

**Зубков М.Ю.**

Директор ООО «Западно Сибирский
Геологический Центр»
zubkovmy@mail.ru

СВЯЗЬ ТЕКТОНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО МЕГАБАССЕЙНА

Обычно при оценке перспектив нефтегазоносности осадочного бассейна используются три основных критерия: наличие в нем пород-коллекторов, перекрывающих их флюидоупоров и нефтематеринских толщ, находящихся на достаточно высокой стадии катагенеза (в интервале «нефтяного окна»). При этом отсутствуют достаточно убедительные объяснения механизмов «первичной» и «вторичной» миграции генерируемой нефтематеринскими толщами нефти в породы-коллекторы.

Действительно, нефтематеринские породы обычно обладают крайне низкой абсолютной проницаемостью, а присутствующая в их поровом пространстве остаточная вода вызывает еще большее снижение их фазовой проницаемости по нефти, особенно если они обладают гидрофобным типом смачиваемости. Более того, даже если капельки нефти каким-то образом попадут в поровое пространство коллектора, то возникнет пресловутый эффект Жамена, препятствующий их дальнейшему перемещению. Поэтому чаще всего для объяснения формирования нефтяных залежей и месторождений привлекаются тектонические нарушения в виде разломов, по которым по мнению исследователей и происходит заполнение коллекторов нефтью, образовавшейся в нефтематеринских породах. Однако детально сами механизмы формирования разломов и углеводородных (УВ) залежей и месторождений не рассматриваются. Поэтому целью настоящей статьи является рассмотрение причин формирования коллекторов с высокими фильтрационно-емкостными свойствами и УВ залежей в различных типах пород, входящих в состав Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, включая кровельную часть его доюрского комплекса (ДК).

Ключевые слова: тектоно-гидротермальные процессы, зоны разуплотнения, тектонофизическое моделирование, формирование углеводородных залежей и месторождений.

Результаты исследований

Начнем рассмотрение примеров пород-коллекторов, механизма их образования и формирования в них углеводородных (УВ) залежей, с таковых, присутствующих в кровельной части ДК. Затем перейдем к юрским отложениям, остановившись подробно на бажено-абалакском комплексе (БАК) и завершим рассмотрение осадками мелового возраста.

УВ залежи тектоно-гидротермального происхождения в кремнистых сланцах

Коллекторы в кремнистых сланцах имеют явно вторичное происхождение. Они относятся преимущественно к трещинному, реже трещинно-кавернозному типам и имеют практически чисто кварцевый состав (*рис. 1*). Причем каверны формируются в них за счет выщелачивания первоначально карбонатных участков кислыми гидротермальными растворами [5, 9]. На поверхности трещин и каверн отмечаются многочисленные эпигенетические (гидротермальные) кристаллы кварца и каолинита или диккита (см. вставку на *рис. 1*).

На вставке представлен снимок РЭМ с многочисленными кристаллами гидротермального кварца и агрегатами каолинита (КТ); здесь и на последующих рисунках рядом со снимками РЭМ приводятся элементные спектры объектов, присутствующих на них

Характерной особенностью рассматриваемых отложений является то, что они под действием гидротермальных флюидов подверглись осветлению, то есть содержавшееся в их составе органическое вещество (ОВ) было в значительной степени окислено. Причем отмеченная зона осветления не заканчивается в палеозойских кремнистых сланцах, а продолжается и в юрских отложениях, что свидетельствует о протекании процесса гидротермального воздействия уже в мезозое или даже в кайнозойское время (см. *рис. 1*).

УВ залежи тектоно-гидротермального происхождения в метапесчаниках

Метапесчаники, содержащие залежи УВ, вскрытые скважинами на территории Западной Сибири, характеризуются различной степенью метаморфического преобразования. Так метапесчаники, поднятые из скважины 10054 Убинского месторождения характеризуются не очень высокой степенью метаморфического преобразования [5, 9]. В петрографических шлифах еще хорошо различимы отдельные обломочные зерна, входящие в их состав, однако межгранулярная пористость в них уже отсутствует и эффективная ёмкость представлена вторичными трещинами и микрокавернами (*рис. 2а*). На поверхности трещин и в микрокавернах отмечаются многочисленные поликристаллические

агрегаты марганцовистого анкерита гидротермального происхождения (*рис. 2б*).

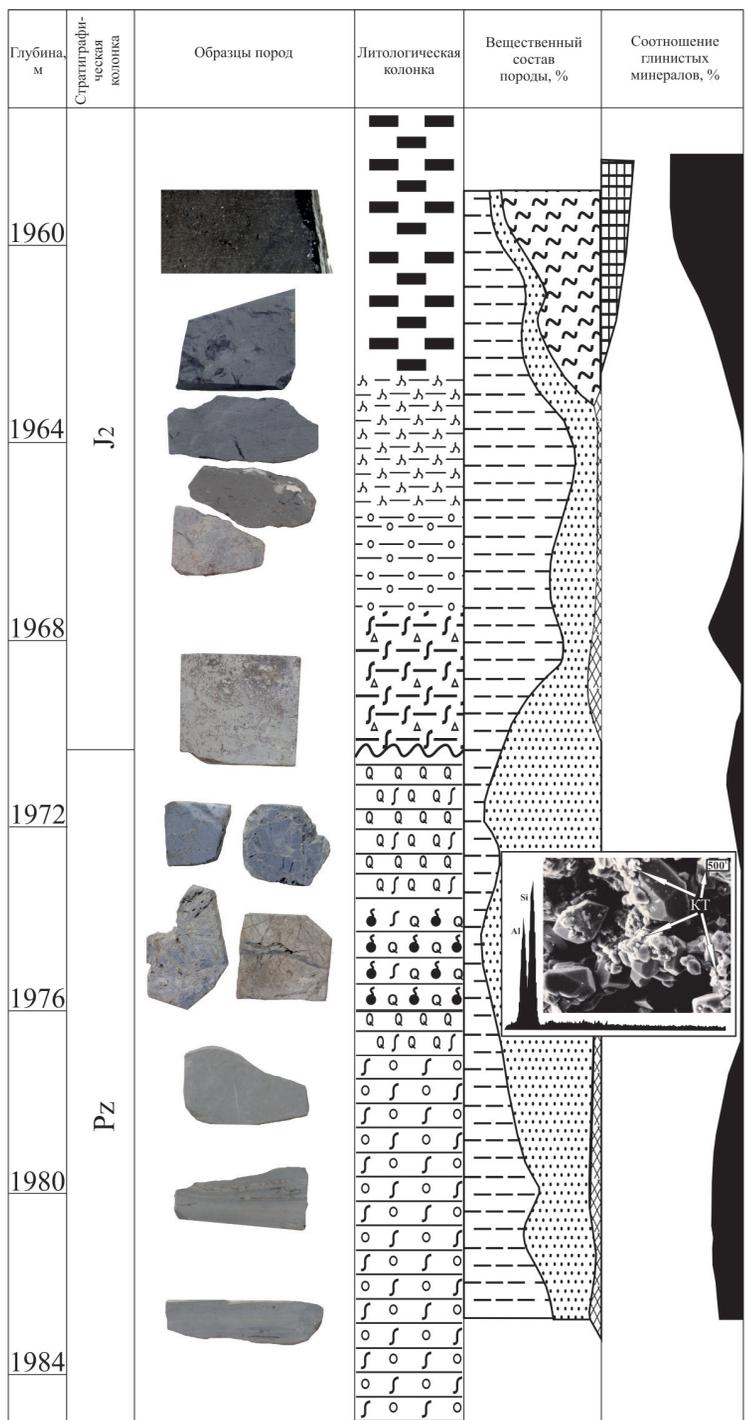
Напротив, метапесчаник, вскрытый скважиной 174 на Урьевском месторождении, побывал в очень жестких термобарических условиях и превратился в кварцитопесчаник, в котором уже сложно выделить отдельные зерна, а первичная межгранулярная пористость полностью исчезла (*рис. 2в*). Эффективная ёмкость в нем представлена трещинами и микрокавернами тектонического происхождения в которых присутствуют новообразованные (гидротермальные) кристаллы полевых шпатов, серицита и поликристаллические агрегаты прекрасно ограненного кварца (*рис. 2г*). Обращает на себя внимание присутствие многочисленных пластинок графита (см. *рис. 2в, г*). Вероятно, первоначально рассматриваемый кварцитопесчаник был нефтенасыщенным песчаником, а затем в результате попадания в жесткие термобарические условия присутствовавшая в его поровом пространстве нефть или битум превратились в графит [6, 9].

УВ залежи тектоно-гидротермального происхождения в гидротермальных силицитах

Гидротермальные силициты – это вторичные породы-коллекторы светло-серого цвета, образовавшиеся в результате воздействия высокоэнтальпийных гидротермальных флюидов на исходные темно-серые кремнистые известняки нижнекарбонного возраста [9]. Примерами их могут служить образцы, отобранные из скважин, пробуренных на Северо-Варьеганском и Ханты-Мансийском месторождениях (*рис. 3а, г*).

Гидротермальные силициты сложены почти исключительно мелкокристаллическим кварцем и обладают высокой пористостью, достигающей 25-30% (*рис. 3б, в, д, е*). И это несмотря на то, что они залегают на большой глубине, достигающей почти 3,5 км (Северо-Варьеганское месторождение) [9].

Следует обратить внимание на уже ранее отмеченный факт (осветленные кремнистые сланцы Убинского месторождения), что в результате гидротермального воздействия произошло осветление исходных почти черных кремнистых известняков, превратившихся в светло-серые гидротермальные силициты (см. *рис. 3а, г*). Причем также, как и в разрезе рассмотренного ранее Убинского месторождения, наблюдается проникновение зоны осветления в нижнеюрские осадки примерно на 6-8 м (*рис. 4*). Следовательно, формирование гидротермальных силицитов происходило в мезозое, а может быть даже в кайнозое. Действительно, трудно себе представить, чтобы на глубине около 3,5 км продолжительное время могла сохраняться пористость, достигающая 20-25%!



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- 1 2 3 4 5 6 7
- 8 9 10 11 12 13 14

1 - глины; 2 - уголь; 3 - сланцы; 4 - кварц; 5 - сидерит;
 6 - каолинит; 7 - иллит; 8 - корни растений; 9 - сферосидерит;
 10 - нефтенасыщенность; 11 - органическое вещество;
 12 - глинистые минералы; 13 - смешаннослойные образования;
 14 - трещиноватость, поверхности скольжения.

Рис. 1. Литологический разрез по скв. 3520 Убинского месторождения (по [5] с добавлениями).

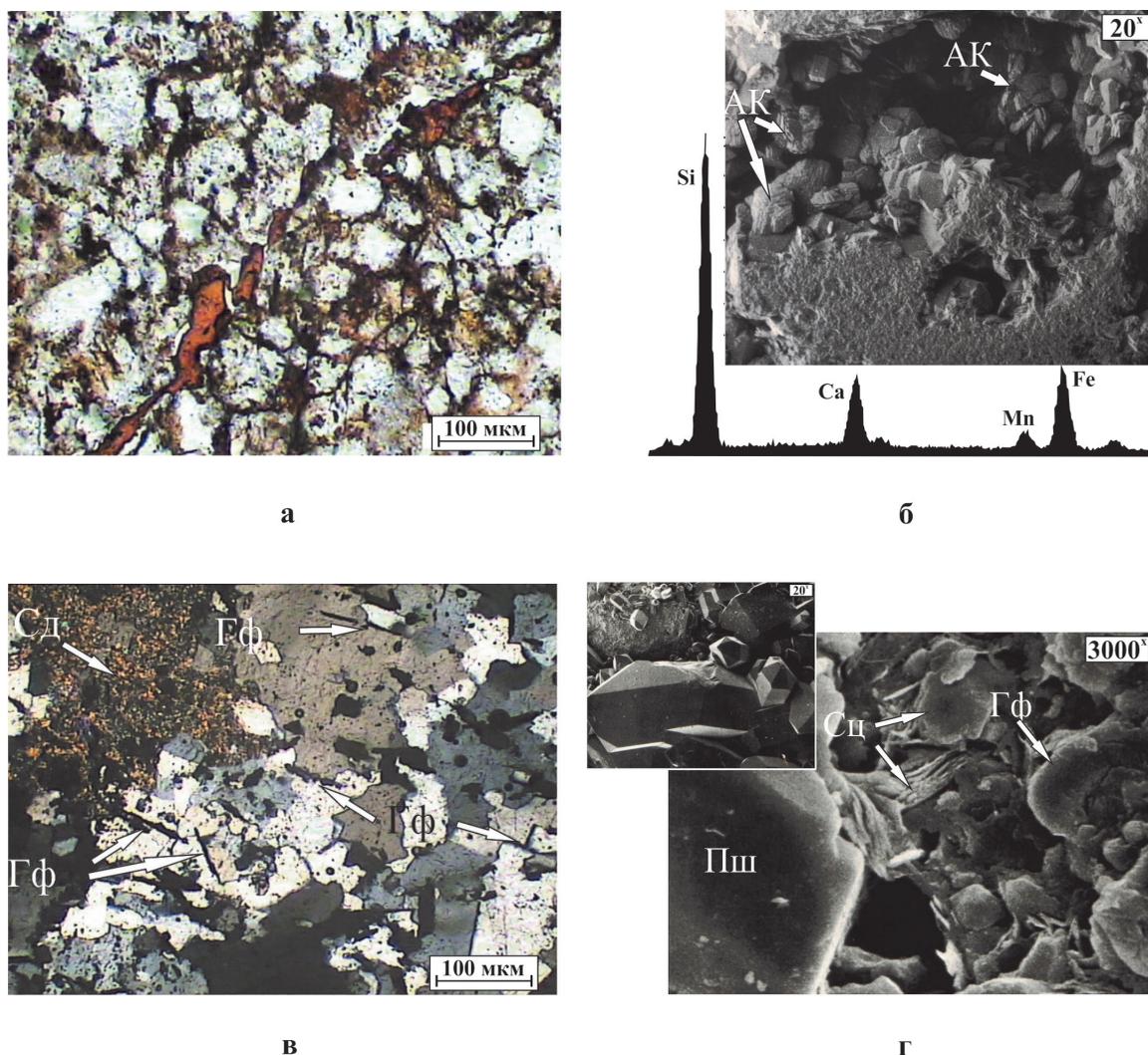


Рис. 2. Фотографии петрографических шлифов (а, в) и снимки РЭМ (б, г) метапесчаников, отобранных из кровельной части доюрского комплекса Убинского, скв. 10054 (а, б) и Урьевского, скв. 134 (в, г) месторождений а – метапесчаник с трещиной и микрокаверной прокрашившихся красной смолой; б – снимок РЭМ кристаллов гидротермального анкерита (АК) и элементный спектр с площади снимка; в – кварцитопесчаник (снято с анализатором); г – кварцитопесчаник: Сд – сидерит, Гф – графит, Пш – полевоы шпат, Сц – серицит; на врезке микродруза гидротермального кварца на поверхности трещины.

Тип образующегося коллектора можно условно охарактеризовать как трещинно-микрокавернозно-псевдогранулярный (см. **рис. 3в, е**).

Резкое уменьшение плотности гидротермальных силицитов по сравнению с исходными кремнистыми известняками (примерно в 1.35 раз) приводит к пропорциональному уменьшению скорости распространения сейсмических волн [9]. Поэтому присутствие гидротермальных силицитов на сейсмических разрезах легко диагностируется по увеличенным «временным мощностям» между соседними сейсмическими отражениями К1 и А (**рис. 5а**). Дополнительное сейсмическое отражение, расположенное между ними, формируется на границе между конденсатом, присутствующим выше этого отражения и пластовой водой, подстилающей его (см. **рис. 5а**).

Используя этот поисковый критерий несложно построить карту перспектив УВ залежей в гидротермальных силицитах, которые судя по полученным данным имеют небольшие размеры, а значит и незначительные запасы, поэтому только в случае экономической целесообразности могут разрабатываться одной-двумя скважинами (**рис. 5б**) [9].

УВ залежи тектоно-гидротермального происхождения в кислых эффузивах

Залежи УВ в кислых эффузивах встречены в Шаимском НГР, например, в пределах Даниловского и Северо-Даниловского месторождений [5]. Коллекторы в этом типе пород имеют вторичное явно тектоно-гидротермальное происхождение и относятся к трещинно-кавернозному типу (**рис. 6а, б**). Трещины формируются в ре-

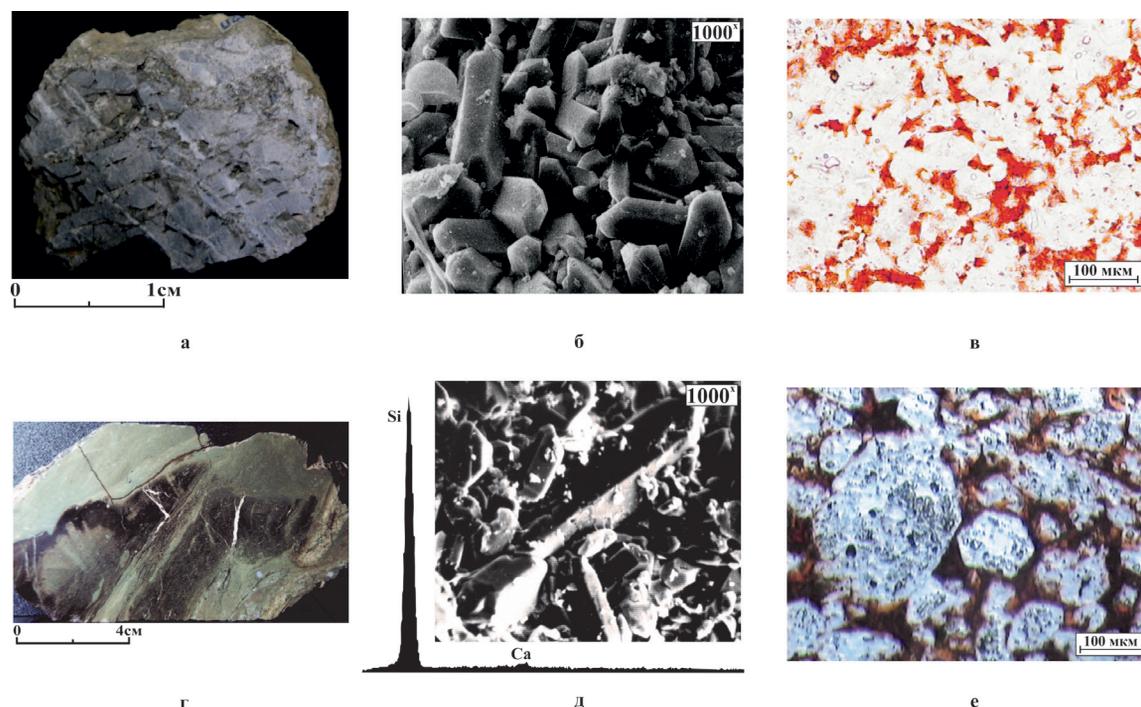


Рис. 3. Фотографии образцов гидротермальных силицитов (а, г), их снимки РЭМ (б, д) и фотографии петрографических шлифов, прокрашенных красной смолой (в, е)
Месторождения: а-в – Северо-Варьеганское, скв. 2П, г-е – Ханты-Мансийское, скв. 5.

зультате тектонического дробления, а вторичная пористость возникает в результате растворения высокоэнталийными гидротермальными флюидами неустойчивых минералов и вулканического стекла (рис. 6в). Самые крупные вторичные пустоты образуются в результате выщелачивания зерен плагиоклазов с последующим образованием более устойчивых кристаллов гидротермального альбита (рис. 6г) [5].

Источники УВ в нефтяных залежах тектоно-гидротермального происхождения, расположенных в кровельной части ДК

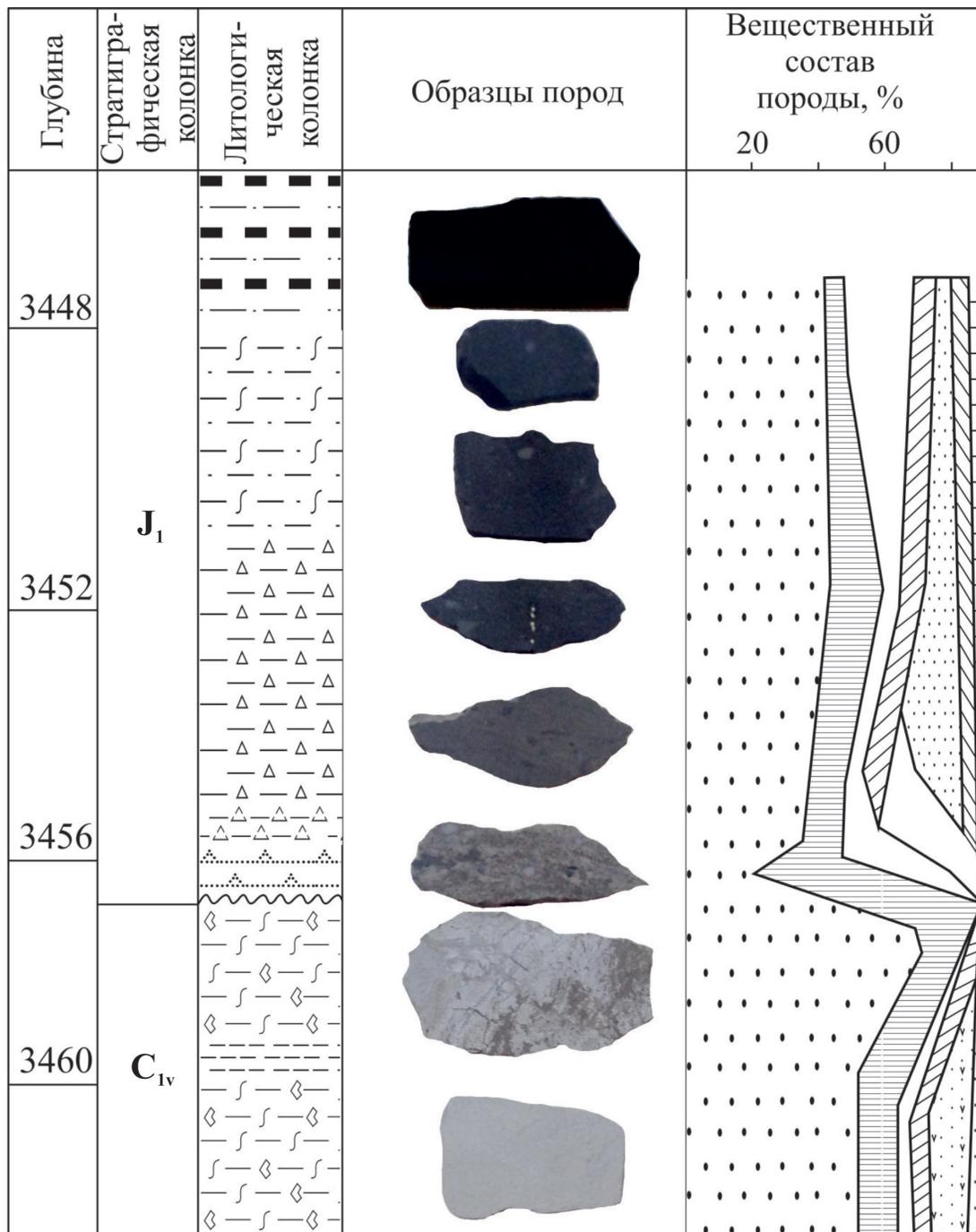
Геохимические исследования нефтей и экстрактов, полученных из залежей УВ в кровельной части ДК, породах коллекторах перекрывающих их юрских отложений, а также предполагаемых нефтематеринских толщ юрского возраста однозначно показали, что источником УВ, заполнивших залежи в кровельной части ДК, является ОВ, входящее в состав юрских отложений [5, 9]. В качестве примера рассмотрим таковые, полученные из скв. 2П, 3П и 4П Северо-Варьеганского месторождения (рис. 7). Из этого рисунка видно, что УВ состав нефти и экстракта из гидротермальных силицитов (рис. 7а, б), а также из нижнеюрского песчаника и угля (рис. 7в, г) имеют близкий состав нормальных УВ, а экстракт из неизмененных кремнистых известняков резко отличается от них своим УВ составом (рис. 7д). Судя по полученным данным можно смело утверждать, что

источником УВ послужили нижнеюрские угли, а не палеозойские кремнистые известняки, несмотря на то, что они имеют почти черный цвет из-за присутствующего в их составе ОВ (см. рис. 7г). Первые имеют характерный для континентального ОВ тип распределения УВ с преобладанием нормальных УВ, а последний – морского типа с преобладанием УВ нефтяного типа [9].

Тектоно-гидротермальные процессы в юрских отложениях

При разработке нефтяных залежей в юрских осадках разработчики нередко сталкиваются с проявлениями так называемых «двойных» пористостей и проницаемостей в продуктивных пластах, что чаще всего объясняется присутствием в них помимо обычной межгранулярной пористости и проницаемости еще и наличием трещинной составляющей и/или их разуплотнением. Однако причины и механизм появления «дополнительной» пористости и проницаемости не рассматривается. Поэтому в этом подразделе основное внимание уделяется анализу причин возникновения «двойной» пористости и проницаемости.

Ранее при рассмотрении пород-коллекторов в кровельной части ДК было однозначно доказано участие тектоно-гидротермальных процессов в формировании в нём пород-коллекторов. Логично предположить, что эти процессы не останавливаются в ДК, а имеют свое продолжение в перекрывающих его юрских осадках и появле-



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- 1
 2
 3
 4
 5
 6
 7
 8
 9
 10
 11
 12
 13
 14
 15
 16

1 – фангломераты с углисто-глинистым цементом в различной степени осветленные; 2 – алевролиты; 3 – уголь; 4 – ГС и ГАС; 5 – поверхности скольжения; 6 – брекчевидная текстура; 7 – кварц; 8 – сидерит; 9 – каолинит; 10 – хлорит; 11 – иллит; 12 – мусковит; 13 – иллит с мусковитом; 14 – смешанослойные образования; 15 – органическое вещество; 16 – гидротермальные силициты.

Рис. 4.
Литологический разрез по скв. 10П Северо-Варьганского месторождения.

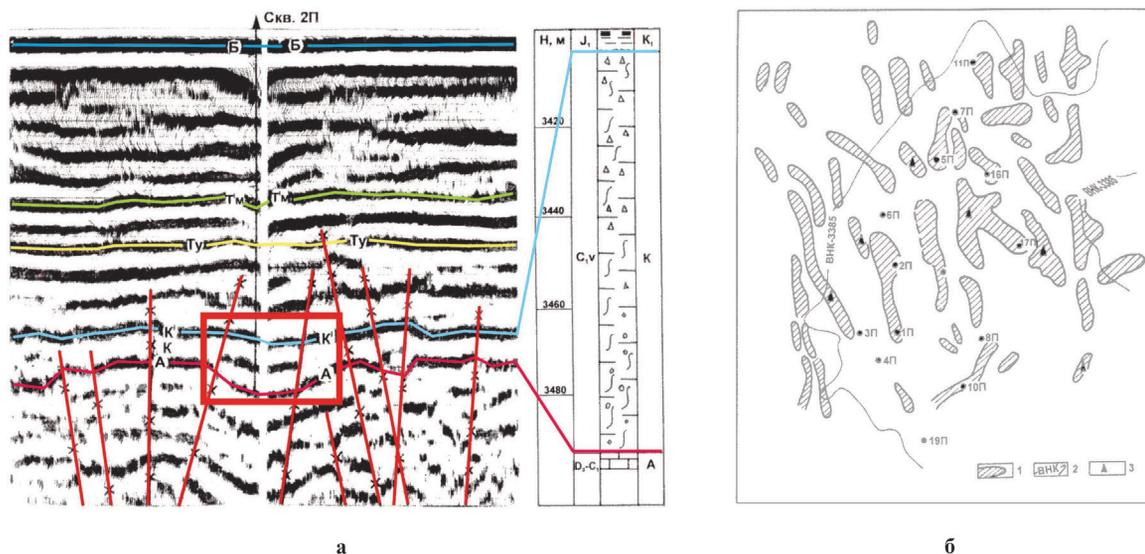


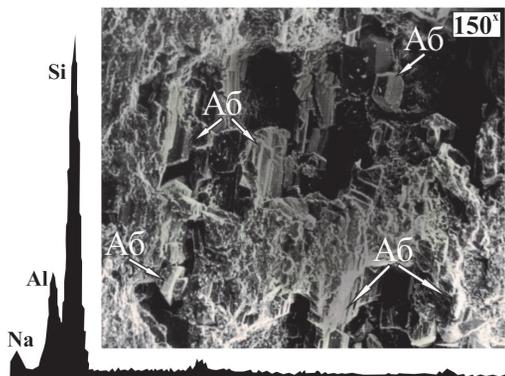
Рис. 5. Сейсмический и литологический разрезы, проходящие через скв. 2П (а) и прогнозная схема расположения зон развития вторичных коллекторов тектоно-гидротермального происхождения для кровельной части доюрского комплекса Северо-Варьганского месторождения (б). Отражающие горизонты: А – первое (сверху) устойчивое отражение в породах фундамента; К1 – соответствует границе между кровельной частью фундамента и подошвой юрских отложений (котухтинская свита). Условные обозначения: 1 – прогнозируемые участки развития вторичных коллекторов; 2 – положение водонефтяного контакта; 3 – расположение проектных скважин; красным прямоугольником на сейсмическом разрезе выделен прогнозный участок присутствия гидротермальных силицитов (по [9]).



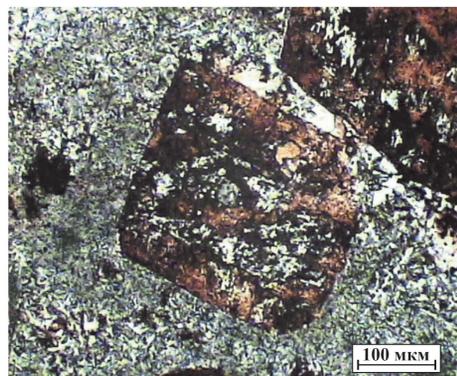
а



б



в



г

Рис. 6. Фотографии трещинно-кавернозных образцов кислых эффузивов (а, б), петрографического шлифа, прокрашенного красной смолой (г) и снимок РЭМ с элементным спектром гидротермального альбита (Аб) (в) а, г – Даниловское, скв. 2287; б, в – Северо-Даниловское, скв. 10163 месторождения.

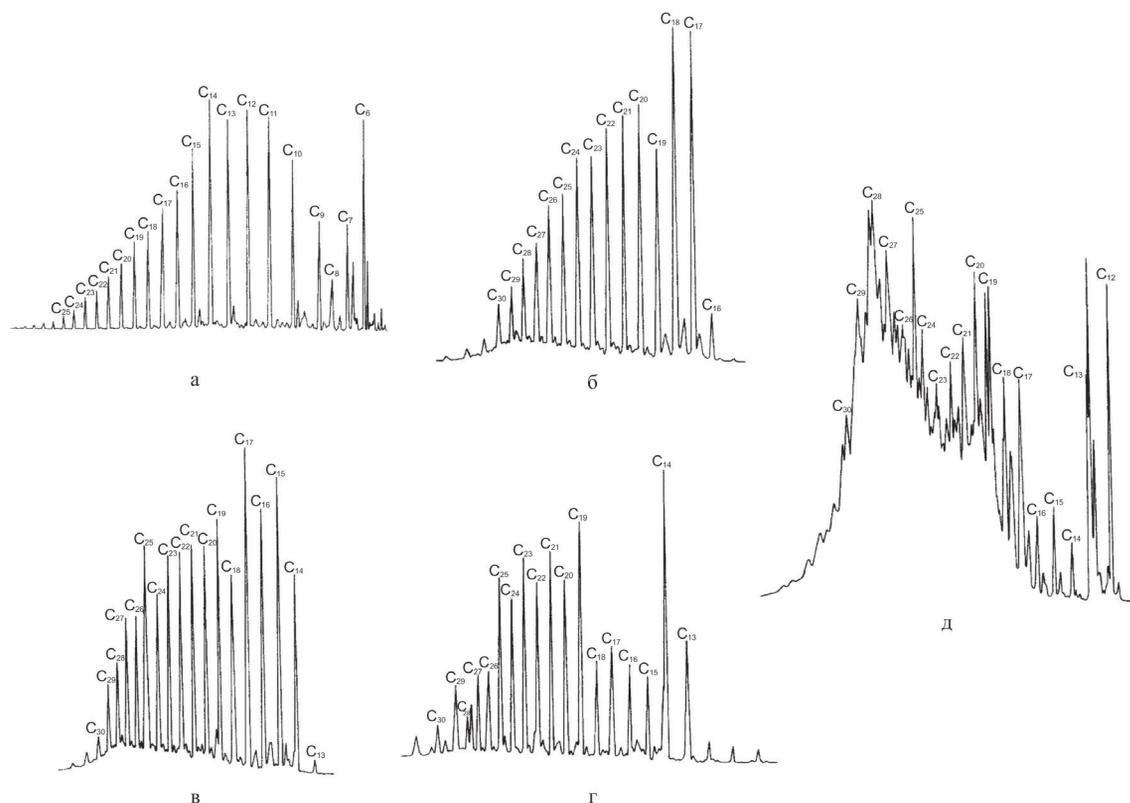


Рис. 7.

Результаты хроматографического анализа нефти (а) и спирто-бензольных экстрактов (б-д) из нижнекарбонатовых (а, б, д) и нижнеюрских (в, г) отложений Северо-Варьганского месторождения: а – нефть из гидротермальных силицитов (скв. 2П); спирто-бензольные экстракты: б – из гидротермальных силицитов (скв. 2П); в – из нижнеюрских песчаников (скв. 3П); г – из нижнеюрского угля (скв. 4П); д – из неизмененных тектоно-гидротермальным воздействием, нижнекарбонатовых черных кремнистых известняков (скв. 4П) (по [9]).

ние «двойных» пористости и проницаемости в них обусловлено именно этими процессами.

Действительно, в участках, подвергшихся тектоно-гидротермальному воздействию, отмечается разуплотнение пород, вызванного ростом поднятий, а под действием высокоэнтропийных гидротермальных флюидов происходит растворение и выщелачивание неустойчивых минеральных зерен, что приводит к увеличению их порового пространства (рис. 8) и кристаллизации новых минеральных ассоциаций, которые в известной степени, напротив, уменьшают объем пор, в которых они формируются (рис. 9).

Интересно, что гидротермальные силициты, описанные ранее при рассмотрении кровельной части ДК, встречаются и в верхнеюрских отложениях (пласт Ю10) и, вероятно, имеют близкий механизм формирования (см. рис. 3б, д, в, е и рис. 9г-е) [10].

В порах юрских отложений встречаются кристаллы разнообразных гидротермальных минералов, представленные карбонатами: кальцитом, баритокальцитом, доломитом, сидеритом (рис. 10а, б, г, е), сульфатами: ангидритом, баритом (рис. 10б, в), фосфатами: апатитом, монацитом (рис. 10г, д) и целыми ассоциаци-

ями гидротермальных минералов: агрегатами диккита, магнезиально-кальциевым сидеритом, апатитом и монацитом (рис. 10е).

Однако наибольшим разнообразием характеризуются гидротермальные сульфиды, присутствующие в поровом пространстве юрских осадков, такие как октаэдрический пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, миллерит (NiS), акантит (Ag₂S), сульфиды меди и палладия, часть из которых представлена на рис. 11 [10].

Если зоны тектоно-гидротермального воздействия на юрские песчано-алевритовые осадки часто остаются незамеченными из-за присутствия в них первичной межгранулярной пористости, которая в известной мере «маскирует» дополнительную вторичную пустотность, возникающую за счет тектонического разуплотнения и гидротермального выщелачивания неустойчивых минералов (то есть возникшую «двойную» пористость и проницаемость), то в отложениях бажено-абалакского комплекса практически вся их пористость и проницаемость являются вторичными и формируются в прочных, но хрупких карбонатных и кремнистых разновидностях благодаря тектоно-гидротермальному воздействию на эти породы (рис. 12) [8].

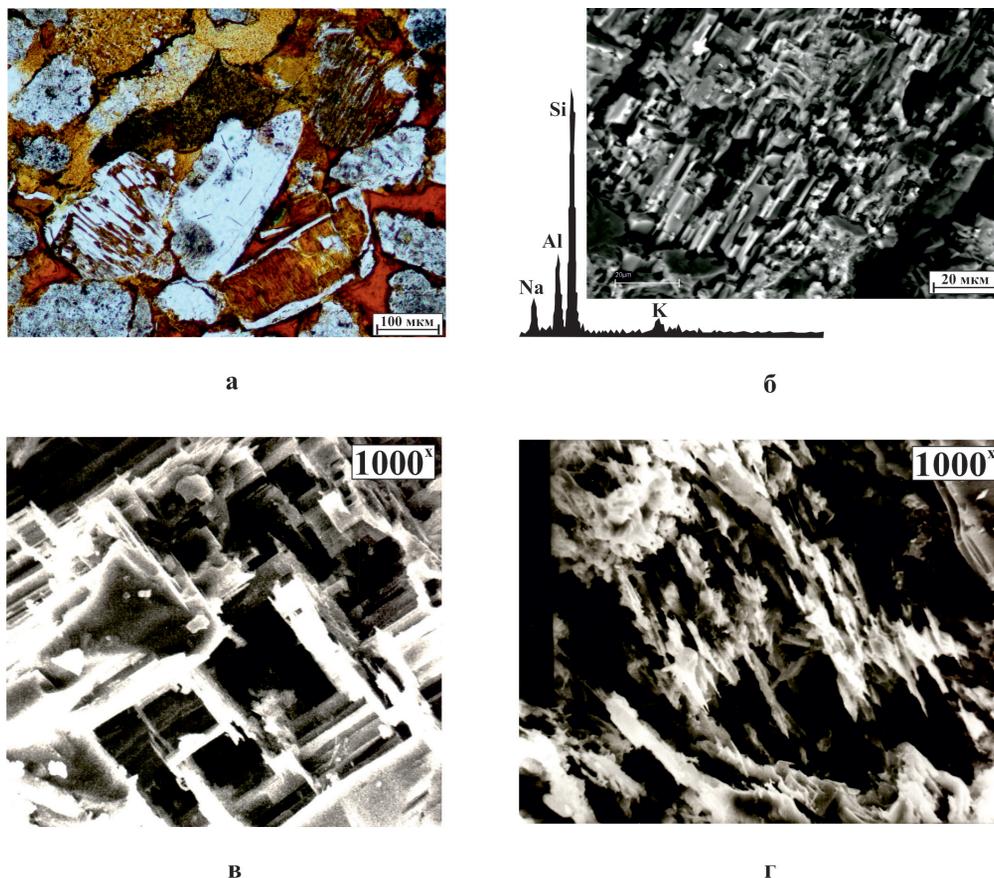


Рис. 8. Зерна полевых шпатов, выщелоченные кислыми гидротермальными флюидами (юрские отложения) а – фотография петрографического шлифа, прокрашенного красной смолой; б – зерно плагиоклаза с сохранившимися и частично регенерированными пертитами альбита; в, г – интенсивно выщелоченные зерна плагиоклазов.

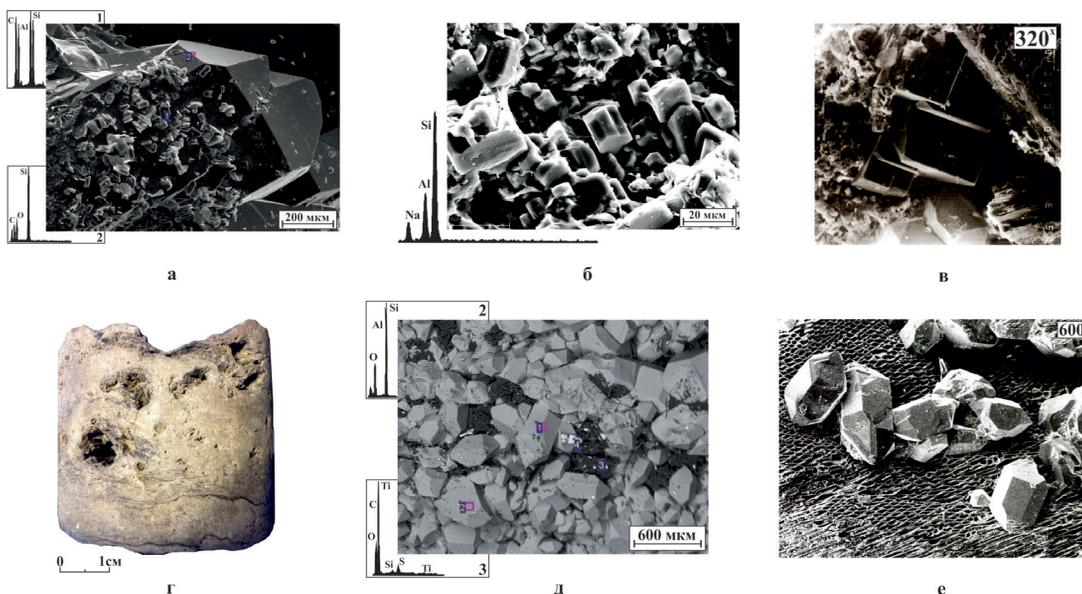


Рис. 9. Примеры новообразованных силикатов и алюмосиликатов гидротермального происхождения в юрских отложениях а – кристаллы кварца, на поверхности которых присутствуют многочисленные агрегаты каолинита и диккита (пласты ЮК10-11, Талинское месторождение); б – кристаллы альбита (тюменская свита, Славинское месторождение); в – кристаллы адуляра (Красноленинское месторождение); г – образец гидротермального силицита и д – слагающего его мелкокристаллического кварца, пропитанного битумом, пласт Ю10 Грибное месторождение; е – кристаллы кварца на фюзенитизированном обломке растительно-го детрита, пласт Ю10, Ахтамарское месторождение.

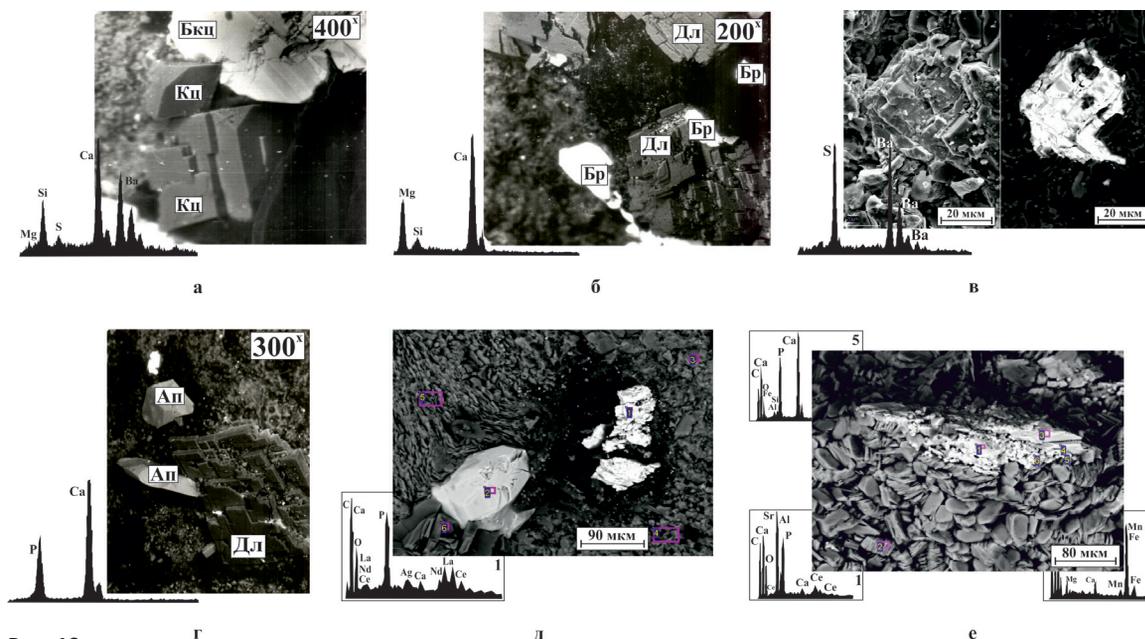


Рис. 10. Гидротермальные карбонаты, сульфаты и фосфаты в порых юрских отложений Маслиховского (а, б, г) и Красноленинского (в, д, е) месторождений. а – кальцит (Кц) и баритокальцит (Бкц); б – доломит (Дл) и барит (Бр); в – барит; г – апатит (Ап) и доломит; д – циркон (светло-серый) и монацит (почти белый) в битуме (черное); е – ассоциация гидротермальных минералов, представленная крупным агрегатом диккита, сидеритом с примесью Mg, Ca и Mn, апатитом и монацитом.

В кремнистых породах в результате тектоно-гидротермального воздействия возникают вторичные коллекторы трещинного типа, причем на поверхности трещин часто присутствуют пленки битума различной консистенции – от вязко-пластичной до твердо-хрупкой (см. *рис. 12а, б*). В карбонатных породах кроме вторичной тектоногенной трещиноватости в результате воздействия на них кислых высокоэнталийных гидротермальных флюидов возникают также и каверны [8]. В результате этих процессов в них формируются трещинно-кавернозные вторичные коллекторы (см. *рис. 12в, г*).

Из гидротермальных флюидов при их охлаждении на поверхности образовавшихся трещин и каверн кристаллизуются многочисленные эпигенетические гидротермальные минералы, например, кристаллы кварца, апатита, магниезного кальцита, баритокальцита и многих других, часть из которых представлена на *рис.12д, е*. Часто эти кристаллы гидротермальных минералов почти полностью оказываются покрытыми ванадиеносным тиобитумом, генерированным ОВ, входящим в состав баженовской свиты под действием высокоэнталийного гидротермального флюида (см. *рис. 12а, д, е*). То есть битум поступил в пустотное пространство вторичных коллекторов уже после завершения кристаллизации гидротермальных минералов [8].

В составе баженовской свиты встречаются и другие типы коллекторов, а именно, разуплот-

ненные в результате воздействия тектоно-гидротермальных процессов радиолариты, псевдогранулярная пористость которых в этих участках достигает 25-27%! Однако она в значительной степени (на 75-80%) заполнена битумом (*рис. 13а*), а УВ, присутствующие в них, содержатся в битуме в виде молекулярного или даже «твердого» растворов [8].

Интересно, что в баженовской свите, как и в рассмотренных ранее породах ДК и юрских отложениях встречаются гидротермальные силициты, сложенные многочисленными мелкими кристаллами прекрасно ограненного кварца (*рис. 13б*). Также, как и в ДК, они образуются в результате тектоно-гидротермального воздействия на кремнистые известняки, входящие в состав баженовской свиты в результате проникновения в них кислых высокоэнталийных гидротерм по сформировавшимся зонам дробления [8].

В западной части бассейна (Красноленинский НГР) встречаются маломощные (первые сантиметры толщиной) фосфатные копролиты, обладающие псевдогранулярной пористостью (*рис. 13в*). На снимках РЭМ хорошо видно, что сами копролиты состоят из микрозернистого апатита (Фс), а в порах между ними присутствуют кристаллы гидротермального кварца (Кв) (*рис. 13г*).

Тектоно-гидротермальные процессы в меловых отложениях

Также, как и в юрских осадках, в меловых отложениях отмечаются «двойные» пористости

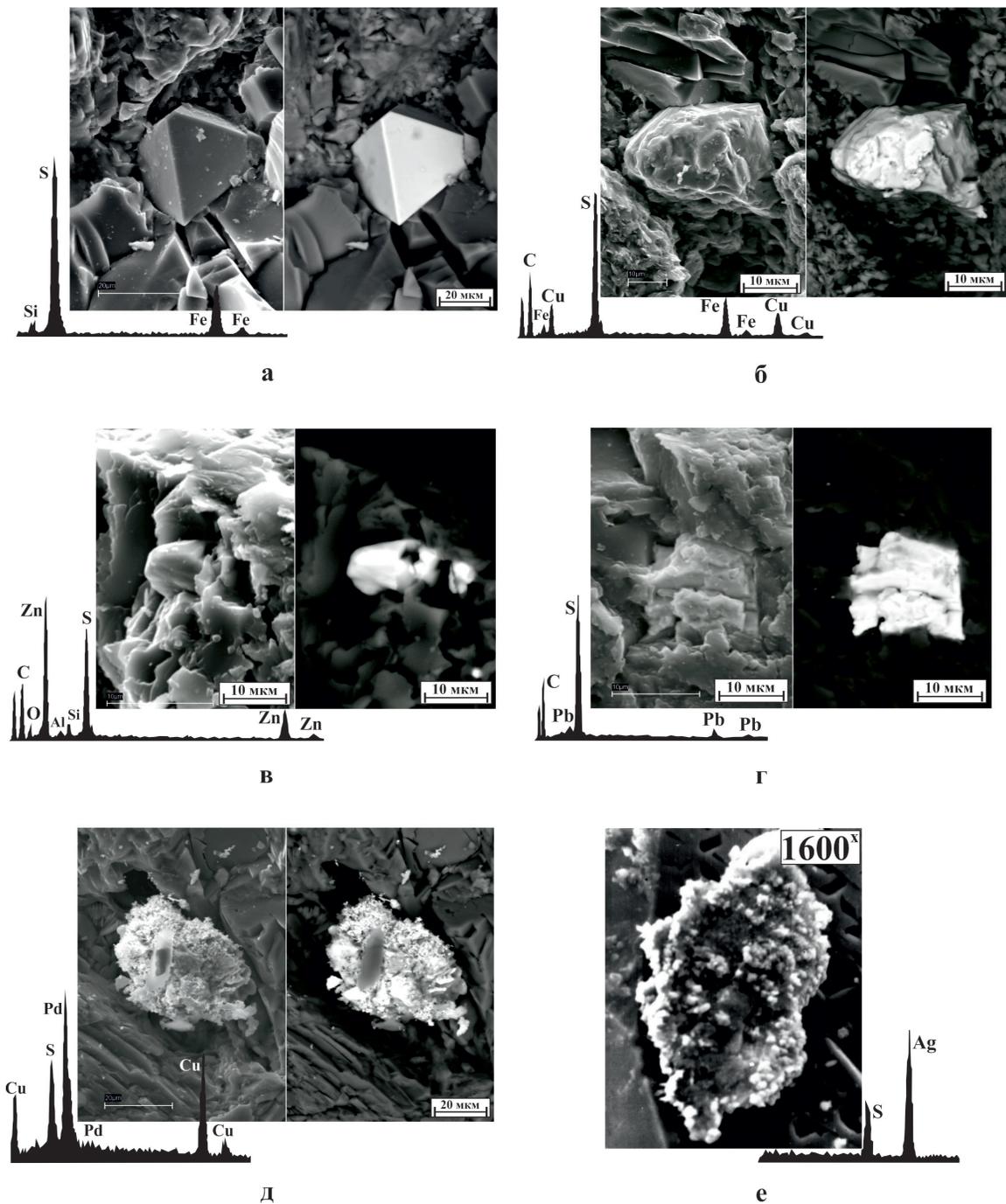


Рис. 11. Гидротермальные сульфиды в поровом пространстве юрских отложений: а – октаэдрические кристаллы пирита; б – халькопирит; в – сфалерит; г – галенит; д – сульфид палладия и меди; е – акантит (Ag_2S).

и проницаемости, обусловленные воздействием на них тектоно-гидротермальных процессов, проявления которых отмечаются вплоть до подошвенной части верхнемеловых отложений [11]. Примером проявления этих процессов могут служить викуловские отложения, в которых отмечаются тектоногенные трещины, поверхность которых покрыта крупными кристаллами гидротермального кальцита двух генераций – бурого и белого цвета (рис. 14а, б). Бурый цвет одной

из генераций обусловлен присутствием в них микровключений нафтидов.

Также, как и в рассмотренных ранее ДК, и в юрских осадках, в меловых песчано-алевритовых отложениях отмечаются зерна полевых шпатов, выщелоченные гидротермальными флюидами, причем как плагиоклазов, так и щелочных полевых шпатов (рис. 14в, г).

Помимо растворения зерен неустойчивых минералов, в поровом пространстве меловых

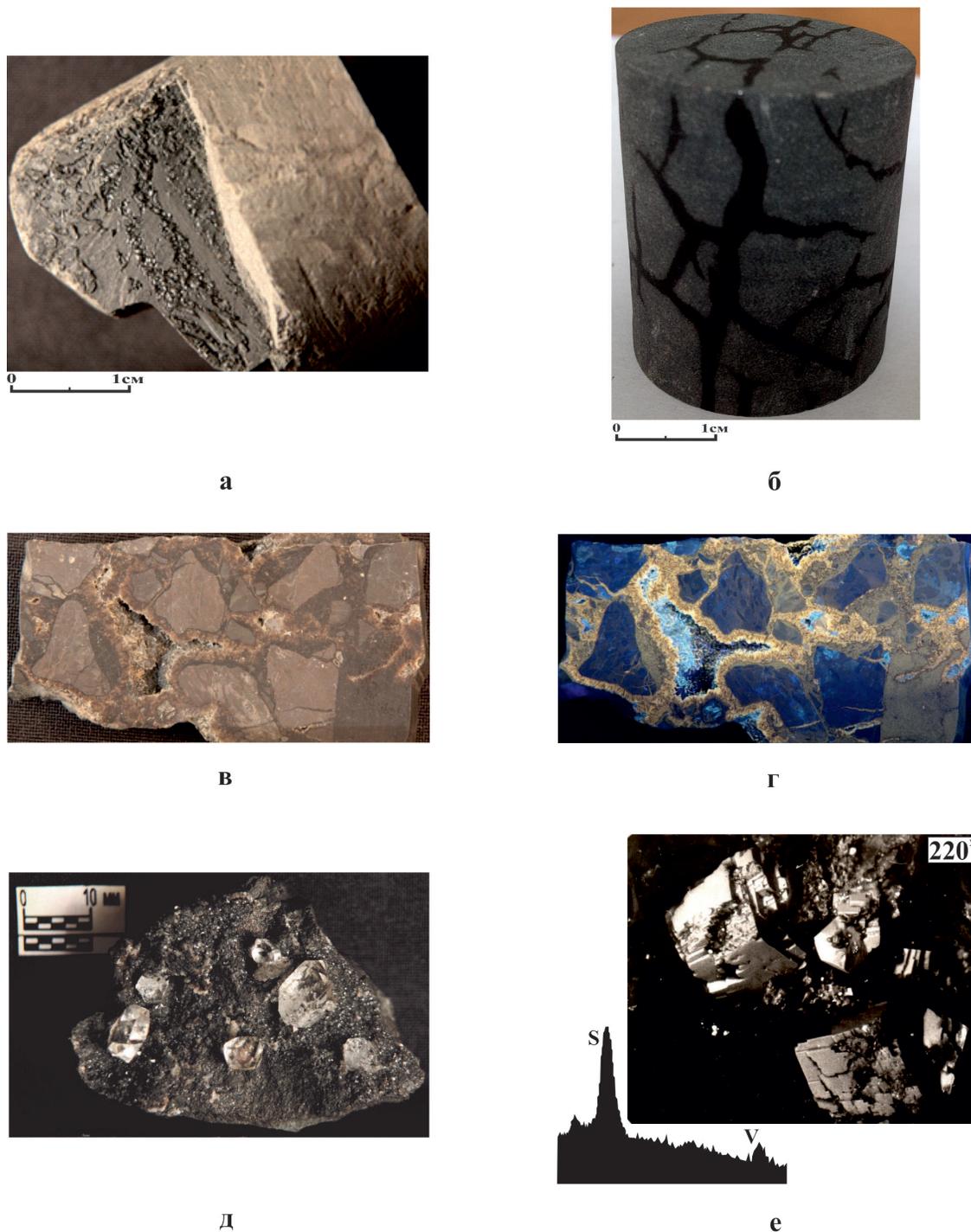


Рис. 12. Фотографии образцов керна, отобранных из баженовской (а, б) и абалакской (в-е) свит и снимок РЭМ кристаллов гидротермальных минералов (в центре кристалл апатита в окружении кристаллов магниезиального кальцита) почти полностью покрытых ванадиеносным тиобитумом.

пород-коллекторов из остывающих гидротермальных флюидов отлагаются эпигенетические гидротермальные минералы [11]. Если гидротермальный флюид имел кислый состав, то из него кристаллизуется сидерит-каолининовая минеральная ассоциация (рис. 15а). А если произошло его ощелачивание, например, в результате падения давления и выделения из него CO_2 в

результате формирования трещин, по которым он мигрировал в окружающие осадки, то происходит отложение пленочного хлорита (рис. 15б).

Из остывающего гидротермального флюида кристаллизуются прекрасно ограненные кристаллы рутила (рис. 15в), барита (рис. 15г), различных сульфидов, таких как пирит, галенит, сфалерит, вазсит, халькопирит и других (рис. 15д, е) [11].

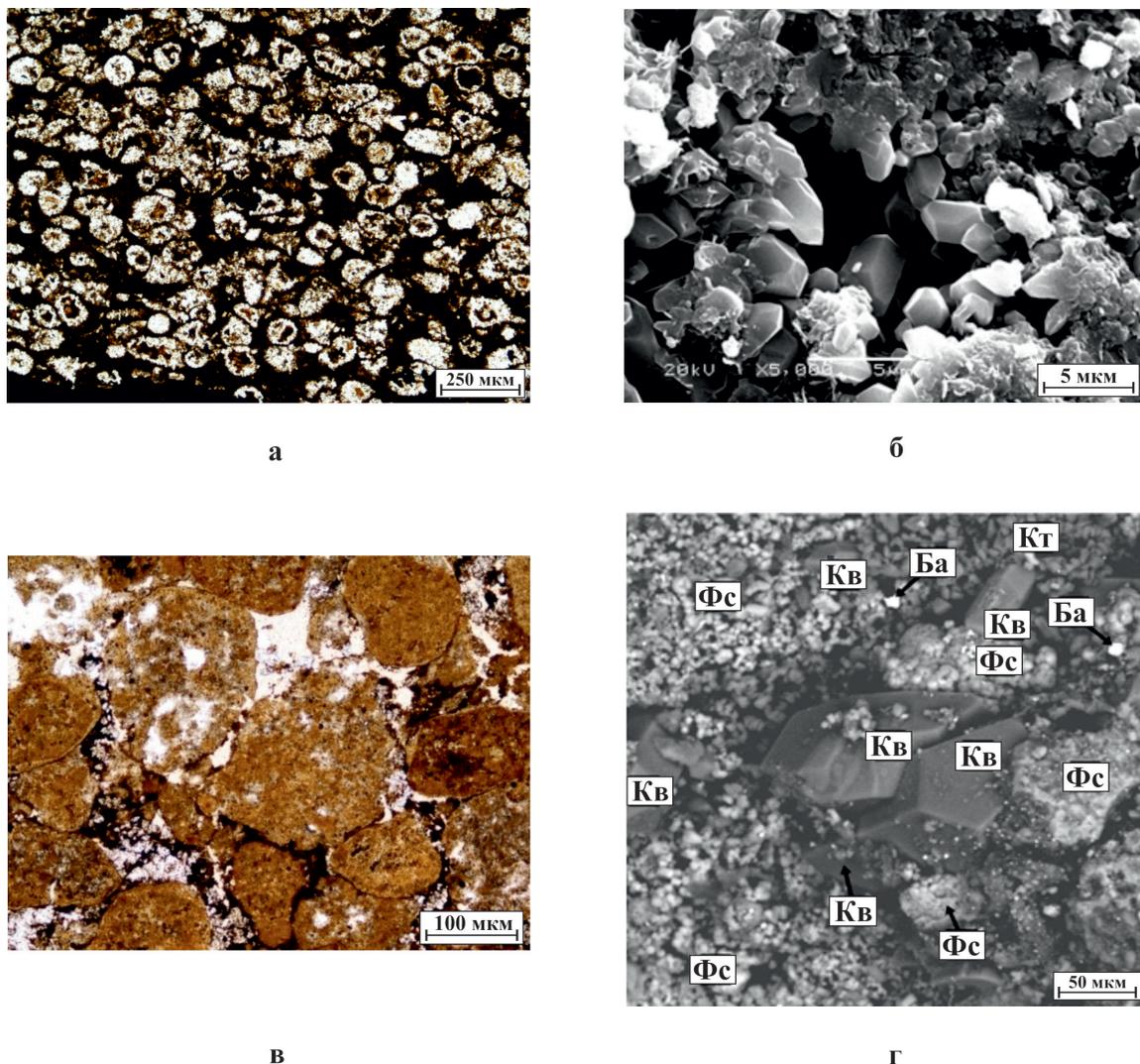


Рис. 13. Фотографии петрографических шлифов радиоларита (а), и фосфатного копролита (в), а также снимки РЭМ гидротермального силицита (б) и фосфатного копролита (г), входящих в состав баженовской и нижнетутлеймской свит.

В остывающем гидротермальном флюиде накапливаются редкоземельные элементы, которые из-за специфического атомного строения и их размеров, не успели образовать свои собственные минералы в ДК и юрских отложениях и отложились в поровом пространстве меловых осадков (рис. 16). Часто эти эпигенетические гидротермальные минералы ассоциируют с битумом, особенно это справедливо по отношению к радиоактивным редкоземельным элементам, таким как торий и уран (см. рис. 16в, г) [11].

Тектонофизическое моделирование зон разуплотнения (просадки) и дробления

В предыдущих подразделах были рассмотрены примеры, главным образом, гидротермального воздействия на разновозрастные породы, вызвавшего выщелачивание неустойчивых минеральных зерен и образование эпигенетических ассоциаций разнообразных ми-

нералов гидротермального происхождения. Остается рассмотреть механизм образования зон дробления, по которым высокоэнталийные гидротермальные флюиды проникают в доюрский комплекс, а затем и в мезозойский осадочный чехол.

Для этого воспользуемся результатами тектонофизического моделирования, выполненного оптико-поляризационным и тектоно-седиментационными методами [7, 12]. В качестве основы для проведения тектонофизического моделирования используются результаты сейсморазведочных работ, а именно сейсмические разрезы и структурные карты по отражающему горизонту кровли фундамента (А).

В качестве примера простейших структурных элементов рассмотрим симметричные антиклинальные поднятия (рис. 17). На первых двух сейсмических разрезах хорошо видны зоны раз-

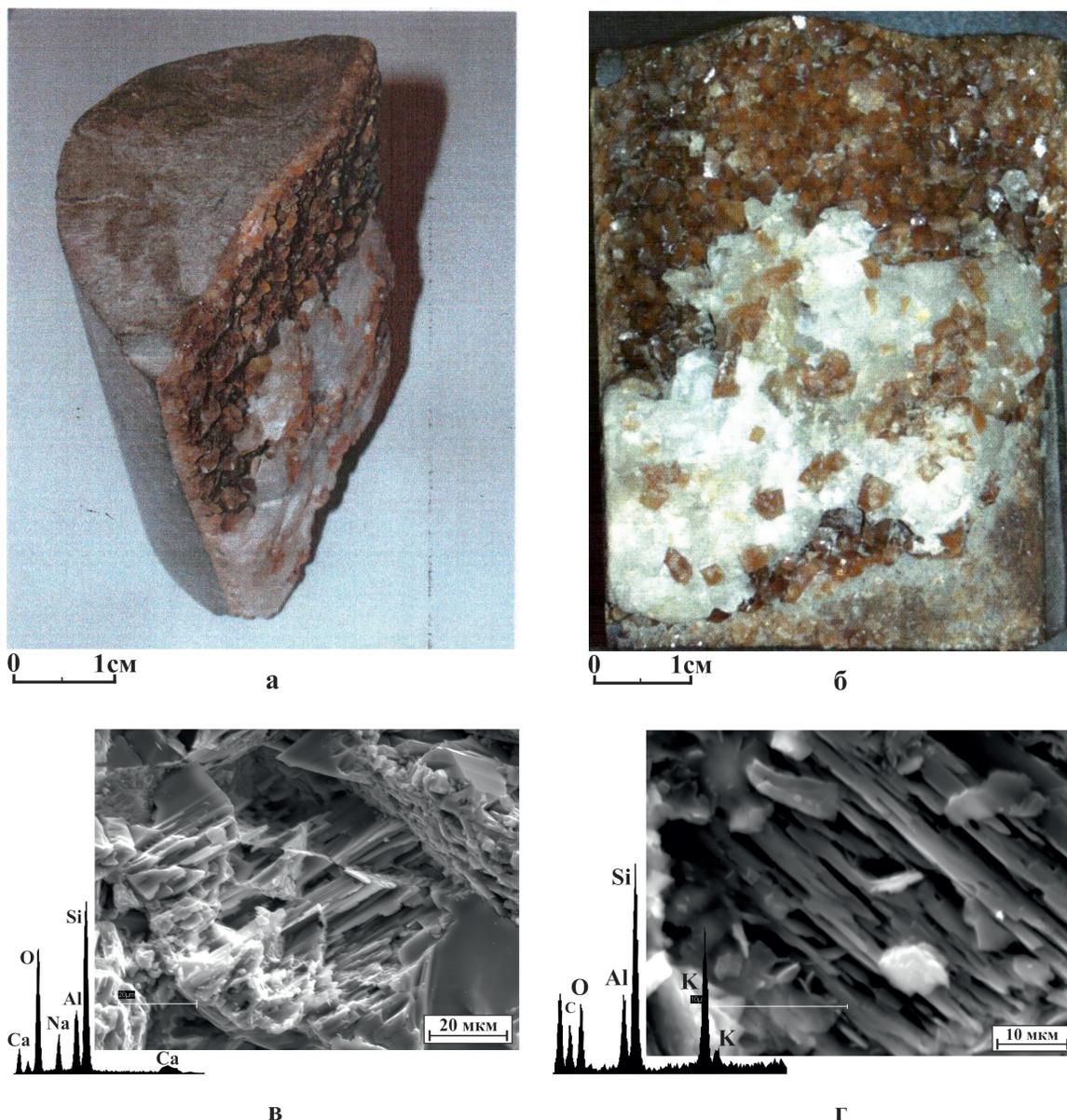


Рис. 14. Фотографии трещиноватого образца известковистого песчаника с трещиной, покрытой крупнокристаллическим гидротермальным кальцитом двух генераций (а, б) и снимки РЭМ интенсивно выщелоченных гидротермальными флюидами зерен плагиоклаза (в) и щелочного полевого шпата (г)
а, б – пласт ВК₁₋₂ Каменная площадь; в – пласт ТП₁₂₋₁₃ Северо-Парусовое месторождение; г – пласт БУ₈⁰, Южно-Парусовая площадь.

уплотнения или просадки осадков, образующиеся над вершинами антиклинальных структур (см. **рис. 17а, б**), а при использовании специальных способов обработки сейсмических данных на сейсмических разрезах даже можно наблюдать в осадочном чехле следы от гидротермальных флюидов, проникающих из фундамента в осадочный чехол (см. **рис. 17в, г**).

Проанализируем характер распределения касательных напряжений в *оптико-поляризационной* модели, возникающих в результате роста простейшей симметричной антиклинальной структуры, аналогичной таковой, присутствующей

на **рис. 17 (рис. 18а)**. Используя в качестве основных критериев порядок возникших изохром в этой трехслойной модели и направления изоклин, удалось построить картину распределения касательных напряжений, а также определить ориентацию и плотность трещин в этой модели после завершения роста антиклинальной структуры (см. **рис. 18б и в**, соответственно).

Как и следовало ожидать, максимальные значения касательных напряжений в результате роста симметричной антиклинали сформировались в самом нижнем слое, непосредственно над самой верхней частью поднятия – это зона

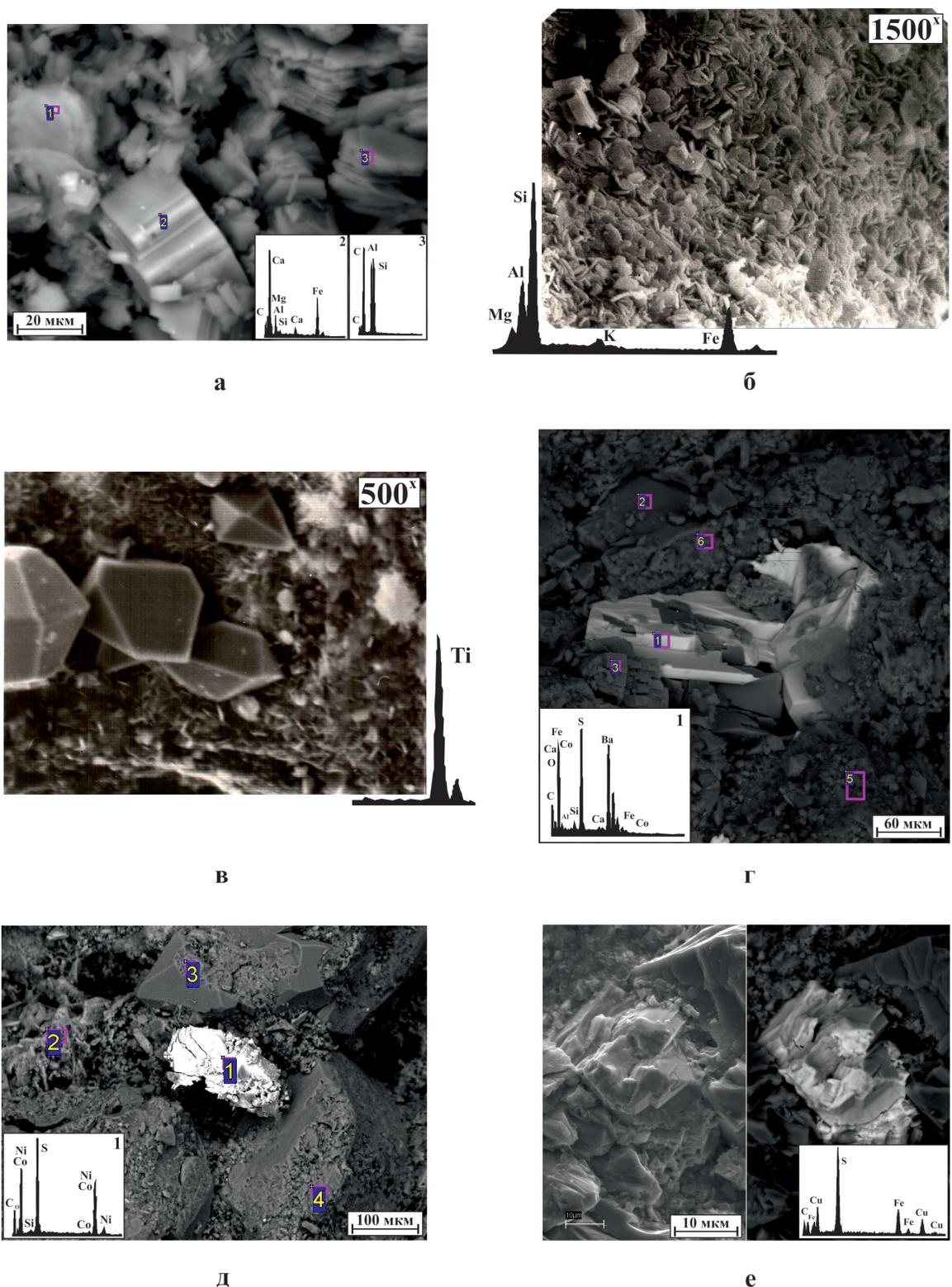


Рис. 15. Снимки РЭМ минералов гидротермального происхождения в меловых отложениях: а – кристаллы магнезиально-кальциевого сидерита, пласт ТП₄, Северо-Парусовая площадь; б – поровый каолинит и пленочный хлорит, пласт АВ₁₋₃, Урьевское месторождение; в – кристаллы рутила, пласт БВ₃ Южно-Покачевское месторождение; г – кристаллический агрегат барита, пласт ВС₁₆₋₁₈, Имилорское месторождение; д – ваезит (NiS₂), пласт АС₁₁, Нижне-Шапшинское месторождение; е – халькопирит, пласт БУ₈⁰, Южно-Парусовая площадь.

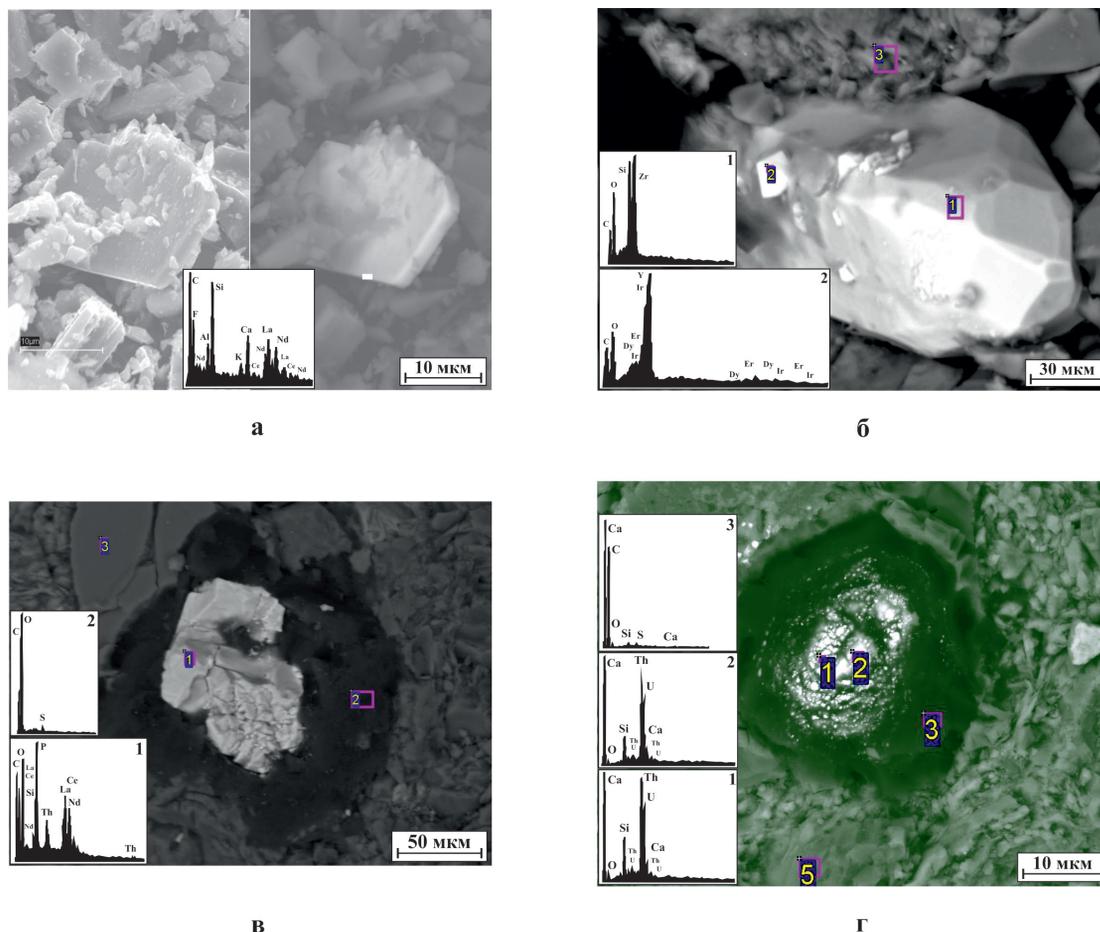


Рис. 16. Снимки РЭМ редкоземельных минералов гидротермального происхождения в меловых отложениях: а – кристалл паразита, пласт БТ₁₀, Радужное месторождение; б – регенерированное зерно циркона с новообразованными кристаллами иттрия (Y₂O₃); в – зерно торийсодержащего монацита, пласт БУ₁₄, Юбилейное месторождение; г – мелкозернистый урансодержащий торит в тиобутите, ачимовские отложения, Радужное месторождение.

сжатия (см. **рис. 18б**). Второй участок с повышенной концентрацией напряжений возник на границе нижнего и среднего слоев и в нижней части среднего слоя – это зона растяжения (разуплотнения) или просадки (см. **рис. 18б**), которая проявилась на **рис. 17** над вершинами поднятий, присутствующих на этих сейсмических разрывах.

Следует обратить внимание на следующие важные особенности, которые позволила установить рассматриваемая оптическая модель:

Во-первых, зона максимальных касательных напряжений увеличивается в латеральных размерах по направлению снизу-вверх.

Во-вторых, наибольшая плотность трещинных дислокаций, как и следовало ожидать, приурочена к участкам с максимальными значениями касательных напряжений.

В-третьих, ориентация трещин закономерно изменяется от субвертикальной над вершиной поднятия, до все более и более пологой по мере смещения вниз к его основанию.

В-четвертых, в случае достаточно значительной амплитуды поднятия нижняя и верхняя зоны дробления могут соединиться друг с другом и сформируется единая протяженная субвертикальная трещинная зона, по которой станет возможной миграция флюидов в этом направлении [7, 12].

Если оптико-поляризационная модель позволяет изучить характер распределения касательных напряжений, спрогнозировать ориентацию и плотность трещинных дислокаций, то двумерное тектоно-седиментационное моделирование роста антиклинальной структуры (**рис. 19а**) дает возможность установить закономерности перемещения осадков в процессе её формирования, механизм возникновения зоны разуплотнения (просадки), плотности трещин, возникающих в компетентных слоях, их ориентацию, раскрытость, латеральные размеры зоны дробления, величину трещинной «пористости» (**рис. 19б**).

В случае достаточно большой амплитуды образовавшейся антиклинальной структуры

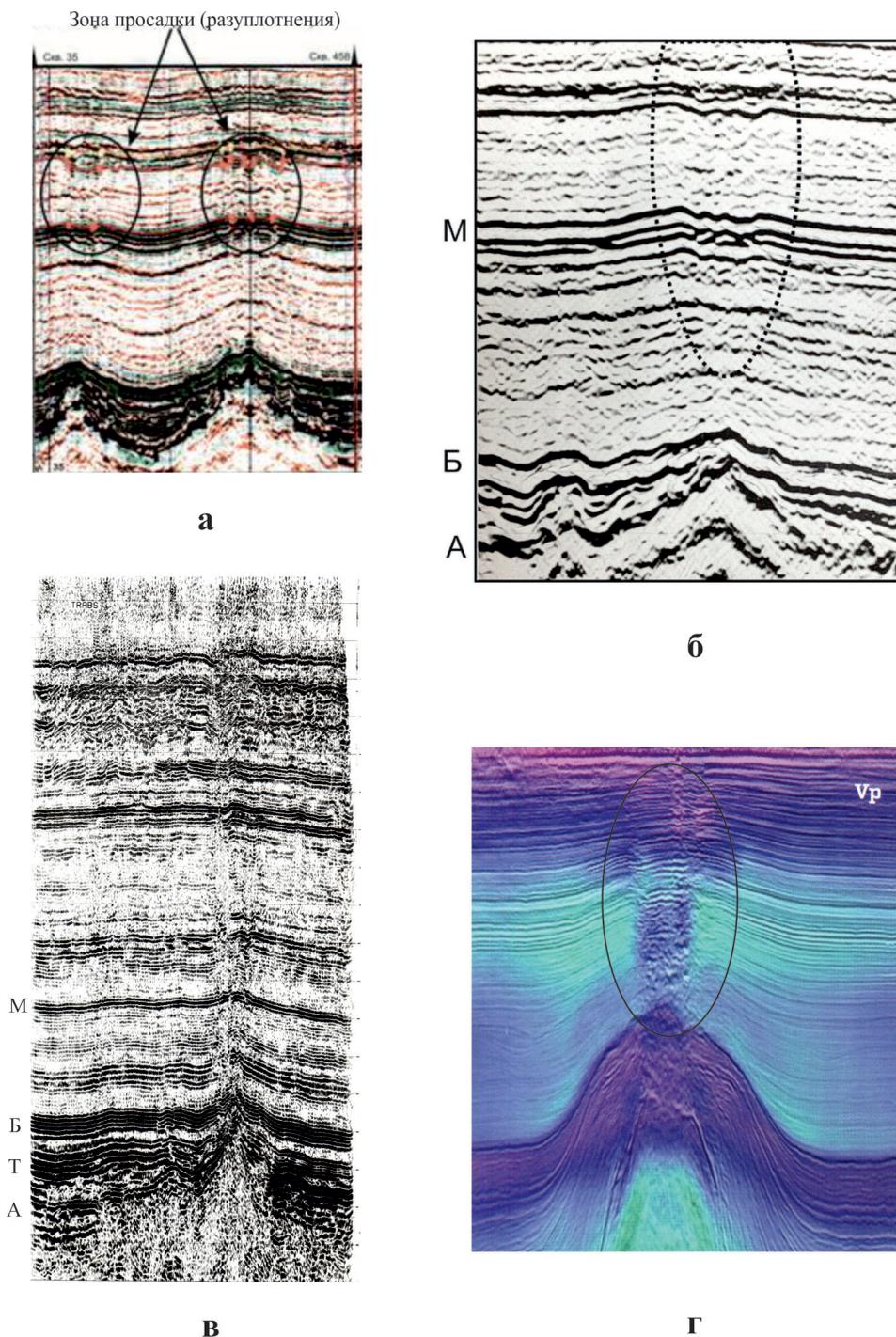


Рис. 17. Фрагменты сейсмических профилей с зонами разуплотнения (просадки) над вершинами поднятий (а, б, г) и следами воздействия гидротермальных флюидов, проникающих из фундамента в осадочный чехол (в, г) а, б – Пальяновская площадь; в – Узбекское месторождение; г – переобработанный сейсмический разрез центральной части Северного моря (CGG, 2020).

зона разуплотнения выходит на поверхность седиментационной модели в форме малоамплитудного грабена с многочисленными оперяющими его трещинами (рис. 19в).

Трехмерное тектоно-седиментационное моделирование осуществляется с использованием моделей антиклинальных структур, выполненных по отражающему горизонту А, фор-

мирующемуся на границе кровли фундамента и подошвы осадочного чехла (рис. 20а).

В отличие от двумерных моделей этот способ моделирования не позволяет наблюдать воочию что происходит с осадками в процессе роста антиклинальных структур, но дает возможность при послойной разборке моделей после завершения экспериментов, установить

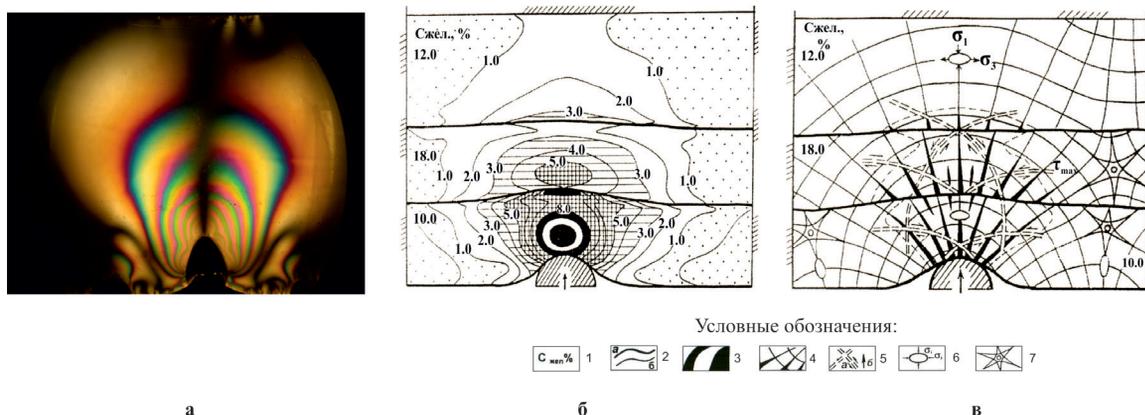


Рис. 18. Оптико-поляризационная модель распределения напряжений, возникающих в результате роста симметричного антиклинального блока.
 а – фотография оптической модели; расшифровка полученной изохроматической картины, возникших напряжений; б – распределение касательных напряжений; в – прогнозная ориентация трещинных дислокаций
 Условные обозначения: 1 – концентрация желатина; 2 – границы и изолинии: а – между желатиновыми слоями, б – изохромы (уровни касательных напряжений); 3 – максимальные значения изохром (≥ 8); 4 – траектории нормальных напряжений (σ_1) и их уширения (прогнозируемые трещины); 5 – траектории и направления: а – касательных напряжений (τ_{max}), б – движения антиклинальных блоков; 6 – эллипсоид деформации; 7 – изотропная точка.

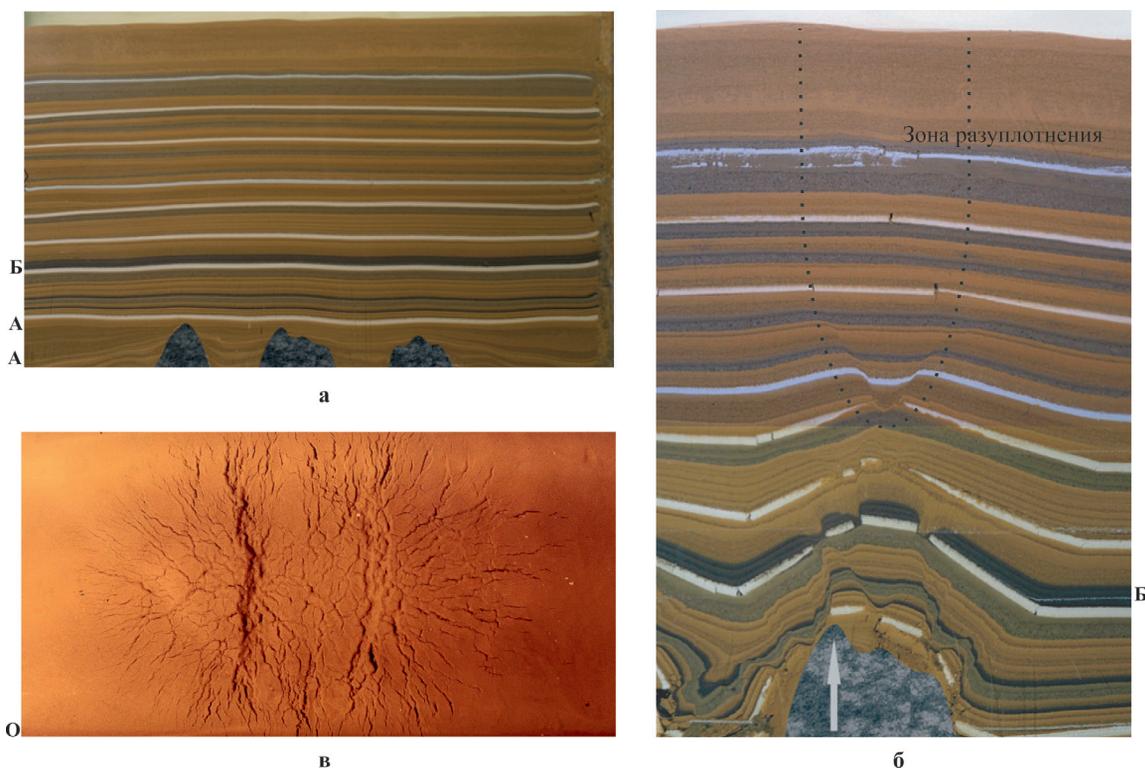


Рис. 19. Двумерная тектоно-седиментационная модель роста антиклинальных блоков.
 а – исходное состояние модели; б – после роста центрального поднятия; в – зона просадки (разуплотнения), вышедшая на поверхность модели (по [12]).

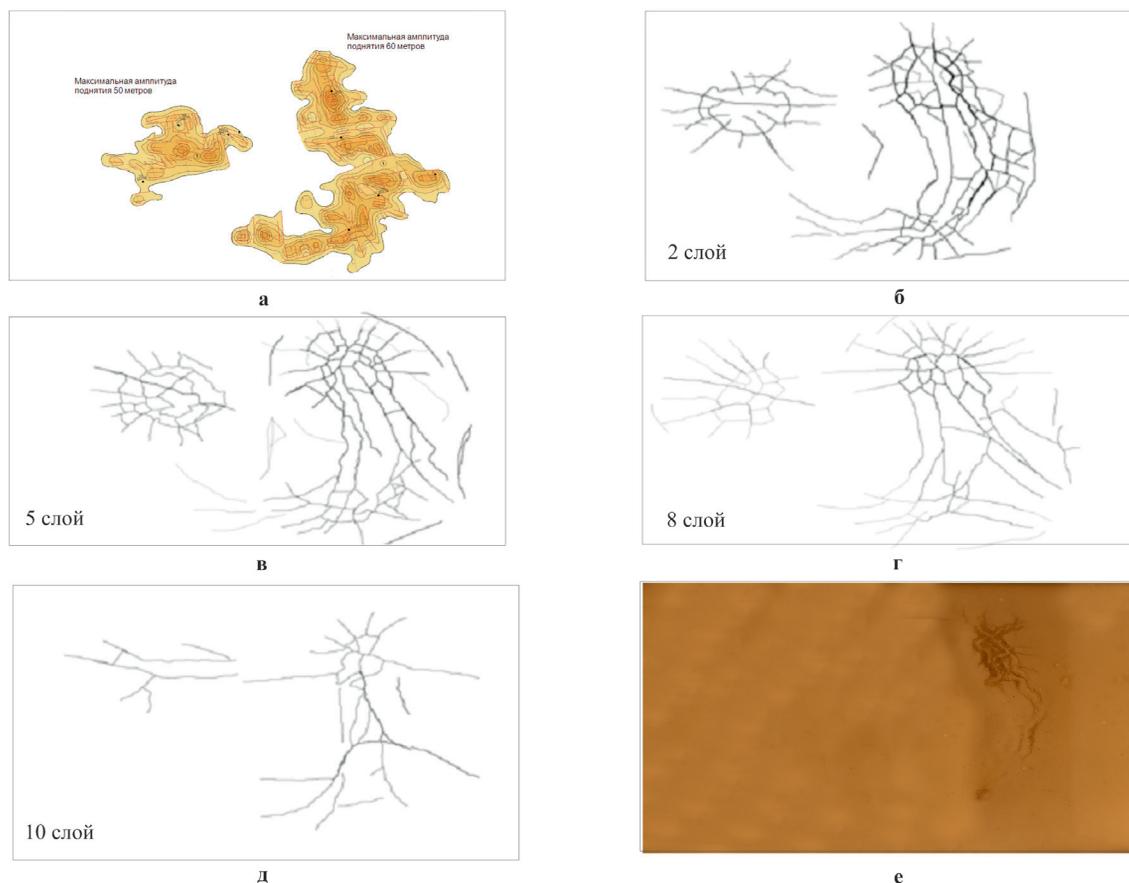


Рис. 20. *Трехмерная тектоно-седиментационная модель. а – антиклинальные блоки, построенные по отражающему горизонту А; б-д – трещины в компетентных слоях, возникшие в результате роста поднятий (цифры соответствуют нумерации этих слоев по направлению снизу-вверх); в – зона разуплотнения, проявившаяся на её поверхности после завершения роста высокоамплитудного поднятия.*

закономерности изменения плотности трещин, возникающих над этими антиклинальными структурами, их плотность, ориентацию, размеры зоны дробления (*рис. 20б-д*).

Также, как и в случае с двумерными моделями, в трехмерных моделях в случае достаточно большой амплитуды антиклинальной структуры зона разуплотнения, формирующаяся над ней, выходит на её поверхность (*рис. 20е*). В рассматриваемой модели зона разуплотнения вышла на её поверхность лишь над более высокоамплитудным поднятием, а над малоамплитудной структурой она осталась внутри модели и никак не проявилась на её поверхности (см. *рис. 20е*).

Перейдем к рассмотрению процессов термобарического воздействия гидротермальных флюидов на породы-коллекторы. Для этого воспользуемся данными о термодинамических свойствах гидротермального флюида [17]. В качестве примера используем породы-коллекторы, залегающие на глубине около 2.0 км.

Описываемая ситуация представлена на графике температура-давление (Т-Р), построенному при условиях $V=const$ (*рис. 21*). В резуль-

тате проникновения в пласт, с первоначальной пластовой температурой 80°C (точка А) гидротермального флюида, с температурой всего 220°C, происходит резкое увеличение порового давления до 250 МПа! (точка В), что, в свою очередь, вызовет гидроразрыв пласта и снижение порового давления до литостатического (точка С). Последующее охлаждение пластового флюида до температуры около 190°C приведет к восстановлению гидростатического давления (точка D), а еще большее снижение пластовой температуры (примерно до 180°C, точка Е) приведет к падению пластового давления до 5-6! МПа и вызовет вскипание порового флюида с разделением первоначально гомогенной водной фазы на две, представленные жидкой водой и водяным паром с растворенными в нем газами (см. *рис. 21*). Дальнейшее охлаждение приведет к конденсации пара и возникновению локальной зоны с крайне низкой минерализацией пластовой воды.

Отмеченное резкое падение давления вызовет формирование мощной депрессионной зоны, в которой пластовое давление ниже

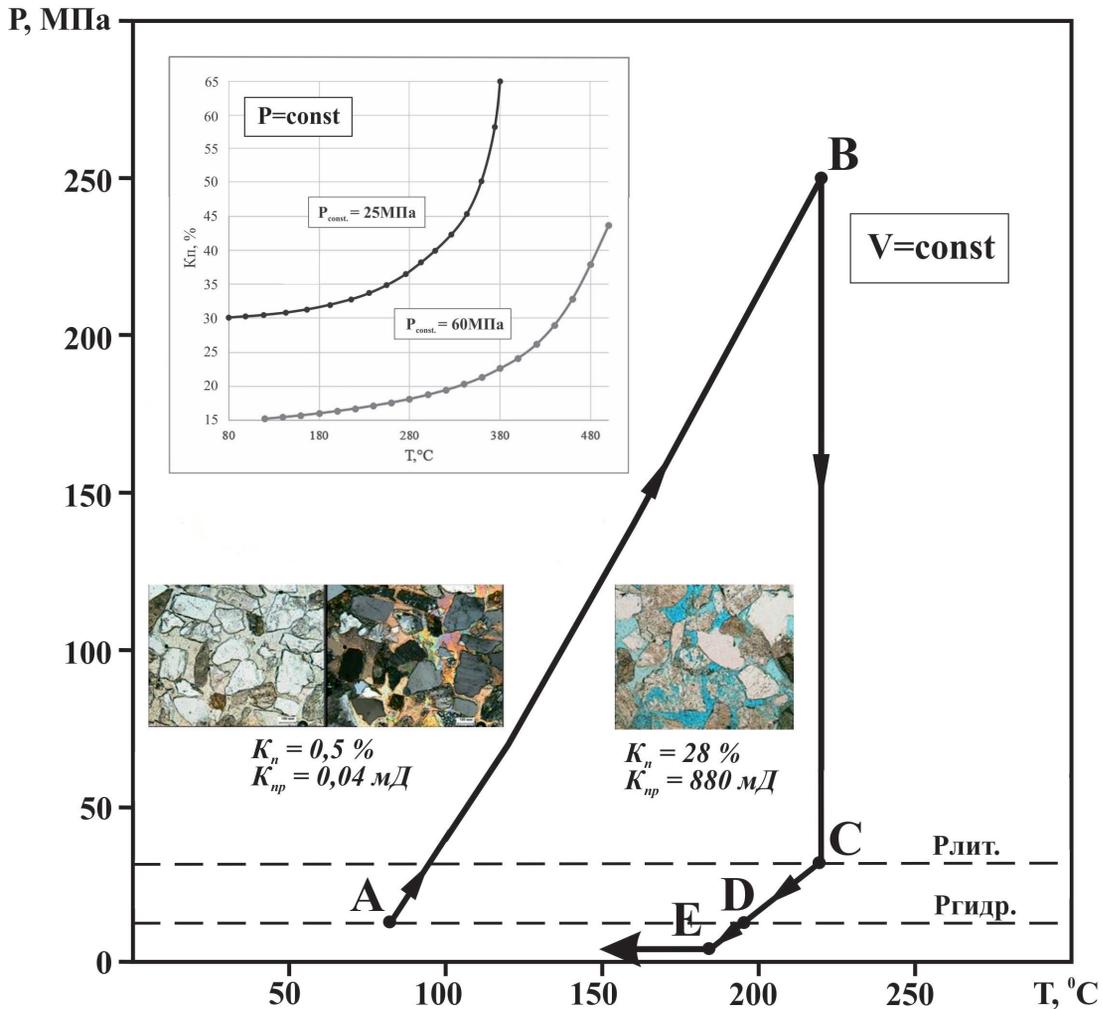


Рис. 21. P-T диаграмма, описывающая поведение поровой воды при её нагреве глубинными высокоэнтальпийными флюидами и последующего её охлаждения (пояснения в тексте).
 На врезках приведены: диаграмма Kп-T, которые позволяют оценить как изменяется пористость гранулярных коллекторов, имевших первоначальную пористость и литостатическое давление, соответственно, 15% и 60 МПа (верхняя юра) и 30% и 25 МПа (подошва верхнего мела), а также фотографии петрографических шлифов песчаников из зон разуплотнения, в которые внедрялись гидротермальные флюиды кислого состава, активно выщелачивавшие зерна полевых шпатов (справа) и щелочного, заполнившие поры песчаника кальциевым цементом базального типа (слева).

гидростатического для этих глубин на 7-8 МПа! В эту зону по субвертикальным трещинам, механизм формирования которых описан ранее, из нижележащих (или залегающих выше) пластов благодаря высокой фазовой проницаемости поступают метан и другие УВ (см. **рис. 21**).

Чтобы понять, на сколько может измениться пористость пород, в которые проникнет высокоэнтальпийный эндогенный флюид, рассмотрим зависимость пористость (Kп) – температура (T) при условии, что объем поровой воды не изменяется, то есть без учета объема флюида, внедряющегося в поровое пространство осадков (см. вставку на **рис. 21**).

Примем в качестве исходных условий для отложений, залегающих на глубине около 2,8 км

пористость равной 15%, величину пластовой температуры (Тпл), равной 110°C, а литостатического давления (Рлит) – 60 МПа. Тогда при повышении Тпл до 140°C произойдет гидроразрыв пласта, а пористость составит 15,3% (см. **рис. 21**, вставка). Начиная с температуры около 340°C наблюдается резкое увеличение пористости до 21%, а при температурах 420°C и 480°C пористость пород достигнет 26,5% и 37,5%, соответственно.

В случае проникновения высокоэнтальпийного флюида в верхнемеловые отложения (примем для оценочных расчетов Kп=30%, Тпл = 80°C и Рлит=25 МПа) гидроразрыв пласта произойдет уже при Тпл=90°C, при этом пористость увеличится всего до 30,7% (см. **рис. 21**, вставка). Резкое увеличение пористости произойдет при

достижении Тпл значений 260-280°C. При этом пористость пород-коллекторов составит около 38%.

В случае дальнейшего роста температуры, например, до 340-360°C обломочные зерна полностью перестанут контактировать друг с другом – коллектор превратится в «кипящий слой», а его пористость достигнет 50%! (см. **рис. 21**, вставка).

Следует обратить внимание на тот факт, что в зонах разуплотнения могут протекать различные процессы. В тех случаях, когда высокоэнtimerальные гидротермальные флюиды, поступающие в зону разуплотнения, имеют кислый состав наряду с разуплотнением коллекторов происходит интенсивное выщелачивание неустойчивых минералов. В результате формируются вторичные коллекторы с очень высокими фильтрационно-емкостными свойствами (см. вставку на **рис. 21** с фотографией петрографического шлифа (справа), покрашенного голубой смолой).

Если же в возникшую зону разуплотнения, поровое пространство которой было полностью пластовой водой жесткого хлоркальциевого типа, проникают гидротермальные флюиды с высокой концентрацией CO₂, то практически все поровое пространство песчаного коллектора заполнится эпигенетическим гидротермальным кальцитом (см. вставку на **рис. 21** с фотографиями шлифа (слева), выполненными без и с анализатором).

Обсуждение полученных результатов

Проведенные исследования позволяют предложить новую парадигму, позволяющую достаточно логично объяснить механизм образования вторичных и улучшения фильтрационно-емкостных свойств первичных пород-коллекторов, а также формирования УВ залежей в разновозрастных породах Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна.

Приблизительно в поздней перми и раннем триасе из астеносферы поднимался громадный батолит, над которым в коре началось формирование огромной по площади зоны просадки (растяжения) – в будущем Западно-Сибирского осадочного бассейна. Эта ситуация в общих чертах представлена на оптической и седиментационной моделях (см. **рис. 18-20**).

Формирующийся бассейн в триасе начал заполняться сначала вулканогенно-осадочными породами (туринская и другие серии), а позднее, в юрское время, континентальными осадками, поступавшими с окружающих его на востоке, юге и западе гор и возвышенностей. Рост этого супербатолита продолжался, что вызвало дальнейшее разуплотнение (просадку) Западно-Сибирского бассейна, в результате чего в верхней юре произошло заполнение обра-

зовавшейся огромной впадины океанической водой и возник мелководный эпиконтинентальный морской бассейн, в котором накопились осадки, обогащенные ОВ (баженовская свита).

В нижнемеловое время продолжился подъем супербатолита, что вызвало дальнейшее разуплотнение (просадку и углубление) сформировавшегося эпиконтинентального морского бассейна и последовавшую лавинную седиментацию в ачимовское время, приведшую к своеобразному клиноформенному строению её осадков.

В дальнейшем рост батолита то замедлился, то ускорялся, из-за чего и обстановка осадконакопления в образовавшемся бассейне неоднократно менялась с морской на континентальную и, наоборот.

Поскольку кора сложена прочными, но хрупкими породами, то она дробилась и в зонах макросимильных касательных напряжений сформировались протяженные трещины, получившие название грабен-рифтов, из которых наиболее крупным является хорошо известный Колтогорско-Уренгойский [2, 16].

По мере подъёма от этого огромного батолита по возникшим в коре трещинам отделялись более мелкие магматические тела, которые в зависимости от их размеров формировали поднятия различных порядков, начиная от первого, таких как Красноленинский, Сургутский, Нижневартовский, Александровский и другие своды до самых мелких, имеющих самый молодой (скорее всего кайнозойский) возраст, примеры которых представлены на сейсмических разрезах (см. **рис. 2а-в**).

Над этими разнопорядковыми антиклинальными структурами, в свою очередь, также формировались зоны дробления, по которым устремлялись вверх высокоэнtimerальные флюиды, выделившиеся из магматических тел вследствие падения давления. Эти высокоэнtimerальные флюиды мобилизовали поровые воды, сначала из пород фундамента, а затем и осадочного чехла, в результате чего образовались высокотемпературные кислые (из-за присутствия в их составе HCl, HF и других кислых компонентов) гидротермальные растворы, выщелачивавшие неустойчивые минералы, а при последующем их охлаждении кристаллизовались новые устойчивые в этих термодинамических условиях минералы, как в доюрском комплексе, так и в осадочном чехле, вплоть до верхнемеловых отложений (см. **рис. 1-6, 8-16**).

Следует особо отметить, что эти высокоэнtimerальные гидротермальные флюиды активно взаимодействовали и с ОВ, входящим в состав осадочного чехла, в результате чего из него генерировались нефтиды, которые затем сформировали УВ залежи и месторождения (см. **рис. 7**).

Причем главными генераторами нафтидов являются именно юрские отложения [10].

Благодаря тому, что в результате тектоно-гидротермального воздействия на осадочные отложения практически одновременно образовывались и зоны дробления, и нафтидо-водный высокотемпературный флюид, проблемы с первичной и вторичной миграцией образовавшихся нафтидов в породы-коллекторы пропадали.

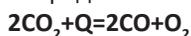
Более того, полученные результаты свидетельствуют о том, что при тектоно-гидротермальном воздействии на осадочные породы не только породы-коллекторы, но даже и глинистые экраны становятся на некоторое время проницаемыми, что способствует беспрепятственной миграции флюидов в вертикальном и горизонтальном направлениях при формировании залежей УВ.

Образованию УВ месторождений также в значительной степени способствует формирование обширных депрессионных зон, возникающих вследствие охлаждения нафтидо-водных флюидов, в которые «всасываются» из окружающих осадков образовавшаяся нефть и вода (см. **рис. 21**). Поскольку фазовая проницаемость нефти и особенно газа в гидрофильных коллекторах гораздо выше, чем воды, то они первыми заполняют поровое пространство пород-коллекторов в депрессионных зонах и образуют нефтяные и газовые залежи и месторождения.

В самых молодых нефтяных залежах и месторождениях до настоящего времени сохранились аномально низкие пластовые давления, как, например, в пластах ЮК₁₀₋₁₁ Талинского месторождения. В первых разведочных скважинах, пробуренных на этом месторождении, пластовое давление оказалось ниже гидростатического на 8-9 МПа и даже более [3]. Вероятно, наличием депрессионной зоны, объясняется также снижение уровня ВНК в этих пластах на 20-30 м в направлении к центру депрессионной воронки [3, 4].

Как было показано ранее часть образовавшихся в юрских породах-генераторах УВ попадает и в кровельную часть ДК, если депрессионная зона продолжалась вглубь пород фундамента. Именно такая ситуация наблюдается в Шаимском НГР в пределах Северо-Даниловского месторождения, где в скв. 10151 величина Рпл уменьшается с глубиной в массиве кислых эффузивов до 7.0 МПа ниже гидростатического [5].

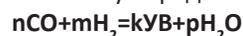
Возникновение зон осветления, проникающих из ДК в базальные юрские осадки объясняется тем, что при высоких температурах CO₂, присутствующий в ювенильных высокоэнтальпийных флюидах, разлагается на окись углерода и кислород:



где Q – тепловая энергия.

Образующийся кислород взаимодействует с ОВ, входящим в состав осадков с образованием CO, CO₂ и H₂O, результатом чего происходит осветление исходного осадка.

Поскольку в составе ювенильных высокоэнтальпийных флюидов обязательно присутствует водород [13-15], то вполне возможно протекание процесса Фишера-Тропша с участием образовавшейся окиси углерода по упрощенной схеме:



Следовательно, кроме УВ, образовавшегося под действием тектоно-гидротермального воздействия из ОВ, входившего в состав осадков, вполне возможно образование дополнительных объемов «эндогенных» нафтидов по приведенному ранее уравнению [9-11].

В заключение отметим, что в составе ювенильных флюидов наряду с H₂O, CO₂, HCl, HF, SO₂, H₂S, H₂ и другими летучими компонентами, также обязательно присутствуют УВ, среди которых главными являются метан и его ближайшие гомологи [9-11, 13-15]. Эти ювенильные УВ наряду с УВ органогенного происхождения образовавшихся по схеме процесса Фишера-Тропша входят в состав образующихся залежей нефти и газа.

Выводы

1. Причиной тектоно-гидротермальных процессов в фундаменте и осадочном чехле Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна является активность астеносферы, из которой на первом этапе его возникновения выделился супербадолит, вызвавший дробление перекрывающих его пород и формирование огромной зоны просадки или разуплотнения, в которой и образовался Западно-Сибирский осадочный бассейн.

2. На последующих этапах от первоначального супербадолита отделились разноразмерные магматические тела, сформировавшие поднятия различных размеров от первого порядка до самых мелких.

3. Самые мелкие поднятия являются наиболее молодыми (кайнозойскими), именно их рост вызывал дробление перекрывающих их пород фундамента и осадочного чехла, а падение давления вследствие образования в них трещин, приводило к выделению из магматических тел эндогенных флюидов, послуживших основой сформировавшимся затем высокоэнтальпийным гидротермальным флюидам.

4. Тектоно-гидротермальное воздействие на породы фундамента и осадочного чехла привело к возникновению зон дробления и разуплотнения, а также растворению в этих участках неустойчивых минералов, в результате чего возникли породы-коллекторы с высокими фильтра-

ционно-емкостными свойствами, обладающими «двойной» пористостью и проницаемостью.

5. Эти же процессы вызвали активную генерацию нафтидов, которые затем сформировали УВ залежи и месторождения.

6. Возникшие в зонах тектоно-гидротермального воздействия вследствие их охлаждения обширные депрессионные зоны, способствовали скоплению в них нафтидно-водных флюидов, которые впоследствии по мере их дальнейшего охлаждения разделились на нафтидную и водную части, что привело к формированию УВ залежей и месторождений.

7. Зоны осветления, встречаемые в кровельной части ДК и базальных юрских осадках, возникли благодаря разложению CO_2 , присутствующему в составе высокоэнталийных ювенильных флюидов на CO и O_2 , благодаря чему образовавшийся кислород окислил ОВ, присутствовавшее в составе пород ДК и юры.

8. Комплексирование данных сейсморастворения и выполненного на их основе тектонофизического моделирования позволяет выделить перспективные для поисков УВ залежей участки с высокими фильтрационно-емкостными свойствами. **XXXI**

Литература

1. Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. М. Научный Мир. 2000. 360 с.
2. Бочкарев В.С. Структурно-формационные зоны доюрского основания Западно-Сибирской платформы и их нефтегазоносность. Осадочные формации и их нефтегазоносность. М. 1978. С. 36-37.
3. Зубков М.Ю., Бакуев О.В., Дворак С.В., Пастух П.И. Вертикальная и латеральная миграция поровых флюидов в юрском комплексе Краснотенинского свода. Сборник научных трудов ЗапСибНИГНИ «Физико-литологические особенности и коллекторские свойства продуктивных горизонтов Западной Сибири». Тюмень. 1988. С. 68-77.
4. Зубков М.Ю., Дворак С.В., Романов Е.А., Чухланцева В.Я. Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь). АН СССР. Литология и полезные ископаемые, 1991, № 3, с. 122-132.
5. Зубков М.Ю., Васильев О.Е. Перспективы нефтегазоносности доюрского комплекса Шаимского района. В кн.: Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири. СНИИГТИМС, Новосибирск, 1991, с. 124-137.
6. Зубков М.Ю., Ситдииков А.Ш. Вторичные коллекторы в доюрском комплексе Урьевского месторождения. Геология нефти и газа. 1994, № 4, с. 5-9.
7. Зубков М.Ю., Бондаренко П.М. Прогноз зон вторичной трещиноватости на основе данных сейсморастворения и тектонофизического моделирования. Геология нефти и газа. № 11-12. 1999. с. 31-40.
8. Зубков М.Ю. Коллекторы в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири и способы их прогноза. Геология нефти и газа, № 5. 2014. с. 58-72.
9. Зубков М.Ю. Вторичные коллекторы тектоно-гидротермального происхождения в кровельной части доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты и способы их прогноза. Геология нефти и газа. № 6. 2015. С. 78-95.
10. Зубков М.Ю. Тектоногидротермальные процессы в юрских отложениях Западной Сибири. Геология нефти и газа. № 1. 2017. С. 60-76.
11. Зубков М.Ю. Тектоно-гидротермальные процессы в меловых отложениях Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Горные ведомости. №1 (155). 2018. С. 10-31.
12. Зубков М.Ю. Применение методов экспериментальной тектоники в нефтяной геологии на примере месторождений Западной Сибири. Геотектоника. № 3. 2019. С. 92-109.
13. Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь. М. Мысль. 1980. 198 с.
14. Набоко С.И. Формирование современных гидротерм и метаморфизм растворов и пород. Вопросы вулканизма. Изд. АН СССР. М. 1962. с. 52-62.
15. Соколов В.А. Геохимия природных газов М.: Недра. 1971. С. 336.
16. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. Недра. М., 1981, 143 с.
17. Справочник физических констант горных пород. Под ред. С. Кларка мл. «Мир». М. 1969. 544 с.

UDC 553.98:550.34.013.4

M. Yu. Zubkov, Director OOO West Siberian Geological Center, zubkovmyu@mail.ru

RELATIONSHIP OF TECTON-HYDROTHERMAL PROCESSES WITH THE OIL AND GAS POTENTIAL OF THE WEST SIBERIAN MEGA BASIN

Abstract: Usually, when assessing the prospects for the oil and gas potential of a sedimentary basin, three main criteria are used: the presence of reservoir rocks in it, seals that overlap them, and oil source strata that are at a sufficiently high stage of catagenesis (in the interval of the «oil window»). At the same time, there are no sufficiently convincing explanations of the mechanisms of «primary» and «secondary» migration of oil generated by oil source strata into reservoir rocks.

Indeed, source rocks usually have extremely low absolute permeability, and the residual water present in their pore space causes an even greater decrease in their oil phase permeability, especially if they have a hydrophobic type of wettability. Moreover, even if oil droplets somehow get into the pore space of the reservoir, the notorious Jamin effect will occur, preventing their further movement. Therefore, most often, to explain the formation of oil deposits and fields, tectonic disturbances in the form of faults are involved, along which, according to researchers, the reservoirs are filled with oil formed in the source rocks. However, the mechanisms of formation of faults and hydrocarbon (HC) deposits and deposits are not considered in detail.

Therefore, the purpose of this article is to consider the reasons for the formation of reservoirs with high reservoir properties and hydrocarbon deposits in various types of rocks that are part of the West Siberian oil and gas basin, including the top part of its pre-Jurassic complex (JC).

Keywords: tectono-hydrothermal processes, decompaction zones, tectonophysical modeling, formation of hydrocarbon deposits and fields.