

Л. дон

УДК 546.21

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА ВОДЫ МЕЗОЗОЙСКИХ МОРЕЙ ЕВРАЗИИ

Д. П. Найдин, Р. В. Тейс

С о д е р ж а н и е. Рассмотрены данные определения содержания тяжелого изотопа кислорода в органических карбонатах мезозоя Евразии. На основе этих данных высказывается предположение о незначительности колебаний значений δO^{18} вод морей Евразии с поздней юры до настоящего времени. Для раннего триаса и ранней юры отмечены пониженные значения δO^{18} , что, очевидно, связано с регионально проявившимся опреснением.

При определении температур воды древних морей методом изотопной палеотермометрии необходимо знать δO^{18} воды. Между тем δO^{18} — водный фон — изотопный состав воды, формирующийся под воздействием многих факторов, весьма изменчив. Относительно устойчив и постоянен изотопный состав кислорода океанических вод. Водный фон, так же как и соленость, поверхности океанов и особенно вод краевых морей, замкнутых и полузамкнутых бассейнов, заливов и проливов контролируется процессами испарения и конденсации, а также привносом атмосферных, речных и талых вод, обедненных тяжелым изотопом кислорода.

Общие причины, изменяющие изотопный состав кислорода воды и ее соленость, приводят к примерно параллельному изменению этих двух явлений. Однако уже С. Эпштейн и его коллеги [13] показали, что параллельность изменения солености и изотопного состава строго выдерживается лишь для поверхностных вод, где процессы испарения — конденсации проявляются особенно интенсивно. Г. Крэг, Л. Гордон [12] отмечают, что изотопный состав кислорода не является простой фиксированной функцией солености, а в разных районах и массах морской воды имеются различные типы корреляции изотопного состава и солености. Вместе с тем они считают, что изотопные колебания самого океана крайне малы даже в геохимическом смысле. В основной массе океанических вод (за исключением поверхностных) колебания содержания O^{18} не превышают 0,3‰.

Изотопный состав кислорода воды, по-видимому, более устойчив во времени, чем соленость. При изменении химического состава ископаемого материала в процессе диагенеза он довольно долго удерживается на постоянном уровне. Так на примере изменения содержания стронция в органических карбонатах, отложенных в равновесии с водой, было показано, что при уменьшении содержания Sr от 2,8 до

¹ δO^{18} — разница отношения O^{18}/O^{16} пробы и стандарта, выражаемая в ‰ [3].

0,4% изотопный состав воды остается постоянным и лишь с уменьшением содержания $\text{Sr} < 0,3\%$ начинает уменьшаться и δO^{18} [2]. Об устойчивости значения δO^{18} по сравнению с химическим составом ископаемых органогенных карбонатов говорят и другие авторы. В настоящее время изотопный палеотемпературный анализ с достаточной степенью достоверности можно проводить лишь по скелетным карбонатам организмов, обитавших в прошлом в полносоленых бассейнах, т. е. в бассейнах, соленость воды которых равна 34—35‰. При этом предполагается, что δO^{18} воды этих бассейнов была такой же, как и в современных океанах, т. е. была близка 0 ‰ [3]. Подобное допущение, естественно, является уязвимым местом метода изотопной палеотермометрии. Карбонаты скелетов организмов опресненных и осолоненных бассейнов пока не могут быть привлечены для целей изотопного палеотемпературного анализа.

Мы полагаем, что в определенной мере о характере водного фона водоемов прошлого можно судить по осредненным значениям δO^{18} , полученным при массовых определениях.

Остановимся сначала на опубликованных нами ранее данных изучения изотопного состава кислорода карбонатов (кальцит и арагонит) раковин некоторых современных двустворчатых моллюсков, происходящих из морей, соленость которых заметно различна [4]. Имеются данные определения δO^{18} в раковинах гребешка Свифта и мидии Грайана Японского моря и кардиумов, мидий, а также некоторых других двустворок Азовского моря.

Различия δO^{18} двустворок Японского и Азовского морей существенны, и средние значения соответственно равны +0,05 и -3,65‰ (рисунок). Объяснение подобных различий не вызывает сомнений: в первом случае (Японское море) мы имеем дело с формами, обитавшими в воде, уровень водного фона которой очень близок к среднеокеанической воде с $\delta\text{O}^{18} = 0\%$ (точнее, $-0,07 \pm 0,11\%$) [3, с. 25]. Вода Азовского моря — опресненного бассейна — обеднена тяжелым изотопом кислорода, что и отражено в изотопном составе кислорода раковин азовоморских моллюсков.

Теперь рассмотрим результаты определения δO^{18} в карбонатах мезозойских головоногих моллюсков. Мы располагаем опубликованными фактическими данными анализов изотопного состава кислорода по белемнитам позднего мела Русской платформы, раннего мела Сибири, поздней юры Русской платформы и Сибири (см. сводку имеющихся цифр δO^{18} в работах Р. В. Тейс и Д. П. Найдина [3, 5]), а также по белемнитам раннего мела и юры Болгарии [24] и по головоногим моллюскам раннего триаса Арктической Сибири [2]. Все исследованные ростры белемнитов — кальцитовые, а раковины раннетриасовых головоногих — как кальцитовые, так и арагонитовые. По позднемеловым белемнитам Русской платформы среднее значение δO^{18} оказалось равным +0,01‰ (239 анализов; пределы колебаний значений δO^{18} от -1,21 до +1,26‰) и, как видно, весьма близко к уровню водного фона современных океанов.

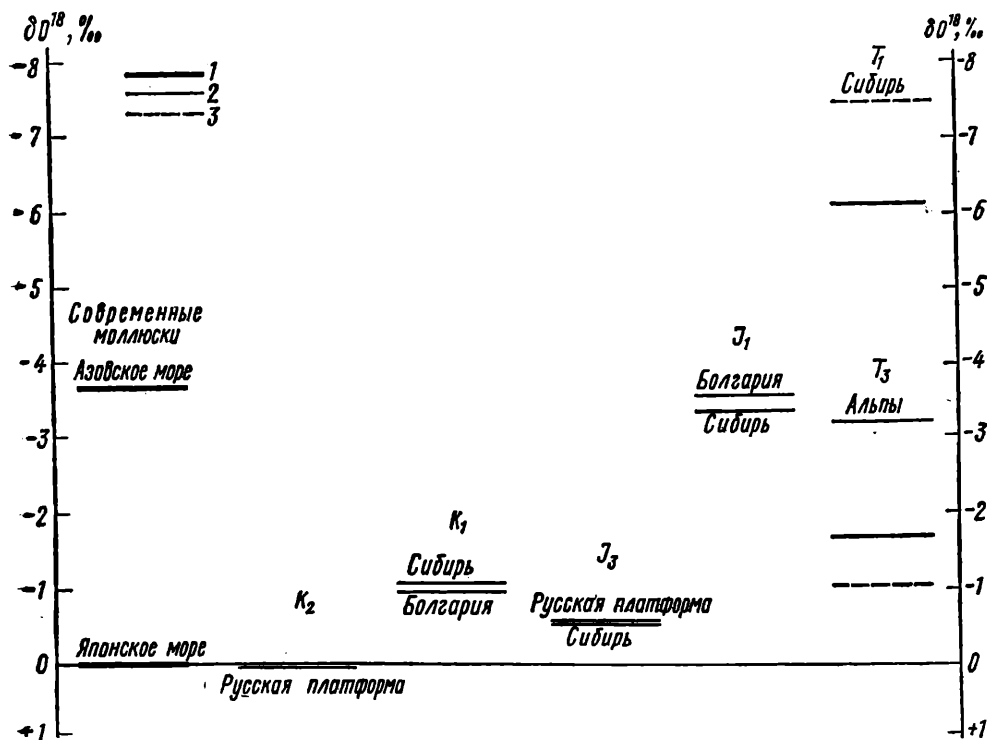
По рострам раннемеловых белемнитов Сибири $\delta\text{O}^{18} = -1,14\%$ (среднее по 45 определениям), по белемнитам этого же возраста Болгарии $\delta\text{O}^{18} = -0,97\%$ (34 анализа), а по позднерюрским белемнитам Русской платформы и Сибири значения δO^{18} оказались почти совпадающими. Средняя δO^{18} для обоих регионов по результатам 130 анализов равна -0,55—0,59‰.

Ростры тоарских (ранняя юра) белемнитов Сибири (из коллекции В. Н. Сакса) дали иные результаты: средняя $\delta\text{O}^{18} = -3,37\%$ (12 определений; пределы колебаний от -1,12 до -4,63‰). Эти результаты интересны прежде всего тем, что и в некоторых других регионах Евразии — в Западной Европе (ФРГ, Швейцария, Англия, Франция

[8—11, 16] и ГДР [22]) — по тоарским и ааленским белемнитам также получены очень низкие величины δO^{18} . По тоарским белемнитам Болгарии получено среднее из 9 анализов, равное $-3,37\%$ [24].

Наконец, в карбонатах раковин раннетриасовых аммоноидей и наутилоидей значения δO^{18} изменяются примерно от -5 до -8% ; среднее $-7,52\%$ [2].

Средние значения δO^{18} органогенных карбонатов различного возраста сопоставлены в таблице и на рисунке.



Сравнение изотопного состава кислорода ($\delta O^{18}\%$) органогенных карбонатов различного возраста и из различных регионов Евразии (см. таблицу):

1 — среднее значение δO^{18} для современных двустворчатых моллюсков; 2 — то же для белемнитов; 3 — то же для аммоноидей и наутилоидей.

Данные по позднему триасу Альп, по В. Кальтенэнгеру и др. [20]

Так как моллюски накапливают тяжелый изотоп кислорода в равновесии с водой обитания, то значения δO^{18} по их раковинам должны соответствовать изотопному составу кислорода воды обитания, сложившемуся при данной температуре [3]. Как нам представляется, не вызывает сомнений очевидная близость изотопного водного фона поздне-меловых морей Русской платформы и современных океанов.

Пониженным значениям δO^{18} по раннемеловым и позднеюрским белемнитам можно дать несколько объяснений: либо полученные величины δO^{18} отражают первичный изотопный состав карбонатов ростров, и в таком случае следует допустить, что в раннемеловую эпоху и в поздней юре водный фон морей Евразии был ниже современного и поздне-мелового уровней, либо в поздней юре и раннем мелу моря Евразии были теплее современных и поздне-меловых, либо, наконец, полученные цифры δO^{18} фиксируют некоторые изменения первичного изотопного состава кислорода в процессе диагенеза. Вопрос об изотопном составе кислорода кальцита ростров тоарских и ааленских белемнитов

Средние значения δO^{18} (‰) по органическим карбонатам различного возраста
(см. рисунок)

Организмы	Возраст	Число определений	Пределы колебаний значений		Среднее значение
			максимальные	минимальные	
Мидия Грайна, Японское море	современная	23	+0,35	-2,58	+0,05
Мидия и кардииды, Азовское море	современные	29	-2,35	-5,68	-3,65
Белемниты Русской платформы	поздний мел	239	+1,26	-1,31	+0,01
Белемниты Болгарии	ранний мел	34	-0,06	-3,76	-0,97
Белемниты Сибири	ранний мел	48	+0,62	-3,05	-1,14
Белемниты Русской платформы	поздняя юра	69	+0,98	-2,27	-0,59
Белемниты Сибири	поздняя юра	61	+0,11	-1,65	-0,55
Белемниты Болгарии	ранняя юра (тоар)	9	-2,21	-4,48	-3,58
Белемниты Сибири	ранняя юра (тоар)	12	-1,12	-4,63	-3,37
Белемниты Арктической Сибири	ранний триас	2	-6,08	-7,22	-6,15
Аммоноидеи и наутилоидеи Арктической Сибири	ранний триас	43	-5,05	-7,92	-7,52
Аммоноидеи и наутилоидеи Арктической Сибири (заведомо вторичный кальцит)	ранний триас	15	-6,36	-15,72	-11,36

рассмотрен нами в специальной статье [5]. Мы предположили, что основной причиной низких значений δO^{18} в морях некоторых регионов Евразии было опреснение, приводившее к снижению уровня изотопного водного фона. Связь низких значений δO^{18} по тоарскому и ааленскому материалу с возможно высокими температурами морей рубежа ранней и средней юры, как это предполагает Р. Боуэн [8—10], была ограниченной. Быть может, лишь часть имеющихся значений δO^{18} (выше $-1,8$ — $-3,0$ ‰) позволяет судить о температурах. Особенно низкие цифры δO^{18} по тоару Сибири (порядка -6 — 8 ‰) мы объясняем вторичными изменениями.

И наконец, о результатах по раннетриасовым головоногим Арктической Сибири. Совместное нахождение раковин с сохранившимся арагонитом и раковин, в которых арагонит замещен кальцитом, а также находки раковин, в которых наряду с вторичным кальцитом участками уцелел арагонит, позволили произвести разделение полученных значений δO^{18} [2]. Значения ниже -8 и до -14 — -16 ‰ (см. таблицу), зафиксированные по кальцитовым раковинам (или кальцитовым участкам раковин), несомненно, являются продуктом вторичного обмена. Значения δO^{18} в пределах -5 — -8 ‰, характерные для арагонитовых раковин или их участков, вероятно, отражают первичный изотопный состав. Последние значения, очевидно, позволяют судить об уровне водного фона среды обитания. Этот уровень для раннего триаса Арктической Сибири значительно ниже современного среднеокеанического и равен $-7,52$ ‰. На этом основании было высказано предположение об опреснении раннетриасовых бассейнов Арктической Сибири [2].

В полученной картине распределения значений δO^{18} во времени (см. рисунок) отчетливо выявляется незначительность колебаний этих значений для интервала от поздней юры до настоящего времени. Амплитуда колебаний не превышает 1‰ (наиболее низкие цифры δO^{18} регистрируются для раннего мела), что соответствует изменениям температуры порядка 4 — 5° . При переходе к ранней юре отмечается понижение δO^{18} , особенно заметное для тоара. Как было отмечено, мы связываем это явление в основном с опреснением евразийских вод на рубеже ранней и средней юры.

Для интервалов времени от ранней юры до позднего мела мы имеем параллельно определенные значения δO^{18} для различных регионов

Евразии. Лишь ранний триас, к сожалению, составляет исключение. Данные по раннему триасу Арктической Сибири пока являются единственными в Евразии определениями изотопного состава кислорода для столь низкого стратиграфического уровня. Поэтому сопоставить их с результатами изотопных определений для других районов нет возможности. «Ближайшими» по возрасту определениями являются цифры для позднего триаса Альп [14, 15, 19, 20]. Опубликованные в указанных работах цифры по головоногим характеризуются заметно более высокими значениями по сравнению с цифрами по раннетриасовым головоногим Арктической Сибири.

По В. Кальтенэггеру [19], цифры δO^{18} соответствуют действительным, первичным значениям лишь для арагонитового материала или для скелетных остатков, в которых вторичного кальцита (по мнению Кальтенэггера, не только раковины аммоноидей, но и ростры поздне-триасовых белемноидей были первоначально арагонитовыми), образовавшегося в процессе диагенеза, немного (не более нескольких процентов), и его воздействие на δO^{18} может быть рассчитано посредством графической экстраполяции градиента кальцит/арагонит [20]. В статье Кальтенэггера и его коллег [20] имеются следующие, по их оценке, достоверные цифры определений δO^{18} для некоторых головоногих моллюсков позднего триаса Альп: юные ростры *Austroteuthis kuehni* Jel. et Zarfe (животные обитали в поверхностных, теплых зонах моря) — 3,20‰ (среднее по двум анализам), взрослые ростры той же формы (животные переместились в более глубокие и, следовательно, более холодные слои толщи воды) — 1,70‰ (среднее из двух определений), раковина *Argestes* sp. — 1,13‰. Эти цифры для сравнения приведены на нашем рисунке (см.). Возникает вопрос: отражают полученные нами различия изотопного состава органогенных карбонатов различного возраста лишь местные или же глобальные изменения кислородного фона?

По-видимому, большую роль играли локальные колебания водного фона (залив, пролив и т. д.). Но прежде всего действовал региональный фактор, который проявлялся в том, что бореальные бассейны были в мезозое несколько более опресненными по сравнению со средиземноморскими. Поэтому органогенные карбонаты из этих бассейнов показывают низкие значения δO^{18} . Возможность опреснения мезозойских бассейнов Бореальной палеобиогеографической области признается рядом исследователей [1, 6, 17]. При этом мы, как и некоторые другие авторы [6, 7, 18], полагаем, что дифференциация южных и северных фаун не была связана с отклонением в солёности бореальных бассейнов (это допускается А. Галламом [17]). Широтная зональность в распределении фаунистических комплексов, общее обеднение фауны моллюсков при движении к северу — всё это свидетельствует о том, что ведущим фактором, приведшим к возникновению палеобиогеографических областей и провинций, был, конечно, фактор климатический, температурный. «Основным фактором, определявшим своеобразие фаун арктических морей, могла быть только температура воды» [6, с. 177].

Было бы ошибочным полученные данные интерпретировать как систематическое увеличение δO^{18} морской воды от раннего триаса до ранней юры (рисунок). Во-первых, помимо низких значений δO^{18} в то-аре для других веков лейаса фиксируются более высокие цифры δO^{18} [5]. Во-вторых, поздне-триасовые образцы Альпийской области, как уже отмечалось, дали значения δO^{18} порядка —1 — —3‰. Отсюда можно заключить, что особо низкие значения δO^{18} для раннего триаса Арктической Сибири скорее всего обусловлены воздействием именно регионального фактора. Подобное резкое уменьшение δO^{18} , соответствующее, очевидно, опреснению вод Арктического бассейна в начале мезозоя, заставляет предположить, что вывод Г. А. Лоуэнштама [23] о

постоянстве δO^{18} в течение последних $2,5 \cdot 10^8$ лет справедлив для вод моря Тетис и прилежащих к нему акваторий, но не распространяется на воды Арктического бассейна [2].

И все же нельзя отбросить возможность общего, т. е. охватывавшего бассейны различных палеобиогеографических зон, изменения водного фона в течение мезозоя и кайнозоя, основная тенденция которого проявлялась в «утяжелении» изотопного состава кислорода воды. В этой связи уместно привести данные определения изотопного состава кислорода органогенных известняков морского происхождения различного возраста, полученные М. Кейтом и его соавторами [21]. Согласно этим данным значения δO^{18} следующие: для триаса — 8,56; юры — 4,98; мела — 4,18; палеогена и неогена — 2,33 и, наконец, для антропогена — 1,18‰.

Вопрос о возможной общей эволюции изотопного состава морских вод в мезозое и кайнозое мы предполагаем более обстоятельно рассмотреть в другой статье.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грамберг И. С., Спиро Н. С. Палеогидрохимия Севера Средней Сибири в позднем палеозое и мезозое. — «Тр. НИИ геол. Арктики», 1965, вып. 142.
2. Захаров Ю. Д., Найдин Д. П., Тейс Р. В. Изотопный состав кислорода раковин раннетриасовых головоногих Арктической Сибири и соленость boreальных бассейнов в начале мезозоя. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1975, № 4.
3. Тейс Р. В., Найдин Д. П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М., 1973.
4. Тейс Р. В., Найдин Д. П. Изотопный состав кислорода полиморфных разновидностей органогенных карбонатов. — «Геохимия», 1975, № 2.
5. Тейс Р. В., Найдин Д. П. К вопросу об изотопном составе кислорода юрских (тоар — аален) морей Евразии. — «Геохимия», 1976, № 12.
6. Сакс В. Н., Нальняева Т. И. Верхнеюрские и нижнемеловые белемниты Севера СССР. Роды *Pachyteuthis* и *Acroteuthis*. Л., 1966.
7. Сакс В. Н., Басов В. А., Дагис А. А. и др. Палеозоогеография морей Бореального пояса в юре и неокоме. — В кн.: Пробл. общей и регион. геологии. Новосибирск, 1971.
8. Bowen R. Paleotemperature analyses of Belemnoida and Jurassic paleoclimatology. — «J. Geol.», 1961, vol. 69, N 3.
9. Bowen R. Oxygen isotope paleotemperature measurements on Lower Jurassic Belemnoida from Bamberg (Bavaria, Germany). — «Experientia», 1963, Bd 19, N 8.
10. Bowen R. Paleotemperature analysis. — In: Methods in geochemistry and geophysics, vol. 2. Elsevier Publ. Co, 1966.
11. Bowen R., Fritz P. Oxygen isotope paleotemperature measurements on Lower Jurassic and Middle Jurassic fossils from Pliensbach, Würtemberg (Germany). — «Experientia», 1963, Bd 19, N 9.
12. Craig H., Gordon L. I. Isotopic oceanography: deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. — «Symposium on marine geochemistry». Proc. Sympos. Univ. Rhode Island (1964). Occas. Publ. 1965, N 3.
13. Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H. A., Urey H. C. Carbonate water isotopic temperature scale. — «Bull. Geol. Soc. America», 1951, vol. 62, N 4.
14. Fabricius F., Friedrichsen H., Jacobshagen V. Zur Methodik der Paläotemperatur-Ermittlung in Obertrias und Lias der Alpen und benachbarter Mediterranean-Gebiete. — «Verhandl. Geol. Bundesanst.», 1970, N 4.
15. Fabricius F., Friedrichsen H., Jacobshagen V. Paläotemperaturen und Paläoklima in Obertrias und Lias der Alpen. — «Geol. Rundschau», 1970, Bd 59, N 2.
16. Fritz P. O^{18}/O^{16} — Isotopenanalysen und Paläotemperaturbestimmungen an Belemniten aus dem Schwäbischen Jura. — «Geol. Rundschau», 1965, Bd 54, N 1.
17. Hallam A. Faunal realms and facies in the Jurassic. — «Palaeontology», 1969, vol. 12, pt. 1.
18. Jeletzky J. A. Marine Cretaceous biotic provinces of Western and Arctic Canada. — Proc. N. Amer. Paleontol. Conv., Chicago (1969), Lawrence, Kans., 1971.
19. Kaltenecker W. Paläotemperaturbestimmungen an aragonitischen Dibranchiatenresten der Trias. — «Naturwissenschaften», 1967, Bd 54, N 19.
20. Kaltenecker W., Preisinger A., Rögl F. Paläotemperaturbestimmungen an aragonitischen Mollusken aus dem alpinen Mesozoikum. — «Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.», 1971, vol. 10, N 4.

21. Keith M. L., Anderson G. M., Eichler R. Carbon and oxygen isotopic composition of mollusc shells from marine and fresh-water environments. — «Geochim. et cosmochim. acta», 1964, vol. 28, N 11.
 22. Kunz I. Sauerstoffisotopen — Temperaturmessungen an Jura-Sedimenten im Nordteil der DDR. — «Z. angew. Geol.», 1973, Bd 19, N 1.
 23. Lowenstam H. A. Mineralogy, O^{18}/O^{16} ratios, and strontium contents of recent and fossil brachiopods and their bearing on the history of the oceans. — «J. Geol.», 1961, vol. 69, N 3.
 24. Teis R. V., Naidin D. P., Stoyanova-Vergilova M. Palaeotemperatures of the Jurassic and Early Cretaceous of Bulgaria according to the isotopic oxygen composition of belemnites guards. — «Geologica Balcanica», 1975, vol. 5.
-