

1. Аполлонов В.Н., Бершова В.Л., Гаранин В.К. и др. Экологические аспекты минералогического материалоуедения (на примере алмазного месторождения им. Ломоносова) // ЗВМО. 1992. Ч. СХХI. № 3.
2. Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). М.: Изд-во МГУ, 1999.
3. Бондаренко А.Т., Ковалев Ю.Д., Стогова В.А. Устройство и методика экспрессных измерений электрических параметров горных пород на естественно-мерзлом керне // Тр. ЦНИГРИ. 1988. В. 222.
4. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира. М.: Изд-во МГУ, 2000.
5. Веричев Е.М. Геологические условия образования и разведка месторождения алмазов им. В. Гриба. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 2002.
6. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Посухова Т.П. и др. Два типа алмазоносных кимберлитов Архангельской провинции // Изв. вузов. Геология и разведка. 2001. № 4.
7. Зинчук Н.Н., Подгаецкий А.В., Бондаренко А.Т. и др. Взаимосвязь химико-минералогического состава и петрофизических свойств кимберлитов в процессе их гипергенного изменения в трубке Ботубинская (Якутия) // Руды и металлы. 2002. № 2.
8. Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Мельник Ю.М., Мовчан Н.П. Вторичные минералы кимберлитов. Киев: Наук. думка, 1987.
9. Кротков В.В., Кудрявцева Г.П., Богатиков О.А. и др. Новые технологии разведки алмазных месторождений. М.: ГЕОС, 2001.
10. Шлыков В.Г. Рентгеновские исследования грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1991.
11. Ames L. L., Sand L. B. Factors effecting maximum hydrothermal stability in montmorillonites // Amer. Miner. 1958. V. 43. № 7/8.
12. Koidzumi M., Roy R. Synthetic montmorillonids with variable exchanget capacity // Amer. Miner. 1959. V. 44, № 7/8.
13. Ruotsala A.P. Alteration of Finsch kimberlite pipe South Africa // Economic Geology. 1975. № 3.

Московский государственный университет
Рецензент — В.И. Старостин

УДК 552.52

Д.Д. КОТЕЛЬНИКОВ

ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА И ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Изучение глинистых минералов включает три главных этапа: рациональный комплекс исследования; выяснение генезиса и эволюции глинистых минералов в осадочном чехле земной коры; учет влияния наложенных на них процессов в зависимости от приуроченности отложений к определенным осадочным формациям.

Основные задачи изучения глинистых минералов в зоне гипергенеза и осадочном чехле земной коры — объективная идентификация их химического состава и минералогических особенностей, а также надежная геологическая интерпретация получаемых результатов. Оптимальное решение этих задач возможно при реализации следующих трех этапов изучения рассматриваемых минералов. Первый — использование рационального комплекса исследования глинистых минералов и их кристаллохимически обоснованная классификация. Второй — выяснение генезиса глинистых минералов в источниках сноса и оценка степени постседиментационного преобразования при погружении отложений в стратиферу. Третий — учет влияния процессов, наложенных на глинистые минералы при накоплении аллотигенных и синтезе их аутигенных разновидностей в отложениях различных осадочных формаций.

Структурно-кристаллохимические и морфолого-генетические особенности глинистых минералов

Первый этап исследования глинистых минералов для получения не только свойственных им структурно-кристаллохимических констант, но и выяснения морфолого-генетических особенно-

стей, необходимых для геологической интерпретации результатов изучения, включает использование широкого комплекса аналитических методов. Для решения указанных выше задач этот комплекс должен предусматривать исследование как отдельных фракций (0,01—0,001 и < 0,001 мм), так и в целом пород, содержащих рассматриваемые минералы. К основным методам изучения глинистых минералов относятся: рентгено-структурный, электронография и электронная микроскопия (просвечивающая, сканирующая, микродифракция), энергодисперсионный рентгеноспектральный анализ, вакуумное накопление и т.д. Широко используются также термография, инфракрасная спектроскопия, химический, спектральный, оптический и гранулометрический анализы. При исследовании особо сложных объектов применяются и другие методы.

На основе комплексного изучения глинистых минералов разработаны их классификации. Из наиболее логичной с точки зрения иерархии отдельных объектов мы считаем классификацию Г. Брауна [32]. В ней вначале выделяются семейства, характеризующиеся количествами и типами переслаивающихся в структуре минерала индивидуальных тетра- и октаэдрических сеток в силикатных и алюмосиликатных слоях (0:1, 1:1, 2:1)

либо в их пакетах (2:1:1, или 2:2). Особые семейства составляют слоисто-цепочечные минералы и смешанослойные образования. В последних структура состоит из полностью неупорядоченного с тенденцией к упорядоченности, реже строго упорядоченного чередования различных слоев, слоев и пакетов или разных типов пакетов. В отдельных семействах минералы по строению межслоевых промежутков и в некоторых случаях по морфологии кристаллов объединяются в группы. В их пределах в соответствии с заселением катионных позиций в октаэдрических сетках структуры минералов трех- (Al и Fe³⁺), с заполнением только двух из трех возможных положений, либо двухвалентными (Mg, Fe²⁺), с заполнением всех трех возможных положений, катионами минералы подразделяются на подгруппы, соответствующие ди- и триоктаэдрическим разновидностям.

В семействе 0:1 объединены минералы полукторных оксидов Al (гиббсит, бёмит и диаспор), т.е. диоктаэдрические разновидности. По морфологии частиц они относятся к пластинчатому типу.

Семейство 1:1 включает группы каолинита — серпентина и галлуазита. В первой выделяют подгруппы ди- (каолинит, диксит и накрит) и триоктаэдрических (антитигрит, лизардит, хризотил и бертьерин) минералов, имеющих пластинчатый псевдогексагональный габитус кристаллов, за исключением хризотила, характеризующегося трубчатой формой частиц. Ко второй группе относят в различной степени гидратированные (с двумя и четырьмя молекулами воды) разновидности галлуазита (соответственно мета- и гидрогаллуазит), которым свойственно зонально-призматическое строение трубчатых кристаллов.

В семействе 2:1 выделяются группы слюд, вермикулита и смектита. Первая подразделяется на ди- (мусковит, парагонит, маргарит и др.) и триоктаэдрическую (флогопит, биотит, лепидолит и др.) подгруппы. К существенно диоктаэдрическим разновидностям относятся также продукты гидратации первых и деградиционной трансформации с диоктаэдризацией частично сохраняющегося остаточного материала вторых, выделяемых в обоих случаях как гидрослюды [5, 21]. Соответственно группа вермикулита объединяет в основном триоктаэдрические разновидности минерала. В группе смектита обособляются подгруппы ди- (бейделлит, монтмориллонит, нонтронит и волконскоит) и триоктаэдрических (сапонит, стивенсит, соконит, гекторит) минералов [4]. Аллотипные разновидности гидрослюд и смектитов в отложениях осадочного чехла земной коры имеют, кроме нонтронита, псевдоизометрично-пластинчатую форму частиц. В глубоко погруженных проницаемых отложениях, т.е. в порах песчано-алевритовых, а также в трещинах сильно уплотненных и дислоцированных глинистых терригенно-карбонатных и особенно карбонатных пород при условии интенсивного изменения их постседиментационными процессами аутигенные разновидности гидрослюд и смектитов представлены исключительно в виде удлиненных пластинок, более крупных у гидрослюд [19].

Семейство 2:1:1, или 2:2, содержит относимые к одной группе различные по химическому составу

хлориты с пластинчатой и нечетко выраженной псевдогексагональной формой частиц. Наиболее широко распространены в природе хлориты из подгруппы триоктаэдрических Fe-, Fe-Mg (Mg-Fe)- и Mg-разновидностей этого минерала от тюрингита до клинохлора и пеннина включительно [5]. Значительно реже встречаются хлориты ди-три- и три-ди-, а также собственно диоктаэдрические. В частности, среди ди-триоктаэдрических разновидностей в виде упорядоченной формы выделяется тосудит, в структуре которого пиррофиллитовые слои чередуются попеременно с лабильными обменными и бруситовыми межслоевыми промежутками.

В семействе слоисто-цепочечных минералов установлена группа сепиолита-пальгорскита, первый относится к три-, а второй к диоктаэдрической разновидности. Особенность этих минералов — волокнистая форма частиц.

Семейство смешанослойных образований объединяет в основном группы из сочетания 1:1 неразбухающих и 2:1 разбухающих, 2:1 неразбухающих и разбухающих, 2:1 разбухающих слоев и 2:2 неразбухающих пакетов. Кроме того, известны минералы из 2:2 неразбухающих и «разбухающих» пакетов [4].

В группе из 1:1 и 2:1 слоев установлены как ди-, так и триоктаэдрические разновидности. К диоктаэдрическим относятся каолинит-монтмориллониты главным образом с преобладанием 1:1 слоев. Из триоктаэдрических разновидностей нами идентифицировано упорядоченное лизардит-сапонитовое смешанослойное образование, возникающее в относительно закрытой системе, т.е. не за счет выноса из нее неустойчивых химических элементов, а лишь перераспределения их между исходной фазой — лизардитом, вновь синтезирующимися сапонитовыми слоями и насыщающими породу поровыми растворами [2].

Группа из 2:1 слоев включает как наиболее распространенные в природе монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, т.е. диоктаэдрического типа, в том числе упорядоченную разновидность — ректорит, первоначально идентифицированный нами как аллевардит [7], и неупорядоченные и с тенденцией к упорядоченности тальк-сапониты, или алиеттиты [30], относящиеся к триоктаэдрической разновидности. При этом монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования генетически различаются. Во-первых, они связаны с деградиацией в открытой системе минералообразования триоктаэдрических слюд (в основном биотита), в том числе в зоне гипергенеза, а также, что весьма важно в данном случае, на стадиях денудации, мото- и седиментогенеза, и диоктаэдризации остаточных продуктов, находящихся в ассоциации с исходным слюдистым минералом. Несмотря на существенные изменения, особенно на отдельных стадиях осадочного процесса, в результате которых вновь образованные продукты по свойствам отличаются от исходных минералов [19], эта ассоциация сохраняет свойственный первичным слюдам высокий межслоевой заряд, равный 1. Во-вторых, возникновение смешанослойных образований рассматриваемого типа обу-

словлено аградационными процессами преобразования низкозарядного монтмориллонита, в основном вулканогенного, и его диоктаэдрических аналогов с зарядом от 0 до 0,25. В-третьих, указанное смешанослойное образование кристаллизуется в песчано-алевритовых породах в виде тонких удлиненных пластинок из растворов, содержащих Si, Al, а также Fe и главное K, при относительно повышенных геостатическом давлении и температуре. К диоктаэдрическому типу смешанослойных образований из 2:1 слюдястых и монтмориллонитовых слоев относится также глауконит ранней генерации, характеризующийся в условиях низких термобарических параметров среды псевдоизометричной, а при их более высоких значениях и в проницаемых породах — удлиненными формами частиц.

В процессе изменения флогопита, а также биотита в открытой системе, ограниченной только профилем коры выветривания, т.е. *in situ*, что определяет более значительную сохранность унаследованных свойств первичного минерала вновь образующимися продуктами, в начале возникает парагенетическая ассоциация вермикулита и ди-триоктаэдрического монтмориллонита. При сохранении в сегрегированных блоках вермикулита менее 10% неразбухающих слоев указанные фазы гомогенизируются, и на их основе генерируется неупорядоченное вермикулит-монтмориллонитовое смешанослойное образование [6].

В группе из 2:1 слоев и 2:2 пакетов наиболее распространены упорядоченные и с тенденцией к упорядоченности хлорит-сапониты и хлорит-вермикулиты, объединяемые некоторыми исследователями [4] под общим названием «корренситы». При этом Б.П. Градусов показал [3], что первые имеют заряд от 0,25 до 0,6, а вторые — от 0,6 до 0,8 и выше. Такое различие обусловлено развитием хлорит-сапонитов за счет аградационной трансформации Mg-Fe-сапонита — продукта стадийного преобразования палыгорскита, а хлорит-вермикулитов в результате регенерации высокозарядного вермикулит-монтмориллонита.

Группа минералов из 2:2 неразбухающих и «разбухающих» пакетов включает разновидности из неупорядоченного переслаивания триоктаэдрических и в разной мере диоктаэдризированных, т.е. «дефектных» слоев структуры этих минералов.

Гидрогеохимические и термобарические процессы преобразования глинистых минералов

Второй этап, связанный с выяснением направленности и последовательности изменений исходных пород в зоне гипергенеза, а также на стадиях денудации мого-, седименто- и литогенеза, обуславливает на каждой стадии осадочного процесса формирование наиболее важных химико-минералогических особенностей глинистых минералов и физико-механических свойств отложений, содержащих глинистые минералы. При этом разработка механизма постседиментационного преобразования глинистых минералов позволяет надежно прогнозировать их особенности при различных условиях накопления осадков и

интенсивности изменения последних в различных зонах стратисферы [19, 27]. В связи с этим нами [10], а также А.Г. Коссовской [8] наиболее четко сформулированы основы генезиса и эволюции глинистых минералов в осадочном чехле земной коры.

Прежде всего наличие глинистых минералов во вновь формирующихся осадочных толщах в значительной степени определяется типом источников сноса (главным образом коры выветривания, изверженные и эффузивные породы, а также ранее накопившиеся и в разной степени гипергенно измененные осадочные толщи и метаморфизованные аналоги перечисленных выше пород). Характер и последовательность возникновения гипергенных минералов в корах выветривания зависят от типа исходных пород в источниках сноса. Существенные различия свойственны [24] бесслюдястым и слюдястым породам, а также лейкократовым (Al-Fe³⁺), т.е. кислым и средним, либо меланократовым (Mg-Fe²⁺), т.е. основным и ультраосновным разностям. В виде промежуточного продукта в элювии бесслюдястых пород развит монтмориллонит, а в слюдястых — монтмориллонит-гидроslюдястые смешанослойные образования с более 40% разбухающих слоев, с которыми неупорядоченно чередуются подчиненные — неразбухающие. Катионный состав октаэдрических позиций в структуре этих минералов определяется типом минерала-предшественника, а лабильных межслоевых промежутков — гидрохимическим характером среды [4, 19]. При интенсивном гипергенном изменении исходных пород полностью разлагаются Mg-Fe²⁺ первичные и вновь образующиеся промежуточные триоктаэдрические слоистые силикаты. В результате в элювиальных продуктах и в накапливающихся за их счет осадках присутствуют преимущественно устойчивые в зоне гипергенеза диоктаэдрические минералы [19, 21]. Продуктам выветривания присущ полидисперсный каолинит, образующий самые крупные месторождения остаточных каолиновых глин. В элювии кислых и средних пород частицы каолинита крупнее, чем в основных и ультраосновных, в которых рост его кристаллов блокируется высоким содержанием Fe в системе минералообразования [9, 19, 26, 27, 34]. При перестройке тектонического плана и заболачивании территории с развитой корой выветривания в резко восстановительной обстановке каолинит трансформируется в бертьерин [25].

Большое значение для дальнейшей геологической истории возникающих на континенте продуктов выветривания или ранее накопившихся осадочных и осадочно-вулканогенных толщ при их размыве и переотложении, а также вулканогенного материала, поступающего непосредственно из эруптивных аппаратов, имеет гидрохимический характер среды осадконакопления. Кроме общего существенного разупорядочения структуры минералов следует различать особенности этого процесса в пресных водоемах или различных частях морских бассейнов с учетом гранулометрического типа накапливающихся в них терригенных осадков (глинистые, глинисто-карбонатные либо песчано-алевритовые раз-

ности), т.е. литолого-фациальные условия седиментогенеза.

При образовании переотложенных продуктов в пресных водоемах независимо от литологического типа осадка сохраняется унаследованный характер изменения глинистых минералов, т.е. тенденция выноса из элювиального материала Mg и Fe²⁺ с последующим окислением последнего. В этом случае триоктаэдрические минералы с Mg и Fe²⁺, в частности, хлорит, сохраняются лишь при слабом выветривании исходных пород, а также быстром переносе и захоронении таких минералов в глинистом осадке.

Соответственно при седиментации аллотигенного глинистого материала в морских бассейнах (в минерализованной обстановке) во всех литологических типах осадков начинается инверсия преобразования глинистых минералов. В этих условиях деградационные изменения глинистых минералов сменяются на аградационные (в диапазоне свойственных поверхностной зоне низких термобарических параметров среды).

В условиях гумидного (жаркого и умеренного), а также нивального климата в основном накапливаются терригенные отложения. Областям аридного и семиаридного климата присуще преимущественно хемогенное (карбонатное и соледородное) осадконакопление. В этом случае при ограниченном поступлении с континента терригенного (песчано-алевритового) и аллотигенного (глинистого) материала в обстановке повышенной минерализации наддонных вод в виде сингенетических глинистых минералов слоисто-цепочечного типа, относящихся к наиболее ранней генерации, кристаллизуются сепиолит либо палыгорскит. Первый возникает исключительно в относительно рафинированной среде из минералообразующих катионов, содержащей лишь Si и Mg, а палыгорскит выделяется из растворов, в составе которых присутствует также Al. Содержание Al коррелируется с практически постоянным присутствием в среде минералообразования аллотигенной примеси наиболее устойчивой в зоне гипергенеза, а также при переносе и накоплении гидрослюды 2M₁ по сравнению с нестабильной как при выветривании, так и переотложении модификацией 1M [11, 19].

Решающий фактор формирования, особенно в древних отложениях, структурно-кристаллохимических и морфолого-генетических особенностей глинистых минералов — интенсивность их дальнейшего постседиментационного преобразования. По степени изменения глинистых минералов, в соответствии с разработанной Н.Б. Вассовичем [1] шкалой метаморфизма органического вещества, осадочный чехол земной коры подразделен [27] на четыре зоны, соответствующие стадиям диагенеза (ДГ) — протокатагенеза (ПК₁₋₃), ранним этапам стадии мезокатагенеза (МК_{1и2}), поздним этапам стадии мезокатагенеза (МК₃₋₅) — стадии апокатагенеза (АК₁₋₄) и стадии метагенеза (МГ). ПК и МК_{1и2} вместе со стадией ДГ относятся к раннему, а МК₃₋₅ и АК — к позднему катагенезу.

Постседиментационное преобразование глинистых минералов сопровождается в основном

двумя процессами. Первый, свойственный всем литологическим типам отложений, связан с аградационной трансформацией аллотигенных разновидностей указанных минералов. Наиболее значима в этом случае фиксация межслоевыми промежутками разбухающих минералов вначале наиболее активного Mg, а затем K. Второй процесс, протекающий исключительно в проницаемых отложениях, обусловлен кристаллизацией из насыщающих их пластовых вод новообразований [19, 22, 26, 27].

В подзоне ДГ осадки переходят в породы. Однако в связи с низкими термобарическими параметрами среды глинистые отложения в этой и нижележащей подзонах ПК верхней зоны представлены лишь слабо уплотненными глинами, а песчано-алевритовые — слабо сцементированными разностями. В соответствии с этим в зоне ДГ—ПК сохраняют устойчивость монтмориллонит и связанные с гидратацией и деградацией слюд монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования с содержанием более 40% разбухающих слоев.

В пресноводных отложениях как глинистого, так и песчано-алевритового типов в этой зоне продолжается преобразование плагиоклазов (через фазу монтмориллонита) в каолинит. При этом более интенсивно данный процесс протекает в проницаемых породах.

В то же время в отложениях морских бассейнов рассматриваемой зоны возникает хлорит, являющийся, как и бертьерин, самым ранним аутигенным минералом из слоистых силикатов [19, 20, 22, 23, 26, 27]. В глинистых отложениях хлорит образуется трансформационным путем в результате преобразования монтмориллонита, что сопровождается возникновением в его межслоевых промежутках бруситовых прослоек. Соответственно в песчано-алевритовых отложениях хлорит кристаллизуется из обогащенных Mg алюмокремневых растворов. В этих отложениях хлорит выделяется в виде тонких псевдоизометричных пластинок со слабо проявленной псевдогексагональной формой кристаллов. Их внешний ряд торцевыми гранями нарастает на поверхности терригенных зерен, окаймляющих поровое пространство. Следующие ряды кристаллов хлорита (≈2—3) нарастают последовательно на поверхности каждого предыдущего ряда. В результате в порых песчано-алевритовых породах возникают так называемые крустификационные каемки [20, 23].

В зоне МК_{1и2} глинистые отложения переходят в уплотненные разности, соответственно песчано-алевритовые породы преобразуются в более сцементированные песчаники и алевролиты.

Вследствие недостаточно высоких термобарических параметров среды отложения пресных водоемов в этой зоне сохраняют стабильность аллотигенных разновидностей монтмориллонита и монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований с более 40% разбухающих слоев. Кроме того, в песчано-алевритовых породах кристаллизуется каолинит, отличающийся наиболее четким идиоморфизмом псевдогексагональных частиц, как фаза, выпадающая из пересыщенного раствора [9, 26].

Во всех же литологических типах отложений морских бассейнов в рассматриваемой зоне монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, наследующие свойственный исходным слюдам высокий межслоевой заряд, лишь частично обогащаются слюдистыми слоями, так как способны только весьма ограниченно фиксировать К. Собственно монтмориллонит из-за свойственного ему низкого заряда слоев изменяется в еще меньшей степени. В песчано-алевритовых разностях пород кристаллизуется также фаза «удлиненночешуйчатого монтмориллонита», который для указанных условий является индикаторным минералом. В структурном отношении эта фаза — неупорядоченное монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование [19, 26, 27].

В зоне МК_{1и2} сепиолит и палыгорскит преобразуются в слоистые силикаты. Первый — в Mg-сапонит, а второй — в смесь Mg-Fe (Fe-Mg)-сапонита и Mg-обогащенного монтмориллонита.

При погружении осадков как пресноводных, так и морских на глубины, характеризующиеся высокими геостатическим давлением и температурой, в зону МК₃₋₅—АК отложения претерпевают существенные преобразования, отвечающие позднему катагенезу. В этом случае уплотненные глины переходят в аргиллиты, а сцементированные песчано-алевритовые породы — в сильно сцементированные разности. Здесь в результате последовательно усиливающейся абсорбции К монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования во всех литологических типах пород преобразуются в разновидности с менее 40% разбухающих слоев, с которыми с тенденцией к упорядоченности чередуются преобладающие — неразбухающие. Монтмориллонит за счет абсорбции К и синхронного повышения степени замещения Si на Al в тетраэдрических сетках его структуры трансформируется в монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, в структуре которых количество лабильных слоев также не превышает 40%. Однако вследствие более низкого заряда слоев фиксация К межслоевыми промежутками менее интенсивна, чем деградированными слюдами, сохраняющими свойственный исходным слюдам высокий заряд.

В этой зоне в песчано-алевритовых отложениях морского происхождения «удлиненночешуйчатый монтмориллонит» трансформируется в удлиненнопластинчатую гидрослюду. Это сопровождается увеличением как содержания К в структуре минерала, так и размеров пластинок, особенно в ширину.

Возникающий за счет сепиолита Mg-сапонит в зоне МК₃₋₅—АК преобразуется в тальк-сапонит, а продукты изменения палыгорскита — в смесь хлорит-сапонитового и монтмориллонит-гидрослюдистого смешанослойных образований. Триоктаэдрические смешанослойные образования, благодаря большей термобарической устойчивости входящих в их структуру разбухающих слоев, содержат их до 50%. Более устойчивыми в условиях повышенных термобарических параметров среды оказываются и индивидуальные разбухающие минералы подобного типа.

В отложениях пресных водоемов каолинит сохраняет устойчивость вплоть до зоны МГ. Однако в морских отложениях на стадии АК он гидрослюдизируется. В структуре монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований, связанных с деградацией слюд, количество разбухающих слоев на этой стадии уменьшается (<20%) в отличие от продуктов аградации более инертного к повышению термобарических параметров среды монтмориллонита вулканогенного происхождения.

В зоне МГ аргиллиты переходят в глинистые сланцы, а песчано-алевритовые породы в кварциты. В этих условиях каолинит, переотлагающийся в пресных водоемах, трансформируется в пирофиллит. Соответственно хлорит-сапонитовые и монтмориллонит-гидрослюдистые образования преобразуются в хлорит и серицит, причем хлорит за счет фиксации выносимого из структуры первичного слюдистого минерала Mg становится более магнезиальным.

Особенности глинистых минералов в отложениях различных формаций

Третий этап, обуславливающий наиболее полное выявление особенностей глинистых минералов в осадочном чехле земной коры, отражает влияние на них различных условий, характерных для геотектонической и палеоклиматической обстановки накопления глинистых минералов в отложениях отдельных осадочных формаций. Это определяет логическую необходимость использования формационного анализа для объективной геологической интерпретации результатов изучения глинистых минералов [28, 29]. Применение этого анализа позволяет более надежно реконструировать, в частности, палеогеографические условия осадконакопления, а также в практическом аспекте использовать результаты изучения глинистых минералов [16, 26, 27] и главное в накапливающихся отложениях выявлять генетические связи с полезными ископаемыми.

По литолого-фациальным особенностям седиментогенеза в осадочном чехле земной коры выделены [12] терригенная, терригенно-карбонатная, карбонатная, вулканогенная и галогенная формации. Из них терригенная подразделяется на платформенную и геосинклинальную субформации, а терригенно-карбонатная и карбонатная на известняковую и доломитовую.

Так моно- и олигомиктовый типы терригенных отложений и обогащенность их каолинитом свидетельствуют, что они относятся к платформенной субформации терригенной формации [17], т.е. связаны с замедленным переотложением интенсивно выветрелого материала, в котором каолинит — индикаторный минерал. Это обуславливает, в частности, приуроченность к отложениям указанной субформации основных месторождений осадочных каолиновых глин.

Полимиктовый состав отложений, из глинистых минералов содержащих преимущественно гидрослюду и монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, иногда с приме-

сью хлорита, характерен для накопления осадков, соответствующих геосинклинальной субформации терригенной формации. В отличие от платформенной отложения геосинклинальной субформации образуются в результате интенсивного переотложения слабо разложенного материала, обуславливающего, в частности, формирование мощных флишоидных толщ. Поэтому накапливающиеся в таком случае промежуточные для зоны гипергенеза минералы, как и их примесь в отложениях платформенной субформации, имеют фоновое значение.

Песчано-алевритовые отложения отдельных платформенных субформаций при ограниченном количестве в них лишь аллотигенных разновидностей каолинита и гидрослюда в случае поступления в эти породы углеводородов до момента погружения отложений в зону развития аутигенных минералов, т.е. до ранних этапов стадии МК [1], характеризуются наиболее оптимальными коллекторскими свойствами. В аналогичных отложениях ряда геосинклинальных субформаций могут присутствовать как аллотигенная примесь хлорита, так и ранее возникшая (на поздних этапах стадии ПК) в унаследованной морской среде аутигенная разновидность хлорита. Она в виде крυσтификационных каемок способна запечатывать межзерновые каналы и снижать не только емкости, но и фильтрационные свойства первичных пород-коллекторов [20, 23, 27].

В отложениях терригенно-карбонатной и карбонатной формаций [13] глинистые минералы присутствуют соответственно в терригенных прослоях вмещающих карбонатных пород либо в виде примеси. Вследствие повышенной минерализации среды, характерной для накопления отложений терригенно-карбонатной и карбонатной формаций, глинистые минералы в них, особенно в маломощных прослоях, подвергаются более интенсивной аградации разбухающих разновидностей, чем на такой же стадии постседиментационного преобразования в отложениях терригенной формации.

Отложениям этих формаций, особенно карбонатных, присущи прослойки сингенетичных сепиолитовых и палыгорскитовых глин, предшествующих садке соответственно доломитов и известняков. Поэтому присутствие в основании карбонатных толщ прослоев глин, содержащих слоисто-цепочечные минералы, имеет для этой формации индикаторное значение, указывая на их кристаллизацию в условиях аридного климата и наличие в наддонной воде необходимых катионов. Такую закономерность можно рассматривать как важный поисковый признак для выявления в разрезах осадочных пород прослоев, сложенных такими минералами.

Благодаря способности структуры сепиолита и палыгорскита к катионному обмену только в заполненных водой внутренних полостях волокнистых кристаллов, они образуют не агрегаты, а типотропные системы. Вследствие этого данные минералы с успехом используются для приготовления буровых растворов при проходке скважин в агрессивных средах, в частности, в соленосных толщах [26, 27].

В результате эвстатических колебаний бассейнов осадконакопления сингенетичные сепиолитовые и палыгорскитовые прослойки нередко перекрываются терригенными отложениями. Во всех случаях прослойки как тальк- и хлорит-сапонитов, образующихся за счет сепиолита и палыгорскита, так и близких к ним хлорит-вермикулитов в зоне МК₃₋₅—АК значительно повышают экранирующую способность не только карбонатных, но и терригенных толщ, содержащих залежи нефти и газа. В свою очередь хрупкость терригенно-карбонатных и особенно карбонатных пород, а также сильно уплотненных глинистых разностей, обуславливающая при их дислоцированности развитие трещинной пористости и проницаемости, определяет возникновение вторичных коллекторов. Это при наличии над ними достаточно надежных покрышек может обеспечить перераспределение первичных скоплений углеводородов с образованием новых залежей в осадочном чехле земной коры.

Особенность отложений вулканогенной формации [14] — преобладание продуктов раскристаллизации гиалокластического материала наземных и подводных эруптивных аппаратов в виде различных смектитовых минералов, имеющих индикаторное значение. Вследствие этого к слабо измененным отложениям, преимущественно к зоне ДГ — ПК, приурочены бентонитовые (Na) и флоридиновые (Ca) глины, широко используемые для приготовления буровых растворов, абсорбентов, лекарственных препаратов, парфюмерной продукции и т.д.

В соответствии с более высокой разбухаемостью продуктов аградации монтмориллонита вулканогенного происхождения, четко фиксирующейся в зоне МК₃₋₅—АК, эти продукты Ч. Уивер [36] выделил как К-бентониты, а А. Бистрем [33] — метабентониты. Такое свойство аградированного монтмориллонита позволило использовать [18] содержащие его прослойки в виде «маркеров», обеспечивающих надежное расчленение и корреляцию древних, наиболее бедных фаунистическими остатками толщ.

В отличие от отложений терригенной, терригенно-карбонатной, вулканогенной и даже карбонатной формаций глинистые минералы в отложениях галогенной формации, представленных толщами галита, сильвина, бишофита и других промышленно важных солей благодаря накоплению в наиболее минерализованной среде характеризуются резко повышенной степенью гидрогеохимической аградации [15]. При этом в отложениях указанных выше формаций из-за дефицита минералообразующих катионов не реализуется свойственная аутигенным минералам в проницаемых породах кристаллографическая огранка частиц. В отличие от этого глинистые минералы, образующиеся в терригенных прослоях отложений галогенной формации, характеризуются наиболее четко выраженными габитусом кристаллов и совершенством их структуры. В частности, кристаллы удлиненнопластинчатой гидрослюда в отложениях этой формации на подстадиях МК₃₋₅—стадии АК приобретают пирамидальные окончания и выделяются под названием «сарошпатокита» [31].

Последний является конечным членом ряда минералов с удлинённой формой пластинчатых кристаллов, начиная с «удлинённочешуйчатого монтмориллонита». В связи с этим рассматриваемые минералы, в том числе наиболее широко распространённая в проницаемых отложениях различных осадочных формаций зоны МК₃₋₅ — АК удлинённопластинчатая гидрослюда, выделены нами [19, 26, 27] в виде единой генетической последовательности индикаторных минералов в отложениях морских бассейнов. При этом размер удлинённых пластинок непосредственно отражает степень постседиментационного преобразования содержащих их отложений, возрастая по мере повышения в среде концентрации минералообразующих катионов.

Выводы

Таким образом, рассмотренные выше три этапа, которые определяют особенности глинистых минералов в осадочном чехле земной коры, открывают возможность с наибольшей эффективностью использовать глинистые минералы для геологической интерпретации результатов их изучения. Изложенная выше методология позволяет исследовать глинистые минералы в течение всего цикла их существования в природе, начиная от образования этих минералов в корках выветривания через стадию переотложения до последовательных стадий преобразования в осадках и формирующихся породах.

Формационный анализ даёт возможность выделять в отложениях каждой формации, во-первых, индикаторные минералы, например, в переотложенном элювии платформенной субформации терригенной формации, а также в сингенетичных осадках карбонатной формации и продуктах преобразования гиалокластики в отложениях вулканогенной формации. Во-вторых, это даёт возможность выяснять специфические особенности отдельных разновидностей глинистых минералов, в частности, аутигенного типа, в непрерывном ряду смектит-гидрослюдистых минералов с удлинённой формой пластинок.

Следует заметить, что процесс постседиментационного преобразования глинистых минералов необратим. Это выражается в целом в закономерном повышении роли кислых продуктов в составе образующихся на конечных стадиях осадочного процесса, вплоть до стадии МГ, пород за счёт предпочтительной в зоне гипергенеза, а также в течение седименто- и частично ранних стадий литогенеза деструкции ультраосновных и основных пород. Данную особенность закономерного изменения отложений в осадочном чехле земной коры можно рассматривать как один из их элементов «континентализации», начинающейся ещё с отмеченного процесса изменения отложений [4], в частности, образования К-полевых шпатов по плагиоклазам в отложениях рифтовых зон Мирового океана.

Литература

1. Вассоевич Н.Б. Происхождение нефти // Вестн. МГУ. Геология. 1975. № 5.
2. Горшкова А.И., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. и др. Новый упорядоченный смешанослойный минерал лизардит-сапонит из кимберлитов Южной Африки // Докл. РАН. 1993. Т. 328. № 3.
3. Градусов Б.П. Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М.: Наука, 1976.
4. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990.
5. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991.
6. Зинчук Н.Н., Харькив А.Д., Котельников Д.Д., Соболева С.В. Флогопит и продукты его изменения в кимберлитовых породах Якутии // Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л.: Наука, 1979.
7. Ивкин Н.М., Китайгородский Н.С., Котельников Д.Д., Королев Ю.М. Аналог аллевардита (из Дагестана) // Зап. ВМО. 1959. Ч. 88. В. 5.
8. Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья (о формировании минерального состава терригенных пород). М.: Наука, 1962.
9. Котельников Д.Д. О морфологической характеристике каолинита осадочных пород // Докл. АН СССР. 1958. Т. 123. № 2.
10. Котельников Д.Д. О связи морфологических особенностей глинистых минералов с условиями их образования в осадочных породах // Докл. АН СССР. 1962. Т. 146. № 4.
11. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдяных минералов // Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. № 1.
12. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 2.
13. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Глинистые минералы и их локализация в отложениях карбонатной и терригенно-карбонатной формаций // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. № 1.
14. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Образование и изменение глинистых минералов в отложениях вулканогенной формации на стадиях седименто- и литогенеза // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. № 4.
15. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Гидрогеохимические и термодинамические условия накопления аллотигенных и образования аутигенных глинистых минералов в галогенной формации // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. № 6.
16. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вест. Воронежского ун-та. Геология. 2001. № 12.
17. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации // Бюл. МОИП, отд. геол. 2001. Т. 76. В. 1.
18. Котельников Д.Д., Кирсанов В.В. Зависимость агрегации 2:1 глинистых минералов от природы исходного материала и глубины погружения вендских отложений Московской синеклизы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 3.
19. Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986.
20. Котельников Д.Д., Солодкова Н.А. Аутигенные глинистые минералы в позднекембрийских отложениях Енисейского кряжа // Литология и полезн. ископаемые. 1977. № 6.
21. Котельников Д.Д., Солодкова Н.А. Роль ди- и триоктаэдрических глинистых минералов в осадочных образованиях // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 2.
22. Котельников Д.Д., Солодкова Н.А. Структурные преобразования и морфологические особенности глинистых минералов в седименто- и литогенезе // Бюл. МОИП, отд. геол. 1995. Т. 70. В. 3.
23. Котельников Д.Д., Борисовский С.Е., Солодкова Н.А. Последовательность генерации аутигенного глинистого цемента в древних песчано-алевритовых породах // Изв. АН СССР, сер. геол. 1979. № 6.

24. Котельников Д.Д., Домбровская Ж.В., Зинчук Н.Н. Основные закономерности выветривания силикатных пород различного химического и минералогического типа // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 6.
25. Никитин А.П. Вторичные изменения остаточных бокситов Воронежской антеклизы // Вторичные изменения бокситов из месторождений СССР. М.: Наука, 1980.
26. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1971.
27. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. Издание второе, перер. и дополн. М.: Недра, 1980.
28. Хаин В.Е. Учение о геологических формациях на современном этапе // Изв. АН СССР, сер. геол. 1980. № 11.
29. Цейслер В.М. Формационные ряды платформ и бассейновые комплексы // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. № 2.
30. Alietty A., Mejsner J. Structure of a talc/saponite mixed-layer mineral // Bull. Geol. Soc. Amer. 1960. V. 71. № 4.
31. Beutelspacher H., Vancler Marel H.W. Atlas of electron microscopy of clay minerals and their admixtures. Amsterdam — London — New York, 1968.
32. Brown J.W. Report of the clay minerals group sub-committee on nomenclature of clay minerals // Clay Minerals Bull. 1955. V. 2. № 13.
33. Bystrom A.M. «Mixed-layer» minerals from the Ordovician bentonite beds of Kinnekulla, Sweden // Nature. 1954. V. 173. № 4408.
34. Estoule J., Estoule-Choux J. Étude en microscopie électronique de divers types géologiques de kaolin // Compt. Rend. Acad. Sci. 1964. T. 259. № 15.
35. Grim R.E., Bradley W.F. Structural implications in diagenesis // Geol. Rundsch. Bd. 43. № 2. 1955.
36. Weaver Ch.E. Mineralogy and petrology of some Ordovician K-bentonites and related limestones // Bull. Geol. Soc. Amer. 1953. V. 64. № 8.

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА»
Рецензент — В.С. Ежов

УДК 552.52(552.45)

Н.В. ПАВЛИНОВА

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ В ТЕРРИГЕННЫХ НИЖНЕПЕРМСКИХ ПОРОДАХ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Изучены литологический состав и коллекторские свойства подсолевых нижнепермских терригенных пород в пределах восточного борта Прикаспийской впадины. Выявлены причины изменения по площади флюидоупорных свойств вулканогенно-осадочной пачки, залегающей в подошве сакмаро-ассельских отложений. Установлено, что низкие значения открытой межгранулярной пористости в гравийно-песчаных разностях нижнепермских пород объясняются широким развитием процессов карбонатной цементации и новообразованием галокатагенетического ангидрита, фильтрационно-емкостные свойства пород растут в результате образования трещин под влиянием тектонического фактора, самой высокой проницаемостью обладают тонко- и линзовидно-слоистые алевритовые аргиллиты с содержанием хлорита не менее 40%.

Прогнозирование коллекторских свойств пород — одна из главных проблем при поиске скопелений нефти и газа. Факторами, влияющими на изменение коллекторских и экраняющих свойств, являются особенности седиментации, характер и интенсивность постседиментационных преобразований.

В качестве объектов исследования были выбраны подсолевые нижнепермские терригенные отложения восточного борта Прикаспийской впадины. Интерес, проявленный именно к этим породам, объясняется тем, что развитие различных типов коллекторов связано не только с интенсивностью их преобразования, но и с различной глубиной залегания, вещественным составом, наличием или отсутствием вулканокластического материала¹. Изученный район охватывает части выступов фундамента: южную Енбекского, северную Жаркамьского и восточную Кызлджарского, где широко развита мощная разнофациальная толща преимущественно терригенных нижнепермских отложений. Для решения по-

ставленной задачи применены литолого-петрографический, рентгеноструктурный анализы и метод электронной микроскопии. Коллекторские свойства проанализированы с использованием данных лабораторных исследований открытой пористости и газопроницаемости (лаборатория коллекторов ВНИГНИ). Из наиболее плотных пород выпиливали кубики с ребром 3 см, которые исследовались методом капиллярного насыщения люминофором по методике К.И. Багринцевой [1]. На основании комплексного изучения терригенная толща расчленена на отдельные пачки с различными петрографическими, минералогическими и геохимическими особенностями [13, 14]. В ассельско-сакмарской толще выделены две пачки: вулканогенная и вулканогенно-осадочная; в артинской — три: песчано-глинистая, глинисто-песчаная и алевритоглинистая.

Общая мощность нижнепермских отложений изменяется с севера на юг от 100 до 1294 м и с запада на восток от 40 до 1000 м. Отложения представлены глинами (69% общего объема пород), песчаниками и алеврититами (в сумме 28,1%), гравелитами и конгломератами (2,9%). Карбонат-

¹ Материал собран автором в 1985-1991 гг.