Записки Ленинградского ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции
и ордена Трудового Красного Знамени горного института им. Г.В.Плеханова,
1985, т. 103

УДК 556.314 (26.08)

К ХИМИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДНА ОКЕАНА

Г.А.ИВАНОВА, Н.И.ТОЛСТИХИН

Химия подземных вод дна Мирового океана резко отличается от химии подземных вод континентов. Она определяется сложным взаимодействием вод океана, осадков, отлагающихся на дне, и протекающих при этом биохимических и других процессов. В этих водах наблюдаются некоторые изменения химического состава, связанные с составом осадков, скоростью осадконакопления, физико-химической обстановкой в придонных слоях [2]. Состав и минерализация вод океана меняются в очень малых пределах; это позволяет принять их за эталон соленых вод Земли. По формуле М.Г.Курлова [I]

$$M35\ \frac{Cl90\ \ SO_4 9\ \ HCO_3 0{,}4}{(Na \pm K)79\ \ Mg\ 18\ \ Ca3}$$

эту воду относят к хлоридной магниево-натриевой, а по типу состава к хлормагниевым (по В.А.Сулину). Минерализация или соленость приповерхностных вод океана изменяется от 34 до 37 %, а в придонных слоях от 34,6 до 34,8 % [I]. Это однообразие вод на огромных просторах океана по минерализации и составу отразилось и на однообразии иловых вод.

Придонные воды вместе с растворенными в них солями захватываются осадками и проникают в них на большую глубину. В результате взаимодействия системы вода – осадок формируются осадочные породы, новые минералы, а содержание многих химических компонентов в поровых водах иногда существенно изменяется по сравнению с океанской водой [2].

Результаты глубокого бурения свидетельствуют о том, что в строении мезозойско-кайнозойской толщи Мирового океана преобладают глинистые отложения. Глубоководные илы в верхних нескольких десятках метров разреза имеют, как правило, аномально низкую плотность (I,25–I,3 г/см^3) и повышенную пористость (до 85 %). Низкая плотность осадка обусловлена высоким процентным содержанием поровой воды при большой плотности твердой фазы (до 3 г/см^3). Изменение физических свойств глинистых образований и содержания поровой воды в них в зависимости от глубины захоронения удобнее всего рассмотреть на примере скважины 222 [5, т.32, I974]. Эта скважина пробурена в районе северо-западной глубоководной периферии Индийского океана на глубине 3546 м. Вскрытая толща от 0 до I,3 км представлена отложениями четвертичного, плиоценового и верхнемиоценового возраста. Среди глин присутствуют редкие прослои песков и песчаников, составляющие менее I0 % разреза; содержание карбонатного материала в глинах 8–I2 %. Непосредственно под дном глинистые

осадки сильно обводнены. Их пористость равна 80 %, плотность I,32 г/см^3. Интенсивное уплотнение, по данным скважины 222, прослеживается до глубины 200 м, где плотность осадка равна I,8 г/см^3, а пористость снижается до 5I %. Объем поровой влаги, выделившейся из I м^3 осадка при погружении от 0 до I00 м, превышает соответствующую величину для нижнего I00-метрового интервала разреза на глубине I,3 км почти в I60 раз. При погружении осадка до глубины 0,2 км из него отжимается приблизительно 77 % объема поровой воды, а при погружении до 0,3 км около 85 %. В разрезе, состоящем почти полностью из глубоководных пелитовых осадков, отжатие такого количества воды приводит к почти полному возвращению ее в океан. Эта часть разреза характеризуется элизионным режимом. Ниже интервала 300-500 м темпы уплотнения замедляются, что приводит к сохранению глин с пористостью 40 %.

Литификация карбонатных отложений сопровождается сложными процессами физико-химического уравновешивания в системе реакционно-способных веществ. Особый интерес для изучения закономерностей литификации глубоководных карбонатных отложений представляет разрез скважины I67 [5, т.I6, I972], пробуренной в центральной части Тихого океана на своде подводной возвышенности Магеллана. При глубине океана 3I76 м вскрыта II72-метровая толща отложений от четвертичного до мелового возраста. На долю некарбонатного вулканогенного материала приходится не более 7-I0 % их объема. Верхняя часть илового комплекса мощностью 5-I0 м сильно обводнена и характеризуется низкой плотностью (I,2-I,3 г/см^3). На глубинах от I0 до 200 м ниже поверхности дна разжиженный осадок резко уплотняется до I,6-I,8 г/см^3 и пористость илов уменьшается от 80 до 50 %. В литификации карбонатного ила во многих случаях весьма заметная роль принадлежит химическим процессам: растворению, образованию вторичного кальцита, перекристаллизации, цементации. Интенсивность этих процессов растет с глубиной. Карбонатные илы переходят в мелоподобные породы постепенно, плотность их увеличивается до 2 г/см^3 и больше. В большинстве разрезов глубоководных скважин мощности мелоподобных пород составляют I00-200 м, а их возраст варьирует от мелового до плиоценового.

Нижняя часть карбонатных разрезов, представленная известняками, характеризуется плотностью I,7-2,2 г/см^3. Плотная цементация возникает под действием нарастающего горного давления. Возраст известняков меняется от мелового до миоценового. В кайнозойской толще известняки встречаются в виде прослоев среди турбидитов, а также вблизи контакта карбонатных толщ с базальтами.

Развитие в карбонатных отложениях значительных эпигенетических процессов приводит к тому, что зависимость плотности этих отложений от глубины захоронения сложнее, чем для глинистых образований. Процессы обмена между поровыми водами и твердой фазой способствуют формированию вод, по химическому составу существенно отличающихся от придонных.

Особенности литификации кремнистых отложений заключаются в удивительном постоянстве их физических свойств сверху вниз по разрезу. Захоронение осадков до глубины 0,6-0,7 км почти не оказывается на их плотности, поте-

рая сохраняет в этом интервале весьма низкие значения (I,3–I,5 г/см^3). Диатомовые илы сохраняют высокие значения пористости (до 75–80 %).

В терригенно-кремнистых отложениях по мере уменьшения содержания диатомового материала начинает ясно проявляться тенденция роста плотности с глубиной. Тесная связь плотности с содержанием терригенной компоненты наблюдается и в интервале 500–700 м разреза скважины I92, приуроченной к северной окраине Императорских гор [5, т.I9, I973]. По мере того, как содержание диатомового материала уменьшается от 75 до 48 %, плотность отложений увеличивается от I,5 до I,8 г/см^3. Ниже по разрезу в карбонатно-терригенной толще в интервале 850–950 м наблюдается повышенная (для данной глубины захоронения) плотность глин (2,0–2,2 г/см^3), обусловленная, по-видимому, наличием алевритовых прослоев, играющих роль коллектора поровых вод. Интервал, приуроченный к подошве толщи, наоборот, разуплотнен от 2,2 до I,85 г/см^3. По мнению американских литологов [5, т.I9, I973], пониженная плотность глин здесь, вероятно, связана с появлением прослоев практически непроницаемых мелоподобных пород, препятствующих элизии седиментационных вод.

Несмотря на то, что плотность кремнистых отложений крайне мала, они при определенных условиях могут быть преобразованы сначала в порцелланиты, а затем и в кремни. Кремнистые образования в большинстве разрезов (кроме толщ с порцелланитами) препятствуют оттоку поровых вод и представляют интерес как возможные водоупоры.

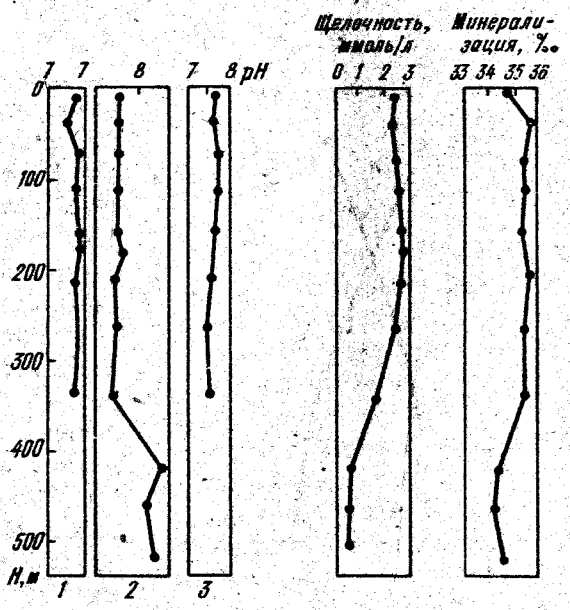


Рис.1. Изменение pH, щелочности и минерализации поровых вод по скважине 313 (Тихий океан, район гряды Маркус-Неккер, глубина 3484 м [5, т. 32, 1974])
1, 2 и 3 – соответственно красные глины, вулканические турбидиты и карбонатные породы

Химический состав поровых вод донных осадков зависит от характера формирующихся осадков: их литологии, обогащенности органическим веществом, интенсивности микробиологических процессов, скорости осадконакопления.

Осадки внутренних областей океана в связи с отсутствием значительного привноса терригенного материала характеризуются малым содержанием органического вещества и малыми скоростями осадконакопления. Осадконакопление идет в зна-

чительной степени за счет вулканического материала и некоторых аутигенных образований (цеолитов, окислов, железомарганцевосодержащих минералов) и биогенного карбонатного и кремнистого материала. Все это способствует созданию стабильной физико-химической обстановки в осадках, характеризующихся высокой степенью окисления: $Eh = +(500 \div 600)$ мВ и реакцией среды, близкой к нейтральной. В поровых водах наблюдаются лишь незначительные колебания концентраций отдельных компонентов основного солевого состава и сохраняется их первичный геохимический облик (рис.I).

Изменение химического состава поровых вод отражает медленное осадконакопление нереактивных осадков. По разрезу наблюдается незначительное увеличение щелочности от 2,58 до 2,78 мг·экв./л в карбонатных прослоях и далее уменьшение до I,5I мг·экв./л на глубине 339,5 м, ниже которой встречены вулканические турбидиты. Значение pH варьирует от 7,4, типичных для глубоководных красных глин, до 7,6–7,9 в карбонатных прослоях и 8,2–8,48 в вулканических турбидитах. Химический состав поровых вод, полученных из разрезов скважин 40–43, пробуренных в районе Кларион–Клиппертона [5, т.5, I970] в глубоководных красных глинах, незначительно отличается от состава придонной воды. Даже концентрации микрокомпонентов: лития, бора, стронция, бария, брома – сходны с таковыми в морской воде. Аналогичные гидрохимические разрезы получены по скважинам, пробуренным в Тихом океане на северном борту экваториальной биогенной зоны, где обнаружено медленное осадконакопление [5, т.I6, I972]. Для поровых вод по всему разрезу характерны незначительные изменения главных компонентов химического состава.

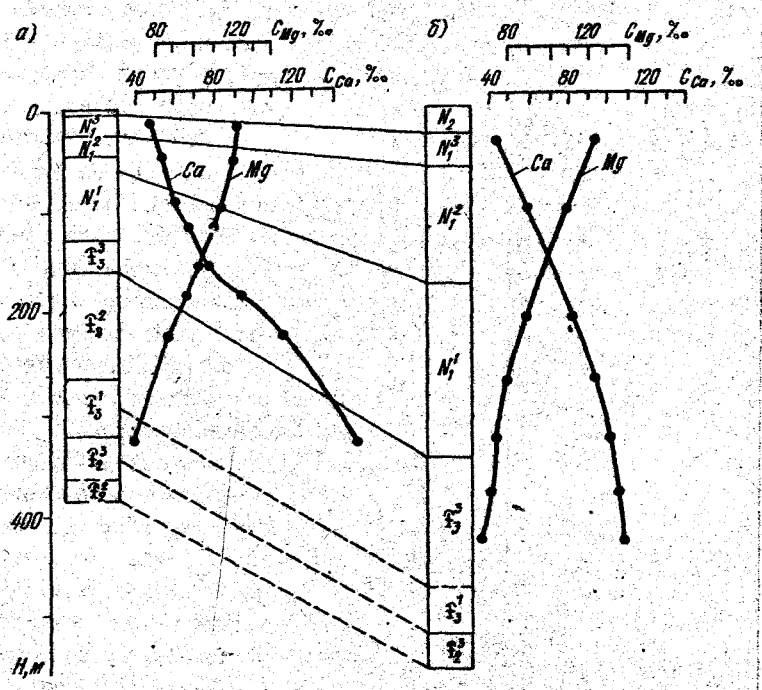


Рис.2. Распределение кальция и магния в поровых водах скважин 70 (а) и 7I (б)

Разрезы южного борта экваториальной биогенной зоны представлены мощными быстронакапливающимися карбонатными осадками.

Характер поведения кальция, магния, стронция в поровых водах зафиксирован в разрезах скважин 70 и 71 [5, т.8, 1972] (рис.2). При этом концентрации консервативных компонентов – хлора и натрия – мало отличаются от их концентраций в воде из придонного слоя. Изменение концентраций калия, кальция, магния и стронция в поровых водах скважины 70 с глубиной относительно концентраций соответствующих компонентов в морской воде характеризуется следующими данными, мг·экв./кг:

Глубина, м	K	Ca	Mg	Sr
17	+1,3	+2,3	-4,1	+0,07
329	-5,0	+56,4	-46,7	+0,12

Концентрация кремнезема увеличивается в 10 раз по сравнению со средними значениями в воде открытого океана. Характер распределения кальция, магния и стронция в поровых водах по разрезу, по мнению Манхейма и Сайлеса [7], отражает карбонатный диагенез. Твердая карбонатная фаза разрушается, растворяется, и формируются новые аутигенные минералы с меньшим содержанием стронция и большим содержанием магния.

Скважины 165 и 167 в Центральной котловине Тихого океана [5, т.16, 1972], у островов Лайн и на Магеллановом поднятии, пройдены в биогенных осадках, имеющих значительные скорости осадконакопления. В этих скважинах концентрации некоторых компонентов поровых вод существенно отличны от содержания их в морской воде. Прежде всего поровые воды по разрезу богаче кальцием относительно морской воды в 3,2 раза, обеднены магнием от 10 до 5 %, а содержание стронция в них увеличивается с 10 до 70 %. Распределение кальция в поровых водах по разрезу хорошо коррелируется с распределением стронция, отмечается редукция сульфатов. Эти особенности химического состава поровых вод интерпретируются Манхеймом и Сайлесом как результат перекристаллизации кальцита [7].

Мощные быстроотлагающиеся карбонатные толщи с ограниченной абиогенной седиментацией вскрыты скважинами 315-317 [5, т.33, 1976], вдоль островов Лайн и на плато Манихики. Распределение по разрезу отдельных ингредиентов химического состава поровых вод (рис.3 и 4) свидетельствует о существенных изменениях в составе поровых вод по сравнению с океанской водой в результате постдиагенетических процессов. Увеличение растворенного стронция и кремнезема обусловлено перекристаллизацией карбонатов и растворением и перекристаллизацией опала. Изменения в содержании сульфатов и аммония интерпретируются как результат бактериальных сульфатредуцирующих процессов. Увеличение концентрации кальция и уменьшение концентрации магния может указывать как на диагенез карбонатных осадков, на доломитизацию их, так и на влияние подстилающих базальтов и рассеянного вулканического материала. Обнаруживается увеличение солености и хлоридов в поровых водах на 6-10 % за счет образования новых гидроалюмосиликатов.

Все изменения, наблюдаемые в поровых водах осадков глубоководных внутренних областей океана, не меняют типа воды – воды остаются океаническими хлормагниевыми.

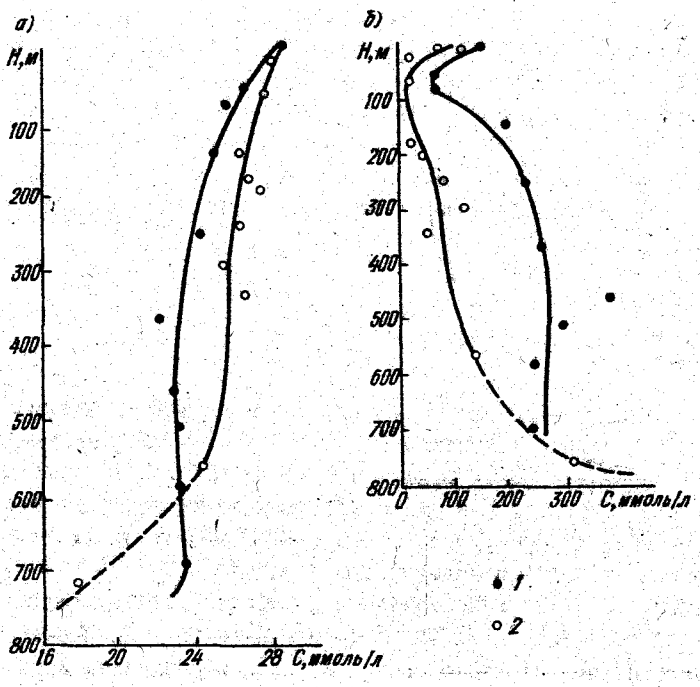


Рис.3. Изменение концентрации сульфатов (а) и аммония (б) в поровых водах
1 и 2 – скважины 315 и 317

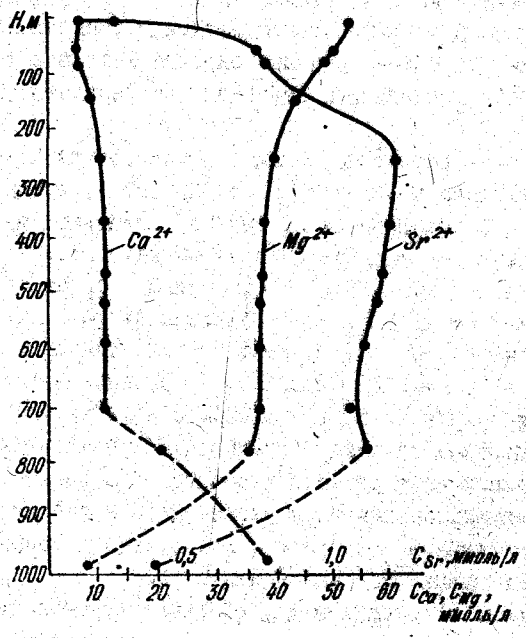


Рис.4. Изменение концентрации щелочно-земельных металлов в поровых водах скважины 315

Большой интерес для гидрогеологов представляют выходы терм в субаквальных условиях. Обычно они приурочены к рифтовым долинам срединно-океанических хребтов и вулканическим сооружениям. Так, обнаружена разгрузка трех подводных источников, расположенных в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия на гребне подводных гор [4]. Вода этих источников имеет температуру 350 °С, в ней растворены кварц, сероводород, железо, медь, цинк и другие рудные металлы. По качественному и количественному составу она резко отличается от океанской воды [4].

На Восточно-Тихоокеанском поднятии над одним из источников А.П.Лисицину удалось обнаружить „облако" воды, обогащенное взвесями железа и марганца. Поровые воды металлоносных осадков в этом районе описаны в работах [3, 6]. По сравнению с океанской эти воды обогащены железом, марганцем, цинком и бором.

Природа рифтовых субокеанских гидротерм и эманаций вулканических островов Мирового океана, видимо, связана с разгрузкой мантийных флюидов, что подтверждается составом присущего им гелия. Состав гелия $^3He/^4He = R$ океанических рифтов подвижных гидрогеологических областей океана, по Б.Г.Поляку и И.Н.Толстихину (1983), гораздо более однороден, чем в континентальных рифтовых зонах. Значение R повсюду примерно постоянно и составляет $1 \cdot 10^{-5}$ или несколько выше в донных базальтах и в термальных флюидах, разгружающихся на океаническом дне. Так, состав гелия рифтов Исландии, расположенной на оси Северо-Атлантической подвижной гидрогеологической области характеризуется максимальным значением $R = 3{,}45 \cdot 10^{-5}$. Близкое значение получено для эманаций вулкана Килауэа на Гавайских островах, где $R = 2{,}1 \cdot 10^{-5}$. Принимая во внимание, что для современной мантии $R = (2{,}5 \pm 1{,}5) \cdot 10^{-5}$, можно сделать вывод о том, что горячие субокеанские термы и термы вулканических островов с подобным составом гелия свидетельствуют о выносе здесь мантийных флюидов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л., Гидрометеоиздат, 1970.

2. Шишкина О.В. Иловые воды. – В кн.: Океанология. Химия океана. Т.2. Геохимия донных осадков. М., Наука, 1979.

3. Шишкина О.В., Гордеев В.В., Цветковский Г.А., Гирин Ю.П. Некоторые данные о микроэлементах в иловых водах металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана. – В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М., Наука, 1979.

4. Edmond J.M. The chemistry of ridge crest hot springs. Mar. Technol. Soc. J., 1982, 16, N 3.

5. Jnitial Reportes of the DSDP. Washington, 1970-1978. V. 5, 8, 16, 19, 32, 33.

6. Presly B.J., Kaplan J.R. Interstitial water chemistry - Ibid., Washington, 1972. V.2.

7. Sayles F.Z., Manheim F.T. Interstitial water Studie om small core sample deep sea dril. Project leg VII. Initial Reports of the DSDP. Washington, 1971. Part. 2.