



УДК 553.98

ТЕКТОНОГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

М.Ю.Зубков (ООО «Западно-Сибирский геологический центр»)

Приведены примеры эпигенетических минеральных ассоциаций гидротермального происхождения в составе юрских отложений Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Реконструирован механизм формирования вторичной пористости и коллекторов в юрских осадках, а также последовательность гидротермального минералообразования, нефтидогенеза и образования УВ-залежей. Предложен оригинальный способ поисков вторичных коллекторов тектоногидротермального происхождения на основе комплексирования данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования.

Ключевые слова: гидротермальные флюиды; эпигенетические минералы; вторичная пористость; депрессионные зоны; термо- и бароаномалии; сейсморазведка; тектонофизика; прогноз УВ-залежей.

Примеры участия тектоногидротермальных процессов в формировании вторичных коллекторов и УВ-залежей в породах кровельной части доюрского комплекса рассмотрены в работах [1, 2]. При этом было показано, что эти процессы зачастую происходили сравнительно недавно (в масштабах геологического времени), вероятнее всего в кайнозое, возможно, даже в позднем, что подтверждается тем, что в этих участках сохранились и повышенные пластовые температуры, и очень высокая вторичная пористость, причем на значительной глубине, как, например, на Северо-Варьеганском месторождении, где на отметке около 3500 м ее значение достигает 30-35 % [2]. Столь высокая пористость вряд ли смогла бы сохраниться на протяжении десятков, а тем более сотен миллионов лет. Также имеются свидетельства того, что гидротермальные флюиды проникали в подошвенную часть юрских базальных отложений, формируя в них зоны «отбеливания» или осветления и окремнения этих пород [1, 2]. Эти явления (особенно «отбеливание») наиболее ярко проявлялись в слабопроницаемых углистых аргиллитах, а что происходило с базальными и более молодыми проницаемыми юрскими отложениями, представленными песчаными разновидностями, когда в них внедрялись гидротермальные флюиды, пока детально не изучено. Поэтому настоящая статья посвящена исследованию именно этого вопроса, т.е. влиянию тектоногидротермальных процессов на вещественный состав и коллекторские свойства юрских отложений, а также способам прогнозирования участков, в пределах которых эти процессы протекали.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В данной статье под термином «высокоэнталийные флюиды» понимается высокотемпературная (вероят-

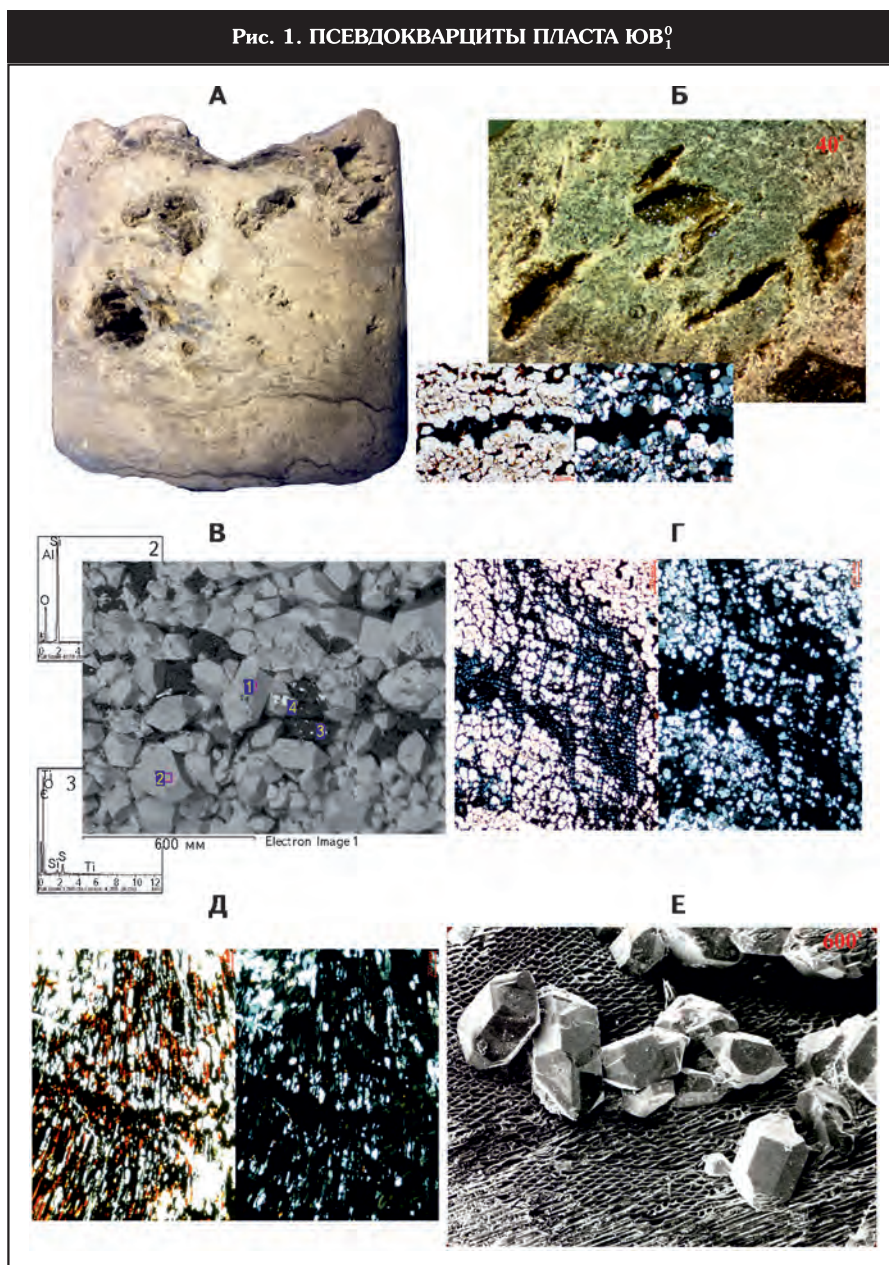
но, >1000 °С) смесь отделяющихся от магматического тела газов и паров воды, находящихся в надкритическом состоянии. По мере их движения по трещинам вверх они взаимодействуют с вмещающими их породами, вовлекая в свой состав в первую очередь поровую воду, содержащуюся в них, вследствие чего формируются гидротермальные флюиды. Постепенно температура и давление этих флюидов уменьшаются и, при достижении критической точки, флюид разделяется на жидкую и газообразную фазы. Жидкую фазу будем называть гидротермальным раствором, газообразную — газом или паром, так как в составе газообразной фазы преобладает водяной пар. Однако, поскольку мы наверняка не знаем, в какой форме присутствовали гидротермальные флюиды в тех или иных рассматриваемых далее отложениях, будем их условно называть гидротермальными флюидами. Для обозначения всех производных ОВ (нефть, битумы, гетеросоединения), используем обобщенный термин нефтиды по В.Н.Муратову (1954).

При прочих равных условиях, максимально интенсивным изменениям под действием гидротермальных флюидов, отделяющихся от магматического тела и мобилизованных ими из окружающих пород поровых вод, подвергаются самые нижние (базальные) отложения, залегающие на породах фундамента. Именно базальные отложения первыми испытывают воздействие этих агрессивных флюидов.

Если базальные отложения представлены слабопроницаемыми породами типа фангломератов или осадками, в составе которых преобладают глинисто-алевритовые частицы и ОВ, то под действием гидротермальных флюидов происходит их осветление и окремнение. Содержание кварца в этих породах достигает 80-85 %, а остальные минералы представлены каолинитом и/или диккитом (10-12 %), гидрослюдой (6-8 %) и сидеритом (4-6 %).

Породы, сложенные практически одним мелкокристаллическим кварцем, присутствуют не только в базальных отложениях. Такие породы встречаются в составе пласта Ю₁⁰ (верхняя юра) в пределах Ахтамарского и Грибного месторождений. В них отмечаются многочисленные каверны и полости, поверхность которых покрыта прекрасно ограненными кристаллами кварца (рис. 1, А, Б). Основная часть пор и микропустот залечена темно-бурым, почти черным сильнометаморфизованным битумом (см. рис. 1, Б, В). Лишь в наиболее крупных пустотах присутствует открытая емкость, прокрашенная голубой или красной смолой (см. рис. 1, Б, Г, Д). В рассматриваемых породах, условно названных автором статьи «псевдокварцитами», иногда присутствуют углефицированные остатки растительного детрита с сохранившейся клеточной микроструктурой (см. рис. 1, Г, Д), на которых часто располагаются эпигенетические четко ограненные кристаллы кварца (см. рис. 1, Е). Здесь же встречаются псевдоморфозы пирита по растительным остаткам.

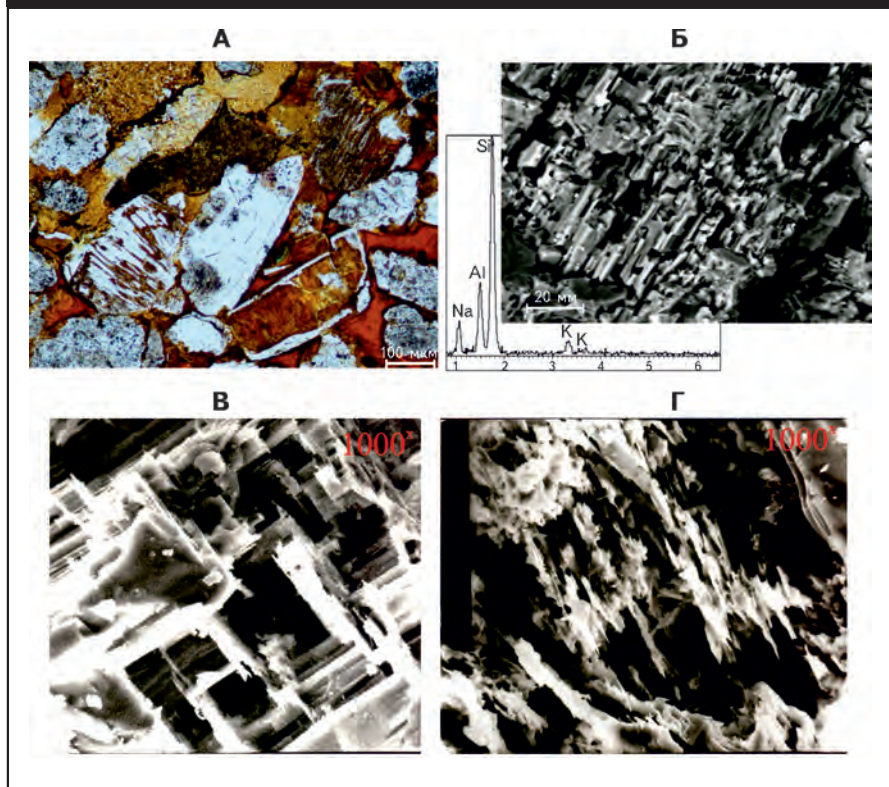
Если юрские отложения представлены достаточно высокопроницаемыми, например песчаными, отложениями, то высокоэталпильные флюиды легко проникают в них, смешиваются с поровыми водами и дают начало гидротермальным флюидам. В этом случае наблюдается интенсивное выщелачивание неустойчивых в этих условиях обломков минералов и пород кислыми гидротермальными флюидами (рис. 2). В первую очередь растворяются темноцветные минералы и плагиоклазы. В том случае, когда зерна плагиоклазов имеют неоднородный состав, например, если их внешняя часть обогащена альбитовым миналом, то сохраняется альбитовая оболочка, а центральная, более богатая анортитовым компонентом, часть интенсивно выщелачивается и возникает дополнительная (вторичная) емкость, которая прокрашивается смолой (см. рис. 2, А). Если обломки плагиоклазов или щелочных полевых шпатов представляли собой продукты распада твердых

Рис. 1. ПСЕВДОКВАРЦИТЫ ПЛАСТА ЮВ₁⁰

Образцы: А – полноразмерный, Б – его увеличенный фрагмент, В, Е – фотографии РЭМ, Г, Д – фотографии петрографических шлифов, прокрашенных смолой: Г – голубой, Д – красной; месторождения: А-Г – Грибное, Д-Е – Ахтамарское; здесь и далее арабские цифры – места, с которых получены элементные спектры, приведенные рядом со снимками

растворов (одна из которых присутствовала в другой в виде пертитов) на две фазы, например плагиоклазы – на более основные и более кислые, а щелочные – на калиевую (ортоклаз) и натровую (альбит), то менее устойчивая фаза выщелачивалась, а более устойчивая – сохранялась. В результате такого избирательного растворения неустойчивых фаз возникали пористые субпараллельно ориентированные «скелетные» образования, имеющие в случае выщелачивания анортитовой

Рис. 2. ФОТОГРАФИИ ПРОКРАШЕННОГО КРАСНОЙ СМОЛОЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ШЛИФА (А) И СНИМКИ РЭМ (Б-Г) ОБЛОМКОВ РАЗЛИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ, ВЫЩЕЛОЧЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫМИ РАСТВОРАМИ (юрские отложения)



Месторождения: А, Б – Красноленинское, В, Г – Узбекское

компоненты преимущественно альбитовый состав (см. рис. 2, Б), а если растворялись пертиты, сложенные альбитом, то сохранялась более устойчивая ортоклазовая часть исходных зерен щелочных полевых шпатов (см. рис. 2, В).

Темноцветные слюды и хлорит также являются неустойчивыми в этих условиях и интенсивно выщелачиваются, замещаясь гидрослюдой (см. рис. 2, Г).

По мере насыщения гидротермальных флюидов кремнеземом и последующего их охлаждения он первым выделяется из раствора в виде вторичного (гидротермального) кварца (рис. 3, А). Следом за ним образуется диккит (каолинит), который часто присутствует на его поверхности (см. рис. 3, А). Некоторое время они одновременно продолжают кристаллизоваться из раствора, вследствие чего чешуйки диккита и/или каолинита оказываются частично захваченными растущими гранями кварца (см. рис. 3, Б).

Иногда, вследствие резкого охлаждения гидротермальных флюидов или падения пластового давления, или и того и другого одновременно, например при образовании в породе трещин, раствор оказывается перенасыщенным относительно кремнезема, который не успе-

вает образовать кристаллы и выпадает из него в микроглобулярном виде (см. рис. 3, В).

Обломки магматических пород, сложенные неустойчивыми по отношению к кислым гидротермальным флюидам минералами и вулканическим стеклом, под их воздействием превращаются в так называемые аргиллизиты, состоящие главным образом из каолинита, гидрослюды с большей или меньшей примесью микрокристаллов кварца и альбита (см. рис. 3, Г). Аргиллизиты или аргиллизированные обломочные зерна содержат большое количество очень мелких пор, благодаря чему образцы с множеством таких обломков характеризуются высокой остаточной водонасыщенностью.

Высокотемпературные, слабо-минерализованные, имеющие кислый состав гидротермальные флюиды интенсивно растворяют неустойчивые минералы, формируя за их счет вторичную емкость, что обязательно должно приводить к улучшению фильтрационно-емкостных свойств пород, в которые они поступают [1-5]. Чтобы убедиться в

этом, рассмотрим в качестве примера базальные продуктивные отложения Талинской площади.

Действительно, для этих отложений установлены прямо пропорциональные зависимости между относительным содержанием в составе их глинистого цемента диккита и каолинита, с одной стороны, и значением их пористости — с другой (рис. 4, А) [4]. Между относительным содержанием тех же глинистых минералов в образцах и концентрацией в них остаточной воды получена обратно пропорциональная зависимость (см. рис. 4, А).

Если суммарную концентрацию диккита и каолинита в глинистом цементе разделить на вклады каждого из этих минералов, то связь коллекторских свойств изученных образцов с их содержаниями становится более однозначной. Оказывается, что именно относительная концентрация диккита в составе глинистого цемента является определяющей — чем больше его доля, тем выше фильтрационно-емкостные свойства этих отложений (см. рис. 4, Б) [4].

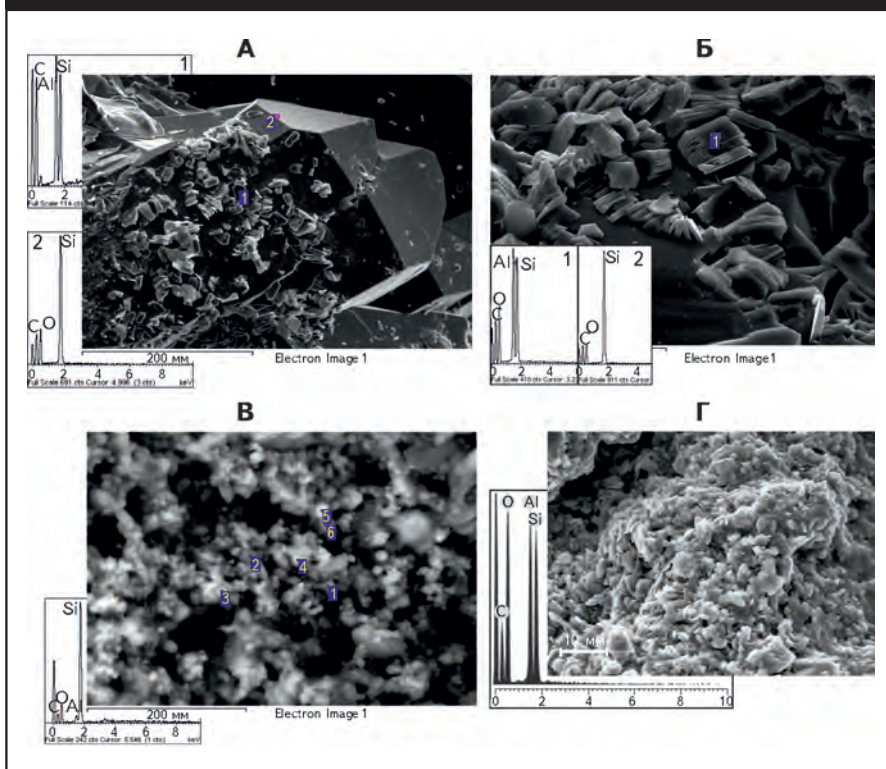
Чтобы понять, какие вторичные минералы и их ассоциации могут возникнуть при взаимодействии гидротермальных флюидов с окружающими породами, рассмотрим фазовую диаграмму минералов в системе

координат $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O - \lg[K^+]/\lg[H^+]$ при температуре 250 °C и давлении 100 МПа (рис. 5, А). Термодинамические расчеты показывают, что в рассматриваемых гидротермальных условиях возможно существование пяти алюмосиликатных минералов, не считая кварца, а именно: диаспора, каолинита (диккита), гидрослюда, смешанослойных образований на основе гидрослюда и монтмориллонита, а также калиевого полевого шпата (см. рис. 5, А). Действительно, все эти минералы встречены в составе рассматриваемых юрских отложений (см. рис. 5, Б-Д).

Образование гидрослюда возможно из недонасыщенного кремнеземом гидротермальных флюидов при достаточно высокой в нем концентрации калия.

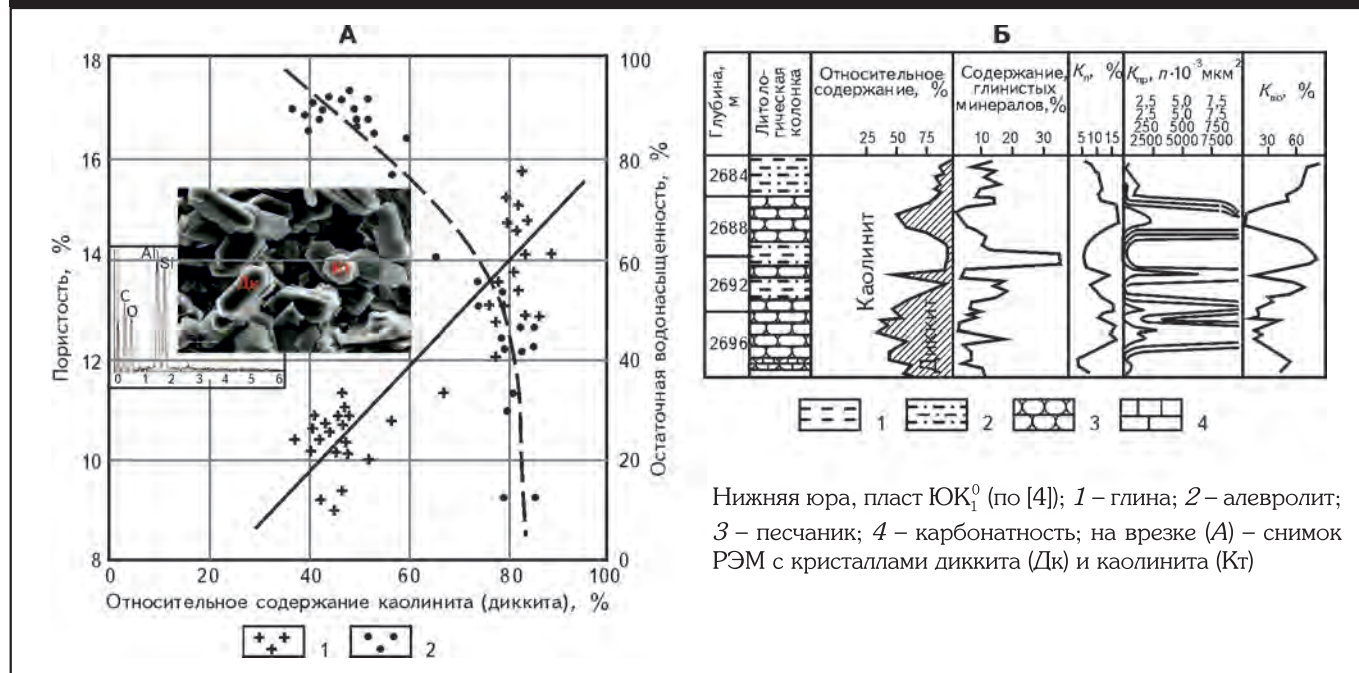
Диаспор в юрских отложениях встречается крайне редко. Он может образоваться как из кислого гидротермального флюида, недонасыщенного кремнеземом, так и в результате метасоматического замещения терригенного мусковита

Рис. 3. СНИМКИ РЭМ МИНЕРАЛОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ (нижняя и средняя юра)



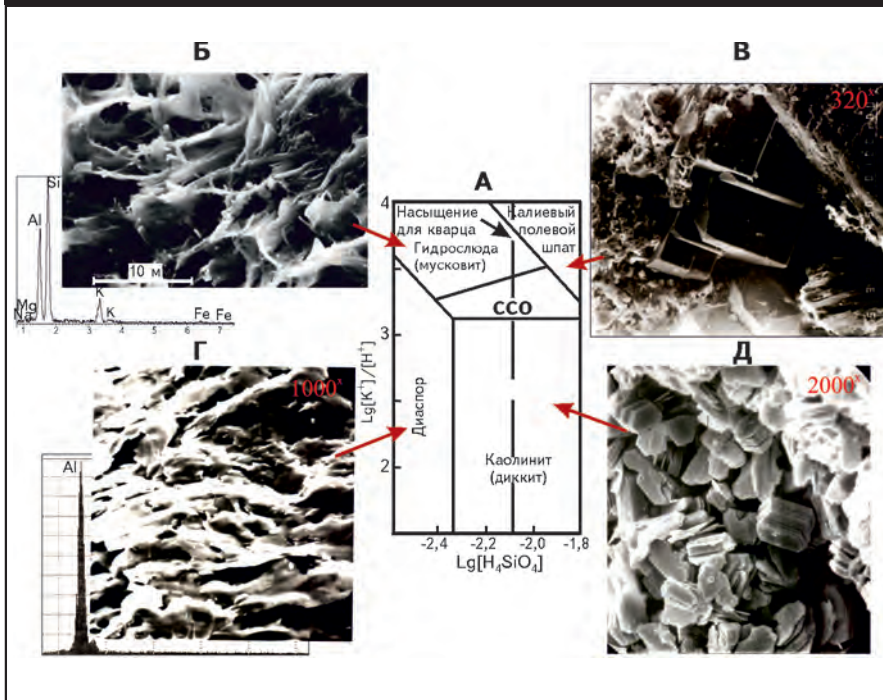
А, Б – кристаллы кварца с расположенными на их поверхности агрегатами каолинита и диккита, В – микроглобулярный кварц, Г – аргиллизированное обломочное зерно; месторождения: А-В – Красноленинское, Г – Славинское

Рис. 4. ЗАВИСИМОСТИ ПОРИСТОСТИ (1) И ВОДОУДЕРЖИВАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ (2) В СОСТАВЕ ГЛИНИСТОГО ЦЕМЕНТА (А) И ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО СКВ. 5269 ТАЛИНСКОЙ ПЛОЩАДИ (Б)



Нижняя юра, пласт ЮК₁⁰ (по [4]); 1 – глина; 2 – алевролит; 3 – песчаник; 4 – карбонатность; на врезке (А) – снимок РЭМ с кристаллами диккита (Дк) и каолинита (Кт)

Рис. 5. ФАЗОВАЯ ДИАГРАММА МИНЕРАЛОВ В СИСТЕМЕ $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ при 250 °С и 100 МПа (А) И СНИМКИ РЭМ МИНЕРАЛОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ (Б-Д)



Месторождения: Б-Д – Красноленинское, В – Славинское

или каолинита (диккита) в результате их инконгруэнтного растворения. В любом случае обязательным условием образования диаспора является недонасыщенность гидротермального флюида кремнеземом, а при замещении им мусковита — еще и кислая среда.

Присутствие в поровом пространстве юрских отложений эпигенетического калиевого полевого шпата также наблюдается редко. Поскольку он встречается в форме четко ограненных мелких кристаллов (см. рис. 5, В), то можно допустить, что он, в отличие от диаспора, образуется непосредственно из гидротермального раствора. Причем для его образования необходимо присутствие в составе раствора ионов калия, требуются низкая концентрация в нем ионов водорода и, напротив, высокое содержание растворенного кремнезема.

Наряду с кварцем очень распространенными минералами в составе юрских отложений являются каолинит и диккит. Судя по совершенным геометрическим формам кристаллов этих минералов (см. рис. 3, А, Б, 4, А, 5, Д), они образовывались непосредственно из гидротермальных флюидов.

Эпигенетический (гидротермальный) альбит, в отличие от калиевого полевого шпата, довольно часто встречается в поровом пространстве юрских отложений. Чаще всего он присутствует или в виде регенерационных каемок на выщелоченных зернах плагиоклазов, либо в форме хорошо ограненных мелких кристаллов

(рис. 6, А, Б, см. рис. 2, А, Б). Более широкая распространенность альбита по сравнению с калиевым полевым шпатом объясняется, во-первых, гораздо более высокой концентрацией иона натрия, по сравнению с калием, в гидротермальных флюидах, а во-вторых — более широким полем его стабильного состояния за счет исчезновения такового, принадлежащего гидропарогониту.

В результате инконгруэнтного растворения неустойчивых обломков минералов и пород в состав гидротермальных флюидов переходят не только «салические» ионы: Na, K, Al, Si, которые затем слагают рассмотренные выше эпигенетические алюмосиликатные минералы, но также и «фемические» катионы: Ca, Mg, Fe, Mn и др., которые по термодинамическим причинам не могут входить в их состав. Эти элементы накапливаются в гидротермальных флюидах и позднее, когда, например, в нем появляются карбонат-ионы, выделяются в форме кристаллов и их агрегатов разнообразных карбонатных минералов, имеющих сложный состав из-за возникновения их твердых растворов. Среди них можно выделить два главных типа. Первый, в котором преобладает кальцитовый минерал, и второй, в котором основной является сидеритовая компонента (см. рис. 6, В, Г). Карбонатные минералы появляются в поровом пространстве юрских отложений после нейтрализации гидротермальных флюидов, имевших первоначально кислый состав в результате их последующего ощелачивания.

Среди изученных эпигенетических карбонатных минералов следует обратить внимание на очень необычный тип «сноповидного» сидерита, встреченного в поровом пространстве верхнеюрских отложений Узбекского месторождения (рис. 7, А, Б). Эти «сноповидные» зерна сидерита находятся в порах среди эпигенетических кристаллов кварца и агрегатов каолинита (см. рис. 7, А). Поскольку снимок сделан в режиме КОМПО, то на нем хорошо видны длинные тонкие кристаллы сидерита, выделяющиеся светло-серым цветом на окружающем их более темном фоне (см. рис. 7, А). Следует обратить внимание, что кроме светло-серых кристаллов сидерита, в составе рассматриваемых агрегатов выделяются и темно-серые, почти черные участки. Судя по результатам элементного анализа этих зерен и высокому фону спектра можно заключить, что, помимо сиде-

ритовых минералов, в составе рассматриваемых агрегатов выделяются и темно-серые, почти черные участки. Судя по результатам элементного анализа этих зерен и высокому фону спектра можно заключить, что, помимо сиде-

рита, в их состав входит серосодержащий битум (см. рис. 7, А, Б). Действительно, в петрографических шлифах хорошо видно, что в них присутствует метаморфизованный битум почти черного цвета, иногда имеющий форму мелких круглых капелек (см. рис. 7, В). Эти битумо-сидеритовые образования неравномерно распределены в поровом пространстве верхнеюрских песчаников — то в виде единичных включений, то почти полностью заполняя собой их поровое пространство (см. рис. 7, В, Г). Принимая во внимание часто каплевидную форму включений битума в «сноповидных» агрегатах сидерита, можно предположить, что эта разновидность сидерита кристаллизовалась на поверхности капелек битума, используя их в качестве затравок для своего роста, а капельки битума в этот момент представляли собой эмульсию, присутствовавшую в поровом пространстве песчаников.

Изредка встречаются и более редкие разновидности карбонатов, например баритокальцит, который был обнаружен в составе баженовской и абалакской свит Маслиховского месторождения [6].

Кроме карбонатов «фемические» катионы входят в состав еще одной большой группы минералов — сульфидов. Самым распространенным среди них является гидротермальный пирит, который, в отличие от аутигенного (обычно фрамбоидального) пирита, характеризуется хорошо выраженной кристаллической огранкой преимущественно октаэдрической или более сложной формы (рис. 8, А, Б).

Гораздо реже встречаются более экзотические сульфиды, например акантит (см. рис. 8, В), тонкие длинные кристаллы миллерита (см. рис. 8, Г). Отмечаются мелкозернистые агрегаты сульфидов меди и олова (см. рис. 8, Д), а также палладия и меди (см. рис. 8, Е), скорее всего, в форме твердых растворов.

В поровом пространстве юрских осадков присутствуют и более обычные сульфиды, такие как халькопирит, сфалерит и галенит (рис. 9, А-В).

В тех случаях, когда в состав гидротермальных флюидов входят сульфат-ионы, выделяется барит (см. рис. 9, Г), который часто присутствует в верхнеюрских отложениях [6].

Эпигенетические фосфаты встречены в юрских осадках в виде двух основных минералов — апатита (см. рис. 9, Д) и монацита, причем последний часто ас-

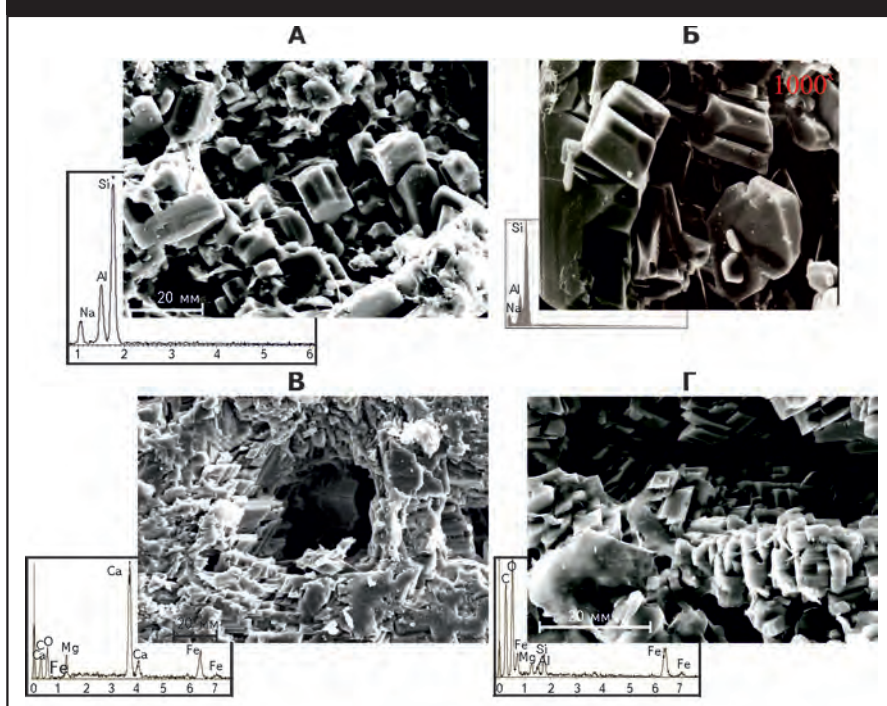
социирует с метаморфизованным битумом (см. рис. 9, Е). Встречен также редкий фосфат — голяцит, имеющий формулу $\text{SrAl}_3[\text{PO}_4](\text{PO}_3\text{OH})(\text{OH})_6$ (см. рис. 9, Д).

Сопоставляя взаиморасположение новообразованных (гидротермальных) минералов между собой, можно приблизительно восстановить последовательность их образования во времени. Так, в поровом пространстве верхнеюрских песчаников Тальникового месторождения вслед за аргиллизитами отложились поликристаллические агрегаты пирита, а последними выделились многочисленные ромбоэдрические кристаллы сидерита бурого цвета (рис. 10, А).

После образования кристаллов кварца, вслед за дикситом и каолинитом, сформировались поликристаллические агрегаты магнезиального кальцита, отложившиеся на поверхности кристаллов кварца (см. рис. 10, Б). Кристаллы апатита образовались раньше доломита (см. рис. 10, В), а баритокальцит отложился после образования кристаллов магнезиального кальцита (см. рис. 10, Г). Кристаллы барита, в свою очередь, выпали из раствора после доломита и магнезиального кальцита (см. рис. 10, Д).

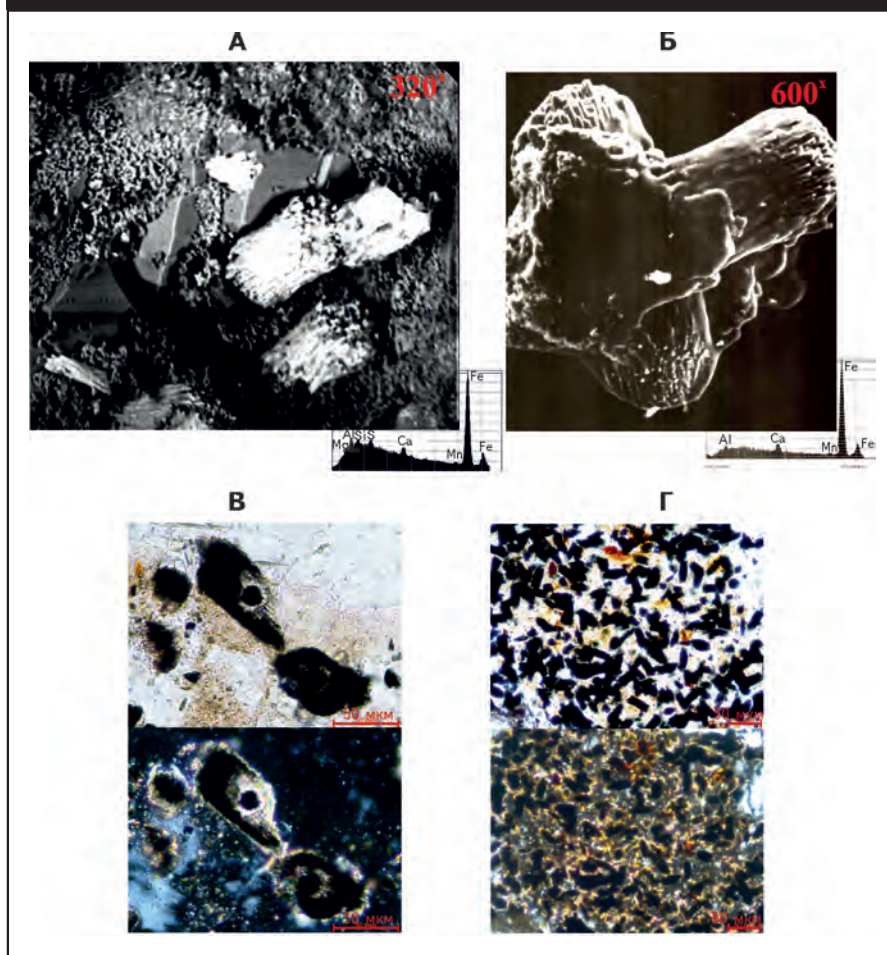
Следует отметить, что выделение тех или иных типов гидротермальных минералов происходит не единовременно, а может повторяться несколько раз, что определяется термодинамическими условиями и составом гидротермального флюида. Например, низкотем-

Рис. 6. СНИМКИ РЭМ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ (ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ) АЛЬБИТА (А, Б), МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТОГО КАЛЬЦИТА (В) И СИДЕРИТА (Г) В ПОРОВОМ ПРОСТРАНСТВЕ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ



Месторождения: А, В, Г – Красноленинское, Б – Ахтамарское месторождения

Рис. 7. СНИМКИ РЭМ (А, Б) И ФОТОГРАФИИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ШЛИФОВ (В, Г) «СНОПОВИДНЫХ» ЗЕРЕН СИДЕРИТА. УЗБЕКСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (верхняя юра)



пературный каолинит может выделяться практически одновременно с кальцитом (см. рис. 10, Е).

Тем не менее общая последовательность выделения минералов в целом сохраняется. На первом этапе в процессе кислотного выщелачивания слабоминерализованным кислым гидротермальным флюидом происходит окремнение подвергаемых его воздействию осадочных пород, в результате чего первая по времени образования минеральная ассоциация представлена практически одним кварцем (см. рис. 1, 3, А-Б).

Затем по мере ощелачивания раствора и пересыщения его алюминием возможно образование диаспора, но такая ситуация возникает редко. Чаще вслед за образованием гидротермального кварца наблюдается выделение диккита и каолинита (см. рис. 3, А, Б). Если происходит дальнейшее ощелачивание раствора и его пересыщение щелочами и кремнекислотой, то возможно формирование полевых шпатов, представленных чаще всего альбитом, гораздо реже – адуляром (см. рис. 2, Б, 5, В, 6, А, Б). В случае более низкой кон-

центрации в растворе кремнезема вместо щелочных полевых шпатов образуются гидрослюда, а позднее (по мере уменьшения температуры гидротермального флюида) и смешанослойные образования (см. рис. 5, Б). Поэтому каолинит (диккит) и гидрослюда часто встречаются вместе, хотя, судя по их пространственным взаимоотношениям, гидрослюда образуется позже первых двух минералов.

Следом за эпигенетическими глинистыми минералами из гидротермального флюида выделяются карбонаты, представленные твердыми растворами на основе Са, Mg, Fe, Mn с преобладанием кальцитового и сидеритового минералов (см. рис. 6, В, Г, 10, Б-Е).

Одними из последних кристаллизуются сульфаты, представленные чаще всего баритом и ангидритом (см. рис. 9, Г, 10, Д). За ними из остывающего гидротермального флюида в небольшом количестве выделяются разнообразные сульфиды, содержащие целый комплекс халькофильных элементов (Zn, Cu, Pb, Sn, Ni, Ag и Pd), а также редкие фосфаты типа голяцита и монацита (см. рис. 9, Д, Е).

Несколько особняком стоит гидротермальный пирит, который, судя по всему, может образовываться в широком интервале *P-T*-условий. Поскольку в составе гидротермального флюида постоянно присутствует Fe^{2+} , определяющим фактором возникновения пирита является наличие в растворе сульфид-иона, который способен связывать минимальные его количества в форме FeS_2 . Кроме восстановительных условий необходимо также, чтобы pH раствора было около 4 и выше [7].

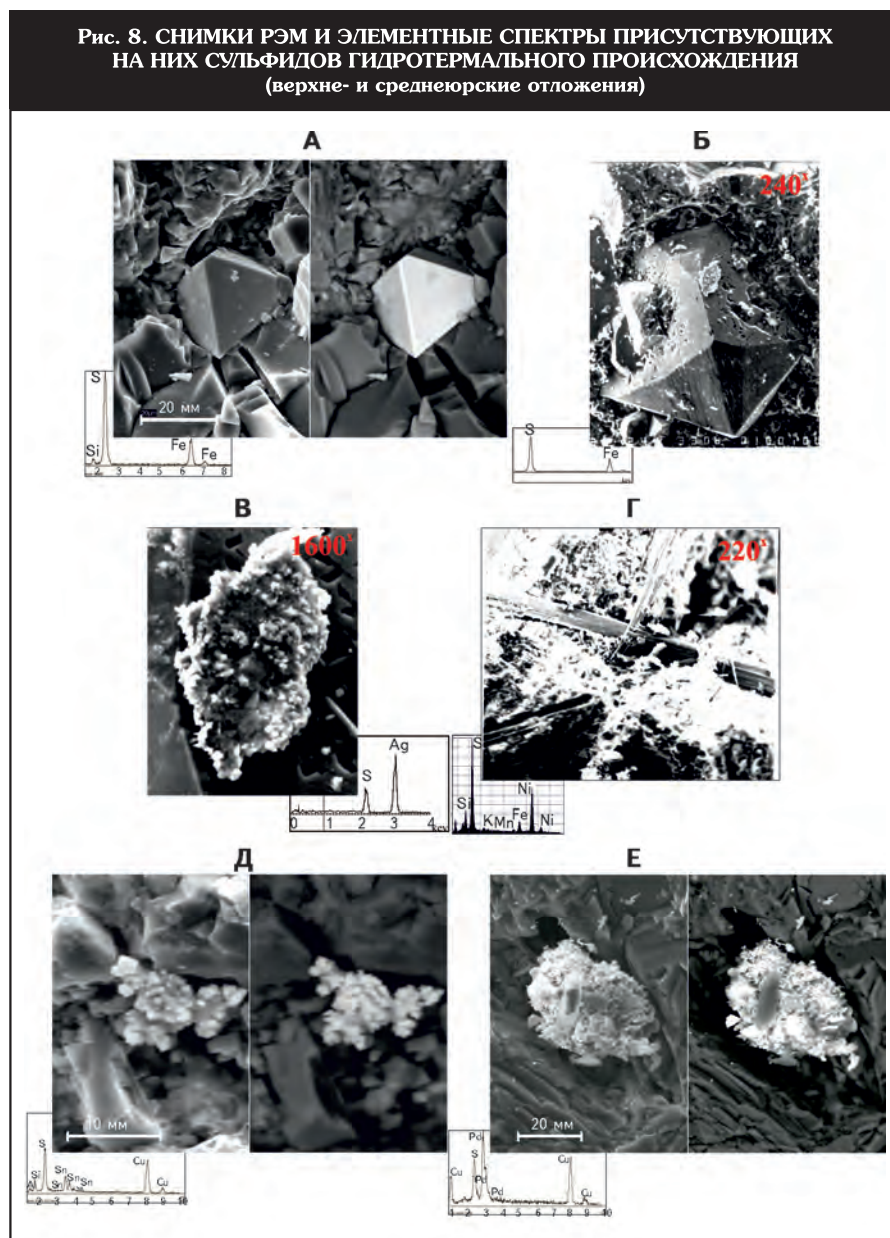
Гидротермальные флюиды, проникающие в юрские отложения, активно взаимодействуют не только с их минеральной составляющей, но и с ОВ, входящим их состав [5, 6, 8]. Во-первых, присутствующий в их составе водород гидрирует рассеянное и концентрированное в виде углистых прослоев ОВ, вызывая образование из него насыщенных и более легких УВ. Во-вторых, происходит активное термическое воздействие на него (природный пиролиз), что приводит к интенсивной генерации им УВ и битумов.

Эксперименты, выполненные коллективом авторов [8], показали, что из исходного образца баженовской свиты,

в котором практически полностью отсутствовали подвижные нефтеподобные УВ (пик S_1), но обладавшего достаточно высоким нефтегенерационным потенциалом (пик S_2), после его обработки гидротермальным флюидом при температуре 350 °С образовалось большое количество разнообразных УВ, увеличивших величину пика S_1 , а пик S_2 , отвечающий за его остаточный нефтегенерационный потенциал, наоборот, заметно уменьшился и сместился в более высокотемпературную часть пирограммы (рис. 11, А). А.Э.Конторович и др. вслед за M.D.Lewan (1985) делают вывод о том, что «гидротермальный пиролиз ОВ дает продукты... наиболее близкие к природному нафтидогенезу» [8].

Проведенные автором статьи опыты по гидротермальной обработке среднеюрских углистых аргиллитов показали, что, действительно, углистый детрит под действием гидротермальных флюидов превращается в капельки битума различного размера, а на их месте возникают вторичные пустоты (см. рис. 11, Б) [5]. Наличие в лопнувших капельках овальных пустот убедительно свидетельствует о том, что в них присутствовали, образовавшиеся вместе с битумом, газообразные УВ (см. рис. 11, Б).

В образцах, отобранных из нижнеюрских отложений Северо-Варьганского месторождения, отмечаются многочисленные субвертикальные трещины, поверхность которых покрыта черными сильно метаморфизованными битумами, которые под действием гидротермальных флюидов были генерированы залегающими выше углистыми аргиллитами и заполнили собой эти трещины (см. рис. 11, В). При большем увеличении хорошо видно, что эти битумы часто образуют округлые или кольцевидные образования, вложенные друг в друга (см. рис. 11, Г). Эти округлые образования метаморфизованных битумов, вложенные друг в друга, есть не что иное, как следы росших и неоднократно лопавшихся газовых пузырьков в теле битумов, заполнявших эти трещины (см. рис. 11, Г). Не исключено, что образование этих трещин было обусловлено не только тектони-

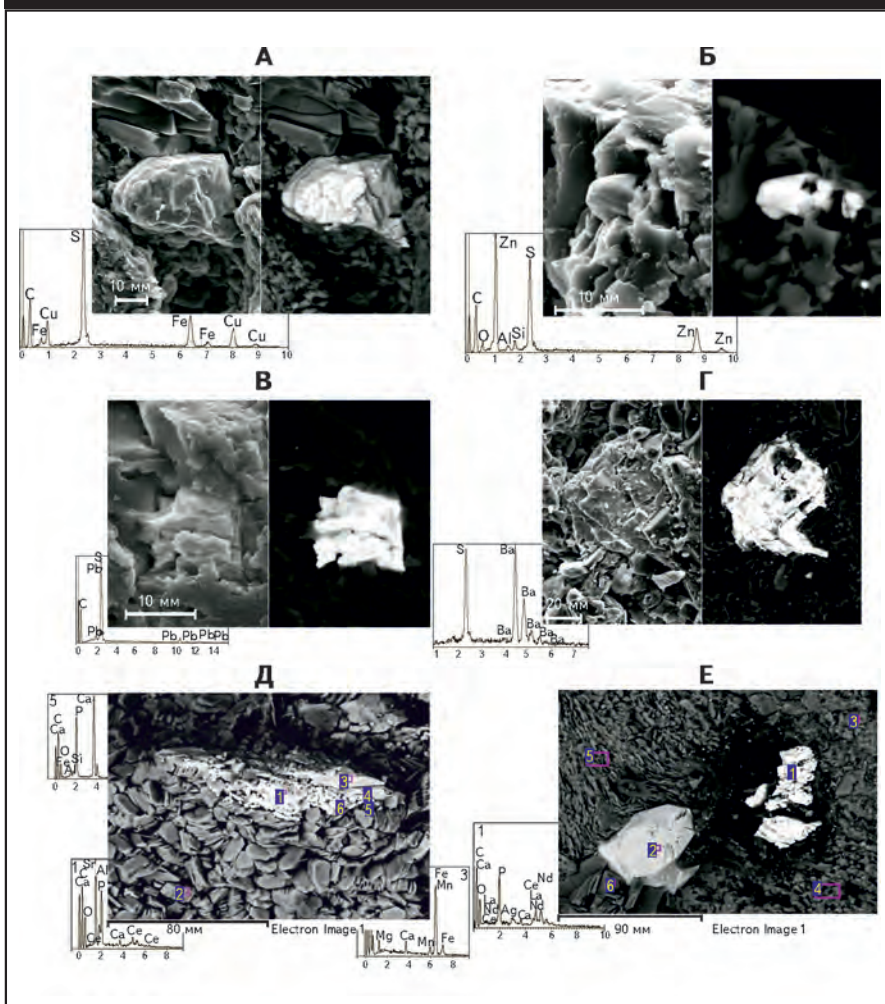


А – октаэдрические кристаллы пирита, Южно-Парусовая площадь, J_2 , Б – сросток кристаллов пирита, Узбекское месторождение, J_3 , В – мелкозернистый агрегат акантита (Ag_2S), Г – тонкие длинные кристаллы миллерита (NiS), Северо-Даниловское месторождение, J_3 , Д – мелкокристаллический агрегат сульфида меди и олова, Ямбургская площадь, J_2 , Е – мелкозернистый агрегат сульфида меди и палладия, Южно-Парусовая площадь, J_2 , режимы: А, Д, Е – обычный (слева) – КОМПГО (справа)

ческими напряжениями, но и флюидоразрывами, возникшими в результате образования битумов и газов из рассеянного в нижнеюрских отложениях керогена.

Как правило нефть, содержащаяся в порах песчаников, растекается по поверхности обломочных зерен, а также глинистым или карбонатным минералам, слагающим цемент тонкой, плохо различимой даже в электронном микроскопе пленкой. Однако, если в центральной части пор присутствует достаточно вязкая остаточная нефть,

Рис. 9. СНИМКИ РЭМ СУЛЬФИДОВ (А-В), СУЛЬФАТОВ (Г) И ФОСФАТОВ (Д, Е), ВСТРЕЧЕННЫХ В НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ КРАСНОЛЕНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ



А – халькопирит, Б – сфалерит, В – галенит, Г – барит, Д – апатит (с гойяцитом и сидеритом), Е – монацит в метаморфизованном битуме

то при высыхании поровой воды первоначально сферические (в пластовых условиях) капли такой нефти растекаются по поверхности поровых минералов в виде своеобразного блиновидного «покрывала» (см. рис. 11, Д). Вполне возможно, что эти микрокапли остаточной нефти представляли собой в пластовых условиях мицеллы нефтяной эмульсии, ориентировочные размеры которых составляют около 10 мкм (см. рис. 11, Д).

Очень важно, что под действием гидротермальных флюидов в присутствии нафтидов, происходит необратимая гидрофобизация поверхности минеральных зерен, что придает им своеобразную сетчатую микротекстуру «усыхания», за счет химически адсорбированных нафтидов, из которых в результате высокотемпературного воздействия упомянутых выше гидротермальных флюидов, были удалены наиболее летучие компоненты (см. рис. 11, Е).

Методы прогноза зон распространения вторичных коллекторов тектоногидротермального происхождения в юрских отложениях

Судя по приведенным фактам, вторичные коллекторы тектоногидротермального происхождения широко распространены в юрских отложениях Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, поэтому возникает задача выбора способа их поисков и прогнозирования территорий, в пределах которых они распространены.

Для этих целей можно использовать метод комплексирования данных сейсморазведки и результатов тектонофизического моделирования. Этот способ прогноза детально описан в ряде публикаций автора статьи и его коллег, поэтому рассмотрим суть этого метода очень кратко. Поиски высокопродуктивных участков в юрских гранулярных коллекторах, возникших в результате воздействия на них тектоногидротермальных процессов, осуществляются с помощью того же способа комплексирования результатов сейсморазведки и тектонофизического моделирования, который использовался при прогнозе УВ-запасов в баженовской и абалакской свитах [6, 9]. Единственным существенным отличием является то, что в

верхнеюрских отложениях образующиеся в них коллекторы являются полностью вторичными, т.е. их до момента воздействия на эти отложения не существовало тектоногидротермальных процессов, а в песчано-алевритовых отложениях юрского возраста, уже имелись исходные гранулярные коллекторы, поэтому эти процессы лишь улучшали их фильтрационно-емкостные свойства в одних участках (где происходило дробление, разуплотнение и выщелачивание неустойчивых минеральных зерен) или, наоборот, ухудшали (где наблюдалось их уплотнение и отложение из гидротермальных флюидов, растворенных в них минеральных компонентов).

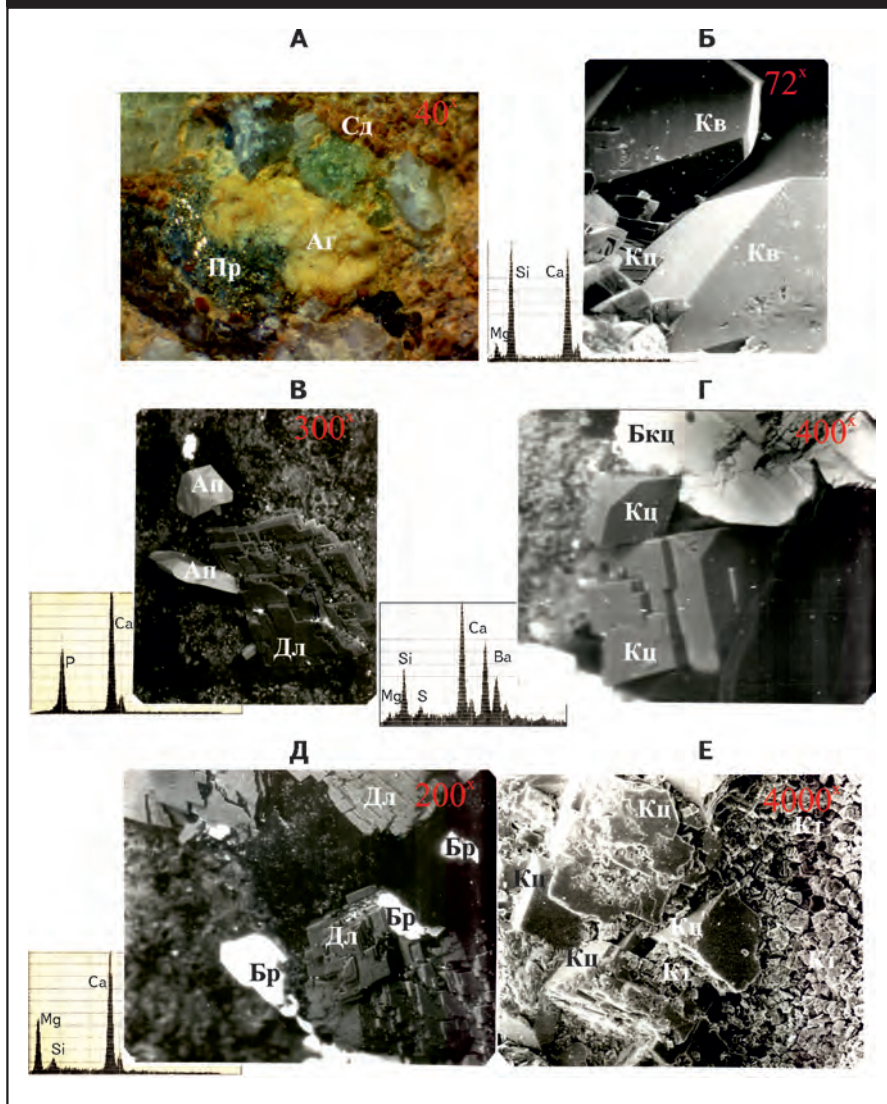
Наиболее важную и полную информацию о строении кровли фундамента и осадочного чехла дают результаты сейсморазведки, опираясь на которые можно

выделить основные типы тектонических структур, наблюдаемых в их составе. Анализ сейсмических данных показал, что в подавляющем большинстве на временных разрезах выделяются более или менее симметричные антиклинальные структуры, напоминающие по форме «подземные» вулканические постройки (рис. 12, А). Такие постройки наиболее характерны для западных территорий Западной Сибири, расположенных по соседству с Уралом (Шаимский и Красноленинский районы). Используя специальные методы обработки сейсмических данных, на временных разрезах можно увидеть следы воздействия тектонических напряжений от растущих из фундамента поднятий, вызывающих формирование зон трещинных дислокаций и воздействия на осадки гидротермальных флюидов, проникающих по этим зонам в осадочный чехол. Эти участки выделяются потерей осей синфазности и нарушением границ самих сейсмических отражений (см. рис. 12, А) [9].

Обычно антиклинальные поднятия имеют «пликативные» гладкие формы, свидетельствующие о том, что внедрявшиеся в фундамент магматические тела вызывали «плавные» деформации кровли фундамента и залегающего на нем осадочного чехла (см. рис. 12, А). Следует обратить внимание на тот немаловажный факт, что поднятия, выделяемые на сейсмических разрезах, часто деформируют практически всю толщу осадков снизу вверх, что свидетельствует об их достаточно молодом (вероятно, позднекайнозойском) возрасте формирования.

Часто на сейсмических разрезах над антиклинальными структурами в перекрывающих поднятия осадках отмечаются своеобразные зоны просадки, которые, как будет показано, соответствуют участкам разуплотнения или растяжения (см. рис. 12, А, отражающий горизонт М и выше), которые при достаточно больших размерах и амплитуде поднятий могут «выходить» и на поверхность, что хорошо видно на космо- и аэро- снимках [6, 9].

Рис. 10. ФОТОГРАФИЯ ФРАГМЕНТА ПОВЕРХНОСТИ ВЕРХНЕЮРСКОГО ПЕСЧАНИКА (А) И СНИМКИ РЭМ ТРЕЩИН В ПОРОДАХ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ С ЭЛЕМЕНТНЫМИ СПЕКТРАМИ МИКРООБЪЕКТОВ, ОТЛОЖИВШИХСЯ ИЗ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ НА ИХ ПОВЕРХНОСТИ (Б-Е)

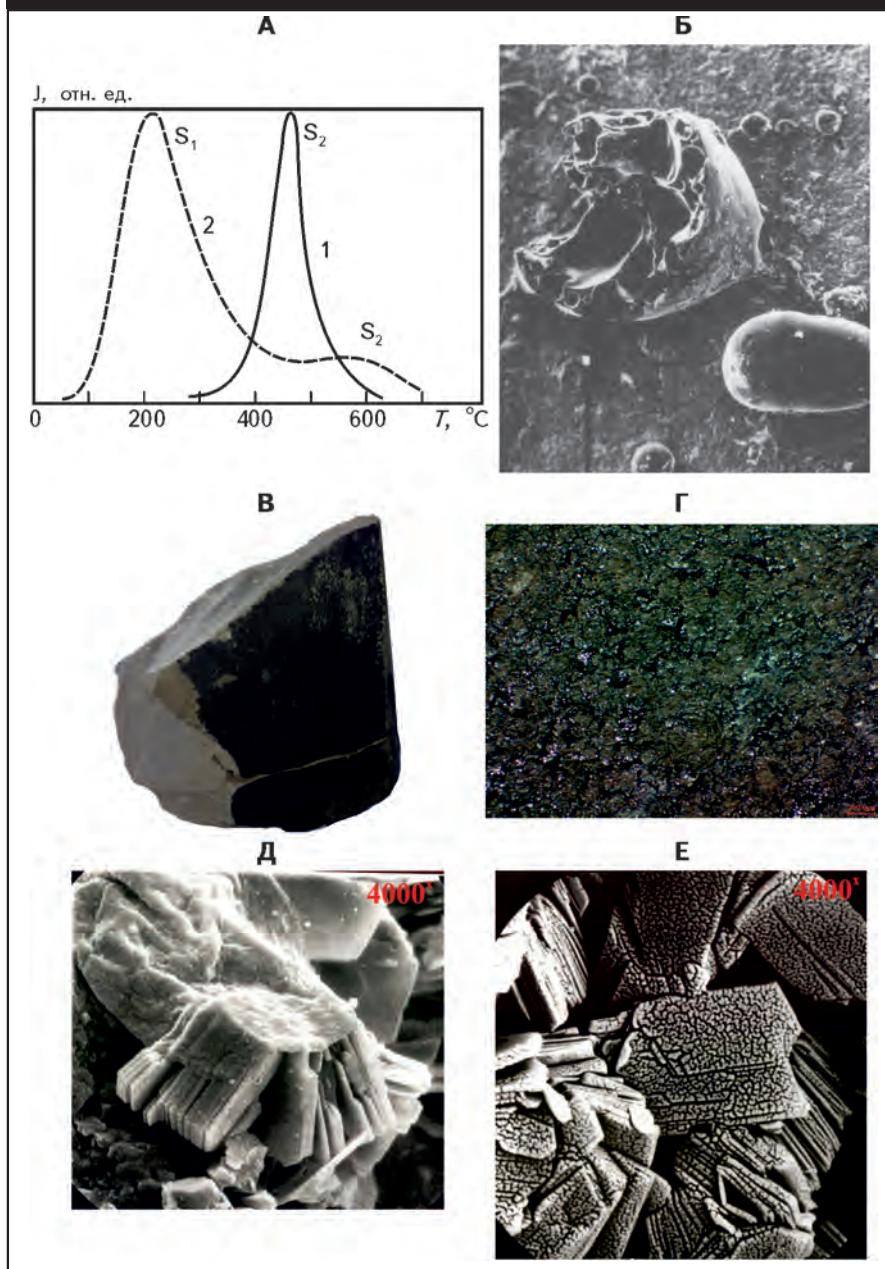


Месторождения: А – Тальниковое, Б-Е – Маслиховское; Пр – пирит, Аг – аргиллит, Сд – сидерит, Кв – кварц, Кц – кальцит, Дл – доломит, Ап – апатит, Бкц – баритокальцит, Бр – барит, Кт – каолинит

Формирование антиклинальных структур вызывает тектонические напряжения в осадочном чехле, которые можно изучать, комплексируя данные сейсморазведки и результаты тектонофизического моделирования (оптико-поляризационным и тектоноседиментационным методами) [6, 9].

Продемонстрируем возможности оптико-поляризационного метода на примере трехслойной оптической модели в случае роста в ней симметричного антиклинального поднятия (см. рис. 12, Б, В). Для этого в качестве оптически активного вещества использовался желатин с различной плотностью (10, 12 и 18 %) [9].

Рис. 11. ПРИМЕРЫ ВОЗДЕЙСТВИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ НА ОБ-
БЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ



А – пирограмма образцов баженовской свиты до (1) и после (2) гидротермальной обработки (по [8]), Б – снимок РЭМ углистого аргиллита, подвергнутого гидротермальному воздействию с образовавшимися каплями битума (по [5]), В – фотография поверхности трещины в кремнистом аргиллизите, покрытая пленкой метаморфизованного битума, Г – ее увеличенный фрагмент, Д – капля вязкой нефти (эмульсии?), растекшаяся по поверхности агрегата диккита, Е – кристаллы диккита, покрытые тонкой пленкой сильнометаморфизованного битума с «шагреновой» микроструктурой ее поверхности

В случае роста этого поднятия максимальная концентрация касательных напряжений возникает непосредственно над его вершиной, что соответствует зоне сжатия осадков в этом месте (см. рис. 12, Б). На неко-

тором удалении вверх на границе нижнего и среднего слоев и нижней половине среднего слоя образуются еще две зоны с довольно высокими уровнями касательных напряжений, достигающими пятого порядка (см. рис. 12, Б). Небольшая по мощности зона касательных напряжений среднего уровня (до третьего порядка) наблюдается в подошве самого верхнего слоя желатина (см. рис. 12, Б). Если нижний участок высоких касательных напряжений – это зона сжатия, возникшая вследствие давления на него растущим поднятием, то верхние участки с повышенными значениями касательных напряжений обусловлены также растяжением, вызванным смещением желатина воздымающимся поднятием не только в вертикальном, но и латеральном направлениях (см. рис. 12, Б).

Используя полученные данные о характере распределения напряжений в рассматриваемой модели, а также ориентации изоклин, можно спрогнозировать расположение и плотность трещин в ней, а также последовательность и направления их роста (рис. 12, В). Так, в обсуждаемой модели первоначально сформируются субвертикально ориентированные трещины отрыва, которые будут по мере роста блока подниматься вверх. Через некоторое время трещины отрыва образуются и в среднем, а еще позже – в подошве верхнего слоя модели (в формирующейся зоне растяжения) [9]. Следует обратить внимание на то, что образовавшиеся в подошвенной части нижнего слоя трещины, будут расти вверх, а сформировавшиеся в его кровле (в зоне растяжения) – распространяться и вверх и вниз и образуют одну сплошную зону дробления в этом слое (см. рис. 12, В). Если за критическую величину напряжений, необходимых для образования трещин, принять значение изохром, равное трем, то зона трещиноватости сформируется над рассматриваемым поднятием преимущественно в нижнем и среднем слоях, а в третьем – лишь

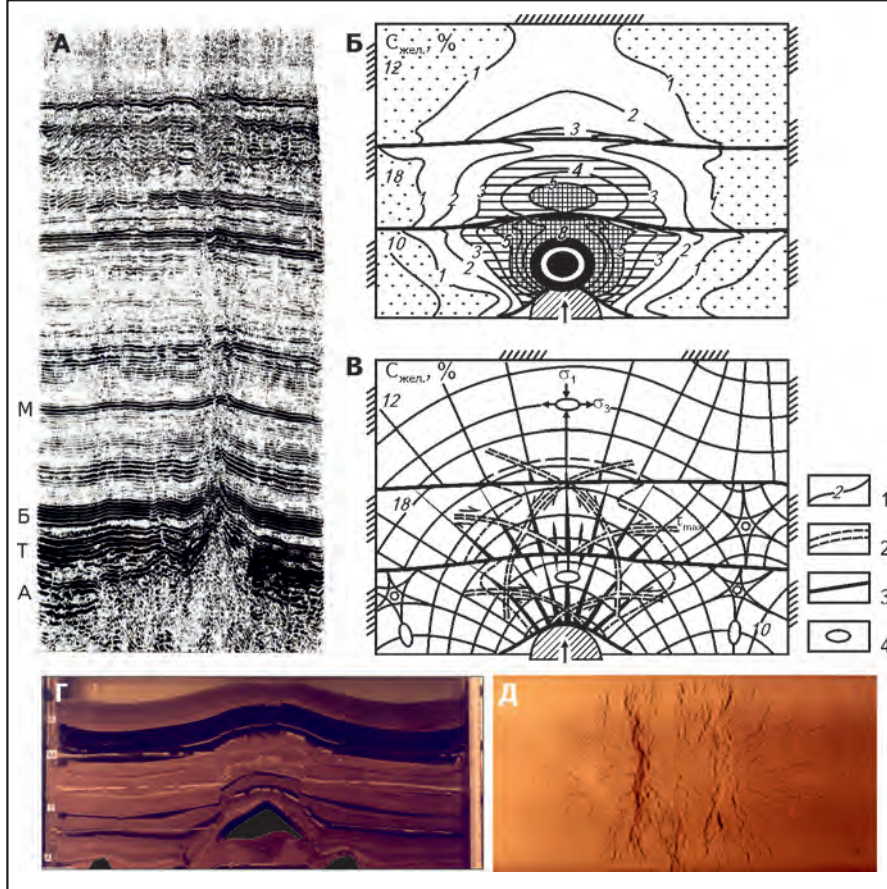
в самой его подошве (см. рис. 12, *В*). Следует также обратить внимание на то, что вверх зона дробления увеличивает свои (латеральные) размеры, достигая максимума на границе нижнего и среднего слоев, а затем вновь уменьшается (см. рис. 12, *Б, В*).

При рассмотрении фрагмента сейсмопрофиля, полученного на Узбекском месторождении, отмечалось присутствие на нем (над антиклинальной структурой) зоны «просадки» или разуплотнения в отражающем горизонте М и выше (см. рис. 12, *А*).

Чтобы разобраться в механизме возникновения таких тектонических структур, воспользуемся результатами тектоноседиментационной модели роста антиклинального блока. На некотором удалении от вершины этого блока в седиментационной модели образовалась зона просадки, подобная той, что наблюдалась на рассмотренном выше сейсмодновременном разрезе (см. рис. 12, *А, Г*). Рассматриваемая зона просадки (разуплотнения) возникла вследствие того, что, помимо вертикальной составляющей перемещения осадков, вызванного ростом поднятия, существует также и субгоризонтальная составляющая, обусловленная тем, что в процессе его вздымания оно своими крыльями смещает осадки в противоположные стороны в латеральном направлении (см. рис. 12, *Г*). Благодаря такому смещению осадков их мощность над куполом поднятия немного уменьшается (формируется зона растяжения), а над крыльями и на некотором расстоянии от них, напротив, увеличивается (см. рис. 12, *Г*). Вышедшая на поверхность модели зона разуплотнения представляет собой многоступенчатый микрограбен (см. рис. 12, *Д*). Сверху эта зона просадки выглядит как грабенообразный провал, рассеченный многочисленными трещинами, имеющими различную ориентировку. Самые протяженные из них расположены поперек модели и являются бортами грабена (см. рис. 12, *Д*).

В рассмотренной оптической модели с симметричным антиклинальным поднятием такая зона растяжения прогнозировалась на основе анализа распределения напряжений, возникавших в ней вследствие его роста, — начиная с кровли нижнего слоя и заканчивая подошвой верхнего слоя (см. рис. 12, *Б*).

Рис. 12. ФРАГМЕНТ СЕЙСМОВРЕМЕННОГО РАЗРЕЗА И ПОСТРОЕННЫЕ НА ЕГО ОСНОВЕ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ (Узбекское месторождение)



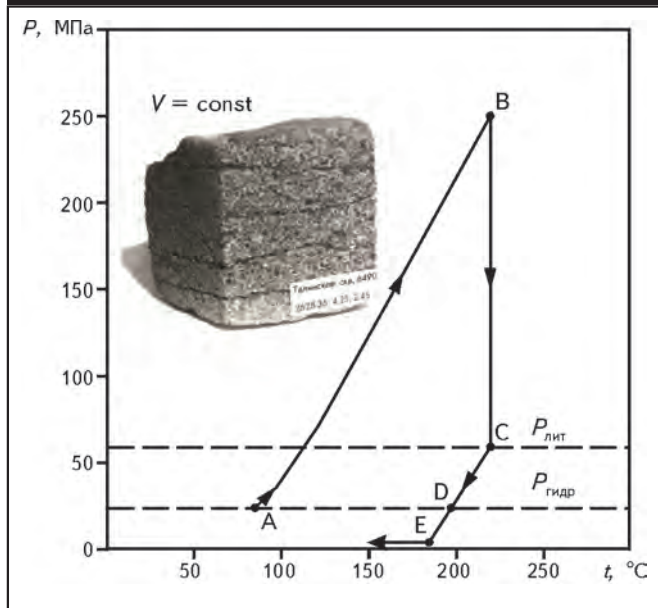
А – сейсмодновременный разрез, *Б* – результаты обработки оптико-поляризационной модели с уровнями напряжений, возникших в ней вследствие роста антиклинального блока, *В* – распределение прогнозной трещиноватости в ней, *Г* – фрагмент тектоноседиментационной модели после роста антиклинального блока, *Д* – вид сверху на ее поверхность по [6, 9]; σ_1 – нормальные и касательные напряжения; 1 – изогипсы; 2 – уровни касательных напряжений; 3 – их ориентация; 4 – прогнозируемые трещины

В заключение подчеркнем еще раз, что образующиеся в результате роста поднятий зоны дробления являются главными проводящими путями для высокоэнtimerальных и гидротермальных флюидов, проникающих в осадочный чехол из фундамента.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На состав образующихся минеральных ассоциаций и процессы нефтегенерации огромное влияние оказывают не только состав гидротермальных флюидов, но и активность или подвижность входящих в их состав летучих компонентов, определяющих их кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные свойства. Можно предположить, что, благодаря присутствию в высокоэнtimerальных или гидротермальных флюидах кис-

Рис. 13. P-T-ДИАГРАММА, ОПИСЫВАЮЩАЯ ПОВЕДЕНИЕ ПОРОВОЙ ВОДЫ ПРИ ЕЕ НАГРЕВЕ ГЛУБИННЫМ ВЫСОКОЭНТАЛЬПИЙНЫМ ФЛЮИДОМ И ПОСЛЕДУЮЩЕГО ЕЕ ОХЛАЖДЕНИЯ



На врезке – фотография высокопроницаемого образца грубозернистого песчаника, отобранного из базальных отложений (ЮК₁₀) Талинской площади

лых компонентов (HCl, HF, SO₂, и др.), а также высокой подвижности протона (H⁺), первые порции отделяющихся от магматического очага флюидов имеют ярко выраженные кислотные свойства, вследствие чего наблюдается кислотное выщелачивание пород [2-6, 10-15]. Затем в результате реакции с окружающими породами их кислотность уменьшается и они становятся практически нейтральными или даже слабощелочными [10-15].

То же самое касается и более подвижного водорода, который, опережая кислород, поднимаясь в составе высокоэнтальпийных или гидротермальных флюидов, активно реагирует с ОВ (керогеном), входящим в состав юрских осадков, вызывая их гидрирование и делая ОВ более восстановленным, таким образом способствуя процессам нефтегенерации. Действительно, высокое давление и температура, существующие в высокоэнтальпийных и гидротермальных флюидах, благоприятствуют процессам гидрирования ОВ, так как энергия активации этой реакции достаточно велика. Исследования В.И.Молчанова (1981) подтверждают реальность протекания реакций гидрирования в осадочной толще, так как, согласно его данным, ОВ вовсе не донор, а, напротив, акцептор водорода.

Процесс окисления, как и ощелачивания, немного запаздывает по времени, поэтому кислород, растворенный в высокоэнтальпийных и/или гидротермальных

флюидах, главным образом окисляет оставшиеся на месте углефицированные остатки (растительный детрит) и слабо взаимодействует с образовавшимися ранее нефтидами по двум причинам. Во-первых, потому что нефтиды успели уйти «вперед» и находятся на некотором удалении от пришедшего им на смену флюида, содержащего в своем составе кислород, во-вторых, из-за большей устойчивости нефтидов, по сравнению с керогеном, к процессам окисления.

Из-за низкой минерализации, высокой температуры и очень кислых свойств первые порции высокоэнтальпийных и/или гидротермальных флюидов интенсивно растворяют окружающие (вмещающие) их породы, вследствие чего в них (например, в песчаниках) формируется дополнительная емкость (см. рис. 1, 2). Здесь необходимо обратить внимание на то, что все породообразующие минералы, кроме кварца, характеризуются инконгруэнтной растворимостью в высокоэнтальпийных и/или гидротермальных флюидах. То есть элементы, слагающие тот или иной минерал, переходят в раствор с нарушением их стехиометрии. Кислые слабоминерализованные высокоэнтальпийные и гидротермальные флюиды интенсивно выщелачивают из исходных минеральных обломков K, Na, Ca, Mg, Fe, Al [3-6, 10-15]. Растворимость Si в них, напротив, очень низкая, поэтому они быстро им насыщаются и он кристаллизуется здесь же в виде кварца (см. рис. 1, 3, А, Б, 10, Б). Происходит окремнение исходной породы – формируются практически мономинеральные кварцевые породы, напоминающие собой по составу и механизму образования вторичные кварциты [4, 5]. Именно такие породы встречены в составе базальных отложений котухтинской свиты Северо-Варьганского, шеркалинской свиты (пласты ЮК₁₀₋₁₁) Красноленинского, васюганской свиты (пласт Ю₁⁰) Ахтамарского и Грибного месторождений (см. рис. 1, 3, А, Б, 10, Б).

По мере охлаждения гидротермальных флюидов и роста его pH растворимость Al в нем уменьшается, поэтому он начинает реагировать с присутствующим в составе раствора кремнеземом и отлагаться в поровом пространстве гранулярных коллекторов вслед за кварцем (часто на его поверхности) в виде каолинита и/или диккита (см. рис. 3, А, Б).

В этой связи представляет интерес значение порового давления, которое могло возникнуть в результате прогрева внедрявшимися высокоэнтальпийными и/или гидротермальными флюидами в водонасыщенные породы. Для оценки значения этого давления воспользуемся данными, приведенными в [16]. Для максимального упрощения расчетов, допустим, что рассматриваемая система гидротермальный флюид – порода является изохорической, т.е. условно примем, что объем этой системы постоянен. Будем считать, что первоначальная пластовая температура (T_{пл}) в нижнеюрских песчани-

ках, например Талинской площади, составляла 80 °С, а гидростатическое давление ($P_{\text{гидр}}$) — около 25 МПа (рис. 13, точка А). В результате внедрения в них гидротермальных флюидов температура поровых вод возросла до 220 °С, а поровое давление — до 250 МПа (см. рис. 13, точка В). Известно, что горные породы обладают большой прочностью на сжатие, но слабой — на разрыв. Поэтому такое избыточное поровое давление над литостатическим ($P_{\text{лит}}$) более чем достаточно, чтобы произошел гидроразрыв нижеюрских песчаников. Понятно, что на самом деле, температура порового флюида в результате проникновения в песчаники высокоэнtimerальных и/или гидротермальных флюидов может быть гораздо выше температуры, принятой в наших расчетах, поэтому соответственно и поровое или пластовое давление ($P_{\text{пл}}$) также может достигать гораздо больших значений. В результате гидроразрыва песчаники и даже глинистые флюидоупоры, окружающие песчаники, становятся на некоторое время проницаемыми из-за образующихся в них многочисленных трещин гидроразрыва. Избыточное давление вместе с частью перегретых поровых флюидов сбрасывается в ближайшие проницаемые горизонты, а также перемещается по латерали в соседние («холодные») участки. В результате этого избыточное поровое давление падает, по крайней мере, до $P_{\text{лит}}$ (см. рис. 13, точка С). Вследствие последующего охлаждения порового флюида происходит быстрое уменьшение $P_{\text{пл}}$. Так, при температуре около 200 °С $P_{\text{пл}}$ приблизится к $P_{\text{гидр}}$ (см. рис. 13, точка D), а уже при 180 °С $P_{\text{пл}}$ упадет примерно до 5 МПа и произойдет «вскипание» порового флюида с дальнейшим быстрым уменьшением $T_{\text{пл}}$ и $P_{\text{пл}}$ (см. рис. 13, точка E).

Таким образом, охлаждение порового флюида вызывает формирование зоны аномально низких пластовых давлений, в которых значения этих давлений могут быть в разы меньше уровня гидростатического давления ($P_{\text{гидр}}$). В результате этого формируется депрессионная зона, в которую начинают засасываться флюиды из окружающих ее пород как в латеральном, так и вертикальном направлениях [1, 3].

Примером, доказывающим возможность гидроразрыва нижеюрских отложений, подвергшихся воздействию высокоэнtimerальных и/или гидротермальных флюидов, могут служить очень рыхлые, часто с множеством субгоризонтальных трещин грубозернистые песчаники пластов ЮК₁₀₋₁₁ Талинской площади, имеющие проницаемость около $(1-2) \cdot 10^{-3}$ мкм² и даже более (см. рис. 13).

Внедряющиеся и/или внедрявшиеся в нижеюрские отложения этой площади гидротермальные флюиды вызывали (и, вероятно, продолжают вызывать) формирование гидродинамических и гидрохимических аномалий, локальных зон повышенных и пониженных $T_{\text{пл}}$ и других особенностей рассматриваемых отложений [3, 4].

Анализ значений начальных $P_{\text{пл}}$ в продуктивных пластах ЮК₁₀₋₁₁ (Талинское месторождение) показал, что в субширотном направлении отмечается гидродинамическая аномалия, выражающаяся в наличии пьезоминимума в форме протяженной воронки и приуроченного к осевой части шеркалинского горизонта [3].

Снижение начальных $P_{\text{пл}}$ в залегающих выше пластах ЮК₂₋₉ наиболее контрастно проявляется над зонами распространения шеркалинского горизонта. Поэтому можно предположить, что в пределах Красноленинского свода высокопроницаемые коллекторы пластов ЮК₁₀₋₁₁, из-за сформировавшейся в них депрессионной зоны (вследствие охлаждения первоначально перегретых проникшими в них гидротермальных флюидов поровых вод (на рис. 13, D-E), дренируют всю толщу тюменской свиты. Можно допустить, что вероятность вертикальной миграции флюидов в этих условиях более высокая, чем латеральная, так как перепады давлений по разрезу на 1-2 МПа превышают таковые по латерали [3].

Кроме установленных пьезоминимумов, приуроченных к погруженным участкам тюменской свиты, в сводовых частях локальных поднятий (Ем-Еговское, Пальяновское и др.) наблюдаются хорошо выраженные пьезомаксимумы инверсионного типа [3]. Наиболее вероятным объяснением формирования этих аномалий можно считать проникновение снизу гидротермальных флюидов, создающих сверхгидростатическое давление в коллекторах тюменской свиты.

Таким образом, в пределах Красноленинского свода, судя по наличию пьезоминимумов и пьезомаксимумов, следует ожидать проявления двух противоположно направленных потоков поровых флюидов. Если это так, то вертикальное перемещение флюидов должно сопровождаться конвективным теплопереносом, эффективность которого будет значительно превосходить кондуктивный. Вследствие этого зоны развития восходящих потоков, где в юрские отложения поступают глубинные гидротермальные флюиды, должны характеризоваться положительными термоаномалиями, а зоны нисходящих потоков или зоны «всасывания», где проникновение гидротермальных флюидов происходило достаточно давно и эти участки успели остыть — отрицательными термоаномалиями, благодаря чему, собственно говоря, и возникла депрессионная зона, в которую устремились более холодные пластовые флюиды из верхних и «боковых» проницаемых горизонтов.

Схема изменения современных пластовых температур по подошве тюменской свиты подтверждает это предположение: практически все пьезоминимумы совпадают с зонами отрицательных термоаномалий, а пьезомаксимумы — с участками повышенных пластовых температур. Наблюдаемые в пределах Красноленинского свода вариации температурных градиентов (от 3,2 до 5,0 °С/100 м) невозможно объяснить исходя только из

теплофизических свойств осадочных пород, не допускающая вертикальных перемещений флюидов вверх (горячих) и вниз (холодных) [3].

Следует отметить, что контрастность отрицательных термоаномалий может быть усилена дополнительным снижением температуры на 3-5 °С в зонах пьезоминимума за счет разгазирования нефти при снижении в них $P_{пл}$ ниже давления насыщения. В результате этого формируются небольшие газовые шапки, возникновение которых до сих пор не имеет однозначного объяснения (природное или техногенное?).

Анализ состава глубинных флюидов, полученных из скважин Шаимского нефтегазоносного района (Трехозерное месторождение), показал, что они состоят главным образом из паров воды и углекислоты, причем в этих подземных водах в растворенном состоянии встречен CO_2 , содержание которого составляет 62-96 % [1, 3]. Если глубинные флюиды, поднимающиеся в пределах соседнего с Шаимским, Красноленинского свода, имеют близкий состав, то следует ожидать закономерного увеличения содержания углекислоты от зон «всасывания» к участкам нагнетания. Поскольку CO_2 лучше растворяется в нефти, чем в воде, и не реагирует с ней, то для оценки характера распределения углекислоты в пределах Красноленинского свода были проанализированы глубинные пробы пластовой нефти, полученные из тюменской свиты. Оказалось, что изменение по площади свода содержания CO_2 в нефти подтверждает сделанное предположение: его концентрация увеличивается с запада на восток от 0,2-0,3 % на Талинской до 1,2 % на Емьеговской и далее до 2,0 % на Пальяновской площадях в направлении общего увеличения $P_{пл}$ и $T_{пл}$ [3].

Таким образом, в зонах положительных термо- и бароаномалий происходит проникновение гидротермальных флюидов, имеющих повышенные давления и температуру. Эти флюиды представлены слабоминерализованными, вероятно, среднетемпературными гидротермами, насыщенными углекислотой. Внедрение таких флюидов влечет за собой изменение химического состава вод юрского комплекса, выражающееся в их опреснении и насыщении растворенной углекислотой с последующими гидролизом и диссоциацией. Этот процесс ведет к образованию слабоминерализованных гидрокарбонатно-натриевых вод. Воды такого типа с инверсией минерализации неоднократно описывались ранее, причем не только для Западно-Сибирского, но и других бассейнов [10-12].

Действительно, анализ гидрохимического состава пластовых вод юрских отложений Красноленинского свода показал, что воды этих отложений представлены двумя основными типами (по В.А.Сулину): хлор-кальциевым и гидрокарбонатно-натриевым. В их распространении по площади свода обнаруживается определенная

гидрохимическая закономерность. Воды гидрокарбонатно-натриевого типа встречены в восточной части залежи и тяготеют к центральным и наиболее приподнятым участкам свода, характеризующимся положительными термо- и бароаномалиями. Воды хлор-кальциевого типа, наоборот, локализованы в западной части свода и тяготеют к отрицательным термо- и бароаномалиям. Воды обоих типов характеризуются сравнительно низкой минерализацией (в среднем 6-14 г/л) [3].

Вполне вероятно, что отмечающееся снижение уровня водонефтяного контакта в пластах ЮК₁₀₋₁₁ по направлению с востока на запад на 20-30 м, т.е. по направлению к пьезоминимуму, объясняется «засасыванием» в этом направлении пластовых флюидов в депрессионную воронку. Не исключено, что какая-то часть УВ могла попасть и в кровлю доюрского комплекса, если депрессионная зона продолжается вглубь пород фундамента. Именно такая ситуация наблюдается в соседнем Шаимском нефтегазоносном районе в пределах Северо-Даниловского месторождения в скв. 10151, где значение $P_{пл}$ уменьшается с глубиной в массиве кислых эффузивов (до 7 МПа ниже гидростатического).

Описываемые первичные высокотемпературные слабоминерализованные кислые высокоэнтропийные флюиды имеют хлор-натриевый состав и низкое содержание углекислоты [10, 11, 14]. Поэтому, взаимодействуя с реликтовыми поровыми водами, насыщавшими до этого песчаники, они снижают их минерализацию, а появление в их составе Са, выщелоченного из растворенных ими плагиоклазов, приводит к формированию в этих участках слабоминерализованных пластовых вод хлор-кальциевого типа [3].

Низкоминерализованные гидротермальные флюиды с высоким содержанием в их составе CO_2 считаются самыми поздними, сравнительно низкотемпературными поствулканическими флюидами, хотя также как и натриево-хлоридные имеют глубинное происхождение [10, 11]. Они появляются на заключительном этапе вулканической деятельности, часто в периферических частях остывающих магматических тел [10-12]. Вероятно, с деятельностью этих гидротермальных флюидов можно связывать образование второго типа вод, присутствующих в рассматриваемом регионе, относимого к гидрокарбонатно-натриевому типу. Судя по наличию в участках их развития положительных термобароаномалий, можно предположить, что они, в отличие от более ранних, уже остывших натрово-хлоридных гидротермальных флюидов, и в настоящее время продолжают поступать в юрские отложения, поддерживая существование этих аномалий [3, 4]. Можно также предположить, что этот тип пластовых вод образуется вследствие распада первоначально гомогенного гидротермального флюида на жидкую и газо- или парообразную фазы вследствие снижения давления и температуры исходного гидротер-

мального флюида. Именно эта низкоминерализованная парообразная фаза, обогащенная CO_2 , при смешении с поровыми водами тюменских песчаников приводит к формированию в них гидрокарбонатно-натрового типа пластовых вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Поднимающиеся из астеносферы магматические тела формируют зоны напряжений в фундаменте, которые передаются в осадочный чехол, в котором, в свою очередь, вследствие их подъема, образуются антиклинальные поднятия. Эти процессы сопровождаются дроблением пород как доюрского комплекса, так и мезозойских осадков, происходит «разгерметизация» системы, из-за чего давление в магматическом очаге падает, из него выделяются высокоэнтальпийные флюиды, которые по зонам дробления устремляются в осадочный чехол. Благодаря высокой температуре, давлению, низкой минерализации и кислому составу этих флюидов они активно взаимодействуют с вмещающими их породами, выщелачивая и растворяя неустойчивые в этих условиях минералы и обломки пород, формируя вторичную емкость тектоногидротермального происхождения. В результате взаимодействия с поровыми водами они образуют гидротермальные флюиды, которые способствуют продолжению растворения неустойчивых минеральных фаз и образования вторичной пористости. Из-за очень кислого состава высокоэнтальпийных и гидротермальных флюидов главные породобразующие элементы, за исключением кремния, избирательно (инконгруэнтно) растворяются, в результате чего происходит метасоматическое окремнение исходных осадков вплоть до образования практически мономинеральных кварцевых песчаников и «псевдокварцитов».

Вследствие взаимодействия этих кислых флюидов с вмещающими их породами происходит их ощелачивание, увеличение pH, постепенное уменьшение температуры и давления. Наступившее пересыщение образовавшихся растворов растворенными в них компонентами вызывает выделение эпигенетических (гидротермальных) минералов, представленных сначала кварцем, поровыми диккитом и каолинитом, затем щелочными полевыми шпатами (преимущественно альбитом) и гидрослюдами. При достаточно высокой активности сульфид-иона возможно образование кристаллического пирита, имеющего преимущественно октаэдрический габитус.

По мере дальнейшего охлаждения гидротермальных флюидов из них выделяются карбонатные минералы, сульфаты, фосфаты и, наконец, наиболее низкотемпературные сульфиды, имеющие разнообразный элементный состав.

Проникающие в юрские осадки высокоэнтальпийные и гидротермальные флюиды активно воздействуют

на присутствующее в их составе O_2 , вызывая ускоренную генерацию нафтидов вследствие природного пиролиза керогена, а также реакций гидрогенизации за счет входящего в состав этих флюидов водорода.

Из-за высоких температур высокоэнтальпийных и/или гидротермальных флюидов, наряду с тектоническим дроблением осадков, происходит их флюидоразрыв генерируемыми нафтидами и вследствие теплового расширения поровой воды, поэтому на некоторое время все породы, включая традиционные флюидоупоры (глинистые отложения), становятся проницаемыми. Образующиеся нафтидоводные флюиды находятся в надкритическом состоянии и представляют собой одну гомогенную фазу, поэтому тип смачиваемости пород не имеет значения для их миграции. Кроме того, снимается проблема фазовой проницаемости при фильтрации этого однородного флюида через осадочные породы.

Вследствие охлаждения описываемого флюида, во-первых, он распадается на две фазы — нафтидную и водную, возможно, проходя фазу образования эмульсии, а во-вторых — в первоначально наиболее прогретых участках, из-за их последующего охлаждения, образуются наиболее выраженные депрессионные зоны, в которые начинает засасываться нафтидоводный флюид или уже разделившиеся на две фазы — нефть и подстилающая ее вода. В результате формируется УВ-залежь. При этом, если описываемые процессы происходили сравнительно недавно, то депрессионные зоны в большей или меньшей степени сохраняются и до настоящего времени.

На смену первичным высокотемпературным высокоэнтальпийным флюидам, имеющим низкую минерализацию, высокую кислотность и хлоридно-натриевый состав, приходят более поздние среднетемпературные гидротермальные флюиды, которые, вероятно, выделяются на заключительном этапе магматической активности внедрившихся магматических тел. Они характеризуются высокой концентрацией в них углекислоты и, вполне вероятно, продолжают поступать в юрские осадки и в настоящее время. Если высокотемпературные высокоэнтальпийные флюиды при смешении с поровыми водами образуют хлоридно-натриевый тип пластовых вод, то более низкотемпературные гидротермальные флюиды при смешении с поровыми водами дают начало гидрокарбонатно-натриевым пластовым водам. В зоне смешения обоих типов вод вполне вероятно выделение эпигенетического порового кальцита и как результат — формирование хлор-магниевого типа вод за счет относительного роста концентрации в них иона магния.

Движение нафтидов и подстилающих их пластовых вод в депрессионную зону сопровождается наклоном водонефтяного контакта в этом направлении, которое может составлять несколько десятков метров. Если депрессионная зона распространяется и в породы доюр-

ского комплекса, то и в них возможно формирование УВ-залежей, поэтому в пределах таких участков следует проводить опробование пород кровли доюрского комплекса [1, 2].

Поиски вторичных коллекторов тектоногидротермального происхождения следует проводить, используя оригинальный метод комплексирования данных сейсморазведки и результатов выполненного на их основе тектонофизического моделирования [6, 9].

Литература

1. **Зубков М.Ю.** Перспективы нефтегазоносности доюрского комплекса Шаимского района / М.Ю.Зубков, О.Е.Васильев // Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири. — Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМСа, 1991.

2. **Зубков М.Ю.** Вторичные коллекторы тектоно-гидротермального происхождения в кровельной части доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты и способы их прогноза / М.Ю.Зубков // Геология нефти и газа. — 2015. — № 6.

3. **Зубков М.Ю.** Вертикальная и латеральная миграция поровых флюидов в юрском комплексе Краснотуркестанского свода / М.Ю.Зубков, О.В.Бакуев, С.В.Дворак, П.И.Пастух // Сб. научных трудов ЗапСибНИГНИ «Физико-литологические особенности и коллекторские свойства продуктивных горизонтов Западной Сибири». — Тюмень, 1988.

4. **Зубков М.Ю.** Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь) / М.Ю.Зубков, С.В.Дворак, Е.А.Романов, В.Я.Чухланцева // Литология и полезные ископаемые. — 1991. — № 3.

5. **Зубков М.Ю.** Экспериментальное моделирование процесса формирования вторичных коллекторов под действием гидротермальных флюидов различного состава / М.Ю.Зубков, Г.Ю.Шведенков // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Пятая научно-практическая конференция: в 2 т., Т. I. — Ханты-Мансийск: Изд-во: «Путьведь», 2002.

6. **Зубков М.Ю.** Коллекторы в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири и способы их прогноза / М.Ю.Зубков // Геология нефти и газа. — 2014. — № 5.

7. **Гаррелс Р.М.** Растворы, минералы, равновесия / Р.М.Гаррелс, Ч.Л.Крайст. — М.: Мир, 1968.

8. **Конторович А.Э.** Пиролиз как метод изучения нефтегенерационного потенциала материнских пород / А.Э.Конторович, В.Н.Меленевский, А.С.Фомичев, Г.Ю.Шведенков // Геология нефти и газа. — 1986. — № 12.

9. **Зубков М.Ю.** Прогноз зон вторичной трещиноватости на основе данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования / М.Ю.Зубков, П.М.Бондаренко // Геология нефти и газа. — 1999. — № 11-12.

10. **Киреева Т.А.** К методике оценки эндогенной составляющей глубоких подземных вод / Т.А.Киреева // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. — 2009. — № 1.

11. **Набоко С.И.** Формирование современных гидротерм и метаморфизм растворов и пород / С.И.Набоко // Вопросы вулканизма. — М.: Изд. АН СССР, 1962.

12. **Соколов В.А.** Геохимия природных газов / В.А.Соколов. — М.: Недра, 1971.

13. **Смирнов В.И.** Геология полезных ископаемых / В.И.Смирнов. — М.: Недра, 1982.

14. **Борисов М.В.** Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования / М.В.Борисов. — М.: Научный мир, 2000.

15. **Овчинников Л.Н.** О возможных факторах разделения химических элементов в гидротермальных условиях / Л.Н.Овчинников, Н.Ф.Челищев, Н.Г.Сретенская и др. // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. — Новосибирск: Наука СО АН СССР, 1974.

16. **Справочник** физических констант горных пород / Под ред. С.Кларка мл. — М.: Мир, 1969.

© **М.Ю.Зубков, 2017**

Михаил Юрьевич Зубков,
директор,
кандидат геолого-минералогических наук,
ZubkovMYu@mail.ru.

TECTONIC-HYDROTHERMAL PROCESSES IN THE WEST SIBERIAN JURASSIC DEPOSITS

Zubkov M.U. (ООО "West-Siberian Geological Centre")

Examples of epigenetic mineral associations of hydrothermal origin found in Jurassic deposits of the West Siberian oil-gas basin are shown. The mechanism of secondary porosity development and formation of reservoir rocks in the Jurassic sediments is reconstructed, as well as the succession of hydrothermal formation of minerals, generation of naftides and formation of HC-accumulations. A new method is proposed for detecting secondary reservoir rocks of tectonic-hydrothermal origin based on a combined use of seismic data analysis and tectonic physical modeling.

Key words: hydrothermal fluids; epigenetic minerals; secondary porosity; depression zones; temperature anomaly; pressure anomaly; seismic; tectonic-physics; prediction of hydrocarbon accumulations.