

CLAY MICROSTRUCTURE FORMATION

V. N. SOKOLOV

The problems of clay microstructure formation in the process of lithogenesis are discussed. It has been established that this process is accompanied by a regular change in morphometric, geometric, and energy features of a microstructure. A conclusion is drawn that microstructure of clays indicates their formation conditions and is intimately connected with their properties.

Рассмотрены вопросы формирования микро-структуры глинистых пород в ходе литогенеза. Установлено, что этот процесс сопровождается закономерным изменением морфометрических, геометрических и энергетических признаков микроструктуры. Сделан вывод, что микро-структура глин отражает условия их формирования и тесно связана со свойствами.

ФОРМИРОВАНИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

В. Н. СОКОЛОВ

Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова

Глины – наиболее распространенные горные породы, относящиеся к сложным природным минеральным системам. Они характеризуются чрезвычайно высокой дисперсностью (малым размером) минеральных частиц и специфическим поведением по отношению к воде. Знание механизма формирования микроструктуры глинистых пород и возможность получения ее количественных показателей позволяют решать многие инженерно-геологические и геоэкологические проблемы, связанные с оценкой свойств и прогнозом поведения глин в условиях активно изменяющейся окружающей среды.

ФОРМИРОВАНИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ НА СТАДИИ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ

Первичные структуры в глинистых породах формируются в результате процесса сноса и осаждения минеральных частиц в водных бассейнах. Структурообразование в глинистых коллоидных системах начинается с процессов их агрегации и коагуляции в водной среде. Под агрегацией понимают процесс образования укрупненных структурных элементов в результате слипания первичных глинистых частиц, потерявших устойчивость. Он развивается в разбавленных глинистых суспензиях и не приводит к их объемному структурированию. Коагуляция – процесс взаимодействия первичных частиц или их ассоциаций (ультрамикроагрегатов, микроагрегатов и агрегатов) в концентрированных глинистых суспензиях или осадках с образованием сплошной объемной структуры из твердой фазы.

Общие закономерности процесса структурообразования глинистых осадков сводятся к следующему [2].

1. В результате коагуляции глинистых суспензий формируется коагуляционная структура, характеризующаяся присутствием между структурными элементами дальних и ближних коагуляционных контактов [1, 4], обуславливающих специфические свойства этих осадков: текучую и скрыто-текучую консистенцию, очень низкую прочность, тиксотропное (обратимое) разрушение.

2. Процесс коагуляции в глинистых суспензиях и микроструктура образующихся глинистых осадков в основном определяются минеральным составом,

размером частиц, а также составом, концентрацией и рН водной среды бассейна аккумуляции, составом обменных катионов, содержанием органического вещества.

Микроструктуры природных глинистых осадков водного генезиса отличаются большим разнообразием. На рис. 1, *a–в* (стадии 1, 2) показаны основные схемы формирования коагуляционных микроструктур природных глинистых осадков, а на рис. 2 приведены растровые электронно-микроскопические (РЭМ) фотографии соответствующих им глинистых осадков.

При осаждении тонкодисперсных частиц глинистых минералов в соленых морских бассейнах, вода в которых проявляет слабощелочную реакцию, идут интенсивная агрегация первичных частиц и формирование очень рыхлого осадка с общей пористостью до 90%. В этих условиях образуются породы (мор-

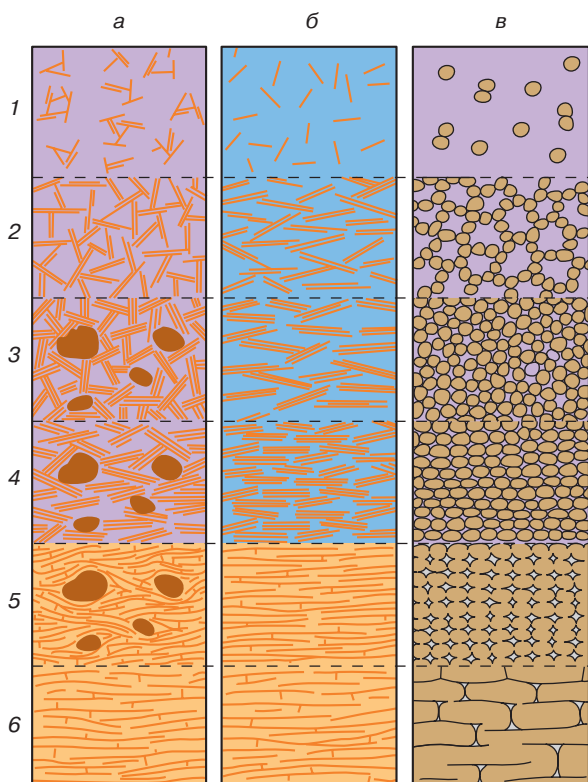


Рис. 1. Схема трансформации микроструктуры глинистых пород при прогрессивном литогенезе: *a* – соленый бассейн, преобразование глинистого вещества, *б* – пресноводный бассейн, преобразование глинистого вещества, *в* – соленый бассейн, преобразование пылеватого вещества; 1 – агрегация и осаждение глинистых частиц, 2 – микроструктура современного осадка на стадии осадконакопления, 3, 4 – микроструктура на стадии раннего, среднего и позднего диагенеза, 5 – микроструктура при катагенезе, 6 – микроструктура при метагенезе

ские илы) с ячеистой микроструктурой (рис. 1, *a*, стадии 1, 2; рис. 2, *a*). Механизм формирования подобной микроструктуры обусловлен подавлением в высококонцентрированном соляном растворе одноименно заряженных двойных электрических слоев [1, 4] вокруг гидратированных глинистых частиц и возрастанием сил молекулярного притяжения, что и приводит к коагуляции глинистой суспензии. В результате между частицами и их микроагрегатами образуются дальние коагуляционные контакты типа базис–скол и скол–скол. Характерной морфологической особенностью микроструктуры подобных глинистых осадков является наличие однородной и изотропной объемной структурной сетки. Основные структурные элементы данной микроструктуры – поры-ячейки, размер которых определяется минеральным составом, концентрацией электролита и его рН. Стенки ячеек сложены листообразными микроагрегатами глинистых частиц.

При осаждении глинистого вещества в пресных бассейнах формируются максимально диспергированные и более плотные коагуляционные микроструктуры, чем в соленых бассейнах. Большую роль в данном процессе играет рН раствора. В нейтральных и кислых условиях вследствие взаимодействия разноименно заряженных базальных поверхностей и торцов глинистых частиц возможно формирование тонкодисперсных ячеистых микроструктур, аналогичных сформированным в морских условиях (рис. 1, *a*, стадии 1, 2; рис. 2, *б*). По сравнению с морскими осадками данная микроструктура более плотная (пористость до 65%).

При осаждении глинистого материала в пресных слабощелочных водах при условии максимальной стабилизации частиц возможно формирование более плотной тонкодисперсной ламинарной микроструктуры [1, 3]. Подобная микроструктура встречается у молодых озерно-ледниковых глин (рис. 1, *б*, стадии 1, 2; рис. 2, *в*). Она сложена преимущественно листообразными микроагрегатами глинистых частиц, хорошо ориентированных по напластованию. Между микроагрегатами формируются ближние коагуляционные контакты типа базис–базис или базис–скол под небольшим углом, но их прочность меньше, чем в морских илах. Важной морфометрической особенностью микроструктур глинистых осадков является то, что большую часть порового пространства в них (до 95% от общей пористости) составляют крупные и мелкие межмикроагрегатные микропоры.

При осаждении более грубозернистого материала в водной среде идет формирование коагуляционных микроструктур скелетного типа [1, 3]. Хотя пылеватая и песчаная фракции в подобных породах в основном представлены кварцевыми зернами, порчатыми глинистыми рубашками, эти структурные элементы обладают довольно высокой физико-химической активностью. Поэтому основными

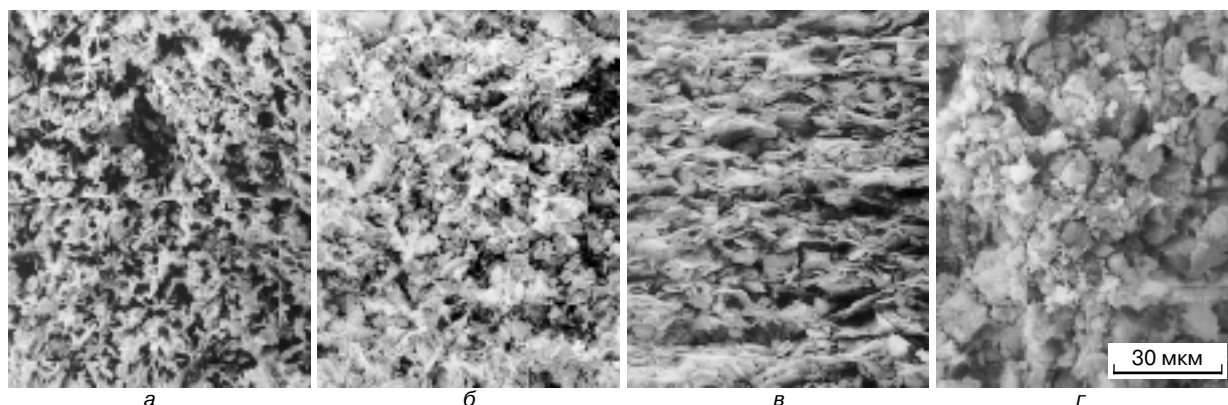


Рис. 2. Микроструктура современных природных глинистых осадков: а – морской глинистый ил, Черное море; б – озерный глинистый ил, оз. Воже; в – молодая озерно-ледниковая глина, г. Пяну; г – морской пылеватый ил, Черное море

факторами, контролирующими формирование грубодисперсных песчано-пылеватых осадков, так же как и для глинистых, будут концентрация электролита и pH жидкой фазы. Как видно из рис. 1, в (стадии 1, 2) и рис. 2, г, при осаждении пылевато-глинистого материала в соленой морской воде формируется более рыхлая микроструктура ($n \approx 45\%$), однако между структурными элементами преобладают ближние коагуляционные контакты. Осадок, сформировавшийся в пресных условиях, имеет более плотную микроструктуру ($n \approx 36\%$). В поровом пространстве обеих микроструктур преобладают крупные межмикроагрегатные и межзернистые микропоры.

Рассмотренные примеры показывают, что уже на стадии осадконакопления в зависимости от условий осаждения осадка формируются коагуляционные микроструктуры нескольких типов. Различия в строении исходного глинистого осадка определяют многообразие способов трансформации его микроструктуры при литогенезе (процесс, связанный с образованием и последующим превращением осадка в породу и ее дальнейшими изменениями).

ФОРМИРОВАНИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД НА СТАДИИ ДИАГЕНЕЗА

Формирование микроструктуры глинистой породы на стадии раннего диагенеза (преобразования) осадка сначала обусловлено процессами уплотнения и дегидратации. Они сопровождаются старением алюмокремниевых гелей, изменением состава и концентрации электролита порового раствора, биохимической деятельностью микроорганизмов, трансформацией органического вещества, синерезисом (самопроизвольное уплотнение осадка, сопровождающееся оттоком воды). При этом глинистая порода остается типичной коагуляционной дисперсной системой, а ее микроструктура полностью наследует микроструктуру осадка, сформированного во время

его накопления. Однако могут происходить некоторое уменьшение общей пористости и переход имеющихся дальних коагуляционных контактов в ближние.

В дальнейшем основным фактором преобразования микроструктуры глинистых пород при диагенезе становится гравитационное уплотнение, прогрессивно возрастающее с глубиной погружения осадка. Так, на глубине около 1000 м породы могут испытывать давление до 15 МПа. Процесс гравитационного уплотнения глинистых осадков сопровождается уменьшением влажности, повышением плотности и прочности, а также коренным изменением морфометрических (размер и форма структурных элементов), геометрических (ориентация структурных элементов) и энергетических (тип структурных связей между частицами) признаков микроструктуры. На рис. 1 (стадии 3, 4) приведены схемы трансформации микроструктуры глинистых пород в ходе диагенеза, а на рис. 3, а–е показаны РЭМ-фотографии соответствующих им пород.

Общей тенденцией изменения микроструктуры глинистых пород на стадии раннего диагенеза являются укрупнение микроагрегатов, закрытие крупных и сокращение размеров мелких микропор (рис. 1, стадия 3; рис. 3, а–в). В том случае, когда исходный осадок представляет собой максимально диспергированную и уже ориентированную микроструктуру (рис. 1, б, стадия 2; рис. 2, в), помимо указанных изменений может происходить некоторое увеличение степени ориентации твердых структурных элементов (рис. 1, б, стадия 3, рис. 3, б).

Если первичный осадок слагается в основном пылеватыми зернами, покрытыми глинистыми рубашками, и имеет очень рыхлую скелетную микроструктуру, то за счет его гравитационного уплотнения происходит формирование более плотной и однородной микроструктуры, лишенной крупных межзернистых микропор (рис. 1, в, стадия 3; рис. 3, в).

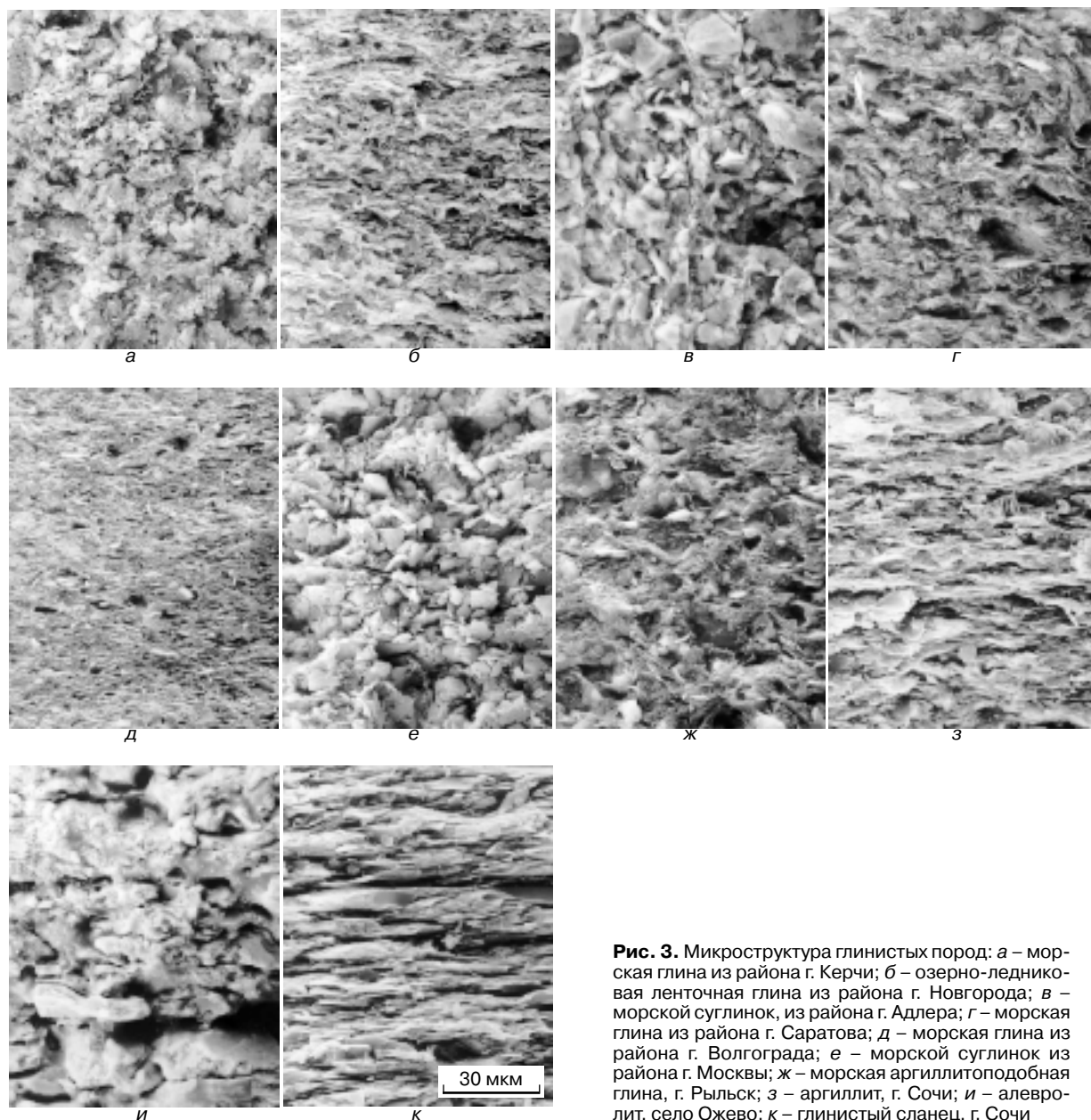


Рис. 3. Микроструктура глинистых пород: а – морская глина из района г. Керчи; б – озерно-ледниковая ленточная глина из района г. Новгорода; в – морской суглинок, из района г. Адлера; г – морская глина из района г. Саратова; д – морская глина из района г. Волгограда; е – морской суглинок из района г. Москвы; ж – морская аргиллитоподобная глина, г. Рывск; з – аргиллит, г. Сочи; и – алевролит, село Ожево; к – глинистый сланец, г. Сочи

В результате уплотнения глинистых осадков, отжатия поровой влаги и сближения твердых структурных элементов в глинистой породе на стадии раннего диагенеза завершается процесс превращения всех дальних коагуляционных контактов в ближние. На этой стадии глинистая порода переходит в состояние пластичной системы с вязким характером деформирования, высокой и средней сжимаемостью, слабым и средним набуханием. Общая пористость породы уменьшается до 40%. Прочность на одноосное сжатие в таких породах может достигать 0,3–0,6 МПа.

Наиболее существенные изменения в микроструктуре глинистых пород происходят на стадиях среднего и позднего диагенеза, когда наряду с интенсивным гравитационным уплотнением большое влияние также оказывают температура, состав и концентрация поровых растворов и другие факторы. Этап среднего и позднего диагенеза характеризуется интенсивным процессом переориентации и возрастанием степени ориентации твердых структурных элементов в направлении, перпендикулярном уплотняющей нагрузке (рис. 1, стадия 4; рис. 3, з–е). Подобные изменения микроструктуры можно объяснить увеличением эффективных напряжений на

контактах по мере роста уплотняющей нагрузки, которые могут превысить порог ползучести для данной дисперсной системы. В глинистой породе начинают развиваться процессы ползучести, приводящие к переориентации минеральных частиц и их микроагрегатов и формированию контактов типа базис–скол под небольшим углом.

Повышению степени ориентации твердых структурных элементов также способствует увеличение температуры глинистых пород, которая на глубине 300 м достигает 20°C и постепенно увеличивается вниз по разрезу к 1000-метровой отметке до 48°C.

Структурная перестройка сопровождается заметным уплотнением и дегидратацией глинистой породы: общая пористость может уменьшаться до 35–45%, влажность колеблется от нижнего предела пластичности до максимальной молекулярной влагоемкости [1]. Все это влечет за собой изменение размеров твердых структурных элементов и пор. В глинистых породах с малым содержанием пылеватых и песчаных зерен формируются более плотные листообразные микроагрегаты. В породах морского генезиса наблюдается возрастание толщины микроагрегатов (рис. 1, а, стадия 4; рис. 3, з). Поровое пространство в подобных глинистых породах в основном представлено мелкими межмикроагрегатными микропорами. При диагенезе наблюдаются дальнейшее уменьшение размера этих микропор, начало уменьшения размера и возрастание количества тонких микропор (рис. 1, а, б, стадия 4; рис. 3, з, д). В глинисто-пылеватых породах происходит уменьшение размера мелких межзернистых микропор (рис. 1, в, стадия 4; рис. 3, е). Форма пор становится преимущественно удлиненной и шелевидной.

На стадии позднего диагенеза между структурными элементами в глинистых породах формируются более прочные переходные и фазовые контакты при сохранении некоторого количества ближних коагуляционных контактов. Формирование переходных контактов обусловлено появлением между двумя сближающимися базальными поверхностями глинистых частиц и их микроагрегатов катионных мостиков, связывающих соседние структурные элементы силами ионно-электростатического притяжения. Вклад этих сил в структурные связи намного превосходит молекулярное притяжение. Одновременно в некоторых точках объема породы, по-видимому, идет образование и фазовых контактов цементационной природы. Их появление обусловлено увеличением площади контакта, резким повышением концентрации солей в поровом растворе при уплотнении и дегидратации породы и цементирующим действием аморфного кремнезема, хемогенного кальцита, оксидами и гидроксидами железа и т.д. Присутствие прочных переходных и фазовых контактов определяет высокую прочность таких глинистых пород на одноосное сжатие ~0,5–3,5 МПа. Для пород характерна сильная анизотропия прочност-

ных и деформационных свойств, обусловленная высокой степенью ориентации структурных элементов.

ФОРМИРОВАНИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД НА СТАДИИ КАТАГЕНЕЗА

На стадии катагенеза (преобразование осадочных пород при повышенных давлениях и температуре при их погружении на глубины до 10 км) происходят дальнейшее уплотнение и упрочнение глинистых пород. Имеющиеся коагуляционные и переходные контакты постепенно трансформируются в фазовые (цементационные и кристаллизационные). Цементационные фазовые контакты активно развиваются на стадии катагенеза и приводят к образованию прочной структуры, характерной для плотных сцементированных глинистых пород — аргиллитов. Цементирующими агентами обычно являются тонкодисперсный хемогенный кальцит, гипс, легкорастворимые соли Na, Ca, Mg, органическое вещество, оксиды и гидроксиды железа, аморфный SiO₂ и др. Образование кристаллизационных фазовых контактов происходит в основном под влиянием высокого давления (~120–200 МПа) и температур (~150–200°C), приводящих к “сварке” микроструктур глинистых минералов по их базальным поверхностям.

В результате таких преобразований глинистые породы приобретают свойства твердых тел. Для них характерны упругая деформация вплоть до хрупкого разрушения, небольшая пористость (10–35%), низкая сжимаемость, высокая прочность на сжатие ~2–30 МПа, а также высокая анизотропия прочностных и деформационных свойств.

В микроструктуре глинистых пород на стадии катагенеза наблюдаются уменьшение пористости, возрастание степени ориентации структурных элементов и дальнейшее увеличение анизотропии прочностных и деформационных свойств. Происходит существенное укрупнение твердых структурных элементов. Часто микроагрегаты и зерна, составляющие породу, образуют подобие микрослоев, толщина которых иногда достигает 10–12 мкм (рис. 1, стадия 5; рис. 3, ж–и). Микроструктура таких пород становится более однородной.

Специфические условия формирования микроструктуры при катагенезе нашли свое отражение и в характере порового пространства. Вследствие интенсивного давления и взаимного спекания глинистых частиц в глинистых породах резко сокращается количество межчастичных ультрамикропор. В породах с малым содержанием пылеватой фракции поровое пространство в основном представлено мелкими межмикроагрегатными микропорами. В поровом пространстве глинисто-пылеватых пород (алевролитов) преобладают крупные и мелкие межзернистые микропоры.

ФОРМИРОВАНИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД НА СТАДИИ МЕТАГЕНЕЗА

На стадии метагенеза (стадия глубокого преобразования осадочных пород при их погружении в нижнюю часть земной коры до 15 км) микроструктура глинистых пород претерпевает сильное изменение под действием высокого давления (>200 МПа), температуры (~200–300°C), горячих растворов и газов. На данном этапе литогенеза происходят сложный процесс перекристаллизации минералов, замещение одних веществ другими, разрушение старых микроструктур и формирование новых, характеризующихся наличием между минеральными структурными элементами прочных фазовых контактов, развитых по всей поверхности. По существу при метагенезе глинистая порода полностью превращается в скальную горную породу, характеризующуюся высокой прочностью на сжатие (иногда до 200 МПа) и упруго-хрупким характером разрушения, большой анизотропией деформационных и прочностных свойств.

Морфометрические особенности исходного осадка почти полностью нивелируются, и многие метаморфизованные глинистые породы, например глинистые сланцы, имеют приблизительно одинаковую микроструктуру, сложенную хорошо ориентированными по напластованию микрослоями толщиной до 3–5 мкм (рис. 1, стадия б; рис. 3, к). Подобные породы имеют наибольшую степень ориентации структурных элементов. Для них характерны очень малая пористость (не более 4%) и отсутствие межчастичных ультрамикропор. В основном поровое пространство сложено мелкими межмикрорагратными микропорами щелевидной формы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог рассмотрению формирования микроструктуры глинистых пород при литогенезе, можно сказать, что в ходе этого процесса происходит закономерное изменение морфометрических, геометрических и энергетических признаков микроструктуры. Первичные микроструктуры глинистых осадков характеризуются присутствием высокопористых изотропных коагуляционных микроструктур с коагуляционными контактами. Они наиболее

чувствительны к изменению физико-химических условий структурообразования и во многом определяют характер последующей трансформации микроструктуры при литогенезе.

На стадии диагенеза происходят уплотнение и уменьшение пористости глинистого осадка, который начинает превращаться в горную породу. Идут повышение степени ориентации твердых структурных элементов и их сближение, частичная трансформация коагуляционных контактов в переходные и образование фазовых цементационных контактов. Начинают преобладать микроструктуры ориентированного типа.

На стадии катагенеза и метагенеза в результате воздействия высоких давлений и температур формируются плотные горные породы с высокоориентированной микроструктурой, характеризующиеся присутствием развитых фазовых контактов. Важным диагностическим морфометрическим признаком микроструктуры глинистой породы является присутствие межчастичных ультрамикропор. На стадии катагенеза и метагенеза эта категория пор сильно уменьшается или совсем исчезает.

ЛИТЕРАТУРА

1. Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А. Микроструктура глинистых пород. М.: Недра, 1989. 211 с.
2. Соколов В.Н. // Инж. геология. 1985. № 4. С. 28–41.
3. Соколов В.Н. // Там же. 1988. № 4. С. 25–41.
4. Соколов В.Н. Микромир глинистых пород // Соросовский Образовательный Журнал. 1996. № 3. С. 56–64.

* * *

Вячеслав Николаевич Соколов, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник кафедры инженерной геологии и охраны геологической среды геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова. Основное направление научных исследований: физико-химическая механика дисперсных грунтов, изучение микроструктуры горных пород, компьютерный анализ РЭМ-изображений. Автор 212 научных работ, девяти авторских свидетельств и пяти зарубежных патентов.