

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.52

Д.Д. КОТЕЛЬНИКОВ

**НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ
МИНЕРАЛОВ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Статья 2. Особенности накопления и эволюция глинистых минералов в стратифере

Детально рассмотрены процессы преобразования глинистых минералов, особенно разбухающего типа, на отдельных стадиях постседиментационного изменения содержащих такие минералы пород. Особое внимание уделено генезису и различной устойчивости ди- и триоктаэдрических разновидностей как индивидуальных разбухающих минералов, так и возникающих на их основе широкой гаммы смешанослойных образований в осадочном чехле земной коры.

При сопоставлении различных генетических типов глинистых отложений в платформенных областях в зоне позднего катагенеза установлена закономерная различная сохранность разбухающих слоев в структуре содержащих их смешанослойных образований. Так, наблюдается более значительное количество разбухающих слоев в структуре монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований, связанных с аградацией низкозарядного монтмориллонита вулканогенного происхождения. В отличие от этого как в подстилающих, так и главное в перекрывающих измененные вулканогенные прослойки или толщи отложениях аналогичные смешанослойные образования, связанные первоначально с деградацией триоктаэдрических слюд и диоктаэдризацией частично остающихся продуктов, сохраняют свойственный слюдам высокий заряд. Поэтому они быстрее переходят в менее разбухающие разновидности, что позволяет использовать прослойки или толщи с аномально пониженным количеством разбухающих слоев [14] в качестве «маркеров» при палеогеографических реконструкциях, а также расчленении и корреляции разрезов.

Большей разбухаемостью минералы семейства 2:1 с открытыми межслоями обладают также в реликтах средних горизонтов погребенных кор выветривания. В перекрывающих их базальных слоях осадочного чехла, например, в пределах южной части Сибирской платформы [38], благодаря неоднородному соотношению в отдельных частицах монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазы неразбухающих и разбухающих слоев, ее

часть с наибольшим содержанием последних подвергается в процессе переотложения элювиальных продуктов предпочтительной деструкции. Отсюда следует, что во вновь накапливающихся отложениях сохраняется меньшее количество разбухающих слоев в структуре смешанослойных образований [32, 33]. При этом особенностью элювиальных продуктов, развитых на магматических и метаморфических породах Сибирской платформы, является унаследованность политипии слюд 1М в базальных горизонтах, перекрывающих реликты кор выветривания на ранних стадиях осадочного процесса [33]. Только при развитии трансгрессии бассейна осадконакопления и поступлении материала из удаленных источников сноса вследствие быстрой деструкции слюдистых минералов 1М при длительном их переносе накапливающийся материал обогащается более устойчивой гидрослюдой 2М₁ [11, 15, 31].

Одновременно с относительной сохранностью перекрытых осадочными толщами древних элювиальных продуктов вследствие их первичной пористости и проницаемости в поровом пространстве при достижении необходимых термобарических параметров среды могут кристаллизоваться аутигенные слюдистые минералы редких политипных модификаций. В частности, в погребенном фундаменте Сибирской платформы зафиксированы слюдистые минералы 3Т [33], образование которых связано с медленным процессом кристаллизации при сравнительно стабильной температуре [31]. Вторичными процессами вызвано также образование в позднем докембрии Сибирской платформы

таких уникальных слюдястых минералов, как впервые диагностированные нами совместно с Б.Б. Звягиным, В.Т. Работновым и О.В. Сидоренко нецентросимметричные разновидности 1М(С2) [2].

Сравнительное изучение слюдястых минералов в сильно измененных отложениях Омолонского и Охотского массивов Сибирской платформы [34] показало также большую степень зависимости дифракционной картины от политипии [15]. Это непосредственно отражает различную природу исходного материала, за счет которого возникли слюдястые минералы. Как показали проведенные исследования мономинеральные слюдястые минералы 1М в низах отложений Омолонского массива, связанные с продуктами аградации монтмориллонита, характеризуются большей полушириной рефлексов, чем 2М₁ в Охотском массиве, что определяется унаследованностью рассматриваемых минералов от первичных слюд соответствующей политипной модификации.

Согласно полученным нами данным, более значительной, чем дисмектиты, устойчивостью в зоне позднего катагенеза обладают также собственно трисмектиты, в том числе содержащие такие слои и смешанослойные образования. Это определяет более высокую стабильность прослоев, в частности, сапонита, в закрытой системе с восстановительной обстановкой во вмещающих их толщах, содержащих монтмориллонит-гидрослюдястые смешанослойные образования с менее 40 % разбухающих слоев [15].

Особое значение при изучении древнейших, например, рифей-нижнекембрийских отложений, наряду с выяснением общей тенденции перехода более разбухающих монтмориллонит-гидрослюдястых смешанослойных образований, т. е. диоктаэдрического типа, в менее разбухающие [23], соответственно с переходом слабо ориентированных седиментационных структурно-текстурных глинистых разностей пород в постседиментационные [24], имеет идентификация в этих толщах хлорит-сметитовых образований, в структуре которых переслаиваются в разном сочетании как ди-, так и триоктаэдрические неразбухающие, в основном хлоритовые, пакеты и разбухающие слои. В частности, в толще верхневендских-нижнекембрийских отложений юга Сибирской платформы сероцветные глинистые породы и перекрывающие их кальцит-доломитовые пачки, в которых происходит постседиментационная доломитизация кальцита, по строению разрезов характеризуются близкими признаками с условиями образования палыгорскита [40], но содержат в данном случае триоктаэдрический хлорит-сапонит [17, 30, 36]. Такое соотношение карбонатных пород либо с палыгорскитом в неизмененных глинистых осадках, либо с хлорит-сапонитом в аргиллитах в зоне позднего катагенеза (с учетом экспериментальных данных В.А. Франк-Каменецкого с соавторами [42]) позволило заключить [15], что хлорит-сапониты являются продуктами трансформации сингенетично образующегося в условиях развития эвапоритовых бассейнов палыгорскита через промежуточные фазы Mg-Fe(Fe-Mg)-сапонита и обогащенного Mg монтмориллонита в зоне раннего катагенеза.

Аналогичные хлорит-сапонитовые смешанослойные образования установлены нами также в синхронных отложениях Московского грабена на Восточно-Европейской платформе [37]. В западных районах, например, в пределах Припятской впадины, хлорит-сапониты идентифицированы в породах среднего и верхнего девона [38].

В собственно монтмориллонитах и слоях этого типа в структуре монтмориллонит-гидрослюдястых смешанослойных образований межслоевой заряд колеблется от 0 в некоторых разновидностях мономинерала до 0,25 в зависимости от глубины погружения в стратисферу отложений, содержащих такие диоктаэдрические минералы, особенно смешанослойного типа. Триоктаэдрические смектиты и разбухающие слои в структуре хлорит-сапонитов характеризуются более высоким межслоевым зарядом — 0,25—0,6. В ряде регионов, например, в каменноугольных и палеогеновых отложениях Восточно-Чуйской впадины в Таджикистане [6], а также в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Малого Кавказа [25], кроме того, диагностированы триоктаэдрические смешанослойные образования с более высоким межслоевым зарядом (0,8—0,9). Близкий к слюдам заряд, т. е. приближающийся к единице, и условия залегания отложений показывают, что разбухающие слои в подобных образованиях относятся к вермикулитовым. Они связаны с первоначальным выветриванием содержащих триоктаэдрические слюды пород и накоплением переотложенных продуктов в обогащенной Mg закрытой обстановке с дальнейшим погружением формирующихся отложений в зону позднего катагенеза. В таких условиях, согласно нашим наблюдениям, низкозарядные диоктаэдрические разбухающие минералы переходят в разновидности с сохранением менее 40 % разбухающих слоев в структуре, а обладающие более высоким зарядом триоктаэдрические смешанослойные образования трансформируются в метастабильную упорядоченную форму с содержанием по 50 % неразбухающих хлоритовых пакетов и сапонитовых либо вермикулитовых слоев. Отсюда следует, что, если диоктаэдрические смешанослойные образования, типа ректорита, образуют устойчивые разновидности упорядоченного типа только при низких температурах и давлениях в среде минералообразования, то триоктаэдрические упорядоченные минералы, типа хлорит-сапонита и хлорит-вермикулита, приурочены к зоне позднего катагенеза, т. е. к отложениям, претерпевшим относительно высокие термобарические воздействия. И лишь на наиболее поздних этапах стадии МК₃₋₅—АК упорядоченные триоктаэдрические смешанослойные образования за счет обогащения их хлоритовыми пакетами переходят в разновидности с тенденцией к упорядоченному переслаиванию преобладающих неразбухающих пакетов с последовательно уменьшающимся количеством разбухающих слоев.

Как правило, хлорит-сапониты эвапоритового генезиса сочетаются в породах с наиболее стабильными в природе, согласно полученным нами с Н.А. Солодковой [22] и Н.Н. Зинчуком [11] данным, диоктаэдрическими слюдястыми минералами 2М₁. Это также подчеркивает дальний перенос в потенциально солеродный бассейн примеси алло-

тигенного глинистого материала. С хлорит-сапонитами, как и хлорит-вермикулитами, ассоциирует обычно хлорит, примесь которого развивается за счет образования в начале бруситовых прослоек в лабильных межслоях структуры обогащенного Mg монтмориллонита, а затем и полной его триоктаэдризации. Соответственно мономинеральные хлорит-сапониты связаны главным образом гидротермальным генезисом.

В ряде прослоев докембрийских отложений Сибирской платформы нами установлено весьма редкое неупорядоченное тальк-сапонитовое смешанослойное образование — алиеттит [15]. Этот минерал, также характерный для зоны позднего катагенеза, образован в результате трансформации сепиолита через фазу Mg-сапонита на стадии раннего катагенеза.

Как показано автором совместно с Н.А. Солодовой [21], триоктаэдрические минералы устойчивы только в восстановительной обстановке, о чем свидетельствуют серая и зеленоватая окраски содержащих пород, а также в закрытой системе, из которой минералообразующие катионы не выносятся, а лишь перераспределяются между аллотигенными и аутигенными минералами и поровыми водами.

В открытой системе минералообразования, определяющей возникновение окислительной обстановки и вынос подвижных химических элементов, развиваются лишь различные диоктаэдрические минералы [21]. В таких условиях возникают, кроме того, пестро- и красноцветные прослои, содержащие ряд редких ди- и ди-триоктаэдрических хлоритов, а также смешанослойных минералов на основе аналогичных по химизму хлоритовых пакетов и разбухающих слоев. В частности, подобные минералы приурочены к песчано-алевритовым породам и возникают, по нашим наблюдениям, в дислоцированных районах, например, в пределах отдельнейших структурно-тектонических элементов Енисейского кряжа и Канско-Тасеевской впадины [27]. Согласно микрофракционным исследованиям [15], в отдельных частицах хлорита кроме периода 14 Å фиксируется также субпериодичность 56 и 70 Å. В ряде случаев в древнейших осадочных породах, в частности, в позднерифейских и ранневендских отложениях Московского грабена, судя по расщеплению рефлексов на V эллипсе электрограмм от косых текстур, установлена также сложная смесь из обогащенных Al и триоктаэдрических хлоритов [15, 37].

Ассоциации триоктаэдрических смешанослойных образований с другими слоистыми минералами, в том числе диоктаэдрического типа, на стадии МГ трансформируются в неразбухающие разновидности с сохранением аналогичного мотива заполнения в их структуре октаэдрических позиций. В частности, алиеттит переходит в тальк, хлорит-сапониты и хлорит-вермикулиты — в хлорит, а ассоциирующиеся с ними гидрослюды — в серицит. При этом за счет перехода Fe и Mg из структуры слюдястых минералов в хлорит последний становится более магнизальным.

На основе сформулированных нами факторов [10], определяющих особенности глинистых минералов в осадочном чехле земной коры, в том числе

их структурно-морфологическую характеристику, важное практическое значение имеет последовательность генерации аутигенных разновидностей слоистых разновидностей в порах песчано-алевритовых пород по мере их погружения в стратиферу. Согласно данным рентгеновского и рентгено-спектрального анализов, а также электронной растровой микроскопии [19, 20], наиболее ранними слоистыми силикатами, возникающими на стадии протокатагенеза (ПК) [15], являются триоктаэдрические разновидности: бертьерин и хлорит. Первый в резко восстановительной обстановке замещается его диоктаэдрическим аналогом — каолинитом, в частности, при изменении геоморфологии ландшафта и заболачивании территории с развитой на ней коры выветривания, например, в отложениях Воронежской антеклизы [35]. Бертьерин широко развит также в виде розетковидных кристаллов в песчано-алевритовых прослоях среди обогащенных каолинитом вмещающих их глинистых отложений вандадынской свиты позднего докембрия Енисейского кряжа [16], накапливавшихся первоначально в опресненных условиях. Второй минерал приурочен к отложениям морских бассейнов [21] и связан с кристаллизацией в унаследованной от них обогащенной Mg среде так называемого кристификационного цемента, представляющего собой ряды тонких псевдоизометричных и частично псевдогексагональных частиц, причем нижний ряд торцовыми гранями нарастает на поверхности терригенных минералов, слагающих поровое пространство, а кристаллы следующих 2—3 рядов также торцовыми гранями прирастают к соответствующим частицам нижележащих слоев [18, 26]. Ограниченная толщина таких каемок указывает на определенный предел дальности действия со стороны поверхности порового пространства, сложенного в основном кварцем. Мигрирующий из его структуры Si является наряду с Mg и Fe²⁺ одним из компонентов для синтеза хлорита.

На ранних этапах стадии МК_{1и2} в песчано-алевритовых отложениях, накапливавшихся в пресноводных водоемах или в опресненных частях морских бассейнов, кристаллизуется каолинит, особенность которого — высокая степень идиоморфизма кристаллов [7, 40]. Соответственно в песчано-алевритовых породах морского происхождения на поздних этапах МК_{1и2} [10] возникает «удлиненночешуйчатый монтмориллонит», переходящий на стадии позднего катагенеза в удлиненнопластинчатую гидрослюду, вплоть до «сарошпатокиита». Более поздняя генерация «удлиненночешуйчатого монтмориллонита», по сравнению с хлоритом, в условиях литогенеза отложений морского типа четко проявляется по выделению (согласно данным рентгеноспектрального анализа) минералов с удлиненной формой частиц в центральных частях порового пространства [8, 18—20, 26].

Изучение кимберлитовых диатрем Сибирской и Северо-Востока Восточно-Европейской платформ, а также ряда трубок Южной и Западной Африки, учитывающая развитие в них на определенную глубину метасоматических гипергенных изменений первичного магматогенного материала, обусловило более детальную разработку механизма выветривания пород различных химико-минерало-

гических типов. С этой целью кроме рекомендуемого нами в [9] комплекса минералогических исследований дисперсных минералов мы также широко использовали разработанный В.Г. Хитровым кластер-анализ [15, 43, 44], предварительно обобщив данные по химизму главных групп изверженных пород. В результате показано, что ультраосновные и основные породы при выветривании приобретают тенденцию к переходу в существенно лейкократовые, а средние и особенно кислые становятся более меланократовыми. В целом все это приводит к сближению химического состава выветривающихся пород различных типов и интенсивному окислению.

На территории Сибирской платформы с кимберлитами ассоциируют долериты, туфы трубок взрыва и вмещающие кимберлитовые трубки терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя. Установленные нами типоморфные особенности продуктов выветривания, обобщенные в [3], открыли возможность их идентификации в продуктах размыва элювиальных толщ, в том числе выявление во вновь накапливающихся отложениях кимберлитового материала, способного формировать потенциальные алмазоносные россыпи. При изучении механизма преобразования кимберлитов [46] выявлено, что кимберлиты в трубках могут заполнять их либо в виде массивного монолитного материала с образованием зональной (снизу вверх) коры выветривания, либо в виде дискретных блоков различной величины, вследствие чего магматический материал изменяется в трубках на более значительных глубинах (с поверхности блоков по направлению к их центрам). В [4] эта закономерность успешно использована для интерпретации механизма выветривания кимберлитов в малых трубках Далдыно-Алакитского района Якутии [4].

Исследование кор выветривания, развитых на различных петрохимических типах пород, показало, что в пределах наиболее четко выделяемых нами двух типов, т. е. ультраосновных и основных пород, с одной стороны, и средних и кислых — с другой, целесообразно отдельно анализировать бесслюдистые и слюдистые разности [28]. Первые генерируют на средней стадии выветривания преимущественно смектиты, тогда как вторые — различные смешанослойные образования. В процессе изучения кор выветривания отмечено также, что средние и кислые породы, особенно бесслюдистого типа, выветриваются быстрее, чем их ультраосновные и основные аналоги, несмотря на меньшую устойчивость в зоне гипергенеза содержащихся в них Mg-Fe-минералов. Это связано с необходимостью выноса из ультраосновных и основных пород значительного количества продуктов разложения мафических и фемических компонентов. При этом результаты сравнения дифракционных картин каолинитового элювия и продуктов его переотложения, например, в пределах Малого Кавказа [25], позволили заключить, что даже без выноса из таких весьма устойчивых в зоне гипергенеза продуктов, механическое воздействие на них на стадиях мото- и седиментогенеза существенно ухудшает упорядоченность структуры глинистых минералов.

Изучение кимберлитов трубки Катока (Западная Африка) позволило впервые выделить [1] упорядоченное лизардит-сапонитовое смешанослойное образование с общим периодом 22 Å. Эта фаза, как показали минералого-петрографические исследования, связана с последовательным преобразованием серпентина в сапонит в условиях очень тонкой трещиноватости прослоев кимберлита, содержащих этот минерал. Такая особенность породы определяет затрудненный в ней водообмен и ограниченные масштабы окислительных процессов, что обеспечивает лишь внутреннее перераспределение катионов практически без их выноса из системы минералообразования.

В кимберлитах Сибирской платформы [5] идентифицировано, кроме того, смешанослойное образование типа хлорит—«разбухающий хлорит», в структуре которого нормальные триоктаэдрические хлоритовые пакеты неупорядоченно чередуются с «дефектными».

Проведенное нами совместно с В.Г. Хитровым с помощью кластер-анализа сравнение химического состава осадочных толщ, слагающих ряд крупных осадочно-породных бассейнов (ОПБ) показало [45], что протерозойские и палеозойские отложения в целом более меланократовые, чем мезозойские и палеоген-неогеновые. Одновременно с более глубоким погружением в стратиферу древнейших отложений, базальные слои их, залегающие на реликтах сохранившихся от размыва кор выветривания, испытывают при накоплении осадочных толщ лишь однократное переотложение. Поэтому такие отложения в значительной степени сохраняют унаследованные особенности от исходных (магматических и метаморфических) пород фундамента. В свою очередь более молодые отложения формируются обычно в результате неоднократных как выветривания, так и переотложения в той или иной степени гипергенно измененных продуктов. В результате кластеры химического состава относительно молодых отложений ОПБ закономерно смещаются в существенно лейкократовую область.

Вследствие детального исследования кор выветривания, а также природы и эволюции отдельных групп или разновидностей глинистых минералов в отложениях различных ОПБ значительно уточнены и детализированы как закономерности распределения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры, так и наиболее актуальные вопросы практического использования результатов изучения [13]. В обобщенном виде полученные данные позволяют надежно идентифицировать аллотигенные и аутигенные разновидности глинистых минералов в зависимости от гидрогеохимических и термобарических условий среды минералообразования. При оценке гидрогеохимических условий [9] должен учитываться характер первичного водоема или бассейна осадконакопления и изменение указанных условий по мере погружения отложений в стратиферу и последовательного метаморфизма захороняемых вод от карбонатных к сульфатным и далее к хлоридным. Если гидрохимия среды минералообразования определяет направленность трансформации аллотигенных и кристаллохимию образующихся аутигенных глинистых минералов,

то термобарометрия — последовательность кристаллизации новых фаз.

Приведенные закономерности эволюции аллотигенных и аутигенеза глинистых минералов в отложениях различных литолого-фациальных и тектоно-климатических областей осадконакопления обусловили возможность объективного использования при геологической интерпретации результатов изучения глинистых минералов также формационного анализа. Большое количество выделяемых в осадочном чехле земной коры формаций объединены [12] в четыре крупных и наиболее контрастных группы формаций: терригенные, карбонатные и терригенно-карбонатные, вулканогенные, галогенные. Типоморфные признаки каждой из этих групп формаций приведены в [9, 29]. Наложение на глинистые минералы в определенных литолого-фациальных и тектоно-климатических условиях воздействие специфических особенностей накопления отложений данных формаций способствует значительному повышению эффективности геологической интерпретации результатов изучения глинистых минералов.

Использованная нами методология комплексного геолого-минералогического исследования глинистых минералов позволила выявить, кроме того, следующие три основополагающих признака [28], которые следует учитывать не только в процессе исследования рассматриваемых минералов,

но и при решении ряда связанных с ними прикладных задач [39]. Первый касается выяснения степени упорядоченности структуры минералов. Это отражает историю минералов либо с дефектной структурой, в частности, удлиненнопластинчатых гидрослюдов в неравновесных гидрогеохимических условиях, например, в среде с недостатком минералообразующих катионов (открытые морские бассейны теплых и умеренных климатических поясов), либо гидрослюдов, типа «сарошпатокиита» [15, 31], в высокоминерализованных условиях (полузамкнутые части морских бассейнов и замкнутые водоемы эвапоритового типа аридных поясов). Второй признак включает закономерную унаследованность структурных особенностей исходных слоистых минералов при размыве источников сноса, переносе, накоплении и постседиментационном преобразовании первичного осадка. Так, если аллотигенные гидрослюды в основном сохраняют высокий отрицательный заряд, свойственный протоминералам — слюдам, то низкозарядные монтмориллониты лишь в относительно небольшой степени повышают таковой при постседиментационном изменении содержащих их отложений. Третий признак подчеркивает универсальный характер геологических процессов, протекающих на земном шаре, в пределах главным образом фанерозоя независимо от места и времени их проявления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горшков А.И., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Шлыков В.Г., Жухлистов А.П., Мохов А.В., Сивцов А.В. Новый упорядоченный смешанослойный минерал лизардит-сапонит из кимберлитов Южной Африки // Докл. РАН. 2002. Т. 382. № 3. С. 374—378.
2. Звягин Б.Б., Работнов В.Т., Сидоренко О.В., Котельников Д.Д. Уникальная слюда из нецентросимметричных слоев // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 5. С. 121—124.
3. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.
4. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Соболева С.В. Строение и минералогические особенности кор выветривания кимберлитов на малых трубках Якутии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. В. 5. С. 56—64.
5. Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н., Котельников Д.Д., Шлыков В.Г., Жухлистов А.П. Структурно-кристаллохимическое преобразование слоистых минералов на ранних стадиях гипергенного изменения кимберлитов // Изв. вузов. Геология и разведка. 2002. № 1. С. 47—60.
6. Конюхов А.И., Котельников Д.Д., Москалев Н.П. Глинистые минералы в красноцветных отложениях карбона и палеогена Восточно-Чуйской впадины // Вестн. МГУ. Серия 4. Геология. 1975. № 5. С. 60—71.
7. Котельников Д.Д. О морфологической характеристике каолинита осадочных пород // Докл. АН СССР. 1958. Т. 123. № 2. С. 361—364.
8. Котельников Д.Д. Морфология и особенности локализации глинистых минералов в древних песчано-алевритовых породах // Минер. сб. Львовск. ун-та. 1974. № 28. В. 3. С. 75—77.
9. Котельников Д.Д. Проблемы изучения глинистых минералов зоны гипергенеза и осадочного чехла земной коры // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 3. С. 35—42.
10. Котельников Д.Д. Некоторые итоги комплексного изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры. Статья 1. Морфолого-генетическая характеристика глинистых минералов и осадочный процесс // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 2. С. 20—24.
11. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдистых минералов // Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. № 1. С. 53—61.
12. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 2. С. 53—63.
13. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестн. Воронежск. гос. ун-та. Геология. 2001. № 12. С. 45—51.
14. 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. С. 74—80.
15. Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 247 с.
16. Котельников Д.Д., Солодкова Н.А. Постседиментационное преобразование глинистых минералов в позднедокембрийских отложениях бассейнов рек Теи и Чапы (Енисейский край) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1971. № 5. С. 34—44.
17. Котельников Д.Д., Солодкова Н.А. Упорядоченные триоктаэдрические хлорит-монтмориллониты в вендских отложениях Енисейского края // Вест. МГУ. Серия 4. Геология. 1973. № 2. С. 113—114.
18. Котельников Д.Д., Солодкова Н.А. Аутигенные глинистые минералы в верхнедокембрийских отложениях Енисейского края // Литология и полезн. ископаемые. 1977. № 6. С. 68—84.
19. Котельников Д.Д., Солодкова Н.А. Изучение микроструктур и микротекстур древних осадочных пород методом растровой электронной микроскопии // Вестн. МГУ. Серия 4. Геология. № 6. С. 34—43.
20. Котельников Д.Д., Солодкова Н.А. Изучение глинистых минералов в древних осадочных породах методом растровой электронной микроскопии // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 3. С. 43—53.
21. Котельников Д.Д., Солодкова Н.А. Роль ди- и триоктаэдрических глинистых минералов в осадочных образо-

- ваниях // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 2. С. 54—63.
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. С. 72—85.
 23. Котельников Д.Д., Солодкова Н.А. Закономерности распределения и генезис глинистых минералов в верхнедокембрийских отложениях юга Сибирской платформы // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 1. С. 92—96.
 24. Котельников Д.Д., Солодкова Н.А. Изменение седиментационных микроструктур глинистых отложений в процессе литогенеза // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 4. С. 537—544.
 25. Котельников Д.Д., Акаева В.П., Градусов Б.П. О генезисе и термодинамической устойчивости ди- и триоктаэдрических смешанослойных образований в верхнемеловых и палеогеновых отложениях района Казан-Булах (Малый Кавказ) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 7. С. 33—41.
 26. 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. С. 121—137.
 27. Котельников Д.Д., Градусов Б.П., Солодкова Н.А. Ди-триоктаэдрические хлориты и диоктаэдрические хлорит-монтмориллониты в позднедокембрийских отложениях Енисейского кража и Канско-Тасеевской впадины // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222. № 3. С. 680—683.
 28. 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.
 29. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. Использование типоморфных признаков глинистых минералов при их геологической интерпретации // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 2. С. 33—39.
 30. Котельников Д.Д., Работнов В.Т., Постников А.В. Триоктаэдрические хлорит-монтмориллониты в верхнедокембрийских отложениях Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 2. С. 440—444.
 31. Котельников Д.Д., Соболева С.В., Солодкова Н.А. Условия образования и структурные особенности минералов слюдяного типа с удлиненнопластинчатой формой частиц // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. № 3. С. 55—60.
 32. Котельников Д.Д., Солодкова Н.А., Домбровская Ж.В. Особенности глинистых минералов в поверхностных и погребенных корах выветривания юга Сибирской платформы // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 2. С. 209—213.
 33. Котельников Д.Д., Работнов В.Т., Солодкова Н.А., Нарожных Л.И., Петров А.Ф., Черенко О.В. Структурные и генетические особенности глинистых минералов в фундаменте и базальных слоях докембрия юга Сибирской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 2. С. 56—66.
 34. Литология и нефтегазоносность Юго-Востока Сибирской платформы / Под ред. Б.В. Корнев и др. М.: Наука, 1980. 132 с.
 35. Никитина А.П. Вторичные изменения остаточных бокситов Воронежской антеклизы // Вторичные изменения бокситов из месторождений СССР. М.: Наука, 1980. С. 156—200.
 36. Постникова И.Е., Котельников Д.Д. Новые данные о проявлении вулканической деятельности в вендских отложениях Иркутского амфитеатра // Докл. АН СССР. 1969. Т. 186. № 5. С. 1146—1149.
 37. 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.
 38. Постникова И.Е., Котельников Д.Д., Постников В.Г. О влиянии ди- и триоктаэдрических смешанослойных образований на экранирующую способность и коллекторские свойства средне- и верхнедевонских отложений Припятского прогиба // Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. № 9. С. 32—39.
 39. Работнов В.Т., Котельников Д.Д., Горбачев В.Ф., Куликина И.Б. Влияние постседиментационного преобразования глинистых минералов на размещение залежей углеводородов // Геология нефти и газа. 1982. № 4. С. 45—49.
 40. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1971. 184 с.
 41. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. Издание второе, перераб. и доп. М.: Недра, 1980. 232 с.
 42. Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Гойло Э.А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных Р—Т параметрах. Л.: Недра, 1983. 151 с.
 43. 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.
 44. Хитров В.Г., Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Непараметрический кластер-анализ магматических, метаморфических и осадочных пород. Статья 1. Методика исследования. Магматические породы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. В. 5. С. 78—87.
 45. Хитров В.Г., Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Непараметрический кластер-анализ магматических, метаморфических и осадочных пород. Статья 2. Кора выветривания. Осадочные образования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. В. 1. С. 65—76.
 46. Черенков В.Г., Котельников Д.Д., Черенкова А.Ф., Федоров В.С. Последовательность гипергенного изменения кимберлитов Маймеч-Котуйской провинции // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. В. 1. С. 91—100.

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА»
Рецензент — О.В. Япаскурт