



ЛИТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

УДК 549.905.1:551.1

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗУЧЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Д.Д. Котельников, Н.Н. Зинчук

*АК «АЛРОСА», Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие
ЦНИГРИ, г. Мирный, Республика Саха (Якутия)*

Одной из важнейших задач геологической интерпретации результатов изучения глинистых минералов является реконструкция палеогеографических условий накопления осадков и формирования на их основе мощных осадочных толщ. Контрастность поступающего из источников сноса материала и гидрогеохимического характера среды его накопления определяет в дальнейшем направленность и интенсивность постседиментационного преобразования осадков в процессе седименто- и литогенеза. Это обуславливает различные физико-механические свойства и химико-минералогические особенности отложений в каждой из выделяемых в осадочном чехле Земной коры четырех зон. Установление этих зон в конкретных разрезах, кроме решения указанной выше основной задачи, способствует также более эффективному использованию результатов изучения глинистых минералов во многих областях практической деятельности. В частности, к ним относится выявление отдельных глинистых толщ в качестве сырья для ряда отраслей промышленности, а также оценка влияния глинистых минералов в собственно глинистых отложениях и в цементе песчано-алевритовых пород, соответственно, на их флюидоупорность и фильтрационно-емкостные параметры.

Геологическая, в том числе генетическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов в осадках и формирующихся из них породах, как известно [1-4], определяется тремя факторами. Первый – это петрохимический тип пород (изверженных, осадочных или метаморфических разностей последних) и степень их гипергенного изменения в источниках сноса, преимущественно, в субаэральных, а также, частично, в субаквальных условиях. Второй фактор связан с воздействием на переотлагаемый материал фациальных условий накопления остатков гидрогеохимического характера среды, в частности, в областях конечной седиментации осадков в пресных водоемах, нормально морских бассейнах и в частично отшнурованных от них осолоненных и полностью замкнутых акваториях. И, наконец, третий определяет интенсивность постседиментационного преобразования осадков и формирующихся из них пород по мере последовательного погружения их в стратисферу и перекрытия более молодыми вышележащими отложениями, т. е. в зоны со все более высокими значениями геостатического давления и, особенно, температуры.

На основании изучения последовательности метаморфизма органического вещества (ОВ) в осадочном чехле Земной коры Н.Б. Вассоевичем [5] установлены следующие стадии его преобразования:

диагенез (ДГ), протокатагенез (ПК_{1,3}), мезокатагенез (МК_{1,5}), апокатагенез (АК_{1,4}) и метагенез (МГ). Сопоставление этой шкалы с данными изучения мощных осадочных толщ позволило С.Г. Саркисяну и Д.Д. Котельникову [2,4] выделить в указанном чехле четыре зоны, различающиеся как физико-механическими свойствами отложений, так и химико-минералогическими особенностями содержащихся в них глинистых минералов [2,4,6]. Первая зона объединяет отложения, находящиеся на стадиях ДГ и ПК_{1,3}, которым соответствуют осадки различного литологического типа, слабо уплотненные глины, а также слабо сцементированные алевролиты и песчаники. Вторая включает подстадии МК_{1 и2}, характеризующиеся приуроченностью к ним уплотненных глин и сцементированных песчано-алевритовых пород. Третья зона охватывает подстадии МК_{3,5} и стадию АК_{1,4}, в пределах которых глины преобразуются в аргиллиты, а алевролиты и песчаники в сильно сцементированные разности, причем гранулярные породы, как показал Б.К. Прошляков [7], по емкостным и фильтрационным свойствам становятся аналогичными аргиллитам. Эти три зоны относятся к собственно осадочному чехлу Земной коры. Четвертая зона отождествляется со стадией МГ, с которой связана глубокая перекристаллизация осадочных пород и потеря ими характерных последним свойств

за счет перехода аргиллитов в глинистые сланцы, а песчаников и алевролитов в кварциты. Кроме того, осадочный чехол может быть подразделен также на две более крупные части. Первая, включающая стадии ДГ и ПК_{1,3} и подстадии МК_{1 и 2}, соответствует раннему, а вторая в составе подстадий МК_{3,5} и стадии АК_{1,4} – позднему катагенезу.

Главным фактором, определяющим особенности седиментогенеза, является тип источников сноса и, главным образом, контрастность с одной стороны подвергающегося выветриванию на суше материала, и с другой – гидрохимических условий среды, характерных для конечных областей осадконакопления. Масштабы этого различия во многом определяют дальнейшую направленность изменения поступающих с континента терригенных (песчано-алевритовых) и аллотигенных (глинистых) продуктов на всех стадиях осадочного процесса, включая мото-, седименто- и литогенез.

Наименьший контраст между поступающим из источников сноса материалом и фациальными условиями накопления осадочных толщ наблюдается при размыве верхних горизонтов полных профилей кор выветривания и переотложении их в виде коллю-, пролю-, делю- и аллювиальных отложений, осадков пресных водоемов, в том числе болот и озер, а также прибрежных-паралических зон опресненных частей мелководных морских бассейнов, приуроченных к пассивным окраинам континентов. Отсюда следует, что отложения указанного облика представляют разнообразные генетические типы, преимущественно, континентальных фаций. В этих условиях исходные породы на континенте подвергаются химическому разложению до диоктаэдрических слоистых минералов семейства 1:1, главным образом, минерала с псевдогексагональнопластинчатой формой частиц – каолинита и полуторных оксидов Al и Fe [8,9]. Это подчеркивает, что в пресноводных отложениях при размыве зрелых кор выветривания накапливаются и сохраняются, преимущественно, диоктаэдрические глинистые минералы, свойственные окислительной обстановке их образования.

При размыве продуктов глубокого химического выветривания исходных пород и накоплении осадков в указанных выше условиях направленность дальнейшего преобразования элювиальных продуктов сохраняется той же. Это связано с тем, что гипергенные процессы, протекающие в формирующейся коре выветривания на континенте, сохраняют деградиционную преемственность также в промежуточных и конечных областях пресноводного осадконакопления, которым свойственна близкая с корами гидрогеохимическая характеристика среды. Изменяется в этом случае, в зависимости от литологического типа накапливающихся осадков (т.е. динамики осадконакопления) лишь интенсивность протекающих деградиционных процессов в структуре реликтовых минералов [10], сохраняющихся в элювии

совместно с интенсивно образующимся каолинитом. Иногда этот минерал в продуктах выветривания как слюдистых, так и бесслюдистых средних и кислых пород ассоциирует с галлуазитом, обладающим спирально-цилиндрической формой кристаллов, а в слюдистых разностях этого типа также с гидрослюдой 2M₁, характеризующейся псевдоизометрично-пластинчатым габитусом частиц. Однако, галлуазит, вследствие возникновения в средних и низах верхних горизонтов профилей выветривания, для которых свойственна щелочная среда [2,4], неустойчив при переносе и накоплении осадочных толщ. Соответственно, при размыве и переотложении продуктов выветривания основных и ультраосновных пород, особенно бесслюдистого типа, наряду с каолинитом во вновь формирующихся отложениях в существенном количестве накапливаются также минералы семейства 2:1, в частности, смектиты. Они возникают в начале в профиле выветривания в виде смеси ди- (по основным плагиоклазам) и триоктаэдрической (по пироксенам и амфиболам) разностей, последняя из которых подвергается последующей диоктаэдризации. При выветривании на континенте слюдистых разностей средних и кислых пород, содержащих мусковит, последний в виде гидрослюды 2M₁ более длительное время, чем гидрослюда 1M [11,12], сохраняется в профиле выветривания и переотлагается, вместе с каолинитом, образуя устойчивую парагенетическую ассоциацию [13-15]. Кроме того, при гипергенном изменении основных и ультраосновных пород в область осадконакопления поступают монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, содержащие более 40% разбухающих слоев, с которыми беспорядочно сочетаются подчиненные - неразбухающие. Возникновение этого смешанослойного образования связано с деградацией триоктаэдрических слюд 1M, сопровождающееся диоктаэдризацией остаточных продуктов.

Отложения с такими ассоциациями глинистых минералов, относясь большей частью к олигомиктовому типу, свойственны платформенным субформациям терригенных формаций [8,9]. Следует подчеркнуть, что накопление и сохранение в формирующихся отложениях диоктаэдрических глинистых минералов, особенно каолинита, в ряде случаев в парагенезисе с гидрослюдой 2M₁, является типоморфным признаком накопления пресноводных отложений указанной субформации.

Выделение таких ассоциаций позволяет надежно идентифицировать продукты глубинного выветривания исходных пород в источниках сноса, особенно в отложениях, накапливающихся за счет переотложения продуктов денудации весьма различных по петрохимическому составу пород. Так, например, эта методика была успешно применена Н.Н.Зинчуком с соавторами [11-15] для выделения в верхнепалеозойских отложениях Западной Якутии, накапливавшихся за счет размыва кор выветривания

долеритовых траппов, трубок взрыва основных туфогенных пород, кимберлитов и терригенно-карбонатных пород, указанной выше парагенетической ассоциации из каолинита и гидрослюда $2M_1$, характерной для элювия последних.

Переотлагаемый с континента каолинит при накоплении в виде глинистых отложений (т.е. без существенной примеси кварца) образует, как и первичные элювиальные толщи, вторичные каолиновые месторождения [16]. Совместно с первичными, эти месторождения каолинита являются важным сырьем для многих отраслей промышленности (фарфорово-фаянсовой, резиновой, бумажной, парфюмерной и других). В песчано-алевритовых породах аллотигенный каолинит, образующий первичный глинистый цемент ячеистого типа [17], по мере постседиментационного преобразования отложений, за счет разложения реликтовой примеси полевых шпатов, обогащается дополнительно образующимся *in situ* каолинитом. Вторичный цемент несколько снижает первоначальную как пористость, так и проницаемость указанных пород. Однако, вследствие свойственного доменам каолинита близкого к изометричной форме частиц [17], такой цемент, в целом, обеспечивает высокие емкостные и фильтрационные свойства гранулярных пород, т.е. оптимальные условия для накопления в них углеводородных флюидов.

При сохранении унаследованной от зоны гипергенеза окислительной обстановки, свойственной верхним горизонтам профилей выветривания, каолинит сохраняет устойчивость, вплоть до поздних этапов стадии АК₁₋₄, включительно, и лишь на стадии МГ преобразуется в пиррофиллит.

Триоктаэдрические минералы семейства 2:2 в отложениях рассматриваемой субформации могут быть приурочены только к коллювиальным фациям, осыпям в горных областях, особенно в областях низовья климата, сложенных, главным образом, древними, в том числе сильно измененными постседиментационными процессами породами, вплоть до метаморфизованных разностей. Эти минералы могут сохраняться также при переотложении продуктов физико-механического разрушения указанных пород временными потоками в виде пролювия. Кроме того, в болотных отложениях, обогащенных растительным ОВ, за счет возникновения восстановительной обстановки, происходит трансформация каолинита, на основе структурной преемственности, в триоктаэдрическую разновидность также минерала семейства 1:1 – бертьерин.

В свою очередь, контрастность поступающего из источников сноса материала и среды его переотложения в наиболее четкой форме проявляется при накоплении элювиальных продуктов в различной по составу и минерализации солоноватоводной среде, начиная с открытых морей до акватории собственно, Мирового океана, а также полузамкнутых лагун и заливов. В этих условиях, в зависимости от различия с одной стороны среды образования гипергенных

минералов на континенте, а с другой – гидрогеохимической характеристики седиментационных вод, начинается медленно протекающий процесс восстановления между ними равновесного состояния. Этот процесс, в отличие от накопления осадков в пресноводных водоемах, имеет в нормально морских платформенных бассейнах иную, т.е. аградационную направленность. Он сопровождается адсорбцией вновь образующимися гипергенными минералами ранее вынесенных из структуры гипогенных минералов ряда важных минералообразующих катионов. К ним, в первую очередь, относятся Mg и K, которые в морской среде находятся в соотношении 5:1.

Первый катион – Mg, обладающий наибольшей активностью в процессе минералообразования как при дифференциации магмы в процессе ее раскристаллизации с образованием вначале простого оксида периклаза (MgO), так и синтеза из наддонной воды, соответственно, на стадиях преддоломито- и кальцитобразования наиболее ранних слоисто-цепочечных минералов (сепиолита и палыгорскита), а также собственно слоистых силикатов (серпентина, сапонита и хлорита), обуславливает обогащение поступающего из кор выветривания материала триоктаэдрическими компонентами. Если серпентин, образующийся за счет изменения оливина в закрытой системе минералообразования, как и сапонит, являющийся продуктом дальнейшего преобразования серпентина, характерен, в основном, для ультраосновных пород, в частности, кимберлитов, то хлорит возникает не только при раскристаллизации магмы в виде ультраосновных и основных кристаллических пород, но и в субкавальных отложениях, первоначально близких к среднему и кислому типу, накапливающимся в морских бассейнах и в осолоненных водоемах континентального типа.

Быстрая изоляция микропор в глинистых отложениях под действием уплотнения, начиная со стадии ДГ и перехода их в породы, обуславливает в них на поздних этапах стадии ПК₁₋₃ дискретное образование хлорита в результате возникновения в межслоевых промежутках поступающих совместно с каолинитом и гидрослюдой $2M_1$ смектитовых минералов, в основном, диоктаэдрического типа, бруситовых – 0:1 слоев. Вначале такой хлорит относится к ди-триоктаэдрическому типу, однако впоследствии, в результате триоктаэдризации октаэдрических сеток 2:1 слоев [18] трансформируется в триоктаэдрическую разновидность. В свою очередь, в песчано-алевритовых отложениях, характеризующихся аналогичными фаціальными условиями накопления, хлорит, образующий наиболее ранний в отложениях этого фаціального типа вторичный глинистый цемент, кристаллизуется в виде крустификационных каемок [19] из нескольких рядов тонких псевдоизометричных и псевдогексагональных частиц. Первый ряд кристаллов этого хлорита нарастает торцевыми гранями на поверхности зерен, слагающих коровое пространство, а остальные (порядка 2-3) также тор-

цевыми гранями сочленяются с аналогичными гранями и базальными плоскостями указанного выше внешнего ряда.

Обязательным условием генерации типоморфного для морских условий седиментогенеза триоктаэдрического хлорита в накапливающихся отложениях является возникновение в среде минералообразования восстановительной обстановки. Наряду с этим фактором образованию этого минерала способствует также замкнутая или со значительно затрудненным водообменом система минералообразования, из которой химические элементы не выносятся, а только перераспределяются между первичными Mg-Fe гипогенными компонентами, водной средой и вновь возникающими гипергенными минералами.

По мере утилизации Mg в глинистых отложениях развивается тенденция адсорбции второго из наиболее важных минералообразующих катионов – K разбухающими диоктаэдрическими минералами. K последним относятся как продукты деградации в зоне гипергенеза слюдистых минералов, так и собственно монтмориллонит, возникающий при выветривании бесслюдистых пород различного петрохимического типа.

Важной особенностью продуктов деградации слюд является сохранение ими “структурной памяти” [20], т.е. высокого отрицательного заряда слоев, связанного со значительным замещением Si на Al в тетраэдрических сетках исходного минерала. Монтмориллонит, вследствие более низкого заряда слоев, вплоть до нулевого значения [2,3,21], обладает существенно более низкой адсорбцией K межслоевыми промежутками.

Соответственно, в песчано-алевритовых отложениях морского генезиса на несколько более поздних этапах их постседиментационного преобразования, соответствующих поздним подстадиям МК_{1 и 2} в широком диапазоне окислительно-восстановительной обстановки, в дополнение к первичному глинистому цементу, представленному на ранних стадиях постседиментационного преобразования отложений аналогичной с глинистыми породами ассоциацией аллотигенных минералов семейства 2:1, в виде псевдоизометричных частиц, образующих ячеистую микротекстуру, на поздних этапах подстадий МК_{1,2} возникает, так называемый, “удлиненочешуйчатый монтмориллонит”. Этот минерал в коровом пространстве выделяется по периферии первичного пленочного монтмориллонит-гидроslюдистого или вторичного крустификационного хлоритового цемента, включающего как указанные два индивидуальных минерала, так и их смешанослойные образования. Это подчеркивает более позднюю генерацию “удлиненочешуйчатого монтмориллонита”, так как он заполняет внутреннюю часть порового пространства [2,4,19]. В структурном отношении этот минерал так же, как и продукты деградации триоктаэдрических слюд, представляют на рассмат-

риваемой стадии постседиментационного преобразования неупорядоченное монтмориллонит-гидроslюдистое смешанослойное образование, т.е. содержащее более 40% разбухающих слоев и, соответственно, лишь около 2% K₂O [22]. С этих этапов подстадий МК_{1 и 2} в проницаемых породах аутигенные глинистые минералы образуют преобладающий в них вторичный глинистый цемент.

Особую роль K приобретает в областях осадконакопления, приуроченных к активным окраинам континентов при размыве слабо химически разложившихся на континенте исходных, особенно кристаллических и метаморфических, пород и накоплении продуктов их переотложения в виде геосинклинальной субформации терригенной формации в условиях интенсивного прогибания территории и формирования значительно более мощных, чем в платформенных областях, осадочных толщ, в том числе флишотидного типа. Поступающие в такие области из источников сноса разбухающие минералы, главным образом, диоктаэдрические смектиты, связанные с размывом средних горизонтов кор выветривания основных и ультраосновных пород, и монтмориллонит-гидроslюдистые смешанослойные образования, содержащие более 40% разбухающих слоев, способны энергично фиксировать K, причем этот процесс последовательно интенсифицируется при повышении термобарических параметров среды. Так, погружение отложений в стратисферу, особенно при высоком геотермическом градиенте, на глубины, характеризующиеся повышенными значениями давления и, главным образом, температуры и соответствующие подстадиям МК₃₋₅, резко интенсифицирует адсорбцию K деградированными на континенте слюдами. В результате аградационных процессов содержание разбухающих слоев в структуре аллотигенных монтмориллонит-гидроslюдистых смешанослойных образований снижается до менее 10%, с которыми с тенденцией к упорядоченности чередуются преобладающие – неразбухающие.

В песчанниках и алевролитах морского генезиса возникший на поздних этапах подстадий МК_{1 и 2} “удлиненочешуйчатый монтмориллонит” путем аградационной трансформации преобразуется в удлиненнопластинчатую гидроslюду [2,21,23,24]. Это сопровождается, как и для псевдоизометричнопластинчатых частиц в глинистых отложениях, укрупнением частиц, причем у удлиненнопластинчатых разновидностей главным образом в ширину, и увеличением K₂O в их составе от более 4 до 8% [22].

В глинистых и алевропесчаных отложениях пресных водоемов аллотигенный и вновь образующийся на стадии ПК_{1,3} и начальных этапах подстадий МК_{1 и 2} каолинит может сохраняться, вплоть до стадии АК_{1,4} включительно. Однако, в аналогичных отложениях морского генезиса на указанной выше стадии происходит гидроslюдизация этого минерала.

На стадии МГ хлорит-гидрослюдистая ассоциация, свойственная отложениям морского генезиса, преобразуется в хлорит-серицитовую. При этом из структуры слюд выносятся Fe^{2+} и Mg, которые входят в структуру хлорита, вследствие чего последний становится более магнезиальным.

Все это показывает, что отложения как глинистого, так и песчано-алевритового типа морского генезиса, особенно относящиеся к геосинклинальной субформации, на стадиях, соответствующих раннему катагенезу, содержат, в основном, гидрослюду, монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, монтмориллонит, связанный с размывом промежуточных горизонтов бесслудистых пород различного петрохимического типа [25], хлорит и, иногда, каолинит. Соответственно, породы аналогичного генетического типа, но приуроченные по степени постседиментационного преобразования отложений к позднему катагенезу, характеризуются последовательным упрощением ассоциаций глинистых минералов за счет сокращения среди них доли разбухающих компонентов и исчезновения каолинита. В связи с этим, в отличие от пресноводных отложений платформенной субформации, для которых характерны каолинит и гидрослюда $2M_1$, типоморфными минералами морских отложений, главным образом, геосинклинальной субформации, которые прослеживаются в пределах всего осадочного чехла Земной коры, являются гидрослюда (политипных модификаций как $1M$, так и $2M_1$) и хлорит. Отсюда следует, что к отложениям пресноводных платформенных формаций приурочены, в основном, диоктаэдрические минералы, тогда как в морских отложениях, особенно геосинклинальных субформаций, существенное значение приобретают триоктаэдрические минералы.

Глинистые породы морского происхождения, чаще всего относящиеся к щелочным разностям, имеют весьма широкое распространение в природе и используются для производства грубой керамики, керамзита и в качестве добавок при производстве ряда строительных материалов. Коллекторы с первичным монтмориллонит-гидрослюдистым цементом содержат монтмориллонит (возникающий в промежуточных горизонтах бесслудистых пород различного петрохимического типа), гидрослюду и ассоциирующее с ней неупорядоченное смешанослойное образование иногда с переменной примесью каолинита. На ранних стадиях постседиментационного преобразования отложений благодаря свойственной этому цементу, преимущественно, псевдоизометричнопластинчатой форме частиц и беспорядочному расположению их в коровом пространстве, гранулярные породы сохраняют оптимальную возможность для миграции в них углеводородов и образования залежей нефти и газа, а также подземных газовых хранилищ. Следует при этом подчеркнуть, что при естественной миграции в песчано-алевритовые породы углеводородов и заполнении

ими ловушек дальнейшее аутигенное минералообразование в них прекращается [26]. В свою очередь, в отложениях, претерпевших изменения, свойственные позднему катагенезу, частицы аутигенных минералов, в частности, наиболее характерной для этих стадий изменения пород удлиненопластинчатой гидрослюды, возникающей за счет трансформации “удлиненочешуйчатого монтмориллонита” практически обуславливают непроницаемость гранулярных пород и накопление в них углеводородов прекращается. Это также подчеркивает, что формирование залежей нефти и газа в гранулярных коллекторах происходит до погружения их на глубины, соответствующие позднему катагенезу.

Наряду с постседиментационным изменением поступающего из источников сноса материала, связанным с погружением накапливающихся отложений на большие глубины, этот процесс интенсифицируется при накоплении терригенного материала совместно с карбонатным в виде карбонатных глин и мергелей. Такие отложения совместно с практически бескарбонатными терригенными прослоями в толщах собственно карбонатных пород относятся к терригенно-карбонатной формации [8,9]. Следует, однако, заметить, что последние прослои по особенностям постседиментационного преобразования ближе к рассмотренным выше отложениям терригенной формации. Исключение составляют лишь сингенетичные глинистые прослои, образующиеся за счет генерации Mg-силикатных слоисто-цепочечных минералов. Месторождения этих минералов, как известно [25], с успехом используются при бурении скважин в агрессивных средах.

Большую роль в осадочном процессе, т.е. накоплении отложений осадочного чехла Земной коры играют подукты вулканической деятельности как субаэрального, так и субаквального происхождения. Так, минералы первоначально накапливавшихся пепловых толщ и лавовых потоков в дальнейшем под действием гипергенных или гидротермальных процессов преобразуются в смектит, кристаллохимические особенности которого определяются кислотностью – основностью витрокластического материала. Как было отмечено выше, важнейшей особенностью смектитов является низкий межслоевой заряд, особенно у разновидностей вулканогенного происхождения. Поэтому последние медленнее адсорбируют К с менее существенным сокращением разбухающих слоев в структуре, чем при тех же термобарических параметрах среды деградированные слюды. Следует заметить, что смектиты являются также протоминералами, за счет которых при деградационной трансформации в окислительной обстановке образуется каолинит [25], а при аградационном процессе в восстановительной среде возникает хлорит (по ди-смектиту) или хлорит- и тальксапонитовое и смешанослойное образование (последовательно за счет палыгорскита и сепиолита через стадию сапонита).

Наиболее распространенным в природе смектитам Na- и Ca-типа (бентониты и флоридины), имеющим вулканогенное происхождение, присущи важные в практическом отношении свойства: высокая устойчивость при суспензировании, способность к широким обменным реакциям и интенсивная адсорбция различных компонентов в сложных смесях ряда продуктов как неорганического, так и органического происхождения, меньшая скорость аградации на отдельных стадиях литогенеза [27]. Сложенные смектитами отложения выделяются в вулканогенную формацию [8,28]. В частности, последнее свойство вулканогенного монтмориллонита позволяет использовать сложенные им прослои, залегающие в толще глинистых пород, представленных деградированными слюдами, в качестве “маркеров”, особенно в древних наиболее катагенетически измененных отложениях, где они выделяются, как K-бентониты [2-4]. Такие прослои с успехом могут быть использованы для расчленения и корреляции немых (т.е. не содержащих фаунистических остатков) осадочных толщ, а также уточнения генетической природы отложений при палеогеографических реконструкциях условий их накопления.

Кроме повышения термобарических параметров среды, аградационная трансформация разбухающих глинистых минералов значительно интенсифицируется также при накоплении и аутигенном образовании их в условиях сильно минерализованной среды, свойственной отложениям галогенной формации [8,29]. Высокое содержание в ней минералообразующих химических элементов, приводит, к образованию практически “бездефектных” глинистых минералов в отличие от таковых в отложениях рассмотренных выше формаций, для которых характерны, в основном, минералы с дефицитом минералообразующих катионов в структуре. Это отражается не только в более высокой упорядоченности структуры слоистых силикатов и алюмосиликатов, но и в реализации у аутигенных гидрослюд, выделяемых под названием “сарошпатоцитов”, и хлоритов оптимальной кристаллографической огранки частиц [24]. Для отложений галогенной формации свойственно формирование ряда самородных полезных ископаемых. В частности, идентификация глинистых минералов с весьма совершенной как структурой, так и морфологической характеристикой кристаллов, может являться одним из поисковых методов для выявления соленосных отложений и приуроченных к ним трех групп полезных компонентов, объединяемых в, собственно, галогенную, рудную и серную группы. С последними, в частности, связаны промышленные залежи серы.

Таким образом, генетическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов или реконструкция осадочного процесса должна основываться на анализе палеотектонических, палеоклиматических и, в целом, палеогеографических условий на каждой конкретной водосборной территории с

обособлением ее на питающие провинции и области конечного накопления осадков в виде определенной денудационно-аккумуляционной системы. В пределах последней, с учетом генетической природы глинистых минералов, необходимо выделять затем литологические формации [30]. При этом литолого-формационный анализ должен основываться на выяснении соответствия между поступающим из источников сноса материалом и гидрогеохимической средой конечных областей осадконакопления с целью выяснения направленности дальнейшего постседиментационного преобразования отложений и содержащихся в них глинистых минералов.

Учитывая, что в объеме каждой из выделенных в осадочном чехле Земной коры четырех зон глинистые минералы находятся в квазитермобарическом и геохимическом равновесии со средой, по устойчивости их в отдельных зонах и, самое главное, определенному соотношению разбухающих и неразбухающих слоев в структуре монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований может быть оценена степень постседиментационного преобразования любой толщи осадочного чехла. Кроме того, использование при интерпретации результатов изучения глинистых минералов формационного анализа даже на уровне выделения только их литологических типов позволяет надежно идентифицировать генетические разновидности однотипных по структуре минеральных фаз.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилкойской впадины и Западного Верхоянья (о формировании минерального состава терригенных пород). -М., 1962.- 204 с.
2. Котельников Д.Д., Конохов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. -М., 1986. -247 с.
3. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. -М., 1971. -184 с.
4. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. -М., 1980. -232 с.
5. Вассоевич Н.Б. Происхождение нефти // Вестн. Моск. ун-та. Геология. - 1975.- №5.-С.3-23.
6. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Глинистые минералы как индикаторы преобразования осадочных пород в различных зонах Земной коры // Изв. вузов. Геол. и разведка. - 1998. -№5. - С.35-42.
7. Прошляков Б.К. Вторичные изменения терригенных пород – коллекторов нефти и газа. –М., 1974.- 232 с.
8. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Изв. вузов. Геол. и разведка. -1997. -№2. -С.53-63.
9. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации // Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геологии. - 2001. -Т.76, вып. 1. - С.45-53.
10. 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.- С.594-601.
11. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Об устойчивости и палеогеографическом значении гидрослюд в корях выветривания и продуктах их переотложения на территории Западной Якутии // Докл. АН СССР. -1980. - Т.255, №3. - С.705-709.
 12. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдястых минералов в осадочных породах // Изв. вузов. Геол. и разведка. – 1996. - №1. - С.53-61
 13. Зинчук Н.Н. Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы. - Новосибирск, 1994. - 240 с.
 14. Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов. - М., 2000. -538 с.
 15. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. -М., 1983. -196 с.
 16. Савко А.Д., Додатко А.Д. Коры выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы. -Воронеж, 1991. - 232 с.
 17. Грабовска-Ольшевска Б., Осипов В.И., Соколов В.Н. Атлас микроструктур глинистых пород. -Варшава, 1984.- 414 с.
 18. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. -М., 1991. -176 с.
 19. 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. -С.121-137.
 20. Grim R.E., Bradley W.F. Structural implication in diagenesis // Geol. Rundsch. -1955. -Bd. 43, №2. -P.469-474.
 21. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешаннослойные образования. - М., 1990. - 211 с.
 22. Котельников Д.Д. О морфологической характеристике недролюд осадочных пород // Минералог. сб. Львовск. ун-та. – 1965. - №19, вып. 1.- С.26-35.
 23. Котельников Д.Д., Солодкова Н.А. Структурные преобразования и морфологические особенности глинистых минералов в седименто- и литогенезе // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1995.- Т. 70, вып. 3.- С.72-85.
 24. Котельников Д.Д., Соболева С.В., Солодкова Н.А. Условия образования и структурные особенности минералов слюдястого типа с удлиненнопластинчатой формой частиц // Изв. вузов. Геол. и разведка. - 1992. - №3. -С.55-60.
 25. 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.-С.594-601.
 26. Условия формирования пород – коллекторов и миграция нефти / К.Р. Пеников, Е.П. Ермолова, Г.И.Суркова и др. -М., 1976. -107 с.
 27. 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. Геол. и разведка. –1975. -№5. -С.74-80.
 28. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Образование и изменение глинистых минералов в отложениях вулканогенной формации на стадиях седименто- и литогенеза // Изв. вузов. Геол. и разведка. -2000. -№4. -С.17-30.
 29. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Гидрогеохимические и термодинамические условия накопления аллотигенных и образования аутигенных глинистых минералов в галогенной формации // Изв. вузов. Геол. и разведка. – 2000. -№6. -С.51-58.
 30. Хаин В.Е. Учение о геологических формациях на современном этапе // Изв. АН СССР. Сер. геол. -1980. - №11. - С.3-18.