

А. И. КОНЮХОВ, Б. А. СОКОЛОВ

ПАРАДОКС ГЛУБОКОВОДНОГО ДИАГЕНЕЗА

(Представлено академиком В. И. Смирновым 9 IV 1975)

Развитие в последние годы глубоководного бурения позволило углубляться в осадочный покров ложа океана на многие сотни метров ⁽¹⁾. Это дало возможность проследить в довольно широком стратиграфическом и литологическом диапазонах постседиментационные изменения, происходящие в толще осадков, формирующихся в условиях некомпенсированного прогибания ⁽²⁾, и сравнивать их с подобными же явлениями, хорошо изученными в разрезах континентального сектора стратисферы в обстановке компенсационного осадконакопления. Сравнение такого рода, проведенное авторами на основе данных глубоководного бурения «Гломара Челенджера» и морских геофизических исследований, с одной стороны, и обширного материала, накопленного в процессе поисково-разведочных работ на нефть и газ на континентах — с другой, позволяет прийти к выводу, что диагенез в глубоководных котловинах океана носит, как правило, незавершенный характер, по крайней мере в интервале глубин, доступных при современном уровне развития буровых работ.

Важнейшим диагенетическим процессом, приводящим к преобразованию осадка при компенсированном прогибании в бассейнах эпиконтинентального типа, является уплотнение, с наибольшей последовательностью протекающее в тонкодисперсных образованиях — глинистых, глинисто-карбонатных и карбонатных. Уплотнение испытывают и гранулярные породы, такие как алевролиты, песчаники, конгломераты, органогенно-детритусовые известняковые осадки. Однако здесь оно достигается не только за счет появления более плотной упаковки при сокращении объема осадка-породы, но и вследствие цементации порового пространства, что связано с привнесением вещества в осадок-породу извне. Уплотнение как физический процесс в наиболее чистом виде реализуется в глинах и глинистых породах, на примере которых это явление было изучено довольно подробно ^(3, 4).

Наиболее быстро уплотнение глинистых (и всех прочих) осадков в эпиконтинентальных водоемах осуществляется на первом этапе литогенеза. Данные различных авторов ⁽⁵⁻⁷⁾ свидетельствуют о том, что наиболее интенсивно оно протекает в пределах верхнего 5—10-метрового слоя осадков. При этом плотность возрастает с 1,39—1,64 до 1,7—1,90 г/см³, а пористость падает с 88—77 до 60—50%. Соответственно этому уменьшается и влажность. Эти параметры продолжают меняться и при дальнейшем захоронении осадков, но уже со значительно меньшей интенсивностью. Замечено ⁽⁸⁾, что 2-кратное уменьшение исходного объема в глинистых образованиях достигается при погружении их под слой более молодых осадков мощностью до 500 м. При этом значения общей плотности колеблются от 2 до 2,2 г/см³, а величина пористости приближается к 30%. Согласно Г. Миллеру ⁽⁷⁾, эти значения плотности и пористости отвечают тому состоянию седиментитов, когда их можно называть породой.

Если принимать за границу диагенеза зону перехода осадка в породу, или иначе — его окаменение, происходящее вследствие потери им гравитационной (седиментогенной) влаги, то для различных по составу седи-

ментитов эта граница будет располагаться на разных уровнях разреза осадочного слоя земной коры. Необходимым условием перехода осадка в породу является заложение в нем прочной каркасной структуры, подразумевающей образование развитых контактов между зернами или частицами, слагающими осадок. При дальнейшем уплотнении в зоне высоких давлений и температур упаковка зерен или агрегатов в породе может изменяться в сторону более плотной, и соответственно будет меняться сама система контактов, но каркас породы, эволюционируя, сохраняется.

В эпиконтинентальных условиях каркасная структура наиболее быстро складывается у карбонатных разностей, накапливающихся в зоне осушки (литораль). Седиментиты кластического типа, особенно крупнозернистые разности, формируются в породе также относительно быстро. Медленнее всего среди эпиконтинентальных образований происходит окаменение глинистых илов. Но так как глины и обогащенные глинистым веществом образования в целом преобладают в разрезах континентального сектора стратисферы, то именно уровень оформления глин в породе обычно рассматривается в качестве нижней границы зоны диагенеза. При таком подходе обычно завершение стадии диагенеза осадков в разрезе наступает на глубинах 300—500 м, что отвечает давлениям около 100—120 кг/см² и температурам порядка первых десятков градусов.

Совершенно иная картина наблюдается в океанических областях, где мощность столба воды превышает 1—2 км. Анализ материалов глубоководного бурения позволяет представить себе картину изменения параметров осадков при погружении их под слой все более молодых образований. Здесь на глубинах 500—800 м от поверхности дна осадки в большинстве случаев сохраняют низкие плотностные характеристики и высокие значения пористости. Так, например, красные глубоководные глины в Бискайском заливе, перекрытые толщей осадков мощностью 580—680 м, имели общую плотность 1,7—1,75 г/см³. Тонкодисперсные, обогащенные цеолитами осадки, залегающие у подножия Срединно-Атлантического хребта, характеризовались величиной общей плотности около 1,5 г/см³ (глубина от уровня дна 400—500 м). Особенно интересно, что глинистые и алевроитово-глинистые илы, близкие по составу к эпиконтинентальным образованиям, даже будучи перекрыты довольно мощной, до 600 м, толщей более молодых осадков, поражают довольно низкими значениями плотности (1,65—1,72 г/см³) и высокими — пористости (42—50%). Карбонатные отложения глубоководной фации также испытывают довольно слабое уплотнение, находясь под давлением мощной толщи осадков (например, фораминиферо-кокколитофоридовые илы в Восточно-Тихоокеанской котловине сохраняли плотность 1,7—1,9 г/см³ на глубинах 700—800 м и более от поверхности дна). Последнее, однако, не относится к чистым разностям кокколитофоридовых илов, которые во многих случаях уже в приповерхностной зоне осадочного разреза имеют относительно высокую плотность, что связано со специфическим строением скелетных форм этих организмов. В них преобладают микроскопические сквозные пустоты, которые не способствуют усилению взвешивающего действия воды. Высокой плотностью отличаются также айсберговые и ледовые осадки, а также турбидные отложения гранулярной природы, что вызвано значительным участием в их составе кластических терригенных компонентов.

Несмотря на наличие прослоев отложений, обладающих высокой плотностью и низкой пористостью, в разрезе большинства скважин, исследованных по программе глубоководного морского бурения, преобладают слабоуплотненные осадки. Даже если признать, что плотности могут быть частично занижены вследствие погрешностей метода определения (плотность определяется непосредственно в колонке осадков, в которой бывают разрывы и трещины, за счет которых иногда снижаются значения плотности), нельзя отрицать того парадоксального факта, что консолидация

глубоководных осадков в океане завершается гораздо позже, нежели в эпиконтинентальных условиях, несмотря на то что в первом случае к давлению перекрывающей массы осадков добавляется гигантское давление многосотметрового столба воды. Последнее совершенно расходится с предположениями некоторых исследователей о характере диагенеза осадков в глубоководных районах океана (¹⁰). Объяснение этому кроется, на наш взгляд, с одной стороны, в особенностях вещественного состава глубоководных отложений, с другой, и это главное, — в чисто физических условиях накопления и существования осадков в глубоководных обстановках некомпенсированной седиментации. Это, как правило, тонкодисперсные, обогащенные кремнекислотой и гидроокислами образования, содержащие в том или ином количестве остатки кремнистых и карбонатных (если они отлагались выше критической глубины) организмов. В районах повышенной биологической продуктивности преобладают осадки органического состава (¹¹), в остальных — тонкодисперсные образования, до последнего времени именуемые глинами, но которые, как показал недавно В. И. Муравьев (¹²), правильнее называть «стеклянными» осадками, так как материал истинно глинистой природы в них составляет весьма незначительную часть, зато преобладают в разной степени раскристаллизованные обломки вулканического стекла. Дело в том, что терригенный материал в большинстве своем задерживается в пределах подводной окраины континентов и частично в виде турбидных отложений на материковом подножии. Лишь тончайшие чешуйки глин достигают удаленных от суши участков океанического дна. Обилие тонкодисперсных частиц и коллоидального материала в осадках глубоководных фаций изначально приводит к высокой их обводненности. Взвешивающее действие воды, одинаково сильное в отношении материала тонкой размерности и в отношении очень мелкого раковинного материала, будь то остатки кремневых или карбонатных организмов, приобретает, по-видимому, особое значение в глубоководных обстановках. Оно сказывается здесь гораздо дольше (на более низком уровне в осадочном разрезе) именно вследствие гигантского давления многосотметровой толщи воды. Взвешивающий эффект препятствует быстрой консолидации осадка, в результате чего каркасная структура будущей породы закладывается на значительно более низких уровнях погружения ее под слой более молодых отложений. Превращению осадков в породу препятствует также затрудненность оттока седиментационной влаги из-за отсутствия горизонтов с четко выраженными коллекторскими свойствами и областей разгрузки глубинных вод. Роль коллектора играют здесь зачастую горизонты наименее уплотненных пластов, поэтому на больших уровнях осадочного разреза часто наблюдается чередование плотных горизонтов осадков (или пород) и сильно обводненных прослоев с низкими плотностными характеристиками.

Интересно отметить, что наличие мощного столба воды, вначале препятствующего завершению диагенеза осадков, в дальнейшем после возникновения каркасной структуры, по всей видимости, начинает действовать как ускоритель дальнейшего литогенетического преобразования породы. Действительно, суммированное огромное давление столба воды и перекрывающих осадков, оказываемое на пласт консолидированных отложений, должно способствовать возникновению в нем возможно более плотной упаковки составляющих его ингредиентов.

Первоначальному возникновению каркасной структуры в эпиконтинентальных осадках благоприятствуют кратковременные регрессии моря. Это обеспечивает создание геодинамических напряжений, приводящих к обезвоживанию больших масс неконсолидированных осадков и их быстрому окаменению. Последнему способствует также воздействие волнения, жизнедеятельность различных животных, прежде всего моллюсков, действие течений и т. д. В некомпенсированных же впадинах океанического типа все эти факторы отсутствуют.

Таким образом, в некомпенсированных глубоководных условиях имеет место определенная закономерность: чем глубже накапливаются осадки (исключая крупнозернистые терригенные разности), тем на более низком уровне в осадочном разрезе происходит их консолидация, следовательно, тем более поздним будет развитие в них катагенетических процессов. Другими словами, чем большее давление водяного столба воздействует на обводненный осадок, тем более затянутым оказывается его диагенез.

Незавершенный характер диагенеза отложенный глубоководной фации, погребенных на относительно большие глубины под уровень дна, заставляет рассматривать эти отложения как малоперспективные в отношении нефти и газа (исключением является выпадение метана в виде кристаллогидратов). Главным препятствием для формирования залежей этих ископаемых является отсутствие надежных изолирующих горизонтов. При относительно небольшой мощности осадков на океаническом ложе и в условиях затрудненности диагенеза развитие катагенетических процессов возможно лишь в самых нижних этажах осадочного чехла. Следовательно, в глубоководных зонах океана отсутствуют условия для широкого развития процессов нефтеобразования. Дальнейшее детальное изучение литогенеза в глубоководных областях океана будет способствовать всесторонней оценке перспективности этих районов в отношении нефти и газа.

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова

Поступило
2 IV 1975

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 3-24, 1970-1974. ² G. Paulot, X. Le Pichon, Bull. Soc. geol. France, v. 15, № 5-6, 403 (1974). ³ М. Уэллер, В кн.: Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых, Л., Гостоптехиздат, 1961, стр. 84. ⁴ Н. Б. Вассоевич, Новости нефтяной техники, сер. геол., № 4, 11 (1960). ⁵ А. М. Монюшко, В кн.: Формирование инженерно-геологических свойств глинистых пород в процессе литогенеза, М., Изд-во АН СССР, 1963, стр. 5. ⁶ A. F. Richards, Technical Rep., 1962, p. 106. ⁷ Г. Мюллер, В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований, М., «Мир», 1971. ⁸ G. Chilingarian, H. Rieke, Compaction of a Argillaceous Sediments, N. Y., 1973, p. 401. ⁹ Н. М. Страхов, В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, Львов, 1956. ¹⁰ М. К. Калинин, Нефтегазовость акваторий мира, М., «Недра», 1969, стр. 221. ¹¹ А. П. Лисицын, Осадкообразование в океанах, М., «Наука», 1974. ¹² В. И. Муравьев, Литол. и полезн. ископ., № 4, 24 (1974).