

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ УЧАСТИЯ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ МАНТИИ И ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПОЛИГЕНЕЗЕ НЕФТИ

Б.И. Писоцкий¹, Р.П. Готтих²
1 – ИПНГ РАН, 2 – ВНИИГЕОСИСТЕМ
e-mail: rimgot@list.ru; pisotskiy@list.ru

В физико-химическом отношении нефть в залежах – это сложная смесь УВ, гетероатомных органических соединений, растворенных газов и металлоорганических комплексов. В общем виде это термодинамическая система C-H-O-S-N-He-Ar-Ne-Me (Me – элементы), которая при тех или иных P–T условиях находится в относительном равновесии. Генетические аспекты данной системы определяются изотопными соотношениями в общепринятой интерпретации данных.

В отличие от представлений о нефти лишь как о продукте трансформации органического вещества в процессе катагенетических преобразований вещественно-породных комплексов осадочных бассейнов, сторонники неорганического и полигенного происхождения нефти в основу сложных химико-физических процессов, происходящих в недрах, закладывают так называемые глубинные флюиды. В настоящей статье предпринята попытка рассмотреть некоторые признаки участия эндогенной составляющей в процессах нефтеобразования и нефтегазонакопления.

Статья частично основана на материалах, изложенных на конференции, посвященной 5-м Кудрявцевским чтениям, где на основе анализа многочисленных опубликованных данных авторы попытались в определенной степени ответить на вопрос о том, что такое ювенильные флюиды, как и где они формируются.

На протяжении многих лет В.Б. Наумов с соавторами собирали и анализировали всю информацию о составе и P–T параметрах эндогенных флюидов, полученную при изучении включений в минералах мантийных нодулей, пород основного и ультраосновного состава, гидротермальных образований. Результат исследований по изучению термодинамических характеристик литосферных флюидов можно изложить в виде нескольких основных положений [1]:

1. Включения флюидов совместно с включениями расплавов в минералах пород отмечаются при температурах от 1400 °С и давлениях от 21000 бар (единичные определения);

2. Мантийные флюиды и флюиды мантийных магм характеризуются следующими параметрами: $T = 750\text{--}1300$ °С и $P = 1.5\text{--}16.0$ кбар. Состав флюидов преимущественно

углекислотный, сменяющийся на углекислотно-водный с примесью метана, азота и сероводорода при понижении P–T параметров;

3. В диапазоне температур выше 700 °С и при давлении выше 4000 бар флюиды практически не содержат воды и представлены CO₂, CH₄, N₂, CO, H₂S;

4. При параметрах: T<600 °С и P<4000 бар флюиды преимущественно водные, гетерофазные, с высоким содержанием хлоридов металлов в парогазовой фазе;

5. Гидротермальные растворы верхней земной коры с температурами 50~700 °С и давлением 0.001~4.0 кбар имеют переменный состав газовой составляющей с преобладанием углекислоты;

6. Высокие давления (от 2 до 8 кбар) в гидротермальных флюидах свидетельствуют либо о связи систем с магматическими (или метаморфическими) процессами, либо – с более глубинными процессами декомпрессии магматических очагов (или с процессами неясной природы).

В природе фиксируются и эндогенные гидротермальные флюиды, участвующие в образовании рудных месторождений следующего состава: CH₄, H₂O – CH₄, CO₂-CH₄, CO₂-H₂S, H₂O-N₂, но они достаточно редко встречаются.

Один из выводов, полученных с использованием приведенных материалов, заключается в том, что при употреблении термина «глубинные флюиды» необходимо указывать предполагаемые температуры и давления, от которых можно было бы перейти уже к уровню формирования газовых систем любого состава.

Таким образом, мантийные флюиды и флюиды, связанные с декомпрессией магматических очагов, имеют преимущественно углекислотно-водный состав. В гидротермальных системах, к которым можно отнести и нефть, появляются и другие компоненты, такие, как метан и его гомологи, причем, пик содержания метана приходится на 300 °С.

Средний состав газовой фазы эндогенных флюидов по данным раман-спектроскопии выглядит следующим образом: CO₂ – 61.46; CH₄ – 19.23; N₂ – 16.18; H₂S – 2.17; CnHm – 0.72; CO – 0.12 (мол.%), а с учетом содержания воды: H₂O – 70.3; CO₂ – 21.4; CH₄ – 6.3; N₂ – 2.0; H₂S – 0.07 (мол.%). В выведенный средний состав газовой фазы вошли также магматические флюиды гранитоидов (в том числе S-типа) и флюиды метаморфических пород с графитом, в которых содержание метана может достигать 30 мол. %.

Подобный состав эндогенных флюидов вполне объясним, особенно если это относится к мантийным флюидам. Исследования последних десятилетий показали, что верхняя мантия Земли под континентами до глубин порядка 200–250 км окислена. Состав газовой фазы, которая может сосуществовать с перидотитами, определяется величиной fO_2 вмещающей геологической среды. В верхней мантии до указанных глубин fO_2 соответствует QFM-буферу, что подразумевает существование преимущественно углекислотно-водных систем, которые и фиксируются во включениях минералов. Отсюда следует важный вывод о том, что под континентами (в более глубинных зонах литосферной мантии, в которых фугитивность кислорода определяется MW и IW-буферами), если и возникают восстановленные флюидные системы, то в верхних областях они трансформируются в преимущественно водные системы, понижающие солидус плавления пород. В результате начинается плавление субстрата и зарождение мафитовых магм примерно на уровне 100–120 км. Источниками флюидов, вовлекающихся в адвективный массоперенос в верхах мантии, в значительной степени служат слюды, амфибол, апатит и частично карбонаты, образовавшиеся, прежде всего, за счет одновременных субдукционных процессов при формировании консолидированной коры [2–4].

Основным агентом массопереноса в глубинных областях мантии являются карбонатитовые растворы–расплавы с малым содержанием воды, участвующие в процессах метасоматоза и дающие начало выплавлению ультращелочных магм, формирующих массивы типа Хибинского и Ловозерского. В образовании карбонатитовых диапиров, по данным экспериментальных исследований и моделирования, могут принимать участие карбонаты субдукционных плит, плавящиеся в переходной зоне за счет снижения солидуса пород в присутствии щелочей [5–6].

Итак, под древними платформами, кратонами массоперенос в глубинных частях верхней мантии осуществляется либо за счет фильтрации карбонатитовых растворов–расплавов, приводящей к развитию метасоматоза, либо за счет силикатных расплавов в верхних зонах мантии. При поступлении расплавов в промежуточные очаги земной коры, их охлаждении и декомпрессии образуются гидротермальные системы, представляющие собой «смесь» эндогенных и экзогенных флюидов, циркулирующих в кристаллических и осадочных породах в градиентном температурном поле, возникающем при внедрении и остывании интрузий.

Остановимся кратко на вопросах взаимосвязи тепломассопереноса и плавления в зонах субдукции, которые многими исследователями привлекаются для решения проблемы рециклинга вещества и нефтеобразования. В [7] приведена наиболее удачная, по мнению Н.Л. Добрецова, модель ступенчатой дегидратации слэба, описанная в работе (Т. Kogiso et al., 2009 г.), которая в определенной степени дополняет приведенный выше материал по внутриплитному взаимодействию с участием флюидов и расплавов (рис. 1).

Как следует из рис. 1, наибольшее выделение флюида происходит в верхней части слэба, в которой гидратированные минералы (серпентин, тальк, хлорит, пумпеллит, цеолиты и др.) формировались еще в зоне Срединно-Океанического хребта (СОХ), где функционирует самая мощная гидротермальная система. Гидратации подвергаются минералы в нисходящих ветвях системы СОХ до глубины 10–15 км. Дополнительная гидратация (полная серпентинизация перидотитов и зеленокаменное перерождение базальтов) может происходить в зонах трансформных разломов, где нисходящие ветви течений могут достигать глубины 30 км. В ряде работ численным моделированием подтверждено развитие трещиноватости и, соответственно, фильтрация по ним флюидов вплоть до глубин 25–30 км от поверхности слэба [7].

Из работы Kogiso (2009 г.) следует, что ступенчатая дегидратация погружающегося слэба контролируется двумя уровнями сейсмичности. Верхний уровень сейсмичности отражает реакции дегидратации в погружающейся базальтовой коре мощностью около 7 км (плюс 1–2 км погружающихся осадков), ниже и выше этого слоя реакции дегидратации в системе перидотит – вода осуществляются при переменных P – T –условиях (рис. 1А). В работе используется гипотеза хрупкого деформирования при дегидратации с выделением флюида в ранее подготовленную систему ослабленных зон погружающегося слэба, что подтверждается сейсмотомографическими данными и распределением землетрясений.

На рис. 1А показано, как слой базальтовой коры с осадками при погружении последовательно превращается в зеленые сланцы, голубые сланцы, эпидотовые эклогиты и амфиболовые эклогиты (синяя зона). Ниже ее по падению показаны зоны: переходная и частичного плавления. Выше «синей зоны» выделена область устойчивости $Srt+Chl+Tc$ с узкой каймой хлорита, которая примерно соответствует области субдукционного клина. Здесь допускается существование сложных серпентинитовых диапиров, достигающих плавления, но их значение, по мнению авторов [7], преувеличено. Ниже «синего»

корового слоя выделяют широкое поле устойчивости $Srt+Chl+Br+Tc$ в погружающемся перидотите слэба, окруженное зоной $Srt+Chl$.

Миграция флюида показана вертикальными стрелками вверх (рис. 1А), хотя можно допустить и горизонтальную миграцию вдоль насыщенного флюидом слоя на глубине 60–70 км (рис. 1Б). На данном рисунке штриховыми черными линиями показаны две зоны фильтрации расплава с образованием промежуточных камер, подтверждаемых данными сейсмической томографии.

Таким образом, отделение водного флюида при дегидратации плиты происходит до определенной глубины в слоях разного состава, ниже данной границы будет происходить резкая смена обстановки, масштабное плавление слоя (осадочного, базальтового) в сверхкритической области. В разных дугах возможны различные сценарии развития процессов, что в общем не меняет их сути. Процессы в зонах субдукции происходят в широком диапазоне масштабов, охватывающих глубины от первых метров (геотермальные проявления) до сотен километров (погружение океанической плиты).

Развитие полей миграции флюидов в земной коре над магматическими очагами (голубой цвет на рис. 1Б) сходно с возникновением и развитием полей флюидизации над внутриплитными интрузиями. Зоны субдукции от зон внутриплитного магматизма отличает только возникновение полей фильтрации флюидов в преддуговой области.

Представленные сценарии обмена веществом между мантией и земной корой хорошо согласуются с вышеприведенными составами флюидных систем. В ряде работ И.Д. Рябчикова, В.И. Коваленко, Г.Б. Наумова и др. на примере содержания воды и хлора в расплавных включениях основных и кислых пород различных геодинамических обстановок показано следующее. Во-первых, в породах зон спрединга и плюмов океанских плит концентрации указанных компонентов сопоставимы. Во-вторых, в породах активных континентальных окраин и внутриконтинентальных рифтов содержание данных компонентов резко увеличивается при широкой дисперсии значений. Корреляция церия и воды во флюидах, как и калия с хлором – в мантийных слюдах, позволила В.И. Коваленко с соавторами на графике (рис. 2) показать комплементарность составов обедненной и деплетированной мантии (сплошная линия), а также континентальной коры, но с учетом добавления в нее летучих компонентов гидросферы.

Таким образом, основная масса летучих компонентов, участвующих в геологических процессах в верхних оболочках Земли, формируется за счет первичного их

содержания в экзосфере зародившейся Земли и за счет ювенильных добавок, поступающих из мантии при магматической деятельности. Баланс современного распределения летучих компонентов из данных источников определяется соотношением содержаний этих компонентов во внешних оболочках (океанической и континентальной корах и гидросфере), а также количеством их в составе рециклированной литосферы [8].

Непосредственный вывод мантийных флюидов (в том числе гипотетических восстановленных, ответственных за нефтидогенез) из мантийных областей, даже если они имеют место на значительных глубинах, в верхние зоны земной коры весьма проблематичен.

Не подтверждают мантийный источник флюидных систем в земной коре и изотопные данные. В связи с тем, что при формировании как рудных гидротермальных, так и нефтяных месторождений участвует вода, целесообразно рассмотреть ее состав на диаграмме $\delta D\text{‰} - \delta^{18}O\text{‰}$, позаимствованной нами из [1] (рис.3).

Как следует из данного рисунка, изотопный состав воды предполагаемого ювенильного источника флюидов ($\delta D\text{‰} = (-40) \div (-85)$ и $\delta^{18}O\text{‰} = 5 \div 9$) характеризуется достаточно ограниченным полем значений, хотя в некоторых случаях области развития гидротермальных систем и захватывают поле состава магматической воды. Аналогичный вывод следует и из анализа многочисленных опубликованных материалов по изотопному составу метана, который еще не нефть, но все же является восстановленным компонентом многих эндогенных флюидов. Так, поле абиогенного (мантийного?) метана лежит в области значений $\delta D\text{‰} = (-50) \div (-85)$ и $\delta^{13}C\text{‰} = (-5) \div (-10)$. Метан подобного состава имеет место в минералах шпировых пегматитов ультращелочных интрузивных комплексов, но и там он не мантийный, а продукт трансформации углекислоты. В скоплениях углеводородов такого метана нет. Метан иного генезиса (от натурального в газовых залежах, нефте- и водорастворенного, катагенетического, газогидратного и т.п.) характеризуется очень широким изотопным составом от (-80) до $(-450)\text{‰}$ по δD и от (-20) до $(-100)\text{‰}$ по $\delta^{13}C$.

Изотопные составы природных C-H-O-S-N гидротермальных флюидов, в том числе и «нефтеобразующих», в подавляющем большинстве не несут на себе характеристики эндогенных источников. Составы могут приближаться к мантийным значениям, но определяться при этом различной степенью смесимости компонентов из разных источников, что, естественно, не исключает и примесь глубинного вещества. Однако в

связи с различной долей того или иного источника углерода, водорода, серы, кислорода и азота во флюидах их «первичные» метки могут быть достаточно сивелированы за счет преобладания компонентов гидросферы в ее широком понимании (диагенетические сульфаты, сульфиды, графит различного генезиса, глины и т.п.).

А как же рециклинг вещества, о котором упоминалось выше, и возможное участие его в процессах нафтидогенеза?

Литосфера с гидратированной океанической корой, а также с фрагментами тектонически эродированной континентальной коры, поступает в зоны субдукции. Флюидный состав магм островных дуг и активных континентальных окраин формируется в результате взаимодействия продуктов плавления мантийного клина и субдуцируемой океанической и континентальной коры. Сохранившиеся в погружающейся плите летучие компоненты транспортируются в глубокую мантию, участвуя в образовании источников океанических островов, лавовых плато и континентальных рифтов через рециклинг литосферы.

Если баланс таких летучих соединений, как вода, хлор, фтор и сера, выносимых совместно с расплавами на поверхность Земли, с массами этих летучих, поглощенными в недрах совместно с субдуцированной литосферой, а также их массами, содержащимися во внешних оболочках. в первом приближении известен, то вопрос об объемах рециклированного углерода не ясен. Но, бесспорно, и этот элемент вовлекается в глубокий кругооборот, о чем могут свидетельствовать изотопные данные.

На рис. 4 представлены изотопные характеристики карбонатитов из различных структурно-тектонических зон регионов с проявленными процессами плюмовой активизации. Выше указывалось, что именно растворы–расплавы карбонатитового состава являются главными агентами массопереноса в глубоких областях верхней мантии. В области распределения изотопных значений в системе $\delta^{18}\text{O}\text{‰} - \delta^{13}\text{C}\text{‰}$ Н.В. Владыкин (2009) выделил поля геохимических резервуаров, полученных с использованием Sm-Nd и Rb-Sr систематик основных породных комплексов по Де-Паоло – Вассербургу. Как следует из диаграммы, даже в поле деплетированной мантии имеют место карбонатиты с изотопными составами коры по значениям $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$. В поле же составов, характеризующих обогащенную мантию второго типа, лежит часть проб с изотопными метками углерода морских карбонатов и с типичными изотопными составами верхнекоровых объектов по значениям $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$. Помимо карбонатитов, еще одним «представителем» мантии являются

алмазы, выносимые кимберлитовыми магмами на поверхность Земли. Причем, алмазы встречаются как в ультраосновном минеральном парагенезисе, так и в эклогитовом, формирование которого связывают с вкладом субдукционного материала в область выплавления кимберлитов. Изотопный состав углерода алмазов ($\delta^{13}\text{C}\text{‰}$) составляет $(-7.1) \pm (-0.3)\text{‰}$ и $(-27.2) \pm (-3)\text{‰}$, соответственно, в различных парагенезисах.

Приведенные материалы подтверждают участие органического углерода в рециклинге вещества, поступающего в мантийные области вместе с материалом аккреционных клинов в процессах субдукции. Вместе с тем, вклад органического углерода в рециклинг вряд ли велик, поскольку все же преобладающим соединением углерода в мантии является двуокись углерода со средним изотопным составом $\delta^{13}\text{C}\text{‰} \approx 5$.

Таким образом, соотношения между стабильными (C–H–O–S) изотопами в большинстве своем указывают на коровый источник гидротермальных флюидов и их производных, участвующих в рудо- и нефтеобразовании.

По изотопному составу углерода нефти существенно обогащены по сравнению с мантийными значениями легким изотопом $\delta^{13}\text{C}\text{‰} = (-22) \div (-35)$, по значениям δD они значительно перекрывают предполагаемые ювенильные метки, а по значениям $\delta^{34}\text{S}$ – состав нефти отклоняется от троилитового как в сторону облегчения, так и в сторону утяжеления.

В настоящее время при обсуждении различных проблем нефтяной геологии в комплексе с другими геологическими и геохимическими данными используют и данные по изотопному отношению гелия.

На первом этапе исследований в качестве аргументации «глубинности» формирования нефтяных и газовых систем использовалось отношение CH_4/He . Предполагалось, что, чем оно меньше, тем более глубинным должен быть источник флюидов. Однако подход был не оправдан, поскольку не учитывался изотопный состав гелия и приуроченность основных суммарных запасов газа к древним платформам (в отложениях Mz-Kz платформ и в областях глубокого залегания фундамента содержание гелия в газах незначительно). Среди газовых и нефтяных залежей минимальная полученная концентрация ^3He составляла $2 \cdot 10^{-11}$ об.%, максимальная – $3.8 \cdot 10^{-7}$ об.% (в среднем $(0.01-1.0) \cdot 10^{-8}$ об.%), тогда как концентрация радиогенного гелия равна $10^{-2} - 10^{-1}$ об.% [9].

При этом основные канонические изотопные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R), характеризующие различные источники и используемые при реконструкциях, составляют: в атмосфере – $1.38 \cdot 10^{-6}$; в континентальной коре (при кларковых содержаниях U, Th, Li) – $2 \cdot 10^{-8}$; в месторождениях нефти, конденсата и газа – $n \cdot 10^{-6} - n \cdot 10^{-8}$; в источнике MORB – $1.15 \pm 0.1 \cdot 10^{-5}$; в областях влияния плюмов – R больше R MORB в 3–3.5 раза [10–11].

В [12–13] на основании обобщения большого фактического материала по углерод-гелиевой изотопно-геохимической системе был сделан вывод о том, что формирование нефтегазовых месторождений является следствием трансформации глубинных углеводородных флюидов, генерированных с участием процессов рециклинга (корового материала) и мантийно-корового взаимодействия. Правомочность подобного вывода, к сожалению, не подтверждена в обзорах геологическими разрезами территорий, в пределах которых были получены изотопно-геохимические данные.

Общеизвестно, что скопления углеводородов формируются в различных геодинамических условиях и структурно-тектонических зонах, флюидный режим земной коры в которых разный. Рассмотрим это на примере древних платформ.

Так, одной из основных зон нефтенакопления в пределах Восточно-Европейской платформы (ВЕП) является Волго-Уральская с крупнейшим в европейской части Ромашкинским месторождением нефти. Строение консолидированной коры в створе Южно-Татарского свода (области локализации залежей) приведено в ряде публикаций [14–15]. Показано, что земная кора этого сегмента резко отличается от соседних блоков наличием большого количества разноориентированных пакетов отражения сейсмических волн и наклонным характером залегания крупных пара- и ортогнейсовых гранулитовых пластин. Анализ потенциальных геофизических полей, выполненный в пределах отрезка профиля «Гранит», секущего месторождение, показал присутствие в створе северо-восточного склона свода в нижней и средней коре (на глубинах от поверхности М до уровня 18–25 км) обширной области высокоплотных и высокомагнитных пород. Последнее свидетельствует о сложном строении земной коры под месторождением, которое не может быть обобщено в виде субгоризонтально-слоистой модели [15]. Полагают, что подобная «аномальность» строения обусловлена тектоническими и тектоно-магматическими процессами рифейского и девонского времени проявления.

В настоящее время в пределах ВЕП наибольшей сейсмической активностью (с магнитудой более 5.5) характеризуются два сегмента: Кольский и Волго-Уральский [16].

По данным [17], ЮТС имеет наиболее высокий тепловой поток в регионе. Нами на протяжении трех лет (1998–2000 гг.) периодически отбирались и анализировались пробы водорастворенных газов из пород кристаллического фундамента, вскрытого в различных блоках ЮТС пятью пьезометрическими скважинами, среди которых, Алькеевская (10179), Холмовская (29419), Березовская (11921), Уратьминская (866), Черемшанская (2092) [14]. Всего было проведено более 100 определений, показавших, что содержание гелия в пробах не зависит от содержания других компонентов (H_2 , N_2 , CO_2 , CH_4 и его гомологов), а вариации концентраций гелия в газах из разных скважин составляли интервал от следов до 1.63 об%, что близко к оценкам суммарных запасов гелия в сопутствующих газах Ромашкинского месторождения – 0.1–0.2 об% [18]. Величина изотопного отношения гелия в природных газах палеозоя Русской платформы, по литературным данным, составляет $1-2 \cdot 10^{-8}$ (в среднем $1.4 \cdot 10^{-8}$). Для нефтерастворенных газов Ромашкинского месторождения полученные значения R составили $2.7 \cdot 10^{-8}$, для флюидов Приуралья $R = 0.6-1.2 \cdot 10^{-8}$ [9]. Таким образом, аномальное геофизическое строение консолидированной коры Южно-Татарского свода не отражено в изотопном составе гелия, поскольку крупные эндогенные процессы в регионе имели место задолго до процессов формирования нефтяных скоплений. Естественно, что последующие тектонические активизации с эпицентрами землетрясений на уровне 6.0–7.0 км способствуют высвобождению из кристаллических пород фундамента радиогенного гелия и его поступлению в осадочный чехол без признаков участия мантийной составляющей, обеспечению на протяжении тысяч, а возможно и миллионов лет подпитки существующих залежей, выравниванию в них изотопных отношений. Учесть потери газов с начальными отношениями изотопов, которые могут изменяться при повторной тектонической активизации, трудно.

В природных газах Сибирской платформы максимальные запасы гелия приурочены к ее южному обрамлению, стыку платформенных структур с Саянской, Байкало-Патомской и Верхоянской орогенными структурами, а также к Байкальскому сдвиговому рифту ($\sim 0.2-0.6$ об%). Почти все величины R лежат в узком диапазоне – $(1.0-6.5) \cdot 10^{-8}$, практически совпадая с каноническим радиогенным значением $2 \cdot 10^{-8}$ (значения R , слегка превышающие его, могут, как установлено специальными исследованиями, быть обусловлены повышенными концентрациями Li в породах или длительной сохранностью 3He в некоторых хемогенных осадках) [10]. Плотность теплового потока на данной платформе отвечает континентальному фону [19].

Однако на фоне преимущественно низких значений R в пределах ряда месторождений УВ фиксируются и повышенные значения данного параметра. Так, в газах геологических разрезов Виллойской синеклизы $R = (12-23) \cdot 10^{-8}$, а в водорастворенных газах Средне-Виллойского месторождения R достигает $70 \cdot 10^{-8}$ [10]. Изотопный состав гелия в газах рифейского мегакомплекса Куёмбинского нефтегазоконденсатного месторождения на глубинах 2400–2600 м повсеместно повышен, достигает $23 \cdot 10^{-8}$, что указывает пусть на незначительное (до 1%), но все же присутствие в пробах доли мантийного гелия [20]. Значение R здесь в несколько раз выше характерного для газов древних платформ. Кроме того, в одной пробе газа зафиксированы очень высокие содержания радиогенного аргона-40 (соответственно, 556 ppm и 91.1%), а также пониженное отношение радиогенных изотопов ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ град=3.7. Такие характеристики свойственны глубинным газам земной коры.

Как нам представляется, повышенные значения R в газах Куёмбинского месторождения объясняются наличием в створе Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления Байкитской антеклизы в консолидированной коре крупных промежуточных палеомагматических очагов, обусловленных внедрением пермо-триасовых интрузий (рис. 5) [21–22]. Естественно ожидать, что при пульсационных, даже незначительных тектонических разрядках мантийный гелий, окклюдированный в минералах мафит - ультрамафитовых комплексов, при нарушении их сплошности будет выделяться и, смешиваясь с радиогенным гелием, обусловит указанные значения R . Сценарий подтверждается наличием в центральной области Камовского свода рифтогенной структуры, достигающей кровли выделенного расслоенного мафитового массива [22].

Аналогичный процесс, судя по всему, имеет место и в пределах Виллойской синеклизы, основание которой выполнено мафитами девонского возраста, внедрившимися в кору при заложении трехлучевой рифтовой системы. Подобное повышенное (по отношению к фону газов палеозоя Русской платформы) значение R отмечается и во флюидах центральных зон Днепровско -Донецкого грабена ($\text{He}^3 / \text{He}^4 = 13.0 \cdot 10^{-8}$), ложе которого выполнено щелочными базитами стадии заложения рифта.

Предложенный сценарий возможен в том случае, если в формировании флюидной составляющей магматических комплексов участвовало минимальное количество палеометеорных вод (с растворенным в них воздухом) и коровых флюидов глубокой

циркуляции. Так, например, в ультраосновных породах Себлявского и Ковдорского массивов Кольской провинции отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ достигают значений $24\text{--}15R_a$, соответственно, тогда как в породах Хибинского и Ловозерского массивов эти значения варьируют от 0.01 до $1R_a$, в среднем составляя $0.1\text{--}0.2R_a$ [23].

Анализ становления земной коры регионов показал, что на изменение величины R (отличное от канонических радиогенных значений $2 \cdot 10^{-8}$) может оказывать влияние «дегазация» вскрываемых тектоническими процессами промежуточных глубинных палеомагматических очагов с последующим естественным осреднением состава гелия в соответствии с его вкладом из всех источников. Связи между изотопным составом гелия, мезо-кайнозойскими процессами нефте- и газонакопления и мантийно-коровыми процессами девонского и пермо-триасового времени в пределах рассмотренных древних платформ не отмечается.

Справедливости ради следует отметить, что мы не знаем изотопного состава гелия именно в период формирования залежей, насколько глубоко проникали разломные зоны, контролирующие флюидоперенос. Связь внутриконтинентального рифтогенеза с активностью мантии является общепризнанной. Это хорошо показано Б.Г. Поляком на примере подземных флюидов Байкальского рифта и его обрамления [10]. Региональные различия изотопного состава гелия изучались вдоль профиля, построенного в крест простирания рифтовой зоны, на нем ярко виден резкий контраст между дорифейской Сибирской платформой и самим рифтом. Повышенные значения R в пробах газа, отобранных на бортах рифта и юго-восточнее от него, отражают современную геодинамическую активность данной области, что установлено геофизическими методами [24–25]. Интересно, что в восточной части Тункинской впадины, в которой активно проявились вулканические процессы миоцен-голоценового времени, выделены и подтверждены субмантийные значения R до $1.1 \cdot 10^{-5}$, отвечающие почти 96% мантийного гелия в суммарном гелии флюидов.

Рассмотрим также изменения изотопного состава гелия во флюидах такой же древней Северо-Китайской платформы, в пределах которой расположены два осадочных нефтегазоносных бассейна: Ордосский – на западе и Бохайваньский – на востоке (Рис.6).

Бассейн Ордос является сложным внутрикратонным бассейном, в основании фанерозойского чехла его выявлены два позднедокембрийских авлакогена. На юге и

востоке Ордосская синеклиза окаймлена позднекайнозойской рифтовой системой Фэнвей, отделяющей ее от антеклизы Шаньси.

Изотопно-геохронологические исследования интрузивных пород в восточной части Ордосского бассейна Rb-Sr, K-Ar и U-Pb – методами позволили выявить в регионе пять этапов фанерозойского магматизма: 94–91 млн лет (K_2), 132–125 (K_1), 154–141 (J_3), 293–287 (P_1), 343 млн лет (C_1) [26]. Скопления углеводородов приурочены к пермско-каменноугольным, верхнетриасовым и нижнеюрским отложениям. Комплексный анализ материалов позволяет отнести процессы формирования залежей к меловому периоду.

К востоку от антеклизы Шаньси располагается обширная Северо-Китайская синеклиза, в рельефе которой выделяются одноименная равнина и залив Бохай Желтого моря (рис 6). В строении северной (Бохайской) части синеклизы доминирующее значение имеет кайнозойская рифтовая система северо-северо-восточного простирания. В рифтовых впадинах в эоцене и олигоцене накопились толщи континентальных отложений от 3–6.5 до 10–12 км, в которых имеются потоки и линзы толеитовых и субщелочных базальтов, погребенные вулканические аппараты и рои даек, приуроченные к сбросам [27–28]. Процессы формирования скоплений УВ, судя по всему, имели место в миоценовый период.

Несмотря на высокую сейсмичность региона в целом (средняя магнитуда землетрясений в бассейне Ордос достигает 6.5, а в бассейне Бохайвань – $M \geq 7-8$) и широкое развитие мезозойских вулканитов), изотопный состав гелия существенно отличается. Во флюидах Ордосского бассейна значения R/Ra составляют 0.07–0.04, а во флюидах Бохайваньского – 0.8–9, что указывает на существенную добавку мантийной компоненты в последнем случае [13, 28].

Ответ на вопрос, что послужило причиной столь большой разницы в отношениях изотопов гелия, дает анализ строения консолидированной земной коры под различными геологическими единицами Северо-Китайской платформы. На рис. 6 приведен геофизический разрез земной коры в створе профиля ГСЗ Wenden-Xinzou-Alashan, секущего Северо-Китайскую платформу (СКП) в близширотном направлении [29–30].

Полученные скоростные модели Р-волн выявили существенные структурные изменения. (рис. 7).

Консолидированная кора в створе Ордосского бассейна характеризуется однородной горизонтально-слоистой структурой без зон пониженных скоростей

продольных волн. По мощности и по геофизическим параметрам данная кора близка к коре Тунгусского бассейна Сибирской платформы, которая также имеет большую постоянную мощность 40–43 км, высокую скорость распространения продольных волн (6.90 км/с) в нижней коре и аномально высокие скорости в верхней мантии (8.4–8.5 км/с). Данные особенности указывают на слабую деформированность и измененность геологической среды, что соответствует относительно долгосрочной тектонической стабильности блока.

Крупные зоны разломов, такие как Танлу, Taihang, Шанси, Иньчуань являются границами блоков кратона. Грабен Шанси заложен в области постепенного изменения глубины залегания Мохо от 42 до 38 км. В створе грабена отмечаются пониженные значения продольных скоростей в средней и верхней земной коре. Сильный контраст скорости в средней коре (15–30 км) между Ордосским блоком и грабеном Шаньси указывает на локальную дезинтеграцию геологической среды вплоть до кровли нижней коры.

Особенно ярко на сейсмическом профиле по смещению границы М и нарушению внутрикоровых границ проявляются глубинные разломные зоны, ограничивающие Бохайский блок. Разломная зона Танлу выражена в виде смещения границы М (от 34 км в восточной части до 28 км – в западной) и кровли кристаллического фундамента на 3 км. Средняя скорость продольных сейсмических волн в земной коре к востоку от разлома 6.3 км/с, а к западу от него – 5.32 км/с.

Система разломов Taihang ограничивает с запада Бохайский блок и приурочена к продольному позднемезозойскому Тайханшаньскому орогену. В створе ПК 800–900 км граница М изменяется от 32 до 38 км под орогеном, а средняя скорость продольных сейсмических волн в коре увеличивается от 5.8 до 6.2 км/с.

В отличие от западной и центральной частей кратона, консолидированная кора в восточной части, в створе Бохайваньского бассейна, характеризуется пониженными скоростями продольных волн до уровня средней коры. Здесь мощность коры 23–29 км, что на 30–40% меньше, чем мощность коры под Ордосским плато. Средняя скорость сейсмических волн в кристаллической коре на 3–4% ниже (как и в верхней мантии ~ 4%), чем под Ордосским бассейном. Таким образом, строение земной коры и верхней мантии в западной и восточной частях Северо-Китайской платформы (по материалам геофизического моделирования) существенно различается.

В восточной части региона имеют место следы кайнозойского разрушения (редукции) кратона в створе Бохайской депрессии с заложением крупного осадочного бассейна. Западная часть платформы оставалась стабильной, с высокими скоростями Р-волн, относительно холодной, с сильной структурной корово-мантийной связью. Разломы Танлу и Taihang являются тектоническими границами и играют важную роль в процессах резорбции нижней коры. В процессе расширения Бохайского бассейна возникали разломы, ограничивающие депрессии и поднятия в пределах одной структуры.

В [29] представлено трехмерное распределение плотности в литосфере Северо-Китайского кратона, полученное путем последовательной инверсии гравитационных данных и Р-волн. Распределение плотности оказалось когерентным с региональной тектоникой, наблюдаемой на поверхности при разделении платформы на структурно-тектонические единицы, которые могут указывать на различную тектоническую эволюцию земной коры и деструктивные процессы. Аномалии скорости продольных сейсмических волн и плотности в литосфере юго-восточной части Китая объясняются влиянием малых Тихоокеанских плюмов [30–31].

Из представленного материала следует вывод о том, что вариации изотопных составов гелия в залежах УВ Северо-Китайской платформы вызваны поступлением газовых эманаций при формировании скоплений в пределах Бохайваньского бассейна из промежуточных очагов мантийных расплавов в кайнозойское время. Несмотря на высокую сейсмичность недр Ордосского блока (как и высокую сейсмичность недр Южно-Татарского свода), изотопные составы гелия во флюидах этих регионов определяются коровой составляющей.

Вместе с тем, наряду с вкладом мантийной компоненты в состав газовых и нефтяных месторождений, изотопный состав серы H_2S , например, в месторождении Чжаоланьчжуан во впадине Бохайвань достигает 23–26‰, т.е. происхождение сероводорода обусловлено химическим восстановлением сульфатов [32–33].

Таким образом, приведенные материалы показывают, что основные компоненты нефти, описываемые системой C-H-O-S-N-He-Ar-Ne, по изотопным данным (так же как и гидротермальные системы, участвующие в формировании значительной части рудных скоплений), в большинстве своем относятся к коровым производным. При этом источники тех или иных компонентов могут быть различными. Например, в производных платиноносных рифов Норильска присутствует сульфатная сера (так же как и в нефти

Бохайваньского бассейна), отличительной особенностью которой служат мантийные значения гелиевых отношений.

Для гидротермального рудообразования и нефтеобразования объединяющими являются процессы тектоно-магматической или тектонической активизации регионов в периоды геодинамических циклов становления и преобразования консолидированной коры. Эти процессы приводят к общей активизации крупных блоков коры, внедрению расплавов с последующим формированием гидротермальных флюидов или к зарождению эксфильтрационных гидротерм в средах, не затронутых магматическими проявлениями, но подверженных интенсивной дислокации. Металлогеническая нагрузка в рудных месторождениях соответствует типу магматических проявлений, и микроэлементный состав нефти, по нашему мнению, также соответствует составу тех или иных эндогенных комплексов, участвующих в строении частей земной коры. При этом средой переноса металлов в обоих случаях служат преимущественно коровые флюидные системы.

Кратко остановимся на данном вопросе, поскольку он достаточно освещался в печати. При изучении характера распределения микроэлементов в нефти различных регионов нам не удалось выявить закономерности, которые бы связывали ее состав, наличие тех или иных биомолекул, определяющих тип ОВ и условия его захоронения, с геохимической специализацией нафтидов. Создалось впечатление, что химия нефти и органического вещества изучает одни процессы формирования залежей, а геохимия – другие.

Нашими многолетними исследованиями установлено, что микроэлементы в нефти концентрируются в смолисто-асфальтовых фракциях, часть из них как бы «размазана» по асфальтенам и смолам (V, Ni и др.), а некоторые летучие халькофилы (Hg, Se, As, Te, Re и др.) накапливаются, главным образом, в маслах. Соответственно, легкие нефти с малым содержанием асфальтенов в большей степени обогащены именно этими микроэлементами, а тяжелые – литофильными микроэлементами (Th, Zr, REE, Hf и др.). Подобное распределение определяется, прежде всего, химическими свойствами элементов и способностью их образовывать устойчивые металлоорганические комплексы с теми или иными лигандами. Асфальтены, в свою очередь, также отличаются по уровню концентрирования металлов. Асфальтены гипергенно или идиогипергенно измененной нефти слабо металлоносны, по сравнению с асфальтенами нефти, локализованной в низах осадочного чехла на больших глубинах.

Установлено также, что нефти различных провинций, с одной стороны, имеют свой индивидуальный геохимический спектр, а с другой – наследуют геохимический фон той или иной территории, определяемый комплексом магматических формаций, участвующих в становлении континентальной коры. В связи с этим, несмотря на разброс в уровнях концентрирования МЭ, составы нефти различных провинций на дискриминационных диаграммах составляют достаточно обособленные группы и, что важно, ни на одной из диаграмм геохимические области нефти не пересекаются с геохимическими областями органического вещества предполагаемых нефтематеринских толщ [34–35]. В частности, на дискриминационной диаграмме Ti–Zr–Y, составленной для идентификации базитов различных геодинамических обстановок (Pearce and Cannome, 1973 г.), осредненные составы нефти изученных нами регионов находятся в поля значений мафитов, которые в значительной степени определяют геохимический профиль регионов, поскольку участвуют в процессах формирования и строения земной коры провинций (рис. 8).

Аналогичный вывод следует и из графика $^{232}\text{Th} - ^{208}\text{Pb} / ^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$, представленного в виде стендового доклада в рамках Европейской Объединенной Научной Геологической Ассамблеи, которая проходила в Вене (03–08 апреля 2011 г.). В частной беседе с авторами доклада, являвшимися сотрудниками научно-исследовательского Центра в Париже, было выяснено, что точечным изотопно-геохимическим исследованиям подверглись предоставленные им пробы озоленной нефти, а также органического вещества в аншлифах пород из различных регионов мира. Конкретная привязка образцов и проб по регионам не имела значения, а исследования носили предварительный, оценочный характер. Анализы проводились с использованием современных масс-спектрометров LA-MS-ISP-MS. Согласно рис. 9, органическое вещество пород и нефти занимают различные, практически не накладывающиеся поля в системе указанных координат, вне зависимости от места отбора анализируемых проб. С использованием прибора ISP-MS (ELAN-600), качество которого на два порядка ниже оборудования французских исследователей (недостаточно хорошее разделение по массам ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb , ^{204}Pb), мы показали на графике собственные данные, полученные при изучении органического вещества из доманикитов ЮТС и баженитов из геологического разреза Сургутского свода.

Также на график были вынесены данные по нефти Западной и Восточной Сибири, Днепровско-Донецкого авлакогена (ДДА), Тимано-Печорского региона (ТПП) и Южно-

Татарского свода (ЮТС) Волго-Уральской провинции. И наши, и зарубежные данные подтверждают факт отсутствия изотопно-геохимической связи между ОВ пород и нефтью.

Таким образом, представленные материалы показали, что наиболее информативными данными в генетическом плане являются графики и диаграммы, в основе которых лежат соотношения между высокозарядными микроэлементами, а не между транзитными макрокомпонентами, применяемыми часто при отнесении нефти к тому или иному химическому типу [36].

Присутствие в нефти высокозарядных и крупноионных литофильных МЭ позволяет использовать изотопную геохимию Sm-Nd, Rb-Sr и Pb-Pb систематик для установления времени поступления нефтяных систем на те, или иные уровни геологических разрезов, определять возраст «экстракции» элементов из мантии и их заимствование нефтеобразующими флюидами. Наряду с материалами о характере фракционирования лантанидов, можно определить степень смешения кислого и основного источника в геохимическом облике нефти.

Существенный вклад в понимание процессов формирования геохимического облика нефти внесли методы термобарогеохимии, позволившие выявить следы миграции восстановленных флюидов, участвующих в нефтеобразовании и нефтенакоплении, как в породах осадочного чехла, так и породах фундамента.

Определены составы вещества в вакуолях, палеотемпературы поступления флюидов на различные уровни геологических разрезов, восстановлена эволюция их геохимического состава при изменении термодинамических условий миграции, согласующаяся с составом нефти и типом сопутствующих битумопроявлений. И, что существенно, доказано отсутствие вне зон и областей нефтенакпления следов фильтрации восстановленных флюидов.

Важным генетическим признаком стало обнаружение в нефти элементов платиновой группы, составляющих, наряду с золотом, рением и серебром, геохимический тренд, присущий мафитам и ультрамафитам [37]. Причем, хондритнормализованные спектры распределения платиноидов в некоторых пробах нефти (анализы, выполненные методом изотопного разбавления с предварительным выделением из проб металлов) были идентичны спектрам элементов в эндогенных платиноносных рудах.

Таким образом, по совокупности полученных данных установлен факт присутствия в нефти эндогенных составляющих, не характерных для органического вещества и осадочно-породных комплексов.

Заключение

Представленные в статье геохимические и изотопно-геохимические материалы показывают, что термодинамическая система C-H-O-S-N-He-Ar-Ne-Me, т.е. нефть, состоит из смеси компонентов, имеющих различные источники. Соотношения между стабильными (C-H-O-S) изотопами в большинстве своем указывают на коровый источник гидротермальных флюидов и их производных, участвующих в рудо- и нефтеобразовании. Такими источниками могут быть осадочно-породные комплексы депрессий с включенными пластовыми и поровыми растворами, метеорные и океанические воды, породы кристаллического основания НГП с широко развитыми графитсодержащими кристаллическими сланцами.

Эндогенную составляющую во флюидных нефтеобразующих системах определяют изотопные соотношения между инертными газами в случаях совмещения во времени процессов андерплейтинга, рифтогенеза и нефтеобразования.

Мантйные инъекции, внедрившиеся в консолидированную кору и осадочные комплексы на том или ином этапе геодинамического развития, обеспечивают геохимическую составляющую нефти при вовлечении в процесс генезиса плутоногенных или вулканогенных гидротерм. Кроме того, металлоносность нафтидов может определяться и при последующих тектонических активизациях за счет образования флюидов уже в зонах разрывных нарушений и их взаимодействия с телами глубинного вещества (плутонами, штоками, дайковыми сериями и т.п.).

Для понимания сложных процессов формирования скоплений углеводородов необходимо, по нашему мнению, привлекать данные по изотопии тяжелых элементов, интерпретация этих материалов открывает совершенно новую перспективу познания.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Наумов Г.Б., Беркелиев Т.К., Миронова О.Ф.* Формирование гидротермальных рудообразующих растворов в океанах и на континентах // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2011. № 3. С. 28–44.

2. *Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмлюк В.В., Дорофеева В.А.* Летучие компоненты (H₂O, CO₂, Cl, F, S) в базитовых магмах различных геодинамических

обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000. Т. 8, № 2. С. 131–164.

3. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др. Оценка средних содержаний H_2O , Cl, F, S в деплетированной мантии на основе составов расплавных включений и закалочных стекол срединно-океанических хребтов // Геохимия. 2006. № 3. С. 243–266.

4. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др. Летучие компоненты в базальтовых магмах и мантийных источниках океанических островов: оценка содержаний в мантийных резервуарах // Геохимия. 2007. № 4. С. 355–369.

5. Похиленко Н.П., Агашев А.М., Литасов К.Д. и др. Взаимоотношение карбонатитового метасоматоза деплетированных перидотитов литосферной мантии с алмазообразованием и карбонатит-кимберлитовым магматизмом // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 1–2. С. 361–383.

6. Шацкий А.Ф., Литасов К.Д., Пальянов Ю.Н. Фазовые взаимоотношения в карбонатных системах при P-T параметрах литосферной мантии: обзор экспериментальных данных // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 1–2. С. 149–187.

7. Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов К.Д. и др. Значение геологии, экспериментальной петрологии и сейсмотомографии для комплексной оценки субдукционных процессов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 1–2. С. 21–55.

8. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Наумов В.Б. Геодинамика, потоки и рециклинг летучих компонентов между мантией и верхними оболочками Земли // Геотектоника. 2005. № 1. С. 45–63.

9. Каменский И.Л., Якуцени В.П., Мамырин Б.А. и др. Изотопы гелия в природе // Геохимия. 1971. № 8. С. 914–930.

10. Поляк Б.Г. Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2, № 2. С. 124–149.

11. Поляк Б.Г. Спрединг и рифтогенез – изотопно-гелиевая специфика // Геотектоника. 2004. № 6. С. 19–32.

12. Валяев Б.М., Дремин И.С. Природа процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Углеводородный флюид и первичный гелий [Электронный ресурс] // Георесурсы. Геоэнергетика. Геополитика: Электрон. науч. журн. 2014. Вып. 2(10). 25 с. – Режим доступа: <http://www.oilgasjournal.ru>. (Дата обращения 18.07.2017).

13. *Валяев Б.М., Дремин И.С.* Углерод-гелиевая изотопно-геохимическая система: тренды разнообразия и единства генезиса углеводородных флюидов и месторождений [Электронный ресурс] // Георесурсы. Геоэнергетика. Геополитика: Электрон. науч. журн. 2015. Вып. 1(11). 24 с.: Режим доступа: <http://www.oilgasjournal.ru>. (Дата обращения 18.07.2017).

14. *Трофимов В.А.* Глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ на геотраверсе Татсейс-2003, пересекающем Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию // Геотектоника. 2006. № 4. С. 3–20.

15. *Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Нургалиев Д.К.* Некоторые генетические аспекты формирования Ромашкинского нефтяного месторождения и его сателлитов // Отечественная геология. 2005. № 3. С. 3–11.

16. *Грачев А.Ф., Мухамедиев Ш.А., Юнга С.Л.* Определение максимально возможных магнитуд землетрясений (на примере Восточно-Европейской платформы) // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М., 2000. С. 363–381.

17. *Христофорова Н.Н.* Тепловой режим литосферы в зонах нефтегазоаккумуляции на примере Волго-Уральского и Предкавказского регионов: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. Казань, 2002. 46 с.

18. *Якуцени В.П.* Сырьевая база гелия в мире и перспективы развития гелиевой промышленности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. № 4. С. 1–24.

19. *Дучков А.Д., Балобаев В.Т., Лысак С.В.* и др. Тепловой поток Сибири // Геология и геофизика. 1987. № 1. С. 42–51.

20. *Прасолов Э.М., Нелюбин В.В., Зоценко Н.А.* и др. Изотопный состав газов рифейского мегакомплекса Куюмбинского нефтегазоконденсатного месторождения (Восточная Сибирь) // Тез. докл. XIX Симпозиума по геохимии изотопов. М., 2010. С. 317–319.

21. *Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Галуев В.И.* и др. Глубинные структурно-тектонические неоднородности земной коры и возможные процессы, связанные с нефтегазообразованием и нефтегазоаккумуляцией (геохимический аспект) // Отечественная геология. 2012. № 2. С. 3–14.

22. *Харахинов В.В., Шленкин С.И.* Нефтегазоносность докембрийских толщ Восточной Сибири на примере Куюмбинско-Юрубчено-Тохомского ареала нефтегазонакопления. М.: Научный мир, 2011. 420 с.
23. *Нивин В.А.* Газовые компоненты в магматических породах: геохимические, минерагенические и экологические аспекты и следствия (на примере интрузивных комплексов Кольской провинции): Автореф. дис. докт. ... геол-минерал. наук. Апатиты, 2013. 20 с.
24. *Булин Н.К., Егоркин А.В.* Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 194 с.
25. *Егоркин А.В., Павленкова Н.И., Романюк Т.В., Солодилов Л.Н.* Структура верхней мантии по профилю Байкал–Ямал («РИФТ»), полученная с применением ядерных взрывов // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 9. С. 66–76.
26. *Грачев А.Ф.* Северо-Восточный Китай // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: Изд-во «ПРОБЕЛ», 2000. С.154–156.
27. *Лысак С.В.* Термальная эволюция, геодинамика и современная геотермальная активность литосферы Китая // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 9. С. 1058–1071.
28. *Du J.* $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios and heat flow in the continental rift valley // Works of gas geochemistry / Ed. Xu Y. Lanzhou: Gansu Sci. and Technol. Press, 1992. P. 165–171.
29. *Xinsheng Wang, Jian Fangb, Houtse Hsub.* Three-dimensional density structure of the lithosphere beneath the North China Craton and the mechanisms of its destruction // Tectonophysics. 2014. Vol. 610. P. 150–158.
30. *Shixu Jia, Fuyun Wang, Xiaofeng Tian, Yonghong Duan, Jianshi Zhang, Baofeng Liu, Jiyan Lin.* Crustal structure and tectonic study of North China Craton from a long deep seismic sounding profile // Tectonophysics. 2014. Vol. 627. P. 48–56.
31. *Yang Xingke, Liu Chiyang, Yang Yongheng et al.* The concept, classification and research progress on thermal structure // Earth Science Frontiers. 2005. Vol. 12(4). P. 385–396.
32. *Панкина Р.Г., Мехтиева В.Л.* Происхождение H_2S и CO_2 в углеводородных скоплениях // Геология нефти и газа. 1981. № 12. С. 44–49.
33. *Панкина Р.Г., Максимов С.П.* Изотопный состав серы сероводорода высококонцентрированных сероводородных газов из отложений разного возраста // Геология нефти и газа. 1985. № 2. С. 27–30.

34. *Готтих Р.П., Писоцкий Б.И.* Элементы-примеси как индикаторы геодинамических обстановок нефтенакопления // Докл. РАН. 2010. Т. 433, № 4. С. 507–511.

35. *Готтих Р.П., Винокуров С.Ф., Писоцкий Б.И.* Редкоземельные элементы как геохимические критерии эндогенных источников микроэлементов в нефти // Геохимия. 2010. № 4. С. 377–389.

36. *Пунанова С.А.* Геохимические особенности распределения микроэлементов в нафтидах и металлоносность осадочных бассейнов СНГ // Геохимия. 1998. № 9. С. 959–972.

37. *Маракушев А.А., Писоцкий Б.И., Панях Н.А., Готтих Р.П.* Геохимическая специфика нефти и происхождение ее месторождений // Докл. РАН. 2004. Т. 398, № 6. С. 795–799.

ПРИЛОЖЕНИЕ

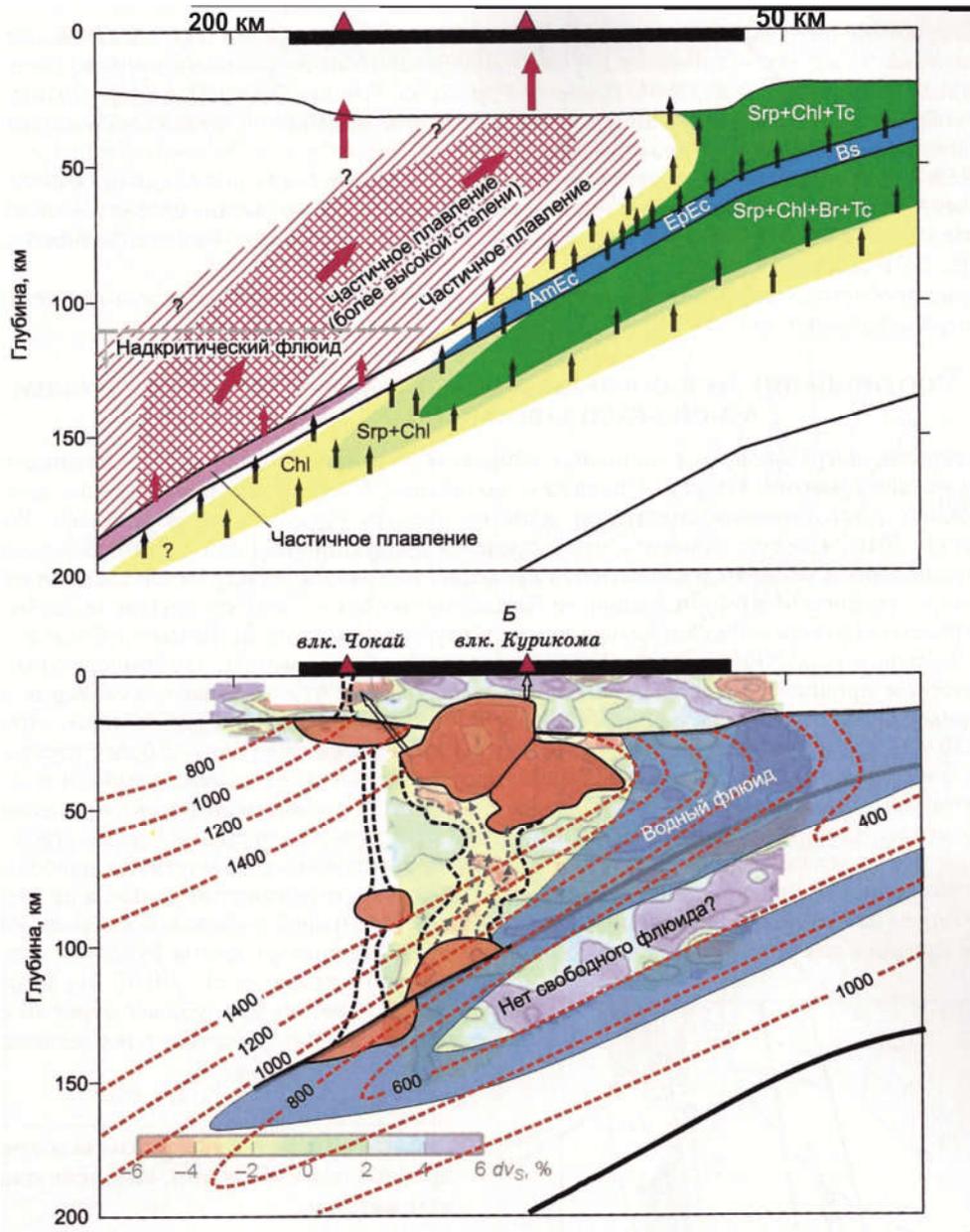


Рис. 1. Модель отделения расплавов и флюидов в зоне субдукции (Kogiso et al., 2009 г.) с изменениями по [7]:

А – схема фазовых переходов, плавления и подъема расплавов в зоне субдукции Японской дуги; Б – изотермы (С), зоны концентрации флюидов, надкритического флюида и расплавов, наложенные на результаты сейсмической томографии [Nakajima et al., 2009 г.]. Srt – серпентин, Chl – хлорит, AmEc – амфиболовые эклогиты, EpEc – эпидотовые эклогиты, Br – брустит, Bs – голубые сланцы, Tc – тальк

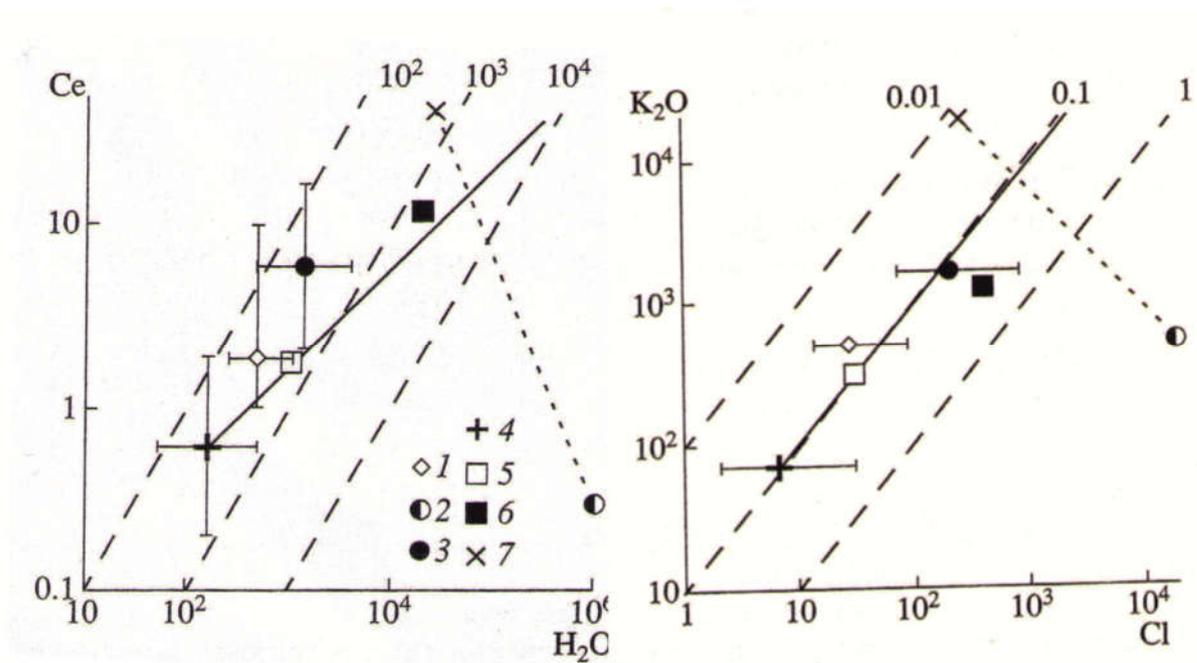


Рис. 2. Среднее содержание (ppm) воды, церия, хлора и калия в различных геохимических резервуарах: 1 – мантия океанических плюмов; 2 – гидросфера; 3 – мантия континентальных плюмов; 4 – деплетированная мантия; 5 – примитивная мантия; 6 – океаническая кора; 7 – континентальная кора.

Примечание: штрих-пунктирные линии – линии равных соотношений компонентов при определенных содержаниях; сплошная линия – линия комплементарности составов; пунктирная линия – линия предполагаемой смесимости вещества между деплетированной мантией и гидросферой

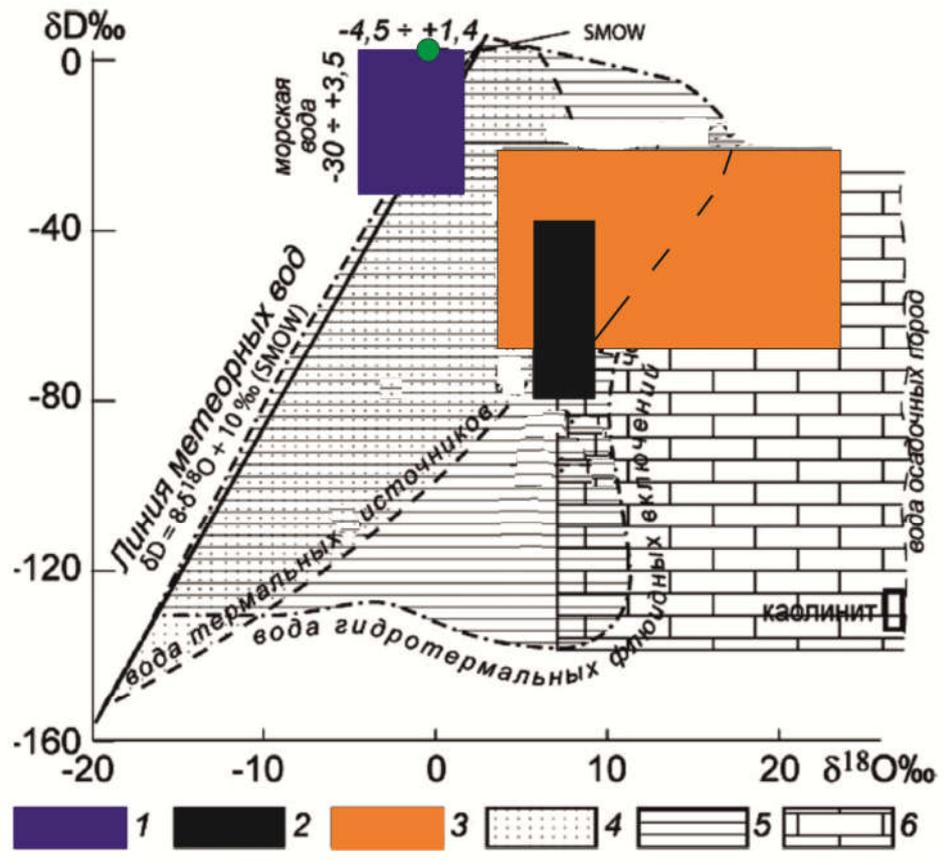


Рис. 3. Изотопный состав природных вод: 1 – морские, 2 – магматические, 3 – метаморфические, 4 – термальных источников, 5 – флюидных включений, 6 – осадочных пород, зеленый кружок – SMOW–стандарт

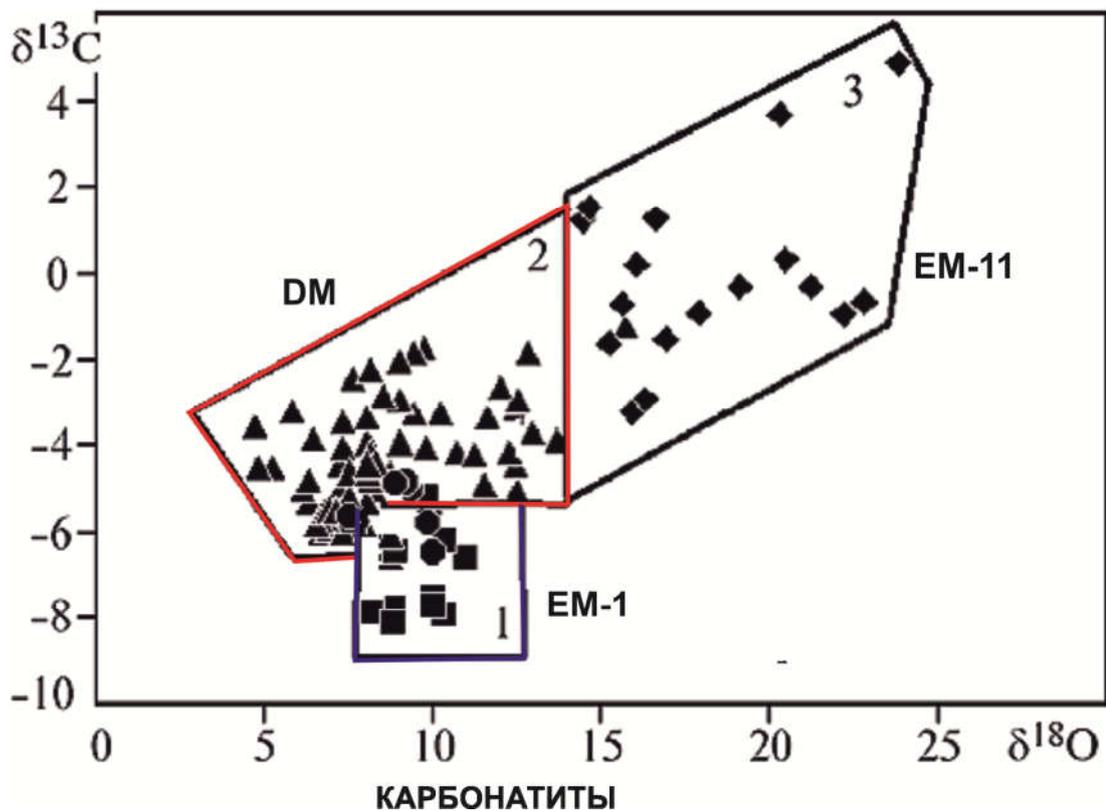
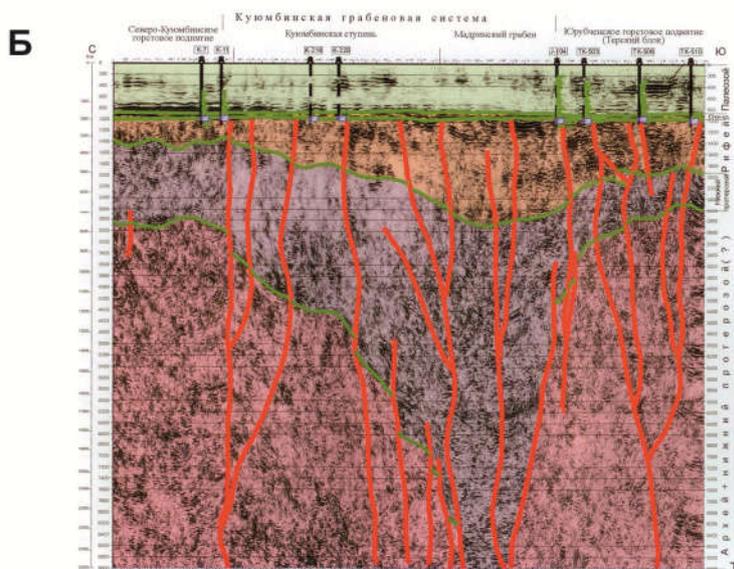
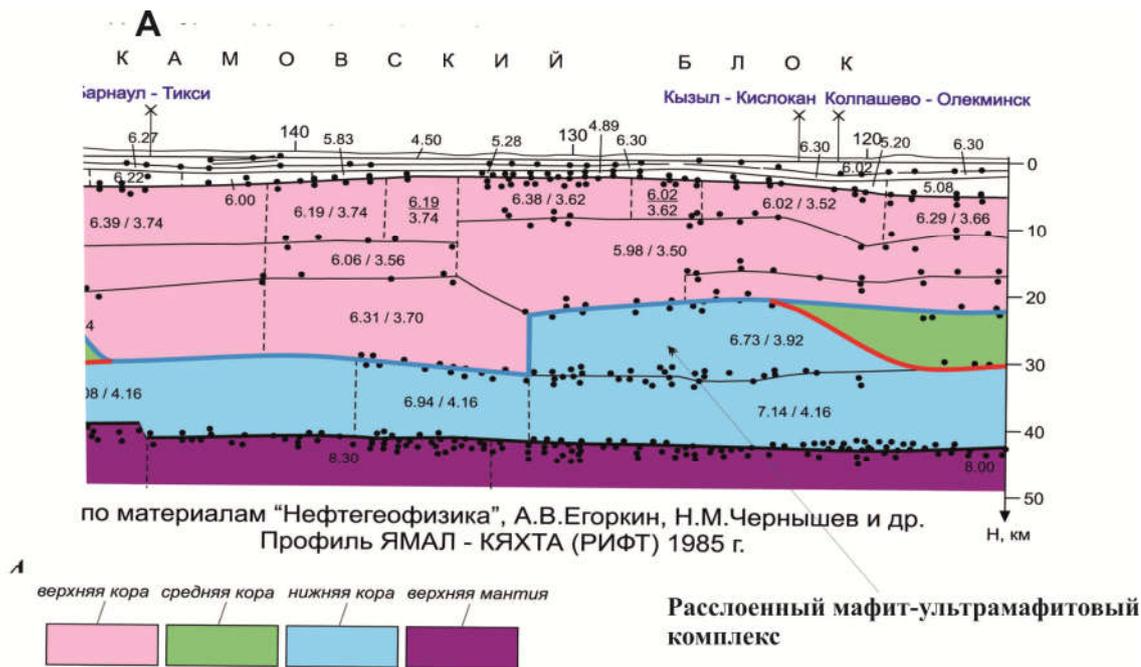


Рис. 4. Изотопный состав карбонатов из различных структурно-тектонических зон с проявлениями плюмового магматизма, по Н.В. Владыкину (2009). Многоугольниками обозначены изотопно-геохимические резервуары: 1 – обогащенной мантии первого типа; 2 – деплетированной мантии; 3 – обогащенной мантии второго типа. Различия в значках отражают тип карбоната, который не важен при обсуждении проблемы источника углерода



Временной сейсмогеологический разрез через ЮТЗ нефтегазонакопления
(по Харахинову и Шленкину, 2011)

Рис. 5. Отрезки сейсмических профилей через Байкитскую антеклизу и Камовский свод (блок) по данным ГСЗ – (А) и МОГТ – (Б). На рис. 5А в нижней и средней консолидированной коре фиксируется высокоскоростной домен, представленный расслоенным мафит-ультрамафитовым массивом (по данным комплексной интерпретации материалов ГСЗ, МОГТ и характера распределений в геологическом разрезе потенциальных полей [21]). На рис. 5Б представлен временной сейсмический разрез Куйумбинской рифтогенной структуры [22]

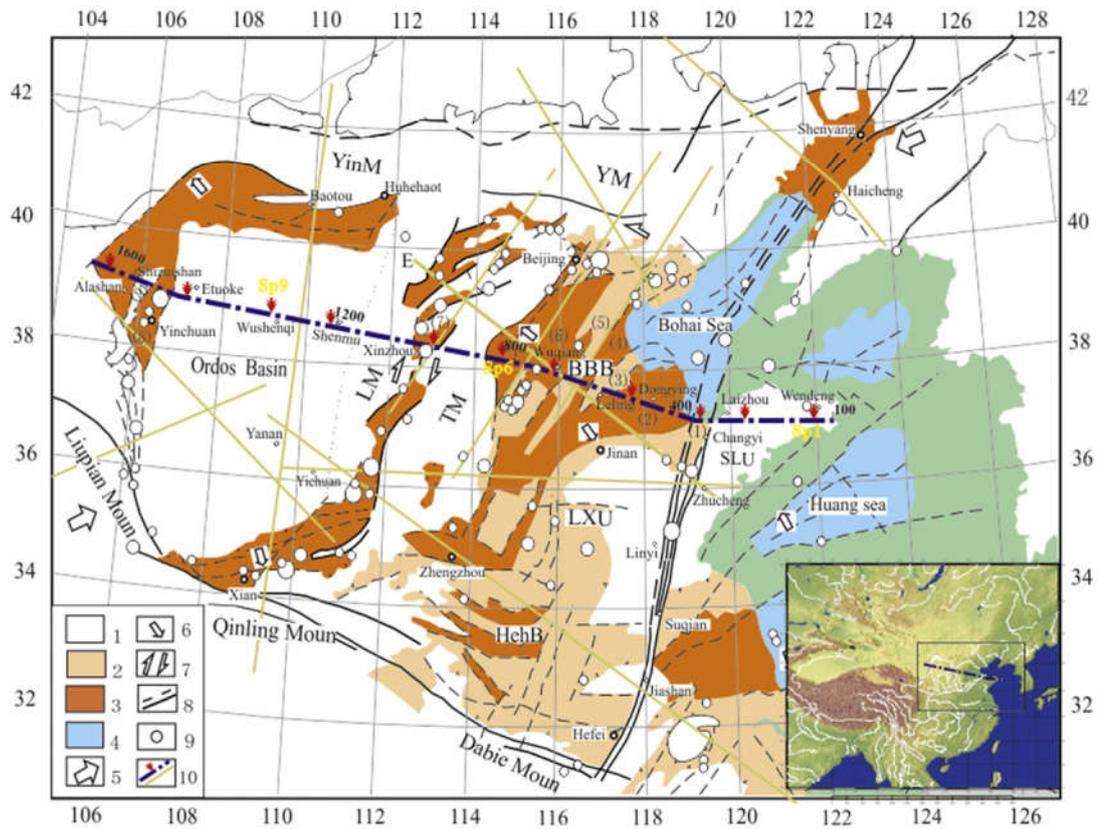


Рис. 6. Структурно-тектоническая схема Северо-Китайского кратона и линия профиля ГСЗ: 1 – приподнятые области; 2 – межгорные бассейны; 3 – депрессия в осадочных межгорных бассейнах; 4 – депрессии морей; 5 – направление движения плит; 6 – направление расширения бассейнов; 7 – направление сдвига в блоках; 8 – разломы; 9 – области землетрясений; 10 – линия профили ГСЗ с пунктами взрывов, см. [30]

Основные структурно-тектонические блоки в Северо-Китайском кратоне: горы Инь (YinM); горы Ян (YM); Бохайваньский бассейн (BBB); горы Тайхан (TM); горы Ляулианг (LM); поднятие LUXI (LXU); поднятие Сулу (SLU); бассейн Нехуай (HehB) и 1 – разломная зона Танлу (TFZ); 2 – Жюанг ступень; 3 – поднятие Chengning; 4 – Хуанхуаская депрессия; 5 – поднятие Sangxian; 6 – депрессия Цзичжун; 7 – депрессия Шаньси; 8 – грабен Иньчуань; 9 – горы Helan

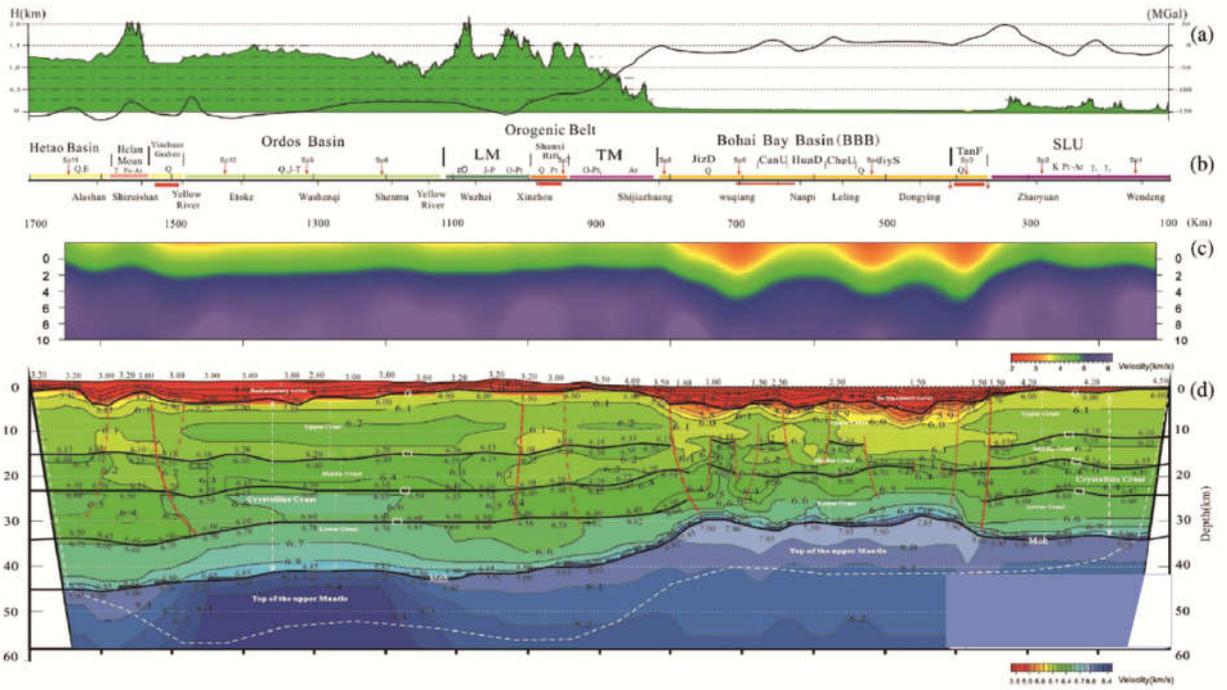


Рис. 7. Скоростной разрез Р-волн по профилю Wenden-Xinzou-Alashan, см. [30]

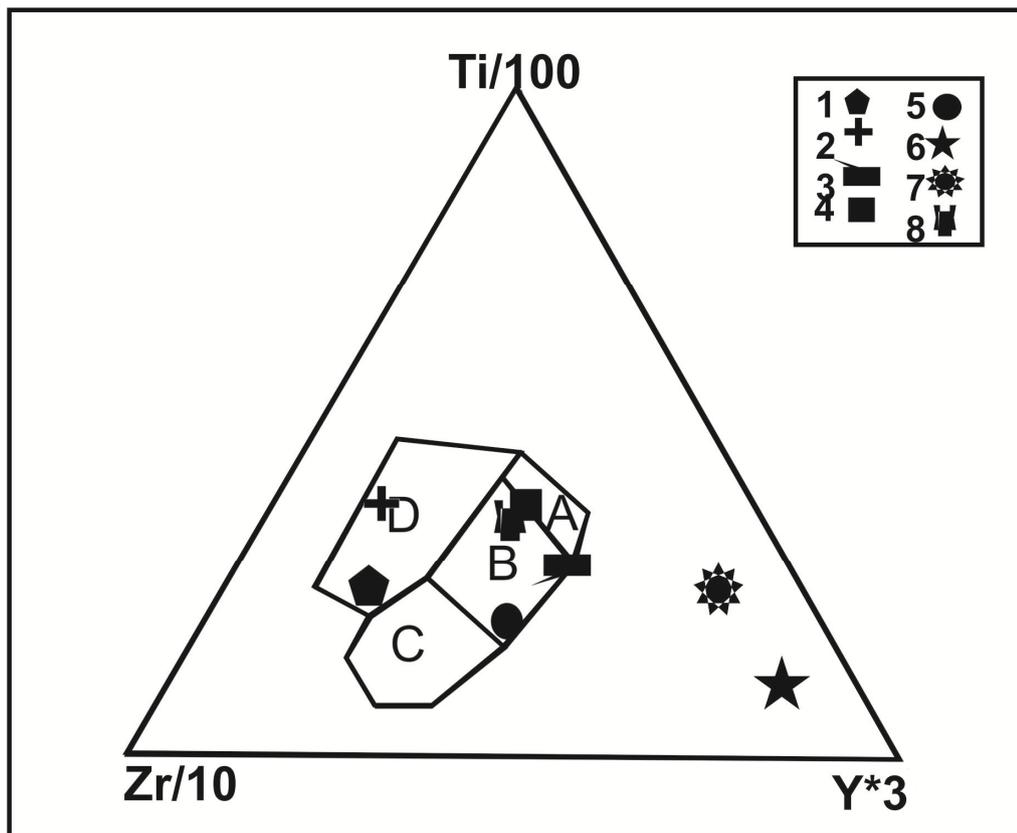


Рис. 8. Дискриминационная диаграмма Ti–Zr–Y (Pearce and Cann, 1973 г.), адаптированная для нефти и органического вещества

Условные обозначения:

нефти (значки): 1 – Восточной Сибири, 2 – Днепровско-Донецкого авлакогена, 3 – Западной Сибири, 4 – Южно-Татарского свода (ЮТС) Волго-Уральской провинции, 5 – Тимано-Печорской провинции, 8 – Сахалина;

битумоиды: 6 – доманикового горизонта верхнего девона ЮТС, 7 – баженовской свиты верхней юры Сургутского свода;

поля: А – толеитов островных дуг, В – островодужных толеитов и известково-щелочных базитов, D – внутриплитных базальтов континентов, С – известково-щелочных базальтов

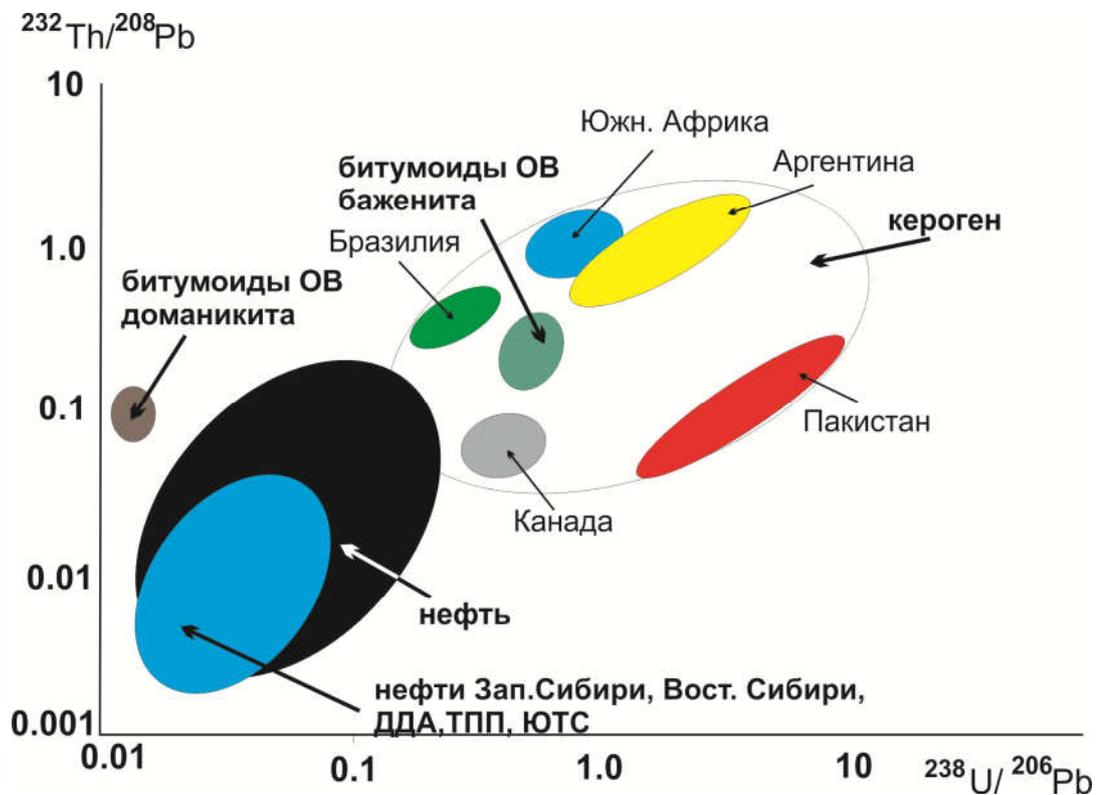


Рис. 9. Поля изотопных составов органического вещества (верхний правый овал) и нефти различных регионов мира (черный овал) с нанесенным составом нефти России и Украины (синий овал) в координатах $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ – $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. Анализы выполнены с использованием LA-MS-ISP-MS и ISP-MS. Пояснения см. текст