

УДК 553.98

DOI 10.31087/0016-7894-2019-1-7-26

Тектоногидротермальные процессы в меловых отложениях Западной Сибири

© 2019 г. | М.Ю. Зубков

ООО «ЗапСибГЦ», Тюмень, Россия; zubkovmyu@mail.ru

Поступила 08.08.2018 г.

Принята к печати 12.11.2018 г.

Ключевые слова: гидротермальные флюиды; эпигенетические минералы; вторичная пористость; депрессионные зоны; сейсморазведка; тектонофизика; Западная Сибирь; меловые отложения.

Рассмотрены эпигенетические преобразования пород-коллекторов мелового возраста Западной Сибири под действием гидротермальных и тектонических процессов. Детально проанализированы преобразования как обломочной части, так и цемента. Реконструирован механизм образования вторичной пористости за счет выщелачивания гидротермальными растворами неустойчивых минералов, слагающих обломочную и цементирующую части пород-коллекторов. С использованием двух методов тектонофизического моделирования рассмотрен механизм формирования зон разуплотнения, в пределах которых породы-коллекторы обладают высокими фильтрационно-емкостными свойствами. В обобщенном виде приведены причины развития тектоногидротермальных процессов в породах фундамента и осадочном чехле Западно-Сибирского бассейна, включая меловые отложения. Рассмотрено участие тектоногидротермальных процессов в образовании углеводородов, их эмиграции в породы-коллекторы и формировании нефтяных залежей и месторождений. Предложен оригинальный способ прогнозирования зон повышенной продуктивности пород-коллекторов по данным сейсморазведки и тектонофизического моделирования.

Для цитирования: Зубков М.Ю. Тектоногидротермальные процессы в меловых отложениях Западной Сибири // Геология нефти и газа. – 2019. – № 1. – С. 7–26. DOI: 10.31087/0016-7894-2019-1-7-26.

Tectonic and hydrothermal process in Cretaceous formations of the Western Siberia

© 2019 | M.Yu. Zubkov

ООО "Zapadno-Sibirsky geologicheskyy tsentr", Tyumen, Russia; zubkovmyu@mail.ru

Received 08.08.2018

Accepted for publication 12.11.2018

Key words: hydrothermal fluids; epigenetic minerals; secondary porosity; zones of depression; seismic exploration; tectonophysics; Western Siberia; Cretaceous deposits.

The paper discusses epigenetic transformations of the West Siberian Cretaceous reservoir rocks under the influence of hydrothermal and tectonic processes. Transformations of both clastic part and cement are analysed in detail. Mechanism of secondary porosity formation caused by leaching with hydrothermal solutions of unstable minerals, which compose clastic and cementing parts of reservoir rocks, is reconstructed. Basing on the tectonic and physical modelling with the use of its two methods, mechanism of decompaction zone formation is studied; reservoir rocks within this zone have higher porosity and permeability. Causes of tectonic and hydrothermal processes development in the basement rocks and sedimentary cover of the West Siberian basin including the Cretaceous rocks are summarized. Role of tectonic and hydrothermal processes in hydrocarbon formation, expulsion and migration towards reservoir rocks and formation of oil pools and fields is discussed. We propose an unusual way to predict zones of increased productivity in reservoir rocks using seismic data together with tectonic and physical modelling.

For citation: Zubkov M.Yu. Tectonic and hydrothermal process in Cretaceous formations of the Western Siberia. *Geologiya nefi i gaza = Oil and gas geology*. 2019;(1):7–26. DOI: 10.31087/0016-7894-2019-1-7-26.

На связь гидротермальных процессов и образование УВ обращали внимание многие специалисты [1–8]. Однако до настоящего времени отсутствует полная ясность в вопросах источника или источников УВ, а также самого механизма формирования залежей и месторождений УВ. Кроме того, нет четкого представления о том, каким образом тектонические процессы влияют на формирование зон дробления пород и участков разуплотненных пород в осадочном

чехле, в пределах которых возникают вторичные коллекторы с высокими фильтрационно-емкостными свойствами, и каким образом тектонические и гидротермальные процессы связаны друг с другом.

Проявления тектоногидротермальных процессов в доюрском комплексе и юрских осадках и их роль в формировании УВ-залежей были рассмотрены в работах [4–6]. Однако гидротермальные флюиды не

остаются в юрских осадках, а проникают и в залегающие выше меловые отложения, вызывая образование вторичной пористости за счет растворения неустойчивых минералов, слагающих обломочную и цементирующую части пород-коллекторов мелового возраста, а тектонические процессы сначала формируют зоны разуплотнения и многочисленных трещинных дислокаций, по которым затем гидротермы проникают в меловые отложения.

Наряду с несомненным сходством проявления тектоногидротермальных процессов в юрских и меловых отложениях, имеются и явные отличия. Поэтому рассмотрим причины этих различий, а также закономерности образования специфических (гидротермальных) минералов и их ассоциаций, распределения напряжений в осадочном чехле вследствие роста антиклинальных блоков, вызванных подъемом из астеносферы магматических тел, формирования зон трещиноватости и разуплотнения, вызванных этими процессами, и, наконец, самих УВ-залежей в результате совместного проявления тектоногидротермальных процессов в меловых отложениях.

Результаты исследований гидротермальных преобразований в меловых осадках

Образцы мелового возраста, изученные для установления воздействия на них гидротермальных флюидов, исследовались с использованием главным образом оптической и электронной микроскопии. Они были отобраны в пределах большой территории — от Широкого Приобья до Полярного круга и в широком временном интервале, охватывающем отложения от ачимовской толщи (берриас) до верхней части покурской свиты (сеноман).

В составе обломочных зерен меловых отложений, наряду с кварцем, преобладающими являются кислые плагиоклазы, реже — щелочные полевые шпаты, поэтому именно они чаще всего подвергаются воздействию проникающих в эти осадки гидротермальных флюидов, что хорошо видно на снимках РЭМ и в прозрачных петрографических шлифах (рис. 1). В результате этого воздействия зерна полевых шпатов, часто представляющие собой продукты распада твердых растворов плагиоклазов и щелочных полевых шпатов, присутствующих в виде пертитов, избирательно выщелачиваются и остаются лишь самые устойчивые в этих условиях пертиты, имеющие преимущественно натриевый (если речь идет о плагиоклазах) или калиевый (если растворяются щелочные полевые шпаты) состав (см. рис. 1). Например, при воздействии гидротермальных флюидов на кислые плагиоклазы, сложенные пертитами альбитового и преимущественно анортитового состава, остаются лишь таковые, имеющие альбитовый состав, а пертиты анортитового состава ими полностью выщелачиваются. В результате этого образуются пластинчатые, с множеством вторичных пор (за счет растворенных

гидротермальными флюидами анортитовых пертитов), зерна чисто альбитового состава (см. рис. 1 В).

На образце, отобранном из пласта ПК₁ Ямбургской площади (самые молодые продуктивные отложения в составе осадков мелового возраста), можно наблюдать начальный этап растворения пертитов преимущественно Ca-Na-состава, в то время, как таковые K-состава сохраняются гораздо лучше (см. рис. 1 С). После завершения процесса растворения неустойчивых пертитов кислых плагиоклазов остаются пористые пластинчатые агрегаты, сложенные таковыми чисто калиевого состава (см. рис. 1 D).

Таким образом, в зонах разуплотнения, в которые устремляются гидротермальные флюиды, формируются высокопористые вторичные коллекторы, причем не только за счет процесса тектонического разуплотнения, но и благодаря процессам растворения неустойчивых минералов гидротермальными флюидами, которыми, как отмечалось, являются в основном обломочные зерна плагиоклазов (см. рис. 1). В петрографических шлифах, изготовленных из песчаников, отобранных из этих зон разуплотнения, хорошо видно, что обломочные зерна слабо соприкасаются друг с другом и как будто «плавают» в голубой смоле, заполняющей их поры.

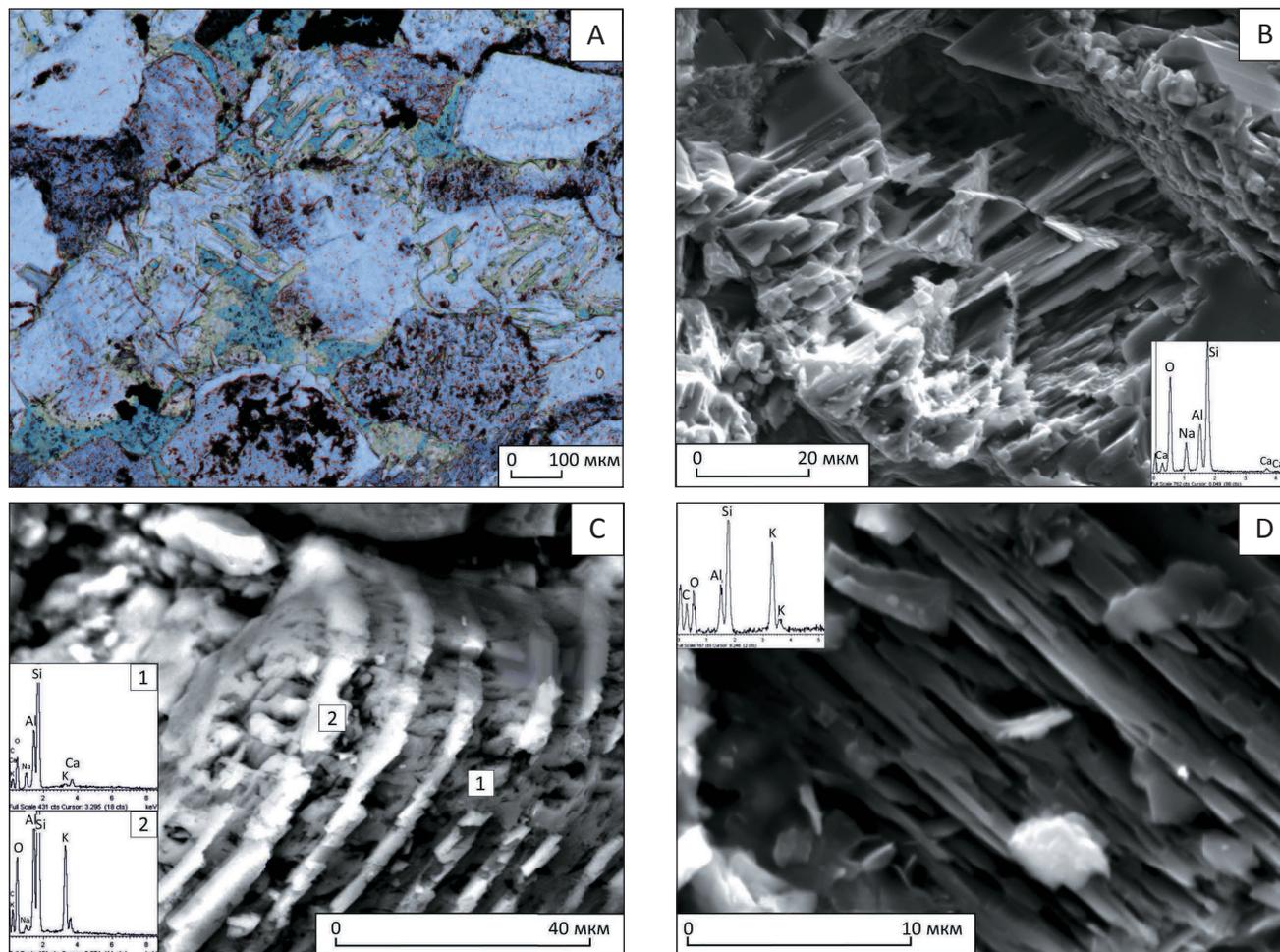
Однако, если в такой зоне разуплотнения окажутся гидротермальные флюиды, пересыщенные ионами Ca^{2+} и CO_3^{2-} , допустим вследствие резкого снижения пластового давления и выделения растворенного в них до этого момента углекислого газа, например в результате образования в этом месте тектонических трещин, то вся эта разуплотненная зона в породах-коллекторах окажется заполненной поровым кальцитом и обломочные зерна будут «плавать» не в смоле, а в базальном кальцитовом цементе.

Кроме плагиоклазов неустойчивыми в гидротермальных условиях являются темные слюды и хлориты. Начальные этапы процесса замещения биотита мелкозернистым эпигенетическим сидеритом можно наблюдать на рис. 2 А, а его завершение с образованием хорошо окристаллизованных зерен гидротермального кальциево-магниевого сидерита и расположенных рядом с ним агрегатов порового каолинита — на рис. 2 В.

Здесь следует особо обратить внимание на то, что если в поровом пространстве пород-коллекторов юрского возраста встречается исключительно каолинит и/или диккит, то в меловых отложениях, даже в соседних порах одного и того же образца песчаника или алевролита, могут присутствовать как практически один пленочный хлорит, так и, наоборот — один поровый каолинит (см. рис. 2 С, D).

Гидротермальные флюиды взаимодействуют и с другими минералами, входящими в состав меловых отложений. Так, обломочные зерна ильменита избирательно растворяются гидротермами, выщелачивая

Рис. 1. Фотографии прозрачного петрографического шлифа (А) и РЭМ (В–D) пород-коллекторов мелового возраста, подвергшихся тектоногидротермальному воздействию
Fig. 1. Images of the transparent petrographical thin section (A) and SEM (B–D) of the Cretaceous reservoir rocks affected by tectonic and hydrothermal processes



А — песчаник с выщелоченными зернами полевых шпатов, пласт БС₆ Соровского месторождения; В — интенсивно выщелоченное зерно плагиоклаза с оставшимися пертитами альбита, пласт ТП₁₂₋₁₃ Северо-Парусовой площади; С — зерно щелочного полевого шпата с частично растворенными пертитами кислого плагиоклаза, входящими в его состав, пласт ПК₁ Ямбургской площади; D — интенсивно растворенное зерно щелочного полевого шпата с оставшимися пертитами ортоклаза, пласт БУ₈ Южно-Парусовой площади. На врезках приведены элементные спектры, полученные с участков, обозначенных на снимках цифрами

A — sandstone with leached feldspar grains, БС₆ bed of the Sorovsky field; B — highly leached plagioclase grain with the remaining albite perthites, ТП₁₂₋₁₃ bed of the North Parusovy field; C — alkali feldspar grain with partially dissolved acid plagioclase perthites making a part of it, ПК₁ bed of the Yamburgsky area; D — highly dissolved alkali feldspar grain with remaining orthoclase perthites, БУ₈ bed of the South Parusovy area. The boxes show elemental spectra obtained from the points marked with numbers in the images

из них магнетитовый минерал, присутствующий в них в виде пертитов, после чего остаются лишь таковые, сложенные рутилом. В результате этого, за счет исходного зерна ильменита, возникают своеобразные скелетные или решетчатые зерна рутила (рис. 3 А). В случае пересыщения гидротермальных флюидов титаном образуются хорошо ограненные кристаллы гидротермального рутила (см. рис. 3 В).

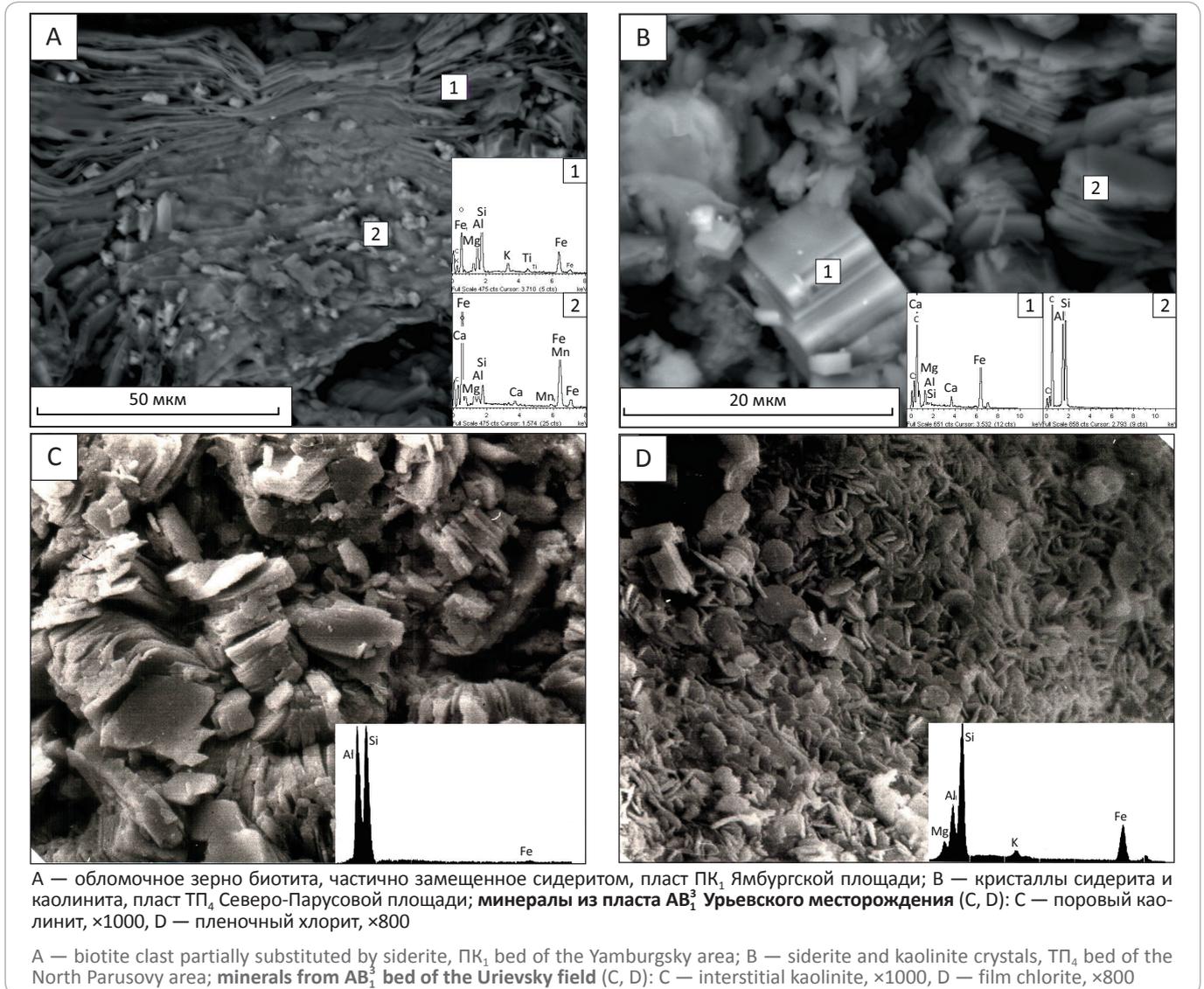
Из сульфатов, имеющих гидротермальное происхождение, чаще всего встречаются ангидрит и барит, что свидетельствует о том, что гидротермальные флюиды не всегда характеризуются восстановительными условиями, в которых преобладает сульфид-ион (см. рис. 3 С, D)

Иногда встречаются кристаллы гидротермального сфена (титанита), один из которых, судя по его расположению на регенерированной грани кварца, образовался позднее его (рис. 4 А).

Наиболее многочисленными минералами гидротермального происхождения являются сульфиды, среди которых чаще всего наблюдается пирит. Он не только наиболее распространен по частоте встречаемости, но и образуется в очень широком диапазоне термодинамических условий — от низкотемпературных, предположительно аутигенного, часто в форме фрамбоидального (см. рис. 4 А), до средне-температурного гидротермального октаэдрического (см. рис. 4 А, В). Иногда отмечаются его необычные

Рис. 2. Снимки РЭМ эпигенетических минералов в меловых отложениях

Fig. 2. SEM images of epigenetic minerals in the Cretaceous deposits



агрегаты, отдаленно напоминающие фрамбоидальный пирит (см. рис. 4 С, D). Однако, в отличие от последнего, состоящего из довольно хорошо ограниченных зерен, немного похожих на ромбододекаэдры, эти округлые агрегаты сложены зернами разного размера комковатой неправильной формы, покрытыми тонкой пленкой, вероятно УВ (см. рис. 4 С).

Остальные, более редкие разновидности сульфидов, выделяются, вероятно, на заключительном этапе из остывающих гидротермальных флюидов, например сульфид серебра — акантит (см. рис. 4 Е), а также плохо окристаллизованные, землистые массы галенита, сфалерита, вазсита (NiS₂) и халькопирита (рис. 5).

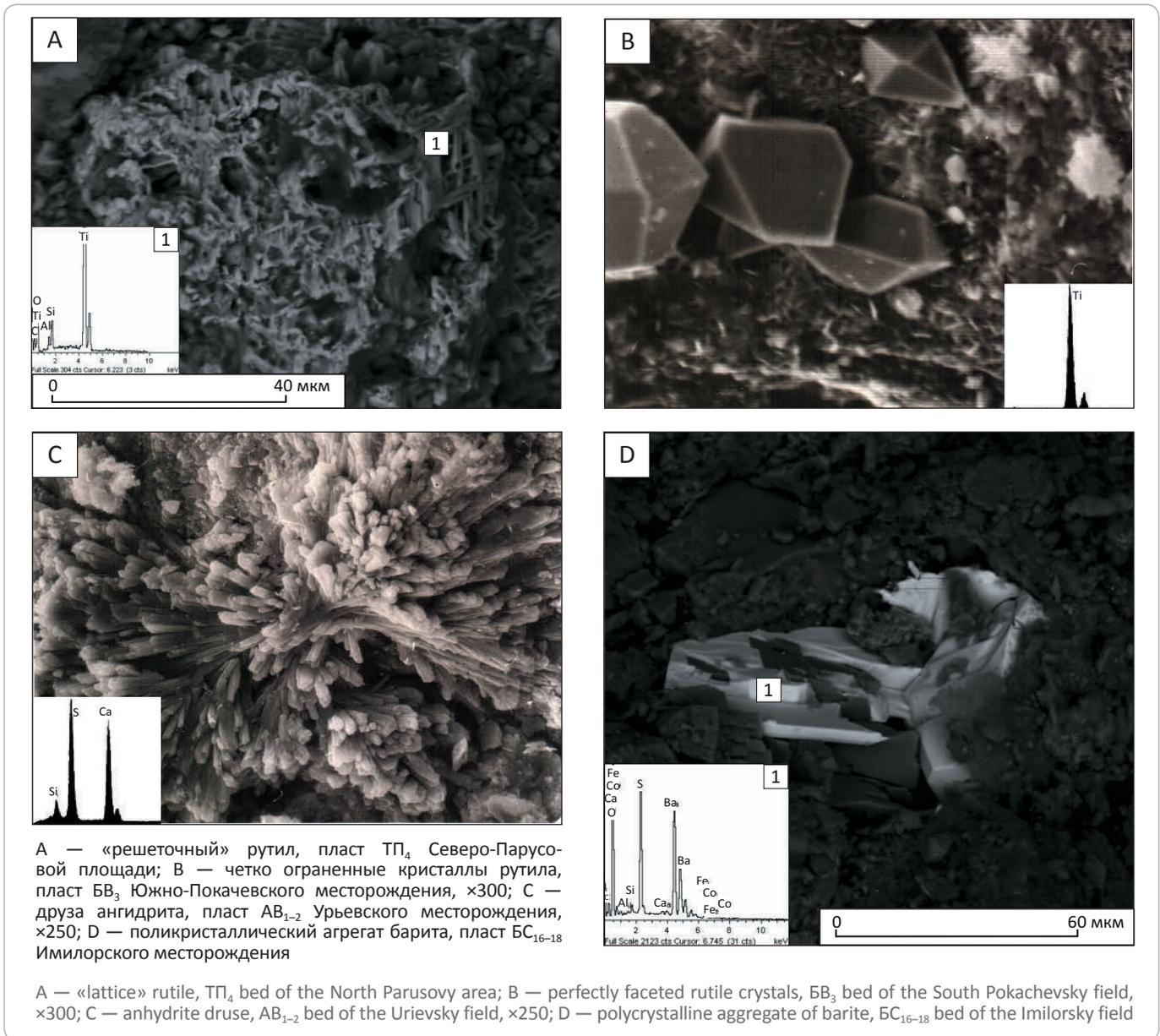
В остывающих гидротермальных флюидах на заключительном этапе их существования накапли-

ваются редкоземельные элементы, которые не могли раньше образовать свои собственные минералы из-за больших различий их атомных радиусов по сравнению с другими породообразующими элементами, а также особенностей строения электронных оболочек их атомов. Поэтому они практически не встречались в юрских отложениях, а в меловых представлены собственными минералами, часто обладающими хорошей кристаллической огранкой, например паризитом и иттриаитом. Бадделейт (ZrO₂), напротив, характеризуется неправильной формой (рис. 6).

Редкоземельные минералы, встреченные в меловых отложениях, часто ассоциируют с органическим веществом (тиобитумами), причем эти редкоземельные минералы не просто обогащены радиоактивными элементами (U и Th), а даже представляют их собственные разновидности, такие, например, как торит (рис. 7).

Рис. 3. Фотографии РЭМ эпигенетических минералов гидротермального происхождения

Fig. 3. SEM images of epigenetic minerals having hydrothermal origin



Наиболее чувствительным геологическим «термометром», как известно, является ОВ, которое под действием высоких температур закономерно изменяет свои свойства. В качестве такого «геотермометра» может служить его значение T_{max} , получаемое при пиролитических исследованиях образцов.

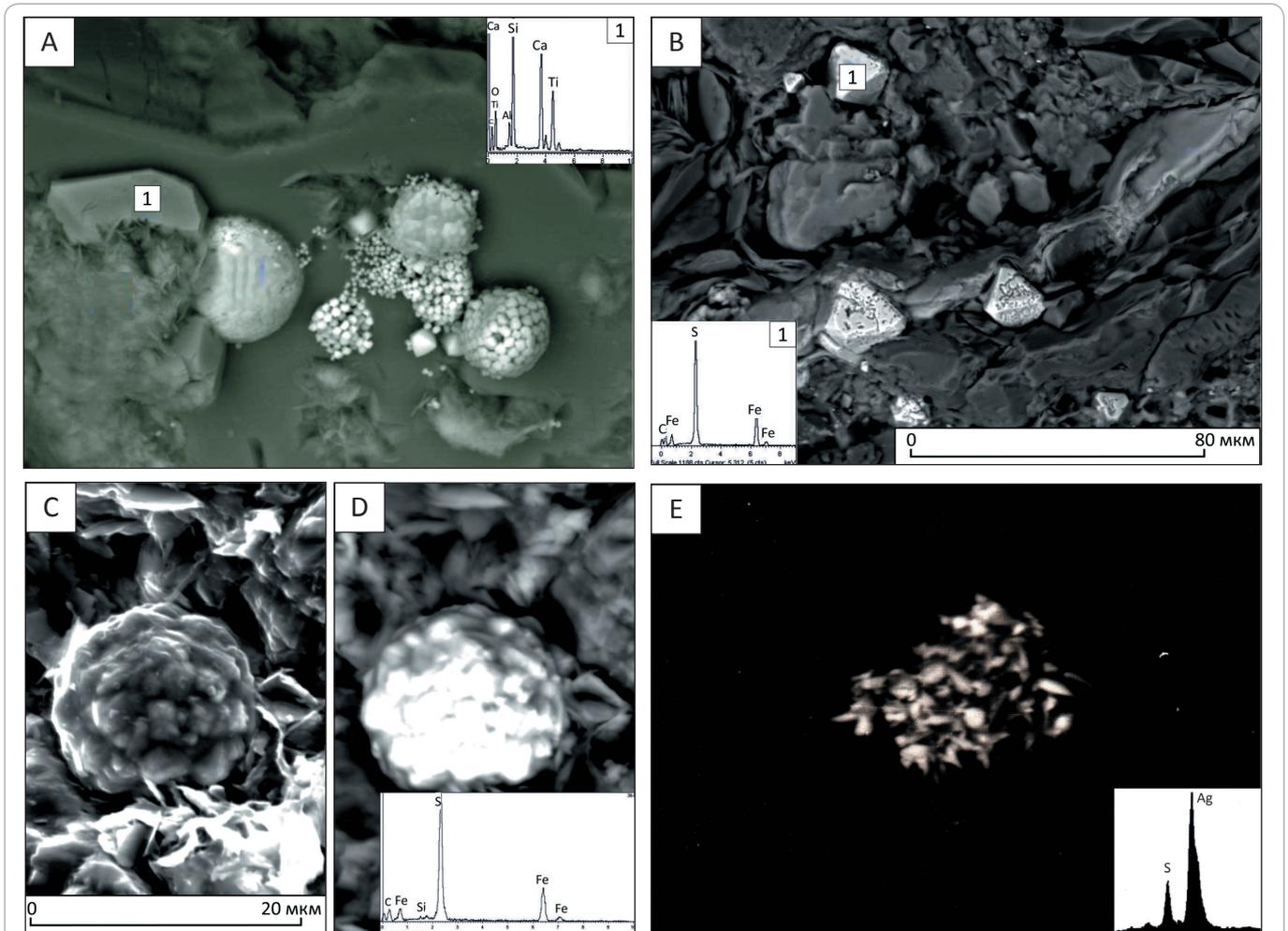
В качестве примера использования значения T_{max} рассмотрим закономерности изменения температуры в пределах Краснотенинского месторождения. На его площади наблюдается повышенный температурный градиент, поэтому на глубине залегания викуловской свиты (около 1,5 км) пластовая температура ($T_{пл}$) составляет около 60 °С (при фоновых значениях для этой глубины около 50 °С), а в тюменских осадках (на глубине около 2,5 км) $T_{пл}$ достигает 100 °С (при

фоновых значениях для этой глубины около 83 °С). Исходя из существующих представлений о процессах нефтегенерации, можно было бы предположить, что ОВ викуловской свиты только-только вступает в зону нефтегенерации и его значение T_{max} должно составлять около 425–428 °С. Однако на самом деле значения T_{max} ОВ, входящего в состав викуловской свиты, изменяется в пределах от 433 до 447 °С, составляя в среднем 439 °С (рис. 8). Иными словами, рассматриваемые викуловские отложения подверглись значительному термическому воздействию и находятся в зоне активной нефтегенерации, хотя и уступают по степени термического (катагенетического) преобразования тюменским осадкам, T_{max} ОВ которых изменяется от 436 до 456 °С (см. рис. 8).

TOPICAL ISSUES OF OIL AND GAS GEOLOGY

Рис. 4. Снимки РЭМ эпигенетических сульфидов гидротермального происхождения в меловых отложениях

Fig. 4. SEM images of epigenetic sulphides having hydrothermal origin in the Cretaceous deposits



А — фрамбоидальный пирит и кристалл титанита на регенерированном зерне кварца, пласт Б₇, Радужного месторождения, ×450; октаэдрические кристаллы пирита и округлый агрегат мелких зерен пирита, пласт Б₈ Южно-Парусового месторождения (B–D): B, C — в обычном режиме, D — в режиме Compo; E — мелкокристаллический «игольчатый» агрегат акантита, пласт Б₂ Нонг-Еганского месторождения, ×650

A — framboidal pyrite and titanite crystal on regenerated quartz grain, Б₇ bed of the Raduzhny field, ×450; octahedral pyrite crystals and rounded aggregate of fine pyrite crystals, Б₈ bed of the South Parusovy field (B–D): B, C — in a normal mode, D — In Compo mode; E — microcrystalline «acicular» aggregate of acanthite, Б₂ bed of the Nong-Egansky field, ×650

Таким образом, данные пиролитических исследований на примере осадков викуловской свиты также подтверждают активное воздействие гидротермальных флюидов на ОВ самых верхних продуктивных отложений неокома рассматриваемого района, а повышенный температурный градиент свидетельствует об их присутствии в рассматриваемых отложениях в недалеком (по меркам геологического времени) прошлом.

Проведя анализ фактов гидротермальных проявлений в породах-коллекторах мелового возраста, перейдем к анализу тектонических процессов, которые тесным образом связаны с гидротермальной деятельностью в меловых отложениях, и их отличиям от таковых, протекающих в подстилающих юрских породах.

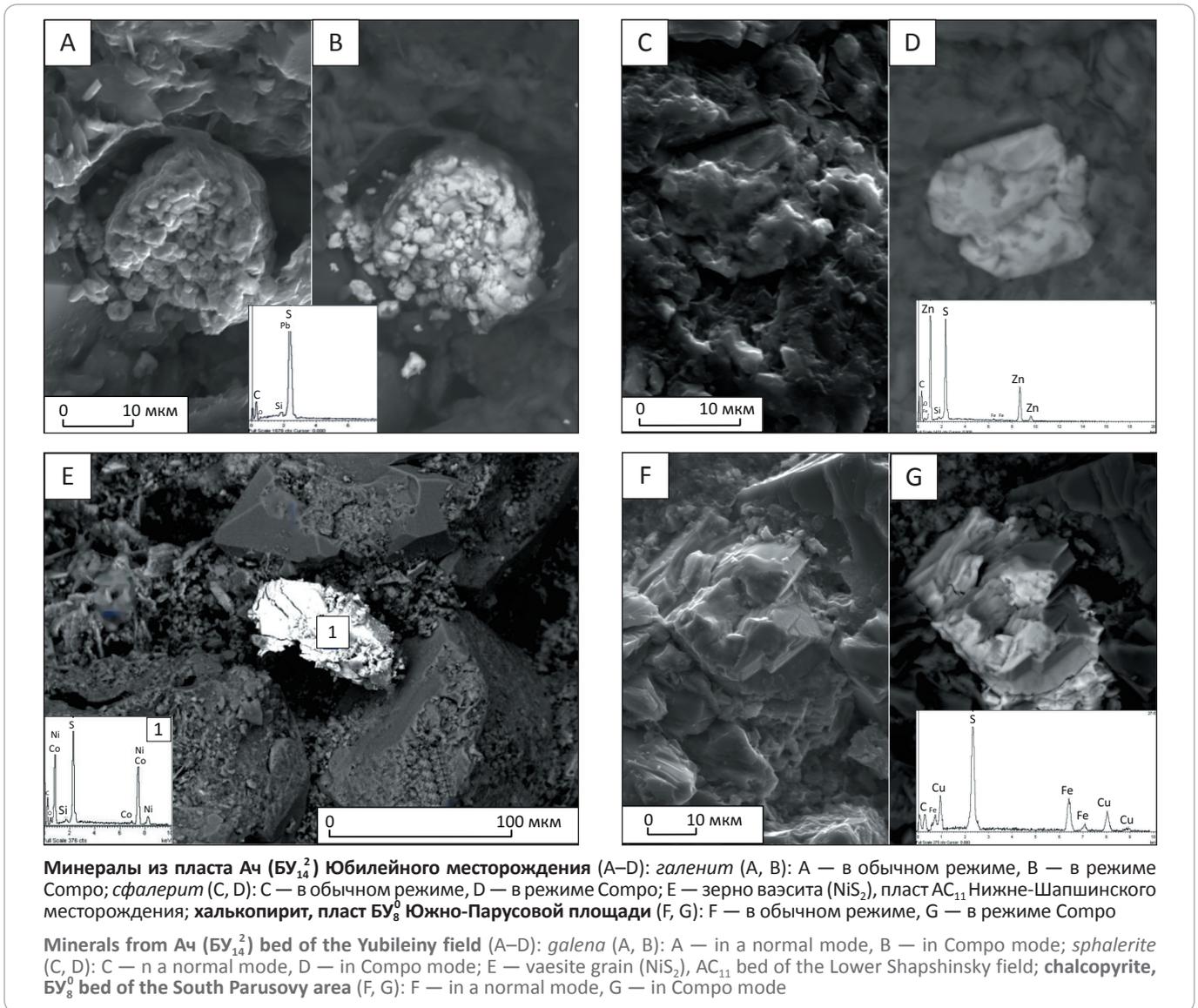
Результаты моделирования напряжений и формирования трещинных дислокаций в осадочном чехле тектонофизическими методами

Как отмечалось, рост поднятий в осадочном чехле вызывается подъемом магматических тел из астеносферы, вздымание которых приводит к формированию над ними зон тектонических напряжений и последующему дроблению пород. По возникшим в осадочном чехле трещинам вверх устремлялись гидротермальные растворы, сформировавшиеся за счет тепла магматических интрузий и смешения отделяющихся от них высокоэнталийных флюидов и поровых вод.

Вместе с зонами трещиноватости над растущими поднятиями формируются участки разуплотне-

Рис. 5. Снимки РЭМ сульфидов гидротермального происхождения в меловых отложениях

Fig. 5. SEM images of sulphides having hydrothermal origin in the Cretaceous deposits



ния с повышенными фильтрационно-емкостными свойствами пород-коллекторов (Зубков М.Ю., Бондаренко П.М. Патент на изобретение № 2183332. Приоритет от 08.11.2000 г.; [6]).

Действительно, на сейсмодновременных разрезах, полученных в пределах тех или иных нефтяных месторождений над куполами поднятий, на некотором расстоянии от них, часто отмечаются участки просадки, которые соответствуют зонам растяжения или разуплотнения (рис. 9 А) [4, 6, 9].

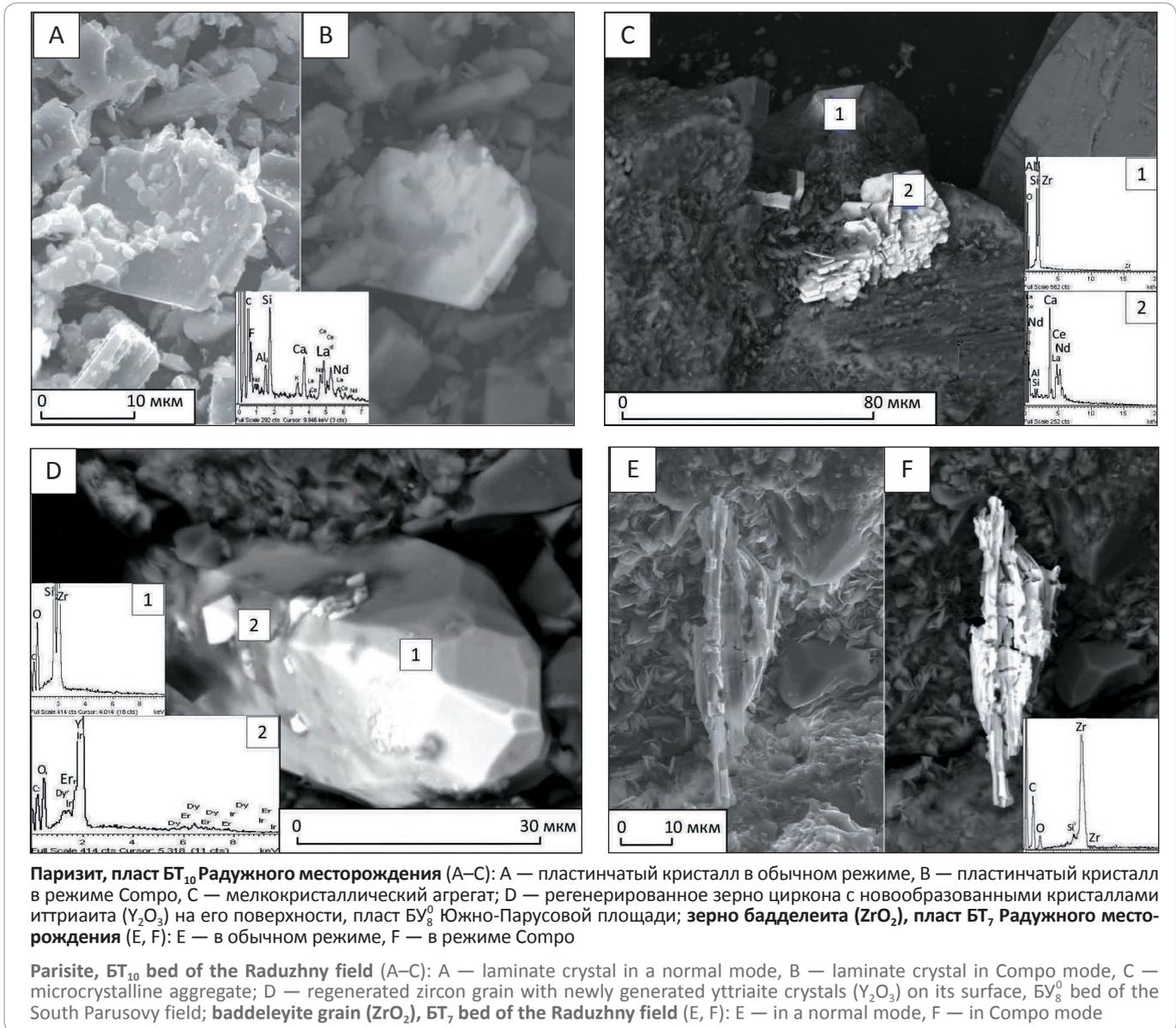
Наблюдаемая на сейсмодновременных разрезах ситуация с просадкой неокомских отложений над куполом симметричного антиклинального поднятия смоделирована с помощью тектоноседиментационного метода. Для этого использована двухмерная седиментационная модель, подготовленная в боксе с линейными размерами 50 × 10 × 30 см (путем по-

слойного отложения в нем песчаных и глинистых слоев), имеющем прозрачные лицевые стенки для наблюдения деформаций, происходящих в осадках вследствие роста симметричного антиклинального поднятия (см. рис. 9 В).

После вздымания антиклинального блока над ним сформировалась зона разуплотнения, выразившаяся в форме просадки осадков в пределах этой зоны (см. рис. 9 С). Из-за особенностей механических свойств осадков, использованных в модели, главными из которых являются его рыхлое состояние (ориентировочное значение пористости около 50–60 %) и высокая насыщенность водой, формирование зоны разуплотнения произошло в нижней части модели непосредственно над вершиной поднятия (см. рис. 9 С). В природных условиях, из-за гораздо большего уплотнения осадков и незначительной их сжимае-

Рис. 6. Снимки РЭМ редкоземельных карбонатов и оксидов гидротермального происхождения

Fig. 6. SEM images of the rare earth carbonates and oxides having hydrothermal origin



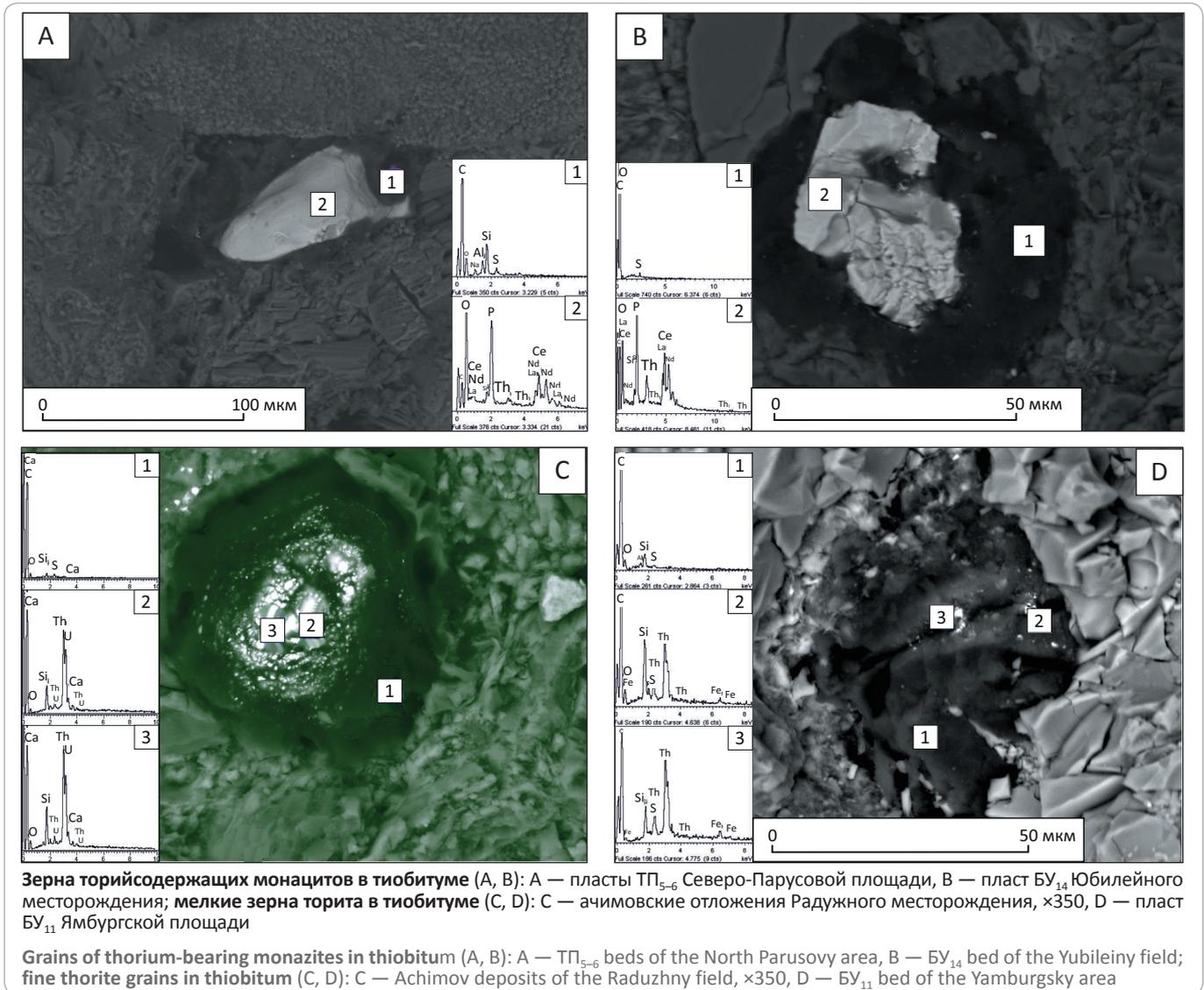
мости под действием давления растущих из фундамента блоков, зона разуплотнения (просадки) поднимается вверх и находится на заметном удалении от вершины антиклинальных блоков (см. рис. 9 А). Зона разуплотнения (просадки осадков) формируется вследствие того, что растущий антиклинальный блок смещает осадки не только вверх над своей вершиной, но и в стороны своими крыльями в субгоризонтальном направлении. Именно эти боковые (субгоризонтальные) смещения осадков крыльями поднятия вызывают формирование зоны разуплотнения (просадки) над этим поднятием, что наблюдается и на сейсмодновременных разрезах (см. рис. 9 А). В том случае, когда поднятие имеет достаточно большую амплитуду, зона разуплотнения (просадки) может выйти на поверхность модели, сформировав на

ней сложную систему микрограбенов, оперенных разнонаправленными тонкими микродислокациями более низкого порядка (см. рис. 9 D).

Рассмотренная седиментационная модель позволила выявить причины образования зоны разуплотнения (просадки) над куполом растущего симметричного поднятия, а также проследить механизм перемещения осадочного материала вследствие роста этого поднятия. Однако этот метод не позволяет проанализировать характер распределения напряжений в осадках, возникающих в результате вздымания антиклинального поднятия.

Распределение напряжений в среде, окружающей растущее симметричное поднятие, позволяет оценить другой метод тектонофизического модели-

Рис. 7. Снимки РЭМ редкоземельных минералов гидротермального происхождения в ассоциации с тиобитумами
Fig. 7. SEM images of the rare earth minerals having hydrothermal origin in association with thioibitum



рования — оптико-поляризационный. Суть этого метода заключается в изучении распределения напряжений в упругой среде, представленной оптически активным материалом, способным окрашиваться в поляризованном свете под действием приложенных к нему напряжений. В нашем случае таким материалом служил желатин, из которого изготавливались двумерные трехслойные модели с симметричным антиклинальным штампом, который в процессе проведения эксперимента начинал двигаться вверх, создавая вокруг себя в желатине зону напряжений (рис. 10 А). Порядок изохром (линий, имеющих одинаковый цвет) отвечает уровню касательных (τ) и нормальных (σ) напряжений, которые связаны друг с другом простым соотношением

$$\tau_{\max} = 0,5 (\sigma_1 - \sigma_3), (1)$$

где σ_1 и σ_3 — нормальные напряжения сжатия и растяжения соответственно.

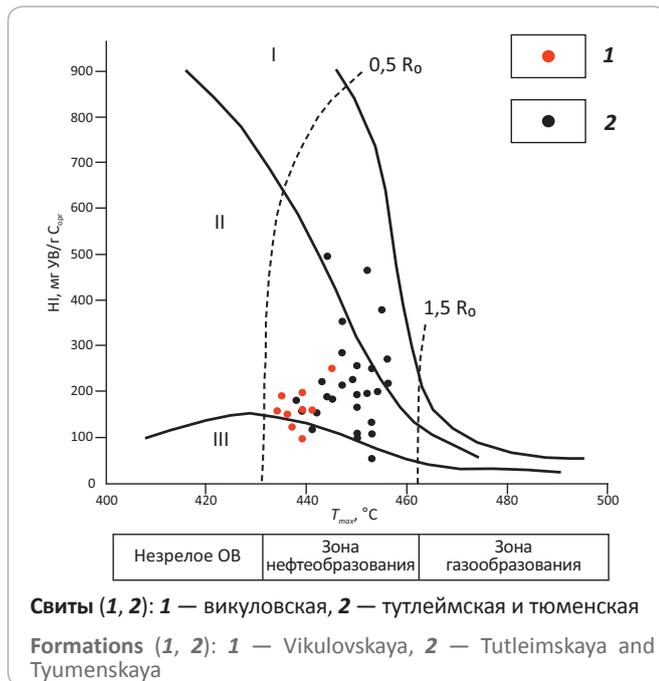
Нулевые и минимальные значения параметров изохроматических полос отвечают напряженному состоянию материала при близких или равных значениях нормальных напряжений, что характеризует участки двухстороннего (в плоских моделях) и, по-видимому, всестороннего сжатия (растяжения) в объемах горных пород (в трехмерных моделях) (Зубков М.Ю., Бондаренко П.М. Патент на изобретение № 2183332. Приоритет от 08.11.2000 г.; [9]). Для прогноза трещиноватости отрыва (разрыва) или сдвига (скола) в моделях выбираются участки повышенных касательных напряжений. Направления траекторий нормальных и касательных напряжений определяются по картине изоклин, представляющих собой линии равных наклонов осей главных нормальных напряжений к плоскости поляризованного света (рис. 10 А).

Рассмотрим графическую интерпретацию полученной фотохроматической картины (см. рис. 10 В, С).

TOPICAL ISSUES OF OIL AND GAS GEOLOGY

Рис. 8. Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена, построенная по результатам пиролитических исследований образцов Краснolenинского месторождения

Fig. 8. Modified Van Krevelen diagram created using the result of pyrolysis studies of the samples from Krasnoleninsky field



Максимальные значения касательных напряжений отмечаются непосредственно над купольной частью поднятия, в основании нижнего слоя желатина (см. рис. 10 В). Вторая зона повышенных касательных напряжений наблюдается также над вершиной поднятия, на границе первого и центрального желатиновых слоев. Наконец, третья зона не очень высоких, но все же повышенных относительно окружающих уровней касательных напряжений отмечается на границе среднего и верхнего желатиновых слоев (см. рис. 10 В).

Если нижняя зона высоких касательных напряжений отвечает зоне сжатия, что в природных условиях чаще всего наблюдается в юрских отложениях, то верхние зоны повышенных уровней касательных напряжений — это зоны растяжения (разуплотнения и просадки осадков, рассмотренные ранее на примере седиментационной модели), которые обычно наблюдаются в отложениях мелового возраста. К этим зонам (при прочих равных условиях) приурочены наиболее высокопродуктивные участки нефтяных залежей (Зубков М.Ю., Бондаренко П.М. Патент на изобретение № 2183332. Приоритет от 08.11.2000 г.; [4, 6, 9]).

Размеры зоны повышенных напряжений по направлению вверх от вершины поднятия увеличиваются, достигая максимального значения на границе нижнего и среднего желатиновых слоев, а затем, по мере удаления от него, постепенно вновь уменьшаются (см. рис. 10 В). Следовательно, и в природных условиях зона тектоногенной трещиноватости долж-

на иметь максимальные размеры на некотором удалении от растущего поднятия, скорее всего соответствующая отложениям мелового возраста.

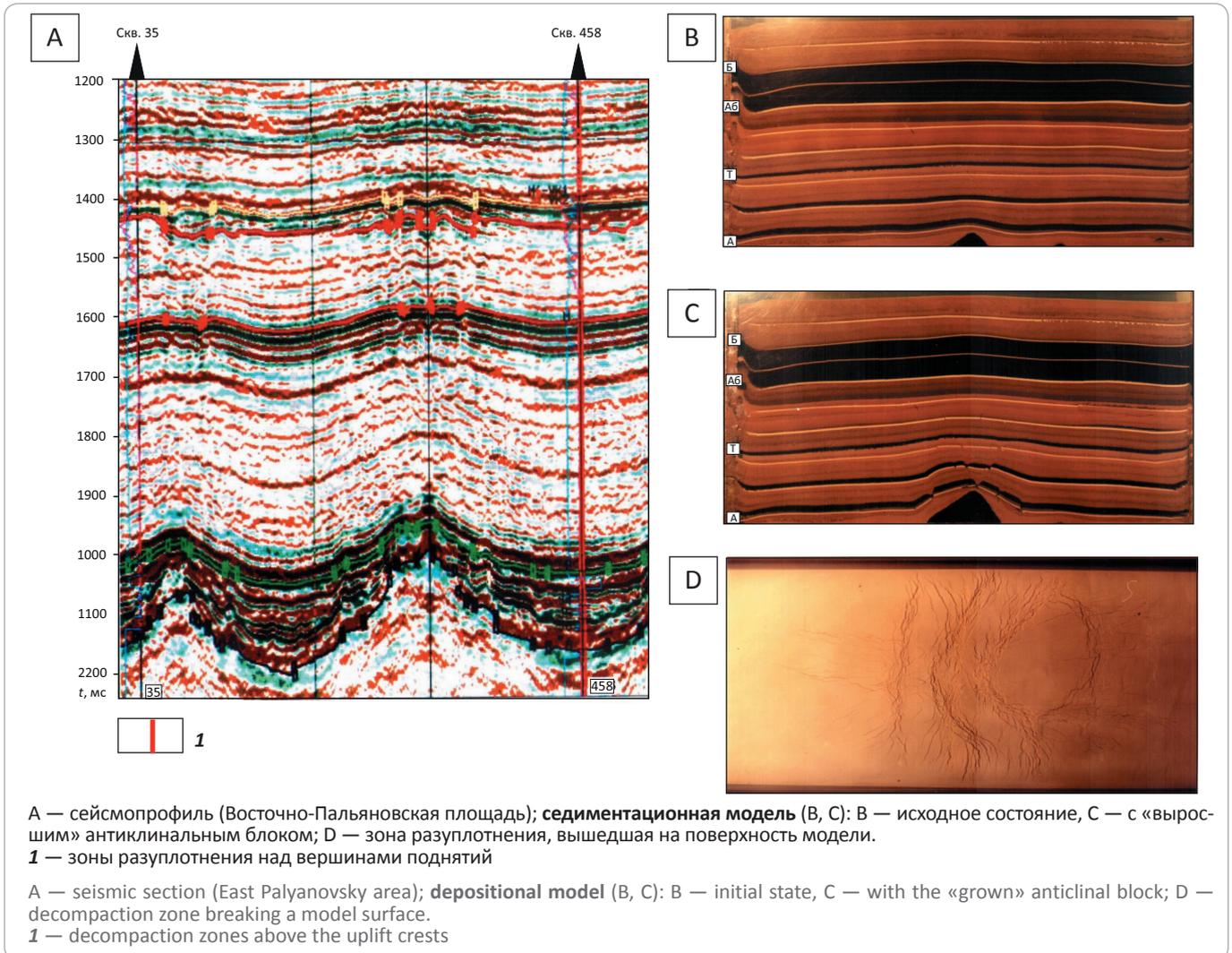
Используя ориентацию изоклин и распределение уровней касательных напряжений, можно спрогнозировать направление и плотность трещин в рассматриваемой модели (см. рис. 10 С). Максимальная плотность трещин ожидается в нижней части модели, в первом снизу желатиновом слое. В среднем желатиновом слое ширина зоны прогнозируемой трещиноватости увеличивается, но плотность трещинных дислокаций уменьшается. Ориентация дислокаций также не остается постоянной — непосредственно над вершиной антиклинали трещины имеют субвертикальную ориентацию. По мере движения вниз от вершины антиклинали вдоль ее крыльев трещины наклоняются, причем чем дальше от купола антиклинального блока, тем меньше их угол наклона к горизонтальной (см. рис. 10 С).

Рассматривая последовательность образования трещин, следует отметить следующее. Исходя из результатов анализа оптической и седиментационной моделей, первыми образуются трещины в нижней части модели, которую мы условно назвали зоной сжатия. Затем, по мере роста поднятия, начинается образование трещин отрыва в верхней части модели, в зоне разуплотнения или растяжения, где формируется область просадки осадков. Через некоторое время обе дислоцированные зоны соединяются и возникает единая субвертикальная область повышенной трещиноватости, по которой могут подниматься вверх из фундамента гидротермальные флюиды, приводящие к изменениям минерального состава и структуры порового пространства сначала доюрского комплекса, затем юрских и, наконец, меловых пород-коллекторов (Зубков М.Ю., Бондаренко П.М. Патент на изобретение № 2183332. Приоритет от 08.11.2000 г.; [5, 6, 9]).

В отличие от двухмерного седиментационного моделирования, позволяющего имитировать лишь отдельные плоские вертикальные фрагменты той или иной площади по аналогии с сейсмодновременными разрезами, трехмерные седиментационные модели способны давать более полную информацию о плотности трещин, формирующихся вследствие роста одного или нескольких блоков в пределах выбранного для моделирования участка по высоте модели. Для этого используют данные о структуре поверхности выбранного участка, например по отражающему горизонту А, по которому строятся объемные модели выбранных поднятий (рис. 11 А). В трехмерную седиментационную модель закладываются тонкие (толщиной 2–3 мм) компетентные слои, представленные цементирующим материалом, для определения ориентации и плотности трещин, которые сформируются в них вследствие их деформации растущими антиклинальными блоками.

Рис. 9. Зона разуплотнения (просадки) на сейсмопрофиле (А) и подобная зона, образовавшаяся в результате роста симметричного антиклинального блока в тектоноседиментационной модели (В–D)

Fig. 9. Decompaction (subsidence) zone in seismic section (A) and an equal zone formed as a result of a symmetric anticlinal block growth in tectonic and depositional model (B–D)



После завершения эксперимента трехмерная модель послойно препарируется и изучается характер распределения трещин в каждом из компетентных слоев, а также их ориентация в пространстве и их плотность (см. рис. 11 В–Е). Послойное препарирование рассматриваемой трехмерной модели подтвердило установленную ранее с помощью двухмерных оптической и седиментационной моделей закономерность, заключающуюся в том, что по мере движения вверх по разрезу седиментационной модели сначала должно наблюдаться увеличение площади трещиноватых зон, сформировавшихся над антиклинальными блоками, а затем, по мере дальнейшего подъема вверх по ее разрезу, вновь должно происходить уменьшение плотности трещин и площади самой зоны трещиноватости (см. рис. 11 В–Е).

Над более крупным и высокоамплитудным блоком на поверхности модели сформировалась зона разуплотнения, представляющая собой пересечение

нескольких грабенообразных провалов (см. рис. 11 Е). Зона разуплотнения, образовавшаяся над вторым, менее амплитудным блоком, не достигла поверхности модели, а осталась внутри нее.

Обсуждение полученных результатов

Анализ публикаций, посвященных гидротермальным флюидам, свидетельствует о том, что, как правило, это высокоэнталийные флюиды, состоящие главным образом из воды и углекислоты с растворенными в них хлоридами, преимущественно натрия, а также кислыми компонентами — HF, HCl, SO₂ и т. д., имеющими низкую минерализацию и очень кислые свойства [1–3, 5–8, 10–15]. Следует также отметить, что большинство исследователей полагает, что кислород отсутствует в составе высокоэнталийных флюидов, отделяющихся от магматических тел при их приближении к поверхности земли, т. е. что для них характерна восстановительная среда.

TOPICAL ISSUES OF OIL AND GAS GEOLOGY

Рис. 10. Фотография опико-поляризационной модели с симметричным антиклинальным блоком (А) и расшифровка распределения напряжений (В) и трещин (С)

Fig. 10. Image of the optical polarization model with a symmetric anticlinal block (A) and scheme of stress (B) and fractures (C) distribution

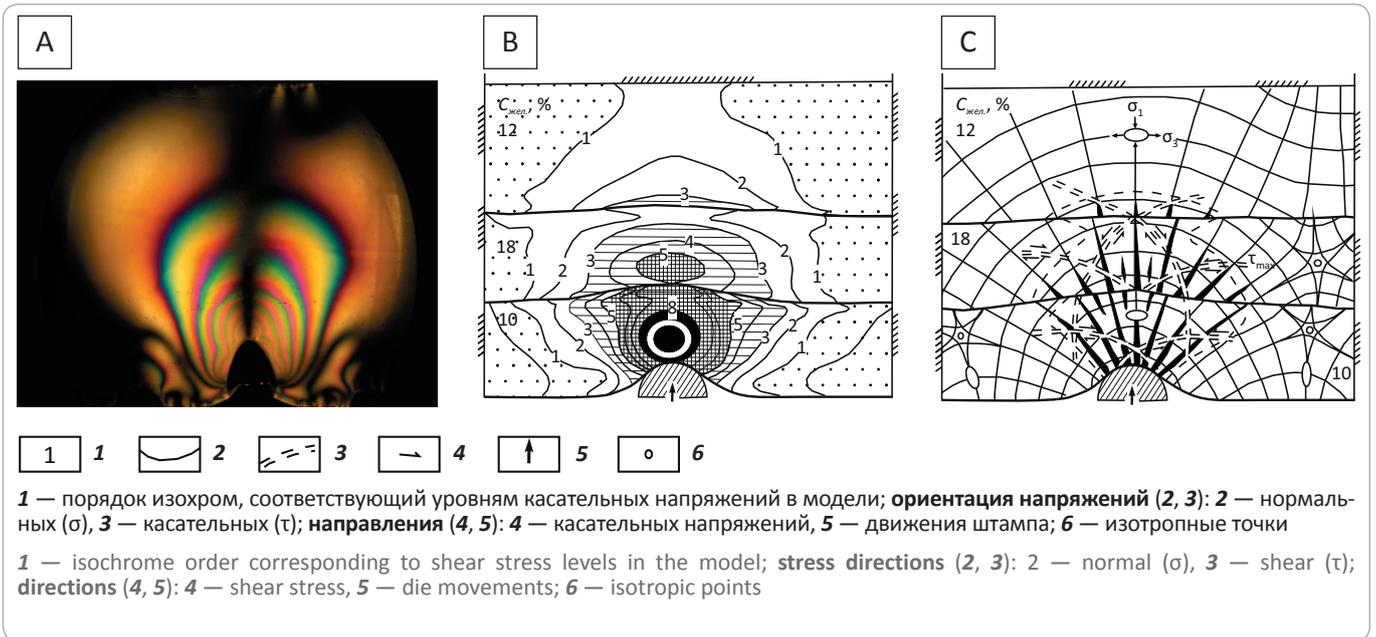
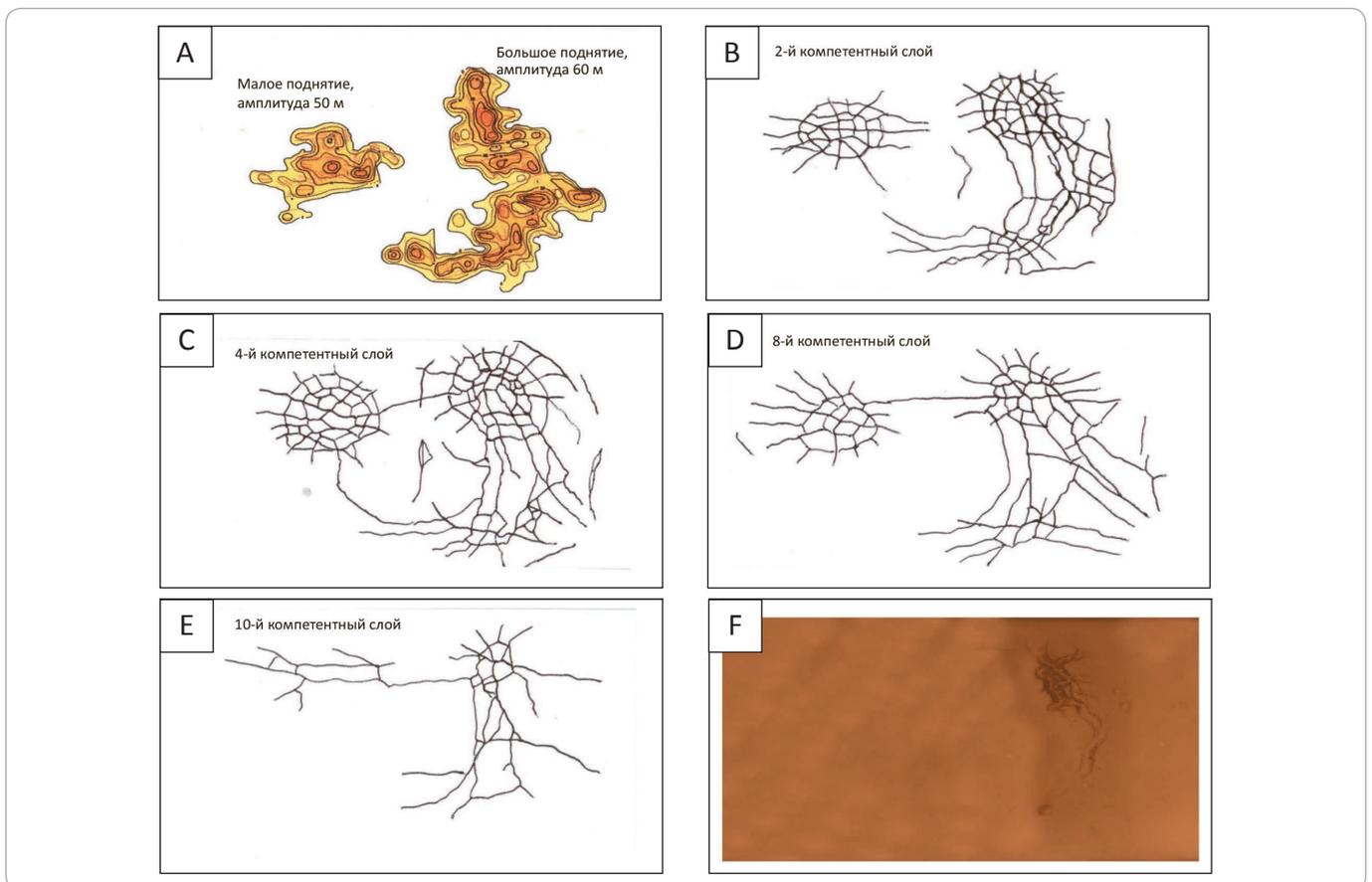


Рис. 11. Антиклинальные блоки, построенные по отражающему горизонту А одной из площадей, использованные для трехмерного моделирования (А), результаты послойной разборки модели с трещинами в компетентных слоях (В–Е) и зона разуплотнения, проявившаяся на ее поверхности (F)

Fig. 11. Anticlinal blocks created for A reflection horizon of one of the areas, which are used in 3D modelling (A), the results of layer-by-layer analysis of the model showing joints in competent beds (B–E), and decompaction zone manifested on its surface (F)



Однако В.И. Бгатов убедительно доказал, что это не так. По его данным, в состав этих высокоэнталпийных флюидов обязательно входит и кислород [16]. Благодаря его наличию в составе минеральных ассоциаций гидротермального происхождения, наряду с сульфидами, присутствуют и сульфаты. Влияние температуры на формирование сульфидных и сульфатных минеральных ассоциаций подробно рассмотрено Л.Н. Овчинниковым [12]. Действительно, в поровом пространстве меловых пород-коллекторов отмечается наличие не только низкотемпературных гидротермальных сульфидов (см. рис. 4, 5), но и более высокотемпературных сульфатов (см. рис. 3 С, D).

Фрамбоидальный пирит, по Л.Я. Кизильштейну и Л.Г. Минаевой, обычно считают низкотемпературным аутигенным образованием, возникшим из коацерватных капель гидрата оксида железа при его восстановлении сероводородом [17]. Однако в образце, отобранном из пласта БТ₇ Радужного месторождения, обнаружен фрамбоидальный пирит на поверхности регенерированного зерна кварца, что может косвенно свидетельствовать о том, что он образовался в поровом пространстве этого образца позже регенерации кварца, т. е. явно не в седиментогенезе или раннем диагенезе, а в эпигенезе, причем, скорее всего, при участии гидротермальных процессов. Рядом с фрамбоидальным присутствуют также мелкие октаэдрические кристаллы пирита, скорее всего, также имеющие гидротермальное происхождение (см. рис. 4 А).

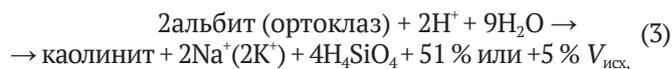
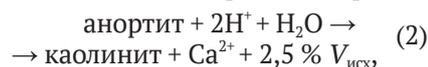
В образце, отобранном из пласта БУ₈ Южно-Парусового месторождения, встречен округлый агрегат пирита, скрепленный, вероятно, ОВ, диаметром около 16 мкм, но сложенный не хорошо ограненными (напоминающими по габитусу ромбодекаэдры) зернами, как в рассмотренном случае, а разноразмерными частичками неправильной формы (см. рис. 4 С).

Похожий округлый агрегат, диаметром около 20 мкм, но состоящий не из зерен пирита, а галенита различного размера, также, вероятно, скрепленного ОВ, отмечен в образце, отобранном из пласта Ач (БУ₁₄²) Юбилейного месторождения (см. рис. 5 А.).

Эти находки могут свидетельствовать о том, что ОВ и входящая в его состав в том или ином виде сера в гидротермальных условиях способствуют образованию сульфидов различных халькофильных элементов, таких, например, как пирит и галенит. Не исключено, что в рассматриваемом случае коацерватами являются капельки серосодержащего ОВ (например, нефтяной или битумной эмульсии), а вторым реагирующим компонентом являются гидротермальные растворы, имеющие в составе халькофильные элементы. Хотя нельзя исключить и возможность того, что капли нефтидов представляют собой своеобразный геохимический «барьер», способствующий накоплению сульфидов за счет своих восстановительных свойств.

Чтобы разобраться, какие в принципе минеральные ассоциации могут возникнуть в описываемых отложениях в результате воздействия на них гидротермальных флюидов, рассмотрим диаграммы минеральных равновесий алюмосиликатов и минералов железа, воспользовавшись для этого диаграммами, предложенными Р.М. Гаррелсом и Ч.Л. Крайстом [18], внеся в них ряд изменений (рис. 12 А, Е). Все минералы гидротермального происхождения, присутствующие на диаграмме минеральных равновесий в алюмосиликатной системе, реально обнаружены в поровом пространстве пород мелового возраста (рис. 12 В–D, F), за исключением гиббсита и/или диаспора, которые образуются в кислой среде при резком дефиците растворенной в гидротермальных флюидах кремнекислоты, из чего можно заключить, что гидротермальные флюиды, проникавшие в поровое пространство меловых осадков, были насыщены кремнекислотой (см. рис. 12 Е).

В результате растворения и выщелачивания неустойчивых минералов, например полевых шпатов, образуются каолинит и вторичная пористость:



где $V_{\text{исх}}$ — объем исходного минерала, подвергшегося гидролизу. Знак «+» означает возникновение дополнительной пустотности из-за того, что объем образующейся в результате гидролиза минеральной ассоциации меньше, чем объем исходного минерала. Первое значение пустотности относится к открытой системе (возможен вынос участвующих в реакции компонентов), а второе — к случаю закрытой системы (все компоненты сохраняются в системе «на месте»). Например, если в закрытой системе растворившийся в гидротермальных флюидах кремнезем выделился в этой же поре в виде регенерационного или новообразованного кварца, то тогда вторичная пористость составит всего 5 % (см. (3)).

Из приведенных уравнений следует, что при растворении гидротермальными флюидами полевых шпатов (в открытой системе) максимальная вторичная пористость формируется в случае растворения ими щелочных разновидностей, а при выщелачивании плагиоклазов основного состава образуется много каолинита, на который расходуется весь кремнезем, входивший в состав анортита, поэтому вторичная пористость составит всего 2,5 % и в открытой и закрытой системах (см. (2)).

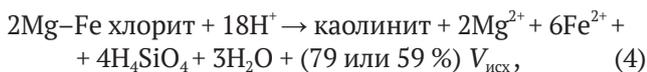
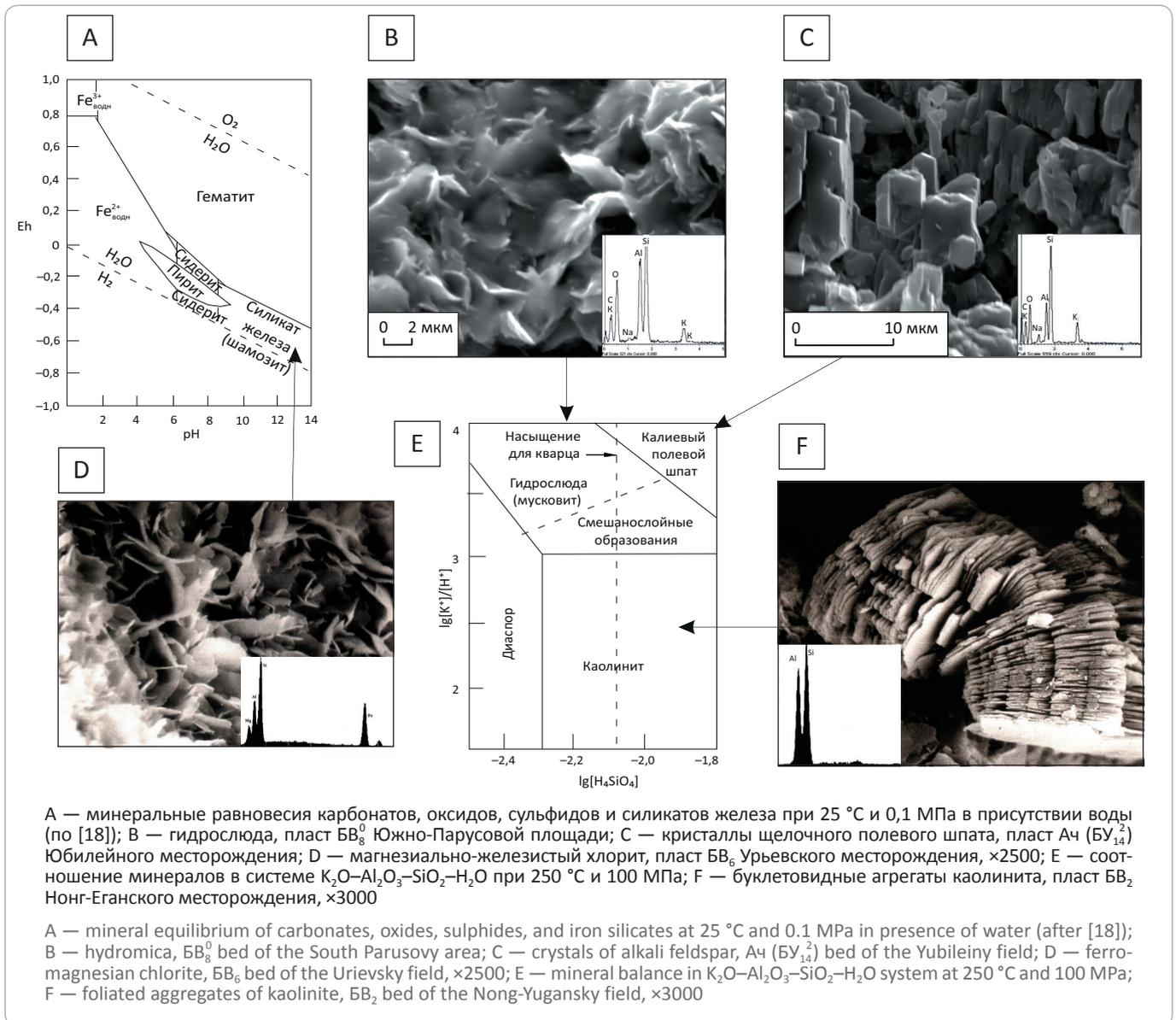
Темноцветные слюды и хлорит также являются неустойчивыми в этих условиях и интенсивно выщелачиваются, замещаясь, как правило, каолинитом.

Процесс замещения магнезиально-железистых хлоритов каолинитом можно описать следующим упрощенным уравнением:

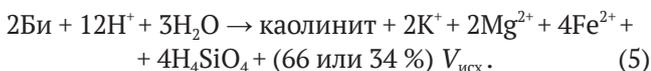
TOPICAL ISSUES OF OIL AND GAS GEOLOGY

Рис. 12. Диаграммы минеральных равновесий (А, Е) и снимки РЭМ эпигенетических минералов гидротермального происхождения (В–Д, F)

Fig. 12. Diagrams of mineral equilibrium (A, E) and images of epigenetic minerals having hydrothermal origin (B–D, F)



биотита таким:



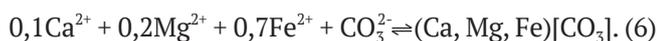
Таким образом, растворение гидротермальными флюидами темных слюд и особенно хлоритов приводит к образованию значительной вторичной пористости. При этом их превращение в каолинит значительно снижает концентрацию H⁺ в растворе, вследствие чего значение их pH растет и они становятся все более щелочными. Одновременно в нем будут накапливаться катионы Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, Fe²⁺ и кремнекислота.

По мере охлаждения гидротермальных флюидов и/или резкого снижения пластового давления, например в результате трещинообразования, вызванного тектоническим дроблением меловых отложений, накопившиеся в нем катионы и анионы выделяются в форме тех или иных минералов, присутствующих на диаграммах минеральных равновесий: в первую очередь в виде каолинита, гидрослюды и смешанослойных образований (ССО), щелочных полевых шпатов, хлорита, регенерационного и новообразованного (в форме хорошо ограненных) кристаллов кварца.

Более широкое распространение регенерационного и новообразованного альбита, по сравнению с калиевым полевым шпатом, объясняется большими размерами поля его стабильности на диаграм-

ме минеральных равновесий из-за отсутствия поля стабильного существования натрового аналога гидрослюды (гидропарогонита) и ССО на его основе.

Накапливающиеся в гидротермальных флюидах «карбофильные» элементы (Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+}) при смене термодинамических условий (обычно из-за падения порового давления, вызывающего выделение из него растворенной углекислоты) вступают во взаимодействие с карбонат-ионами с образованием карбонатов, представляющих собой чаще всего твердые растворы, в которых может преобладать тот или иной «карбофильный» катион, например



Образованные таким образом карбонаты (с обладанием сидеритового минала) представлены на рис. 2 А, В. Вместе с сидеритом кристаллизуется и эпигенетический гидротермальный буклетовидный каолинит, образующийся вследствие инконгруэнтного растворения неустойчивых минералов в соответствии с уравнениями (2)–(5) (см. рис. 2 В).

В отличие от пород-коллекторов юрского возраста, в поровом пространстве которых присутствует только каолинит (и/или диккит), что свидетельствует о кислом составе и высокой температуре гидротермальных флюидов, из которых они отлагались, в меловых отложениях в соседних порах одних и тех же образцов встречаются и каолинит, и хлорит (см. рис. 2 С, D). Анализ фазовых диаграмм свидетельствует о том, что хлорит, в отличие от каолинита, образуется в щелочных восстановительных условиях (см. рис. 12 А).

Трудно себе представить, чтобы гидротермальный раствор мог на микроскопическом уровне так кардинально изменять свой состав (с кислого на щелочной восстановительный). Остается предположить, что либо хлорит является обычным эпигенетическим минералом, отложившимся из поровых вод без участия в этом процессе гидротермальных флюидов, либо что гидротермальные флюиды проникали в меловые осадки неоднократно. Причем, судя по взаимному расположению хлорита и каолинита, которые в редких случаях одновременно присутствуют в одной и той же поре (например, см. рис. 2 D, верхний левый угол), каолинит является более поздним по времени образования минералом, чем хлорит.

Следовательно, если принять вторую гипотезу, то первые порции гидротермальных флюидов, поступавшие в рассматриваемые меловые отложения, имели щелочную реакцию и характеризовались восстановительным потенциалом. Из этих гидротермальных флюидов отлагался пленочный хлорит. Более поздние порции гидротермальных флюидов, напротив, имели кислый состав и, возможно, более окислительный потенциал. Поэтому образовавшийся ранее пленочный хлорит оказался растворенным

этими гидротермальными флюидами и вместо него отложился поровый каолинит в соответствии с уравнением (4).

Выборочное растворение хлорита и последующее отложение каолинита в соседних порах объясняется различной проницаемостью этих участков. Более поздние порции гидротермальных флюидов кислого состава в первую очередь проникали в наиболее проницаемые участки (поры) пород-коллекторов, растворяя в них пленочный хлорит и отлагая поровый каолинит, а в менее проницаемых участках сохранялся отложившийся ранее хлорит. Вероятно, именно этим механизмом образования эпигенетического (гидротермального) каолинита объясняется хорошо известный факт, что наиболее проницаемые образцы песчаников характеризуются большей относительной долей каолинита в составе их глинистого цемента по сравнению с хлоритом и другими глинистыми минералами.

На основе тектонофизического моделирования было установлено, что в юрских отложениях в зоне роста антиклинальных блоков формируется зона сжатия, а в меловых — напротив, зона растяжения (см. рис. 10 В, С). В образцах, отобранных из юрских отложений (зона сжатия), как и прогнозировалось по результатам моделирования, отмечаются субвертикальные трещины с небольшой степенью их раскрытости. Причем поскольку породы, в которых они присутствуют, вероятно, в момент образования в них трещин еще не успели полностью литифицироваться и сохранили способность уплотняться или деформироваться под действием сжимающих напряжений, то в них сформировались субвертикальные трещины не прямой, а S-образной формы (рис. 13 А, В).

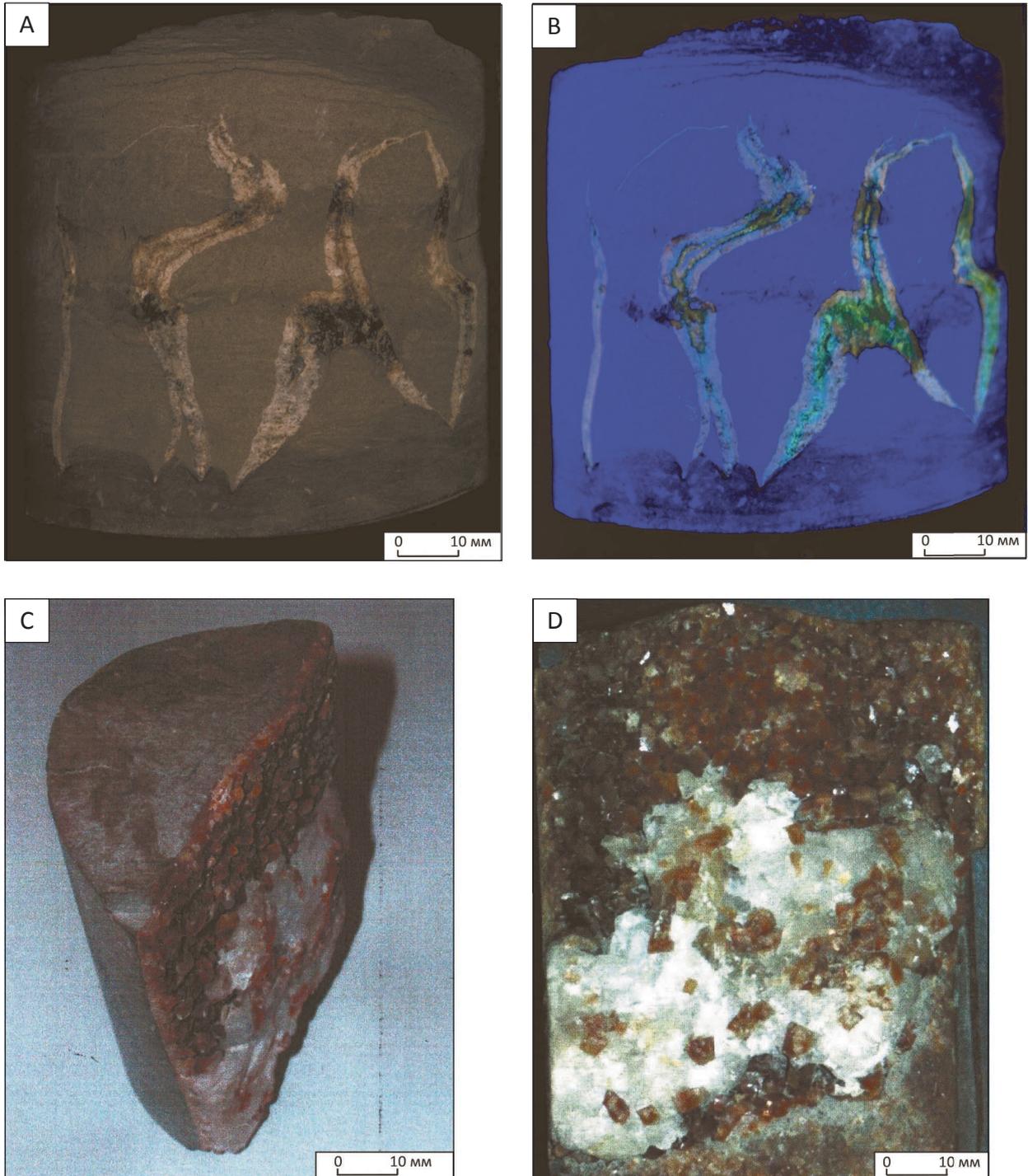
Трещины отрыва в породах мелового возраста (зона растяжения) имеют прямолинейную субвертикальную ориентацию, но, в отличие от таковых в юрских осадках, обладают значительной раскрытостью. На их поверхности из гидротермальных растворов отложились крупнокристаллические агрегаты кальцита, причем, из-за присутствия в них рассеянных микровключений УВ, они имеют бурый цвет (см. рис. 13 С, D).

Заключение

Тектоногидротермальные процессы имеют единую глубинную природу. Причиной их возникновения являются крупные магматические тела, отделяющиеся от астеносферы и поднимающиеся вверх по направлению к дневной поверхности [4–6]. Именно они вызывают деформацию земной коры и появление крупных тектонических структур I порядка в пределах Западно-Сибирского осадочного бассейна, таких, например, как Сургутский, Вартовский, Красноленинский, Александровский и другие своды. По трещинам, образующимся в земной коре в результате давления этих крупных магматических тел, от них

TOPICAL ISSUES OF OIL AND GAS GEOLOGY

Рис. 13. Фотографии трещиноватых образцов, отобранных из васюганской (А, В) и викуловской (С, D) свит
Fig. 13. Images of fractured samples taken from Vasyugansky (A, B) and Vikulovsky (C, D) formations



Песчаник, пласт ЮВ₁ Зимней площади (А, В): А — в белом свете, В — в ультрафиолетовом свете; **песчаник, пласт ВК₁₋₂ Каменной площади (С, D):** С — общий вид образца, D — увеличенный фрагмент с трещиной, покрытой крупнокристаллическим гидротермальным кальцитом (фотографии С и D предоставлены В.Б. Скоробогатовым)

Sandstone, ЮВ₁ bed of the Zimny area (A, B): A — in day light, B — in U light; **sandstone, ВК₁₋₂ bed of the Kamenny area (C, D):** C — general appearance of the sample, D — magnified fragment with a crack covered by coarse-crystalline hydrothermal calcite (images C and D are courtesy of V.B. Skorobogatov)

отделяются локальные потоки магмы, устремляющиеся вверх и формирующие выше более мелкие положительные структуры II, III и более низкого ранга разнообразной формы. Постепенно эти магматические тела остывают, теряют подвижность и застывают на разной глубине. Отделяющиеся от них вследствие падения окружающего давления высокоэнталийные флюиды реагируют сначала с поровыми водами, насыщающими породы фундамента, а затем и таковыми, содержащимися в осадочном чехле.

В результате этого формируются гидротермальные флюиды, вызывающие описанные изменения сначала в доюрском комплексе, затем в юрских и, наконец, в меловых отложениях Западно-Сибирского НГБ [2, 4–6, 19].

Сформировавшиеся гидротермальные флюиды по трещинам, возникшим в фундаменте и осадочном чехле вследствие подъема вверх магматических тел разного порядка, что привело, соответственно, к росту поднятий различных размеров и формы в фундаменте и перекрывающих его осадках, проникают первоначально преимущественно в зоны интенсивной трещиноватости и разуплотнения, а затем постепенно и в менее проницаемые участки (см. рис. 9 А, С, D; 10 В, С).

Поскольку гидротермальные флюиды активно воздействуют на ОВ, содержащееся преимущественно в осадках юрского возраста, значительно ускоряя процессы генерации из него нафтидов, и в виде сверхкритического гомогенного водонефтяного флюида переносят образовавшиеся УВ и гетеросоединения вверх по разрезу, то они тем самым принимают непосредственное участие в формировании нефтяных залежей и месторождений, являясь транспортирующим агентом [1–7, 19].

Проникая в проницаемые пласты, в том числе мелового возраста, сложенные песчаными породами-коллекторами, они в большей или меньшей степени вытесняют поровые воды, создавая зону повышенных пластовых давлений. Однако по мере их остывания поровое давление в породах-коллекторах падает до очень низких значений, которые зависят от ряда объективных причин [6, 19]. В образовавшуюся вследствие падения порового давления депрессионную зону устремляются вытесненные прежде флюиды, и после разделения нефти и воды под действием гравитационных сил формируются нефтяные залежи [6, 19].

Кроме рассмотренной выше «гидротермальной» причины формирования депрессионной зоны имеется еще одна — тектоническая, а именно: описанные обширные зоны разуплотнения или просадки осадков, образующиеся вследствие роста поднятий (см. рис. 9 А, С, D).

Если описываемые процессы происходили сравнительно недавно, то депрессионные зоны мо-

гут частично сохраняться, как, например, в пределах Талинского месторождения, расположенного на Красноленинском своде, где пластовое давление на момент начала разработки пластов ЮК₁₀₋₁₁ было ниже гидростатического на 8–9 МПа [19]. Этими же причинами могут объясняться различные уровни водонефтяного контакта в УВ-залежах, которые в депрессионных зонах могут оказаться на десятки метров ниже, чем на окружающих их территориях с нормальным гидростатическим давлением [19].

Кроме того, проникающие по зонам дробления гидротермальные флюиды вызывают интенсивный флюидоразрыв прилегающих к этим зонам пород вследствие теплового расширения поровых флюидов, представленных главным образом водой. Из-за чего, вне зависимости от вещественного состава пород, слагающих эти зоны (включая глины и аргиллиты), они становятся на короткое время проницаемыми для этих флюидов. Кроме того, поскольку водонефтяные флюиды находятся первоначально в виде гомогенного сверхкритического флюида, пропадают проблемы, связанные с эффектом Жамена и фазовой проницаемостью пород по нефти и воде [3–6].

Поднимающиеся по зонам дробления из фундамента гидротермальные флюиды достаточно быстро остывают при проникновении в высокопроницаемые мощные песчаные породы-коллекторы за счет взаимодействия с насыщающими их поровыми водами, обладающими высокой теплоемкостью. Напротив, в тех случаях, когда они по зонам тектонического дробления двигаются вверх по низкопроницаемым глинисто-алевритовым отложениям, они остывают в гораздо меньшей степени и в большей мере сохраняют свою температуру и агрессивные свойства вплоть до самых верхних меловых осадков, включая викуловскую и даже покурскую свиты, о чем говорилось выше (см. рис. 1С; 8; 13 С, D).

Взаимодействуя с осадками, обогащенными ОВ, входящими главным образом в состав юрских отложений (углистые глины и глинистые угли тюменской свиты, битуминозные аргиллиты баженовской свиты), гидротермальные флюиды активно воздействовали на них, ускоряя процесс генерации ими нафтидов, которые вместе с ними поднимались вверх по зонам дробления, заполняя сначала юрские, а затем и меловые породы-коллекторы нефтью и/или газом [3–6, 9]. Вероятно, первоначально, образовавшиеся нафтиды находились в составе гидротермальных флюидов в виде гомогенного, возможно, сверхкритического флюида и лишь по мере его остывания он разделялся на две или три фазы: воду, нефть и газ. Вполне вероятно, что этот первичный гомогенный углеводородно-водный флюид, разделяясь на водную и углеводородную фазы, проходил через стадию образования эмульсии. Причем сами капельки эмульсии имели неоднородный состав: внешняя их оболочка была сложена гетеросоединениями, по-

вернутыми гидрофильными концами их молекул наружу, что снижало величину поверхностного натяжения на их границе с водой. Именно эта внешняя оболочка, сложенная гетеросоединениями, обогащалась редкоземельными элементами, а также в ее составе находились различные органические соединения, содержащие серу, поэтому при их коалесценции создавались повышенные концентрации этих элементов, как следствие, образовывались, с одной стороны, редкоземельные минералы, а с другой — сульфиды (см. рис. 4, 5, 7). Хотя, конечно, вполне возможно образование этих минералов и непосредственно из остывающих гидротермальных флюидов, перенасыщенных этими элементами.

Поскольку по мере уменьшения температуры стабильность водонефтяных эмульсий растет, то относительное число гетеросоединений в ее составе, выносимых остывающими гидротермами в верхние меловые горизонты, соответственно увеличивается и, как следствие, плотность нефти, выделяющейся впоследствии из этих нефтисодержащих гидротермальных флюидов, также растет в верхних и самых верхних продуктивных горизонтах.

Если зона разуплотнения, возникающая над тем или иным поднятием, достигает поверхности, которая посредством субвертикальных трещин сохраняет связь с самыми верхними залежами нефтяных, то наиболее легкие УВ по этим зонам дробления эмигрируют в атмосферу. Поэтому оставшиеся в этих залежах нефтиды представляют собой тяжелые, вязкие, богатые гетеросоединениями нефти. Залежи газа в таких участках просто не сохраняются. Примерами таких залежей являются таковые Русского и Северо-Комсомольского месторождений.

Исходя из изложенной концепции, при прочих равных условиях, формирование месторождений и УВ-залежей будет происходить в наиболее проницаемых трещиноватых участках, образующихся в зонах разуплотнения осадков. Если рассматривать симметричное антиклинальное поднятие, то такая зона будет располагаться сверху, непосредственно над ее куполом на некотором удалении от него. Расстояние от купола поднятия до зоны разуплотнения (в данном случае, которая проявляется в виде просадки осадков), а также ее латеральные размеры будут зависеть от ряда факторов: морфологии самого поднятия (амплитуды, латеральных размеров), механических свойств пород, в которых происходит рост поднятия, глубины залегания осадков и т. п. (Зубков М.Ю., Бондаренко П.М. Патент на изобретение № 218332. Приоритет от 08.11.2000 г.; [9]).

Не следует также забывать, что сама по себе зона разуплотнения не гарантирует нахождение в ее пределах высокочемических коллекторов. Если эта зона сложена, например, глинисто-алевритовыми породами или песчаниками с высоким содержанием глинисто-алевритового материала, то она не будет выделяться

высокими фильтрационно-емкостными свойствами, просто в ней будет повышенная концентрация поверхностей и «зеркал» скользяния. В любом случае для формирования зоны повышенной продуктивности, имеющей тектоногидротермальное происхождение, в ее пределах должны присутствовать песчаные отложения с невысоким содержанием в их составе мелкоалевритовой и/или глинистой фракции.

Обратим внимание еще раз на тот немаловажный факт, что в подавляющем большинстве случаев на сейсмических разрезах поднятия прослеживаются до самых молодых отложений, что, в свою очередь, свидетельствует о том, что их рост осуществлялся совсем недавно в масштабе геологического времени, а, следовательно, расположенные над ними залежи также имеют молодой возраст.

В заключение еще раз отметим наиболее важные отличия проявления тектоногидротермального воздействия на юрские и меловые отложения Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна.

1. В меловых отложениях не встречены зоны окремнения, что, скорее всего, обусловлено тем, что к моменту попадания гидротермальных флюидов в эти отложения значение их рН заметно возросло и они из ультракислых превратились в нейтральные или слабобокислые.

2. В меловых отложениях отсутствуют зоны «осветленных» пород. Этот феномен можно объяснить тем, что присутствовавший в составе гидротермальных флюидов кислород был израсходован на окисление богатых ОВ отложений юрского возраста, либо тем, что в меловых отложениях из-за низкого содержания в них органики эти процессы просто не заметны на фоне их достаточно светлого цвета.

3. В юрских отложениях среди эпигенетических глинистых минералов, имеющих гидротермальный генезис, преобладают каолинит и дикцит, а хлорит полностью отсутствует, в то время как в меловых отложениях, напротив, пленочный хлорит часто является преобладающим глинистым минералом в поровом пространстве песчаников.

4. В меловых осадках гораздо чаще, чем в юрских, встречаются редкоземельные минералы гидротермального происхождения.

5. Юрские отложения в большинстве случаев находятся в зоне сжатия, распространяющейся от растущих из фундамента антиклинальных блоков, а меловые, напротив — в зоне разуплотнения, формируемой ими на некотором удалении от их вершины. Поэтому УВ, генерированные преимущественно юрскими осадками (главным образом «легендарной» баженновской свитой) по зонам дробления, распространяющимся по направлению вверх от этих поднятий, в составе сверхкритических гидротермальных флюидов переносятся в зоны разуплотнения, формирующиеся в меловых осадках, и образуют крупные залежи неф-

тидов именно в них (Зубков М.Ю., Бондаренко П.М. Патент на изобретение № 2183332. Приоритет от 08.11.2000 г.; [9]).

6. В юрских осадках в описываемых тектонически активных зонах возникают тонкие субвертикальные (иногда S-образные) трещины сколово-сдвигового типа с небольшой раскрытостью, а в меловых — преимущественно трещины отрыва с гораздо большей шириной зияющих трещин.

7. Для поисков и прогноза зон распространения высокопродуктивных зон тектоногидротермального происхождения в терригенных коллекторах как мелового, так и юрского возраста следует использовать метод комплексирования данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования (Зубков М.Ю., Бондаренко П.М. Патент на изобретение № 2183332. Приоритет от 08.11.2000 г.; [4, 6, 9]).

Литература

1. Бескровный Н.С., Ермакова В.Н., Талиев С.Д. Битумоиды нефтесодержащих гравелитов и глин в узонской гидротермальной системе // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. — Новосибирск : Наука СО РАН, 1974. — С. 135–143.
2. Зубков М.Ю., Дворак С.В., Романов Е.А., Чухланцева В.Я. Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь) // Литология и полезные ископаемые. — 1991. — № 3. — С. 122–132.
3. Зубков М.Ю., Шведенков Г.Ю. Экспериментальное моделирование процесса формирования вторичных коллекторов под действием гидротермальных флюидов различного состава // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО : сб. мат-лов V научно-практической конференции. В 2 т. — Т. 1. — Ханты-Мансийск, 2002. — С. 323–332.
4. Зубков М.Ю. Коллекторы в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири и способы их прогноза // Геология нефти и газа. — 2014. — № 5. — С. 58–72.
5. Зубков М.Ю. Вторичные коллекторы тектоно-гидротермального происхождения в кровельной части доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты и способы их прогноза // Геология нефти и газа. — 2015. — № 6. — С. 78–95.
6. Зубков М.Ю. Тектоногидротермальные процессы в юрских отложениях Западной Сибири // Геология нефти и газа. — 2017. — № 1. — С. 64–82.
7. Карпов Г.А. Современные гидротермы и ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение. — М. : Наука, 1988. — 183 с.
8. Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь. — М. : Мысль, 1980. — 196 с.
9. Зубков М.Ю., Бондаренко П.М. Прогноз зон вторичной трещиноватости на основе данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования // Геология нефти и газа. — 1999. — № 11, 12. — С. 31–40.
10. Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. — М. : Научный мир, 2000. — 360 с.
11. Набоко С.И. Формирование современных гидротерм и метаморфизм растворов и пород // Вопросы вулканизма. — М. : Изд-во АН СССР, 1962. — С. 52–62.
12. Овчинников Л.Н. О роли SO₂ в гидротермальном рудообразовании // ДАН СССР. — 1976. — Т. 227. — № 3. — С. 680–683.
13. Овчинников Л.Н., Челищев Н.Ф., Сретенская Н.Г. и др. О возможных факторах разделения химических элементов в гидротермальных условиях // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. — Новосибирск : Наука СО РАН, 1974. — С. 71–76.
14. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. — М. : Недра, 1982. — 670 с.
15. Соколов В.А. Геохимия природных газов. — М. : Недра, 1971. — С. 336.
16. Бгатов В.И. История кислорода земной атмосферы. — М. : Недра, 1985. — 87 с.
17. Кизильштейн Л.Я., Минаева Л.Г. Происхождение фрамбоидальных форм пирита // ДАН СССР. — 1972. — Т. 206. — № 5. — С. 1187–1189.
18. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. — М. : Мир, 1968. — 318 с.
19. Зубков М.Ю., Бакуев О.В., Дворак С.В., Пастух П.И. Вертикальная и латеральная миграция поровых флюидов в юрском комплексе Краснотенинского свода // Физико-литологические особенности и коллекторские свойства продуктивных горизонтов Западной Сибири : сб. науч. тр. ЗапСибНИГНИ. — Тюмень, 1988.

References:

1. Beskrovnyi N.S., Ermakova V.N., Taliev S.D. Bitumoids of oil-bearing gravelstone and clay in the Uzonsky hydrothermal system. In: Gidrotermal'nye mineraloobrazuyushchie rastvory oblastei aktivnogo vulkanizma. Novosibirsk: Nauka SO RAN, 1974. pp. 135–143.
2. Zubkov M.Yu., Dvorak S.V., Romanov E.A., Chukhlantseva V.Ya. Hydrothermal processes in the Sherkalinsky member (Talinsky field, Western Siberia). *Litologiya i poleznye iskopaemye*. 1991(3):122–132.
3. Zubkov M.Yu., Shvedenkov G.Yu. Experimental simulation of secondary reservoir formation under the influence of hydrothermal fluids of different composition. *Puti realizatsii neftegazovogo potentsiala KhMAO: sb. mat-lov V nauchno-prakticheskoi konferentsii. 2 vol. Vol. 1. Khanty-Mansiisk*; 2002. pp. 323–332.
4. Zubkov M.Yu. Reservoirs in the Bazheno-Abalak complex of the Western Siberia and methods of forecasting its spread. *Oil and gas geology = Geologiya nefiti i gaza*. 2014;(5):58–72.
5. Zubkov M.Yu. Secondary reservoirs of tectonic-hydrothermal origin in the roof of the pre-Jurassic complex in the West-Siberian plate and its forecast methods. *Oil and gas geology = Geologiya nefiti i gaza*. 2015;(6):78–95.

TOPICAL ISSUES OF OIL AND GAS GEOLOGY

6. Zubkov M.Yu. Tectonic-hydrothermal processes in the West Siberian Jurassic deposits. *Oil and gas geology = Geologiya nefi i gaza*. 2017;(1):64–82.
7. Karpov G.A. Present-day thermal springs and mercury-antimony-arsenic metallization. Moscow: Nauka; 1988. 183 p.
8. Markhinin E.K. Volcanoes and life. Moscow: Mysl'; 1980. 196 p.
9. Zubkov M.Yu., Bondarenko P.M. Prediction of secondary jointing zones on the basis of seismic data and tectonic and physical modelling. *Oil and gas geology = Geologiya nefi i gaza*. 1999;(11, 12):31–40.
10. Borisov M.V. Geochemical and thermodynamic models of veined hydrothermal mineralization. Moscow: Nauchnyi mir; 2000. 360 p.
11. Naboko S.I. Formation of present-day thermal springs and metamorphism of solutions and rocks. In: *Voprosy vulkanizma*. Moscow: Izd-vo AN SSSR, 1962. pp. 52–62.
12. Ovchinnikov L.N. Role of SO₂ in hydrothermal mineralization. *DAN SSSR*. 1976;227(3):680–683.
13. Ovchinnikov L.N., Chelishchev N.F., Sretenskaya N.G. et al. Possible factors of chemical elements separation in hydrothermal conditions. In: S.I. Naboko, ed. *Gidrotermal'nye mineraloobrazuyushchie rastvory oblasti aktivnogo vulkanizma*. Novosibirsk: Nauka SO RAN; 1974. pp. 71–76.
14. Smirnov V.I. Mineral geology. Moscow: Nedra; 1982. 670 p.
15. Sokolov V.A. Geochemistry of natural gases. Moscow: Nedra; 1971. p. 336.
16. Bgatov V.I. History of oxygen in the Earth's atmosphere. Moscow: Nedra, 1985. 87 p.
17. Kizil'shtein L.Ya., Minaeva L.G. Nature of framboidal pyrite. *DAN SSSR*. 1972;206(5):1187–1189.
18. Garrels R.M., Kraist Ch.L. Solutions, minerals, equilibrium. Moscow: Mir; 1968. 318 p.
19. Zubkov M.Yu., Bakuev O.V., Dvorak S.V., Pastukh P.I. Vertical and lateral migration of interstitial fluids in the Jurassic series of the Krasnoleninsky arch. In: *Fiziko-litologicheskie osobennosti i kollektorskie svoystva produktivnykh gorizontov Zapadnoi Sibiri*: sb. nauch. tr. ZapSibNIGNI. Tyumen, 1988.