

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 549.623.552.52

Д.Д. КОТЕЛЬНИКОВ, Н.Н. ЗИНЧУК

**ЗАВИСИМОСТЬ ОСОБЕННОСТЕЙ СМЕШАНОСЛОЙНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ
ОТ ПРИРОДЫ ИСХОДНЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ И НАПРАВЛЕННОСТИ
ДЕГРАДАЦИОННО-АГРАДАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ
ИЗМЕНЕНИЯ МИНЕРАЛОВ**

Широко распространенные в природе смешанослойные образования включают в основном ди- и триоктаэдрические, а также промежуточные между ними разновидности. При деградационной направленности возникновения (т. е. в открытой системе минералообразования), главным образом по смектитам, слюдам и хлоритам, синтезируется непрерывная последовательность вторичных минералов соответственно из 2:1 и 1:1, 2:1, а также 2:2 слоев от разновидностей с менее 40% до более 40% разбухающих слоев в структуре с их последовательной диоктаэдризацией в случае триоктаэдрической природы первичных минералов. Однако при деградации серпентинов в относительно закрытой системе возникает квазистабильное смешанослойное образование упорядоченного типа из 1:1 и 2:1 слоев. В процессе аградации различных смектитов смешанослойные минералы при определенных термобарических параметрах среды закономерно стабилизируются в виде упорядоченных форм из 2:1, либо 2:1 и 2:2 слоев, из которых наиболее устойчивы триоктаэдрические разновидности.

В горных породах различных петрохимических типов смешанослойные образования распространены весьма широко, причем различаются они числом переслаивающихся фаз, их типом и порядком чередования в общей структуре [2, 6]. В первично изверженных и метаморфических породах смешанослойные образования приурочены к метасоматически и гипергенно измененным разностям. Однако наибольшее развитие смешанослойные минералы получают в осадках и осадочных породах, формирующихся в основном за счет размыва и переотложения кор выветривания, т. е. в той или иной степени химически переработанных различных пород, а также физически измененных ранее накопившихся осадочных толщ. В семействе смешанослойных образований выделяются две главные группы, различные по мотиву заполнения октаэдрических позиций, которые относятся либо к ди-, либо к триоктаэдрическому типам. Кроме того, структура сочетающихся фаз может состоять в ряде случаев также из чередования по тому или иному закону триди- и дитриоктаэдрических слоев [2, 4, 19, 29]. К первому случаю относятся разновидности минералов семейства 2:2, в структуре которых 2:1 слой является триоктаэдрическим, а 0:1 слой — диоктаэдрическим. Во втором случае наблюдается иное соотношение между такими слоями.

Диоктаэдрические смешанослойные образования

Согласно полученным нами данным [14], диоктаэдрические смешанослойные образования в осадочном чехле земной коры преобладают как в осадках, так и в ассоциации с подчиненными триоктаэдрическими разновидностями в возникающих из осадков осадочных породах различных литологических типов. Причем наибольшее распространение имеют монтмориллонит-гидрослюдистые минералы, в структуре которых в различных соотношениях и с определенной последовательностью чередуются 2:1 неразбухающие (А) и разбухающие (В) слои [6]. В зависимости от этого в семействе смешанослойных образований выделяются неупорядоченные (т. е. содержащие более 40 % разбухающих слоев), с тенденцией к упорядоченности (для которых свойственно менее 40 % лабильных слоев) и строго упорядоченные разновидности подобных образований (с соотношением 50:50 различных слоев в структуре по закону АВАВ).

Неупорядоченные формы (т. е. с преобладанием в структуре разбухающих слоев) свойственны элювиальным продуктам, а также осадкам и осадочным породам зоны раннего катагенеза [13]. Возникают такие образования преимущественно в корях

выветривания различных пород (т. е. в открытой системе минералообразования) за счет деградации относящихся к семейству 2:1 слюд [5], главным образом триоктаэдрического типа политипной модификации 1M с последовательно увеличивающимся содержанием в структуре разбухающих слоев (от подчиненного до преобладающего) и диоктаэдрической остаточного материала в процессе гипергенного преобразования изверженных и ранее сформированных, преимущественно катагенетически измененных осадочных пород и их метаморфизованных разностей. Кроме того, рассматриваемые смешанослойные минералы синтезируются в результате аградации минералов смектитовой группы также семейства 2:1 [4, 19]. В отличие от этого диоктаэдрические слюды 2M₁ подвергаются лишь ограниченной гидратации и сохраняют более значительную устойчивость в процессе метасоматически-гипергенного их преобразования [15].

Наблюдающееся в зоне гипергенеза последовательное увеличение разбухающих слоев в структуре деградируемых слюд является следствием уменьшения рН среды вверх по профилям кор выветривания и соответственно степени замещения Si на Al в тетраэдрических позициях структуры 2:1 слоистых силикатов [19, 34]. Это сопровождается закономерным уменьшением межслоевого заряда слюд при их деградации от 1 до 0,25. В то же время у дисмектитов исходный заряд может равняться 0. Учитывая деградационную направленность изменения в корях выветривания неразбухающих слоистых силикатов семейств как 2:1, так и 2:2, в последнем случае хлорита [5], возникающие на промежуточных этапах развития гипергенного процесса неупорядоченные смешанослойные образования в окислительной обстановке преобразуются либо непосредственно (диминералы семейства 2:1), либо в виде остаточных продуктов диоктаэдризации (минералы 2:2) в каолинит — минерал семейства 1:1.

В осадках и осадочных породах различных литологических типов, особенно в отложениях морского генезиса, переотложенные из кор выветривания неупорядоченные смешанослойные образования по мере повышения термобарических параметров среды, начиная с низов зоны раннего катагенеза, характеризуются аградационной направленностью изменения [13]. Являясь аллотипными разновидностями со свойственной им изометрично-пластинчатой формой частиц, они последовательно приобретают тенденцию к восстановлению первичных свойств, присущих ранее подвергшимся деградации минералам. Этому способствует повышение в такой зоне рН среды и увеличением степени замещения Si на Al в тетраэдрических сетках структуры указанных выше смешанослойных образований [19, 34]. Поэтому для компенсации возрастающего отрицательного заряда тетраэдров, интенсифицируется адсорбция К межслоевыми промежутками минералов. На поздних этапах стадии раннего катагенеза в порых песчано-алевритовых породах возникает, кроме того, аутигенное монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное обра-

зование с неупорядоченным чередованием слоев в виде тонких удлинённых пластинок, т. е. так называемый «удлинённочешуйчатый» монтмориллонит [13, 19].

Монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные минералы с тенденцией к упорядоченному чередованию различных слоев формируются в осадочных породах по мере их погружения в зону позднего катагенеза [13, 19]. В этой части осадочного чехла земной коры под действием продолжающегося гетеровалентного изменения катионного состава силикатных слоев в структуре разбухающих минералов еще более, чем на поздних этапах в зоне раннего катагенеза, интенсифицируется адсорбция К межслоевыми промежутками структуры. При обогащении рассматриваемых смешанослойных образований слюдыстыми слоями, последние образуются не рядом с существующими, а на некотором расстоянии от них [2]. Это способствует изменению закона в их переслаивании в сторону все большей упорядоченности с последовательно уменьшающимися — разбухающими. Количество последних на стадии метагенеза снижается (<5%), что приводит к возникновению практически неразбухающего слюдистого минерала — серицита [28].

В процессе аградационного преобразования разбухающих минералов сохраняющийся у первично деградируемых слюд остаточный высокий заряд обуславливает более быстрое их восстановление, чем гидрослюдизация продуктов изменения низкозарядного монтмориллонита [18, 19]. Это позволяет на стадии позднего катагенеза надежно идентифицировать в мощных толщах осадочных пород разбухающие монтмориллонит-гидрослюдистые минералы различного происхождения [17]. В таком случае на фоне отложений, содержащих связанные с деградацией первичных слюд монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования с тенденцией к упорядоченному чередованию преобладающих, неразбухающих, слоев с подчиненными, разбухающими, прослойками измененного вулканогенного монтмориллонита характеризуются существенно повышенным количеством остаточных, разбухающих, слоев. Это является важным типоморфным признаком идентификации последнего в катагенетически преобразованных толщах [17, 19, 22].

Упорядоченные формы монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований, или различные разновидности ректорита, характеризуются отсутствием Mg и Fe в октаэдрических позициях [19] и содержащие Na, Ca-Na, Na-Ca и Ca в лабильных межслоях, а также либо К, либо Na между жестко скрепленными слоями [2, 12], возникают, в отличие от мнения некоторых авторов [30], только при относительно низких термобарических параметрах среды на поздних этапах раннего катагенеза. Необходимое условие генерации таких образований — медленно протекающий процесс минералообразования [23] в окислительной или слабо восстановительной обстановке, в частности, в условиях воздействия на первичные поро-

ды гидротермальных растворов [2, 12]. Это в обстановке различных в определенных гидрогеохимических условиях соотношений щелочных катионов (Na и K) и Ca обуславливает за счет аградации первичного синтезирующегося монтмориллонита, характеризующегося, как и в большинстве слоистых силикатов семейства 2:1, полярным распределением отрицательного тетраэдрического заряда [6], возникновение новых минералов с теми или иными катионами в первоначально открытых межслоевых промежутках.

Соответственно в слабо окислительной среде, обогащенной Mg, по монтмориллониту в результате формирования в наиболее заряженных слоях его структуры, расположенных через один, бруситовых прослоек, синтезируется упорядоченное триоктаэдрическое хлорит (2:2)-монтмориллонитовое (2:1) смешанослойное образование — тосудит [20, 31].

В сообществе диоктаэдрических смешанослойных минералов выделяются также содержащие различное количество разбухающих слоев каолинит (1:1)-монтмориллонитовые (2:1) разновидности [6, 10, 19, 35]. Наибольшее распространение среди них имеют минералы, в которых присутствует подчиненная часть лабильных слоев, что затрудняет их диагностику на дифрактограммах воздушно-сухих образцов. Поэтому для идентификации такого типа смешанослойных образований необходимо, с учетом наличия в их структуре либо одновалентных катионов и соответственно монослоя H_2O , либо двухвалентных катионов, ассоциирующих с двумя слоями H_2O , выяснять, используя специальную методику [2, 10, 19, 35], направленность и масштабы смещения, а также взаимного наложения на дифрактограммах главнейших рефлексов двух переслаивающихся фаз, т. е. монтмориллонита и каолинита.

Каолинит-монтмориллониты возникают в условиях окислительной обстановки за счет продуктов изменения основных и средних пород, что определяет более длительное сохранение в них разбухающего компонента [16, 21, 24], по сравнению с элювием кислых пород. В сильно катагенетически измененных породах рассматриваемое смешанослойное образование как метастабильная форма исчезает.

Триоктаэдрические смешанослойные образования

Если в структуре диоктаэдрических слоистых силикатов 1/3 часть октаэдрических позиций остается вакантной, то триоктаэдрические минералы характеризуются заполнением всех катионных положений в октаэдрах. Равномерное заселение структурных позиций и преобладающий, близкий к гомовалентному ($Fe^{2+} - Mg$) состав катионов в структуре триоктаэдрических минералов способствуют более резко выраженной тенденции к возникновению среди них упорядоченных смешанослойных структур, даже при деградационном превращении минералов семейства 1:1. Так метасоматически-гипергенное изменение лизардита в условиях тонкой трещинной проницаемости кимберли-

тов трубки Катока (Ангола), т. е. в относительно замкнутой системе, обусловило возникновение упорядоченного лизардит (1:1)-сапонитового (2:1) смешанослойного образования, которое впервые было идентифицировано нами [1, 9]. Учитывая крайне низкую его стабильность, серпентин в сравнительно открытой системе по мере повышения положительных значений Eh последовательно, минуя стадию возникновения лизардит-сапонита, преобразуется в ферросапонит [32] и через Fe-Mg- и Mg-Fe-формы минерала — в оксиферрисапонит [3] и далее в нонтронитоподобную фазу [26].

Однако среди триоктаэдрических смешанослойных минералов, возникающих в восстановительной обстановке, наиболее распространены хлорит (2:2)-сапонитовые (2:1) разновидности [2, 6, 13, 14, 19, 31], синтезирующиеся в основном в зоне раннего катагенеза за счет трансформации через минеральные формы Mg-Fe-сапонита и обогащенного Mg-монтмориллонита, первично кристаллизующегося на стадии седиментогенеза палыгорскита, т. е. сингенетичного минерала. Начальные формы возникновения хлорит-сапонитов в виде неупорядоченных разновидностей маскируются и трудно диагностируются в случае присутствия в ассоциации с ними других генетических разновидностей разбухающих минералов. Поэтому наиболее надежно рассматриваемое смешанослойное образование идентифицируется только в зоне позднего катагенеза, так как оно является более устойчивым при повышенных термобарических параметрах среды по сравнению с монтмориллонит-гидрослюдистыми смешанослойными образованиями. Особенностью хлорит-сапонитов, как и близких к ним по структуре хлорит-вермикулитов, которым присущ однако более высокий межслоевой заряд (0,8 и даже 0,9), в отличие от хлорит-сапонитов, которым свойственен более низкий заряд (0,6), является возникновение упорядоченных разновидностей, сохраняющих стабильность вплоть до завершающих этапов стадии позднего катагенеза. Начиная с этих этапов хлорит-сапониты, а также хлорит-вермикулиты, обогащаются хлоритовыми пакетами и переходят в разновидности с тенденцией к упорядоченному чередованию преобладающих хлоритовых пакетов с подчиненными разбухающими слоями. Благодаря более высокому межслоевому заряду хлорит-вермикулиты, в отличие от хлорит-сапонитов, не разбухают в Mg-насыщенной форме с глицерином, что является их наиболее надежным диагностическим признаком [2, 19]. Хлорит-вермикулиты характеризуются также более высоким содержанием в их структуре различных оксидов Fe и повышенными значениями параметра b элементарной ячейки [19]. На основании этого последние, т. е. более высокозарядные минералы, следует рассматривать в осадочных породах как продукты изменения триоктаэдрических слюд, в частности, флогопита. При метасоматически-гипергенном его преобразовании в последовательно развивающейся окислительной обстановке генерируется вначале вермикулит [7] с одновременным возникновением по нему трисмектита в виде так называемой пара-

генетической ассоциации [26]. Такой трисмектит по химизму существенно отличается от сапонита, образующегося по серпентину, так как октаэдрические позиции в структуре смектитов наследуются от минералов-предшественников [4, 19], которыми являются в данном случае для отмеченных выше три-смектита и сапонита соответственно флогопит и серпентин. По мере преобразования в отмеченной выше парагенетической ассоциации вермикулита в трисмектит с прогрессирующей его диоктаэдризацией, когда в сегрегированных микроблоках вермикулита сохраняются лишь менее 10 % неразбухающих слоев [14], система гомогенизируется с возникновением неупорядоченного вермикулит-дитрисмектитового смешанослойного образования. Дальнейшая его диоктаэдризация приводит в конечном итоге к возникновению монтмориллонитоподобной фазы. В свою очередь по продуктам катагенетического изменения сепиолита (также через промежуточную форму сапонита) возникает тальк-сапонитовое смешанослойное образование или алиеттит [33].

Обсуждение результатов и выводы

Приведенные выше данные показывают, что в зависимости от направленности процесса преобразования первичных слоистых силикатов, т. е. деградационным, либо аградационным путем возникают различные по кристаллохимическим особенностям смешанослойные образования. Так, среди диоктаэдрических разновидностей при деградационном процессе изменения первично неразбухающих слоистых силикатов семейства 2:1 возникает непрерывная гамма устойчивых в широком диапазоне гидрогеохимических условий среды минералов также из аналогичных по структурному мотиву слоев с гетеровалентным заполнением октаэдрических позиций в структуре и соответственно нормой переслаивания: от тенденции к упорядоченности до полностью неупорядоченного сочетания между собой. Аналогичная последовательность наблюдается также в деградационном ряду превращения первично возникающего по темноцветным минералам смектита с признаками дитриоктаэдричности [24] и прогрессирующей его диоктаэдризацией с переходом в дальнейшем в каолинит через промежуточные формы каолинит-монтмориллонитовых смешанослойных образований.

При аградационной генерации диоктаэдрических смешанослойных образований по трехэтажным минералам с открытыми межслоевыми промежутками (т. е. по дисмектиту) возникают и сохраняют относительную стабильность упорядоченные смешанослойные минералы из сочетания 2:1 слоев. Необходимым условием этого является стехиометрическое соотношение в среде минералообразования отдельных компонентов, что определяет тенденцию формирования сравнительно гомогенного состава октаэдров в структуре исходного смектита. Характер заполнения межслоевых промежутков, как и в целом тип синтезирующихся смешанослойных минералов, определяется нали-

чием в среде определенных катионов, что обуславливает природу указанных промежутков [4, 19], тогда как состав октаэдрических сеток заимствуется от исходных смектитов.

Отмеченная закономерность в тенденции формирования различного порядка чередования слоев в структуре диоктаэдрических смешанослойных образований, в зависимости от направленности трансформационных процессов возникновения, прослеживается и среди триоктаэдрических разновидностей этих минералов. В частности деградация триоктаэдрического хлорита в условиях развития тенденции увеличения положительного значения E_h приводит на ранних этапах этого процесса к преобразованию сплошной бруситовой прослойки в островковый тип. Процесс сопровождается возникновением последовательности смешанослойных образований, типа хлорит—«разбухающий хлорит» [11, 27], содержащих в структуре от < 40 % до > 40% разбухающих слоев, т. е. с сохранением той же тенденции, как и у рассмотренных выше деградированных слюд.

При аградационной направленности синтеза триоктаэдрических смешанослойных образований, в частности, в процессе трансформации сапонита, благодаря свойственному ему более высокому, чем у диоктаэдрических разбухающих минералов, заряду слоев и однородности его распределения по структуре [31], возникающий упорядоченный хлорит-сапонит сохраняет стабильность даже на ранних этапах позднего катагенеза [19, 25]. По сравнению с этим в условиях аналогичных термобарических параметров среды диоктаэдрические смешанослойные минералы (в частности, монтмориллонит-гидрослюдистого типа) содержат < 40 % разбухающих слоев [17, 19]. Отмеченное выше полное замещение в кристаллической структуре триоктаэдрических минералов всех катионных позиций и формирование таких минералов в устойчивой восстановительной обстановке, определяющее содержание в их структуре преимущественно двухвалентных катионов, а также в целом более значительная реакционная активность триоктаэдрических минералов обуславливают более широкий масштаб развития по ним смешанослойных образований с аналогичным по мотиву заполнения катионных позиций в октаэдрах структуры. Это подчеркивается, в частности, хотя и в ограниченных пределах возникновением триоктаэдрических смешанослойных образований упорядоченного типа также при деградационном изменении первичных минералов. В связи с этим наряду с синтезом при деградации 2:1-флогопита (через вермикулит) или 2:2-хлорита смешанослойных образований (либо с тенденцией к упорядоченности, либо полностью беспорядочных разновидностей) по триоктаэдрическим 1:1-минералам синтезируется упорядоченный лизардит-сапонит. Принимая во внимание весьма ограниченную стабильность этого минерала, важное значение в данном случае имеют указанные выше петрофизические свойства содержащих его пород [8].

Таким образом, полученные данные показывают, что при деградационной направленности преобразования первоначально неразбухающих минералов, как правило, возникает непрерывная последовательность как ди-, так и триоктаэдрических смешанослойных образований, содержащих от < 40 % до > 40 % разбухающих слоев. Соответственно по минералам с открытыми межслоевыми промежутками при аградации на определенных стадиях катагенеза развиваются так-

же упорядоченные смешанослойные минералы. В окислительной обстановке на поздних этапах раннего катагенеза синтезируются диразновидности, а в восстановительной на ранних этапах позднего катагенеза — триоктаэдрические формы. При этом последние, согласно рассмотренным выше кристаллохимическим особенностям их структуры, не только возникают, но и остаются стабильными при более высоких термобарических параметрах среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горшкова А.И., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Шлыков В.Г., Жухлистова А.П., Мохова В., Сивцов А.В. Новый упорядоченный смешанослойный минерал лизардит-сапонит из кимберлитов Южной Африки // Докл. РАН. 2002. Т. 382. № 3. С. 374–378.
2. Градусов Б.П. Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М.: Наука, 1976. 128 с.
3. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Слоистые силикаты в земной коре. 1. Классификация. Группа каолинит-серпентина и тальк-пирофиллита // Литология и полезн. ископаемые. 1984. № 6. С. 3–23.
4. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 211 с.
5. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с.
6. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
7. Дьяконов Ю.С. О прямой расшифровке рентгенограмм смешанослойных минералов при помощи методов преобразования Фурье // Рентгенография минерального сырья. 1962. В. 1. С. 97–107.
8. Зинчук Н.Н., Бондаренко А.Т., Гарат М.Н. Петрофизика кимберлитов и вмещающих пород. М.: Недра, 2002. 695 с.
9. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Горшкова А.И. Идентификация и генезис лизардит-сапонитового смешанослойного образования в кимберлитах Южной Африки // Литология и полезн. ископаемые. 2003. № 1. С. 87–96.
10. 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.
11. Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н., Котельников Д.Д., Шлыков В.Г., Жухлистова А.П. Структурно-кристаллохимическое преобразование слоистых минералов на ранних стадиях гипергенного изменения кимберлитов // Изв. вузов. Геология и разведка. 2002. № 1. С. 47–60.
12. Ивкин Н.М., Котельников Д.Д., Градусов Б.П. Новые данные о структуре и генезисе ректорита из Дагестана // Зап. ВМО. 1970. Ч. 9. В. 6. С. 704–711.
13. Котельников Д.Д. Проблемы изучения глинистых минералов зоны гипергенеза и осадочного чехла земной коры // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 3. С. 35–42.
14. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Характеристика и генезис смешанослойных образований в древних корах выветривания Якутии // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 6. С. 1467–1474.
15. 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.
16. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Кристаллохимические и структурные особенности глинистых минералов в корах выветривания в зависимости от типа исходных пород // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76. В. 3. С. 69–79.
17. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Об аномалиях общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратиферу // Вестник Воронежского гос. университета. Геология. 2003. № 2. С. 57–68.
18. Котельников Д.Д., Кирсанов В.В. Зависимость аградации 2:1 глинистых минералов от природы исходного материала и глубины погружения вендских отложений Московской синклизы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 3. С. 74–80.
19. Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 247 с.
20. Котельников Д.Д., Градусов Б.П., Солодкова Н.А. Ди-триоктаэдрические хлориты и диоктаэдрические хлорит-монтмориллониты в позднедокембрийских отложениях Енисейского края и Канско-Тасеевской впадины // Докл. АН СССР. 1978. Т. 222. № 3. С. 680–683.
21. 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.
22. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Использование типоморфных признаков глинистых минералов при их геологической интерпретации // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 2. С. 33–39.
23. Котельников Д.Д., Соболева С.В., Солодкова Н.А. Условия образования и структурные особенности минералов слюдистого типа с удлиненнопластинчатой формой частиц // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. № 3. С. 55–60.
24. 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.
25. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Градусов Б.П., Лисковская Л.В. Идентификация и генезис триоктаэдрических смешанослойных образований на основе хлоритового пакета и разбухающих слоев // Изв. вузов. Геология и разведка. 1995. № 6. С. 20–27.
26. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Стегницкий Ю.Б., Жухлистова А.П. Стадийность и направленность преобразования серпентина и флогопита в кимберлитах трубки Катока (Ангола) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2005. № 2. С. 16–23.
27. Новиков В.М., Берхин С.И., Горшкова А.И. и др. Смешанослойный минерал хлорит-«разбухающий хлорит» // Изв. АН СССР. Серия геол. 1973. № 8. С. 98–105.
28. Омеляненко Б.И., Воловикова И.М., Дриц В.А., Звягин Б.Б. и др. О содержании понятия «серцит» // Изв. АН СССР. Серия геолог. 1982. № 5. С. 69–87.
29. Постникова И.Е., Котельников Д.Д., Кирсанов В.В. Глинистые минералы и условия накопления верхнедокембрийских отложений Московского грабена // Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. № 2. С. 31–41.
30. Солотчина Э.П., Каменева М.Ю., Василевский А.Н. и др. Структурное моделирование сложных дифракционных профилей иллит/смектитов из осадочных терригенных пород Западно-Сибирской плиты // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 4. С. 502–506.
31. Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Гойло Э.А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных Р-Т параметрах. Л.: Недра, 1983. 151 с.
32. Чуканов Н.В., Песков И.В., Задов А.Г., Чуканова В.Н. Ферросапонит $\text{Ca}_{0.9}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ — новый триоктаэдрический смектит (Эвенкия) // Зап. ВМО. 2003. Т. 132. № 2. С. 68–74.
33. Alietty A., Mejsner J. Structure of a talk-saponite mixed-layer mineral // Clays and Clay Minerals. 1980. V. 28. N 5. P. 388–390.
34. Hower J., Eslinger E.V., Hower M.E., Perry E.A. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: 1. Mineralogical and chemical evidence // Bul. Geol. Soc. Amer. 1976. V. 97. P. 725–737.
35. Wiewioga A.A. A mixed-layer kaolinite-smectite from Lower Silesia, Poland // Clays and Clay minerals 1971. V. 19. N 6. P. 415–416

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА»
Рецензент — В.В. Жуков