

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ПУСТОТНО-ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА НЕТРАДИЦИОННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ФУНДАМЕНТА ТАТАРСКОГО СВОДА

Результаты геологического исследования фундамента древних платформ на базе сейсмических методов и глубокого бурения наглядно свидетельствуют, что он является мобильной, постоянно развивающейся системой, в которой в результате различных деструкционных процессов формируются специфические геологические образования – зоны деструкций, имеющие субгоризонтальное залегание. Породы этих зон вследствие процессов дробления, истирания и гидротермальной проработки обладают высокими фильтрационно-емкостными свойствами (Ситдикова, 1991; Ситдикова и др., 1997; Ситдикова, Изотов, 1999, 2003).

В формировании пустотного пространства зон деструкций кристаллического фундамента играют роль различные механизмы. К ряду наиболее характерных для изученного региона можно отнести следующие:

- 1) деформационные процессы с образованием систем трещиноватости,
- 2) выщелачивание (коррозия) породообразующих минералов,
- 3) перекристаллизация с образованием микроагрегатов, создающих специфическую форму пустотно-порового пространства.

Результатом интенсивных деформационных процессов является формирование систем трещиноватости пород, которые по данным наших исследований наиболее характерны для компрессионной стадии развития зон деструкций. При этом создаются системы сообщающихся трещин, по которым происходит интенсивная миграция газовой флюидов. Трещины деформаций могут быть развиты как по всей породе в целом, так и по отдельным породообразующим минералам. Наиболее интенсивно деформационным процессам подвержены более хрупкие минералы,

в частности, гранаты, пироксены, кварц (Рис. 1). Формирование трещин в отдельных минералах создает первичную структуру пустотного пространства (Рис. 2, 3).

Как показывают проведенные нами исследования (Ситдикова, 1997), интенсивность воздействия гидротермальных растворов, мигрирующих по зонам трещиноватости, усиливается с глубиной, при этом увеличивается их воздействие на породообразующие минералы. Длительное воздействие этих растворов приводит к коррозии и выщелачиванию породообразующих минералов, в результате этих процессов появляется новый тип пустотного пространства – коррозионный (Рис. 4). Наиболее интенсивно процессы коррозии и дальнейшего выщелачивания протекают в зонах декомпрессионного типа, которые являются для этих зон преобладающими. Эти процессы сопровождаются формированием комплекса тонкодисперсных минералов, в частности, глинистых (Ситдикова, 1991, 1997, 1999, 2003) (Рис. 5). Процессы коррозии и выщелачивания минералов обычно начинаются в трещиноватых участках минералов или на их гранях с образованием, чаще всего, агрегатов глинистых минералов (Рис. 6). Новообразованные агрегаты глинистых минералов могут быть ориентированы или субпараллельно, или могут образовывать различные трубчатые, игольчатые агрегаты в зависимости от условий кристаллизации.

Для описания микроструктурных особенностей микроагрегатов глинистых минералов используются различные модели взаимоотношения частиц. Наиболее распространены микроагрегаты, в которых глинистые частицы и ультрамикроагрегаты контактируют по базисным плоскостям или по типу базис-скол и скол-скол. Это приводит к образованию структурных элементов разнообразной формы.

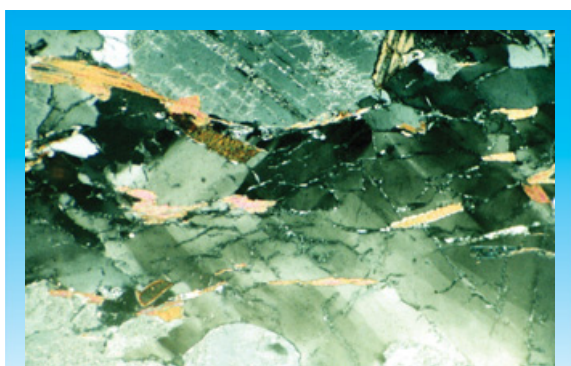


Рис. 1. Дислоцированный кварц с двумя системами трещин скольжения, выполненных каолинитом. Деформации сплюсывания с последующей релаксацией, раскрытием трещин. Первая система трещин – скольжения, параллельно блокам в кварце, вторая – параллельно волнистому погасанию. Скв.678, Глянци-Тамак, гл.2092м. Николи II, ув.125х.

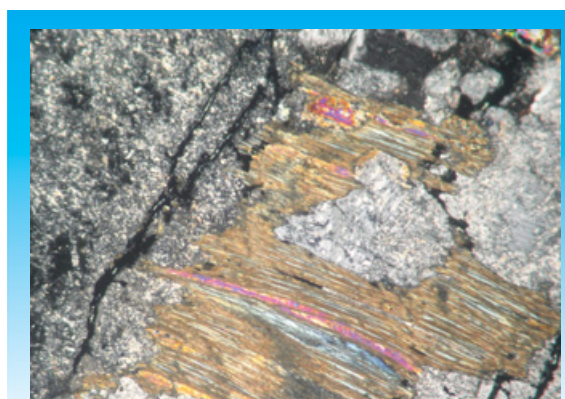


Рис. 2. Компрессионная зона. Сосюртитизированная порода, система трещин, псевдоморфозы по биотиту, представленные хлорит-смешаносойным биотит-вермикулитом. Скв.20009, Ново-Елховская, обр.1134, инт.3646,5-3649,5м. Николи +, ув.85х.

Существующие модели были разработаны при изучении глинистых пород, при этом ведущими являются следующие. Ячеистая или сотовая микроструктура. Впервые была предложена в 1925г. К. Терцаги, в ней агрегаты глинистых частиц образуют замкнутые ячейки. В 1932 г. А. Казагранде и М.М. Филатов подобную модель описали как хлопьевидно-ячеистую. Структура «карточного домика» была выделена в 1926 г. В. Гольдшмидтом, которая в дальнейшем была изучена и описана Т. Лэмбом в 1950г. В 1959г. Розенквист показал существование на природных образцах модели «карточного домика». Позднее Р. Слоане и Р. Келл предложили название «книжный домик».

В 1971г. Н.О'Брайен описал модель каолинового осадка, получившего название «ступенчатый карточный домик». И.В. Попов ввел понятие «крипоструктура» для каолинита, подвергнутого уплотнению или деформациям. П. Смарт назвал подобную модель ориентированной или стопчатой. А.К. Ларионов в 1968 году, а затем Д. Дадлей в 1970 г. отметили наличие глинистой «рубашки» вокруг песчаных зерен, находящихся в глинистой породе (Соколов и др., 1986).

Многие модели, рассмотренные выше, были разработаны на основании визуальных наблюдений авторов или данных оптической микроскопии. Экспериментально они были доказаны только с применением растровой электронной микроскопии (Соколов и др., 1986).

В настоящее время классификации микроструктур и текстур агрегатов глинистых минералов разработаны в основном для осадочных пород. Аргиллизиты глубоких горизонтов на настоящем этапе развития практически не изучены. Автором, на основе изучения структурно-текстурных особенностей глинистых агрегатов зон деструкций, охарактеризованы основные модели локализации глинистых агрегатов в зонах деструкций с привязкой моделей к компрессионной и декомпрессионной стадиям развития фундамента (Ситдикова, 1997). При этом использованы как описанные другими исследователями, так и выделенные автором морфологические модели агрегатов глинистого вещества.

Большое значение при характеристике пустотного пространства имеет механизм образования микроагрегатов глинистых минералов в пустотно-поровом пространстве деструкционных зон. В зависимости от взаимного расположения отдельных пакетов формируется специфический тип порового пространства. Для изучения механизма формирования микроагрегатов, сложенных наноразмерными минералами, был использован метод растровой электронной микроскопии с применением микроскопа XL-30.

Автором была разработана классификация микроструктур агрегатов глинистых минералов, характерных для компрессионной и декомпрессионной стадий развития зон деструкций, на основе классических подходов к анализу текстур глинистых минералов (Терцаги, 1925; Гольдшмидт, 1926; Соколов и др., 1986).

Для глинистого вещества зон деструкций, вскрытых скв.20009, наиболее характерной структурной и информативной единицей являются микроагрегаты. Микроагрегаты представляют собой ассоциации глинистых частиц и ультрамикроагрегатов, не распадающихся в воде при отсутствии физико-химических диспергаторов и механического воздействия (Осипов, Соколов, и др., 1989). Наличие агрегатов устанавливается в микротрещинах в виде тонких частично ориентированных зон глинистых частиц, или в гнездах, в том числе в псевдоморфозах по порообразующим минералам. В отдельных участках напряжения комплекса трещиноватых пород фундамента, приуроченных к зонам аномального давления (стресса), происходит образование специфического комплекса глинистых минералов.

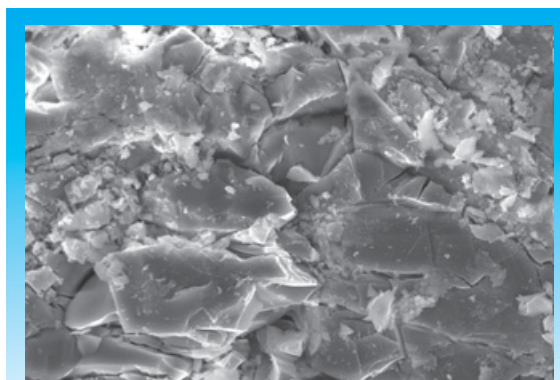


Рис. 3. Система трещин в хрупких минералах компрессионной стадии. Скв.20009, Ново-Елховская, обр.1281, инт.4061,1-4065,6м. Ув.500х.

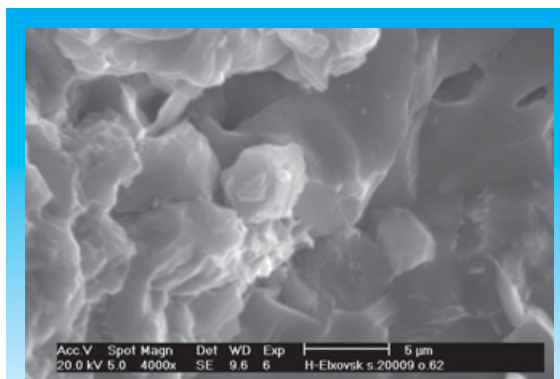


Рис. 4. Начальная стадия коррозии зерен кварца. Скв.20009, Ново-Елховская, обр.62, инт.1978,3-1982,6м. Ув.4000х.

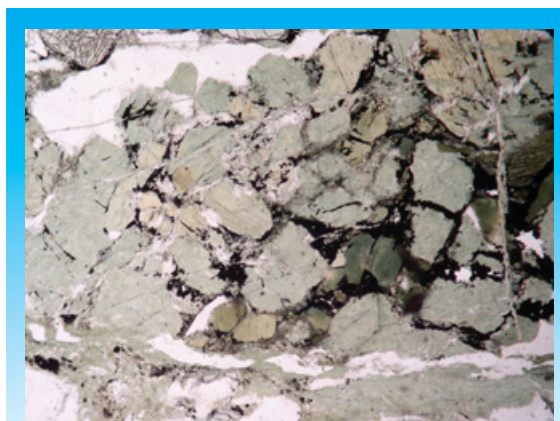


Рис. 5. Декомпрессионная зона. Псевдоморфозы хлорита по высокожелезистому пироксену (эпидоту). Скв.20009, Ново-Елховская, обр.1244, инт.4022,0-4024,5м. Николи II, ув.85х.



Рис. 6. Коррозия порообразующих минералов. Формирование коррозионной пористости. Скв.20009, Ново-Елховская, обр.1425, инт.4388,2-4391,7м. Ув.950х.

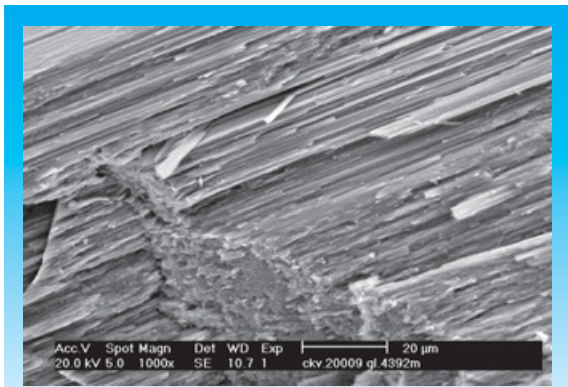


Рис. 7. «Ламинарные» микроструктуры, представленные железомagneзиальными хлоритами. Компрессионная стадия. Скв.20009, Ново-Елховская, гл.4392,0м. Ув.1000х.

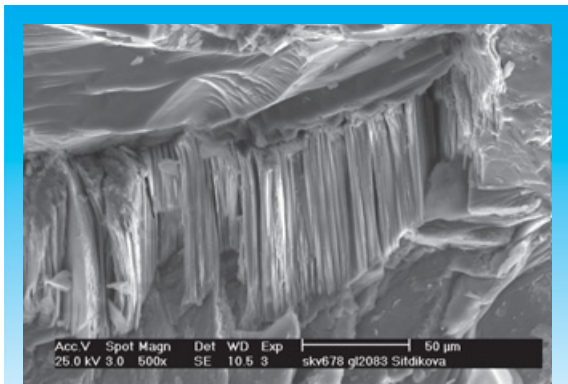


Рис. 8. «Ламинарные» микроструктуры, гидрослюдистые пакеты. Компрессионная стадия. Скв.20009, Ново-Елховская, гл.4392,0м. Ув.1000х.

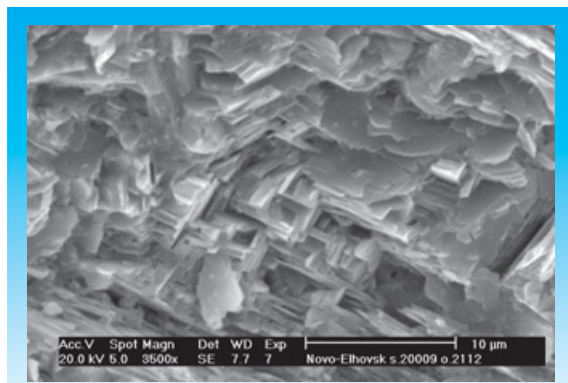


Рис. 9. Микроструктуры «книжного домика». Компрессионная стадия. Скв.20009, Ново-Елховская, гл.4392,0м. Ув.1000х.

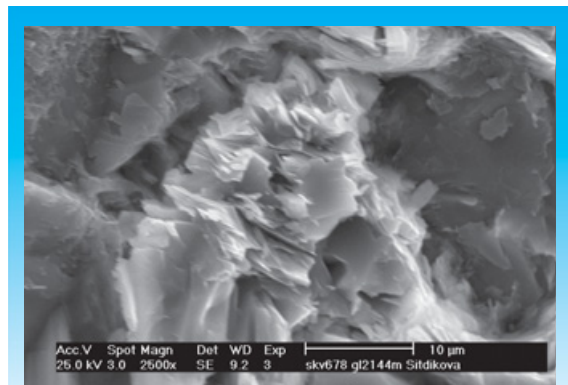


Рис. 10. «Ступенчатый карточный домик», представленный пакетами гидрослюд. Декомпрессионная стадия. Скв.678, Глянчи-Тамак, гл.2144,0м. Ув.2500х.

Формируются агрегаты, отражающие условия их формирования при наличии ориентированного давления (Ситдикова, Изотов, 1999). Это обуславливает развитие микроструктур со специфическими упорядоченными структурно-текстурными особенностями агрегатов глинистого вещества.

Наиболее характерные микроструктуры связаны с образованием крупных пакетов глинистых минералов, это так называемые «ламинарные», которые ориентированы параллельно или субпараллельно направлению максимального механического напряжения пород или по плоскостям скольжения (Рис. 7, 8). Как следствие, такие агрегаты имеют сланцеватый характер ориентации частиц, связь частиц в таких агрегатах осуществляется по типу базис-базис.

Меняющиеся направления нагрузки на породу вызывают формирование «турбулентных» микроструктур, для которых наиболее характерны изогнутые пакеты глинистых минералов, создающих локальные «завихрения», что придает им вид застывшего турбулентного потока. Глинистые агрегаты взаимодействуют по типу базис-базис, реже базис-скол под небольшими углами, при этом происходит механический изгиб пакетов глинистых минералов и их частичное закручивание.

Мозаичное распределение неравномерных локальных стрессовых напряжений, а так же механизм роста отдельных глинистых минералов приводит к формированию «книжного-карточного домика» (Рис. 9). При неравномерной механической проработке вещества зон деструкций возникают порфиробластовые микроструктуры. Наиболее типичные микроструктуры такого типа характерны для участков, сложенных каолинитом. Данные исследований свидетельствуют, что на фоне тонкодисперсного каолинита с турбулентной текстурой могут быть порфиновые выделения крупных чешуек каолинита, микроструктуры такого типа наиболее характерны для пород, вскрытых скв. 20002.

В декомпрессионных зонах в связи со сбросом давления появляется избыток пустотного пространства, что создает благоприятные условия для циркуляции глубинных флюидов и свободного роста минералов. При этом происходит преобразование микроструктур глинистого вещества, созданных в компрессионную стадию. Основные структурные модели, характеризующие эту стадию, следующие: микроструктуры «ступенчатого-карточного домика» (Рис. 10), «изломанного книжного-карточного домика». Связь в этих текстурах происходит по типу скол-скол, базис-базис в связи с меняющимся тензором напряжения в породе. Для более глубоких горизонтов характерны «бутовчато-скорлуповатые» микроструктуры, возникающие вследствие декомпрессии, неравномерной деформации и стягивания глинистых пакетов (Рис. 11). Связь агрегатов глинистых минералов осуществляется по типу базис-базис. Дальнейшее снятие нагрузки на породу приводит к расправлению изогнутых пакетов и их концентрации вокруг центров остаточного напряжения, и образуются связи типа скол-скол, базис-базис, базис-скол, и формируются «радиально-лучистые», «лепестковые» микроструктуры.

Необходимо отметить, что описанные модели микроструктур тесно связаны также с минеральным составом глинистого вещества зон деструкций. Так хлориты морфологически менее способны к деформациям изгиба, характеризуются крупными чешуйками, ориентированными субпараллельно. Каолиниты часто образуют доменоподобные микроагрегаты, состоящие из аксиально ориентированных частиц и ультрамикроагрегатов, или «крипоструктуры» (Рис. 12). Для микроагрегатов монтмориллонита и смешанослойных минералов характерна тонкая листовая форма.

Границы между микроагрегатами прослеживаются плохо, и один микроагрегат постепенно переходит в другой. Гидрослюды часто образуют микроагрегаты глобулярной формы, диаметром от нескольких до десятков микрометров.

Полученные данные свидетельствуют, что пустотно-поровое пространство нетрадиционных коллекторов фундамента – зон деструкций, характеризуется специфическими особенностями и механизмом их формирования. Эти данные имеют практическое значение для выделения и установления особенностей развития зон нетрадиционных коллекторов в породах кристаллического фундамента Татарского свода.

Выводы

Формирование пустотно-порового пространства зон деструкций кристаллического фундамента Татарского свода связано с различными видами деформационных процессов, в результате которых формируются сложные системы трещиноватости как по отдельным минералам, так и по всей породе в целом. Другим важным фактором является процесс выщелачивания (коррозии) породообразующих минералов, с последующей кристаллизацией микроагрегатов, создающих специфическую форму пустотно-порового пространства.

В основе описания структурных особенностей микроагрегатов использованы существующие классические модели взаимоотношения частиц глинистых минералов.

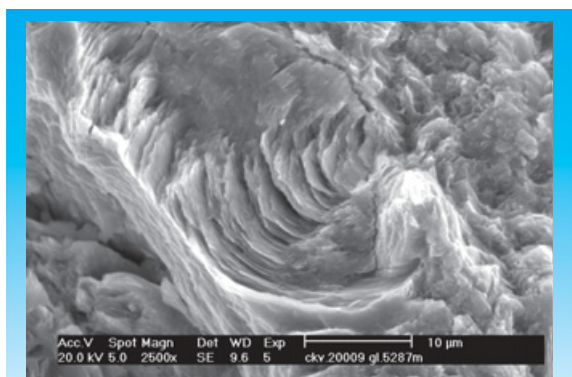


Рис. 11. «Бутончато-скорлуповатая» микроструктура, сложенная смешанослойными минералами типа слюда-сметит. Декомпрессионная стадия. Скв.20009, Ново-Елховская, гл.5287,0м. Ув.2500х.

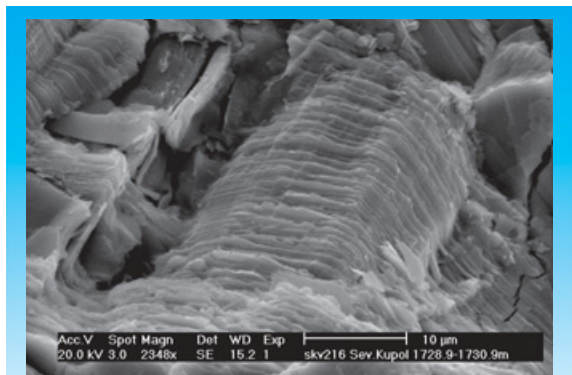


Рис. 12. «Крипоструктура» - субпараллельная ориентировка пакетов каолинита в пустотно-поровом пространстве пород декомпрессионной стадии. Скв.216, Северный Купол, инт.1728,9-1730,9м. Ув.2348х.

Автором также была разработана классификация микроструктур агрегатов глинистых минералов, характерных для компрессионной и декомпрессионной стадий развития зон деструкций.

Изучены условия образования микроструктур и охарактеризована их роль в формировании пустотно-порового пространства нетрадиционных коллекторов больших глубин, приуроченных к зонам деструкций Татарского свода.

Литература

Изотов В.Г., Ситдикова Л.М. Потенциальные коллектора фундамента Татарского свода. Структурная локализация, минералогия матрицы. Сб.междун.симпозиума «Нетрадиционные источники углеводородного сырья и проблемы его освоения». С-Пб. 1997. 134-135.

Ситдикова Л.М., Изотов В.Г. Глинистая составляющая зон разуплотнения кристаллического фундамента Южно-Татарского свода. Доклады востока Русской плиты. Казань. 1991. 46-56.

Ситдикова Л.М., Изотов В.Г. Эволюция глинистых минералов зон стрессовых напряжений глубоких горизонтов земной коры. Сб.тезисов «Закономерности эволюции земной коры». С.Пб. 1996. т.2. 295.

Ситдикова Л.М., Муслимов Р.Х. Типизация зон деструкций Татарского свода. Сб.Перспективы нефтегазоносности кристаллического фундамента на территории Татарстана и Волго-Камского региона. Казань. 1997. 13-16.

Ситдикова Л.М., Изотов В.Г. Зоны деструкций кристаллического фундамента как потенциальные коллектора углеводородов больших глубин. Георесурсы, №1. 1999. 28-34.

Ситдикова Л.М., Изотов В.Г. Геодинамические условия формирования деструкционных резервуаров. Георесурсы, №4, 2003. 17-22.

Соколов В.Н. Применение РЭМ микроскопии при исследовании микроструктур глинистых пород, М. Наука. 1986.