

УДК 549.623.91:551.311.231:552.52

Д.Д. КОТЕЛЬНИКОВ, Н.Н. ЗИНЧУК, В.А. КУЗЬМИН

**МОРФОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РАЗНОВИДНОСТИ КАОЛИНИТА
В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ.
Статья I. Механизм образования каолинита в корях выветривания различных
петрохимических типов пород**

Установлено, что в процессе выветривания кислых и средних пород с высоким содержанием сиалических элементов возникает относительно крупнокристаллический каолинит. При выветривании ультраосновных и основных пород со значительным количеством мафических элементов, блокирующих рост кристаллов каолинита в базисной плоскости, образуются более мелкие кристаллы каолинита с большей плотностью, чем в элювии лейкократовых пород.

Систематическое исследование главнейших групп глинистых минералов показало, что их структурно-кристаллохимические и морфолого-генетические особенности в зависимости от природы минералов-предшественников, в результате изменения которых возникают глинистые минералы, определяются следующим [15]:

1. Масштабом сохранения во вновь образующихся в корях выветривания слоистых силикатов и алюмосиликатов элементов упорядоченности структуры первичных минералов, а также механизмом изменения степени совершенства структуры возникающих за их счет вторичных минералов при переотложении элювиальных продуктов.

2. Оценкой диапазона унаследованности вторичными глинистыми минералами химического состава исходных минералов и в целом пород, особенно при составе, близком к мономинеральному.

3. Закономерной идентичностью проявления минералообразующих процессов независимо от времени (в объеме верхнего протерозоя—фанерозоя) и географическим положением территории, в пределах которой происходит образование глинистых минералов в корях выветривания и накопление подобных минералов в различных фациальных условиях и литологических типах коррелятивных отложений.

Главнейший механизм образования глинистых минералов — процесс гипергенного (физико-химического) изменения *in situ* различных (изверженных, осадочных и метаморфических) пород [11] с активным участием в этом процессе органического вещества [27], который включает дезинтеграцию первичных пород с сохранением их структурно-текстурных особенностей (для сиалических разновидностей), а также с нарушением (для карбонатных и галоген-

ных). Слагающие исходные породы минералы либо полностью растворяются, либо закономерно преобразуются в соответствии с термобарическими и гидрохимическими условиями среды [11, 28, 32]. Причем термобарические условия в зоне гипергенеза, как в открытой системе, практически не меняются и зависят в отношении наиболее важного для этой зоны температурного параметра только от климата в пределах конкретного региона, а также гипсометрического положения потенциального источника сноса. Напротив, гидрогеохимические условия существенно изменяются вверх по профилю коры выветривания, в общем виде от зоны дезинтеграции к зоне выщелачивания и затем к зоне гидролиза.

Глинистые минералы возникают, кроме того, в результате кристаллизации вновь образующихся минералов в порах катагенетически измененных песчано-алевритовых отложений, преимущественно терригенных и терригенно-карбонатных формаций платформенных областей [9], и в трещинах сильно измененных и дислоцированных пород различных литологических типов в орогенных регионах с наложенным на катагенетически изменяющиеся отложения эпизодических проявлений более поздних гидротермальных преобразований.

**Особенности строения профилей выветривания
на различных петрохимических типах пород**

Как показано в [15, 24], исходные породы по механизму преобразования в зоне гипергенеза можно подразделить, с одной стороны, на ультраосновные и основные, или меланократовые, а с другой, на средние и кислые, или лейкократовые. В процессе выветривания меланократовые породы,

за счет выноса Mg и Fe²⁺, становятся более лейкократовыми, а первично лейкократовые вследствие некоторой иммиграции Si приобретают тенденцию к повышению их меланократовости. В результате конечные продукты выветривания указанных двух групп исходных пород сближаются как по химическому составу, так и минералогическим особенностям.

В верхних горизонтах полных профилей кор выветривания возникают минералы, которые устойчивы в открытой системе, характеризующейся кислой средой, окислительной обстановкой и относительно высокими положительными значениями Eh, а также низкими pH. Это обуславливает тенденцию образования в зоне гипергенеза дисперсных слоистых минералов преимущественно семейств 1:1 и 0:1, содержащих в структуре соответственно одну тетраэдрическую и одну октаэдрическую сетки либо только сетку последнего типа. При заполнении октаэдрических позиций лишь Al (на 2/3 возможных вакансий) слоистые минералы относятся к диоктаэдрическим разновидностям. К наиболее распространенному среди них минералу, образуемому при выветривании различных петрохимических типов пород, относится каолинит (иногда совместно с минералами группы галлуазита). С ними нередко ассоциируют, кроме того, оксиды Ti, а также оксиды и гидроксиды Fe²⁺ и Fe³⁺.

Вторичные минералы в средних горизонтах кор выветривания на определенных типах исходных пород значительно различаются между собой. Так, образующиеся в горизонтах профилей выветривания элювиальные продукты, согласно установленной нами ранее закономерности [15], в каждой из выделенных выше двух петрохимических групп пород характеризуются специфическими особенностями в бесслюдистых и слюдистых разновидностях.

Бесслюдистые ультраосновные и основные породы, содержащие преимущественно оливины, пироксены и амфиболы, а также основные плагиоклазы, на промежуточных стадиях выветривания обогащаются за счет деструкции Mg-Fe-минералов метастабильными три- и дитриоктаэдрическими разновидностями смектитов. Они вследствие последовательного выноса из системы минералообразования мафических компонентов, особенно Mg и Fe²⁺, при снижении величины pH и увеличении положительных значений Eh среды, испытывают прогрессирующую диоктаэдризацию. По характерным для рассматриваемых пород основным плагиоклазам развивается собственно монтмориллонит (рис. 1). Октаэдрическое заполнение в структуре указанных разбухающих минералов наследуется от минералов-предшественников, а межслоевые катионы заимствуются из водной среды [2, 14].

В средних горизонтах слюдистых разновидностей рассматриваемого петрохимического сообщества пород по типичным для них триоктаэдрическим слюдам 1M (главным образом флогопиту и биотиту), а также по основным плагиоклазам кроме монтмориллонита развивается гамма смешанослойных образований от три- до дитриоктаэдрического типов [15, 17]. Это показывает, что в слюдистых ультраосновных и основных породах разбухающие минералы имеют полигенное происхождение, различаясь как химическим составом, генетически связанным с их протоминералами, так и величиной заряда силикатных слоев, низким у собственно смектитов, особенно диоктаэдрического типа (0—0,3) и несколько более высоким у триоктаэдрических разновидностей (0,3—0,6, иногда до 0,9). В то

же время смешанослойные образования сохраняют наиболее высокий, свойственный исходным слюдам межслоевой заряд [2, 14]. Последнее очень важно для диагностики разбухающих минералов различного генезиса при переотложении содержащих их элювиальных продуктов в субаквальных условиях и погружении формирующихся осадочных пород на большие глубины: вначале в зону раннего катагенеза, т. е. протокатагенеза (ПК₁₋₃), затем в зону начальных этапов мезокатагенеза (МК_{1и2}) и далее в зону позднего катагенеза, или заключительных этапов мезокатагенеза (МК₃₋₅)—апо- катагенеза (АК₁₋₄) [10, 14]. Низкозарядные смектиты при постседиментационном преобразовании переотложенного материала сохраняют большее число лабильных слоев, чем продукты деградации слюд [12]. Это позволяет, в частности, выделять в мощных разрезах осадочных толщ прослой преобразованных в монтмориллонит (за исключением частей разрезов с неизменным туфогенным материалом) вулканических пород, которые в разрезах трансформированных древних отложений, например, нижнего палеозоя и докембрия, можно использовать в виде мета- или калиевых бентонитов, как «маркеры» [13].

В промежуточных горизонтах бесслюдистых средних и кислых пород, содержащих средние плагиоклазы и калиевый полевой шпат (главным образом микроклин), возникают соответственно монтмориллонит и каолинит [1]. При этом при наличии в микроклине пертитовых вростков олигоклаза за счет их изменения развиваются минералы группы галлуазита (гидро-, 10-ангстремные, и метagalлуазит, 7-ангстремные, разновидности).

Монтмориллонит из-за отсутствия в средних и кислых породах Mg-Fe-минералов значительно быстрее преобразуется в каолинит по сравнению со смектитами из бесслюдистых ультраосновных и основных пород. Это связано с тем, что продукты последовательного разложения три- и дитриоктаэдрических смектитов, образующихся в корях выветривания ультраосновных и основных пород, выносятся из них более длительное время, несмотря на относительно быструю в целом деструкцию [17].

В разрезах профилей выветривания слюдистых разновидностей пород среднего и кислого типов аналогично рассмотренной ассоциации в бесслюдистых разновидностях присутствуют, как правило, диоктаэдрические слюды 2M₁ (главным образом мусковит), реже триоктаэдрические слюды, в основном 1M (биотит), а также их смесь. Благодаря различной устойчивости ди- и триоктаэдрических слюд [8, 23], последние, например, биотит, преобразуются быстрее, но каолинит из продуктов разложения возникает медленнее. Это обусловлено тем, что из системы минералообразования необходим вынос более значительного объема подвижных компонентов (главным образом Mg и Fe²⁺), чем из элювия кислых и средних пород, содержащих преимущественно диоктаэдрические слюды [1]. Менее стабильны в профилях выветривания монтмориллонит-гидро-слюдистые смешанослойные образования, первоначально возникающие при деструкции триоктаэдрических слюд 1M и диоктаэдризации частично сохраняющихся остаточных продуктов [8, 23].

Для направленности изменения триоктаэдрических слюдистых минералов, в частности, биотита, также важен характер среды. Так, биотит в лейкократовых породах, в том числе в корях выветривания пород гранитного типа, т. е. в алюмосиликатной среде, непосредственно преобразу-

ется в каолинит. В отличие от триоктаэдрических слюд их диоктаэдрические аналоги политипной модификации $2M_1$ изменяются лишь в самых верхних горизонтах профилей выветривания, когда все другие минералы подверглись полной каолинизации. При этом диоктаэдрические слюды вначале подвергаются только частичной гидротации, переходя в гидрослюды, а затем по ним при глубоком гипергенном преобразовании спонтанно развивается каолинит [25].

Важно подчеркнуть, что образующиеся на средних стадиях выветривания, преимущественно по биотиту, а также мусковиту, гидратированные разности представляют собой гетерогенные продукты. Дегградация свойственных первичным слюдам микроблоков начинается с их базальных плоскостей и особенно торцевых сколов и выражается в уменьшении степени замещения Si на Al в тетраэдрах структуры слюд и, как следствие этого, в частичном выносе K из межслоевых промежутков протоминерала. Поэтому гидротированные разности на средних этапах гипергенного процесса представляют в структурном отношении сростки реликтовых слюдястых фаз в центральных частях микроблоков и в той или иной степени деградированных периферийных участках, представленных монтмориллонит-гидрослюдистыми образованиями с последовательно увеличивающимся вверх по разрезу профилей выветривания количеством разбухающих слоев в структуре. Однако количественного увеличения содержания смешанослойных образований не наблюдается, так как их весьма несовершенная структура обуславливает наиболее быстрый переход в каолинит. В результате некоторые исследователи без достаточных оснований постулируют, что смешанослойные образования в корях выветривания не образуются [15]. С продуктами гипергенного изменения ультраосновных и основных пород связано также возникновение на промежуточных стадиях выветривания каолинит-монтмориллонитовых смешанослойных образований [6, 38]. Преобладают разновидности с доминированием неразбухающих слоев.

Морфологические и структурные особенности каолинита

Гипергенное преобразование пород различных петрохимических типов непосредственно определяет специфические особенности морфологии возникающего каолинита. Согласно данным изучения суспензионных препаратов фракции 0,001 мм методом просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ) каолиниту, как и более высокотемпературным, преимущественно гидротермального генезиса разновидностям диоктаэдрических минералов группы каолинита – диккиту и накриту, свойственна псевдогексагональная форма кристаллов. Для этой группы минералов (по сравнению с другими группами слоистых силикатов) характерен наибольший размер частиц. Однако в зависимости от петрохимического типа исходных пород минералы каолинитовой группы различаются по размеру как в плоскости ab , так и по оси c . Д.Д. Котельниковым [7] выделены две морфологические разновидности каолинита: крупно- и мелкокристаллическая (рис. 2 а, б). Позднее аналогичные разновидности установлены также во Франции [30].

На дифрактограммах воздушно-сухих ориентированных препаратов фракции 0,001 мм (рис. 3 а, б) каолинит не-

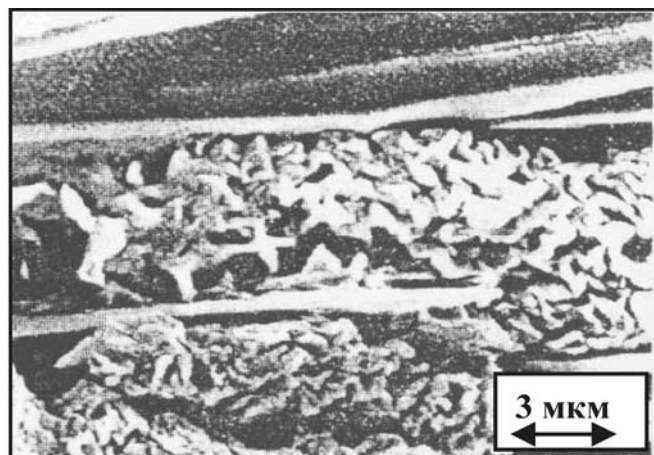


Рис. 1. Развитие монтмориллонита по плагиоклазу, РЭМ [17]

зависимо от дисперсности характеризуется серией базальных рефлексов $d(00l)$: 7,20; 3,58; 2,383—2,380 Å. Максимальную интенсивность имеют два первых отражения [29]. Значение $d(060)$ составляет 1,489 Е. Наиболее узкие рефлексы типичны для крупнокристаллического каолинита (рис. 3, а), тогда как у мелкокристаллического наблюдается значительное их уширение (рис. 3, б). Как крупно-, так мелкокристаллическим разновидностям каолинита свойственна политипная модификация 1ТС. Параметры элементарной ячейки этой модификации каолинита: a 15,15 Å; b 8,95 Е; c 7,15 Е; α 91,8°; β 104,5 – 105° и γ 90°. В то же время для диккита характерен политип $2M_1$, а для накрита – $2M_2$ [4].

Возникающему в корях выветривания каолиниту присущ широкий диапазон степени упорядоченности структуры. Этот показатель оценивается по величине индекса K, предложенного Д. Хинкли [26], который у крупнокристаллического каолинита составляет 1,45, а у мелкокристаллического 0,8. Статистический анализ разновидностей каолинита из коры выветривания показал, что минералу этого генетического типа свойственно сравнительно низкое совершенство структуры. Это в значительной степени связано с тем, что образующиеся при выветривании исходных протоминералов псевдоморфозы каолинита представляют собой не монокристаллы, а агрегат различно ориентированных микрокристаллов. Такое строение индивидов каолинита определяется выветриванием кристаллов первичных минералов не только с их поверхности, но преимущественно по системам тончайших трещин, пронизывающих кристаллы протоминералов.

Каолинит не разбухает при сольватации его этиленгликолем или глицерином. Однако при обработке минерала такими органическими жидкостями, как гидразин-моногидрат ($N_2H_4H_2O$), диметил-сульфоксид $\{(CH_3)_2SO\}$, диметил-формамид $(CH_3)_2NCHO$ и ацетат аммония $\{(CH_3COO)(NH_4)\}$, наблюдается внедрение молекул этих соединений в межслоевые промежутки каолинита с возникновением упорядоченных смешанослойных образований с $d(001)$ соответственно 10,4; 11,2; 12,1 и 14,2 Е [26]. Наиболее высокую степень разбухания показывают каолиниты при реакции с гидразином-моногидратом (0,95—1,10) и диметил-сульфоксидом ($> 0,9$). При этом с последним скоростью образования органокаолинитового комплекса ниже для разновидностей минерала с более высоким индексом

Д. Хинкли [26]. Учитывая, что в указанных пределах этот индекс имеет почти прямолинейную зависимость от толщины кристаллов, кинетика рассматриваемого процесса тем медленнее, чем больше толщина кристаллов.

Как показано выше, разновидность каолинита размером от 0,5 до 10 мкм, а в отдельных псевдо-морфозах до нескольких десятков микрон (рис. 2, а), в виде полигенного минерала [16, 18] возникает в корях выветривания средних и кислых пород. В частности, рассматриваемый каолинит широко развит в палеогеновых и девонских корях на Восточно-Европейской платформе [7]. В таком случае оптимальный рост кристаллов определяется отсутствием в системе минералообразования катионов Mg^{2+} и особенно Fe^{2+} . Это существенно облегчало за счет деструкции плагиоклазов и монтмориллонита перераспределение катионов Si и Al в среде минералообразования и обуславливало при оптимальном химическом составе среды образование минерала в виде наиболее крупных кристаллов.

В полнокристаллических породах каолинит развивается путем эпитактического нарастания при слоисто-спиральном росте [18, 19] вторичного минерала на гранях с наиболее совершенной спайностью (001) и соответственно наиболее слабой связью между отдельными слоями первичных минералов (калиевых полевых шпатов, плагиоклазов, слюды и хлоритов) [25]. На этой плоскости вначале в местах выхода винтовых дислокации возникают ромбовидные двумерные зародыши, находящиеся в эпитактическом или ориентированном соотношении с исходными минералами подложки. Последующее тангенциальное разрастание зародышевых слоев сопровождается образованием дендритных форм роста каолинитового монослоя. На более поздних стадиях гипергенного процесса проявляется слоисто-спиральный рост основной механизм генерации каолинита в корях выветривания. В частности, по микроклину каолинит образуется в результате первоначальной дезинтеграции (рис. 4, а) исходного минерала на более мелкие микроблоки по плоскостям его совершенной спайности (001) и (010) с формированием затем протяженных по оси *c* так называемых доменных пачек кристаллов каолинита (рис. 4, б). Эпитактический рост каолинита по микроклину на ранних этапах его выветривания свидетельствует, что каолинит возникает непосредственно за счет растворения микроклина, без образования каких-либо промежуточных продуктов выветривания. Кроме того, поверхность микроклина структурно контролирует ориентированный рост микрокристаллов каолинита, что, вероятно, обусловлено структурным подобием их плоскости (001).

По данным растровой электронной микроскопии (РЭМ) специфическая особенность крупнокристаллического каолинита — сочетание одинаково ориентированных субмикроблоков, которые закономерно переслаиваются в крупных микроблоках с разворотом на $\pm 180^\circ$. Это свидетельствует, что микрокристаллы каолинита представляют собой псевдодвойниковые и псевдотройниковые сростки из «доменов» размером не менее нескольких сотен ангстрем [34]. Причем «домены» разориентированы в плоскости *ab* на 120° и развернуты на 180° вокруг осей, лежащих в плоскости *ab*. По мнению С.С. Чекина [25], замещение частиц первичных слоистых силикатов осуществляется в равной степени на «нижней» и «верхней» поверхностях плоскости (001), определяя в таком случае противоположную ориентировку кристаллов в поликристалли-

ческом агрегате. Это обуславливает также тенденцию развития свойственной каолиниту «доменной» формы микроблоков. Так, последние при развитии по стекловидному мезостазису способны формировать наиболее протяженные по оси *c* выделения в виде так называемых вермикулитоподобных сростков. В частности, такие сростки установлены нами в туфогенных породах трубок взрыва Западной Якутии на участках развития стекловатого мезостазиса, первоначально раскристаллизовавшегося в виде дитриоктаэдрического смектита [5, 14].

Вторая разновидность каолинита, характеризующаяся более мелкими кристаллами (рис. 2, б), связана с гипергенным преобразованием меланократовых пород [14, 19, 20, 31]. При физико-химическом разложении таких пород, например, в доораннекаменноугольных и допозднемиловых корях выветривания (рис. 4) в центральных и восточных районах Восточно-Европейской платформы и на севере Туранской плиты, переходящее в раствор Fe^{2+} блокирует рост кристаллов каолинита [30]. Такая разновидность минерала характеризуется более значительной толщиной кристаллов по сравнению с рассмотренным выше крупнокристаллическим каолинитом (рис. 2, а). В то же время частицы мелкокристаллического каолинита имеют более высокую степень структурной упорядоченности [19, 33]. Морфологические особенности образующихся в элювиальных продуктах кристаллов каолинита адекватны результатам экспериментов по обработке крупнокристаллического каолинита пресной водой и растворами солей Mg. В пресной воде [35, 36] кристаллы каолинита расслаиваются вдоль базисной плоскости *ab*, что определяет последовательно уменьшение толщины частиц минерала. Обработка каолинита солями Mg приводит к дроблению его кристаллов перпендикулярно базисной плоскости, т. е. в этом случае мы наблюдаем ту дисперсность каолинита, которая присуща природному минералу в корях выветривания ультраосновных и основных пород [37].

Заключение

Выделенные нами две разновидности каолинита, различающиеся по дисперсности, являются важным типоморфным признаком, позволяющим выяснять генетические особенности минерала. Таким образом, открывается возможность восстановления петрохимической природы гипогенных протоминералов, последовательно преобразующихся в корях выветривания в закономерно сменяющиеся один другой гипергенные минералы.

Образование крупнокристаллического каолинита в корях выветривания свидетельствует о гипергенном изменении пород лейкократового типа. Преобладающие в таких породах, как правило, сиалические химические элементы определяют также наиболее интенсивное и быстрое развитие рассматриваемого минерала. Соответственно обедненные Mg и Fe^{2+} водозные воды, дренирующие верхние части элювиальных толщ, которые возникают в процессе гипергенного изменения исходных лейкократовых пород, интенсифицируют расслоение первично образующихся «доменов» вдоль плоскости *ab* каолинита на относительно тонкие индивиды.

В отличие от лейкократовых пород выветривание меланократовых разностей сопровождается возникновением мелкокристаллического каолинита. Более высокая дисперсность этого каолинита связана с блокирующим дейст-

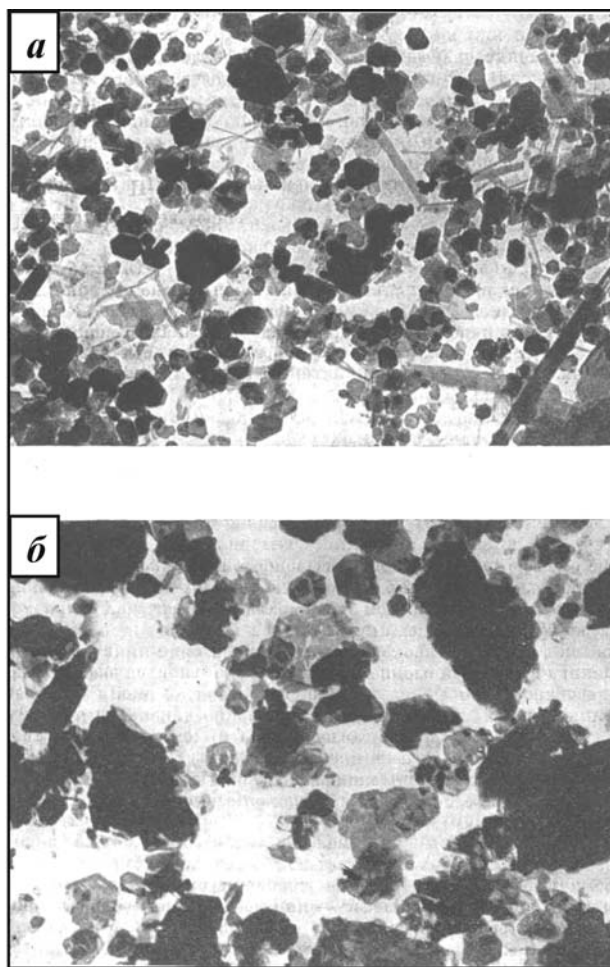


Рис. 2. Крупно- (а) и мелкокристаллический (б) каолинит, ПЭМ [22]

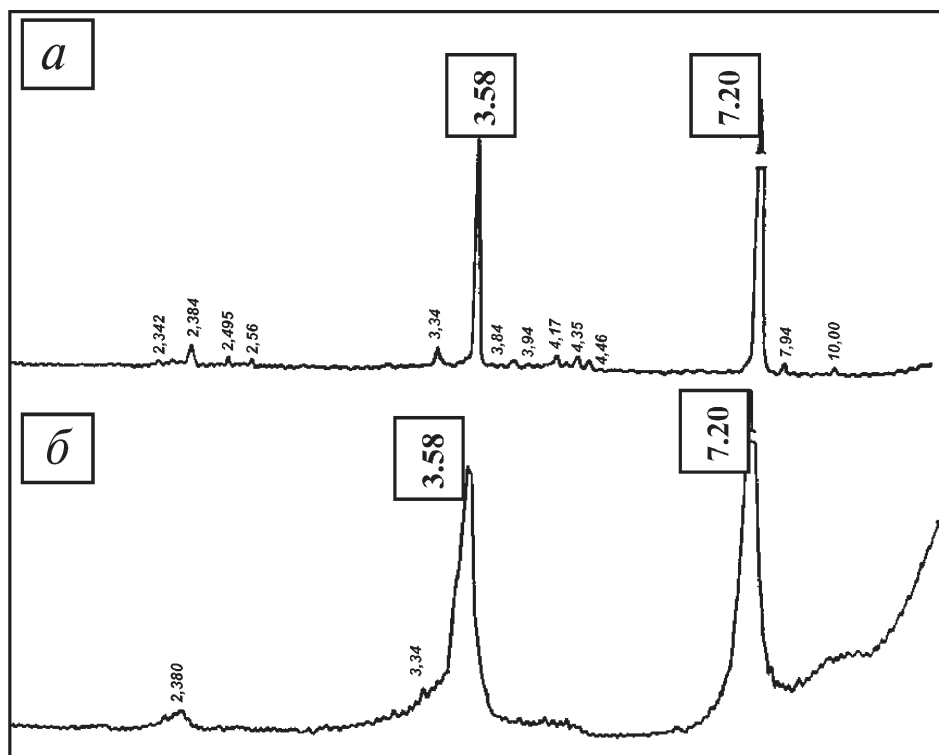


Рис. 3. Дифрактограммы воздушно-сухих образцов фракции 0,001 мм [крупно –] (а) и мелкокристаллического (б) каолинита [14]

вием переходящих в дренируемые элювиальные горизонты растворенных продуктов разложения мафических компонентов первичных пород. Это обуславливает не только сохранение более значительной толщины у частиц каолинита, но и дробление их перпендикулярно плоскости *ab*. Мелкокристаллический каолинит менее стабилен в зоне

гипергенеза, поэтому ультраосновные и основные породы легче преобразуются в бокситы, чем средние и кислые разности, которым свойственна крупнокристаллическая разновидность каолинита, характеризующаяся большей устойчивостью в открытой системе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Домбровская Ж.В., Котельников Д.Д., Солодкова Н.А., Кузьмин В.А. Гипергенное преобразование гранитов архейского возраста Прибайкалья // Вест. МГУ. Геология. 1993. № 2. С. 22–29.
2. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.
3. Ерошев-Шак В.А., Букин А.С., Чукашин В.Н. Каолиниты современных гидротермалитов и их структурные особенности // Литология и полезн. ископаемые. 1991. № 3. С. 89–106.
4. Звягин Б.Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука, 1964. 282 с.
5. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.
6. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Градусов Б.П. Генезис и распространение каолинит-монтмориллонитов в осадочном чехле // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 4. С. 35–43.
7. Котельников Д.Д. О морфологической характеристике каолинита осадочных пород // Докл. АН СССР. 1958. Т. 123. № 2. С. 361–364.
8. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдистых минералов в осадочных породах // Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. № 1. С. 53–61.
9. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 2. С. 53–63.
10. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Генезис и эволюция глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 4. С. 58–68.
11. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Кристаллохимические и структурные особенности глинистых минералов в корях выветривания в зависимости от типа исходных пород // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76. Вып. 3. С. 69–79.
12. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник Воронежск. госуд. ун-та. Геология. 2001. № 12. С. 45–51.
13. Котельников Д.Д., Кирсанов В.В. Зависимость аградации 2:1 глинистых минералов от природы исходного материала и глубины погружения вендских отложений Московской синеклизы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 3. С. 74–80.
14. Котельников Д.Д., Конохов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 247 с.
15. Котельников Д.Д., Домбровская Ж.В., Зинчук Н.Н. Основные закономерности выветривания силикатных пород различного химического и минералогического типа // Литология и полезн. ископаемые. 1995. № 6. С. 594–601.
16. Котельников Д.Д., Домбровская Ж.В., Кузьмин В.А. Полигенность каолинита и механизм его генераций при выветривании кислых магматических пород // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 5. С. 70–72.
17. Котельников Д.Д., Домбровская Ж.В., Солодкова Н.А., Кузьмин В.А. Особенности выветривания амфиболсодержащих докембрийских гнейсов Прибайкалья // Вест. МГУ. Геология. 1997. № 2. С. 18–24.
18. Магазина Л.О., Домбровская Ж.В., Самото-ин Н.Д. Образование глинистых минералов при выветривании гранитов Прибайкалья по данным электронно-микроскопического изучения // Изв. АН СССР. Серия геолог. 1990. № 3. С. 98–114.
19. Магазина Л.О., Домбровская Ж.В., Самото-ин Н.Д. Онтогенез минералов коры выветривания амфиболитов Прибайкалья по данным электронно-микроскопического изучения // Изв. АН СССР. Серия геолог. 1992. № 12. С. 33–45.
20. Разумова В.Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. 136 с.
21. Савко А.Д., Дадатко А.Д. Коры выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1991. 232 с.
22. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1971. 183 с.
23. Соболева С.В. Кристаллохимические особенности слоистых силикатов и структурные факторы, контролирующие их политипное разнообразие // Итоги науки и техники. Серия Кристаллохимия. Т. 24. М.: ВИНТИ, 1991. С. 3–56.
24. Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, № 5. С. 1228–1233.
25. Чекин С.С. Кристаллогенез глинистых минералов, прикладные аспекты. М.: Наука, 1984. 96 с.
26. Шаркина Э.В. Строение и свойства органоминеральных соединений. Киев: Наук. думка, 1976. 90 с.
27. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Богатырев Б.А. и др. Биоморфные структуры в бокситах (по результатам электронно-микроскопического изучения) М.: Эслан, 2004. 184 с.
28. Экзогенные рудообразующие системы кор выветривания / Под ред. Ю.Ю. Бугельского и др. М.: Наука, 1990. 244 с.
29. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification / Eds. G.W. Brindley and G. Brown. London: Miner. Soc, 1980. 495 p.
30. Esteoule J., Esteoule-Choux J. Etude en microscopie electronique de divers types geologiques de kaolin // Comp. Rend. Acad. Sci. 1964. T. 259. N 15. P. 2469–2472.
31. Grabowska-Olszewska B., Osipov V., Sokolov V. Atlas of the Microstructure of Clay Soil. Panstov wydawnictwo naukowe. Warszawa, 1984. 414 p.
32. Hower J., Eslinger E.V., Hower M.E., Perry E.A. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment. 1. Mineralogical and chemical and chemical evidence // Geol. Soc. of America Bul. 1976. V. 87. P. 725–737.
33. Jackson M.L., Abder-Kader F.H. Kaolinite intercalation. Procedure for all sized and type with X-ray diffraction spacing distinctive from ether phyllosilicates // Clays and clay minerals. 1978. V. 26. N 2. P. 81–87.
34. Mensfield C.F., Bailey S.W. Twin- and pseudotwin intergrowths in kaolinite // Amer. mineral. 1972. V. 57. N 3/4. P. 411–425.
35. Oberlin A. Altération des cristaux de détermination par microdiffraction électronique de la structure des produits altérés // Comp. Rend. Acad. Sci. 1957. V. 244. N 12. P. 1658–1661.
36. Oberlin A., Tchoubar C. Étude en microscopie électronique de l'altération des cristaux kaolinite // Comp. Rend. Acad. Sci. 1957. V. 24. N 11. P. 1524–1526.
37. Oberlin A., Tchoubar C. Étude en microscopie électronique de l'altération des cristaux kaolinite parinesolution magnésienne // Comp. Rend. Acad. Sci. 1958. V. 247. N 3. P. 308–311.
38. Wiewioga A.A. Mixed-layer kaolinite-smectite from Laver Silesia, Poland // Clays and clay minerals. 1971. V. 19. N 6. P. 415–416.

Западно-Якутский научный центр
А.Н.Республики Саха (Якутия)
Институт проблем нефти и газа РАН
Рецензент — Н.А.Скибицкая

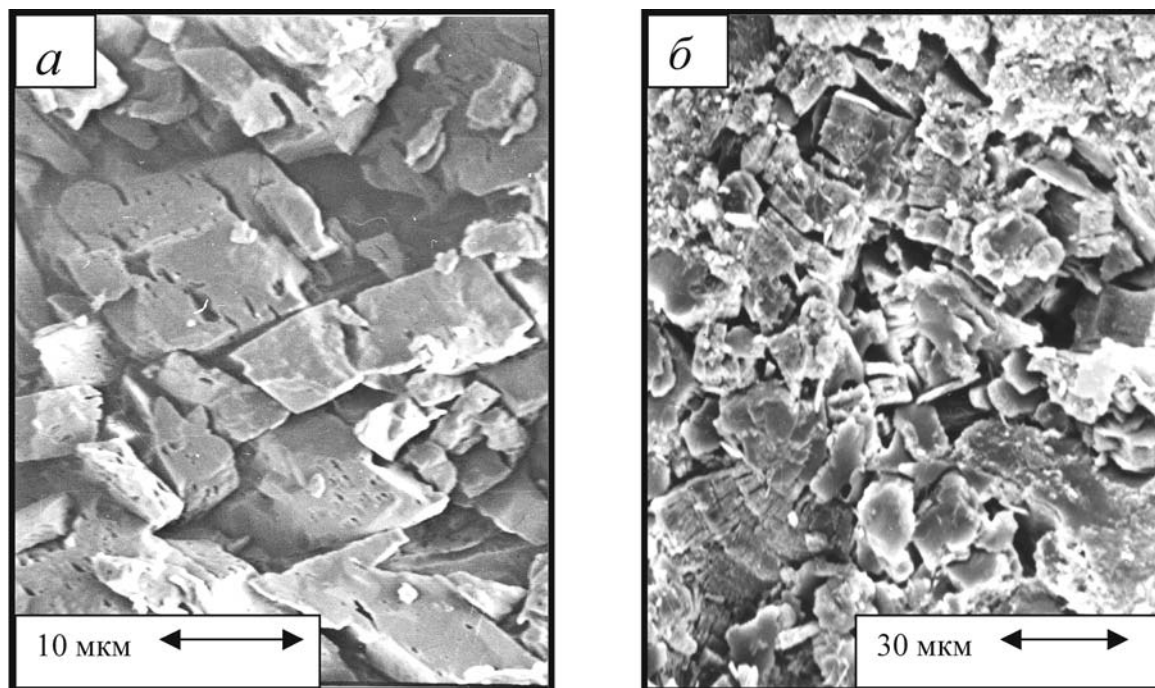


Рис. 4. Развитие каолинита по микроклину, РЭМ [16]: *а* – начальная стадия изменения микроклина (дезинтеграция по плоскостям наиболее совершенной спайности), *б* – преобразование дезинтегрированных отдельных микроклина в каолинит

УДК 553.5:549(470.42)

Д.А. ПЕТРОЧЕНКОВ

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РАКОВИН ГОТЕРИВСКИХ АММОНИТОВ УЛЬЯНОВСКОЙ ОБЛАСТИ

Минеральный состав раковин аммонитов ювелирного качества из готеривских отложений Ульяновской области детально изучен с использованием рентгенографического, локального рентгеноспектрального анализов и электронной микроскопии. Основные минералы раковин: кальцит, арагонит, пирит, изредка встречаются доломит, гематит, гипс, кварц и шабазит. Арагонит перламутрового слоя аммонита сохранил свою начальную структурную форму и состоит из тончайших пластинчатых выделений. Раковины аммонитов характеризуются разнообразными текстурными и структурными особенностями, широкой гаммой цветовых оттенков, создающих неповторимый рисунок в ювелирных изделиях.

Аммонит известен человеку с древнейших времен [4]. В глазах древних египтян эти окаменелости являлись символом бога Аммона Фиванского, культ которого был чрезвычайно распространен в Среднем царстве (около 2 тыс. лет до н. э.). Изучение аммонитов позволило выделить большое число форм, среди которых множество руководящих видов, разделяющих геологическую хронологию как

на крупные, так и на самые мелкие единицы [2]. В то же время раковины аммонитов остаются минералогически слабо изученными объектами. Необходимость исследования минерального состава раковин аммонитов обусловлена широким использованием их в последнее десятилетие в ювелирных изделиях [1]. Основной объем аммонитов на российский рынок поступает из готеривских отложений