

ГОРНЫЕ ВЕДОМОСТИ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

**ПЕРВЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО
ВОЗРАСТА ЦИРКОНОВ ИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
СЛАНЦЕВ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА ЯМАЛА
И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ**

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УРАНА
В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ
И БИТУМИНОЗНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ**

**ТОПЛИВНАЯ ПРОМЫШЛЕННОСТЬ
ХАНТЫ-МАНСИЙСКОГО РАЙОНА:
СТАНОВЛЕНИЕ И РАЗВИТИЕ**

*«Богатство не гр
есть залог величия державы»*
M.B. Ломоносов

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УРАНА В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ И БИТУМИНОЗНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

М. Ю. Зубков

ООО «ЗапСибГЦ», г. Тюмень, ZubkovMYu@mail.ru

АННОТАЦИЯ

Рассмотрены существующие представления о накоплении и распределении урана в черносланцевых толщах и баженовской свите. Установлены наиболее сильные связи урана с органическим веществом, фосфатами (ихтиодетритом) и керитоподобными окисленными битумами, образовавшимися под действием гидротермальных флюидов.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА

Черные сланцы, баженовская свита, уран, фосфаты, Сорг, нефтяная эмульсия, окисленный битум, гидротермальные флюиды.

REGULARITIES OF URANIUM DISTRIBUTION IN BLACK SHALES STRATA AND BITUMEN DEPOSITIONS IN BAZHENOV FORMATION

М.Ю. Zubkov

ZapSibGC, LLC, Tyumen, ZubkovMYu@mail.ru

ABSTRACT

Current representation about accumulation and distribution of uranium in black-shale strata and Bazhenov formation are under consideration. The strongest relationships between uranium and organic matter, phosphates (ichthyodetritus) and kerite-like blow asphaltic bitumen formed under effect of hydrothermal fluids are established.

KEY WORDS

Black-shale strata, Bazhenov formation, uranium, phosphates, organic carbon content, oil emulsion, blow asphaltic bitumen, hydrothermal fluids.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение закономерностей распределения урана (U) в черносланцевых толщах или отложениях, обогащенных органическим веществом (ОВ), к которым относятся и битуминозные отложения баженовской свиты, широко распространенной в пределах Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, объясняется главным образом необходимостью оценки содержания в ней ОВ на основе хорошо известной зависимости Сорг — U [7, 9–11, 14, 17–19, 22, 24, 25, 27]. Знание содержания в битуминозных отложениях ОВ или Сорг необходимо для оценки запасов в ней углеводородов (УВ) при использовании нейтронных методов ГИС и гамма-каротажа на основе трехкомпонентной модели свиты, в соответствии с которой водород содержится в глинистых минералах, керогене и поровом флюиде [10], поэтому установление концентрации керогена и содержания глинистых минералов в отложениях свиты позволяет рассчитать объем пор, заполненных УВ. Следовательно, наличие связи Сорг — U позволяет оценить объем водорода, связанный с керогеном. Останется лишь определить количество водорода, связанного с глинистыми минералами. Кроме того, U сам по себе представляет большой интерес как стратегическое сырье, тем более что в отложениях баженовской свиты он иногда встречается в промышленных концентрациях. Таким образом, изучение закономерностей распределения U в битуминозных отложениях баженовской свиты представляет большой не только научный, но и практический интерес. Чтобы лучше разобраться в закономерностях распределения U в отложениях баженовской свиты, воспользуемся также результатами исследований черносланцевых толщ, выполненных отечественными и зарубежными учеными [1, 3–11, 14, 16–25, 27].

ПОВЕДЕНИЕ УРАНА В ПРОЦЕССЕ НАКОПЛЕНИЯ И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОСАДКОВ, ОБОГАЩЕННЫХ ОРГАНИЧЕСКИМ ВЕЩЕСТВОМ (ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ)

Многими авторами отмечалось, что часто наблюдается повышенное содержание урана в породах, обогащенных органическим веществом (рис. 1). Были даже сделаны попытки найти единое уравнение регрессии, связывающее содержания Сорг с концентрацией U , которые, однако, не увенчались успехом [3]. Действительно, для каждого типа отложений, обогащенных ОВ, наблюдается своя зависимость, характеризующаяся той или иной силой связи между Сорг и U (см. рис. 1).

Следует, однако, отметить, что одного присутствия в отложениях большого количества ОВ вовсе недостаточно для того, чтобы они оказались обогащенными ураном. Действительно, примером таких отложений могут служить угли, часто встречающиеся, например, в отложениях тюменской свиты Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, которые характеризуются очень низкой концентрацией в них U и очень слабой естественной радиоактивностью. Очевидно, что степень качества и достоверности рассматриваемой связи зависит не только от содержания в породах Сорг, но и от ряда других факторов. Рассмотрим их более подробно.

Гипогенный U^{+4} , присутствующий в составе минералов, слагающих магматические породы, попадая в поверхностные (гипергенные) условия, окисляется до U^{+6} и в этой валентности легко переходит в водорастворимое состояние в виде тех или иных комплексных соединений, среди которых в условиях, близких к нейтральным, преобладают карбонатные комплексы урана (рис. 2а). В форме тех же комплексных соединений U^{+6} вместе с речным стоком попадает в море [1, 4, 18, 20].

Поскольку уран является abiогенным элементом, то он не накапливается в фито- и зоопланктоне, а тем более в рыбах и млекопитающих, так как по мере приближения к вершине пищевой пирамиды его концентрация в живых организмах уменьшается [18]. С.Г. Неручев в своей достаточно обстоятельной, но во многом спорной монографии был вынужден предположить, что во время накопления осадков, обогащенных ОВ, в морской воде существовала аномально высокая концентрация урана [19]. По его мнению, во время отложения осадков, обогащенных ОВ, происходила активная (подводная) вулканическая деятельность, сопровождавшаяся выносом эндогенного урана гидротермальными растворами в морской бассейн, в котором они отлагались [19]. По его мнению, еще в живом состоянии морские организмы были «вынуждены» накапливать уран в своем теле из-за его высокой концентрации в морских водах. После отмирания морских организмов в процессе их диагенетического и эпигенетического преобразования происходило дополнительное концентрирование U в их тела, так как жидкые и газообразные вещества, выделявшиеся из них в процессе их разложения, не содержали и не выносили уран вместе с собой [19]. В соответствии с его представлениями для накопления урана в осадках, обогащенных ОВ, вовсе необязательным было существование сероводородного заражения, что противоречит мнению

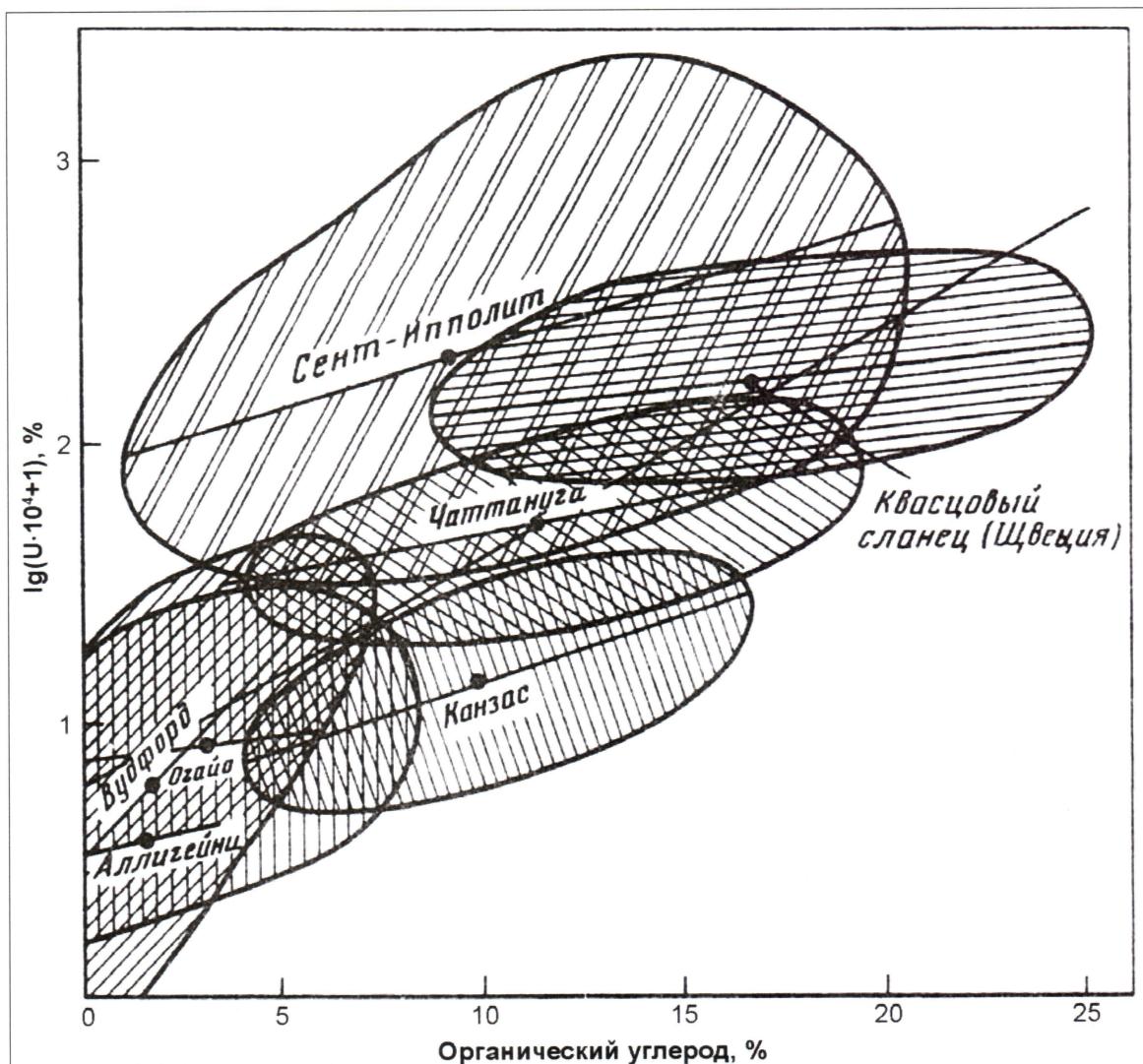


Рис. 1. Соотношение между содержанием углерода и урана, по [3]

подавляющего большинства исследователей, изучавших закономерности накопления урана в таких осадках [1, 4–11, 14, 17, 18, 22, 24, 27].

Выполненные исследования показали, что в придонном слое морской воды часто окислительно-восстановительный потенциал (Eh) имеет недостаточно низкое значение для перехода растворимых комплексных соединений U^{6+} в нерастворимые соединения U^{4+} . Это наблюдается, например, в наддонной воде Черного моря, несмотря на заражение ее сероводородом. Можно предположить, что этот переход осуществляется непосредственно в иловом осадке, где величина Eh имеет достаточно низкие значения [1]. Обычно низкие значения Eh объясняются наличием сероводородного заражения илового осадка и придонных вод, возникающего вследствие гниения и разложения отмерших орга-

низмов, находящихся в его составе [5, 8–11, 14, 17, 22, 24]. О существовании сероводородного заражения в период накопления осадков, обогащенных ОВ, косвенно свидетельствует повышенная концентрация в их составе фрамбоидального пирита [9–11, 15, 24]. Однако, судя по тому, что в отложениях баженовской свиты встречаются слои, обогащенные остатками раковин двустворок-фильтраторов, можно заключить, что сероводородное заражение, по крайней мере придонных вод, существовало не всегда, а эпизодически, иначе двустворчатые моллюски не смогли бы жить в таких условиях.

Поскольку в иловом осадке концентрация карбонатных комплексов уранила (U^{6+}) вследствие их разрушения и перехода в нерастворимое состояние в виде соединений U^{4+} уменьшается, то возникает градиент концентраций карбонатных

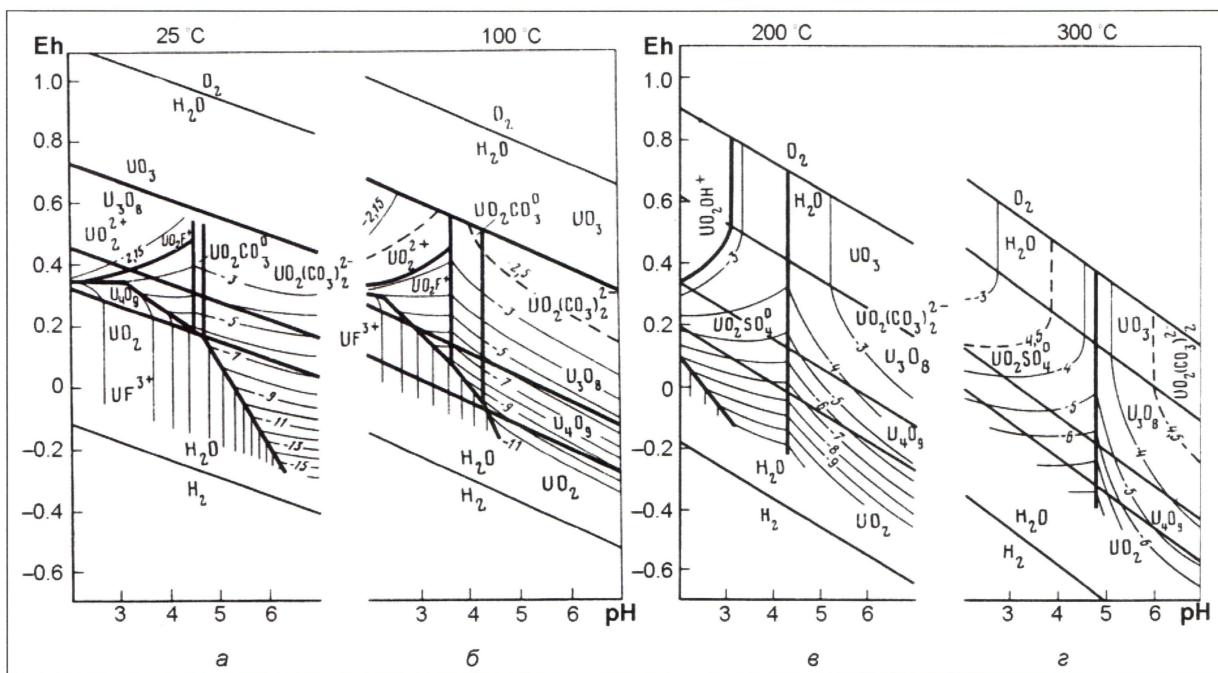


Рис. 2. Фрагменты (а, б, в, г) Eh — pH диаграмм полей устойчивости различных окислов урана и полей преобладания его комплексных соединений в растворе при различных температурах $\Sigma [CO_2] = 1.0$ моль / кг H_2O , по [6]

комплексов уранила между их содержанием в придонной воде и в иловом осадке. Ввиду этого будет наблюдаться их диффузия из придонной воды в осадок.

Процесс диффузии карбонатных комплексов уранила в иловой осадок чрезвычайно медленный, что объясняется главным образом крайне низкой концентрацией их в морской воде, крупными размерами комплексов, их большой молекуллярной массой и низкой температурой придонных вод, поэтому большое влияние на процесс концентрирования U^{4+} в иловом осадке будет оказывать скорость седиментации. При достаточно высокой скорости седиментации (в первую очередь за счет поступления терригенного материала в морской бассейн) осадок не будет «успевать» обогащаться соединениями U^{4+} . Для накопления в осадке соединений U^{4+} необходимо, чтобы процесс осадкоакопления был чрезвычайно медленным, причем в составе осадков по этой причине будут преобладать биогенные аутигенные материалы, из которых главными (как, например, в отложениях баженовской свиты) являются ОВ и кремнезем [4, 5, 9–11, 14, 24]. Иными словами, необходимо, чтобы скорость отложения осадков была меньше скорости диффузии комплексных соединений уранила в иловой осадок [1, 7, 18, 20].

Не менее сильными восстановителями, чем сероводород, являются гуминовые кислоты, обра-

зующиеся наряду с ним в процессе окисления и разложения отмирающих животных и растительных морских организмов [8, 17]. В слабокислой среде образуются нерастворимые гуматы урана [8, 17]. Вероятно, часть У накапливается в таком виде в иловом осадке. Однако в процессе диагенеза и катагенеза осадков гуматы разлагаются, и У, вероятно, приобретает возможность мигрировать и переотлагаться.

По данным термодинамических расчетов при восстановлении комплексных соединений уранила наиболее устойчивой формой U^{4+} является его окисел (см. рис. 2а) [6]. Однако из данных, приведенных выше, следует, что он может входить в состав ураноорганических соединений (например, в форме рассмотренных выше гуматов). Он связан с ОВ не только опосредованным способом (из-за формирования вследствие его разложения в осадке восстановительной обстановки), но и непосредственно входит в состав органических соединений либо находится в адсорбированном состоянии на поверхности органических остатков [8, 14].

Тем не менее до конца неясно, в форме каких именно соединений U^{4+} присутствует сначала в иловом осадке, обогащенном ОВ, а затем по мере его диагенетического преобразования и превращения в черносланцевую толщу — в ней самой. Это объясняется его чрезвычайно

рассеянным состоянием и, соответственно, отсутствием сколько-нибудь концентрированных форм, которые можно было бы диагностировать с помощью современных аналитических средств.

Сопоставляя содержание U в черных сланцах с различными минеральными компонентами и элементами, входящими в состав сланцев, удалось установить значимые положительные связи U с Сорг, фторапатитом, иногда пиритом, Ca, Mn, Fe, P, S, TR, V, Ni, Mo, отрицательные — с K, Al [5, 24]. Следовательно, глинистые минералы, входящие в состав черных сланцев, не накапливают, а, напротив, разбавляют его концентрацию в них.

Анализ степени прочности связи U с ОВ показал, что уран в ряде случаев слабо связан с органикой и достаточно легко выщелачивается слабокислыми растворами HCl (3 %) и даже дистиллированной водой [5, 16]. Причем, по данным тех же авторов, U приобретает повышенную подвижность в тех случаях, когда черносланцевые толщи подвергались активному катагенетическому (термобарическому) воздействию. По их мнению, вследствие катагенетического преобразования черносланцевых пород происходит нарушение сорбционных связей, существовавших до этого момента, между U и ОВ [5]. В целом, по данным различных исследователей, коэффициент корреляции связи Сорг — U изменяется в пределах от 0.42 до 0.80 [9–11, 14, 24].

Связь между U и фосфатами (фторапатитом), в отличие от ОВ, гораздо сильнее. Катагенетическое преобразование фосфатов не приводит к его высвобождению из них, он продолжает прочно удерживаться в их составе. Воздействие на урансодержащие фосфаты водных растворов также не вызывает его растворение и выщелачивание из них [5]. По данным различных авторов, коэффициент корреляции связи U — P_2O_5 для пород, слагающих баженовскую свиту, а также других черносланцевых отложений изменяется от 0.56 до 0.92 [9–11, 24]. Необходимо отметить, что под фосфатами понимаются как собственно фосфориты, изредка встречающиеся также в разрезе баженовской свиты в виде фосфоритовых копролитов, так и ихтиодетрит, представленный обломками костей, зубов и чешуи [9–11, 22, 24]. В ихтиодетrite концентрация U значительно выше, чем в фосфоритах. Считается, что накопление U фосфатами — длительный процесс, причем максимальная концентрация U отмечается в приповерхностной части фосфоритовых агрегатов, что особенно характерно для ихтиодетрита [4, 7].

Забегая вперед, отметим, что скорость накопления отложений баженовской свиты действи-

тельно была чрезвычайно медленной. При современной ее мощности около 30 м и времени накопления около 5.10⁶ лет получается, что 1 мм осадка накапливался порядка 167 лет. Причем если даже допустить, что первоначальная толщина илового осадка была примерно в 5–7 раз больше современной (исходя из пористости «свежего» илового осадка), то все равно на отложение 1 мм осадка баженовской свиты требовалось в среднем более 20–30 лет!

До настоящего времени нет точных сведений о том, каким образом фосфаты концентрируют уран и в каком виде он входит в их состав. Поскольку размеры катионов Ca^{2+} и U^{4+} имеют близкие радиусы — 99 и 97 пм соответственно, то большинством исследователей допускается изоморфное вхождение атомов U^{4+} в кристаллическую решетку фторапатита, чем и объясняется прочная связь урана с фосфатами [5, 18, 20]. Однако имеется и другая точка зрения, согласно которой уран в составе фосфатов присутствует не в виде изоморфной примеси, а образует выделения собственной минеральной фазы [23]. Нельзя также полностью исключить влияние F на концентрирование U во фторапатите, так как U помимо кислорода имеет большое химическое сродство и со фтором (см. рис. 2а, 2б) [6, 18].

Таким образом, на концентрацию U в осадках, обогащенных ОВ, влияют главным образом следующие факторы:

- содержание U в морской воде и особенно в ее придонной части;
- скорость диффузии карбонатных комплексов U^{6+} из придонной воды в иловый осадок;
- гидродинамическая активность придонных вод (наличие придонных течений обеспечивает приток свежих порций вод, содержащих комплексные соединения уранила);
- величина Eh (чем выше восстановительный потенциал иловых вод, тем эффективнее происходит восстановление хорошо растворимых карбонатных комплексов U^{6+} в практически нерастворимые соединения U^{4+});
- концентрация ОВ в осадке;
- содержание фосфатов (в первую очередь ихтиодетрита) в осадке;
- скорость седиментации;
- наличие или отсутствие эпигенетических процессов, наложенных на черносланцевую толщу, включая гидротермальное воздействие, приводящих к мобилизации и переотложению U как внутри толщи, так и за ее пределами.

Немного особняком стоят керитоподобные, сильно окисленные, часто с высоким содержанием серы битумы, встречающиеся в составе черносланцевых толщ и, в частности, в отложе-

ниях баженовской свиты, которые характеризуются высокими (часто рудными) концентрациями U [9, 21]. Судя по алифатической природе этих битумов можно предположить, что они возникли вследствие окисления нефти или близких к ней углеводородных продуктов, которые, в свою очередь, были генерированы черносланцевыми отложениями в результате наложенных, например гидротермальных, процессов [12, 21]. Эти сильно окисленные, с высоким содержанием серы битумы, которые по формальным признакам можно отнести к классам окси- и тиокеритов, в отличие от ОВ (керогена) и фосфатов, содержат надежно диагностируемые микровключения минералов урана, чаще всего — настуртан, реже — коффинит [21]. Так, микровключения настуртана в керитоподобном битуме имеют размеры в среднем 10–20 мкм (рис. 3).

Проведенный краткий анализ существующих представлений о распределении U в осадках, обогащенных ОВ, показал, что основными его концентраторами являются собственно само ОВ, а также фосфаты и окисленные битумы, напоминающие по своим свойствам окси- или тиокериты [1, 3–11, 14, 16–22, 24, 25, 27].

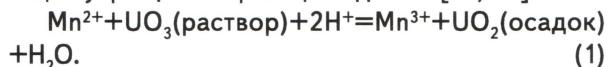
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УРАНА В БИТУМИНОЗНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

Очевидно, что в период отложения осадков баженовской свиты, длившийся порядка 5–7 млн лет, геохимическая и гидродинамическая обстановка в верхнеюрском морском бассейне не оставались постоянными, поэтому факторы, влияющие на концентрацию U в отложениях баженовской свиты (см. выше), также изменялись. Из-за этого корреляционные зависимости, например между U и Сорг, для образцов, отобранных из всего интервала верхнеюрских отложений, включая отложения баженовской и абалакской свит, вскрытые в пределах Красноленинского свода, имеют низкое значение коэффициента корреляции (рис. 4). Если же разбить весь интервал верхнеюрских отложений по крайней мере на три части и исключить из зависимостей образцы, обогащенные фосфатами (обычно представленные ихтиодетритом) и содержащие в повышенных концентрациях акцессорные минералы типа циркона и монацита, то качество зависимостей значительно улучшится (см. рис. 4). Можно предположить, что основным фактором, влиявшим на степень концентрирования U верхнеюрскими осадками, служила, например, величина Eh. Тогда при одной и той же концентрации в осадках Сорг содержание в них U возрастает по мере перехода от нижней части абалакской свиты

к ее средней, далее к верхней ее части и собственно к отложениям баженовской свиты в соответствии с ростом величины восстановительного потенциала в иловом осадке во время его накопления (см. рис. 4).

При анализе закономерностей распределения U в различных литологических типах пород не рассматривались карбонатные разновидности, которые тем не менее встречаются в разрезе верхнеюрских отложений в виде маломощных пластов [9–11, 24]. Это связано с тем, что, как правило, карбонатные литотипы выделяются в осадочных разрезах, по данным геофизических методов, пониженной суммарной радиоактивностью. Это объясняется низким содержанием в них радиоактивных элементов. Однако в отложениях верхней части абалакской свиты на границе с осадками баженовской свиты были обнаружены образцы карбонатных пород с повышенной концентрацией U [10, 11]. Их исследования с использованием комплекса физических и химических методов показали, что кроме обычных карбонатных минералов (кальцита и доломита) в них присутствует манганокальцит, а такие хорошо известные концентраторы U, как фосфаты, акцессорные минералы и кероген, практически отсутствуют (первые) или находятся в виде незначительной примеси (последний).

Сопоставление между собой содержания Mn и концентрации U в этих образцах позволило обнаружить надежную положительную связь между этими элементами (рис. 5). Детальные исследования с помощью оптической и электронной микроскопии позволили установить наличие на поверхности микрозерен манганокальцита тонких пленок MnO (пиролюзит), которые придают этим образцам темно-серый цвет. Можно предположить, что обогащение манганокальцита ураном происходило благодаря восстановительным свойствам двуокиси марганца, которая в слабокислой среде способна восстанавливать U^{6+} в соответствии со следующей упрощенной реакцией до U^{4+} [10, 11]:



Не исключено, что обогащение ураном известняков, имеющих в своем составе манганокальцит, могло происходить еще в седиментогенезе под действием кислых гидротерм, активно переносящих комплексные соединения U^{6+} . Да и сам марганец мог поступать вместе с гидротермальными растворами, которые, вынося марганец, способствовали образованию собственно самого манганокальцита. Можно предположить также, что U осаждается не только и не столько за счет ионов марганца, входящих в состав манганокальцита,

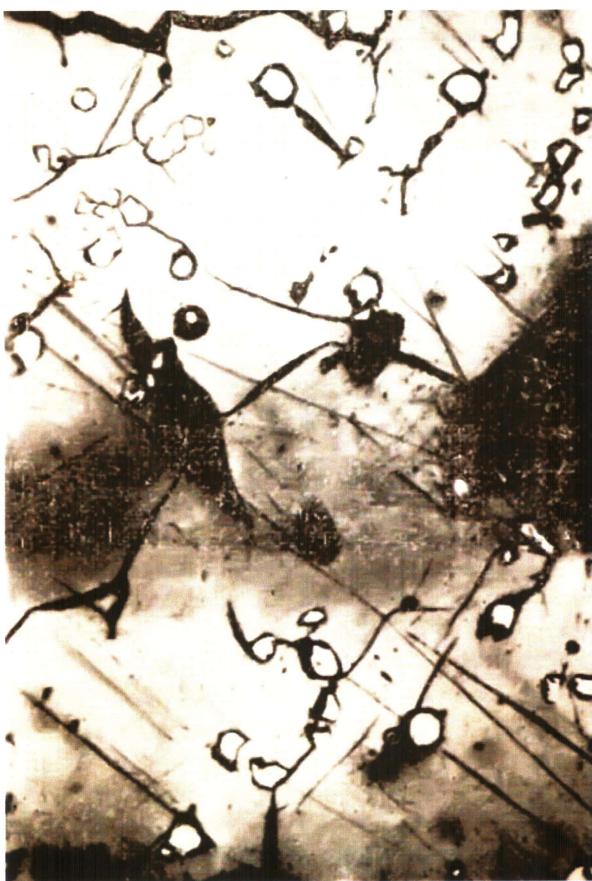


Рис. 3. Фотография поверхности анишлифа в отраженном свете с микровключениями настурдана (светло-серое) в битуме (серое), увеличение 300^х, по [21]

а в результате окисления ионов марганца, слагающих описанные выше тонкие пленки пиролюзита, покрывающие поверхность микрозерен, из которых состоит манганокальцит.

Таким образом, наряду с пониженными удельными сопротивлениями (за счет электропроводящих пленок пиролюзита) известняки, в состав которых входит манганокальцит, характеризуются также и повышенной радиоактивностью [10, 11]. Своеобразные петрофизические свойства этих известняков позволяют использовать их в качестве реперных пластов при корреляции верхне-юрских отложений, вскрытых разными скважинами на основе комплексирования электрических и радиоактивных методов ГИС.

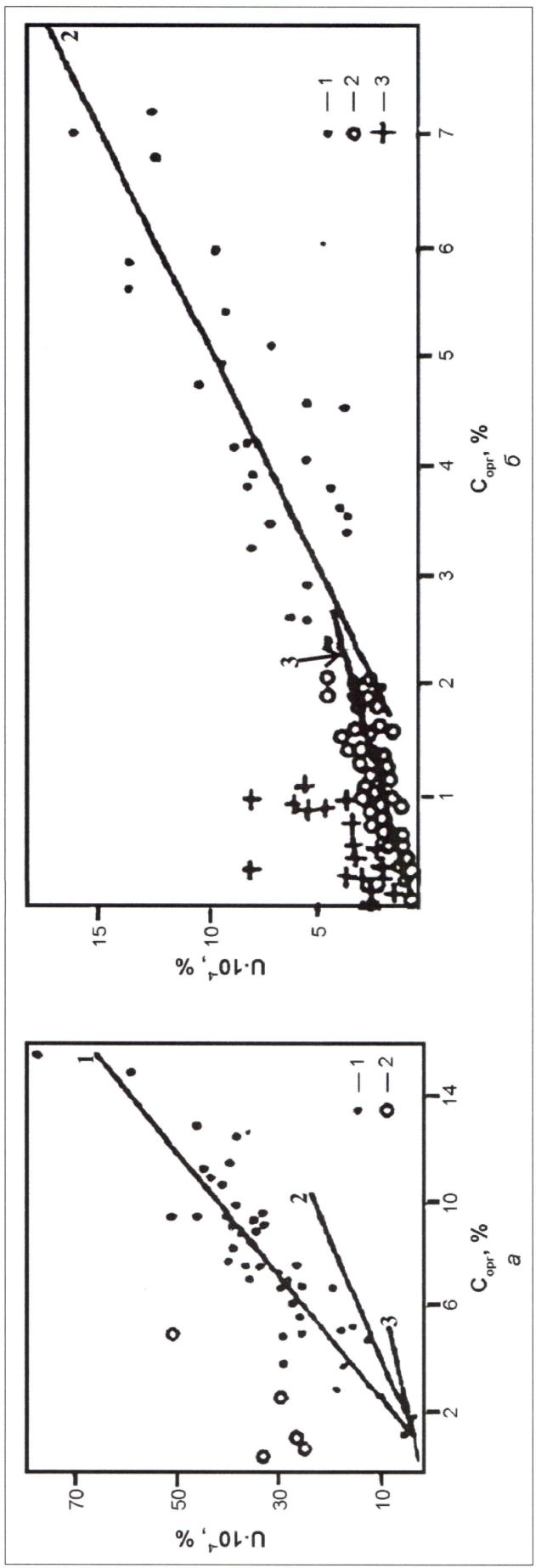
Сопоставление содержания U с концентрацией P₂O₅ в образцах, отобранных из разреза баженовской свиты, вскрытого скважиной 118Э в пределах Салымского месторождения, показало, что в целом для всего разреза связь между сопоставляемыми параметрами практически отсутствует (рис. 6б). Если же разбить образцы на четыре группы, из которых они были ото-

бранны по числу интервалов, то для каждой из них получим четыре высоко корреляционные зависимости (см. рис. 6). Таким образом, обсуждаемая зависимость U — P₂O₅, как и рассмотренная ранее U — Сорг, заметно улучшается при разделении образцов на несколько групп, соответствующих различным интервалам, в пределах которых, вероятно, существовали близкие геохимические, гидродинамические и прочие условия во время отложения этих осадков, а также при последующих их диа- и катагенетических преобразованиях.

Степень концентрирования U фосфатизированными остатками ихтиодетрита хорошо видна по плотности треков, оставляемых его делящимися ядрами (рис. 7). Так, на фотографиях петрографического шлифа, изготовленного из образца, отобранного из отложений баженовской свиты в пределах Лесной площади, отмечается максимальное содержание U (см. рис. 7а, 7б) [24]. На следующих двух снимках шлифа образца, отобранного из одновозрастных отложений на Сургутском своде, отмечается более низкая концентрация U (см. рис. 7в, 7г) [14]. Наконец, на последних двух снимках шлифа, изготовленного из образца, также отобранного из отложений баженовской свиты в пределах Сургутского свода, присутствуют остатки ихтиодетрита с минимальной концентрацией в них U (см. рис. 7д, 7е) [14]. Таким образом, само по себе присутствие в составе битуминозных отложений ихтиодетрита необязательно гарантирует их высокую радиоактивность. Необходимо также, чтобы геохимические, гидродинамические и прочие условия (см. выше) обеспечивали эффективное извлечение U ихтиодетритом.

Рассмотрим два маломощных высокорадиоактивных интервала в составе баженовской свиты, вскрытых скважиной 554Э в пределах Салымского месторождения (рис. 8а). Эти интервалы интересны не только высокой радиоактивностью, обусловленной большим содержанием в их составе U, но и тем, что они являются продуктивными: из них получены малодебитные притоки УВ [9].

Верхний «радиоактивный» интервал, имеющий мощность около 30–35 см, представляет собой породу, сложенную главным образом доломитовым радиоляритом с небольшой примесью кальцита (около 12–14 %), незначительным содержанием фрамбоидального пирита (около 3 %), остатками не замещенного карбонатами биогенного кремнезема (8–10 %) и сравнительно большим количеством ихтиодетрита (около 10–12 %), который в большинстве случаев имеет почти черный цвет (см. рис. 8б, 8в). Кероген



Условные обозначения:

- 1, 2, 3 — прямые определяют зависимости $U - \text{Сор}$:
 - для отложений баженовской и верхней части абалакской свит (зоны $\text{Bj}_1 - \text{Ab}_1$);
 - средней части абалакской свиты (зоны $\text{Ab}_2 - \text{Ab}_3$);
 - нижней ее части (зоны $\text{Ab}_4 - \text{Ab}_5$);

a:

- 1 — результаты анализа образцов, отобранных из зон $\text{Bj}_1 - \text{Ab}_1$;
- 2 — результаты исследований образцов из той же зоны, обогащенных истиодемитом;
- 3 — образцы из той же зоны.

b:

- 1 — результаты исследований образцов, отобранных из зон $\text{Ab}_2 - \text{Ab}_3$;
- 2 — из зон $\text{Ab}_4 - \text{Ab}_5$;
- 3 — образцы из той же зоны, но обогащенные акессорными минералами, манганокальцитом и включениями фосфорита.

Рис. 4. Зависимость содержания урана от концентрации органического углерода в различных зонах верхненурских отложений центральной части Красноленинского свода, по [10]

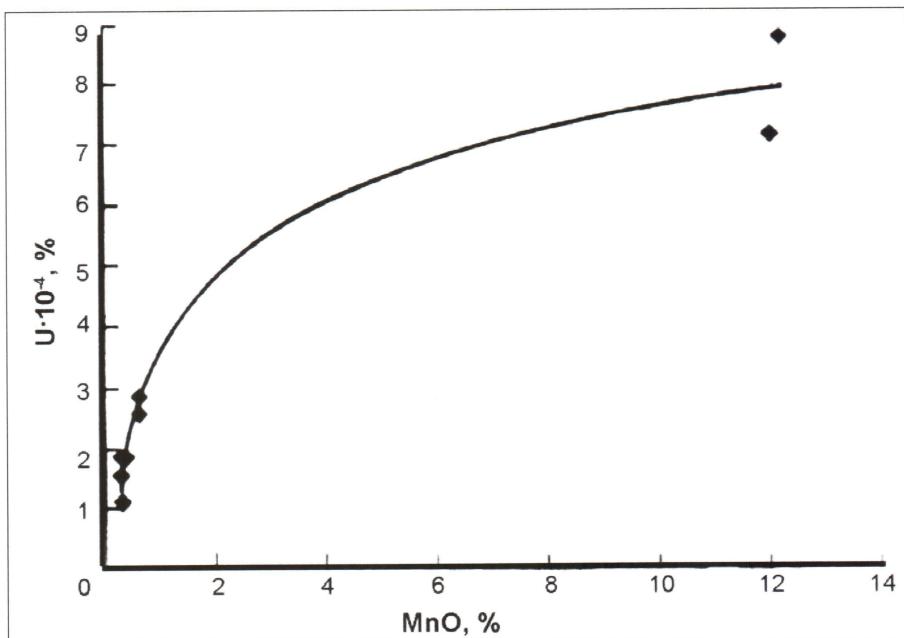


Рис. 5. Зависимость концентрации U от содержания MnO в карбонатных лимотипах, в составе которых присутствует манганокальцит, по [11]

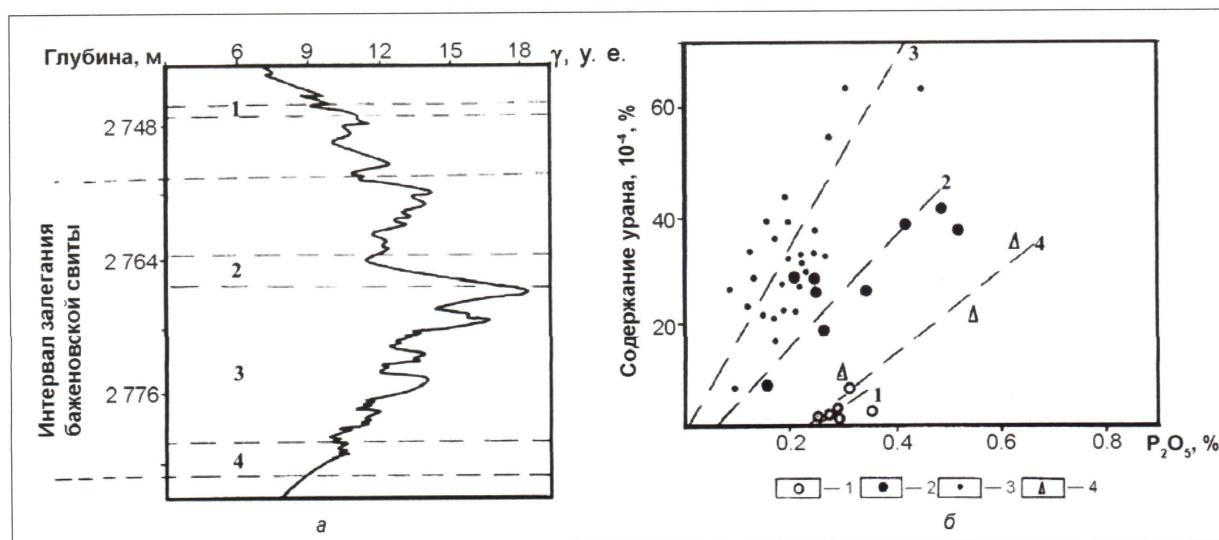


Рис. 6. Гамма-каротажная кривая в интервале залегания баженовской свиты с четырьмя интервалами отбора образцов (а) и зависимость U — P_2O_5 в образцах пород баженовской свиты (б). Скважина 118, Салымское месторождение, нумерация условных обозначений соответствует номерам интервалов отбора образцов, по [9]

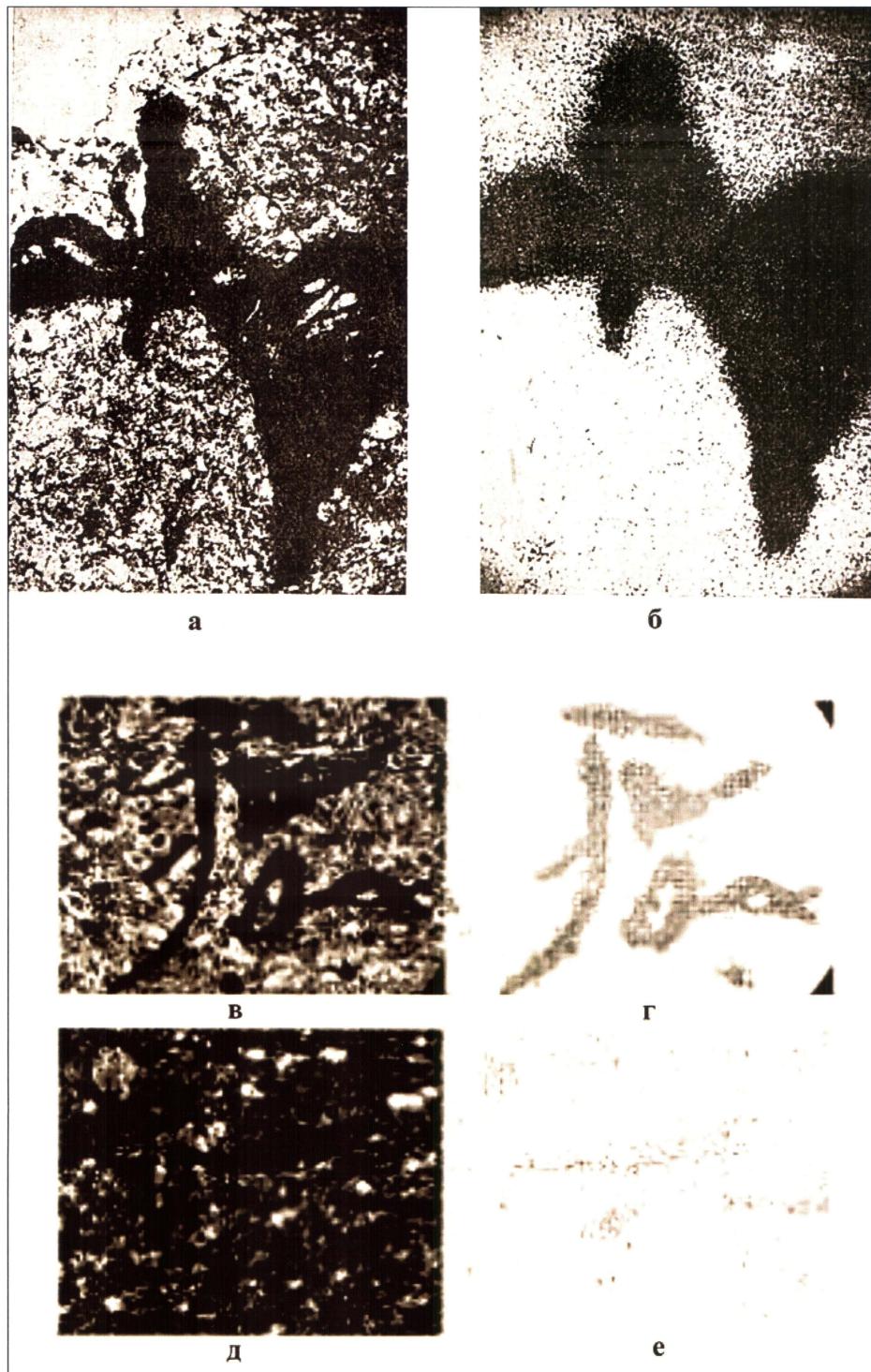
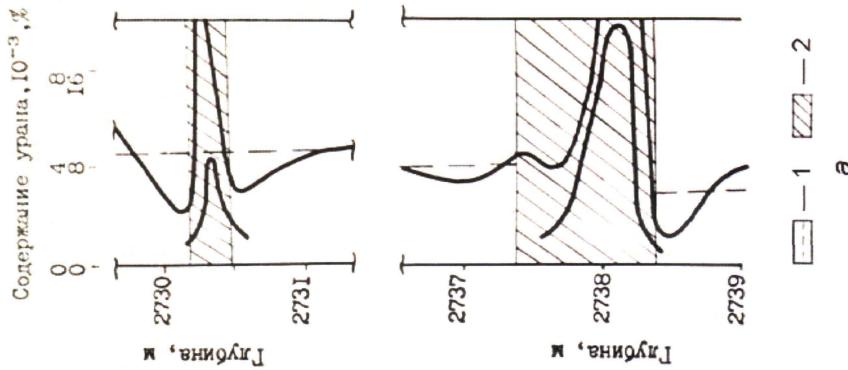
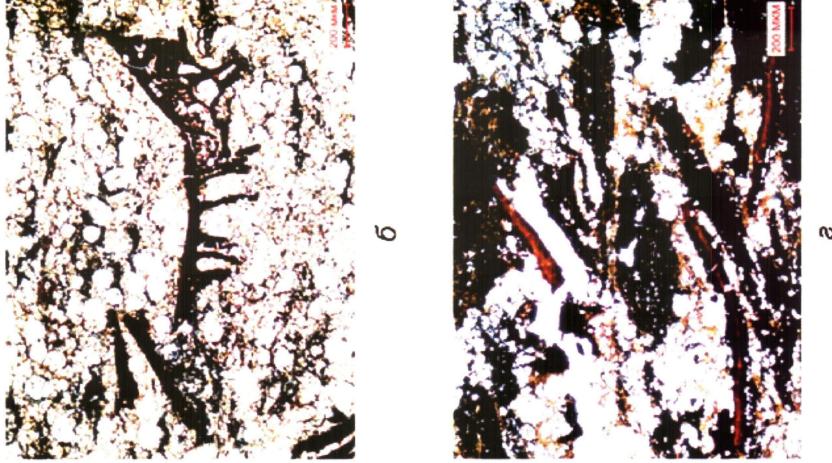
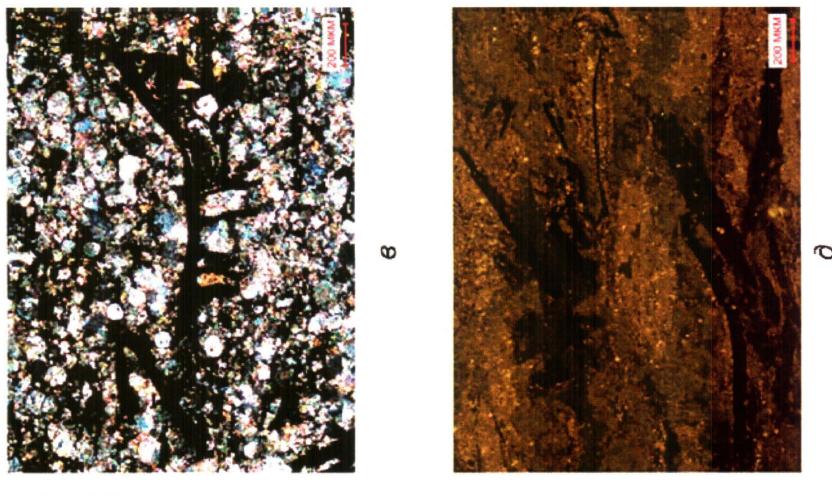


Рис. 7. Фотографии петрографических шлифов образцов с ихтиодетритом, отобранных из баженовской свиты: а, в, д — в проходящем свете, б, г, е — те же участки с трековой радиографией, по [14, 24]

Условные обозначения:
 а: 1 — средние значения содержания урана в интервале, 2 — интервалы залегания доломитового (верхний) и «пиритового» (нижний) пластов;
 б: доломитовый радиолюрият в проходящем свете;

в: доломитовый радиолюрият в поляризованном свете;
 г: «пиритовый» образец в проходящем свете;
 д: «пиритовый» образец в отраженном свете;
 е: красное на снимке — смола.

Рис. 8. Два высокорадиактивных продуктивных интервала в отложениях базеногольской свиты. Скважина 554Э, Салымское месторождение, по [9]



в рассматриваемой карбонатной породе практически полностью отсутствует, а ОВ представлено черным керитовидным, сильно окисленным, почти твердым битумом, заполняющим пустоты между раковинками радиолярий и частично выщелоченные остатки ихтиодетрита (см. рис. 8б, 8в). Открытая пористость рассматриваемой породы составляет в среднем 8–10 % [9].

Нижний «радиоактивный» интервал имеет мощность около 1 м и более экзотический вещественный состав. Он представляет собой «пиритовый» пласт, состоящий главным образом из мелкозернистого пирита (обычно фрамбоидального), содержание которого варьирует в пределах 45–60 % (см. рис. 8г, 8д). Кроме того, в его составе присутствует доломит (10–15 %), кальцит (5–7 %), сидерит (5–6 %), немного кварца (3–5 %). Кероген полностью отсутствует, а ОВ представлено, как и в верхнем пласте, керитоподобным окисленным с высоким содержанием серы метаморфизованным битумом, содержание которого составляет около 4–6 % (см. рис. 8г, 8д) [9]. Интересно, что, несмотря на то, что в шлифах хорошо видны обломочные фрагменты черного цвета, напоминающие по внешнему виду ихтиодетрит, результаты химического анализа демонстрируют низкое содержание P_2O_5 в составе рассматриваемой породы. Очевидно, что ихтиодетрит был практически полностью растворен и вынесен из рассматриваемого «радиоактивного» интервала, а его «отрицательные» формы оказались почти полностью заполненными окисленным метаморфизованным керитоподобным битумом (см. рис. 8г, 8д). При большом увеличении в порах образцов из «пиритового» слоя хорошо видны многочисленные мелкие кристаллы самородной серы, агрегаты фрамбоидального пирита и микрозернистое строение метаморфизованного битума (рис. 9). Открытая пористость образцов, отобранных из рассматриваемого «пиритового» пласта, составляет 15–17 %, а проницаемость — 13–15 мД [9].

Уран, содержащийся в повышенных концентрациях в рассматриваемых «радиоактивных» интервалах вверху связан с остатками ихтиодетрита и метаморфизованным битумом, а внизу — практически полностью с метаморфизованным керитоподобным битумом (см. рис. 8, 9).

Следует обратить внимание на то, что над и под «радиоактивными» интервалами выделяются маломощные зоны с пониженной (ниже средних значений) концентрацией U, имеющие ширину около 30–40 см (см. рис. 8а). Создается впечатление, что из этих участков U был выщелочен и переотложен в «высокорадиоактивные» интервалы, описанные выше.

Рассматриваемые «радиоактивные» интервалы так же, как и известняки с манганокальцитом, выделяющиеся повышенной радиоактивностью и, напротив, пониженными значениями удельного электрического сопротивления, могут служить реперами в силу их необычных петрофизических свойств, а именно повышенной радиоактивности при довольно высокой плотности, а нижний интервал характеризуется еще и аномально низкой величиной удельного электрического сопротивления.

Возвращаясь к ихтиодетриту, следует обратить внимание на очень темный цвет костных остатков (часто почти до черного), что хорошо видно в прозрачных петрографических шлифах (см. рис. 8б, 8в). Анализ элементного состава ихтиодетрита, выполненный с использованием микроволновой приставки к растровому электронному микроскопу, показал, что наблюдается интенсивная карбонизация ихтиодетрита, что проявляется в очень высоком содержании в нем углерода, колеблющегося от 20.4 до 50.6 % (в среднем 39.5 %). Для сравнения отметим, что концентрация углерода, например, в кальците составляет всего 12 %, а в апатите он встречается в виде примеси, исключая лишь карбонат-апатит, в котором его содержание близко к 6 %. Напротив, содержание фосфора, как правило, заметно ниже стехиометрического и изменяется от 2.4 до 12.2 % (в среднем 9.5 %), тогда как в апатите его доля составляет 18 %, то есть почти в два раза выше. Концентрация кислорода в ихтиодетrite также гораздо ниже стехиометрического. В ихтиодетrite она изменяется от 10.3 до 25.0 % (в среднем 20.3 %), а в апатите она равна 38 %. Наконец, содержание кальция в ихтиодетrite варьирует в пределах от 21.7 до 41.5 % (в среднем 32.6 %) при стехиометрическом его содержании в апатите 40 %, то есть и кальция в ихтиодетrite заметно меньше, чем в апатите.

Карбонизация ихтиодетрита происходит, начиная с его поверхности, постепенно, распространяясь вглубь костного вещества. Поскольку интенсивная карбонизация ихтиодетрита обычно наблюдается в наиболее радиоактивных интервалах, то можно допустить влияние радиолиза на этот процесс. Действительно, в слаборадиоактивных верхнеюрских отложениях, например даниловской и/или мулыминской свитах, которые являются литостратиграфическими аналогами баженовской свиты в Шаймском нефтегазоносном районе, ихтиодетрит в прозрачных петрографических шлифах имеет светло-серый, с желтоватым оттенком цвет, и лишь самые наружные его участки бывают окрашены в оранжевый или красновато-бурый цвет [9]. Вероятно,

ихтиодетрит сначала постепенно частично замещался ОВ, возможно, вследствие выборочного растворения органическими кислотами, например гуминовыми или другими типами кислот. Затем под действием радиолиза ОВ, частично заместившее ихтиодетрит, теряло функциональные группы и водород, приобретая конденсированную, вероятно, графитоподобную кристаллическую структуру. Кстати сказать, в природе встречаются метасоматические псевдоморфозы битумов по кварцу и даже серициту [21]. В непосредственной близости от настурана неоднократно установлены чешуйчатые частицы, которые дают микродифракционные картины, отвечающие карбиду кремния (муассониту), более того, иногда устанавливаются X-фазы, которые по типу структуры кристаллической решетки и параметрам элементарной ячейки близки к алмазу [21], поэтому процесс карбонизации ихтиодетрита, частично замещенного ОВ под действием радиолиза, представляется вполне вероятным.

В пределах Красноленинского свода иногда встречаются маломощные пласты копролитовых фосфоритов, имеющие толщину всего 1–3 см, с небольшим содержанием ОВ (до 6–8 %), обладающие повышенной радиоактивностью, которые часто бывают продуктивными, если их поровое (псевдогранулярное) пространство не было заполнено эпигенетическими карбонатами. Эти тонкие пропластки характеризуются не только повышенной радиоактивностью, но и сравнительно высокой плотностью, однако их выделение, по данным ГИС, проблематично из-за их очень маленькой толщины.

Изредка в составе верхнеюрских отложений (чаще в абалакской свите) встречаются маломощные интервалы (толщиной от нескольких мм до 1 см) с повышенной радиоактивностью, обогащенные акцессорными минералами (обычно это циркон и монацит), фрамбоидальным пиритом и раковинками радиолярий, часто замещенных карбонатами, с очень низким содержанием керогена (обычно не более 1 %). Для этих отложений связь Сорг — U отсутствует, а концентрация U и Th в них обусловлена присутствием акцессорных минералов (см. рис. 4б). Скорее всего, такие осадки накапливались в условиях повышенной гидродинамической активности донных течений, когда весь легкий осадочный материал, представленный ОВ и глинистыми минералами, ими выносился, а накапливались достаточно крупные и плотные частицы, представленные перечисленными выше компонентами (раковинками радиолярий, пиритом и акцессорными минералами).

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Таким образом, уран в отложениях баженовской свиты концентрируется главным образом тремя компонентами, входящими в их состав, а именно ОВ, фосфатами и метаморфизованным битумом. Основным требованием, необходимым для его отложения в осадках, является наличие восстановительных условий (Eh порядка 200 мВ) [1, 8, 19].

В случае если U, присутствующий в ОВ и фосфатах, концентрируется ими преимущественно в седиментогенезе, а также на начальных этапах диагенеза и приобретает большую или меньшую степень подвижности при воздействии на них внешних эпигенетических процессов, например связанных с воздействием гидротермальных флюидов, то U, связанный с метаморфизованными окисленными керитоподобными битумами, отложился в них именно в эпигенезе и напрямую связан с воздействием на отложения баженовской свиты гидротерм. Рассмотрим этот процесс более подробно.

Территории, в пределах которых получены промышленные притоки УВ из отложений баженовской свиты, характеризуются повышенным геотермальным потоком и, соответственно, повышенными пластовыми температурами, достигающими 125–130 °C (Красноленинский район, Салымское месторождение). Причем в этих районах (с повышенным геотермальным потоком) отмечаются температурные инверсии, то есть чем выше располагаются отложения баженовской свиты в пределах локального поднятия (например, Ляминского свода), тем выше и пластовые температуры, а с увеличением глубины залегания осадков (на склонах поднятия) пластовая температура уменьшается! Этот феномен свидетельствует о том, что в пределах поднятий присутствуют повышенные тепловые потоки, обусловленные нахождением в фундаменте горячих магматических тел (интрузий).

Каков механизм образования гидротермальных флюидов, участвующих в перераспределении урана в верхнеюрских отложениях? По зонам дробления в земной коре поднимаются магматические интрузии, вызывая формирование в кристаллическом фундаменте и осадочном чехле антиклинальных поднятий. Внедрение интрузивных тел сопровождается формированием зон тектонического дробления. Высокоэнтальпийные флюиды, отделяющиеся от магматических тел, а также мощный тепловой поток, поднимающиеся по зонам дробления вверх от магматической интрузии в фундамент, а затем еще выше — в осадочный чехол, нагревают поровые воды, присутствующие в породах

фундамента и осадочного чехла, которые превращаются в гидротермы. Из-за резкого увеличения температуры поровых вод вследствие их нагрева интрузивными телами происходит рост порового давления, и, как следствие, возникают многочисленные гидроразрывы, благодаря которым даже первоначально непроницаемые породы становятся на некоторое время проницаемыми для этих гидротермальных флюидов. По зонам тектонического дробления и наложенным на них трещинам гидроразрыва гидротермы устремляются вверх, в направлении падения пластовых давлений. Если на их пути к отложениям баженовской свиты отсутствуют проницаемые пласти (например, песчаники), в которые они могли бы «разгрузиться», то они проникают в отложения баженовской свиты, отыскивая хоть сколько-нибудь проницаемые породы, каковыми могут быть раздробленные маломощные карбонатные пласти в ее составе или рассмотренные выше проницаемые отложения «пиритового» пласта и доломитового радиолярита с высоким содержанием ихтиодетрита (см. рис. 8).

Гидротермы имеют кислый состав из-за присутствия в них главным образом углекислоты, HCl , SO_2 , SO_3 , HF (Мархинин Е.К., 1980). Кроме того, гидротермы содержат в своем составе кислород, то есть являются мощными окислителями.

Но откуда в гидротермах кислород? В небольшой по объему, но очень насыщенной фактическим материалом монографии В.И. Бгатова имеется ответ на этот вопрос [2]. Оказывается, что при падении давления, вызванного подъемом магматического тела к поверхности, из него, наряду с другими растворенными в магме газами, выделяется и кислород, поэтому в приповерхностных интрузиях содержание кислорода гораздо меньше, чем в тех, что застыли на большой глубине [2]. Именно этим объясняется появление мощных зон осветленных пород над приповерхностными интрузиями в фундаменте и осадочном чехле, которые наблюдаются, например, в пределах Северо-Варьеганского, Ханты-Мансийского, Убинского и других месторождений Западной Сибири в подошвенной части осадочного чехла и кровле фундамента [12].

Являясь мощным источником тепловой энергии, гидротермы вызывают интенсивную генерацию УВ и гетеросоединений в баженовской свите за счет термокрекинга керогена, входящего в ее состав, поэтому наряду с водой и растворенными в ней газами и солями в ее составе появляются УВ газы и нефть.

По данным В.Ф. Пенькова, при температуре около 374 °С такой гидротермальный флюид представляет собой гомогенный раствор, содер-

жащий в своем составе кроме воды углекислый газ, метан и его гомологи, а также жидкие УВ и гетеросоединения (смолы и асфальтены) [21].

А какова была температура гидротерм, проникавших в отложения баженовской свиты? Для того чтобы оценить температуру гидротерм, проникавших в отложения баженовской свиты, обратимся к результатам термобарогеохимических исследований, проведенных Ю.В. Щепеткиным на микровключениях, содержащихся в кристаллах кварца, отобранных мною из пласта КС₁, залегающего в кровле абалацкой свиты, вскрытого уже упоминавшейся выше скважиной 554Э. В микровключениях, захваченных кристаллами кварца, присутствуют три фазы: пузырек газа, «желтая» нефть и темно-бурая, почти черная фаза, представленная, скорее всего, тяжелыми УВ и гетеросоединениями (рис. 10) [26]. Температура гомогенизации газовой фазы и «желтой» нефти колебалась от 220 до 265 °С, а определить температуру полной гомогенизации, то есть перехода в гомогенную фазу и «черной» нефти, не удалось, так как при температуре около 330 °С микровключения «взрывались» [26]. Следовательно, температура гидротермального флюида, при которой происходил захват микровключений росшими из него кристаллами кварца, была выше 330 °С. Вероятно, она составляла не менее 374 °С, если брать во внимание данные, приводимые В.Ф. Пеньковым (см. выше) [21].

Таким образом, горячие кислые гидротермальные флюиды с кислородом, растворенным в них, и УВ проникали в проницаемые пласти: например, в два «радиоактивных» пласта, вскрытых в разрезе скважины 554Э (см. рис. 8), в которых они частично (в верхнем) и практически полностью (в нижнем) растворяли ихтиодетрит U^{4+} , входивший в их состав, окисляясь присутствующим в гидротермах кислородом до U^{6+} , переходил в состав гидротермального флюида в виде комплексных соединений. Параллельно с U^{4+} происходило окисление и УВ с образованием гетеросоединений. В конце концов, весь кислород, находившийся в составе гидротерм, расходовался в результате реакций окисления.

Термодинамические расчеты показывают, что при температурах гидротермального флюида выше 300 °С устойчивыми являются сульфатные комплексы U^{6+} (см. рис. 2г), а при температурах ниже 200 °С более стабильными становятся карбонатные комплексы уранила (см. рис. 2а–в) [6].

По мере остывания гидротермального флюида он разделялся на две фазы, одна из которых являлась остывающим гидротермальным раствором, а вторая представляла собою УВ и гетеросоединения. Причем, скорее всего, вторая фаза,

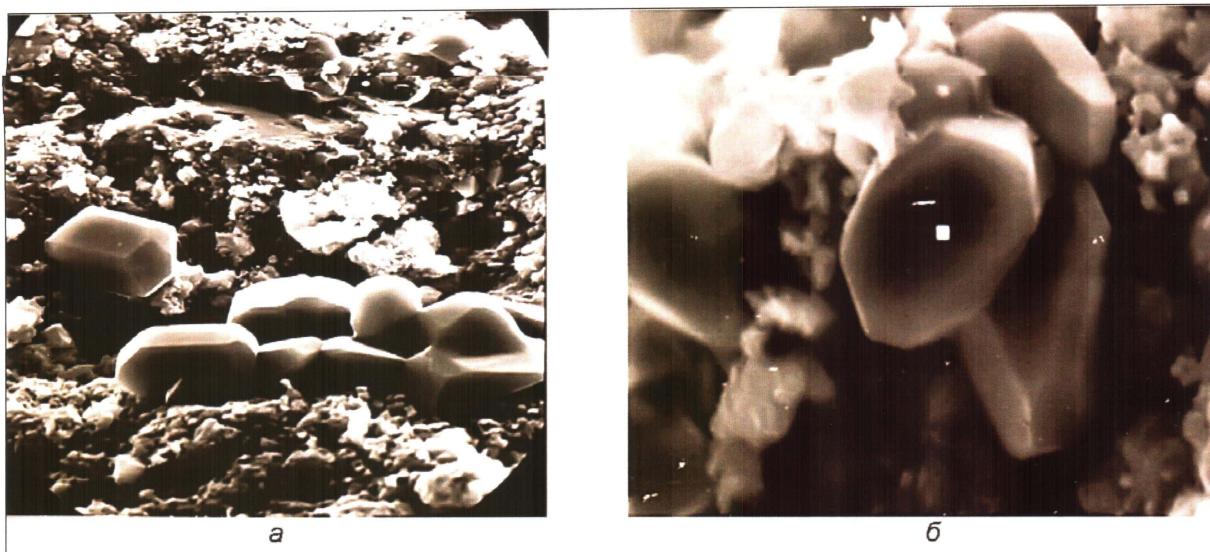
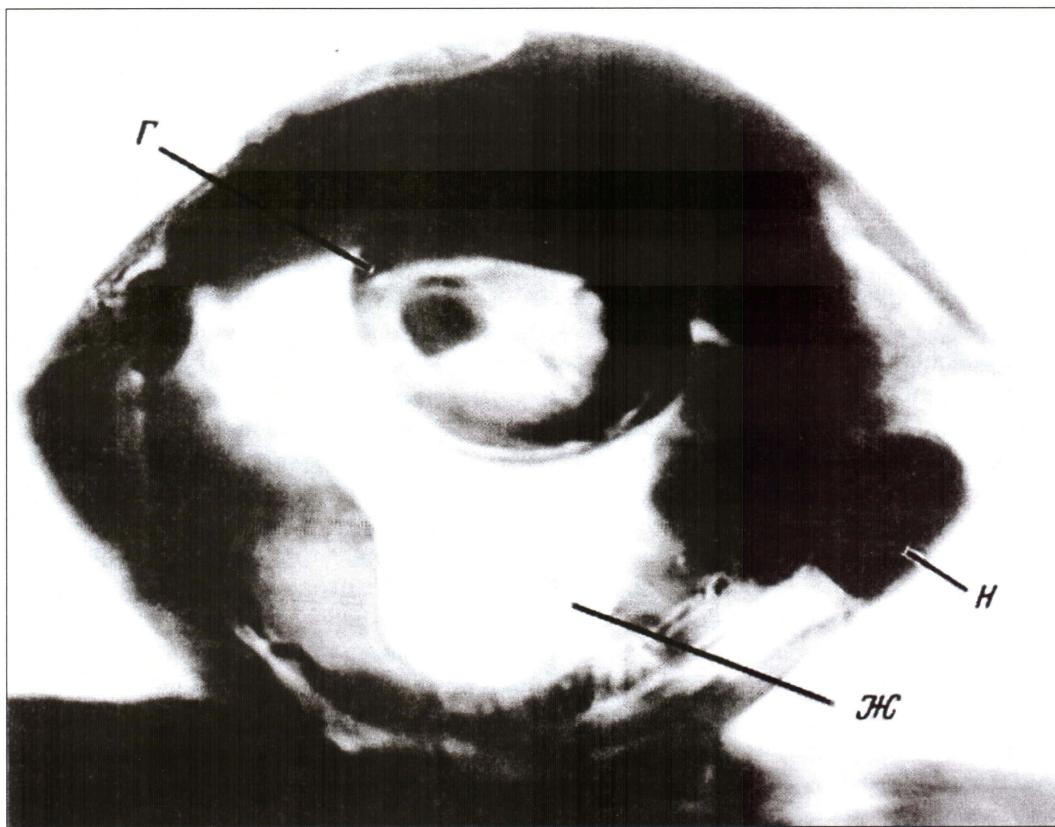


Рис. 9. Снимки РЭМ поверхности пустот в «пиритовом» слое с кристаллами самородной серы (а) и мелкозернистыми агрегатами керитовидного битума, обогащенного настуроном (б), скважина 554Э, Салымское месторождение



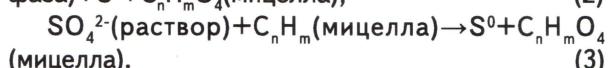
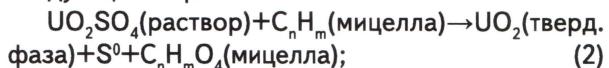
Условные обозначения:
г — газ;
ж — «желтая» нефть;
н — темная нефть, богатая гетеросоединениями;
размер газожидкого включения составляет около 90 мкм.

Рис. 10. Углеводородное газово-жидкое микроВключение в кристалле желтого кварца, пласт КС₁, скважина 554Э, Салымское месторождение, по [26]

которую назовем для краткости нефтью, представляла собой эмульсию. О составе этой эмульсии можно судить по рассмотренному выше микроподключению в кристалле кварца. Скорее всего, кварц, захвативший это микроподключение, кристаллизовался после выделения углеводородной фазы из первоначально гомогенного гидротермального флюида, и захваченное им в процессе роста микроподключение есть не что иное, как капелька нефтяной эмульсии (см. рис. 10).

Капельки эмульсии, возникшие при распаде первоначально гомогенного водно-углеводородного гидротермального флюида на водную и нефтяную фазы, имеют зональное строение, то есть представляют собой мицеллы. Поскольку гетеросоединения, входящие в их состав, являются поверхностно-активными веществами (ПАВ), то для уменьшения величины поверхностного натяжения на границе нефть — вода они концентрируются на внешней поверхности капелек нефтяной эмульсии или мицелл, а внутренняя часть нефтяных мицелл представлена гомогенным раствором нефти и газа.

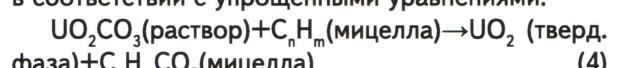
Являясь активными восстановителями, гетеросоединения восстанавливают U^{6+} , входящий в комплексные соединения, находящиеся в гидротермальном растворе, до U^{4+} , который выделяется на поверхности нефтяных мицелл, вероятно, в виде микроскопических включений настурана. При этом восстанавливается и сера, входящая в комплексные соединения U^{6+} в виде сульфатных лигандов при достаточно высоких температурах гидротермальных растворов, о чем говорилось выше (см. рис. 2г). Кроме того, и сами сульфат-анионы, присутствующие в гидротермальном растворе, также восстанавливаются до самородной серы. В очень упрощенном виде (опуская в составе гетеросоединений собственно сами гетероатомы, представленные кислородом, азотом и серой, а также переход электронов от гетеросоединений к атомам серы и урана) протекающие реакции восстановления можно записать следующим образом:



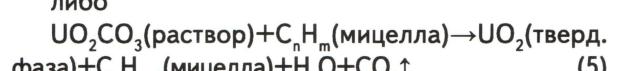
Таким образом, в результате протекания этих реакций должно происходить интенсивное окисление гетеросоединений, находящихся в составе внешней оболочки нефтяных мицелл, а также выделение самородной серы (см. уравнения 2 и 3). Действительно, выше уже отмечалось присутствие многочисленных кристаллов самородной серы в описываемых «радиоактивных» пластах (см. рис. 9). Кроме того, на внешней поверх-

ности нефтяных мицелл должны накапливаться микровыделения настурана (см. уравнение 2). Не следует забывать, что, благодаря огромной суммарной площади поверхности нефтяной эмульсии, она является активным сорбентом микрочастиц настурана, выделяющихся на ее поверхности.

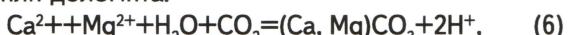
По мере снижения температуры гидротермального раствора, как мы видели выше, стабильными становятся карбонатные комплексы уранила (см. рис. 2а-в), которые также восстанавливаются с участием гетеросоединений, входящих в состав внешней части нефтяных мицелл в соответствии с упрощенными уравнениями:



либо



Карбонат-анион может либо войти в состав гетеросоединений в виде карбонильной или карбоксильной группы, либо восстановиться до воды и углекислого газа в зависимости от термодинамических условий, существующих в рассматриваемой системе. В любом случае при восстановлении карбонатных комплексов уранила вновь происходит отложение микрочастиц настурана на внешней поверхности нефтяных мицелл, представленных гетеросоединениями, а сами гетеросоединения окисляются либо теряют водород, или происходит и то и другое (см. уравнения 4, 5). Если в составе гидротермального раствора присутствуют ионы кальция и/или магния, то возможно образование гидротермального кальцита и/или доломита:



где углекислота берется из гидротермального раствора и/или поступает в него в соответствии с реакцией (5).

Аналогичным образом если в составе гидротермального флюида присутствуют катионы двухвалентного железа, то возможна кристаллизация сидерита, наличие которого было установлено в составе высокорадиоактивного «пиритового» пласта (см. выше).

Со временем по мере остывания гидротермального раствора и падения пластового давления происходит коагуляция нефтяной эмульсии, а водная фаза практически полностью «возвращается» в поровое пространство пород, из которых она была «мобилизована» тепловым потоком, исходившим от интрузии, поэтому в баженовской свите не встреченена пластовая вода, а добываемая из нее нефть — безводна.

Необходимо обратить внимание на то, что в месте соприкосновения двух капель или мицелл

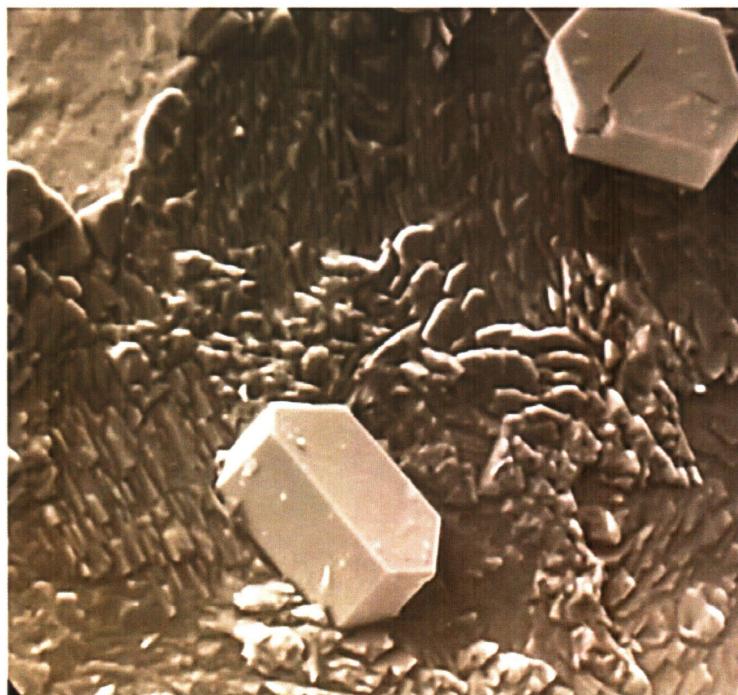


Рис. 11. Снимок РЭМ эпигенетических («гидротермальных») кристаллов апатита на поверхности трещин, покрытых «корочкой» доломита, кровельная часть абалакской свиты, Ем-Еговская площадь

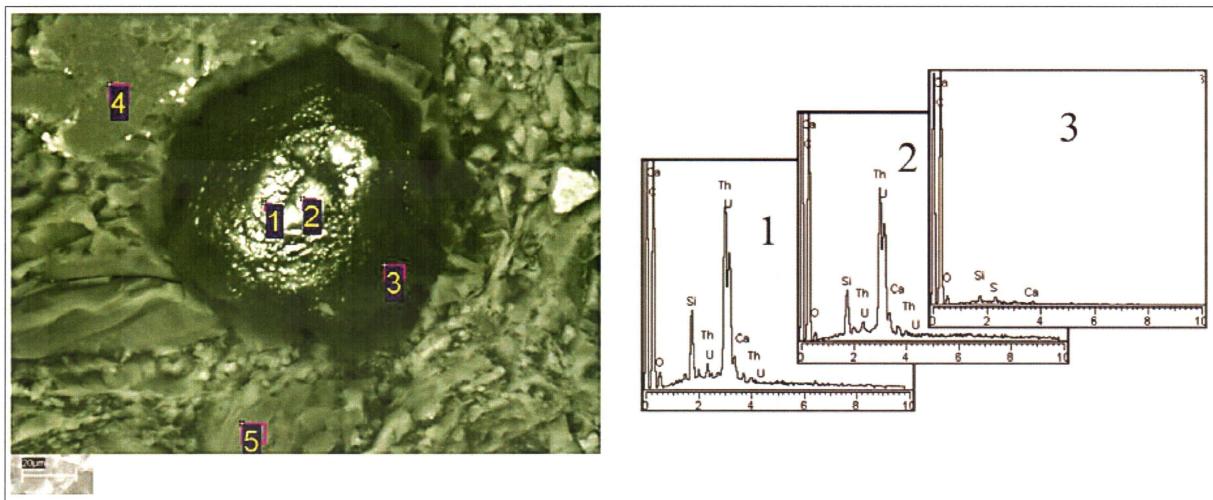


Рис. 12. Снимок РЭМ каплевидного органо-минерального образования, обогащенного U и Th. Номера спектров соответствуют положению цифр на снимке. Радужный ЛУ, ачимовская пачка, по [13]

эмulsionи концентрация У увеличивается в два раза, в месте соприкосновения трех капель — в три и так далее, поэтому чем больше микрокапелек или мицелл сливаются в одном месте, тем крупнее в этом месте может образоваться микровключение настурана. Именно такую картину мы наблюдаем на рисунке 3, где микровыделения настурана более или менее равномерно распределены в объеме окисленного битума,

отмечая собою места слияния наибольшего количества микрокапелек нефтяной эмульсии.

По мере уменьшения температуры и пластового давления мицеллы полностью разрушаются, из них выделяются нефть с газом, растворенным в ней, или, наоборот, газ с нефтью, растворенной в нем, которые образуют собственную жидкую и/или газообразную фазы. Судя по величине температур гомогенизации включений газа

и «желтой» нефти этот процесс происходил при температурах ниже 220–265 °С (см. выше). Оставшиеся оболочки мицелл, представленные окисленными гетеросоединениями, сливаются в единую почти твердую фазу, заполняя часть порового пространства в «радиоактивных» пластах. Постепенно вследствие развития процессов полимеризации, ускоряемых также радиолизом (вследствие деления ядер U), выделившиеся в виде вязкой, но еще не затвердевшей полностью, массы гетеросоединения (которые представляют собой, по сути, густой окисленный битум) затвердевают, полимеризуются и превращаются в микрозернистую массу, в которой еще можно различить остатки отдельных разрушенных мицелл. Именно такая микрозернистая масса наблюдается на снимках РЭМ, где сравнительно крупные кристаллы самородной серы окружены микрозернистыми агрегатами описанных выше окисленных, подвергшихся процессам полимеризации твердых битумов, содержащих микровключения настурана (см. рис. 9).

Здесь следует, однако, сделать небольшое замечание относительно самородной серы, кристаллы которой встречены в «пиритовом» пласте. Ее температура плавления равна примерно 113 °С, поэтому в пределах Салымского месторождения, где температура в кровле баженовской свиты, например в районе скважины 554Э, составляет около 128 °С, в пластовых условиях сера находится в жидким состоянии. Она кристаллизуется в виде идиоморфных кристаллов лишь при охлаждении вследствие подъема керна на поверхность. Процесс постепенной кристаллизации мелкокристаллической серы из полуаморфного состояния в прекрасно ограненные кристаллы хорошо виден на рисунке 9а.

Маломощные интервалы с пониженной (по сравнению со средними значениями) концентрацией U, расположенные над и под «радиоактивными» пластами, это зоны выщелачивания, в которые проникли гидротермы, внедрившиеся в эти пласты. Гидротермы растворили подвижный или слабо связанный с матриксом U, вынесли его из зон выщелачивания и сконцентрировали его в этих пластах в виде настурана, связанного с окисленными битумами (см. рис. 8).

А куда делся фторапатит, слагавший ихтиодетрит в «радиоактивных» пластах, растворенный гидротермами? Он в большинстве случаев рассеялся вместе с остывшими гидротермами, вернувшимися в поровое пространство, либо отложился из них на поверхности трещин или каверн маломощных карбонатных пластов, входящих в состав баженовской и абалакской

свит, в виде хорошо ограненных гексагональных кристаллов (рис. 11).

В заключение следует заметить, что ураноорганические соединения, встречающиеся в составе баженовской свиты, описанные выше, не являются уникальными. Похожие соединения встречены также, например, в ачимовских отложениях Радужного ЛУ (рис. 12) [13]. Правда, здесь в каплевидном битуме, содержащем серу, встречены микровключения силикатов Th и U, то есть промежуточные члены группы торит — коффинит (см. рис. 12).

ВЫВОДЫ

1. Из-за того что накопление U в отложениях баженовской свиты зависит не только от концентрации в ней ОВ, но и от других перечисленных выше факторов, связь Сорг — U не является универсальной для всей толщи баженовской свиты, вскрытой даже одной скважиной.

2. В небольших по мощности интервалах, характеризующихся близкими геохимическими, гидродинамическими и другими условиями, в которых происходило отложение осадков баженовской свиты, связь Сорг — U можно использовать для оценки содержания ОВ (керогена) в битуминозных отложениях по данным гамма-каротажа, но именно в границах этих интервалов.

3. В отложениях баженовской свиты, обогащенных ихтиодетритом, связь Сорг — U нарушается, и для этих интервалов высококорреляционной становится зависимость между фосфатами (P_2O_5) и U. В этих интервалах невозможно по данным гамма-метода оценить концентрацию Сорг или керогена в битуминозных отложениях, так как будут получены явно завышенные содержания ОВ по сравнению с его реальной концентрацией.

4. Наиболее неоднозначными являются зависимости Сорг — U в интервалах, подвергшихся воздействию гидротермальных флюидов. На этих участках происходит выщелачивание и переотложение U, причем в качестве ОВ в этих интервалах часто выступает метаморфизованный окисленный керитоподобный битум, с которым связан U, а кероген либо почти полностью отсутствует, либо целиком теряет связь с U, заложенную в седиментогенезе.

5. Пласти, в которых присутствует перераспределенный U, обладают эффективной пористостью и проницаемостью, благодаря чему происходит растворение и перераспределение его в этих пластах проникающими в них гидротермальными флюидами. Плотные пласти с повышенной радиоактивностью, выделяемые по результатам ГИС в составе баженовской свиты, вполне могут

оказаться продуктивными. То же самое касается и пластов, которые, наряду с повышенной радиоактивностью и плотностью, характеризуются низкими значениями удельного электрического сопротивления (например, «пиритовый» пласт).

6. В случае если участие гидротермальных флюидов в перераспределении U в составе отложений баженовской свиты в эпигенезе можно считать доказанным, то их деятельность во время процесса седиментации еще требует

дополнительных аргументов. Хотя необычный элементный состав карбонатов, обогащенных марганцем, присутствие жил, заполненных пиритом, имеющих явно гидротермальное происхождение, могут косвенно указывать на проявления гидротермальной активности в верхнеюрское время, нельзя полностью исключить возможность поступления U в волжский морской бассейн вместе с этими верхнеюрскими гидротермами во время отложения баженовской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батурина Г.Н. Уран в современном морском осадкообразовании. М.: Атомиздат, 1975. 152 с.
2. Бгатов В.И. История кислорода земной атмосферы. М.: Недра, 1985. 87 с.
3. Бейтс Т., Строл Э. Выявление корреляционных связей органического углерода и значений каротажа в высокоуглеродистых формациях // Материалы II Междунар. конф. по использованию атомной энергии в мирных целях. М.: Госатомиздат, 1959. Т. 8. С. 93–99.
4. Бойцов В.Е. Геология месторождений урана: Учеб. для вузов. М.: Недра, 1989. 302 с.
5. Гецева Р.В., Дерягин А.А., Созинов Н.А. и др. Геологические особенности и ураноносность формаций черных сланцев. М.: Наука, 1981. 120 с.
6. Горбунов В.Ю. Термодинамическое моделирование полей преобладания различных комплексов урана в водных растворах // Химия урана. М.: Наука, 1981. С. 43–52.
7. Готтих Р.П. Радиоактивные элементы в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1989. 254 с.
8. Евсеева Л.С. Восстановление урана природными органическими веществами // Химия урана. М.: Наука, 1981. С. 52–57.
9. Зубков М.Ю. Условия образования залежей нефти в баженовской свите: Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук. Тюмень, 1984. 24 с.
10. Зубков М.Ю. Литолого-петрофизическая характеристика отложений баженовской и абалакской свит центральной части Красноленинского свода (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 12. С. 1821–1836.
11. Зубков М.Ю. Анализ распределения K, U, Th и В в верхнеюрских отложениях центральной части Красноленинского свода (Западная Сибирь) с целью их стратификации, корреляции и выделения в них потенциально продуктивных пластов // Геохимия. 2001. № 1. С. 51–70.
12. Зубков М.Ю., Шведенков Г.Ю. Экспериментальное моделирование процесса формирования вторичных коллекторов под действием гидротермальных флюидов различного состава // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО: V науч.-практ. конф. Ханты-Мансийск. 2002. Т. 1. С. 323–332.
13. Зубков М.Ю. Закономерности распределения K, U и Th в различных гранулометрических фракциях отложений, вскрытых скважиной 12П Радужного лицензионного участка (Западная Сибирь) // Горные ведомости. Тюмень. 2009. № 1. С. 6–34.
14. Калмыков Г.А., Балушкина Н.С., Алешин А.П. и др. Об особенностях распределения радиоактивности в породах баженовской свиты на западном склоне Сургутского свода Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2009. № 1. С. 38–46.
15. Кизильштейн Л.Я. Фрамбоидальный пирит причастен к возникновению жизни на Земле? // Природа. 2007. № 1. С. 49–54.
16. Ковалев В.А. Геохимические аспекты исследования отношения Th/U в осадочных породах // Геохимия. 1965. № 9. С. 1171–1173.
17. Манская С.М., Дроздова Г.В. Геохимия органического вещества. М.: Наука, 1964. 315 с.
18. Наумов Г.Б. Геохимия природных соединений урана // Химия урана. М.: Наука, 1981. С. 5–15.
19. Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 208 с.
20. Основные черты геохимии урана / Под ред. А.П. Виноградова. М.: АН СССР, 1963. 352 с.
21. Пеньков В.Ф. Уран и углеводороды. М.: Недра, 1989. 144 с.
22. Плуман И.И. Ураноносность черных битуминозных аргиллитов верхней юры Западно-Сибирской плиты // Геохимия. 1971. № 11. С. 1362–1367.
23. Сидоренко Г.А. О стабильности кристаллического строения и состава природных простых и сложных окислов четырехвалентного урана // Химия урана. М.: Наука, 1981. С. 15–20.
24. Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты / Сост. Ф.Г. Гуарри, Э.Я. Вайц, В.Н. Меленевский и др. М.: Недра, 1988. 200 с.
25. Фертл В.Х. Спектрометрия естественного гамма-излучения в скважинах // Нефть, газ и нефтехимия за рубежом. 1983. № 3–6, 8, 10.
26. Щепеткин Ю.В., Рыльков А.В. Реконструкция энергетических преобразований природной геохимической системы порода — ОВ — вода — нефть (газ) на основе детальных исследований скоплений углеводородов // Энергия и механизм первичной миграции углеводородов. М.: Наука, 1988. С. 66–72.
27. Adams J.A.S., Weaver C. E. Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary process: example of concept of geochemical facies // Bull. Amer. Assoc. of Petroleum Geologists. 1958. V. 42. P. 347–430.