, никель и цинк, образующие специфический (“нефтяной”) парагенезис. По преобладанию в

нем одного из перечисленных металлов различаются геохимические типы нефти (ванадиевый, никелевый и цинковый), причем не только в месторождениях, но и в целых нефтяных провинциях [Недра..., 2001]. Парагенезис этих металлов обнаружен в битумах алмазоносных кимберлитовых трубок на платформах, образующих в них жеоды, друзы и прожилки. В жеодах алмазоносной трубки Удачная на Сибирской платформе, по данным [Готтих и др., 2004], они представлены асфальтитом, характеризующимся легким (“нефтяным”) изотопным составом углерода ($\delta^{13}C = -34.6\text{‰}$), контрастным по отношению к тяжелому углероду развитого там же кальцита ($\delta^{13}C = +24.5\text{‰}$). По данным [Готтих и др., 2004], составлена диаграмма логарифмов содержания в асфальтите элементов-примесей в зависимости от их порядковых номеров и с разделением их на четные и нечетные (рис. 5, табл. 2). На диаграмме отчетливо выражен рассмотренный выше “нефтяной” парагенезис металлов $V + Ni + Zn$, фиксируемый высокими максимумами их содержаний в асфальтите, значительно превышающими содержания всех других элементов-примесей. Особенно поразителен высокий максимум содержания ванадия, который является нечетным элементом и, следовательно, по самой своей природе, согласно правилу Оддо-Гаркинса, должен обладать более низкой распространенностью по сравнению со смежными с ним четными элементами. В действительности же содержание ванадия в асфальтите значительно выше содержаний других элементов-примесей. Это связано с крайне высоким химическим сродством ванадия с углеводородами, определяющее его эффективную концентрацию во всех процессах их генерации.

Ванадиевый тип нефти коррелируется в геохимическом и металлогеническом аспектах с черными сланцами, среднее содержание ванадия в которых (205 г/т) почти вдвое выше, чем в бедных углеродом осадочных породах (110 г/т). Иногда оно возрастает аномально до нескольких килограмм на тонну, придавая черным сланцам металлогеническое значение. “Концентрационная функция живого вещества в отношении ванадия не могла создать его аномалии в черных сланцах” [Юдович, Кетрис, 1994, с. 76]. Эти аномалии определяются привносом ванадия из глубины, свидетельствуя о прямой связи образования черных сланцев с генерацией нефти, что подчеркивается наличием так называемых “нефтяных сланцев”. Однако, в отличие от нефтяных залежей, расположенных большей частью на глубине под значительным давлением, “нефтяные сланцы” залегают неглубоко и отражают подъем нефти до близповерхностных слоев осадочных депрессий, при этом низкое давление допускало селективную миграцию из нефти водорода, с образованием

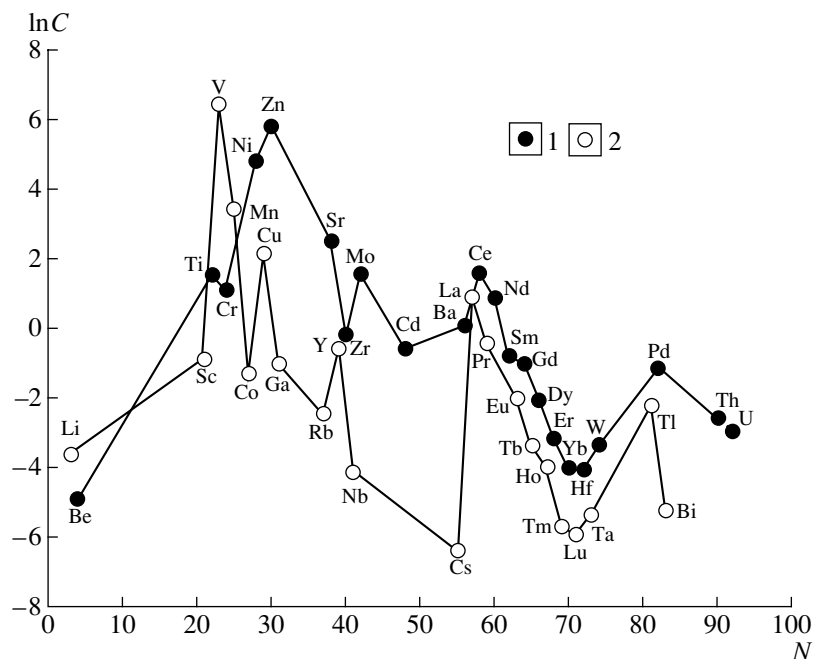


Рис. 5. Геохимический спектр асфальтита кимберлитовой трубки Удачная на Сибирской платформе, N – порядковые номера элементов, lnC – логарифмы содержания микроэлементов (г/т) по данным табл. 2.
1, 2 – элементы: 1 – четные, 2 – нечетные.

свойственных черным сланцам тяжелых углеродистых веществ (в том числе шунгита).

Удивительное геохимическое сходство черных сланцев и нефти ванадиевого типа, богатых многими рудными металлами, прослеживается даже в историческом аспекте: в геологической истории самое эффективное накопление ванадия происходило в черных сланцах мела, в которых среднее его содержание равно 590 г/т [Юдович, Кетрис, 1994]. Это коррелируется по времени с отмечавшимся выше максимумом нефтеобразования: в России 71% запасов составляет нефть мелового возраста [Недра..., 2001]. Подобная корреляция отражает связь образования нефти с эволюцией земного ядра, для которого меловое время отличалось очень значительным снижением инверсии магнитного поля (см. рис. 1). Оно породилось усилением дегазации ядра, развивающегося при взаимодействии с мантийным субстратом. Как отмечалось выше, в условиях геодинамического режима растяжения мантийного субстрата, способствующего дегазации ядра и селективной миграции водорода из флюидов, развивается магматизм низкой и нормальной щелочности, сопряженный с деструкцией континентальной коры. Режим растяжения сменялся режимом сжатия, препятствующего селективной миграции водорода, что и является причиной углеводородной специализации флюидов и развития щелочного магматизма. Эта смена режимов находит отражение в развитии земной коры, в ко-

тором в режиме растяжения (I) формируются осадочно-вулканогенные и осадочные депрессии, а в режиме сжатия (II) происходят их разнообразные дислокации, в том числе взрывные, создающие в депрессиях взбросы их кристаллического фундамента.

Полный цикл формирования депрессий представлен в трапповых формациях базальтовыми покровами в их основании (I), перекрывающими их толщами обычно углеродистых осадочных отложений и субщелочными и щелочными породами (II), завершающими этот цикл. Такая последовательность наглядно представлена типичными разрезами траппов континентального обрамления Атлантического океана, коррелирующихся по возрасту с осадочными породами его центральной (самой древней), южной и северной провинций (рис. 6). Развитие этой океанической структуры охватывает огромный диапазон геологического времени (от триаса до неогена). Строение трапповых формаций на всем его протяжении оставалось неизменным. Их развитие начиналось с режима растяжения коры (I) и образования обширных депрессий, обусловленных деструкцией гранитного слоя земной коры, подвергающегося флюидному выщелачиванию. Это сопровождалось вулканическими эксплозиями с отложением вулканической тефры и образованием вулканоплутонических комплексов кислых, средних и основных пород в антидромной последовательности. За ними следовали массовые излияния базальтовых

Таблица 2. Содержание (г/т) элементов-примесей в кимберлите (1) и асфальтите (2) алмазоносной трубки Удачная [Готтих и др., 2004]

Четные элементы				Нечетные элементы			
Элемент	N	1	2	Элемент	N	1	2
Be	4	0.992	0.0074	Li	3	17.058	0.0269
Ti	22	7078	4.62	Sc	21	9.689	0.422
Cr	24	1333	2.995	V	23	94.69	615
Ni	28	1761	120	Mn	25	960	30.4
Zn	30	57.754	321	Co	27	76.33	0.2685
Sr	38	716.9	12.3	Cu	29	43.52	8.52
Zr	40	99.525	0.842	Ga	31	4.15	0.362
Mo	42	2.258	4.7	Rb	37	62.146	0.0846
Cd	48	0.08	0.545	Y	39	9.719	0.552
Ba	56	973.8	1.07	Nb	41	211.1	0.016
Ce	58	137.4	4.795	Cs	55	0.749	0.002
Nd	60	48.188	2.364	La	57	77.723	2.53
Sm	62	6.45	0.455	Pr	59	14.629	0.635
Gd	64	4.154	0.3464	Eu	63	1.594	0.132
Dy	66	3.762	0.126	Tb	65	0.513	0.034
Er	68	0.789	0.041	Ho	67	0.359	0.019
Yb	70	0.538	0.0179	Tm	69	0.099	0.0034
Hf	72	2.426	0.0168	Lu	71	0.075	0.0026
W	74	2.182	0.0344	Ta	73	13.492	0.00474
Pb	82	5.194	0.3125	Tl	81	0.082	0.106
Th	90	11.721	0.0744	Bi	83	0.044	0.0053
U	92	4.738	0.0527				

лав в сопровождении водно-углекислых флюидов. Базальтовый вулканизм нормальной щелочности формирует нижние части разреза трапповых формаций. Он сопряжен с образованием депрессий и одновременным воздыманием мантийного субстрата, что приводит к океанизации континентальной коры. Максимально это проявилось в образовании вторичной океанической коры в обрамлении пассивных континентальных окраин.

За этапом базальтовых излияний, сопровождавшихся водно-углекислыми флюидами, следовал этап длительного прекращения вулканизма и формирования осадочных толщ, во время которого, однако же, продолжалась магматическая деятельность в мантийных очагах, при этом щелочность магм постепенно возрастала. Прекращение вулканизма отражает развитие обстановки сжатия земной коры (I → II) с соответствующим углублением магматических очагов и нарастанием в них флюидного давления и температуры. Состав магм при этом изменялся под воздействием фильтрующихся через них флюидов, недосыщенных кремнеземом, приносящих в магмы щелочные металлы, фосфор, уран, торий,

редкие земли и другие компоненты, создававшие специфику щелочного магматизма. Флюидный вынос из магм кремнезема сопровождался пироксенизацией и разуплотнением подкорового мантийного субстрата с соответствующим утолщением коры и ее воздыманием. Щелочной магматизм, которым завершались циклы развития трапповых формаций, определялся обстановкой сжатия коры, которая препятствовала миграции водорода из восходящих флюидных потоков. В результате возрастало давление в магматических очагах и восстанавливалось преобладание водорода над кислородными компонентами, порождающее водно-углеводородный характер флюидов ($3\text{H}_2 + \text{CO} = \text{H}_2\text{O} + \text{CH}_4$).

Эта эволюция (I → II) прослеживается по составу флюидных включений в минералах магматических пород трапповых формаций (см. рис. 6) – $(\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2) \rightarrow (\text{H}_2\text{O} - \text{CH}_4)$, отражающая повышение роли углеводородов в составе включений при нарастании щелочности пород. Аналогичные тенденции прослеживаются и в интрузивных породах трапповых депрессий, локализующихся исключительно в осадочных толщах, разделяющих

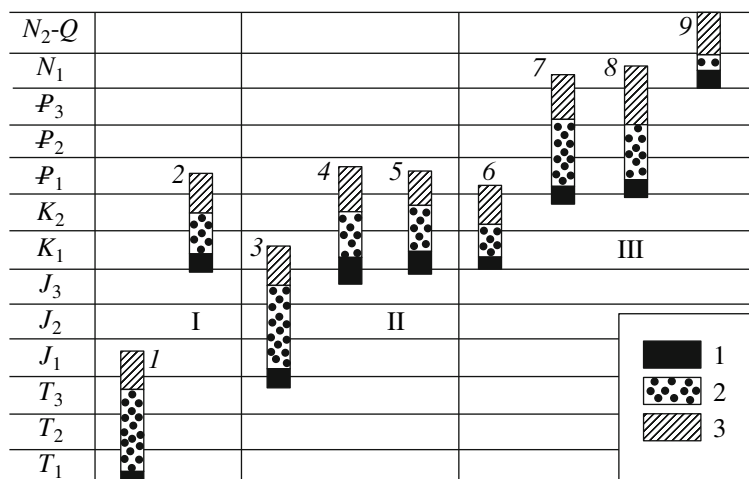


Рис. 6. Возраст и геологическое строение трапповых формаций в континентальном обрамлении центральной (I), южной (II) и северной (III) Атлантики [Макаренко, 1997].

1 – толеитовые базальты; 2 – осадочные и прорывающие их интрузивные породы; 3 – щелочные породы. Цифры на рисунке – трапповые формации: 1 – Аппалачская, 2 – Зеленого мыса, 3 – Кару, 4 – Паранская, 5 – Каоковельд, 6 – Лабрадорская, 7 – Гренландская, 8 – Брито-Арктическая, 9 – Исландская.

нижние базальтовые и верхние щелочные вулканические породы. Такая ярко выраженная тенденция обусловлена тем, что изверженные породы образуются в земной коре путем замещения коровых (с флюидным выносом значительной части их компонентов, избыточных по отношению к их магматическим эквектикам). В случае базит-гипербазитового магматизма сопровождающие его флюиды проявляют химическую агрессивность по отношению к сиалическим породам (песчано-глинистым в трапповых формациях), которые легко выщелачиваются под их воздействием, создавая возможности локализации в них интрузивов. Например, в докембрийской Печенгской кольцевой трапповой формации на Кольском полуострове слой осадочных пород, разделяющий ее нижние толеит-базальтовые и верхние щелочно-базальтовые покровы, имеет мощность всего 1.5 км (ждановская свита), но к нему приурочено более 300 базит-гипербазитовых интрузивов этой депрессии, в том числе сопровождающихся сульфидным медно-никелевым оруденением.

Вертикальная последовательность нижних толеит-базальтовых осадочных и верхних щелочных пород, свойственная трапповым формациям (см. рис. 6), отражает стабильное положение глубинных магматических очагов на всем протяжении их формирования. Но в более общем случае эти очаги, порожденные глубинными плюмами на континентальных окраинах, смещаются с течением геологического времени в сторону континентов, что ведет к формированию самостоятельных осадочных депрессий и интрузий щелочных пород, последовательно смещающихся в глубь

континентальных платформ с характерным увеличением щелочности магм. В отличие от осадочно-вулканогенных (трапповых), относительно стремительно развивавшихся депрессий, осадочные бассейны формируются медленно в течение значительных интервалов геологического времени. Так осадочный бассейн на юге Каспийского моря формируется с рифея по настоящее время, о чем можно судить по сопряженности его с землетрясениями, коррелирующими с колебанием уровня Каспийского моря. В осадочных прогибах на подводных окраинах континентов большей частью и формируются нефтяные и газовые месторождения [Хаин, Полякова, 2004]. Наиболее продуктивными являются прогибы быстрого погружения, в которых вверх по разрезу мелководные отложения сменяются глубоководными [Артюшков, 1993]. В осадочных депрессиях содержатся соленосные горизонты сложного строения, определенным образом сопряженные с газонефтеобразованием. К метасоматическим процессам относятся сульфидизация, сульфатизация и образование самородной серы, вплетающиеся в сложное флюидное развитие магматических очагов I → II, определяющих не только углеводородную, но и рудную специализацию залежей. Современное колчеданное рудообразование в океанических хребтах неизменно сопровождается развитием углеводородных гидротермальных микробиологических систем, что в ряде работ экстраполируется на всю геологическую историю Земли [Reysenbach, Cady, 2001] и др. Углеводородная специфика образования древних месторождений доказывается углеводородными включениями в сульфидах и сопровождающих их минералах [Холодов, 2006] и др.

Выщелачивание гранито-гнейсового слоя земной коры восходящими потоками глубинных флюидов, а не прогибание земной коры, играло главную роль в образовании осадочных и вулканогенно-осадочных (трапповых) платформенных и шельфовых депрессий [Маракушев, 2004]. Это доказывается так называемой обращенностью рельефа депрессий, образование которых сопровождается встречным воздыманием мантийного субстрата, обусловленного ультраосновными интрузивами, замещающими базальтовый слой коры вплоть до полного его замещения, как в грандиозной впадине на юге Каспийского моря глубиной более 20 км. Сопровождающее этот процесс выщелачивание гранитного слоя, создающее депрессии, обусловлено воздействием агрессивных трансмагматических флюидов, фильтрующихся через гипербазитовые магмы, замещающие на глубине базальтовый слой земной коры. Этот механизм образования депрессий континентальной коры является универсальным, определяющим образование как региональных депрессионных структур, например, впадин окраинных морей, так и локальных вулканогенно-осадочных и осадочных депрессий в их обрамлениях, как показано на примере Охотского моря (рис. 7). Депрессия Охотского моря образовалась в результате утонения континентальной коры и одновременного воздымания мантийного субстрата, сопровождаемого его уплотнением, которое прослеживается до глубины 4–5 км, фиксируемой так называемой “свободной” поверхностью мантии [Тектоническое..., 2006]. На этой глубине располагаются и очаги глубокофокусных землетрясений Охотского моря. Воздымание мантийного субстрата сопровождалось его экспансией, создававшей центробежно распространяющиеся напряжения и режим сжатия по периферии Охотского моря. В результате в периферийных локальных депрессиях и сопряженных с ними магматических очагах создавалась обстановка, благоприятная для развития углеводородной специализации, возникали блоковые перемещения и складчатость, контролировавшие размещение в депрессиях нефтяных и газовых залежей. Таким образом, участие мантийных воздыманий в общем процессе разрушения и океанизации континентальной коры играло ключевую роль в создании и реализации углеводородного потенциала окраинных морей. В развитии структуры окраинных морей они создавали так называемую центробежную тектонику [Vaupdemont, Fedorovich, 1996], препятствующую потере водорода глубинными магматическими очагами, связанными с периферийными депрессиями, что и создавало их углеводородную специализацию ($3\text{H}_2 + \text{CO} = \text{H}_2\text{O} + \text{CH}_4$). В результате возникла стройная система размещения нефтеносных структур по периферии окраинных морей, которая последовательно разрушалась дальнейшей

океанизацией континентальной коры с образованием пассивных континентальных окраин, в которых сохраняются нефтеносные депрессии и фрагменты островодужного обрамления окраинных морей (см. рис. 7).

ОБРАЗОВАНИЕ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Согласно осадочно-миграционной (термогенной) гипотезе происхождения нефтяных и газовых залежей, черные сланцы рассматриваются как материнские по отношению к нефти: “существенно карбонатные материнские породы отдают ванадий нефтям гораздо легче, чем существенно глинистые” [Юдович, Кетрис, 1994, с. 103]. Традиционно предполагается, что “погружаясь на глубины, где температура в недрах достигает 70–100°C, черные сланцы продуцируют огромные количества нефти и углеводородных газов” [Юдович, Кетрис, 1994, с. 33]. Однако это трудно согласовать с геологическими условиями залегания крупных нефтяных залежей, которые контролируются в осадочных бассейнах дислокациями и залегают большей частью в их основании или во взброшенном кристаллическом фундаменте [Арешев, 2004]. Масштабы залежей, несомненно, свидетельствуют о привносе углеводородов из глубины, тогда как геологические условия их залегания не позволяют предполагать существования под ними “продуцирующих” осадочных горизонтов. Пример подобных залежей, большей частью приуроченных к антиклинальным куполовидным поднятиям, показан на рис. 8, где приведен геологический разрез нефтяного месторождения Рурд эль Багель в Алжире. Гигантская нефтяная залежь этого месторождения, согласно И.М. Шахновскому, заместила осадочные породы прогиба на 340 м их мощности, располагаясь практически полностью над взбросом кристаллического фундамента депрессии, “в коре выветривания которого обнаружены включения асфальта, свидетельствующие о былой нефтеносности пород фундамента и подтверждающие вероятные каналы вертикальной миграции глубинных флюидов” [Шахновский, 2004, с. 33]. Восходящая миграция, по существу и определяющая размещение нефтяных и газовых месторождений в осадочных прогибах, подчеркивалась Н.А. Кудрявцевым и П.Н. Кропоткиным, распространявших ее “вверх до неглубоко залегающих горизонтов” [Кропоткин, 1986, с. 540]. В океанических хребтах она достигает поверхности, фиксируясь выходами углеводородных гидротерм и просачиваниями жидких углеводородов. На хребте Хуан де Фука поступление разнообразных углеводородов (см. рис. 4) сопровождается образованием простирающейся вдоль него осадочной депрессии, моделируя, таким образом, начало формирования черно-

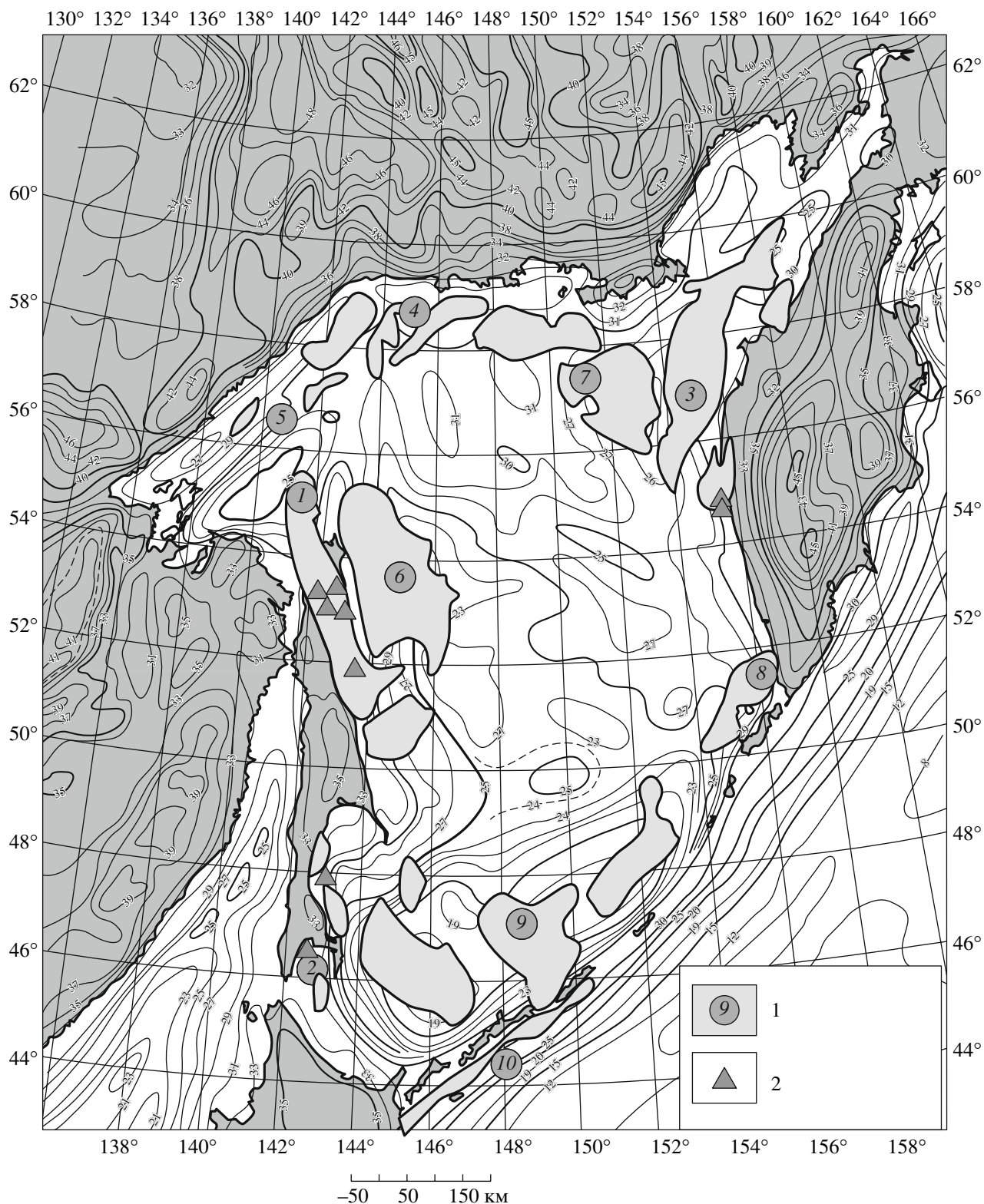


Рис. 7. Изолинии глубины залегания поверхности Мохоровича ($v_p = 7.6\text{--}8.2$ км/с) Охотского моря и его нефтегазоносность.

1 – нефтегазоносные осадочные бассейны; 2 – наиболее крупные месторождения нефти и газа. 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 – Тиньковский (6.6), 8 – Голыгинский (1.0), 9 – Южно-Охотский (4.0), 10 – Срединно-Курильский (1.2). Схема составлена по данным [Тектоническое ..., 2006].

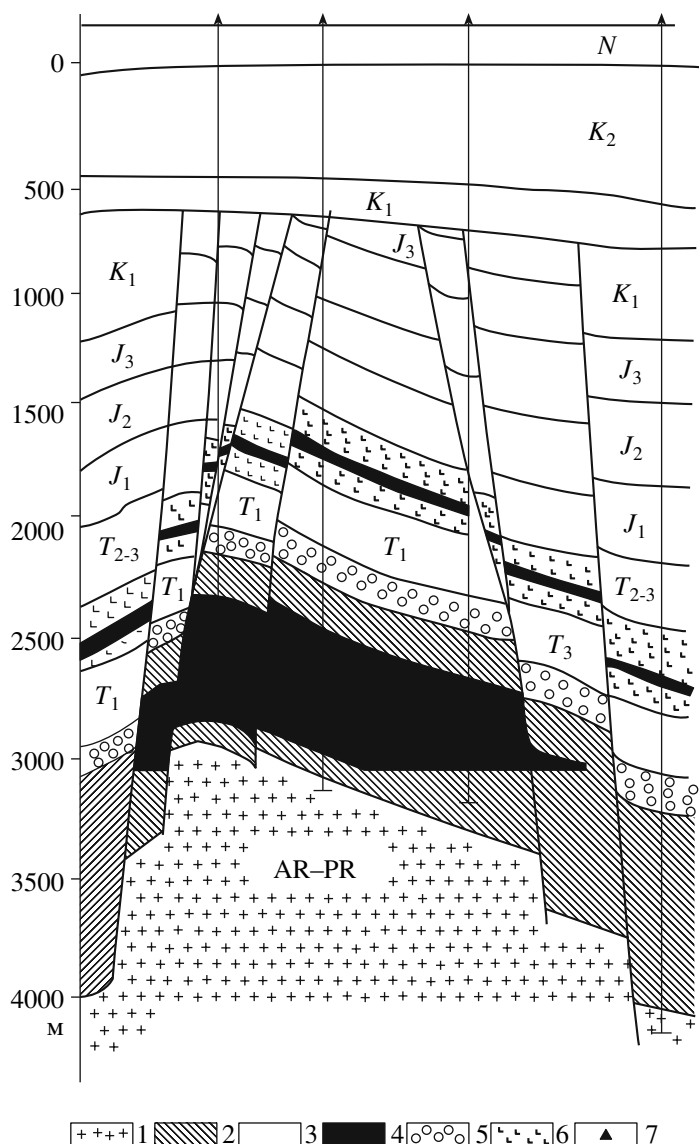


Рис. 8. Геологический профиль через месторождение Рурд эль Багель в Алжире [Шахновский, 2004].

1 – докембрийский фундамент (AR-PR); 2 – слоистые отложения рифея, кембрия и ордовика; 3 – отложения триаса (Т), юры (J), мела (K) и неогена (N); 4 – нефтяные залежи; 5 – соленосные отложения; 6 – эффузивы; 7 – скважины.

сланцевых формаций. Судя по наличию в гидротермах хребта Хуан де Фука углеводородов нефтяного профиля (алканов, алкилбензолов), в его пределах возможно и нефтеобразование, но только во впадине, в глубоких частях осадочной толщи под флюидным давлением, препятствующим потере водорода. В этом отношении окраинно-океанические хребты типа Хуан де Фука занимают как бы промежуточное положение между срединно-океаническими хребтами, не сопровождающимися образованием депрессий, и шельфовыми и континентальными окраинами океанов и морей (см. рис. 7), осадочные толщи которых служат главными вмещающими нефтяных залежей [Хаин, Полякова, 2004].

С давних времен локализация нефтяных и газовых залежей в осадочных депрессиях связывается со всякого рода структурными и литологическими ловушками. Однако значение этих представлений померкло с обнаружением таких гигантских нефтяных залежей, которые требуют решения “проблемы пространства” при их образовании. Она сходна с аналогичной проблемой необходимого пространства для интрузивов, которая нашла разрешение при выявлении магматического замещения интродуцируемых пород, сопровождаемого широкомасштабным флюидным выносом корового вещества. Выше было показано, что вынос корового вещества определяет и образование депрессий, возникавших под воздей-

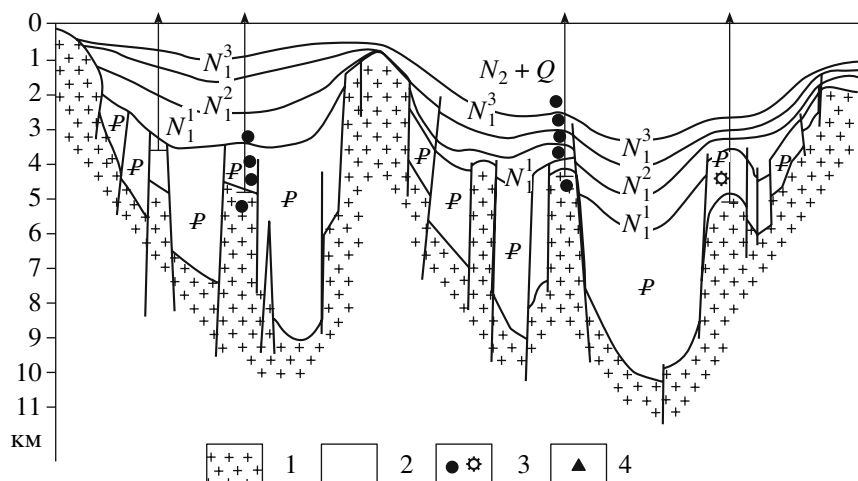


Рис. 9. Геологический разрез через нефтегазоносные бассейны Кыулунг и Южный Коншон на южном шельфе Вьетнама [Арешев, 2004].

1 – гранитный фундамент; 2 – палеогеновые (P), неогеновые (N_2 и N_1) и четвертичные (Q) отложения; 3 – проявления нефти (a) и газа (б); 4 – скважины.

ствием флюидов, выщелачивающих породы гранитного слоя земной коры с замещением их осадочными породами. Выщелачивание распространяется затем и на осадочные породы депрессий и их фундамент, коррелируясь с развитием в них всякого рода дислокаций. В продуктивных на нефть депрессиях концентрации в них углеводородов (см. рис. 3) предшествует гидротермальное кислотное выщелачивание, создающее разуплотнение пород, обеспечивающее последующую локализацию в них нефти. В результате растворения зерна кварца приобретают округлую форму, порождающую иллюзию их окатанности.

Связь пористых кварцевых песчаников с внешним гидротермальным воздействием многие исследователи объясняют внутренним перераспределением вещества путем гидровулканизма или песчаного диапиризма. При этом предполагается усиление тектонических напряжений, которые создают прорывы глубинных пластовых жидкостей с образованием каналов, заполняющихся снизу кварцевым песком. В работе [Холодов, 1983] обосновывается своеобразная активизация песков (превращение их в плавуну) в результате погружения и пропитывания их пластов H_2O , CO_2 , H_2S и др. Подобные представления поддерживаются наблюдаемыми переходами секущих тел песчаников в пластовые. Сходные процессы, по мнению В.Н. Холодова [2002], происходят при образовании грязевых вулканов, рассматриваемых как результат развития элизионных систем на заключительных стадиях их формирования, сопровождаемого пликативными (купольными) дислокациями, покровно-надвиговыми и взбросовыми структурами. Все они контролируют размещение нефтяных и газовых залежей в

осадочных бассейнах. Показательны в этом отношении купольные антиклинальные структуры, к сводам которых нередко приурочены грязевые вулканы, а в ряде случаев на глубине и нефтяные залежи, строение которых может усложняться проникновением в них корней грязевых вулканов. Связь грязевого вулканизма и углеводородной генерации доказывается метановым составом сопровождающих его газов (39–96 объем %), причем, в метановых эксгаляциях Грузии и Сахалина обнаруживаются компоненты предположительно мантийного происхождения [Холодов, 2002].

По нашим представлениям, деятельность грязевых вулканов служит иллюстрацией флюидного выноса из глубины недорастворенного материала осадочных пород, способствующего локализации нефтяных залежей. Роль глубинного выщелачивания особенно наглядно выражается в размещении нефтяных залежей во “взброшенных” частях фундамента осадочных депрессий [Арешев, 2004], что показано ниже на примере месторождений шельфа Южного Вьетнама.

В олигоцен-плейстоценовой впадине Хуэ в бассейне Кыулунг, южный Коншон, кристаллический фундамент представлен гранитами, “взбросами” которых контролируется размещение многочисленных залежей нефти и газа. Они залегают в основном в осадочных породах, гораздо реже встречаются на глубине во “взброшенных” гранитах (рис. 9). Фундамент олигоцен-плейстоценовой впадины Хуэ на шельфе представлен девонскими известняками, в которых локализовано месторождение нефти Белый Фазан (рис. 10), отделяющийся от нефти газ мигрировал при его образовании в перекрывающие олигоценные глины.

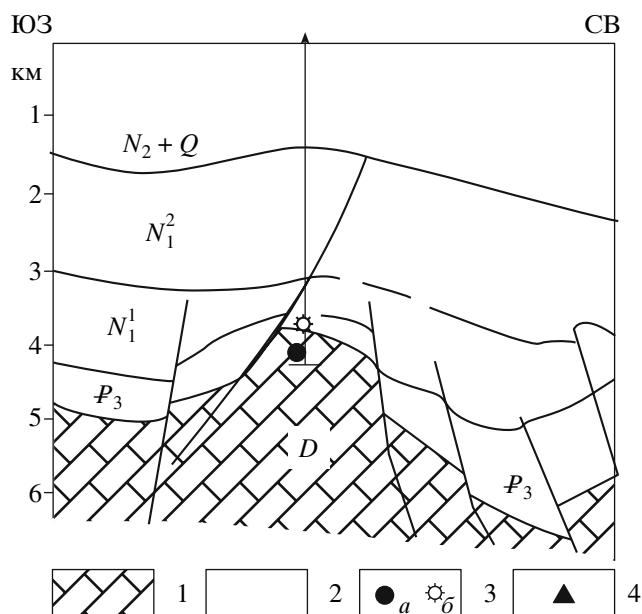


Рис. 10. Разрез через центральную часть впадины Хуэ [Арешев, 2004].

1 – девонские известняки фундамента (D); 2 – осадочные отложения олигоцена (P) и неогена (N_1 и N_2); 3 – проявления нефти (a), газа (б); 4 – скважина.

Нефтеобразование во взброшенном фундаменте депрессий может достигать огромного размаха, несопоставимого с его ограниченными размерами в осадочных породах. Уникальным в этом отношении является месторождение Белый Тигр на шельфе Южного Вьетнама, гигантские залежи нефти которого в основном приурочены к ступенчато расположенным гранитам, прослеживаясь в них на глубину 1.5 км, и только отчасти распространяясь в окружающие и перекрывающие их слоистые толщи (рис. 11). Причем и в осадочных породах нефтеобразование контролировалось взбросом фундамента, почти не распространяясь в горизонтальном направлении, как и в рас-

смотренных выше примерах (см. рис. 8, 9). Главные запасы нефти месторождения Белый Тигр сосредоточены не в осадочной толще, а во “взброшенном” 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” [Арешев, 2004, с. 160]. Запасы нефти в нем оцениваются в 659 млн т.

Существуют представления о проникновении нефти в гранитный фундамент этого месторождения в результате горизонтальной миграции углеводородов из окружающих осадочных пород. Но если бы такая миграция и была, она не могла бы создать в массивных монолитных гранитах огромных камер, вмещающих гигантские нефтяные залежи. Такие камеры могли возникнуть только в результате кислотного выщелачивания гранитов на стадии, непосредственно предшествовавшей нефтеобразованию согласно рассмотренной выше модели (I → II). Процессы флюидного воздействия сопровождалась и взрывными явлениями, создававшими взбросы фундамента и брекчии гранитов, сцементированных загустевшей нефтью. Нефтяные залежи на месторождении Белый Тигр распространяются глубоко в фундаменте депрессий, что служит, как нам кажется, неопровержимым доказательством эндогенной их природы.

Многочисленные примеры нефтеносности пород фундамента осадочных депрессий приводятся в работе [Шахновский, 2004], в которой отмечается нефтеносность кольцевых депрессий при отсутствии в них осадочных образований (Сильян на Скандинавском щите и др.), а также нефтеносность кристаллического фундамента ниже подошвы осадочного чехла (месторождения Оймаша на п-ове Мангышлак и Ла-Паз в Венесуэле).

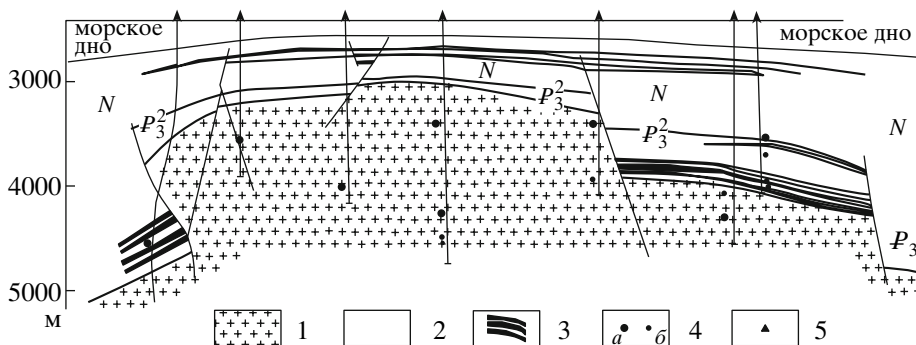


Рис. 11. Поперечный разрез через сводовую часть месторождения Белый Тигр [Арешев, 2004].

1 – гранитный фундамент; 2 – палеогеновые (P) и неогеновые (N) отложения; 3 – нефтеносные горизонты; 4 – месторождения (a) и проявления (б) нефти; 5 – скважины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По нашему мнению образование нефтяных и газовых месторождений обусловлено эндогенной активностью Земли. В геодинамическом аспекте их генезис связан с разрушением континентальной земной коры. Циклы ее прогрессивного геосинклинально-орогенно-платформенного развития за счет океанической коры периодически сменялись регрессивным широкомасштабным ее разрушением, сопряженным с развитием океанической коры за счет 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 ее гранитному слою. В число разнообразных форм проявления разрушений континентальной коры входило и образование на ее 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.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант №06-05-64288); НШ – 2849.2006.05; ОНЗ РАН, тема 2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдонин В.В., Бойцов В.Е., Григорьев В.М. и др. Месторождения металлических полезных ископаемых. М.: ТРИПСТА, 2005. 717 с.
- Арешев Е. Г. Нефтегазоносные бассейны тихоокеанского подвижного пояса. М.: АВАНТИ, 2004. 287 с.
- Артюшков Е.Е. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Буслаева Е.Ю., Новгородова М.И. Элементоорганические соединения в проблеме миграции рудного вещества. М.: Наука, 1983. 152 с.
- Галимов Э.М. Органическая геохимия изотопов // Вестник РАН. 2006. Т. 76. № 11. С. 978–988.
- Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Журавлев Д.З. Распределение микроэлементов в системах кимберлит-битум и базальт-битум в диатремах Сибирской платформы // ДАН. 2004. Т. 399. № 3. С. 373–377.
- Зубков В.С. Термодинамическое моделирование системы С–Н–О–S в РТ-условиях верхней мантии. Иркутск: Иркутский университет, 2005. 180 с.
- 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.
- Кропоткин П.Н. Дегазация Земли и генезис углеводородов // Журнал Всесоюзного химического общества. 1986. Т. 31. № 5. С. 540–547.
- Макаренко Г.Ф. Периодичность базальтов, биокризисы, структурная симметрия Земли. М.: Геоинформмарк, 1997. 97 с.
- Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М.: Наука, 1999. 253 с.
- Маракушев А.А. Новая модель формирования платформенных депрессий и подчиненных им стратиформных рудных месторождений // Проблемы рудной геологии. М.: Наука, 2004. С. 11–25.
- Маракушев А.А., Маракушев С.А. РТ – фации простых, углеводородных и органических веществ системы С–Н–О // ДАН. 2006. Т. 406. № 4. С. 521–527.
- Маракушев А.А., Маракушев С.А. Природа геохимической спецификации нефти // ДАН. 2006. Т. 411. № 1. С. 111–117.
- Маракушев А.А., Маракушев С.А. Окислительно-восстановительные фации углеводородов и образование нефти // ДАН. 2007. Т. 414. № 1. С. 83–89.
- Милановский Е. Е. Геопульсация в эволюции Земли // Планета Земля. Энциклопедический справочник “Тектоника и геодинамика” / Под ред. Красного Л.И., Петрова О.В., Блюмана Б.Л. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.
- Недра России. Вып. 2. Т. 1. Полезные ископаемые / Под ред. Межеловского Н.В., Смирнова А.А. СПб., М.: Наука, 2001. 549 с.
- Пуцаровский Ю.М. Строение, энергетика и тектоника мантии Земли // Вестник РАН. 2005. Т. 75. № 12. С. 1115–1122.
- Самонейт К. Самая молодая нефть // Природа. 1991. № 12. С. 110.
- Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука, 2006. 129 с.
- Хаин В.Е., Полякова Н.Д. Ресурсы нефти и газа в глубоких подводных зонах континентальных окраин // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 6. С. 610–621.
- Хаин В.Е. Взаимодействие атмосферы, биосферы и литосферы – важнейший процесс в развитии Земли // Вестник РАН. 2007. Т. 77. № 9. С. 794–810.
- Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элюзионных бассейнах // Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 372.
- Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности распространения и генезис // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 4. С. 339–358.
- Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. 606 с.
- Хоффман К. Инверсии древнего магнитного поля – ключ к геодинамо // В мире науки (Scientific American). 1988. С. 32.
- Шахновский И. М. Происхождение нефтяных углеводородов. 2-изд. М.: ОАО ВНИИОЭНГ, 2004. 60 с.

- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: Наука, 1994. 304 с.
- Baundemont D., Fedorovich J. Structural control of uranium mineralization at the Dominique-Peter deposit, Saskatchewan, Canada // *Econ. Geol.* 1996. V. 91. № 5. P. 855–974.
- Charlou J.L., Donval J.P., Fouquet Y. et al. Geochemistry of high H₂ and CH₄ vent fluids issuing from ultramafic rocks at the Rainbow hydrothermal field (36°14'N, MAR) // *Chem. Geol.* 2002. V. 191. P. 345–359.
- 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.
- Denies P. The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths // *Earth Sci. Rev.* 2002. V. 58. № 3–4. P. 247–278.
- Gold T. The deep hot biosphere. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* 1992. V. 89. P. 6045–6049.
- Helgeson H. C., Owens C. E., Knox A.M., Richard L. Calculation of the standard molar thermodynamic properties of crystalline, liquid and gas organic molecules at high temperature and pressure // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1998. V. 62. № 6. P. 985–1081.
- Holm N. G., Charlou J. L. Initial indication of abiogenic formation of hydrocarbons in Rainbow ultramafic hydrothermal system, Mid-Atlantic Ridge // *Earth Planet Sci.* 2001. V. 191. P. 1–8.
- Kashefi K., Lovley D.R. Extending the upper temperature limit for life // *Science.* 2003. V. 301. P. 934.
- Kenney J. F., Kutcherov V. A., Bendelian N. A., Alexeev V. A. The evaluation of multicomponent system at high pressure: VI. The thermodynamic stability of the hydrogen-carbon system: The genesis of hydrocarbon and the origin of petroleum // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* 2002. V. 99. № 17. P. 10976–10981.
- Managadze G. A new universal mechanism of organic compounds synthesis during prebiotic evolution // *Planet. Space Sci.* 2007. V. 55. P. 134–140.
- Marakushev A.A. Cosmic petrology and the planetary evolution of the Solar System // *Astronom. Astrophys. Trans.* 2005. V. 24. № 6. P. 507–519.
- Oelkers E.H., Helgeson H.C., Shock E.L. et al. Summary of the apparent standard partial molal Gibbs free energies of the formation of aqueous species, minerals, and gases at pressures 1 to 5000 bars and temperatures 25 to 1000°C // *J. Phys. Chem. Ref. Data.* 1995. V. 24. № 4. P. 1401–1560.
- Pedersen K. Exploration of deep intraterrestrial microbial life: current perspectives // *FEMS Microbiol. Lett.* 2000. V. 185. P. 9–16.
- Pizzarello S., Zolensky M., Turk K.A. Nonracemic isovaline in the Murchison meteorite: Chiral distribution and mineral association // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 2003. V. 67. № 8. P. 1589–1595.
- Potter J., Rankin A.H., Treloar P.J. Abiogenic Fischer-Tropsch synthesis of hydrocarbons in alkaline igneous rocks: fluid inclusions, textural and isotopic evidence from Lovozero complex, N.W. Russia // *Litos.* 2004. V. 75. P. 311–330.
- Reysenbach A.-L., Cady S.L. Microbiology of ancient and modern hydrothermal systems // *Trends Microbiol.* 2001. V. 9. № 2. P. 79–86.
- Scott H.P., Hemley R.J., Mao H. et al. Generation of methane in the Earth's mantle // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* 2004. V. 101. № 39. P. 14023–14026.
- Sherwood Lollar B., Wastgate T.D., Ward J.A. et al. Abiogenic formation of alkanes in the Earth's crust as a minor source for global hydrocarbon reservoirs // *Nature.* 2002. V. 416. P. 522–524.
- Sugisaki R., Mimura K. Mantle hydrocarbons: Abiotic or biotic // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. № 11. P. 2527–2542.
- Taran Y.A., Kliger G.A., Sevastianov V.S. Carbon isotope effects in the open-system Fischer-Tropsch synthesis // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 2007. V. 71. P. 4474–4487.
- Tingle T.N., Hochella M.F. Formation of reduced carbonaceous matter in basalts and xenoliths: Reaction of C–O–H gases on olivine crack surfaces // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1993. V. 57. P. 3245–3249.
- 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.
- Whitman W.B., Coleman D.C., Wiebe W.J. Prokaryotes: The unseen majority // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* 1998. V. 95. P. 6578–6583.