

ТЕКТОНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНО- СИБИРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА

М. Ю. Зубков

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

АННОТАЦИЯ

Рассмотрены эпигенетические минеральные ассоциации в составе меловых отложений Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, имеющие гидротермальное происхождение. Установлены образование вторичной пористости и активизация процессов нефтегенерации в результате тектоно-гидротермального воздействия на породы мелового возраста. Реконструирован механизм формирования вторичной пористости и коллекторов в осадках мелового возраста, а также последовательность гидротермального минералообразования.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА

Гидротермальные флюиды, эпигенетические минералы, вторичная пористость, сейсморазведка, тектонофизика, депрессионные зоны, прогноз зон повышенной продуктивности.

TECTONIC-HYDROTHERMAL PROCESSES WITHIN CRETACEOUS DEPOSITS IN THE WEST-SIBERIAN PETROLEUM BASIN

M.Yu. Zubkov

ZapSibGC, LLC, Tyumen, ZubkovMYu@mail.ru

ABSTRACT

Epigenetic mineral associations of hydrothermal origin identified within Cretaceous deposits in the West-Siberian petroleum basin. Secondary porosity generation and activation of petroleum formation associated with tectonic-hydrothermal impact on Cretaceous rocks. Mechanics of secondary porosity, reservoir generation, and progression of hydrothermal mineralogenesis reconstructed for Cretaceous deposits.

KEY WORDS

Hydrothermal fluids, epigenetic minerals, secondary porosity, seismic survey, tectonophysics, deep pressure sinks, prospecting of high-production areas.

ВВЕДЕНИЕ

В предыдущих публикациях рассмотрены доказательства активного влияния тектоно-гидротермальных процессов [5, 8, 9] на формирование коллекторов, возникновение углеводородных залежей и месторождений в доюрском комплексе и юрских отложениях Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Однако эти процессы захватывают и более молодые отложения мелового возраста. Наряду с явным сходством в проявлении воздействия тектоно-гидротермальных процессов на неокомские отложения с такими же проявлениями воздействия в юрских осадках и доюрском комплексе отмечаются и принципиальные отличия, которые заключаются в следующем:

- преобразование пород, слагающих обломочную и цементирующую части, образование новых минеральных ассоциаций;
- характер распределения напряжений в осадочном чехле, вызывающих формирование зон разуплотнения и вторичной (тектоногенной) трещиноватости в меловых отложениях.

Настоящая публикация состоит из двух частей. В первой приводятся доказательства тектоно-гидротермального воздействия на меловые отложения, а во второй рассматриваются особенности распределения тектонических напряжений в мелевых отложениях и механизм формирования в них зон разуплотнения (растяжения), которым соответствуют высокопродуктивные участки в пределах УВ залежей и месторождений.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ И НОВООБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ В МЕЛОВЫХ ОСАДКАХ

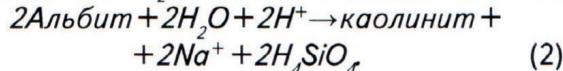
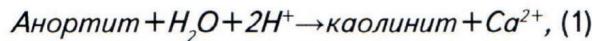
Гидротермальные флюиды (ГФ), проникающие в мелевые отложения, так же как и в подстилающих их юрских осадках, интенсивно выщелачивают неустойчивые по отношению к ним обломочные зерна и цементирующие их глинистые и карбонатные минералы.

В составе обломочных зерен мелевых отложений наряду с кварцем преобладающими являются кислые плагиоклазы, реже щелочные полевые шпаты, поэтому именно они чаще всего подверга-

ются воздействию ГФ, проникающих в эти осадки. Это 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 альбита, ортоклаза и аортита, которые присутствуют в виде перититов их конечных членов, избирательно выщелачиваются. Остаются самые устойчивые в этих условиях перититы, имеющие преимущественно натровый (если речь идет о плагиоклазах) или калиевый (если растворяются щелочные полевые шпаты) составы (см. рис. 1). Например, при воздействии ГФ на кислые плагиоклазы, сложенные перититами альбитового и преимущественно аортитового состава, остаются лишь перититы, имеющие альбитовый состав, а перититы аортитового состава ими полностью выщелачиваются. В итоге образуются пластинчатые зерна со множеством вторичных пор (за счет растворенных гидротермальных флюидов аортитовых перититов) чисто альбитового состава (рис. 1а, 1б).

На образце, отобранном из пласта ПК₁ Ямбургской площади, можно проследить начальный этап растворения перититов преимущественно Ca–Na состава, в то время как такие калиевые составы сохраняются гораздо лучше (рис. 1в). После завершения процесса растворения неустойчивых перититов кислых плагиоклазов остаются пористые пластинчатые агрегаты, сложенные неустойчивыми перититами чисто калиевого состава (рис. 1г).

Растворение крайних членов группы плагиоклазов происходит в соответствии со следующими уравнениями:



Кроме агрегатов эпигенетического каолинита в поровом растворе накапливаются катионы Ca^{2+} , Na^+ , а в случае растворения альбита еще и кремнезем, о чем свидетельствуют уравнения (1) и (2).

Таким образом, в зонах разуплотнения, в которые устремляются ГФ, формируются высокопористые вторичные коллекторы, причем не только за счет собственно самого

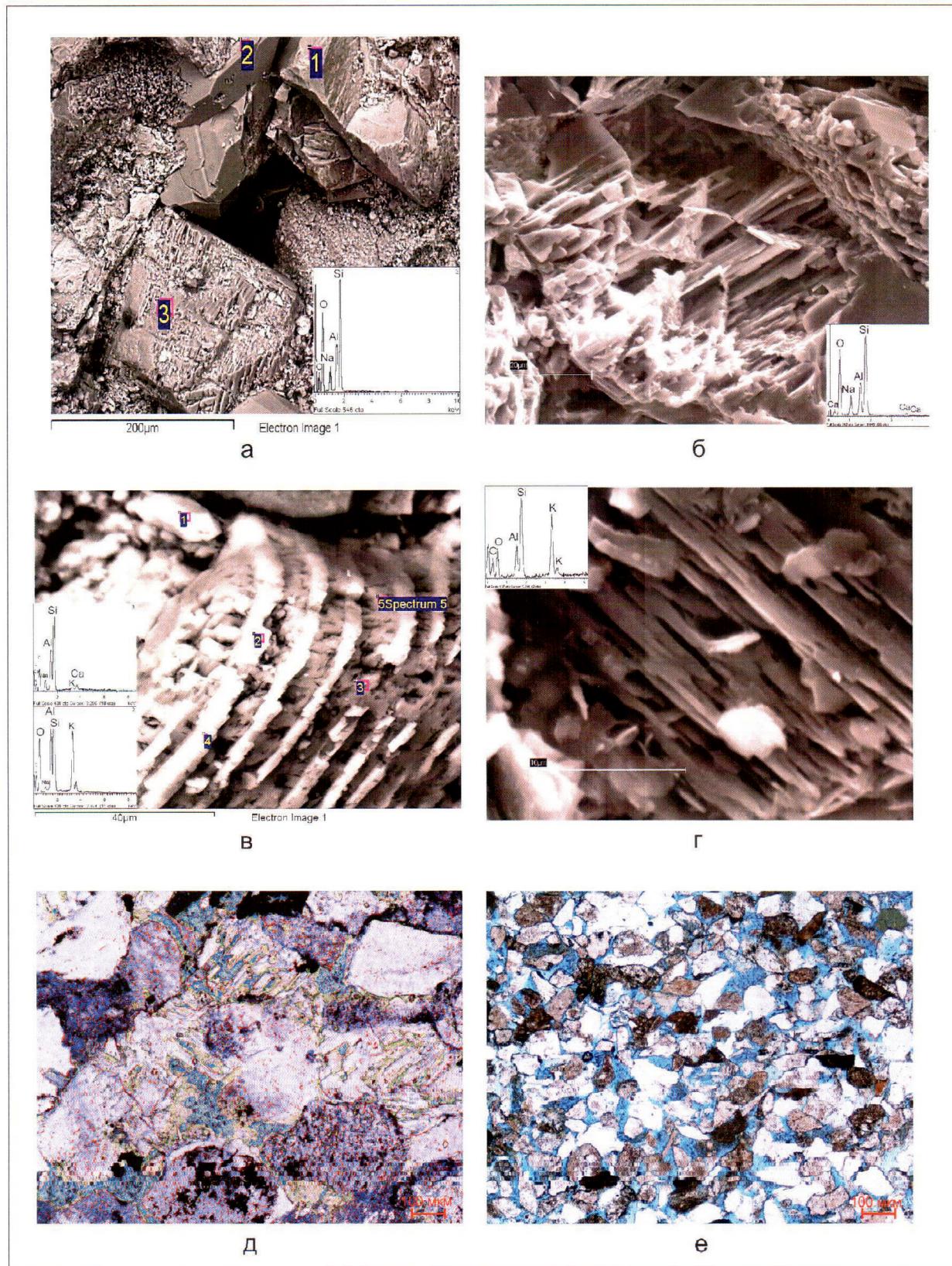
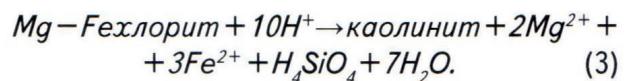


Рис. 1. Фотографии РЭМ и прозрачных петрографических шлифов пород-коллекторов мелового возраста, подвергшихся тектоно-гидротермальному воздействию: частично выщелоченное зерно кислого плагиоклаза, пласт АС₁₁, Нижне-Шапшинского месторождения (а); интенсивно выщелоченное зерно плагиоклаза с оставшимися пертитами альбита, пласт ТП_{12–13} Северо-Парусовой площади (б); зерно щелочного полевого шпата с частично растворенными пертитами кислого плагиоклаза, входящими в его состав, пласт ПК, Ямбургской площади (в); интенсивно растворенное зерно щелочного полевого шпата с оставшимися пертитами ортоклаза, пласт БУ₈ Южно-Парусовой площади (г); песчаник (д); алевролит с выщелоченными зернами полевых шпатов, пласт БС₆ Соровского месторождения (е). Здесь и на следующих рисунках (врезки) приведены элементные спектры, полученные с участков, обозначенных на снимках цифрами

процесса тектонического разуплотнения, но и благодаря процессам растворения неустойчивых минералов гидротермальных флюидов, которыми являются преимущественно обломочные зерна пластика (рис. 1д и 1е). В этих зонах разуплотнения, несмотря на близкую величину пористости у песчаников и алевролитов (порядка 22–24%) из-за гораздо более высокой проницаемости первых (около 400–600 мкм²) по сравнению со вторыми (20–40 мкм²), процессы растворения и выщелачивания неустойчивых обломочных зерен в первых протекают гораздо интенсивнее, чем во вторых (сравни рис. 1д и 1е).

Кроме пластика неустойчивыми в гидротермальных условиях являются темные слюды и хлориты. Магнезиально-железистые хлориты полностью замещаются каолинитом (рис. 2а) в соответствии с упрощенным уравнением:



Темные слюды (на примере биотита) также превращаются в каолинит, а катионы K⁺, Mg²⁺, Fe²⁺ и кремнекислота переходят в поровый раствор:

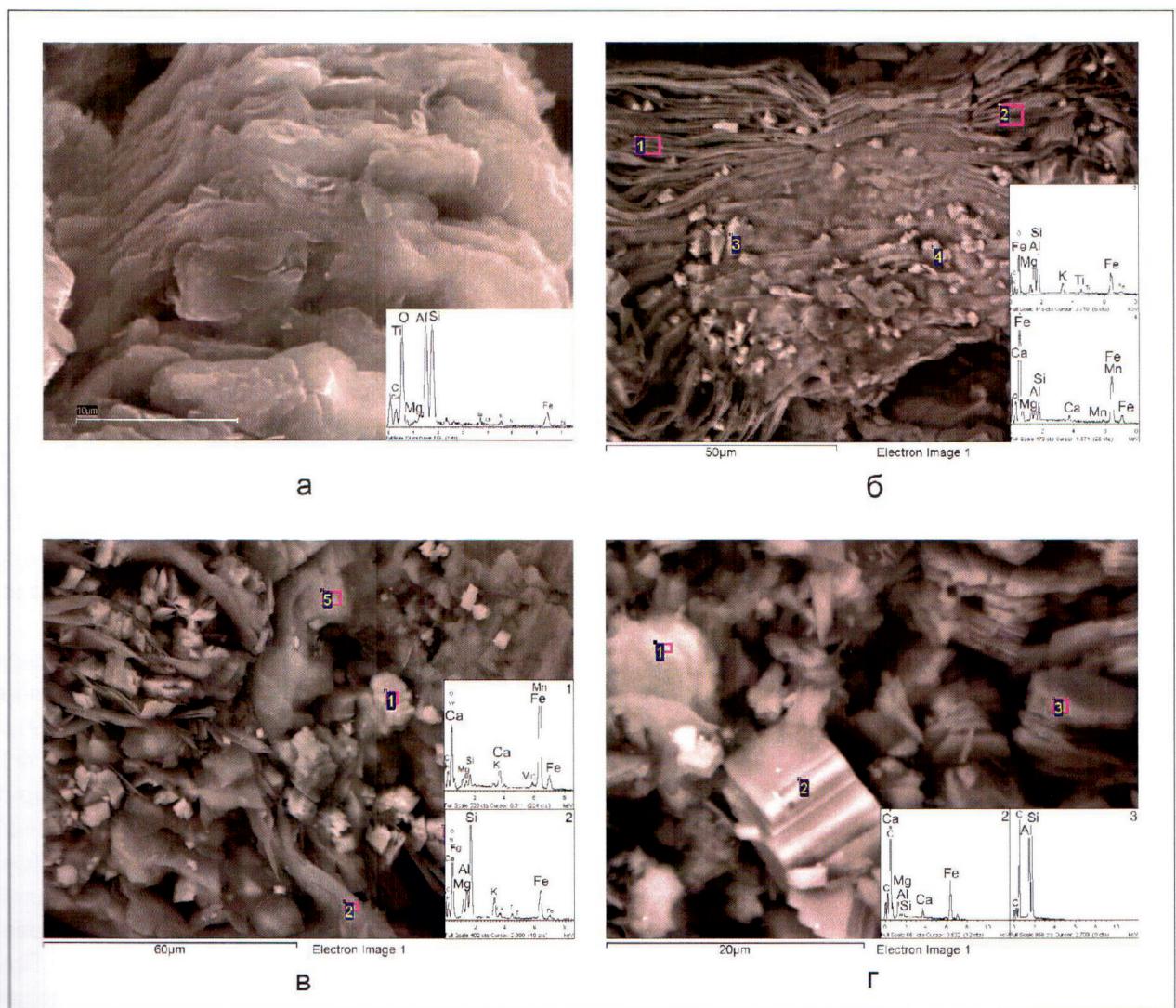
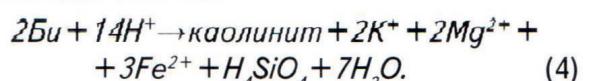
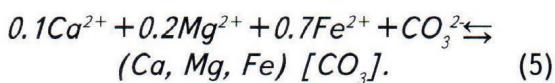


Рис. 2. Снимки РЭМ эпигенетических минералов в меловых отложениях: зерно терригенного хлорита, практически полностью замещенного каолинитом, пласт ПК, Ямбургской площади (а); обломочные зерна биотита, частично замещенные сидеритом, пласт ПК, Ямбургской и пласт ТП₅₋₆, Северо-Парусовой площадей соответственно (б, в); кристаллы сидерита и каолинита, пласт ТП₄, Северо-Парусовой площади (г)

Из приведенных выше уравнений следует, что гидротермальные флюиды должны иметь кислый состав. Это подтверждается многочисленными фактами, содержащимися не только в настоящей, но и в предыдущих публикациях, посвященных тектоно-гидротермальным процессам в доюрском комплексе и юрских отложениях Западной Сибири [5, 7—9].

Катионы, накапливающиеся в поровом растворе вследствие растворения неустойчивых минералов, взаимодействуют с присутствующими в нем же карбонат-анионами с образованием карбонатов. Поскольку в гидротермальных флюидах в результате растворения неустойчивых минералов преобладают катионы кальция и железа, то при его пересыщении образуются преимущественно кальцит и сидериты с присутствующими в них в виде твердых растворов примесями магния и кальция. Это можно схематически обозначить, например, следующим уравнением:



Начальные этапы процесса замещения биотита эпигенетическим сидеритом можно наблюдать на рисунках 2б и 2в, а его завершение с образованием хорошо окристаллизованных зерен гидротермального кальциево-магниевого сидерита и расположенных рядом с ним агрегатов порового каолинита в соответствии с приведенными выше реакциями (1—4) — на рисунке 2г.

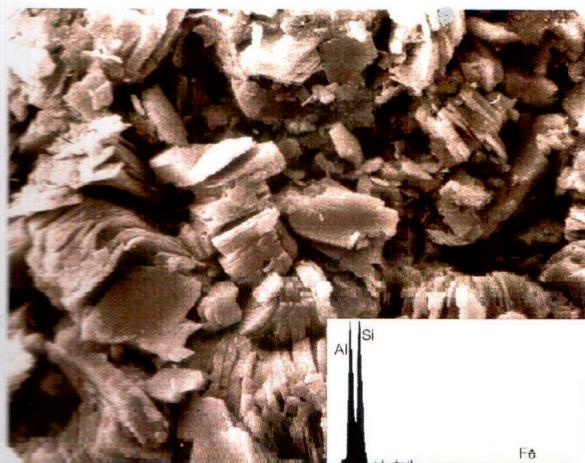
Здесь следует особо отметить, что появление эпигенетического каолинита в составе порового цемента пластов группы Б, отлагавшихся в морских условиях, для которых по этой причине более обычным является эпигенетический пленочный хлорит, а не каолинит, указывает именно на гидротермальный генезис последнего, обусловленный проникновением в эти отложения кислых гидротермальных флюидов [9].

Интересно, что зачастую в одном и том же образце соседние поры могут быть заняты то преимущественно поровым буклетовидным каолинитом, то пленочным хлоритом (рис. 3). Каолинит образовался позже хлорита, судя по их взаимному расположению (рис. 3б, верхний левый угол снимка). Следовательно, первоначально в поровом пространстве

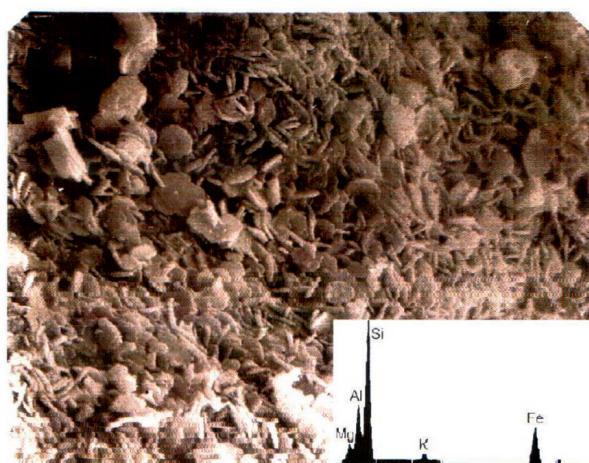
пород-коллекторов возник эпигенетический пленочный хлорит, а затем из кислых ГФ отложился буклетовидный поровый каолинит (рис. 3а, 3в, 3г). Поскольку практически мономинеральные ассоциации глинистых минералов (каолинитовая и хлоритовая) наблюдаются в соседних порах, то можно предположить, что ГФ проникали по наиболее проницаемым участкам в поровом пространстве пород-коллекторов, выщелачивая образовавшийся ранее магнезиально-железистый хлорит и отлагая вместо него вторичный гидротермальный каолинит в соответствии с уравнением (3). В менее проницаемые участки порового пространства пород-коллекторов ГФ либо вовсе не проникали, и в них сохранялся более ранний эпигенетический пленочный хлорит, либо входили частично, отлагая буклетовидный каолинит на хлоритовую пленку из пересыщенных Al и Si растворов (см. рис. 3б, верхний левый угол снимка).

Для того чтобы разобраться, какие минеральные ассоциации могут возникнуть в рассматриваемых отложениях в результате воздействия на них ГФ, рассмотрим диаграммы минеральных равновесий алюмосиликатов и минералов железа (рис. 4а, 4г). Все минералы гидротермального происхождения, присутствующие на диаграмме минеральных равновесий в алюмосиликатной системе, реально обнаружены в поровом пространстве пород мелового возраста (рис. 4б, 4в, 4д). Исключение составляют гиббсит и/или диаспор, которые образуются в кислой среде при резком дефиците кремнекислоты, растворенной в ГФ (см. рис. 4а).

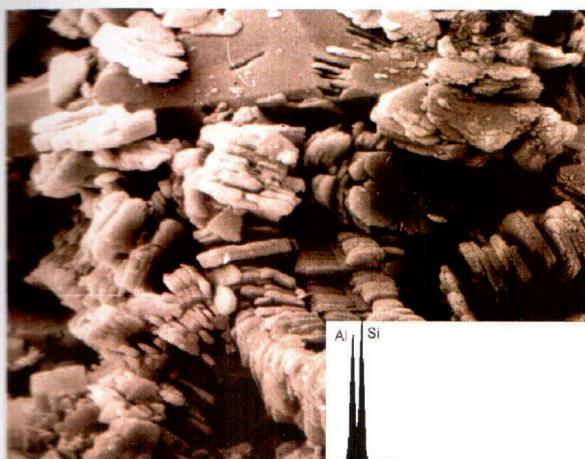
Диаграмма равновесий минералов железа приводится с целью объяснения замещения эпигенетического хлорита более поздним гидротермальным каолинитом (см. рис. 4г). Из этой диаграммы следует, что хлорит устойчив в восстановительной щелочной среде при условии значения pH более 8 (см. рис. 4г). В нейтральной, а тем более в кислой среде он разлагается в соответствии с уравнением (3) и превращается в каолинит. При наличии в составе гидротермальных флюидов карбонат-аниона ионы железа, высвобождающиеся при его растворении, идут на образование сидерита (см. рис. 4г и уравнение 5).



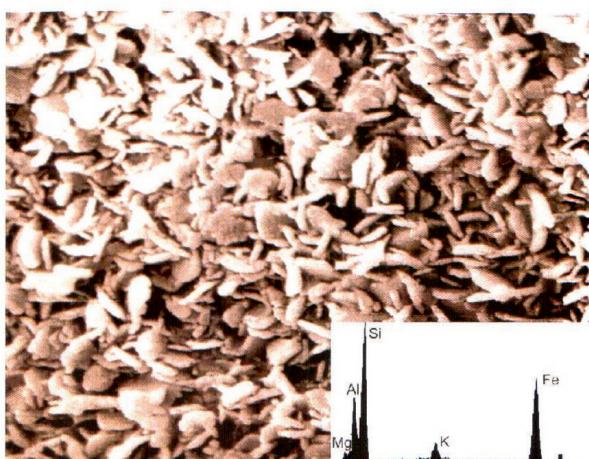
а



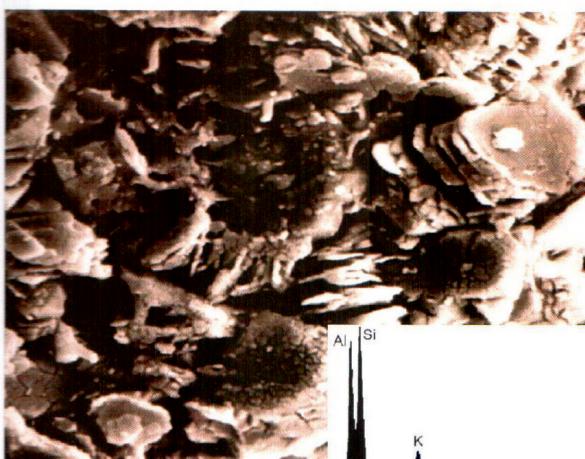
б



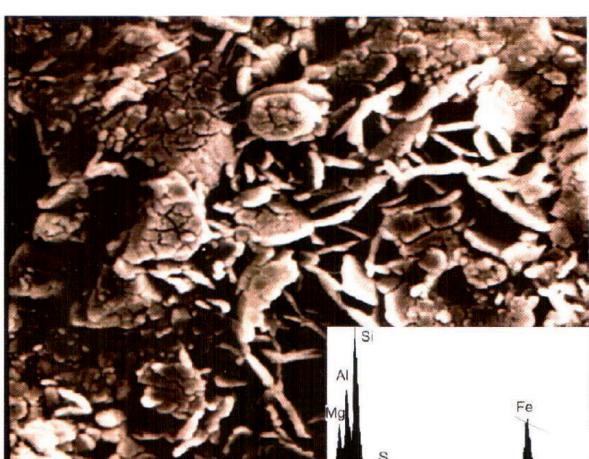
в



г



д



е

Рис. 3. Фотографии РЭМ эпигенетических глинистых минералов, снятые в соседних порах одних и тех же образцов: поровый каолинит (а, в, д); пленочный хлорит (б, г, е); пласт AB_3 Урьевского месторождения (а, б); пласт BB_2 (в, г) и пласт BB_{18-22} (д, е) Нонг-Еганского месторождения

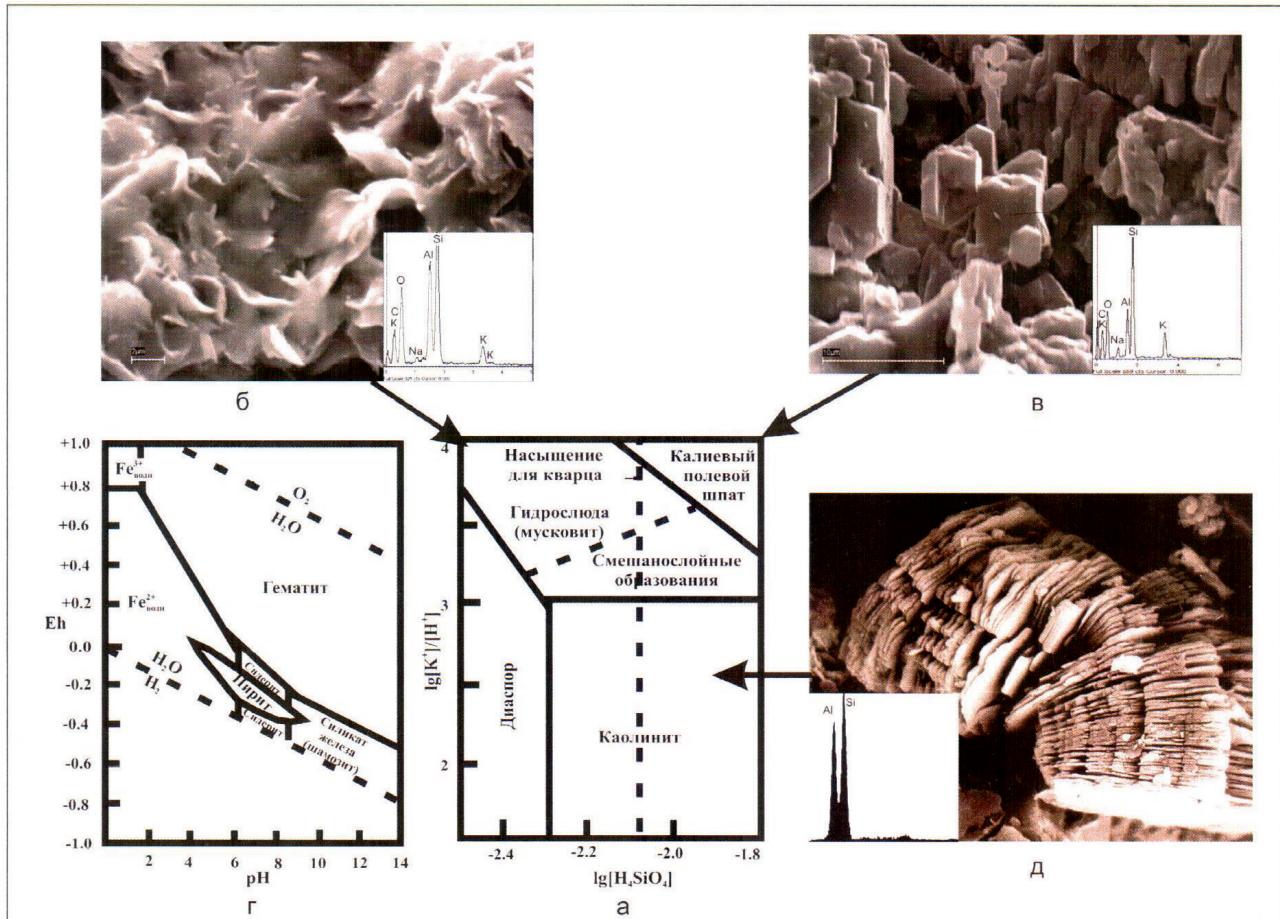


Рис. 4. Диаграммы минеральных равновесий (*а, г*) и снимки РЭМ эпигенетических минералов гидротермального происхождения (*б, в, д*): соотношение минералов в системе $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ при 250°C и 100 МПа (*а*); гидрослюды, пласт БВ₈ Южно-Парусовой площади (*б*); кристаллы щелочного полевого шпата, пласт АЧ (БУ_{14}^2) Юбилейного месторождения (*в*); минеральные равновесия карбонатов, окислов, сульфидов и силикатов железа при 25°C и 0.1 МПа в присутствии воды (по [4] с добавлениями) (*г*); буклетеобразные агрегаты каолинита, пласт БВ₂ Нонг-Еганского месторождения (*д*)

Новообразованный и регенерированный гидротермальный альбит встречается гораздо чаще, чем щелочные полевые шпаты, богатые калием. Это объясняется более высокой концентрацией натрия в поровых водах и более широким полем стабильности этого минерала на диаграмме равновесных состояний в алюмосиликатной системе (из-за отсутствия поля натрового аналога гидрослюды — парагонита).

Интересно, что регенерационный альбит кристаллизовался, судя по его взаимному расположению с пленочным хлоритом, практически одновременно с ним. Это подтверждается тем, что мелкие кристаллики хлорита часто оказываются захваченными регенерированными гранями альбита или располагаются на нем (рис. 5а, 5б). Кристаллы новообразованного гидротер-

мального альбита обычно не содержат на своей поверхности хлоритовых чешуек. Это свидетельствует о том, что он образовался из ГФ позже хлорита, причем эти гидротермы имели щелочную среду (рис. 5в). То же самое относится и к кристаллам гидротермального кварца, грани которых также свободны от чешуек хлорита (рис. 5г). Следовательно, он, как и альбит, кристаллизовался одним из последних. Активная регенерация обломочных зерен кварца и образование его новых кристаллов (гидротермального происхождения) происходили за счет кремнекислоты, выделявшейся вследствие инконгруэнтного растворения обломков неустойчивых минералов (см. уравнения 2—4).

ГФ взаимодействуют с другими минералами, входящими в состав меловых отложений.

Так, обломочные зерна ильменита избирательно растворяются гидротермами, выщелачивая из них магнетитовый минал, присутствующий в них в виде пертитов, в результате чего остаются лишь таковые, сложенные рутилом. За счет исходного зерна ильменита возникают своеобразные скелетные или решетчатые образования рутила (рис. 6а). В случае пересыщения ГФ титаном образуются прекрасные кристаллы гидротермального рутила (рис. 6б).

Из сульфатов, имеющих гидротермальное происхождение, чаще всего встречаются

ангидрит и барит. Это свидетельствует о том, что ГФ не всегда характеризуются восстановительными условиями, в которых преобладает сульфид-ион (рис. 6в, 6г).

Изредка встречаются кристаллы гидротермального сфена (титанита), один из которых, судя по его расположению на регенерированной грани кварца, образовался позднее его (рис. 7а).

По мнению автора, наиболее многочисленными являются сульфиды, среди которых чаще всего встречается пирит. Он является не только наиболее распространенным

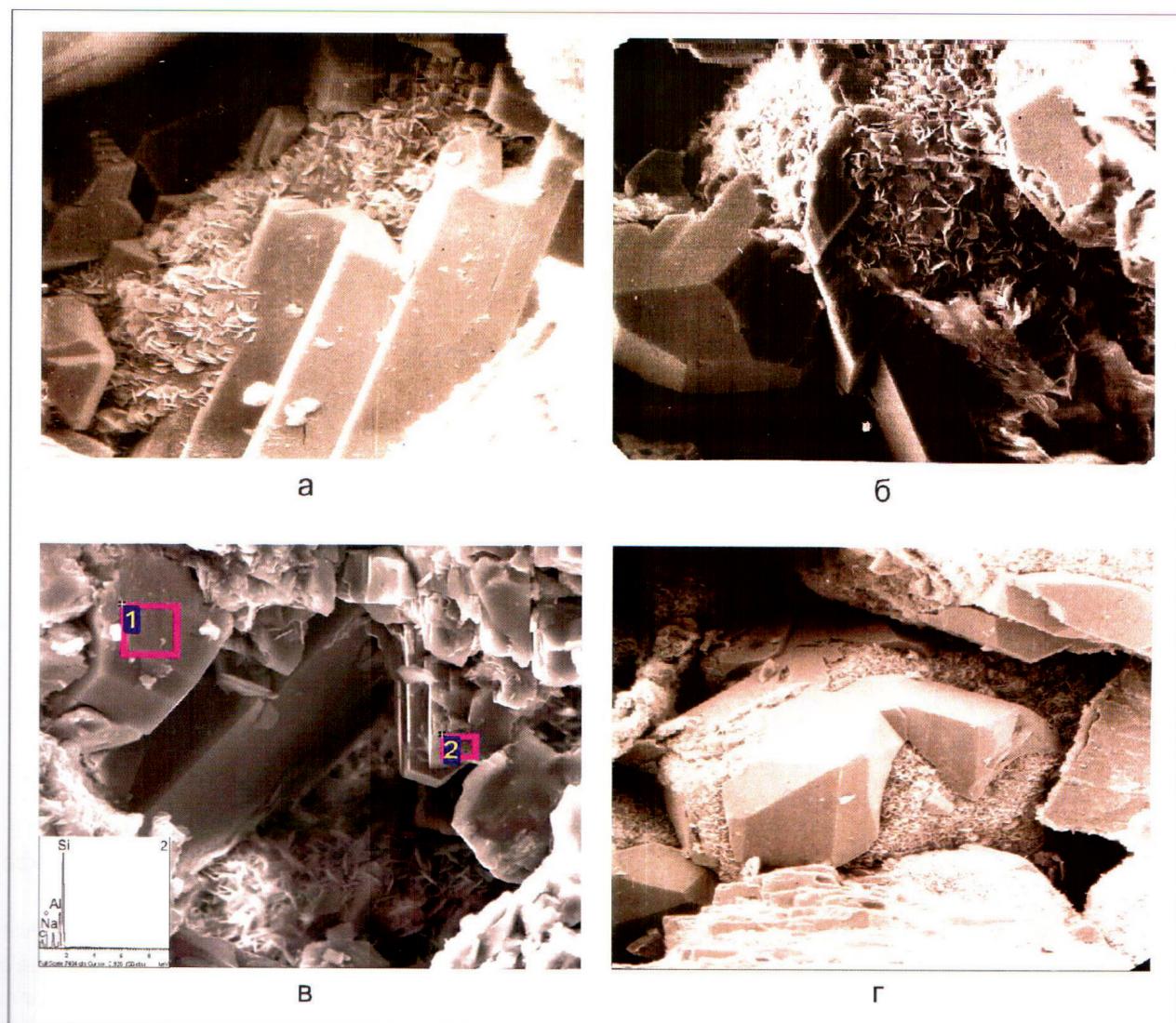


Рис. 5. Фотографии РЭМ эпигенетических минералов гидротермального происхождения в отложениях мелового возраста: регенерированные зерна альбита с пленочным хлоритом, пласт БВ₆ Зимного месторождения (а); регенерированные обломки кварца (слева) и альбита с пленочным хлоритом (справа), пласт БВ₆ Ур'евского месторождения (б); новообразованные кристаллы альбита, пласт БУ₁₀₋₁₁ Северо-Уренгойского месторождения (в); регенерированные и новообразованные кристаллы кварца, окруженные пленочным хлоритом, пласт БВ₆ Зимного месторождения (г)

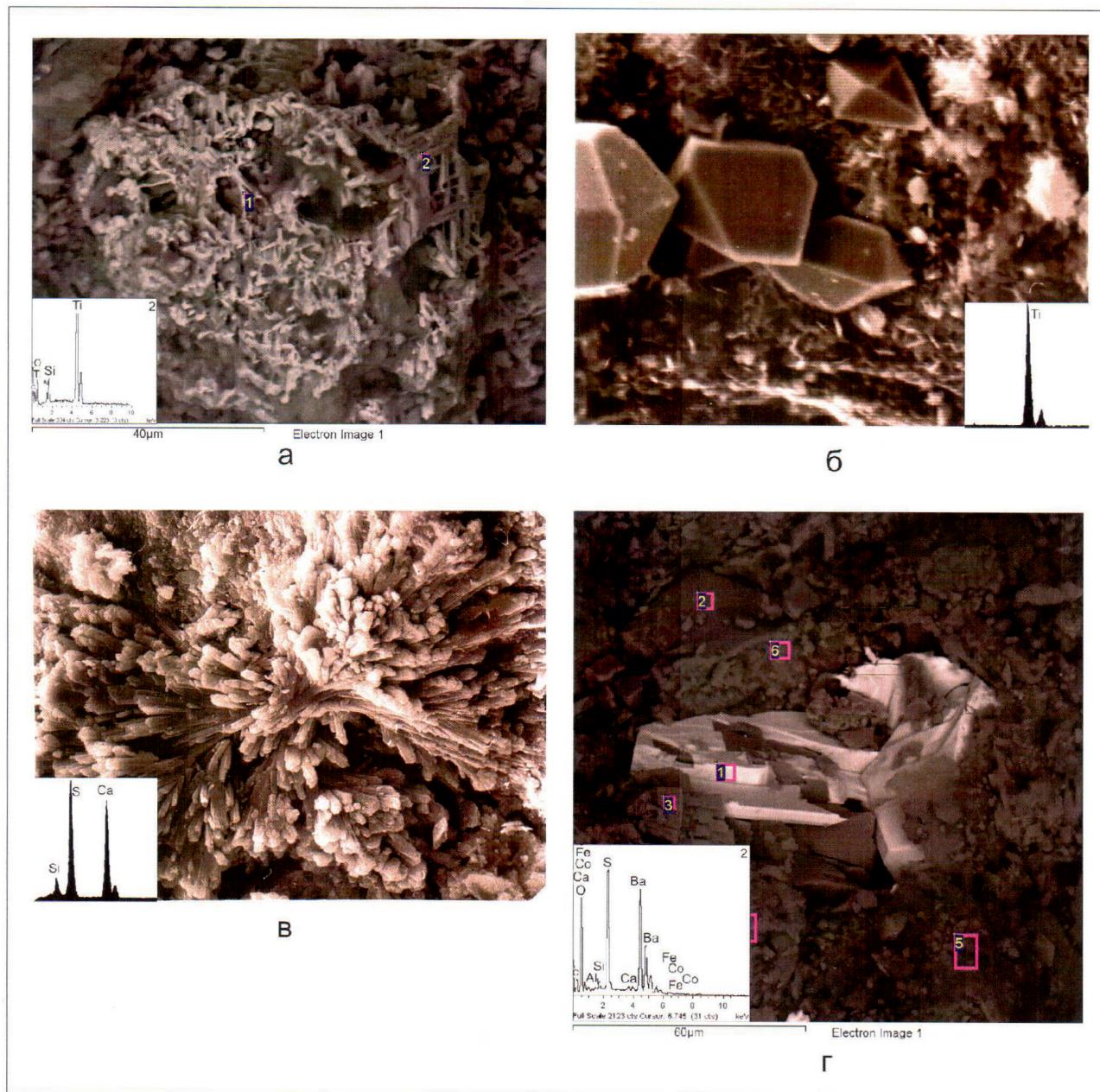


Рис. 6. Фотографии РЭМ эпигенетических минералов гидротермального происхождения: «решеточный» рутил, пласт ТП₄ Северо-Парусовой площади (а); прекрасно ограненные кристаллы рутила, пласт БВ₂ Южно-Покачевского месторождения (б); дружи ангидрита, пласт АВ₁₋₂ Урьевского месторождения (в); поликристаллический агрегат барита, пласт БС₁₆₋₁₈ Имилорского месторождения (г)

по частоте встречаемости, но и образуется в широком диапазоне термодинамических условий — от низкотемпературных в виде аутогенного, часто фрамбоидального (см. рис. 7а), до среднетемпературного гидротермального октаэдрического (рис. 7б). Остальные, более редкие разновидности сульфидов выделяются на заключительном этапе из остывающих ГФ. Например, сульфиды никеля и серебра, ваясит и акантит соответственно (рис. 7в, 7г), плохо окристал-

лизованные землистые массы галенита, сфalerита и халькопирита (рис. 8).

В остывающих ГФ на заключительном этапе их существования накапливаются редкоземельные элементы, которые не могли образовать свои собственные минералы раньше из-за больших различий в их атомных радиусах по сравнению с другими породообразующими элементами, а также особенностей строения электронных оболочек их атомов. Поэтому они практически не встре-

чались в юрских отложениях, а в меловых представлены собственными минералами, часто обладающими хорошей кристаллической огранкой, например как паризит и иттриант (рис. 9а–в).

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 как торит (рис. 10в, 10г). Можно предположить, что в ГФ помимо воды присутствуют и разно-

образные нафтиды, с которыми связаны редкие земли и, в частности, уран и торий. Последние переносятся в виде органоминеральных комплексов, из которых при остывании ГФ выделяются эти редкоземельные минералы. Овальная форма тиобитумов может свидетельствовать о том, что из ГФ они при его остывании выделялись в виде эмульсии, внутри агрегатов которой и находились редкие земли, образовавшие позже собственные минералы (см. рис. 10).

Наиболее чувствительным геологическим «термометром» является органическое вещество (OB), которое под действием высоких

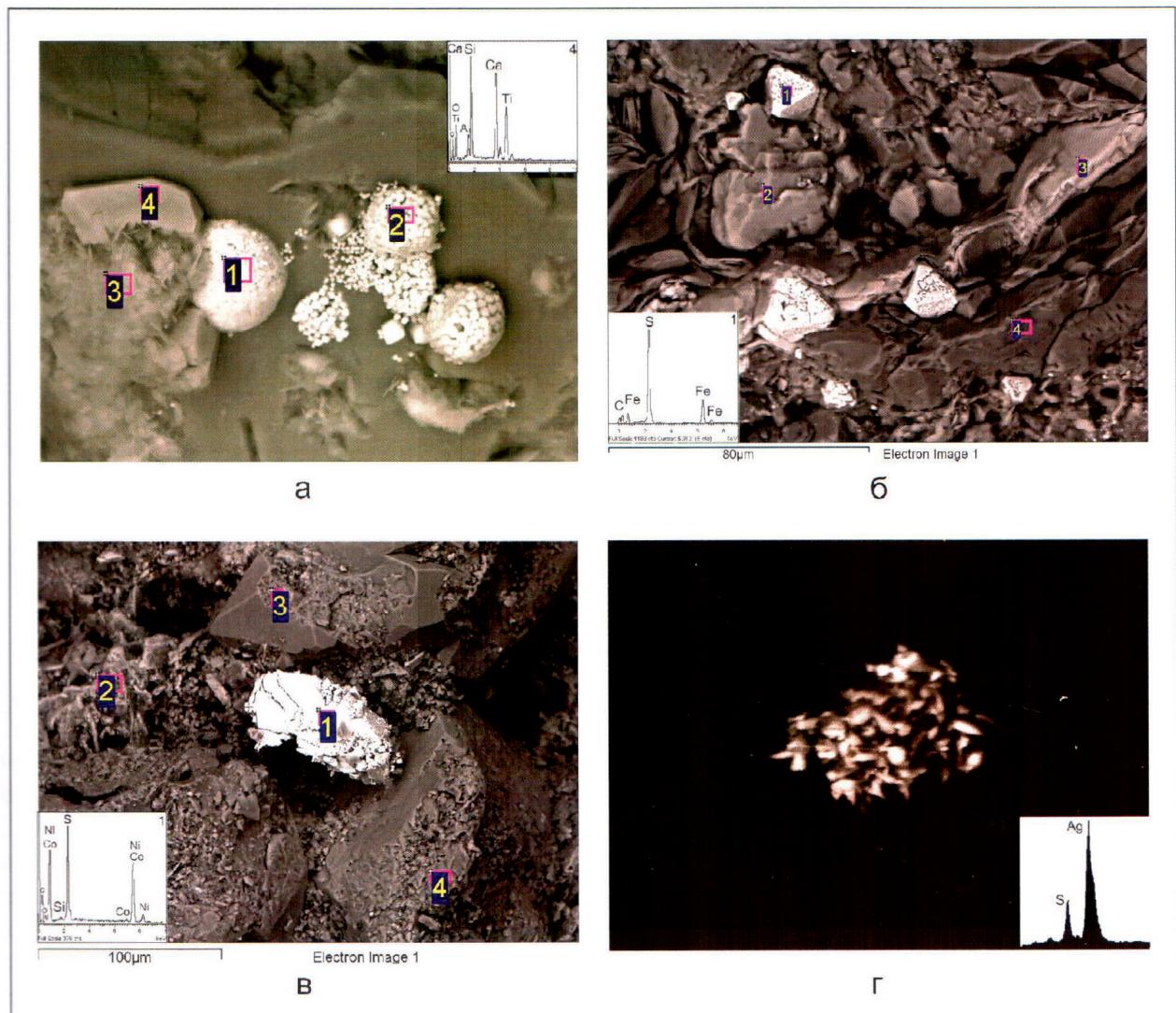


Рис. 7. Снимки РЭМ эпигенетических минералов гидротермального происхождения в меловых отложениях: фрамбоидальный пирит и кристалл титанита на регенерированном зерне кварца, пласт БТ, Радужного месторождения (а); октаэдрические кристаллы пирита, пласт БУ₈⁰ Южно-Парусового месторождения (б); зерно вазисита, пласт АС₁₁, Нижне-Шапшинского месторождения (в); мелкокристаллический «игольчатый» агрегат акантита, пласт БВ₂, Нонг-Еганского месторождения (г)

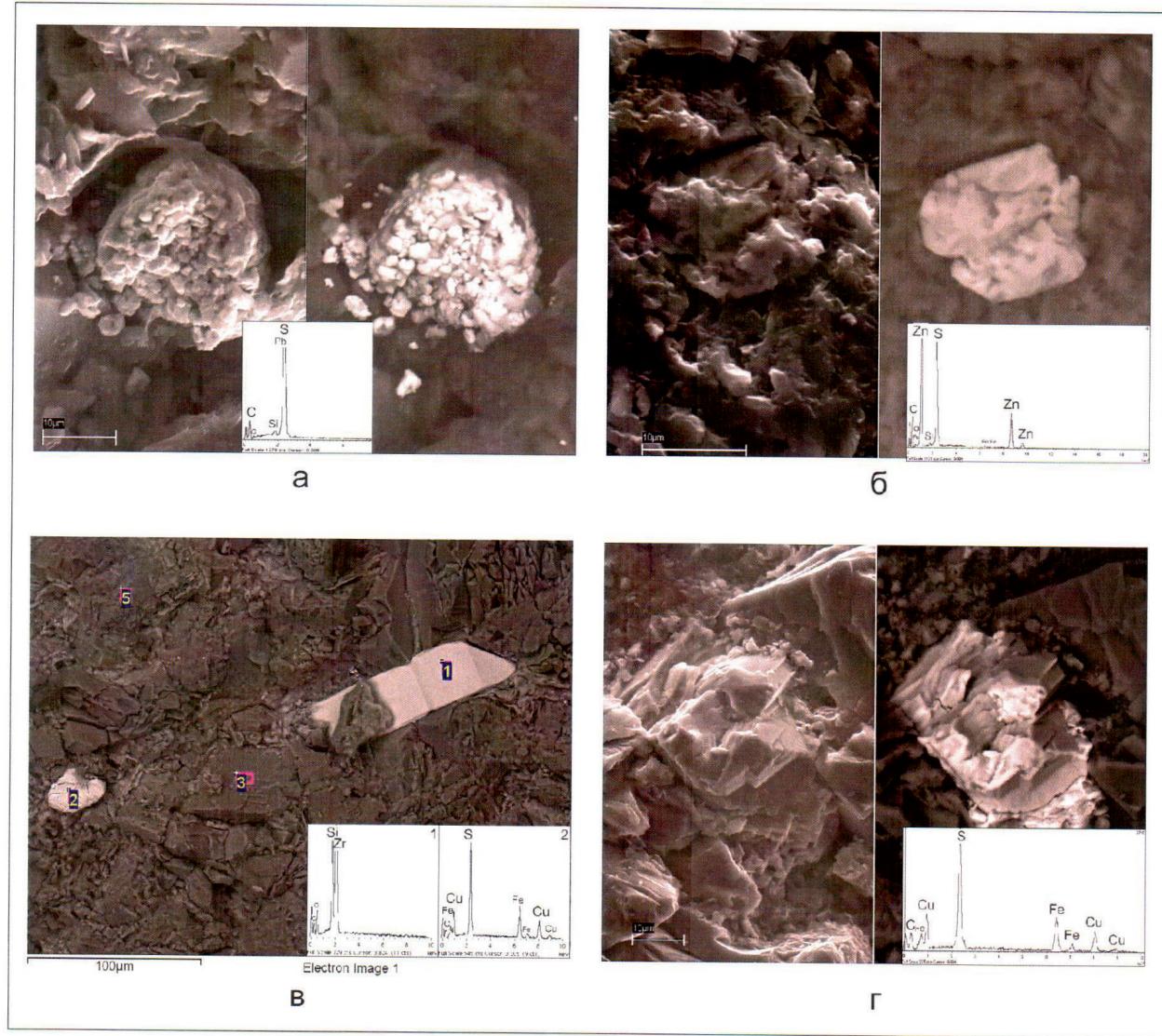


Рис. 8. Снимки РЭМ эпигенетических минералов гидротермального происхождения: галенит (а), сфалерит (б), пласт Ач ($БУ_{14}^2$) Юбилейного месторождения; регенерированный кристалл циркона и зерно халькопирита, ачимовские отложения Ямбургской площади (в); халькопирит, пласт $БУ_8^0$ Южно-Парусовой площади (г). На парных фотографиях (а, б и г) здесь и на следующем рисунке слева снимок сделан в обычном режиме, а справа — в КОМПО

температуру изменяет свои свойства закономерным образом. В частности, таким «геотермометром» может служить величина T_{max} , получаемая при пиролитических исследованиях образцов, содержащих ОВ.

В качестве примера использования такого «геотермометра» рассмотрим результаты определения T_{max} в пределах Красноленинского месторождения. На его площади наблюдается повышенный температурный градиент, поэтому на глубине залегания викуловской свиты (около 1.5 км) пластовая температура (Тпл) составляет

около 60 °C, а в тюменских осадках (на глубине порядка 2.5 км) Тпл — 100 °C, то есть разница Тпл в рассматриваемых отложениях — 40 °C. Исходя из существующих представлений о процессах нефтегенерации, можно предположить, что ОВ викуловской свиты только-только вступает в зону нефтегенерации и величина T_{max} ее ОВ должна составлять порядка 425—428 °C. Однако на самом деле значения T_{max} ОВ, входящего в ее состав, изменяется в пределах от 433 до 447 °C, составляя в среднем 439 °C (рис. 11). Рассматриваемые викуловские отложения

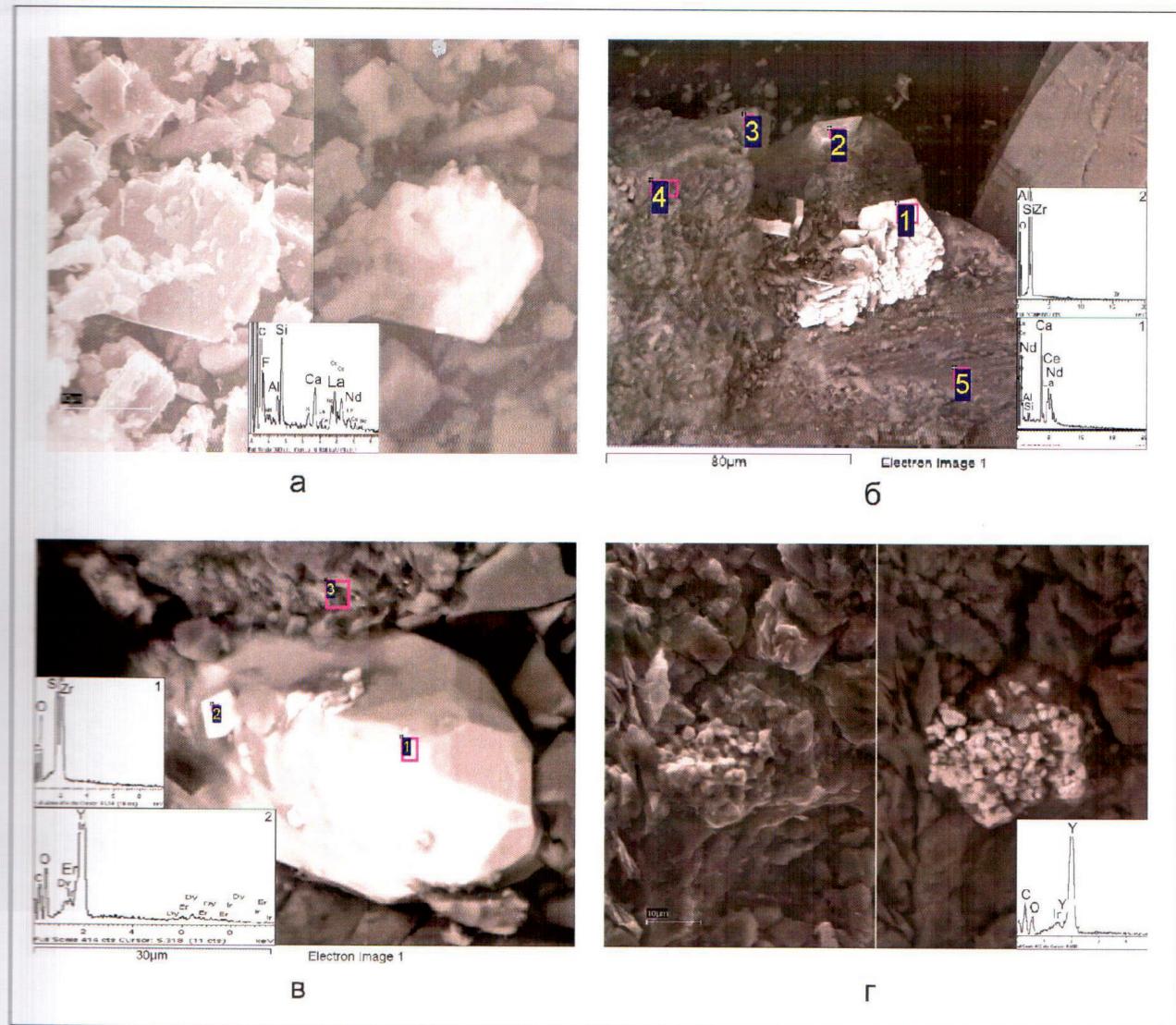


Рис. 9. Снимки РЭМ редкоземельных минералов гидротермального происхождения: пластинчатый (в центре снимка) кристалл (а) и мелкокристаллический агрегат паризита, пласт БТ₁₀ Радужного месторождения (б); регенерированное зерно циркона с новообразованными кристаллами иттрияита (Y_2O_3) на его поверхности, пласт БУ₈ Южно-Парусовой площади (в); мелкозернистый агрегат иттрияита, ачимовские отложения Юбилейного месторождения (г)

подверглись значительному термическому воздействию и находятся в зоне активной нефтегенерации, хотя и уступают по степени термического (катагенетического) преобразования тюменским осадкам, Тмах ОВ которых изменяется от 436 до 456 °С (см. рис. 11).

Таким образом, данные пиролитических исследований на примере осадков викуловской свиты также подтверждают активное воздействие ГФ на ОВ самых верхних продуктивных отложений мела, а повышенный температурный градиент свидетельствует об их присутствии в рассматриваемых отложе-

ниях в недалеком (по меркам геологического времени) прошлом.

Настоящая публикация посвящена тектоно-гидротермальным процессам, но пока мы рассмотрели лишь доказательство присутствия в меловых отложениях ГФ, проявившихся в растворении неустойчивых минералов и образовании разнообразных новых минералов гидротермального происхождения. Перейдем теперь к рассмотрению тектонических процессов в меловых отложениях и их отличий от тектонических процессов, протекающих в подстилающих юрских породах.

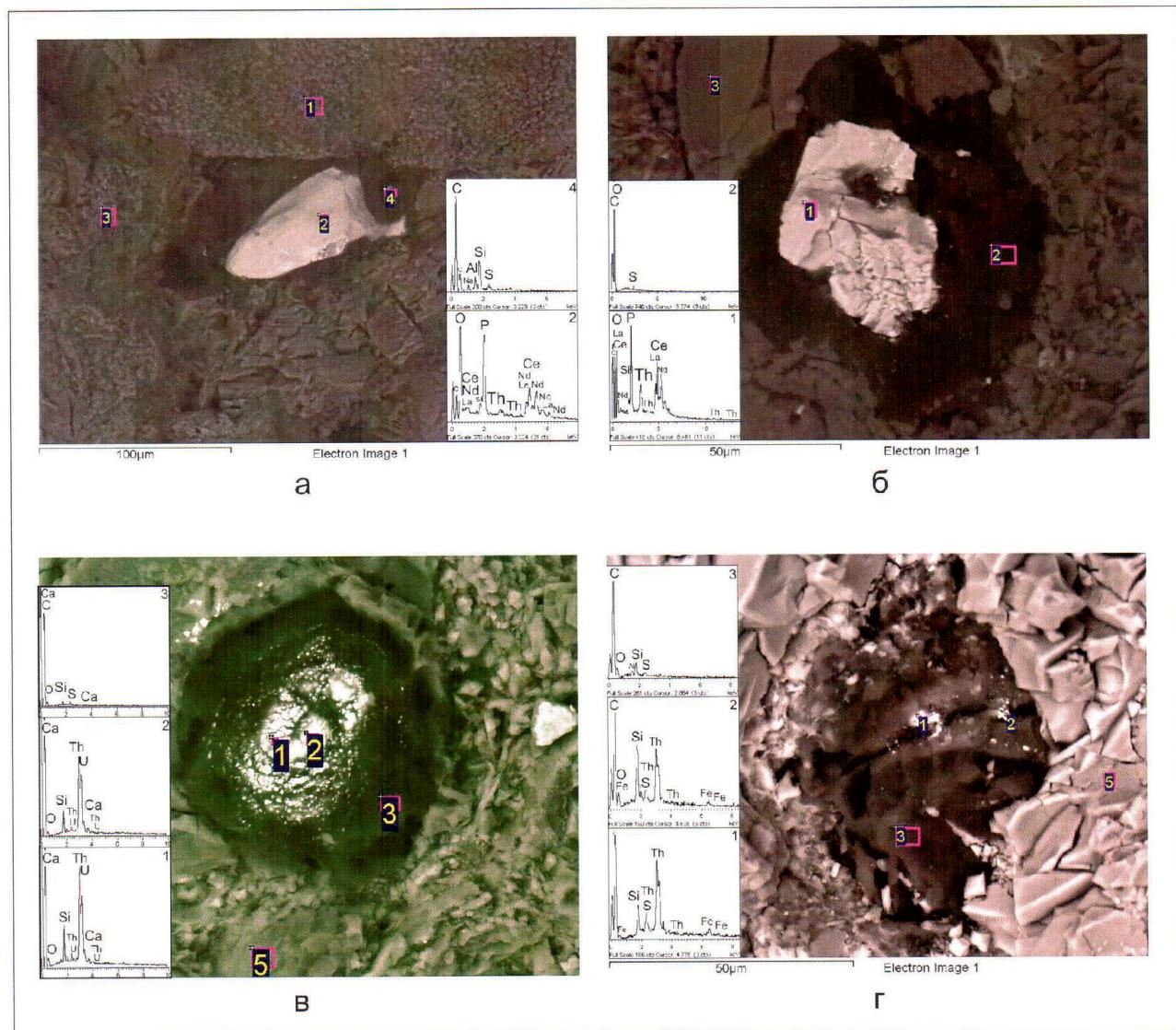


Рис. 10. Снимки РЭМ редкоземельных минералов в ассоциации с тиобитумами гидротермального происхождения: зерна торийсодержащих монацитов в тиобитуме, пласти ТП₅₋₆ Северо-Парусовой площади и БУ₁₄ Юбилейного месторождения соответственно (а, б); мелкие зерна торита в тиобитуме, ачимовские отложения Радужного месторождения и пласт БУ₁₁ Ямбургской площади соответственно (в, г)

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ И ФОРМИРОВАНИЕ ТРЕЩИННЫХ ДИСЛОКАЦИЙ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

При анализе оптических и седиментационных тектонофизических моделей основным отличием в распределении напряжений от растущих антиклинальных поднятий или блоков в юрских отложениях от меловых является то, что первые находятся преимущественно в зоне сжатия, вызываемой и распространяющейся от растущего поднятия или группы поднятий, а в меловых

отложениях формируется очаг растяжения (разуплотнения) над теми же поднятиями.

Сказанное демонстрирует форму трещин, возникающих в зонах тектонических напряжений в юрских и меловых отложениях (рис. 12). Поскольку главное напряжение, распространяющееся от растущего поднятия, имеет субвертикальное направление, то возникающие трещины в компетентных пластиах ориентированы субвертикально. Если компетентная порода представлена, например, известковистым песчаником, не утратившим полностью свою пластичность, то эти субвертикальные тектоногенные трещины начинают

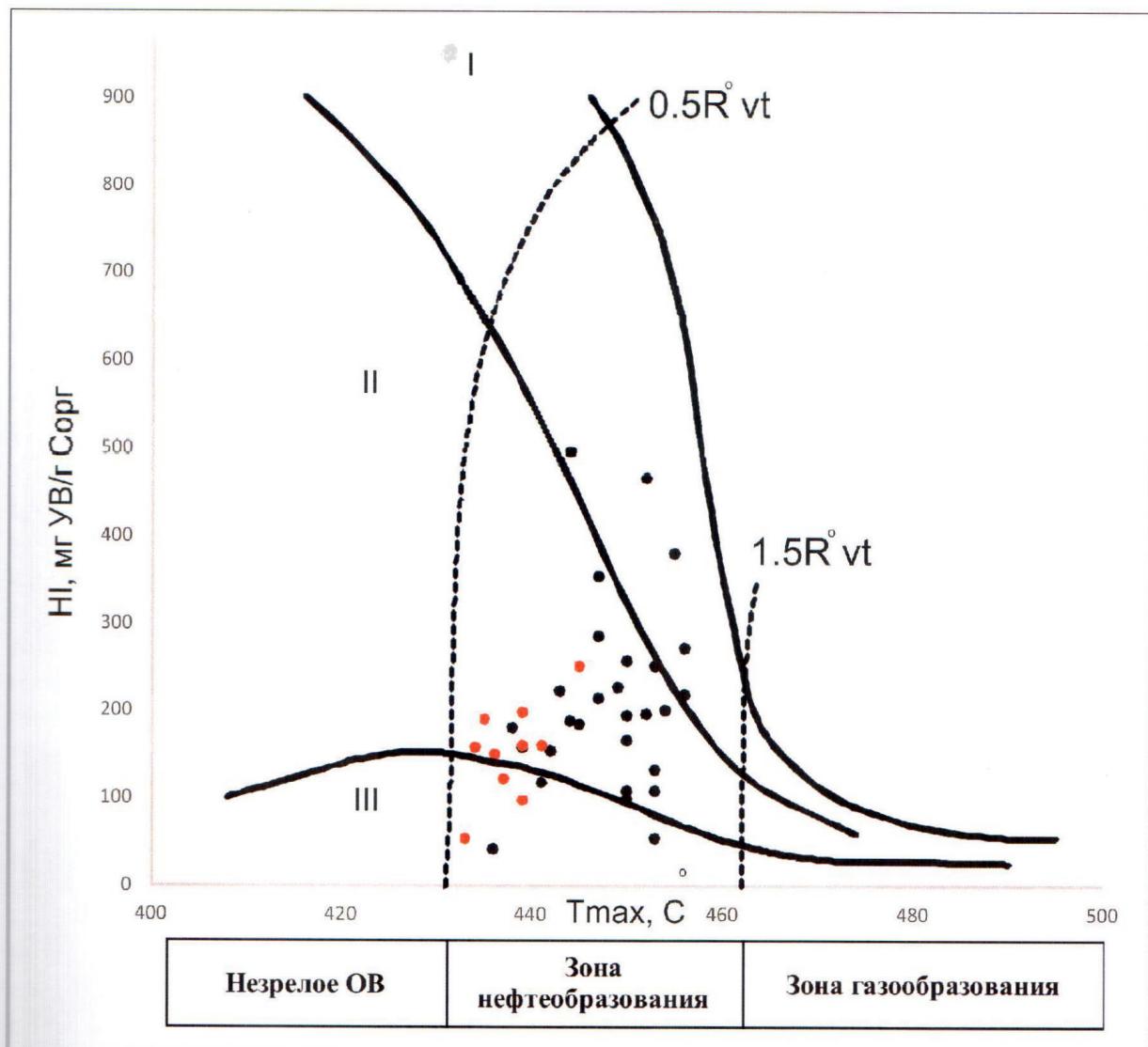


Рис. 11. Модифицированная диаграмма Ван Кревелена, построенная по результатам пиролитических исследований образцов викуловской (точки красного цвета — а), тутлеймской и тюменской (точки черного цвета — б) свит Красноленинского месторождения

изгибаются и приобретают S-образную форму (рис. 12а, 12б). Карбонаты (вероятно, гидротермального происхождения), заполняющие образующиеся трещины, делают их более прочными по сравнению с окружающими их известковистыми песчаниками. Трещины, заполненные карбонатным материалом, на этих участках уплотняются слабее. Это хорошо видно на нижней границе песчаника и подстилающих его глинистых отложений, которые внедряются в песчаник на участках, расположенных между окончаниями субвертикальных S-образных трещин (см. рис. 11а, 11б).

Таким образом, тектоногенные трещины, возникающие в юрских отложениях, характеризуются небольшой раскрытистью и частично или практически полностью заполняются вторичными гидротермальными минералами. Последние представлены обычно карбонатами, реже мелкими кристаллами кварца и каолинита, выпадающими из гидротермальных флюидов вследствие резкого падения порового давления в этих участках из-за раскрытия трещин и, как следствие, выделения из них углекислоты, растворенной в них. Это является причиной нарушения карбонатного равновесия и выделения кальцита.

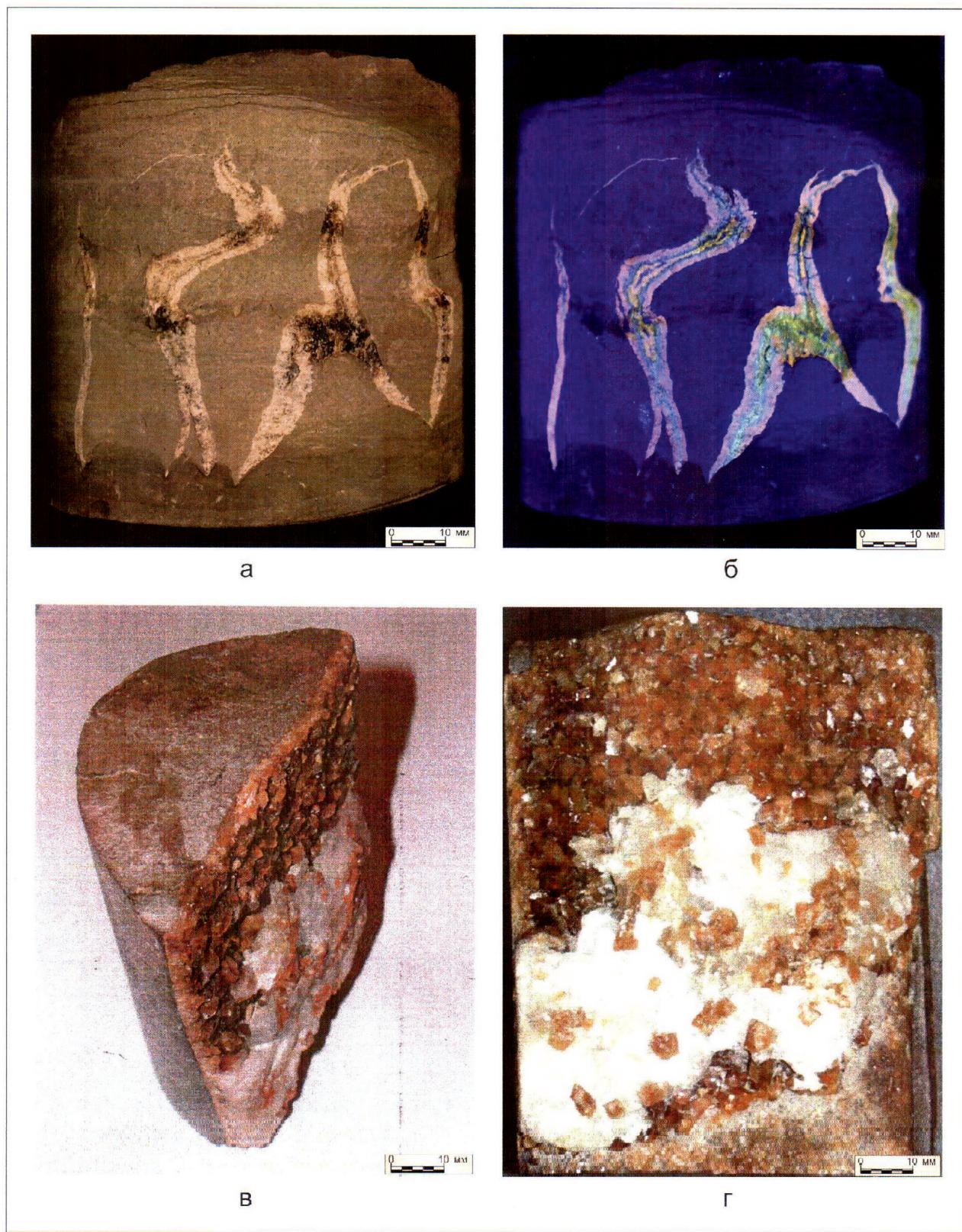


Рис. 12. Фотографии трещиноватых образцов, отобранных из Васюганской (а, б) и Викуловской (в, г) свит: образец песчаника, снятый в белом и ультрафиолетовом свете соответственно, пласт ЮВ, Зимней площади (а, б); общий вид образца песчаника (в), его увеличенный фрагмент с трещиной, покрытой крупнокристаллическим гидротермальным кальцитом, пласт ВК_{1—2}, Каменной площади (г).
Фотографии (в, г) любезно предоставлены В. Б. Скоробогатовым

Совершенно иная ситуация наблюдается в меловых отложениях, где формируется зона разуплотнения, в которой образуются трещины отрыва с достаточно большой раскрытистью. На поверхности трещин также из-за падения порового давления и нарушения карбонатного равновесия, вследствие выделения из ГФ углекислоты, растворенной в них, образуются (в виде щеток) друзы крупнокристаллического кальцита, часто содержащего в себе рассеянные микрокапельки нефти, которые придают ему буро-ватый оттенок (рис. 12в, 12г).

Рассмотрим описанные выше ситуации с тектоногенными зонами сжатия и растяжения (разуплотнения) более подробно на примере симметричных антиклинальных поднятий, присутствующих, например, в пределах Пальяновской площади. На сейсмовременном разрезе упомянутые зоны разуплотнения или растяжения выделяются как своеобразные участки, в пределах которых наблюдаются просадки отложений на некотором удалении от вершин этих симметричных антиклиналей (рис. 13а).

Ситуация с просадкой неокомских отложений над куполом симметричного антиклинального поднятия, наблюдалась на сейсмовременных разрезах, смоделирована с помощью тектоно-седиментационного метода. Для чего использована двумерная седиментационная модель, подготовленная в боксе с линейными размерами 50x10x30 см (путем послойного отложения в нем песчаных и глинистых слоев). Бокс имеет прозрачные лицевые стенки для того, чтобы имела возможность для наблюдения деформаций, происходящих в осадках вследствие роста симметричного антиклинального поднятия (рис. 13б).

После вздыmania антиклинального блока над ним сформировалась зона разуплотнения, выразившаяся в форме просадки осадков в пределах этой зоны (рис. 13в). Зона разуплотнения (просадки осадков) формируется вследствие того, что растущее антиклинальное поднятие 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 или просадки над этим поднятием. Это мы наблюдаем и на сейсмовременных разрезах (см. рис. 13а). В том случае, когда поднятие имеет достаточно большую амплитуду, зона разуплотнения или просадки может выйти на поверхность модели, сформировав на ней сложную систему микрограбенов, оперенных разнонаправленными тонкими микродислокациями более низкого порядка (рис. 13г).

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 вздыmania антиклинального поднятия.

Распределение напряжений в среде, окружающей растущее симметричное поднятие, позволяет оценить другой метод тектонофизического моделирования — оптико-поляризационный, который для краткости будем называть «оптический». 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 (см. рис. 13а). Порядок изохром (линий, имеющих одинаковый цвет) отвечает уровню касательных (τ) и нормальных (σ) напряжений, которые связаны друг с другом простым соотношением:

$$\tau_{max} = 0.5(\sigma_1 - \sigma_3), \quad (6)$$

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. Это характеризует участки

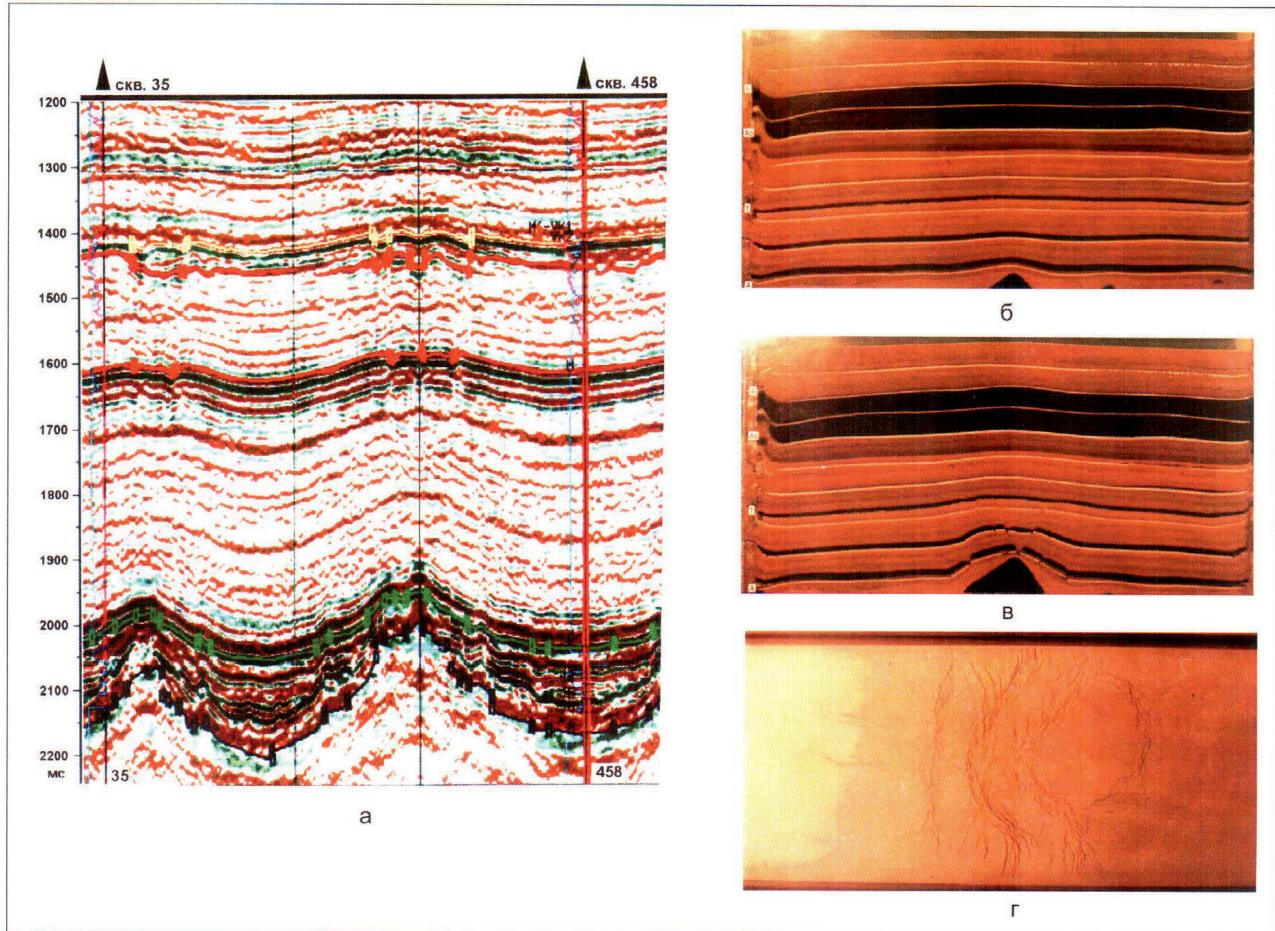


Рис. 13. Зоны разуплотнения (просадки) на сейсмопрофиле (а) и зона разуплотнения, образовавшаяся в результате роста симметричного антиклинального блока в тектоно-седиментационной модели (б–г): сейсмопрофиль с зонами разуплотнения над вершинами поднятий (выделены на сейсмопрофиле красными вертикальными штрихами) Восточно-Пальяновской площади (а); исходное состояние седиментационной модели (б); с «выросшим» антиклинальным блоком (в); зона разуплотнения, вышедшая на поверхность модели (г)

двухстороннего (в плоских моделях) и, по-видимому, всестороннего сжатия (растяжения) в объемах горных пород (в трехмерных моделях) [6].

Для прогноза трещиноватости отрыва (разрыва) или сдвига (скола) в моделях выбираются участки повышенных касательных напряжений. Направление траекторий нормальных и касательных напряжений определяется по картине изоклин, представляющих собой линии равных наклонов осей главных нормальных напряжений к плоскости поляризованного света (вертикальная линия черного цвета на рис. 14а).

Рассмотрим графическую интерпретацию полученной фотохроматической картины (см. рис. 14б, 14в). Максимальные значения касательных напряжений отмечаются непо-

средственно над купольной частью поднятия, в основании нижнего слоя желатина (см. рис. 14б). Вторая зона повышенных касательных напряжений наблюдается также над вершиной поднятия, на границе первого и центрального желатиновых слоев. Третья зона не очень высоких, но все же повышенных относительно окружающих уровней касательных напряжений отмечается на границе среднего и верхнего желатиновых слоев (см. рис. 14б).

При условии 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, рассмо-

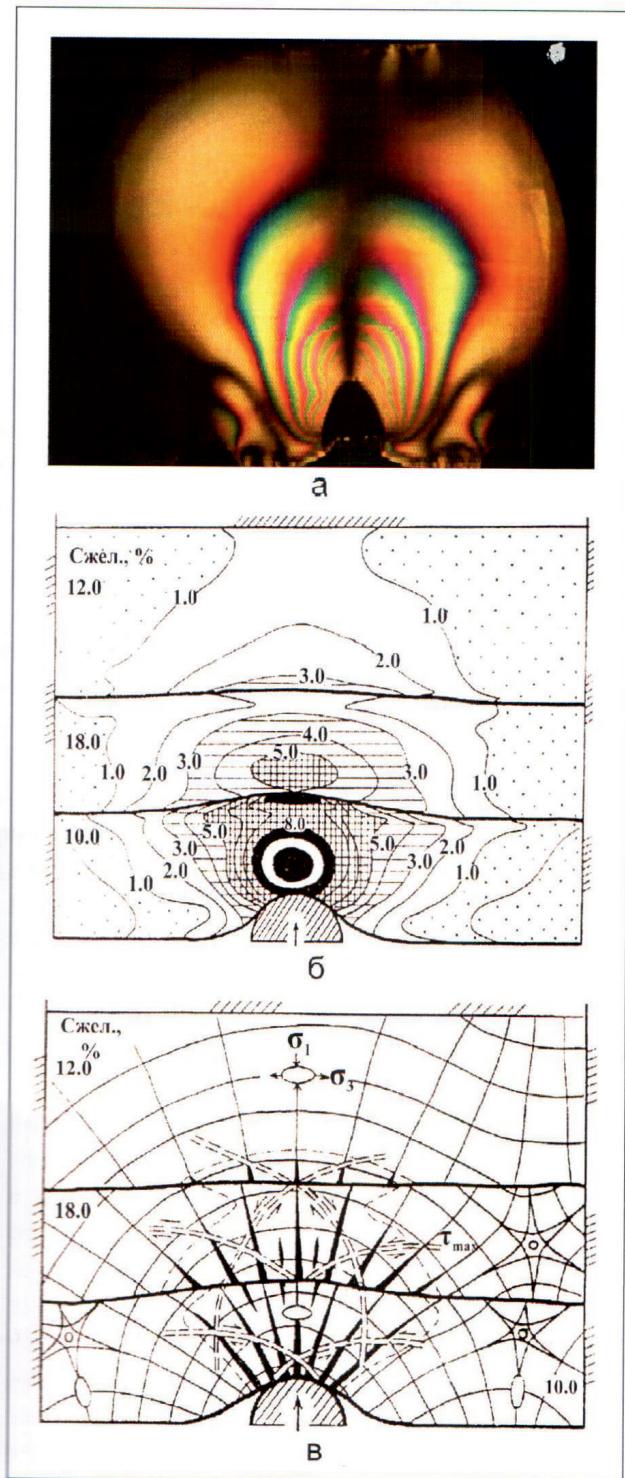


Рис. 14. Фотография оптико-поляризационной модели с симметричным антиклинальным блоком (а) и расшифровка распределения напряжений в ней (б, в): цифры у края рисунка (б, в) обозначают плотность желатиновых слоев (в %); цифры на изолиниях — порядок изохром, соответствующий уровням касательных напряжений в модели; тонкими сплошными линиями — ориентация нормальных напряжений (σ) и двойными пунктирными — касательных (τ); маленькими стрелками — направления нормальных и касательных напряжений, большой стрелкой — направление движения штампа; маленькие кружки — изотропные точки

тренные выше на примере седиментационной модели), которые обычно наблюдаются в отложениях именно мелового возраста.

Здесь следует отметить, что зона повышенных напряжений по направлению вверх от вершины поднятия увеличивается в размерах, достигая максимальной величины на границе нижнего и среднего желатиновых слоев, а затем по мере удаления от него постепенно вновь уменьшается (см. рис. 14б). Следовательно, и в природных условиях зона тектоногенной трещиноватости должна иметь максимальные размеры на некотором удалении от растущего поднятия, скорее всего в природных условиях соответствия отложениям мелового возраста.

Направление и плотность трещин в рассматриваемой модели можно спрогнозировать, используя ориентацию изоклинов и распределение уровней касательных напряжений (см. рис. 14в). Максимальная плотность трещин прогнозируется 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, чем дальше от купола антиклинального блока, тем больше их угол (см. рис. 14в).

Рассматривая последовательность образования трещин, следует отметить следующее:

- первыми образуются трещины в нижней части модели, которую мы условно назвали зоной сжатия, исходя из результатов анализа оптической и седиментационной моделей;

- 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 дислокированные зоны соединяются и возникает единая область повышенной трещиноватости, по которой могут подниматься вверх из фундамента ГФ, приводящие к измене-

ниям минерального состава и структуры порового пространства сначала юрских, а затем и меловых пород-коллекторов [6, 9].

В отличие от двумерного седиментационного моделирования, позволяющего имитировать лишь отдельные плоские вертикальные фрагменты той или иной площади по аналогии с сейсмовременными 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. 15а). В трехмерную седиментационную модель закладываются тонкие (толщиной 2–3 мм) компетентные слои (сложенные цементом) с целью определения ориентации и плотности трещин, которые сформируются в них вследствие их деформации растущими антиклинальными блоками.

После завершения эксперимента трехмерная модель послойно препарируется и изучается характер распределения трещин в каждом из компетентных слоев, а также их ориентация в пространстве и плотность (рис. 15б–д). Послойное препарирование трехмерной модели подтвердило установленное ранее с помощью двумерных (оптической и седиментационной) моделей закономерное увеличение площади трещиноватых зон, сформировавшихся над антиклинальными блоками при переходе вверх от второго к пятому и восьмому компетентным слоям, а затем резкое уменьшение плотности трещин и площади, в пределах которой они распространены, в залегающем выше двенадцатом слое (рис. 15б–д).

Над более крупным и высокоамплитудным блоком на поверхности модели сформировалась зона разуплотнения, представляющая собой пересечение нескольких грабенообразных провалов (см. рис. 15д). Зона разуплотнения, образовавшаяся над вторым, менее амплитудным блоком, не достигла поверхности модели, а осталась внутри нее.

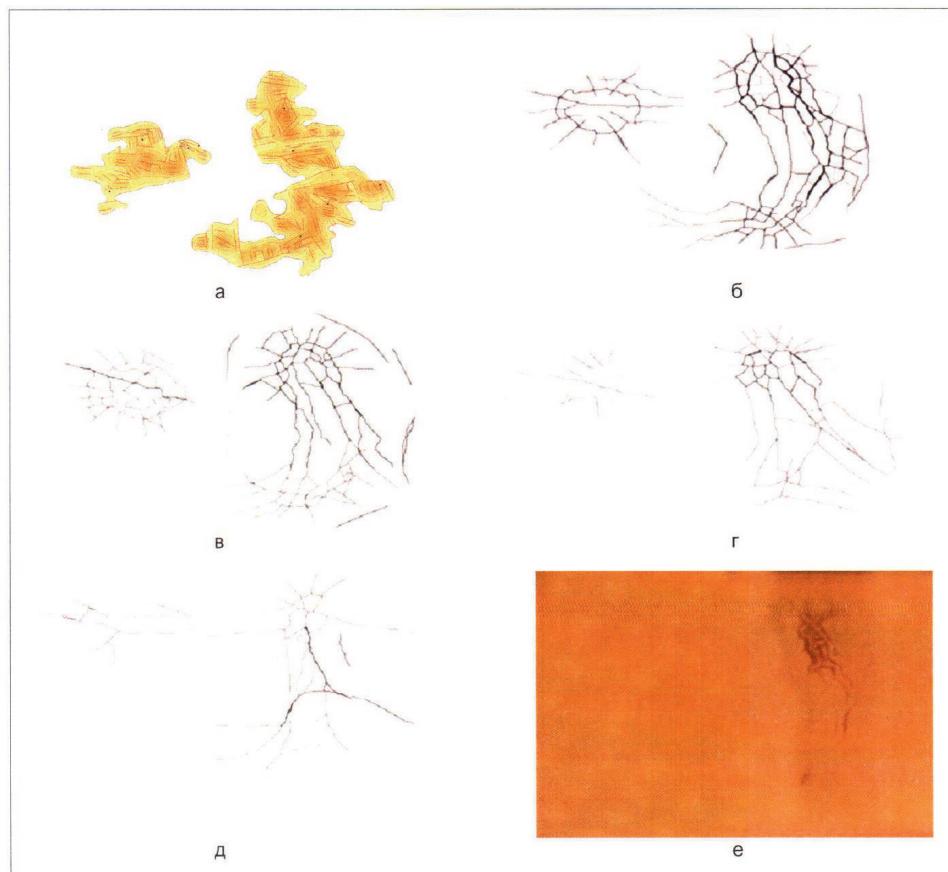


Рис. 15.
Антиклинальные блоки, построенные по отражающему горизонту А одной из площадей, использованные для трехмерного моделирования (а), результаты послойной разборки модели с трещинами в компетентных слоях (б–д) и зона разуплотнения, проявившаяся на ее поверхности (е)

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ публикаций, посвященных ГФ, свидетельствует о том, что это высокотемпературные флюиды, состоящие главным образом из воды и углекислоты с растворенными в них хлоридами, преимущественно натрия, а также кислыми компонентами (HF , HCl , SO_2 и др.), имеющими низкую минерализацию [2, 3, 7–16]. Следует также отметить, что большинство исследователей полагает, что кислород отсутствует в составе высокоэнтальпийных флюидов, отделяющихся от магматических тел при их приближении к поверхности земли, то есть для них характерна восстановительная среда. Однако В.И. Бгатов убедительно доказал, что это не так. По его данным, в составе этих высокоэнтальпийных флюидов присутствует и кислород [1]. Благодаря его наличию в составе минеральных ассоциаций гидротермального происхождения наряду с сульфидами присутствуют и сульфаты, что подробно рассмотрено в публикации Л.Н. Овчинникова [13]. Действительно, в поровом пространстве меловых пород-коллекторов отмечается присутствие не только низкотемпературных гидротермальных сульфидов (см. рис. 7, 8), но и более высокотемпературных сульфатов (см. рис. бв, бг).

Гидротермальные флюиды, поднимающиеся по зонам дробления из фундамента, 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 двигаются вверх по низкопроницаемым глинисто-алевритовым отложениям, то они остывают гораздо в меньшей степени и в большей мере сохраняют свою температуру и агрессивные свойства вплоть до самых верхних меловых осадков, включая викуловскую свиту (см. рис. 11, 12в, 12г).

Гидротермальные флюиды при взаимодействии с осадками, обогащенными ОВ, которые входили главным образом в состав юрских отложений (углистые глины и глинистые угли тюменской свиты, битуминозные аргиллиты баженовской свиты), активно воздействовали на них. ГФ ускоряли 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 [7, 9]. 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: вода, нефть и газ. 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 сложена гетеросоединениями, повернутыми гидрофильтными концами их молекул наружу, что снижало величину поверхностного натяжения на их границе с водой. По мере разрушения эмульсии и коалесценции ее микрокапелек внешняя их оболочка, сложенная преимущественно гетеросоединениями, частично осаждалась в виде тонкой пленки битумов на поверхности обломочных зерен и цемента, как, например, в ачимовских отложениях Нонг-Еганского месторождения (см. рис. 3д, 3е). Поскольку по мере уменьшения температуры стабильность водонефтяных эмульсий растет, то, соответственно, количество гетеросоединений в ее составе, выносимых остывающими гидротермами в верхние меловые горизонты, увеличивается. Как следствие, плотность нефти, выделяющейся впоследствии из этого нафтидсодержащего ГФ, также растет в верхних и самых верхних продуктивных горизонтах.

При прочих равных условиях формирование месторождений и УВ залежей будет происходить, исходя из изложенной концепции, в наиболее проницаемых, самых трещиноватых участках, образующихся в зонах разуплотнения осадков. Если рассматривать симметричное антиклинальное поднятие, то такая зона будет располагаться вверху непосредственно над ее куполом на некотором удалении от него. Расстояние от купола поднятия до зоны разуплотнения (в этом случае проявляется в виде просадки осадков), а также ее латеральные размеры будут зависеть от ряда факторов: морфологии самого поднятия (амплитуды, горизонтальных размеров), механических свойств пород, в которых происходит рост поднятия, глубины залегания осадков и т. п.

ниям минерального состава и структуры порового пространства сначала юрских, а затем и меловых пород-коллекторов [6, 9].

В отличие от двумерного седиментационного моделирования, позволяющего имитировать лишь отдельные плоские вертикальные фрагменты той или иной площади по аналогии с сейсмовременными 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. 15а). В трехмерную седиментационную модель закладываются тонкие (толщиной 2–3 мм) компетентные слои (сложенные цементом) с целью определения ориентации и плотности трещин, которые сформируются в них вследствие их деформации растущими антиклинальными блоками.

После завершения эксперимента трехмерная модель послойно препарируется и изучается характер распределения трещин в каждом из компетентных слоев, а также их ориентация в пространстве и плотность (рис. 15б–д). Послойное препарирование трехмерной модели подтвердило установленное ранее с помощью двумерных (оптической и седиментационной) моделей закономерное увеличение площади трещиноватых зон, сформировавшихся над антиклинальными блоками при переходе вверх от второго к пятому и восьмому компетентным слоям, а затем резкое уменьшение плотности трещин и площади, в пределах которой они распространены, в залегающем выше двенадцатом слое (рис. 15б–д).

Над более крупным и высокоамплитудным блоком на поверхности модели сформировалась зона разуплотнения, представляющая собой пересечение нескольких грабенообразных провалов (см. рис. 15д). Зона разуплотнения, образовавшаяся над вторым, менее амплитудным блоком, не достигла поверхности модели, а осталась внутри нее.

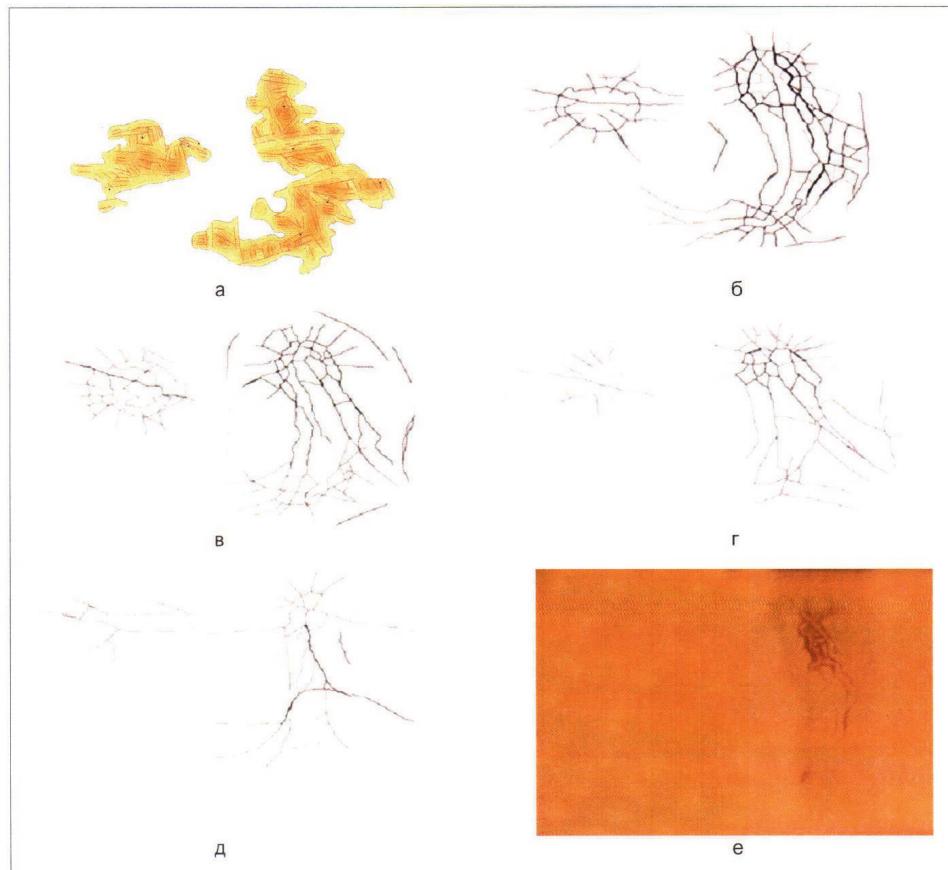


Рис. 15.
Антиклинальные блоки, построенные по отражающему горизонту А одной из площадей, использованные для трехмерного моделирования (а), результаты послойной разборки модели с трещинами в компетентных слоях (б–д) и зона разуплотнения, проявившаяся на ее поверхности (е)

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ публикаций, посвященных ГФ, свидетельствует о том, что это высокотемпературные флюиды, состоящие главным образом из воды и углекислоты с растворенными в них хлоридами, преимущественно натрия, а также кислыми компонентами (HF , HCl , SO_2 и др.), имеющими низкую минерализацию [2, 3, 7–16]. Следует также отметить, что большинство исследователей полагает, что кислород отсутствует в составе высокоэнтальпийных флюидов, отделяющихся от магматических тел при их приближении к поверхности земли, то есть для них характерна восстановительная среда. Однако В.И. Бгатов убедительно доказал, что это не так. По его данным, в составе этих высокоэнтальпийных флюидов присутствует и кислород [1]. Благодаря его наличию в составе минеральных ассоциаций гидротермального происхождения наряду с сульфидами присутствуют и сульфаты, что подробно рассмотрено в публикации Л.Н. Овчинникова [13]. Действительно, в поровом пространстве меловых пород-коллекторов отмечается присутствие не только низкотемпературных гидротермальных сульфидов (см. рис. 7, 8), но и более высокотемпературных сульфатов (см. рис. бв, бг).

Гидротермальные флюиды, поднимающиеся по зонам дробления из фундамента, 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 двигаются вверх по низкопроницаемым глинисто-алевритовым отложениям, то они остывают гораздо в меньшей степени и в большей мере сохраняют свою температуру и агрессивные свойства вплоть до самых верхних меловых осадков, включая викуловскую свиту (см. рис. 11, 12в, 12г).

Гидротермальные флюиды при взаимодействии с осадками, обогащенными ОВ, которые входили главным образом в состав юрских отложений (углистые глины и глинистые угли тюменской свиты, битуминозные аргиллиты баженовской свиты), активно воздействовали на них. ГФ ускоряли 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 [7, 9]. 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: вода, нефть и газ. 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 сложена гетеросоединениями, повернутыми гидрофильтными концами их молекул наружу, что снижало величину поверхностного натяжения на их границе с водой. По мере разрушения эмульсии и коалесценции ее микрокапелек внешняя их оболочка, сложенная преимущественно гетеросоединениями, частично осаждалась в виде тонкой пленки битумов на поверхности обломочных зерен и цемента, как, например, в ачимовских отложениях Нонг-Еганского месторождения (см. рис. 3д, 3е). Поскольку по мере уменьшения температуры стабильность водонефтяных эмульсий растет, то, соответственно, количество гетеросоединений в ее составе, выносимых остывающими гидротермами в верхние меловые горизонты, увеличивается. Как следствие, плотность нефти, выделяющейся впоследствии из этого нафтидсодержащего ГФ, также растет в верхних и самых верхних продуктивных горизонтах.

При прочих равных условиях формирование месторождений и УВ залежей будет происходить, исходя из изложенной концепции, в наиболее проницаемых, самых трещиноватых участках, образующихся в зонах разуплотнения осадков. Если рассматривать симметричное антиклинальное поднятие, то такая зона будет располагаться вверху непосредственно над ее куполом на некотором удалении от него. Расстояние от купола поднятия до зоны разуплотнения (в этом случае проявляется в виде просадки осадков), а также ее латеральные размеры будут зависеть от ряда факторов: морфологии самого поднятия (амплитуды, горизонтальных размеров), механических свойств пород, в которых происходит рост поднятия, глубины залегания осадков и т. п.

Собственно, сами тектоно-гидротермальные процессы имеют глубинную природу. Их движущей силой являются крупные магматические тела, отделяющиеся от астеносферы и поднимающиеся вверх [9]. Именно они вызывают деформацию земной коры и образование крупных тектонических структур первого 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 отделяются локальные потоки магмы, устремляющиеся вверх и формирующие выше более мелкие положительные структуры второго, третьего и более низкого ранга разнообразной формы. Постепенно эти магматические тела остывают, теряют подвижность и застывают на разной глубине. Отделяющиеся от них вследствие падения литостатического давления высокотемпературные флюиды реагируют сначала с поровыми водами, насыщающими породы фундамента, а затем и с поровыми водами, содержащимися в осадочном чехле. В результате чего формируются ГФ, вызывающие описанные выше изменения, сначала в юрских, а затем и меловых отложениях Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна [8, 9].

Сформировавшиеся ГФ по трещинам, возникшим в фундаменте и осадочном чехле вследствие подъема вверх магматических тел разного порядка и вызвавшим, соответственно, рост поднятий различных размеров и формы в фундаменте и перекрывающих его осадках, проникают первоначально и преимущественно в зоны разуплотнения, а затем и в менее проницаемые участки (см. рис. 13а).

Поскольку гидротермальные флюиды активно воздействуют на ОВ, содержащиеся преимущественно в осадках юрского возраста, значительно ускоряя процессы генерации из него нефти и газа, 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 [7, 9].

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, реальная величина которых зависит от ряда объективных причин [5, 9]. В депрессионную зону, формирующуюся вследствие падения порового давления, устремляются вытесненные прежде флюиды, и после разделения нефти и воды под действием гравитационных сил формируются нефтяные залежи.

Если описываемые процессы происходили сравнительно недавно, то депрессионные зоны могут частично сохраняться, как, например, в пределах Талинского месторождения, расположенного на Красноленинском своде, где пластовое давление на момент начала разработки пластов ЮК_{10–11} было ниже гидростатического на 8–9 МПа [5].

Не следует также забывать, что проникающие по зонам дробления ГФ вызывают интенсивный флюидоразрыв пород, прилегающих к этим зонам, 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, то пропадают проблемы, связанные с эффектом Жамена и фазовой проницаемости пород по нефти и воде — она для них характеризуется одинаковыми высокими значениями [8, 9].

ВЫВОДЫ

1. Зоны активного тектоно-гидротермального воздействия проявляются в меловых отложениях, с одной стороны, в выщелачивании и растворении неустойчивых по отношению к ГФ минералов, а с другой, в образовании новых минералов и их ассоциаций гидротермального происхождения, а также в формировании зон дробления и разуплотнения, которые часто на сейсмовременных

разрезах проявляются в виде просадок отражающих горизонтов.

2. Тектоно-гидротермальные процессы обусловлены глубинными причинами, а именно подъемом магматических тел, отделяющихся от астеносферы вверх по направлению к поверхности Земли, которые формируют антиклинальные поднятия различного ранга и связанные с ними зоны тектонического дробления и разуплотнения в перекрывающих породах.

3. Отделяющиеся от магматических тел высокоэнталпийные флюиды, смешиваясь с поровыми водами сначала пород фундамента, а затем и осадочного чехла, формируют гидротермальные растворы, которые наряду с выщелачиванием неустойчивых минералов и последующей кристаллизацией новых, устойчивых в этих условиях, взаимодействуют с ОВ, присутствующим в осадочном чехле, ускоряют процессы генерации им нафтидов.

4. Гидротермальные флюиды принимают непосредственное участие в транспортировке образовавшихся нафтидов в сверхкри-

тическом состоянии, причем они вызывают гидроразрыв окружающих их пород, формируя дополнительные к тектоногенным еще и трещины гидроразрыва, благодаря чему они становятся способными преодолевать непроницаемые до этого момента глинистые флюидоупоры.

5. Полученные результаты свидетельствуют о широком площадном распространении тектоно-гидротермальных процессов в осадочном чехле Западно-Сибирского бассейна, включая осадки мелового возраста.

6. При условии если в юрских осадках растущие поднятия, как правило, формируют зоны сжатия, то в отложениях мелового возраста, напротив, вследствие их роста возникают зоны разуплотнения (растяжения или просадки).

7. С целью поисков и прогноза зон распространения высокопродуктивных зон тектоно-гидротермального происхождения в терригенных коллекторах мелового возраста следует использовать метод комплексирования данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Бгатов В. И. История кислорода земной атмосферы. М.: Недра, 1985. 87 с.
- 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, 1974. С. 135—143.
- Борисов М. В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. М.: Научный мир, 2000. 360 с.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 318 с.
- Зубков М. Ю., Бакуев О. В., Дворак С. В., Пастух П. И. Вертикальная и латеральная миграция поровых флюидов в юрском комплексе Красноленинского свода // Физико-литологические особенности и коллекторские свойства продуктивных горизонтов Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1988. С. 5—14.
- 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.
- Зубков М. Ю., Шведенков Г. Ю. Экспериментальное моделирование процесса формирования вторичных коллекторов под действием гидротермальных флюидов различного состава // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО: Материалы V науч.-практ. конф. Ханты-Мансийск, 2002. Т. 1. С. 323—332.
- 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.
- Зубков М. Ю. Тектоно-гидротермальные процессы в юрских отложениях Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2017. № 1. С. 60—76.
- Киреева Т. А. К методике оценки эндогенной составляющей глубоких подземных вод // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 2009. № 1. С. 54—57.
- Мархинин Е. К. Вулканы и жизнь. М.: Мысль, 1980. 198 с.
- Набоко С. И. Формирование современных гидротерм и метаморфизм растворов и пород // Вопросы вулканизма. М.: АН СССР, 1962. С. 52—62.
- Овчинников Л. Н. О роли SO_2 в гидротермальном рудообразовании // ДАН СССР. 1976. Т. 227. № 3. С. 680—683.
- 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, 1974. С. 71—76.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 670 с.
- Соколов В. А. Геохимия природных газов М.: Недра, 1971. С. 336.