

В. И. КОПОРУЛИН

**К ПОЗНАНИЮ ПРОЦЕССОВ ЛИТОГЕНЕЗА ПЕПЛОГЕННЫХ  
ОСАДКОВ И ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ УГЛЕНОСНЫХ  
ФОРМАЦИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР)**

*(Представлено академиком Н. М. Страховым 29 V 1972)*

Процессы литогенеза в пеплогенных осадках и соответствующих им туфогенных породах в настоящее время изучены значительно слабее, чем в других типах осадочных образований. Существующие данные показывают, что они сопровождаются интенсивным аутигенным минералообразованием. Последнее обусловлено нестойкостью вулканического стекла и его способностью легко превращаться в глинистые минералы (монтмориллонит, хлорит, смешаннослойные минералы), цеолиты и др. Описание таких преобразований приводится во многих работах (1, 3, 4, 6, 8). Однако конкретные причины формирования по пепловому материалу тех или иных минералов, а также общая последовательность процессов минералообразования в литогенезе еще требуют своего разрешения.

Наблюдения, выявляющие некоторые особенности литогенеза пеплогенных осадков, были сделаны автором при изучении угленосных формаций нескольких районов северо-востока СССР: западного (Ng) и восточного (Cg<sub>2</sub>) побережья Пенжинской губы, Авековского (Pg) и Аркагалинского (Cg<sub>2</sub>) месторождений бурых углей. Угленосные толщи в этих районах сложены в основном терригенными породами: конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами (глинами); среди них заключены отдельные пласты угля и горизонты туфов или смешанных вулканогенно-осадочных пород.

Угленосные формации этих районов представляют собой сложные полифациальные образования. Неогеновые отложения западного побережья Пенжинской губы, палеогеновые — Авековского и верхнемеловые Аркагалинского месторождений представлены лишь континентальными фациями: аллювиальными (русловыми и пойменными), озерными (открытыми и заболачивающихся озер), болотными. Верхнемеловые отложения восточного побережья Пенжинской губы, наряду с перечисленными фаціальными типами, содержат также морские фации: прибрежного мелководья и наиболее удаленных от побережья участков мелкого моря.

В каждом из районов пепловый материал установлен практически во всех названных фаціальных типах осадков. Он представлен частицами кислого вулканического стекла, соответствующего эффузивным породам типа риолиты — дациты. Мощности горизонтов туфогенных пород варьируют от нескольких десятков сантиметров до 5—7 м. Мощности отложений, содержащих туфы, составляют: на западном побережье Пенжинской губы, Авековском и Аркагалинском месторождениях — несколько сот метров, а на восточном побережье Пенжинской губы — 1,5 тыс. м. Мощность покрова более молодых осадочных образований в трех первых районах не превышает 1 тыс. м, а в последнем достигает 3—3,5 тыс. м.

Изучение туфогенных пород осуществлялось микроскопическим, химическим, рентгеноструктурным и электронно-микроскопическим методами. Оно установило развитие в этих породах двух типов преобразования вулканического стекла; замещение его глинистыми минералами (монт-

мориллонит, смешаннослойные фазы типа чередования пакетов монтмориллонита и гидрослюд) и цеолитами.

Замещение частиц вулканического стекла глинистыми минералами является универсальным процессом, проявляющимся во всех изученных районах. В осадочных толщах неогена западного побережья Пенжинской губы, палеогеновых — Авековского и верхнемеловых — Аркагалинского месторождений, не испытавших глубокого погружения в стратиффере, глинистые минералы представлены монтмориллонитовыми минералами (бейделлит, собственно монтмориллонит), а в осадочной толще верхнего мела восточного побережья Пенжинской губы, где глубина погружения достигает нескольких тысяч метров, присутствуют смешаннослойные минералы типа гидрослюда — монтмориллонит с содержанием гидрослюдистого компонента 20—60%.

Интенсивность замещения вулканического стекла глинистыми минералами последовательно возрастает в ряду фаций морские отложения — русла рек — открытые пресноводные озера — поймы рек — застойные и заболочивающиеся озера. При слабом развитии этого процесса частичному или полному замещению подвергаются лишь самые мелкие частицы пепла, а крупные приобретают слабо корродированную поверхность. При интенсивном проявлении процесса весь или почти весь пепловый материал оказывается замещенным глинистым материалом, а оставшиеся незамещенными пепловые частицы имеют сложно корродированную поверхность.

Преобразование вулканического стекла в цеолиты установлено в верхнемеловых отложениях Аркагалинского месторождения и восточного побережья Пенжинской губы. В неогеновых осадках западного побережья Пенжинской губы и палеогеновых — Авековского месторождения весь пепловый материал, не затронутый преобразованием в монтмориллонитовые минералы, сохраняет свою стекловатую природу. В двух первых районах новообразованные цеолиты представлены главным образом клиноптилолитом при небольшом содержании гейландита и филлипсита.

Аутигенные цеолиты образуют в частицах пепла мелкие (от нескольких до 10  $\mu$ ) беспорядочно ориентированные таблитчатые кристаллы. По периферии пепловых частиц цеолитовый материал имеет нередко крустификационное строение, благодаря ориентировке удлиненных кристалликов перпендикулярно их внешнему контуру. Последний, как правило, не соответствует первичным очертаниям пепловой частицы, а образовался в результате коррозии со стороны аутигенного глинистого материала.

В континентальных фациях обоих районов часть пеплового материала нередко остается незамещенной цеолитами и сохраняет свою исходную природу, в то время как в морских фациях верхнемеловых отложений восточного побережья Пенжинской губы подобные реликты неизменно вулканического стекла совершенно отсутствуют.

Все изложенное показывает, что замещение стекла глинистыми минералами являлось более ранним процессом. Тесная связь интенсивности этого процесса с фациальной природой осадков, отсутствие зависимости от возраста отложений и глубины погружения в стратиффере позволяют отнести его к стадии диагенеза. При этом собственно диагенетическими глинистыми минералами были монтмориллонит и бейделлит, в то время как смешаннослойные фазы формировались в результате преобразования монтмориллонитовых минералов на стадии катагенеза при погружении осадков на значительные глубины. В верхнемеловых отложениях восточного побережья Пенжинской губы возникновение по монтмориллониту подобных смешаннослойных фаз установлено не только в горизонтах туфов, но также и в заключающих их терригенных породах, и, таким образом, этот процесс отражает общую тенденцию катагенетического преобразования монтмориллонита в данном разрезе.

Формирование цеолитов по вулканическому стеклу происходило уже в катагенезе. На это указывают не только более позднее развитие про-

цесса по сравнению с замещением стекла монтмориллонитом, но и случаи образования цеолита по микротрещинам и в мелких пустотах, возникших после литификации осадка. Полное отсутствие цеолитизации пеплового материала в неогеновых осадках западного побережья Пенжинской губы и палеогеновых — Авековского месторождения, имеющих сравнительно молодой возраст и не испытавших захоронения под мощным покровом более молодых осадочных образований, указывает на то, что этот процесс не следует непосредственно за формированием монтмориллонитовых минералов, а развивается на сравнительно поздних этапах катагенеза.

Широкое развитие монтмориллонитизации вулканического стекла в диагенезе и замещение его цеолитами в катагенезе связано с различием физико-химических и термодинамических условий образования этих групп минералов. Результаты экспериментальных работ и изучение природных процессов показывают, что при низких температурах и давлениях монтмориллонит формируется в слабокислых, нейтральных или слабощелочных условиях среды (рН от немногим менее 7 до 9). Для образования цеолитов при низких значениях  $P$  и  $T$  требуются значительно более щелочные условия среды — рН 9—11. С возрастанием температур образование цеолитов происходит при значительно более низких значениях рН (<sup>2</sup>, <sup>4</sup>, <sup>9</sup>).

Наиболее вероятно, что именно существование сравнительно низких значений щелочно-кислотных условий в иловых водах в пеплогенных осадках всех перечисленных фаций и привело к развитию по вулканическому стеклу в диагенезе глинистых минералов монтмориллонитового ряда. Резкие различия в интенсивности монтмориллонитизации, проявляющиеся в различных фациальных типах осадков, были обусловлены, по-видимому, первично неодинаковым содержанием в них органического материала. Присутствие повышенных количеств органического вещества через усиление микробиологической деятельности, выделение больших количеств  $CO_2$  и органических кислот способствовали возникновению и устойчивому сохранению более кислых значений рН иловых растворов (<sup>5</sup>, <sup>7</sup>) и тем самым приводили к более полному преобразованию стекла в монтмориллонит. Именно в связи с этим возник ряд фаций, характеризующихся последовательным возрастанием интенсивности этого процесса.

В катагенезе, вследствие стабилизации органического вещества, снижения активности или полного исчезновения микробиологической деятельности, прекращается действие факторов, определявших снижение щелочно-кислотного потенциала поровых растворов. Повышение температуры, связанное с возрастанием глубины захоронения осадков, определило возможность превращения стекла в цеолиты и при более низких значениях рН поровых растворов.

Процесс цеолитизации начинался только при некоторых определенных значениях температур и глубины погружения осадков в литосфере. Важную роль играло, по-видимому, также и геологическое время. Именно с этими причинами связано интенсивное проявление катагенетической цеолитизации в верхнемеловых отложениях Аркагалинского месторождения и восточного побережья Пенжинской губы, где глубины погружения в литосфере соответственно равны 1 тыс. и 4,5—5 тыс. м; в то же время в неогеновых отложениях западного побережья Пенжинской губы и палеогеновых — Авековского месторождения, где глубина погружения осадков была соответственно равна нескольким сотням и 1 тыс. м, стекло, оставшееся незамещенным монтмориллонитом в диагенезе, сохраняет свою стекловатую природу.

Первичная среда накопления способствовала или, наоборот, препятствовала развитию процесса цеолитизации в катагенезе. Морские осадки, иловые растворы которых имели первоначально более щелочную реакцию среды, обладали более благоприятными условиями для перехода стекла в цеолит на стадии катагенеза. В континентальных осадках, где изначально поровые растворы имели нейтральную или слабокислую реакцию,

Условия для развития процесса цеолитизации были менее благоприятными. Наблюдавшиеся случаи полного замещения вулканического стекла цеолитами в отложениях морского генезиса и сохранение части стекла неизменным — в континентальных подтверждают правильность этих предположений.

Таким образом, проведенное изучение выявило специфику минеральных преобразований вулканокластического материала туфогенных пород в диагенезе и катагенезе. Для первой стадии характерно преобразование вулканического стекла в монтмориллонит, для второй — превращение его в цеолиты. Существует определенная зависимость интенсивности процессов преобразования стекла от фациальных условий. Особенно резко этот контроль проявляется на стадии диагенеза. Изложенное показывает важность изучения фациальной природы осадков для понимания процессов аутигенного минералообразования в пеплогенных осадках и выявления последовательности таких процессов. Данные, полученные в ходе настоящего исследования, могут быть использованы при определении путей формирования полезных ископаемых (бентониты, цеолитолиты), образующихся при изменении вулканического стекла.

Геологический институт  
Академии наук СССР  
Москва

Поступило  
7 V 1972

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> Ж. Милло, Геология глин, Л., 1968. <sup>2</sup> В. П. Петров, Вулканическое стекло и цеолитообразование. Сборн. Водные вулканические стекла и поствулканические минералы, «Наука», 1968. <sup>3</sup> М. А. Ратеев, Литол. и полезн. ископ., № 2 (1971). <sup>4</sup> Э. Э. Сендеров, Н. И. Хитаров, Цеолиты, их синтез и условия образования, «Наука», 1970. <sup>5</sup> Н. М. Страхов, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953. <sup>6</sup> В. Е. Шоболов, Месторождения монтмориллонитовых (бентонитовых) глин, М., 1969. <sup>7</sup> Р. У. Фербридж, Фазы диагенеза и аутигенное минералообразование. Сборн. Диагенез и катагенез осадочных образований, 1971. <sup>8</sup> W. H. Bradley, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., № 158-A (1929). <sup>9</sup> R. L. Hay, Geol. Soc. Am. Sp. Pap., № 85 (1966).