

В. И. КОПОРУЛИН

О СПЕЦИФИКЕ КАТАГЕНЕЗА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ МОРСКОГО И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА

(Представлено академиком Н. М. Страховым 17 IX 1973)

Условия накопления осадков оказывают существенное влияние на возникновение в них тех или иных постседиментационных преобразований. Значительные различия в преобразовании пород морского и континентального генезиса были установлены при изучении разновозрастных терригенных отложений восточных районов СССР — Тувинского (J_2), Иркутского (J_{1-2}) и Зырянского (Cr_1) угленосных бассейнов, Сахалина (Pg и Ng); Авековского (Pg) и Аркагалинского (Cr_2) месторождений каменного угля, района Пенжинской губы (Cr_2).

Терригенные породы осадочных толщ этих районов имеют полимиктовый состав и характеризуются высоким содержанием в песчано-гравийной фракции обломков пород (кислых, в меньшей степени средних и основных эффузивов), а в исходной глинистой фракции — гидрослюд, монтмориллонита, хлорита, смешаннослойных минералов.

Мощность осадочных толщ и глубина их погружения в литосфере варьирует от нескольких сот до нескольких тысяч метров. Отложения Аркагалинского месторождения, Тувинского, Зырянского и Иркутского бассейнов представляют собой континентальные образования и сложены осадками фаций аллювия, озер, болот, иногда эпиконтинентального пресноводного бассейна. Большая часть разреза неогена и палеогена Южного Сахалина и верхнего мела восточного побережья Пенжинской губы складывается морскими осадками (фации прибрежного мелководья или сравнительно глубоководной части шельфа); на отдельных участках здесь установлено чередование осадков морских и континентальных фаций. Такое чередование характерно также для палеогеновых отложений Авековского месторождения и верхнемеловых — западного побережья Пенжинской губы.

Различия в катагенетических преобразованиях пород проявляются наиболее четко в минеральной перестройке их исходного глинистого цемента. В мощных осадочных толщах морского генезиса первичный глинистый цемент осадков преобразуется в основном в хлорит, при небольших количествах диоктаэдрической гидрослюды. В песчано-гравийных породах, где первичный глинистый цемент был представлен монтмориллонитом и (или) триоктаэдрической гидрослюдой, новообразованные хлорит и гидрослюда имеют крустификационное строение. В таких же породах с хлоритом в качестве исходного цемента перекристаллизации последнего на стадии катагенеза не происходит. Хлоритовый материал в основном сохраняет свою беспорядочно-чешуйчатую структуру, приобретая более темную зеленую окраску.

В мощных осадочных толщах континентального генезиса на начальных этапах катагенеза, при неглубоком их захоронении в литосфере, трехслойные глинистые минералы преобразуются в двухслойный каолинит. Переход монтмориллонита в каолинит очень резкий, а преобразование гидрослюда у хлорита происходит через ряд промежуточных фаз. Для триоктаэдрической слюды такой промежуточной фазой часто оказывается монтмориллонит.

На более поздних этапах катагенеза, соответствующих погружению осадков на значительные глубины в литосфере, в породах континентального генезиса формируется аутигенная диоктаэдрическая гидрослюда с небольшим количеством хлорита. Исходными минералами для их образования служат обломочные или аутигенные каолинит и монтмориллонит. Начальной стадией преобразования каолинита, по-видимому, является переход его в монтмориллонит. Трансформация монтмориллонита в гидрослюду происходит постепенно через серию смешаннослойных фаз типа чередования пакетов монтмориллонита и гидрослюды, с неуклонным возрастанием роли последних.

В морских отложениях небольшой мощности, выведенных вскоре после своего отложения на поверхность суши, преобразование первичного глинистого цемента в хлорит не наблюдается. В них формируется аутигенный каолинит, преобразующийся с возрастанием погружения в монтмориллонит, а затем и в гидрослюду.

В маломощных толщах континентальных отложений, погруженных при трансгрессии под уровень моря, формирование аутигенного каолинита в начальном катагенезе проявляется слабо, часто формируются аутигенные цеолиты (гейландит, клиноптилолит). На более поздних стадиях в них образуется хлорит, а цеолиты ранней стадии катагенеза переходят в ломонтит.

Интенсивность всех этих процессов варьирует в зависимости от гранулометрического состава пород, последовательно снижаясь от гравелитов и крупнозернистых песчаников к мелкозернистым песчаникам и алевритам.

Экспериментальные данные и геологические наблюдения позволяют интерпретировать физико-химические условия развития описанных процессов. Превращение гидрослюд в монтмориллонит, а затем в каолинит, представляет собой процесс дегградации глинистых минералов. Ока развивается при низких температурах и давлениях под воздействием слабо минерализованных растворов, выщелачивающих из глинистых минералов ряд компонентов (², ³).

Формирование хлорита и диоктаэдрических гидрослюд за счет каолинита и монтмориллонита представляет собой процесс аградации. Для образования хлорита и гидрослюды необходимо присутствие в окружающей водной среде соответственно ионов Mg^{2+} и K^+ . При трансформации монтмориллонита в искусственной морской воде, где присутствуют оба катиона, соотношение между новообразованными хлоритом и гидрослюдой определялось количественными соотношениями ионов Mg^{2+} и K^+ (¹³). Процессу аградации благоприятствуют повышенные температуры и давления.

Формирование аутигенных цеолитов за счет глинистых (и неглинистых) минералов происходит, по-видимому, в высокощелочной водной среде, богатой ионами Na^+ ; особенно благоприятны для образования цеолитов содовые растворы (⁹). При низких температурах и давлениях образуются преимущественно филлипсит, а при более высоких — гейландит, клиноптилолит и наконец ломонтит (¹⁴).

Возникает вопрос об особенностях условий накопления морских и континентальных отложений, с которыми связаны различия в процессах катагенетических преобразований пород.

Морская вода современных океанов и морей характеризуется высокой минерализацией (до 35 г/л), повышенными значениями pH (до 8,2), высокими содержаниями таких компонентов, как Na^+ (10,7 г/л), Mg^{2+} (1,3), K^+ (0,38), SO_4^{2-} (19,3), Cl^- (2,79 г/л) (¹⁰). Изучение осадков современных океанов и морей показывает, что поровые воды их поверхностного слоя имеют аналогичный состав, а в поровых растворах более глубоких слоев последовательно снижается содержание ионов Mg^{2+} и K^+ (¹⁰). По данным С. И. Смирнова, этот процесс сопровождается поступлением в поровые растворы новых количеств Mg^{2+} и K^+ из наддонной воды в результате диффу-

зии. Снижение содержания этих ионов в поровых растворах современных морских и океанических осадков связывается с поглощением их глинистыми минералами (12).

Мощность современных морских отложений, пройденных скважинами, достигает нескольких сот метров, а их возраст изменяется от современной эпохи до мела включительно, значит можно утверждать, что эти процессы начинаются в диагезе и продолжают на начальных стадиях катагенеза. Поглощение Mg^{2+} и K^+ на данном этапе еще не сопровождается перестройкой минерального состава глинистой фракции осадков, однако оно является необходимым подготовительным этапом для последующего образования аутигенных хлорита и гидрослюды. Учитывая постоянство химического состава морской воды в течение длительного времени геологической истории (6), можно предполагать, что эти процессы происходили и в ископаемых осадках. А погружение осадков под мощным чехлом более поздних осадочных образований определило интенсивное формирование аутигенных хлорита и гидрослюды за счет их исходного глинистого цемента. Резкое преобладание хлорита над гидрослюдой определялось преобладанием Mg^{2+} и K^+ в ископаемой морской воде.

Накопление континентальных осадков гумидного климата происходило в пресноводной среде (минерализация в долях грамма на литр), при низких значениях рН (7 и ниже). В ней преобладали ионы Ca^{2+} и HCO_3^- , в заметном количестве присутствовали продукты разложения органического вещества.

На начальных стадиях катагенеза континентальные отложения длительное время находились под воздействием циркулировавших в них подземных вод, основным источником питания которых являлись атмосферные осадки. Общее количество воды, проходящей через осадочные образования континентов, очень велико; так, около трети общей массы стока рек приходится на подземное питание (4), а часть атмосферных осадков, выпадающих на континентах, попадает непосредственно в моря и океаны (3).

Проходя через толщу осадков и пород, атмосферные осадки растворяют минеральные компоненты, в связи с чем их исходно крайне низкая минерализация последовательно возрастает. Интенсивность выщелачивания является наибольшей в верхней части осадочного чехла, где скорости миграции подземных вод и их общие объемы были максимальными, а степень минерализации — минимальной (зона активного водообмена). При погружении в более глубокие слои литосферы, вместе со снижением скорости миграции вод и возрастанием их минерализации, выщелачивание пород становится менее интенсивным или даже прекращается (зоны затрудненного водообмена и застойных вод). Именно с этой зональностью режима и состава подземных вод в мощных континентальных толщах связана смена процессов деградации глинистых минералов цемента процессами аградации при переходе из верхних горизонтов разреза в нижние. Важную роль имело, несомненно, возрастание с глубиной температуры и давления.

В изученных терригенных породах наибольшее распространение имеют обломки минералов и пород, характеризующиеся преобладанием в их составе K_2O над MgO . Полевые шпаты (микроклин, ортоклаз, в меньшей степени плагиоклазы) содержат в заметном количестве K_2O и практически не содержат MgO . В составе кислых эффузивов K_2O преобладает над MgO , а в средних эффузивах оба компонента находятся примерно в равных количествах (1). Эти особенности химического состава основных породообразующих компонентов пород и определили преобладание ионов K^+ над Mg^{2+} в поровых растворах континентальных толщ и, как следствие, — преимущественное формирование, в ходе трансформации, первичного глинистого цемента аутигенной гидрослюды при незначительном развитии хлорита.

Таким образом, главной причиной специфики катагенетических преобразований терригенных пород мощных толщ морского и континентального

генезиса являются различия в химическом составе поровых растворов, насыщавших эти толщи. Такие различия возникли еще в диагенезе и устойчиво сохранялись вплоть до поздних этапов катагенеза.

Особенности аутигенного минералообразования, наблюдаемые в мало-мощных комплексах осадков морского и континентального генезиса, связаны, в свою очередь, со специфическими чертами химического состава поровых растворов, которые образуются в постседиментационную стадию развития осадков. Действительно, морские отложения, оказавшиеся вскоре после своего накопления на суше, подвергались воздействию поверхностных пресных вод, замещавших морские седиментационные воды. Гидрохимические условия, необходимые для формирования в них хлорита, исчезали, вместо этого создавались предпосылки для образования каолинита.

Континентальные отложения, перекрытые затем морем, в результате инфильтрации или диффузии обогащались компонентами морской воды. В них возникали благоприятные условия для образования поровых вод содового типа (⁷). Появление таких вод и приводило к формированию новообразованных цеолитов. За счет Mg морской воды формировались заметные количества хлорита.

Эти данные показывают, что изучение условий накопления ископаемых осадков и особенностей их гидрогеохимического развития является необходимой предпосылкой понимания характера их постседиментационных преобразований.

Геологический институт
Академии наук СССР
Москва

Поступило
2 IX 1973

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ А. Н. Заварицкий, Изверженные горные породы, Изд. АН СССР, 1961. ² А. Г. Коссовская, Физические методы изучения осадочных пород, «Наука», М., 1966. ³ Б. И. Куделин, И. С. Зекуер и др., Сов. геол., № 1 (1971). ⁴ М. И. Львович, Климат и воды, Изд. АН СССР, 1964. ⁵ Ж. Милло, Геология глин, Л., 1968. ⁶ Н. М. Стратов, Литол. и полезн. ископ., № 5 (1971). ⁷ Е. В. Посохов, Происхождение содовых вод в природе, Л., 1969. ⁸ П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова и др., Докл. на спец. засед. VIII Всес. литол. совещ., 1968. ⁹ R. L. Nau, Geol. Soc. Am. Sp. Pap., № 85 (1966). ¹⁰ Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 1-6, 1969-1970. ¹¹ A. G. Kossowskaja, In: Molecular Sieves, Washington, 1973. ¹² T. F. Mackenzie, R. M. Garrels, Am. J. Sci., v. 264, 507 (1966). ¹³ U. G. Whitehouse, R. S. McCarter, Clays and Clay Minerals. 5th Nat. Conf. 1956, Washington, 1958.