

УДК 552.249

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

© 2002 г. Д. Д. Котельников, Н. Н. Зинчук

Представлено академиком В.Е. Хаинным 14.05.2001 г.

Поступило 09.07.2001 г.

В осадочном чехле земной коры отложения терригенных формаций имеют наиболее широкое распространение. В зависимости от тектонического строения областей, на территории которых происходило накопление отложений этих формаций, последние могут быть связаны либо с осадками платформенных областей, либо с подвижными поясами [1].

Отложениям платформенных областей в гумидной климатической зоне [2] свойственны [3] главным образом аллювиальные образования и осадки озерно-болотных водоемов, паралических областей прибрежных равнин и эпиконтинентальных морских бассейнов. Кроме того, они характерны для пассивных окраин континентов, в том числе внутренних их частей, зон перикратонных опусканий, а также для зрелых и начальных этапов поздней стадии накопления пелагических осадков абиссальных котловин Мирового океана.

В этих условиях накопление осадков происходит большей частью в результате размыва древних кор выветривания (КВ), т.е. продуктов, возникающих на континенте вследствие интенсивного химического преобразования широкого спектра пород [4–6]. Это определяет в целом поступление в области осадконакопления материала, претерпевшего различную, преимущественно глубокую переработку исходных пород, т.е. содержащего только диоктаэдрические глинистые минералы. Исключения представляют лишь размыв и перетложение продуктов физической дезинтеграции различных пород в областях нивального климата [7]. В этих условиях накапливается в основном материал, который включает не только гипогенные минералы, в том числе диоктаэдрические слоистые силикаты и алюмосиликаты, но и триоктаэдрические минералы, в частности хлорит.

При накоплении элювиальных продуктов в пресных водоемах, как и в процессе переноса их пресными водами временных потоков или постоянных речных артерий, эти продукты испытывают те же изменения, что и в КВ. В этих водоемах реликты гипогенных минералов продолжают либо разлагаться (минералы островной, цепочечной, ленточной и каркасной структур) с кристаллизацией новых, устойчивых в данных гидрогеохимических и термобарических условиях фаз, либо трансформироваться (минералы слоистого типа) в более стабильные в зоне гипергенеза фазы. В отличие от этого седиментация дисперсного материала в эпиконтинентальных и близких к ним морских бассейнах благодаря минерализованной среде, в частности высокому содержанию в ней Mg и K, сопровождается последовательной интенсификацией аградационно-трансформационных процессов [8].

В умеренных гумидных климатических поясах (южном и северном) наиболее важным индикаторным минералом накопления продуктов размыва элювиальных толщ во вновь образовавшихся преимущественно пестроцветных отложениях является каолинит (рис. 1). При ближнем переносе продуктов выветривания он иногда ассоциирует с примесью неустойчивого в процессе длительной транспортировки галлузита. Этот минерал возникает только в характеризующихся слабощелочной средой средних горизонтах КВ [9] на породах, содержащих наименее стабильные в природе средние плагиоклазы (олигоклаз и андезин).

В отличие от этого в песчано-алевритовых отложениях пресных водоемов и опресненных частей морских бассейнов, даже на ранних стадиях накопления последних, за счет разложения K-полевых шпатов может возникать и аутигенный каолинит. В зависимости от химического состава и минералогических особенностей выветривающихся на континенте пород каолинит обладает различной дисперсностью [4,7]. При выветривании ультраосновных и основных пород следст-

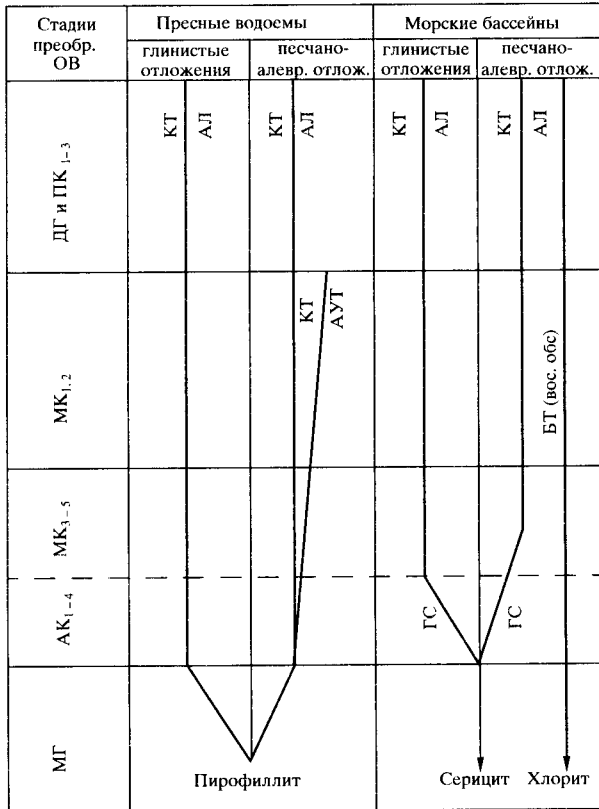


Рис. 1. Схема эволюции каолинита в осадочном чехле земной коры: КТ АЛ – каолинит аллотигенный, КТ АУТ – каолинит аутигенный, БТ – бертьерин, Вос. обс – восстановительная обстановка, ГС – гидрослюда.

вие блокирующего действия Fe возникает наиболее дисперсный каолинит. Выветривание средних и кислых пород приводит к образованию каолинита с более крупным размером частиц.

В тропическом поясе в условиях высокой температуры и интенсивного промывного режима развивается преимущественно красноцветная латеритная КВ. Преобладающим минералом в слагающих верхнюю часть КВ бокситах при условии их поверхностного залегания является гиббсит. В результате ингрессии морского бассейна и смены субаэральных условий на субаквальные с возникновением вместо окислительных, восстановительных либо восстановительно-окислительных условий в толще первичных бокситов и в целом КВ происходят интенсивные метасоматические процессы редукции железа, приводящие к преобразованию каолинита в бертьерин, к сидеритизации, изменению минеральных форм свободного глинозема, обелению и в меньшей степени к ресилификации, пиритизации и кальцитизации бокситов.

В морские бассейны на активных окраинах континентов происходит значительно более интенсивный, чем в платформенных областях, снос обломочного материала. Этот материал с боль-

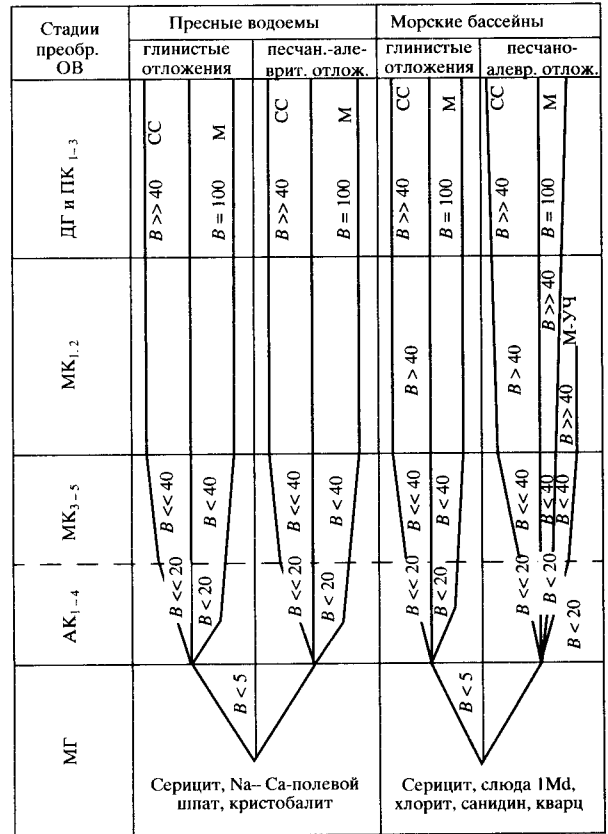


Рис. 2. Схема изменения количества разбухающих слоев (B , %) в структуре монтмориллонита (М) и монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований (СС) в осадочном чехле земной коры: слюда 1Md – слюда однослойной моноклинной политипной модификации; М-УЧ – “монтмориллонит удлиненночешуйчатый”.

шой скоростью накапливается в различных частях бассейнов. К ним относятся [3] континентальные склоны, подножия, окраинные моря, а также островные дуги, желоба и передовые прогибы. В пределы этой области осадконакопления поступают слабовыветрелые продукты. Поэтому в отложениях подвижных поясов преобладает менее измененный, чем в платформенных осадках, материал полимиктового типа, содержащий минералы, близкие к тем, которые присутствовали в исходных породах. В случае размыва слабо катагенетически преобразованных отложений наиболее характерным среди накапливающихся в этих отложениях минералов являются монтмориллонит и продукты существенной деградации менее устойчивых по сравнению с диоктаэдрическими триоктаэдрических слюд [7] и диоктаэдризации остаточных продуктов последних (рис. 2). Эти продукты представляют собой неупорядоченные монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, содержащие в структуре более 40% разбухающих слоев, с которыми беспорядоч-

но сочетаются подчиненные – неразбухающие [7]. Во вновь накапливающихся отложениях могут содержаться также продукты более слабой деградации диоктаэдрических слюд и в значительно меньшей степени, чем в платформенных осадках, каолинит.

Кроме указанных выше факторов (а именно природы источников сноса и гидрогеохимического характера среды осадконакопления) особенности глинистых минералов в осадочных образованиях определяются также интенсивностью постседиментационного преобразования содержащих их осадков и формирующихся из них пород [7, 10]. Этот процесс по мере погружения осадочных образований в стратисферу включает прежде всего последовательную агрегационную трансформацию аллотигенных глинистых минералов во всех типах пород. С ним связано также прогрессирующее с глубиной их залегания образование в порах песчано-алевритовых и трещинах терригенно-карбонатных и карбонатных пород различных аутигенных разновидностей указанных минералов в соответствии с гидрогеохимическими и термобарическими параметрами среды. При этом границы стадий температурного преобразования отложений зависят от геотермического градиента [7, 9, 11]. По интенсивности преобразования органического вещества (ОВ) и глинистых минералов осадочный чехол земной коры может быть подразделен на четыре зоны [11].

СТАДИИ ДГ И ПК₁₋₃

Пресные водоемы и опресненные участки морских бассейнов. В глинистых отложениях при их уплотнении интенсивность преобразования глинистых минералов, имеющая в этих фациальных условиях ту же направленность, что и на стадиях выветривания и денудации элювиальных толщ, с первых этапов стадии ПК постепенно снижается. Кроме ресификации бокситов новообразование каолинита за счет пелитизации полевых шпатов на рассматриваемых стадиях продолжается также в порах песчано-алевритовых отложений.

Морские бассейны. Высокой реакционной активностью катиона Mg и существенным превышением его содержания по отношению к K (5 : 1) в водах Мирового океана, т.е. в бассейнах нормально морского типа, обусловлено то, что одним из ранних новообразованных минералов слоистого типа в них является хлорит, вначале Fe-или Mg-Fe-типа. Наряду с возможностью синтеза этого минерала непосредственно из минерализованных растворов образование его происходит также при накоплении осадков с существенной примесью поступающих с континента Fe-Mg(Mg-Fe)-минералов как слоистого, так и неслоистого типа. Необходимым условием возникновения хлорита

является формирование в накапливающихся отложениях восстановительной обстановки и закрытой системы минералообразования.

В глинистых отложениях возникновение хлорита происходит агрегационно-трансформационным путем. Механизм этого преобразования заключается в адсорбции Mg из “остаточных” поровых растворов и образовании в структуре наиболее высоко заряженных слоев первичного монтмориллонита бруситовых прослоек. В песчано-алевритовых осадках хлорит кристаллизуется непосредственно из насыщающих их пластовых вод. Хлорит, как и бертьерин, принадлежащий к наиболее ранней генерации триоктаэдрических слоистых минералов в процессе постседиментационного изменения осадочных толщ, образует в поровом пространстве крустификационные каемки [11].

ПОДСТАДИИ МК₁ И МК₂

Пресные водоемы и опресненные участки морских бассейнов. Отжатие значительной части поровой воды и уплотнение глин на подстадиях МК₁ и МК₂ приводят к развитию тенденции к автоконсервации слагающих их минералов, вследствие чего изменение их, унаследованное от предшествовавших этапов седименто- и литогенеза, замедляется. Поэтому в глинистых отложениях рассматриваемых фациальных условий осадконакопления на данной стадии их изменения сохраняются аллотигенные ассоциации минералов.

В песчано-алевритовых породах этого типа в условиях кислой среды и окислительной обстановки при относительно невысоких термобарических параметрах среды из алюмокремневых гелей кристаллизуется каолинит. Особенностью этой генетической разновидности минерала является высокий идиоморфизм его частиц, включая как совершенную псевдогексагональную форму кристаллов минерала, так и близкие его размеры [7,9,11,12].

Морские бассейны. В глинистых породах морского генезиса адсорбция различных катионов аллотигенными минералами существенно интенсифицируется как за счет утилизации ресурсов, захороненных осадками седиментационных вод, так и за счет разложения реликтов K-полевых шпатов [13]. При этом в результате адсорбции K происходит последовательная агрегационная трансформация разбухающих глинистых минералов, в том числе деградированных слюд и монтмориллонита как вулканогенного происхождения, так и разновидности, связанной с гипергенным преобразованием плагиоклазов. Вследствие этого на подстадиях МК_{1,2} в отложениях морского типа возникают монтмориллонит-

гидрослюдистые смешанослойные образования с содержанием более 40% разбухающих слоев в структуре, т.е. неупорядоченного типа. Следует иметь в виду, что деградированные слюды в силу “структурной памяти” [14] сохраняют высокий тетраэдрический заряд, поэтому более интенсивно фиксируют К, чем низкозарядный монтмориллонит.

В песчано-алевритовых породах морского типа на подстадиях МК_{1,2} в щелочной среде и широком диапазоне окислительно-восстановительной обстановки путем взаимодействия алюмокремневых гелей с К пластовых вод при сравнительно более высоких, чем при кристаллизации в аналогичных породах каолинита, термобарических параметрах среды возникает “удлиненночешуйчатый монтмориллонит”. Этот минерал в структурном отношении представляет неупорядоченное монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование. На более позднее образование этой аутигенной разновидности разбухающего минерала по сравнению с бертьерином и хлоритом указывает локализация ее во внутренних частях порового пространства, т.е. после крустификационных каемок указанных выше триоктаэдрических минералов [7, 11, 12].

ПОДСТАДИИ МК₃₋₅ И СТАДИЯ АК₁₋₄

Пресные водоемы и опресненные участки морских бассейнов. В этих фациальных условиях преобразования аллотигенных глинистых минералов, начиная с подстадии МК₃, наряду с гидрогеохимическим фактором все большее значение приобретает термобарический. Это приводит к полному прекращению в пресноводных аргиллитах деградационных процессов и переходу их в агградационные, что стимулирует дополнительную фиксацию К неупорядоченными монтмориллонит-гидрослюдистыми смешанослойными образованиями и переходу их в разновидности с менее 40% последних, с которыми с тенденцией к упорядоченности чередуются преобладающие неразбухающие слои.

В песчано-алевритовых породах пресноводного типа при унаследованном составе и минерализации бассейновых вод наряду с аналогичной с аргиллитами степенью агградации аллотигенных глинистых минералов сохраняется также и каолинит.

Морские бассейны. В глинистых породах морского генезиса на рассматриваемом этапе их постседиментационного преобразования интенсивность фиксации К деградированными слюдами значительно усиливается (см. рис. 2). Поэтому на фоне общего снижения количества лабильных слоев в различных разновидностях разбухающих минералов до 40% более значи-

тельное сохранение содержания указанных слоев в структуре монтмориллонита проявляется здесь в отличие от вышележащей зоны в достаточно ясной форме. Это позволяет использовать прослой с аномальным количеством лабильных слоев в мощных толщах глинистых пород в качестве “маркеров” и однозначно диагностировать в осадочном чехле земной коры [7] сильно измененный вулканогенный материал и монтмориллонитовые продукты выветривания средних горизонтов КВ преимущественно основных и ультраосновных пород. С ранних этапов стадии АК в аргиллитах происходит также гидрослюдизация каолинита.

В песчано-алевритовых отложениях, накапливающихся в морских бассейнах, на подстадиях МК₃₋₅ и стадии АК₁₋₄ “удлиненночешуйчатый монтмориллонит”, вследствие агградации трансформируется в удлиненнопластинчатую гидрослюду, что сопровождается укрупнением частиц, особенно в ширину, и увеличением содержания К в структуре минерала. После этого аутигенное образование глинистых минералов в поровом пространстве песчано-алевритовых пород прекращается, и они по емкости и фильтрационным свойствам приближаются к аргиллитам [15]. В песчано-алевритовых породах по сравнению с глинистыми разностями происходит, кроме того, более интенсивная, чем в аргиллитах, деструкция каолинита.

СТАДИЯ МГ

Пресные водоемы и опресненные участки морских бассейнов. При сохранении пресноводных условий накопления осадков каолинит трансформируется как в сланцах, так и в кварцитах в пиррофиллит (см. рис. 1). Монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование, связанное с агградацией в основном триоктаэдрических слюд [4, 7], трансформируется в серицит (см. рис. 2). Соответственно монтмориллонит вначале распадается на ди- и триоктаэдрическую разновидности смектита [8], последний из которых как неустойчивый в пресноводных условиях минерал, подвергается синхронной деструкции. В то же время диоктаэдрический смектит преобразуется в Na-Ca-полевой шпат и кристобалит.

Морские бассейны. Каолинит в рассматриваемой среде перекристаллизовывается в серицит. Диоктаэдрические смешанослойные образования, накапливавшиеся в морских условиях, трансформируются на стадии МГ в серицит, а триоктаэдрические – в хлорит. При этом Fe²⁺ и Mg из структуры диоктаэдрических минералов удаляются и переходят в хлорит, который приобретает повышенную магнезиальность. В свою очередь, монтмориллонит преобразуется в слюду 1Md, санидин и кварц.

Таким образом, приведенные выше данные показывают, что, с одной стороны, агградация монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований, связанных с деградацией слюд во всех литологических типах терригенных отложений, опережает при одинаковых термобарических параметрах среды собственно монтмориллонит. С другой – преобразование всех разновидностей глинистых минералов в песчано-алевритовых отложениях (особенно морского генезиса) происходит с большей интенсивностью, чем в их глинистых аналогах как пресноводного, так и морского происхождения. Приведенная выше дифференциация эволюции глинистых минералов в осадочном чехле земной коры открывает возможность более объективной реконструкции палеогеографических и особенно палеотектонических условий накопления осадков и их постседиментационного преобразования на разных стадиях литогенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 2. С. 53–63.
2. Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. Л., 1985. 295 с.
3. Хаин В.Е. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 11. С. 3–18.
4. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.
5. Зинчук Н.Н. Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы. Новосибирск, 1994. 240 с.
6. Котельников Д.Д., Домбровская Ж.В., Зинчук Н.Н. // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 6. С. 594–601.
7. Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. М.: 1986. 247 с.
8. Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Гойло Э.А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных P – T параметрах. Л.: Недра, 1983. 151 с.
9. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1971. 183 с.
10. Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Виллюйской впадины и Западного Верхоянья (о формировании минерального состава терригенных пород). М., 1962. 206 с.
11. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1980. 232 с.
12. Котельников Д.Д., Солодкова Н.А. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. В. 3. С. 72–85.
13. Andreatta C. // *Tschermaks miner. und petrogr. Mitt.* 1954. Bd. 4. N. 1/4. S. 350–359.
14. Grim R.E., Bradley W.F. // *Geol. Rundsch.* 1955. Bd. 43. № 2. S. 469–474.
15. Прошляков Б.К. Вторичные изменения терригенных пород-коллекторов нефти и газа. М., 1974. 232 с.