

стым алевролитом. Так как соотношение терригенного материала и цемента меняется, то отдельные участки конкреционных образований можно назвать алевритистыми или песчанистыми известняками. В дальнейшем изложении мы их сокращенно называем конкрециями (К), имея в виду замечание Тана и Хэдзона [20, с. 110] о том, что термин «конкреция» понимается различными авторами различно.

Подавляющая часть К включает обильные остатки фауны, но нередко также лишены органических остатков «пустые» К. В тех случаях, когда конкреционные образования содержат органические остатки, последние либо заполняют его полностью, либо сохраняются лишь в центральных частях К, отсутствуя на их периферии.

По вещественному составу к К близки известковистые и сильно известковистые алевролиты, заполняющие полости раковин крупных аммонитов или прилегающие к раковинам снизу (например, обр. № 3022—5). Литологически это одно и то же, но морфологическое выражение конкреционных стяжений иное.

Органические остатки К: белемниты, аммониты, двустворчатые и брюхоногие моллюски; многие К содержат остатки углефицированной древесины.

Ростры белемнитов (гониокамаксы) темно-коричневого цвета, кальцитовые; у некоторых ростров сохранились приальвеолярные участки, сложенные светло-палевым рыхлым веществом.

Раковины аммонитов (мелкие скафиты и плацентисерасы, некоторые экземпляры которых достигают нескольких десятков сантиметров в диаметре) очень хорошей сохранности с «перламутровым переливом» — сохранился арагонит. У некоторых экземпляров сохранились не только стенки раковины, но также и септы.

Среди двустворчатых моллюсков количественно преобладают небольшие иноцерамы (высота раковины в среднем 4—7 см) с сохранившимся арагонитовым внутренним (условно «перламутровым») и внешним («призматическим») слоями. В К встречаются также створки *Loratinia*, створки мелких нукулид; вещество створок (кальцит) белого цвета.

Раковины брюхоногих моллюсков (мелкие высотой 0,5—1 см и более, крупные — до 2—4 см) сложены светло-серым, почти белым рыхлым веществом. Дифрактограммы показали, что, несмотря на явные следы внешних изменений, раковины гастропод сохранили арагонит.

Во вмещающей песчаной толще органические остатки исключительно редки. Правда, встречены отмеченные выше конкреционные стяжения алевролитов внутри и близ раковин крупных аммонитов.

Кроме того, остатки моллюсков содержатся в некоторых прослоях бурых песчаников с фосфатным цементом и небольшим количеством карбонатного цемента (П). Из П были собраны ростры белемнитов, створки *Loratinia*, «*Venus*», нукулид; местами очень многочисленны раковины с обеими створками *Mytilaster lanceolatus* Sow. Интересно, что митилястеры встречаются только в П, но отсутствуют в К. Только один обломок толстого призматического слоя иноцерамы был обнаружен в П (обр. № 3018).

Конкреционные образования отличаются от песчаников меньшей пористостью; они заметно крепче последних. В целом конкреционные образования турона Пясны, по-видимому, близки к «конкреционным песчаникам» из Большой Эстуаривой серии юры Шотландии, описанным Таном и Хэдзоном [20].

Для сравнения с К турона Пясины были исследованы сходные с ними образования из других регионов и из толщ иного возраста. В частности, было проведено определение отношения O^{18}/O^{16} в конкрециях и заключенных в них аммонитах из аптских глин окрестностей Ульяновска. Это весьма крепкие черные пелитоморфные известняки с обильными включениями микрокристаллов пирита.

Результаты

Обобщенные результаты определения изотопного состава кислорода сведены в таблицы 1 и 2, а также показаны на рис. 1, 2 и 4.

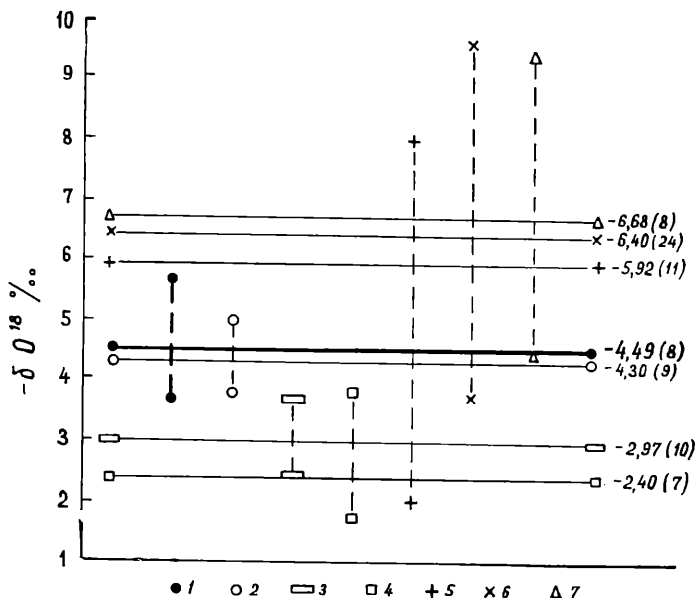


Рис. 1. δO^{18} карбонатов раковин моллюсков из конкреций: 1 — внутренняя часть конкреции; 2 — аммониты (плацентиферасы и скафиты); 3 — белемниты; 4 — различные двустворчатые моллюски (без иноцерамов); 5 — «призматический» (внешний) слой раковины иноцерамов; 6 — «перламутровый» (внутренний) слой иноцерамов; 7 — гастроподы. По вертикали показаны пределы колебаний значений δO^{18} ; горизонтальные линии — средние значения δO^{18} , в скобках — число определений

Кратко эти результаты сводятся к следующему.

1. Конкреционные образования (К) характеризуются более устойчивыми значениями δO^{18} * по сравнению с δO^{18} известковистых алевролитов и песчаников (П). Данные по последним, к сожалению, немногочисленны.

* Величина δO^{18} характеризует разницу отношения O^{18}/O^{16} образца и стандарта и выражается в промилле. В таблицах и на рисунках статьи эта величина приведена к международному стандарту PDB:

$$\delta O^{18} = \left(\frac{O^{18}/O^{16}_{\text{обр}}}{O^{18}/O^{16}_{\text{РДВ}}} - 1 \right) \cdot 1000.$$

Методика определения δO^{18} освещена в работе Р. В. Тейс и Д. П. Найдина [11].

σ O¹⁸ ‰ раковин моллюсков из конкреций и песчаников тулона бассейна р. Пясины

Материал	Разрез	Конкреции (К)				Песчаники (П)			
		число определений	макс	мин	среднее	число определений	макс	мин	среднее
Конкреции	Н. Агапа Джангода	6	-3,68	-5,62	-4,50				
		2	-3,64	-5,28	-4,46				
Песчаники	Джангода Н. Агапа Джангода					4	-7,19	-9,79	-8,84
						3*	-4,60	-5,26	-5,03
						1**			-2,49
Аммониты (скафиты) Аммониты (плацентисерасы) То же	Джангода Н. Агапа Н. Агапа	2	-3,93	-4,89	-4,41				
		7	-3,75	-5,05	-4,28				
						10*	-2,07	-3,45	-2,86
Белемниты	Н. Агапа	10	-2,45	-3,69	-2,97	2*	-1,89	-2,02	-1,96
Гастроподы	Н. Агапа	8	-4,40	-9,36	-6,68				
Иноцерамы, «призматический» (внешний) слой	Джангода Н. Агапа	10	-2,00	-8,36	-5,83	3**	-2,30	-3,42	-2,85
		1	-2,00		-6,78				
Иноцерамы, «перламутровый» (внутренний) слой	Джангода Н. Агапа	15	-3,63	-8,15	-6,52				
		9	-4,32	-9,60	-6,20				
Пелециподы (Loratiopia и др.)	Джангода Н. Агапа					7	-0,48	-2,40	-1,31
		4	-1,63	-2,69	-2,11	1*			-1,50
Пелециподы (Nucula и др.)	Джангода Н. Агапа	2	-1,69	-2,81	-2,25	3	+0,03	-2,59	-1,45
		1			-3,80				
Пелециподы (Mytilaster lanceolatus)	Джангода Н. Агапа					8	-0,31	-1,98	-1,07
						3	-1,10	-1,73	-1,35

Примечание. * — экземпляр № 3022—5 — плацентисерас, заполняющие его раковину песчаники и сопутствующие другие организмы.

** — экземпляр № 3018 — крупный иноцерам и вмещающие песчаники.

Таблица 2

 δO^{18} конкреций

№ образца	Местонахождение	Возраст	δO^{18}		Примечание
			внутренняя часть конкреции	поверхность конкреции	
K3025—12	р. Нижняя Агапа, конкр. № 4	турон	-4,39	-4,42	среднее из 8 определений для внутренней части —4,49‰
3025—2	» конкр. № 9, проба № 1	»	-3,68	-4,71	
3025—2	» конкр. № 9, проба № 2	»	-4,71	—	
K3025—3	» конкр. № 10, проба № 1	»	-4,50	-4,40	
K3025—3	» конкр. № 10, проба № 2	»	-4,12	-4,51	
K3025—9	» конкр. № 12	»	-5,62	-4,11	
3012	р. Джангода, конкр. № 5	»	-3,64	—	
3004	» конкр. № 8	»	-5,28	—	
122	пос. Акуша (Дагестан)	апт	-4,70	-5,75	
20	Ульяновск, конкр. № 1	»	-1,45	-1,42	
21	Ульяновск, конкр. № 2	»	-1,08	-0,89	
22	р. Найба (Сахалин)	кампан	-4,49	—	

Н. А Г А П А

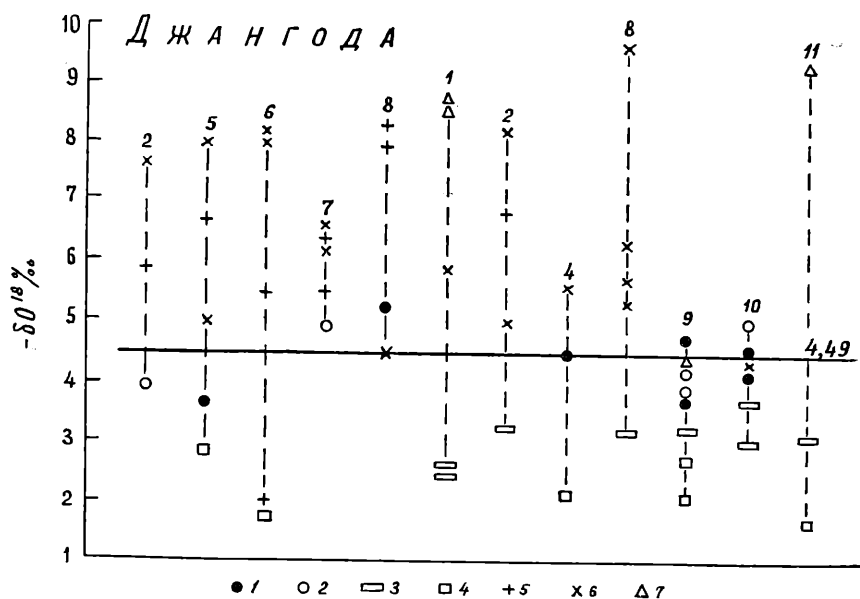


Рис. 2. Изотопный состав кислорода конкреций и заключенных в них раковин моллюсков: 1 — внутренняя часть конкреции; 2 — аммониты; 3 — белемниты; 4 — двусторчатые моллюски (без иноцерармов); 5 — «призматический» (внешний) слой раковины иноцерармов; 6 — «перламутровый» (внутренний) слой иноцерармов; 7 — гастроподы. Горизонтальная линия и цифра —4,49 — среднее значение δO^{18} внутренних участков (по восьми определениям). Цифры на графике — номера конкреций

Колебания значений δO^{18} для К от $-3,64$ до $-5,62\%$; среднее значение по восьми определениям $-4,49\%$. Цифры значений δO^{18} П изменяются от $-2,49$ до $-9,79\%$.

2. δO^{18} осветленного и несколько разрыхленного поверхностного слоя К может быть то несколько больше, то немного меньше δO^{18} внутренних участков К, составляя в среднем по 5 анализам $-4,43\%$. Таким образом, изотопный состав кислорода поверхностных и внутренних участков К одинаков.

3. По изотопному составу кислорода К других регионов принадлежат двум группам. Первую группу составляют К с δO^{18} , близкой к определенной в пясинском регионе: это К из апта Дагестана и кампана Сахалина ($-4,70$ и $-4,49\%$). Ко второй группе относятся К из аптских глин Ульяновска, для которых $\delta O^{18} -1,26\%$ (среднее по двум анализам).

4. По отношению к изотопному составу К ($\delta O^{18} = -4,49\%$) органические остатки, заключенные в К, отчетливо разделяются на две группы (рис. 1 и 2). Первая группа характеризуется некоторым обогащением O^{18} : двустворки $-2,40\%$ [7], белемниты $-2,97\%$ [10], накопец, аммониты обладают $\delta O^{18} -4,30\%$ [9], — очень близкой к изотопному составу К. Вторая группа выделяется пониженными значениями δO^{18} : иноцерамы («призматический» слой) $-5,92\%$ [11], иноцерамы («перламутровый» слой) $-6,40\%$ [14], гастроподы $-6,68\%$ [8].

5. Намеченные выше две группы органических остатков конкреций отличаются не только средними значениями δO^{18} , но также характером колебаний цифр δO^{18} . Для первой (двустворки, белемниты, аммониты) характерны относительно небольшие колебания крайних значений δO^{18} . В частности, не отмечаются какие-либо существенные различия изотопного состава кислорода таксономически различных двустворчатых моллюсков с одной стороны и аммонитов (плацентисерамы и скафиты) — с другой. Отмечаются некоторые колебания δO^{18} различных элементов стенки раковины Placenticerus (экз. № 3025—7): внешний слой $-5,74\%$, а внутренний $-2,39\%$.

Интересно, что у экземпляра белемнита № 3025—14 δO^{18} плотного темно-коричневого вещества ростра ($-2,65\%$) лишь незначительно отличается от δO^{18} рыхлого светло-палевого вещества приальвеолярной части ростра ($-3,07\%$).

У второй группы отмечен большой разброс крайних значений δO^{18} : у гастропод δO^{18} изменяется от $-4,40$ до $-9,36\%$. Для иноцерамов получены следующие данные: δO^{18} «призматического» (внешнего) слоя меняется от $-2,00$ до $-8,36\%$, а «перламутрового» (внутреннего) — от $-3,63$ до $-9,60\%$.

6. В соответствии с относительно большими колебаниями δO^{18} для П (см. пункт 1) находятся заметные колебания значений разности δO^{18} для моллюсков и для П. Эта разность может быть значительной, как у двустворок (без иноцерамов); с другой стороны, в призматическом слое иноцерама (№ 3018) зарегистрирован изотопный состав, почти тождественный изотопному составу П (рис. 3).

7. Сравнение δO^{18} органических остатков, содержащихся в К и в П, показывает незначительные различия: у двустворчатых моллюсков и белемнитов значения δO^{18} из П немного выше, чем у этих же ископаемых из К: двустворки из П $-1,57\%$ [21], из К $-2,40\%$ [7]; белемниты из П $-1,96\%$ [2], из К $-2,97\%$ [10] (рис. 4).

Кроме того, по двустворчатым моллюскам, собранным из П, намечаются более резкие колебания цифр δO^{18} (от $+0,03$ до $-2,62\%$)

по сравнению с колебаниями цифр δO^{18} раковин, заключенных в К (от $-2,03$ до $-3,21\%$).

По единственному обломку призматического слоя крупного иноцерама (№ 3018) $\delta O^{18} -2,85\%$ (среднее из трех анализов), т. е. также выше, чем δO^{18} иноцерамов из К.

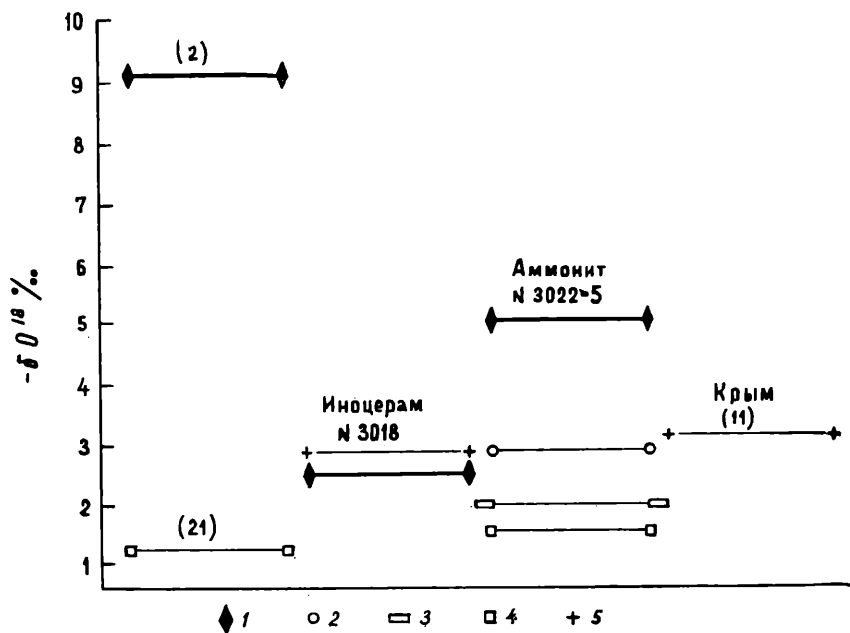


Рис. 3. δO^{18} органогенных карбонатов, не связанных с собственно конкрециями: 1 — песчаники из прослоев и заполняющие раковину известковистые алевролиты; 2 — крупный плацентицера, раковина которого заполнена известковистым алевролитом; 3 — белемнит; 4 — двустворчатые моллюски; 5 — призматический слой иноцерамов из различных по литологическому составу пород верхнего мела Крыма. В скобках — число определений

Наконец, δO^{18} раковины крупного плацентицера (№ 3022—5, см. рис. 3) $-2,86\%$ [10], т. е. выше δO^{18} плацентицерамов из К и выше средней δO^{18} для аммонитов из К ($-4,3\%$, 9 определений). Для внешнего слоя раковины указанного плацентицера δO^{18} несколько меньше ($-2,55$; $-3,44$; $-3,45\%$), чем для внутреннего ($-2,07$; $-2,68$; $-2,93\%$).

8. Медово-желтый кальцит, заполняющий полости раковин моллюсков и образующийся, несомненно, на очень поздних стадиях диагенеза, характеризуется пониженными значениями δO^{18} по сравнению с раковинами. Так, например, кальцит заполнения раковины *Mutilus lanceolatus* (№ 3015—2/5) из П Пясины имеет $\delta O^{18} -7,20\%$ по сравнению с $-0,31\%$ самой раковины; у кальцита из полости аммонита *Aconeseras trautscholdi* из аптской конкреции Ульяновска (№ 21/5) $\delta O^{18} -6,20\%$, а у раковины $-3,32\%$. Не очень понятно соотношение цифр δO^{18} для кальцита заполнения и раковины аммонита *Deshayesites* sp. из аптской конкреции Дагестана (№ 122/3): $-1,82$ и $-3,16\%$, т. е. в этом случае соотношение цифр изотопного состава, обратное наблюдаемому у первых двух пар.

9. Раковины двустворчатых моллюсков из морских четвертичных отложений бассейна Пясины проявляют иной (по сравнению с турон-

скими двустворками) порядок значений δO^{18} , правда, подверженных заметным вариациям: от $-0,29$ до $+3,54\%$. Точно так же и по четвертичным брюхоногим моллюскам получены значения δO^{18} ($-0,14$; $+1,47\%$), резко отличные от цифр δO^{18} для туронских гастропод из К.

Обсуждение результатов

Признано, что карбонатные конкреции (особенно заключающие органические остатки хорошей сохранности) возникают на самых ранних стадиях диагенеза — еще в неконсолидированном осадке [5—7, 15, 17, 20, 22, 23]. Тортелот и Рай [21] полагают, что конкреции образуются на поверхности раздела осадок — вода. Тан и Хэдзон [20] также допускают, что карбонатные конкреции могут формироваться еще на дне и на самых ранних стадиях диагенеза, что примерно соответствует синдиагенезу в смысле Фербриджа [13]. Согласно последнему, в синдиагенезе выделяются начальный этап, условия которого контролируются химизмом придонных вод, и этап раннего захоронения, условия которого определяются иловыми водами, химизм которых зависит от деятельности бактерий и других организмов.

По Ходзону [17], изменения, происходящие на этой стадии, когда осадок еще неконсолидирован и заключает реликтовые (сопnate) поровые воды, но уже не в химическом равновесии с морской водой, не являются собственно сингенетичными, и он их предлагает называть почти одновременными (репесонтеpоgаnеous).

Только раннее и быстрое образование конкреционного сгустка, изолированного от воздействия многих раннедиагенетических реакций (окисление и др.), могло обеспечить хорошую сохранность органических остатков конкреций, и прежде всего — сохранность органогенного арагонита.

Стадии последовательного формирования вещества конкреции, уловленные Э. М. Галимовым и Ю. П. Гириным [2] по δC^{13} , в исследованных нами конкрециях по δO^{18} не наблюдаются. Отсутствие заметных колебаний изотопного состава кислорода для разных участков одной конкреции, по-видимому, свидетельствует о том, что конкреции формировались очень быстро, без стадий. Поэтому при сравнении с концентрациями тяжелого изотопа кислорода карбонатов органических остатков, заключенных в К, можно говорить о ее средней δO^{18} .

Изотопный состав кислорода К зависит от конкретных условий: от возраста и литологии вмещающих отложений, от геологической обстановки региона, от типа самих конкреций.

Изотопный состав туронских конкреций Пясины, как отмечалось выше, равен $-4,49\%$, тогда как для аптских конкреций Ульяновска

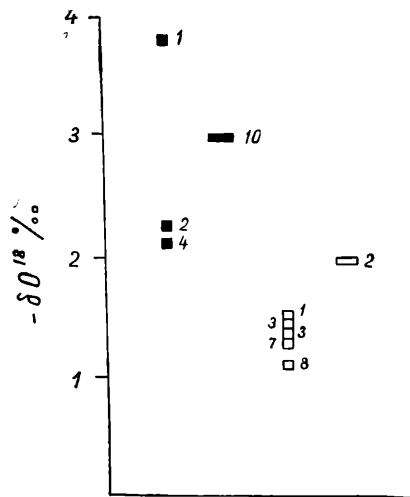


Рис. 4. Значения δO^{18} белемнитов и двустворчатых моллюсков из конкреций и песчаников: прямоугольник — белемниты; квадрат — двустворки (без иноцерамов); черный значок — из конкреций; незалитый значок — из песчаников; цифры у значков — число определений

он существенно иной: $-1,26\%$. Эти различия изотопного состава, возможно, обусловлены тем, что аптские К формировались в глинистом осадке, а туронские К Пясины — в песчаных; аптские К крепкие, плотные, существенно сложены микрокристаллическим кальцитом, тогда как туронские заметно менее плотные, содержат много обломков зерен кварца, полевых шпатов, слюды и др., по существу, это конкреционные песчаники.

По-видимому, в основном этой же причиной можно объяснить характер изотопного состава кислорода вмещающих песчаников. Их большая (чем у К) пористость, меняющаяся от участка к участку, обуславливает регистрируемые для них большие колебания значений δO^{18} .

Цифры δO^{18} для белемнитов и двустворчатых моллюсков (кроме иноцерамов) из песчаников либо отражают первичные отношения O^{18}/O^{16} , либо фиксируют незначительное искажение диагенезом содержания O^{18} в сторону его уменьшения. Значение δO^{18} ростров белемнитов по двум определениям $-1,96\%$. Это значение резко отличается от δO^{18} для поздне меловых белемнитов Русской платформы ($+0,01\%$, 234 опр.), отражающей первичный изотопный состав, но является промежуточным между значениями δO^{18} для раннемеловых белемнитов Сибири ($-1,14\%$, 48 анализов) и Болгарии ($-0,97\%$; 34 опр.), с одной стороны, и для тоарских (ранняя юра) белемнитов Сибири ($-3,37\%$, 12 опр.) и Болгарии ($-3,58\%$, 9 опр.) — с другой. Подобные низкие значения δO^{18} ранее мы связывали с воздействием опреснения [9]. Если принять порядок значений δO^{18} по белемнитам ($-1,96\%$) и по двустворкам ($-1,57\%$) из П близким к первичным концентрациям O^{18} , то в таком случае формирование среднего изотопного состава К ($-4,49\%$) при их образовании сопровождалось утратой O^{18} примерно на 2—3%.

Таким образом, уже на раннедиагенетической стадии происходит дифференциация изотопов кислорода между песчаниками и алевролитами, с одной стороны, и конкрециями — с другой.

В неконсолидированных пористых П O^{18} раннедиагенетического карбоната (во всяком случае, части цемента песчаников и алевролитов), очевидно, накапливался в концентрациях, близких к равновесным с изотопным фоном морской воды. Так, $\delta O^{18} = -2,49\%$ (№ 3018), по-видимому, близка к равновесному значению. Подобный характер накопления O^{18} отмечен Чоквиттом [16] для каменноугольных известковистых аргиллитов Иллинойса (США). Тан и Хэдзон [20] установили, что O^{18} части раннедиагенетических карбонатов Большой Эстуаривой серии юры Шотландии накапливался в количествах, близких к уравновешенным с морской водой.

Более низкие значения δO^{18} , регистрируемые для П, очевидно, возникают в результате вторичного обмена с водами, циркулировавшими в пористой толще туронских песков. К этой же категории значений относятся цифры для медово-желтого кальцита заполнения раковин (пункт 8 предыдущего раздела). То обстоятельство, что раковины четвертичных моллюсков, находящиеся в литологически сходных с туронскими песками песчаных отложениях морских террас и в почти одинаковых условиях обводненности, сохраняют плюсовые значения δO^{18} (пункт 9), свидетельствует о длительности обменных процессов для туронских моллюсков.

Что касается конкреций, то их изотопный состав, как и δO^{18} различных типов сидеритов [12], определялся в основном особенностями изотопного состава воды среды, на базе которой они формировались.

В этой связи определенный интерес представляют данные по изотопному составу кислорода поровых вод.

В скважине № 149 (Карибское море) «Гломар Челленджера» оказалось, что δO^{18} поровых вод в осадке непосредственно ниже поверхности дна $+0,3 \pm 0,2\%$ (SMOW), что очень близко к $+0,12\%$ — значению δO^{18} ADW (атлантическая глубинная вода Крэга и Гордона) [18]; в скважине № 228 (Красное море) на глубине 6 м от дна $\delta O^{18} +1,6 \pm 0,2\%$ (SMOW), что очень близко к значениям красноморской воды [19]. Таким образом, изотопный состав кислорода поровых вод осадка близ дна почти не отличается от изотопного состава морской воды.

С глубиной, по данным Лоуэренса [18, 19], δO^{18} поровых вод уменьшается: в скважине № 149 на глубине 285 м (эоцен) $\delta O^{18} = -2,7 \pm 0,3\%$, а в скважине № 228 на глубине 306 м (миоцен) $\delta O^{18} = -3,3 \pm 0,4\%$. Предлагаются различные объяснения снижения δO^{18} с глубиной в скважинах «Гломар Челленджера». Возможно, это явление связано с особенностями океанических акваторий, ибо по данным изучения ископаемых (погребенных) вод от кембрия до кайнозоя их δO^{18} сколько-нибудь существенно не отличается от δO^{18} современной морской воды [4]. Но для нас интересным является то, что наиболее низкие значения δO^{18} в скважине № 149 зафиксированы на глубине 285 м, на уровне появления конкреций кремней; ниже этой отметки δO^{18} поровых вод вновь несколько возрастает.

По-видимому, с формированием карбонатных стяжений также должна быть связана редукция изотопного состава кислорода.

Викс [22] полагал, что карбонатные конкреции образуются преимущественно в тех участках морских бассейнов, в которых условия для накопления карбонатов неблагоприятны, — это застойные участки, следовательно, обогащенные CO_2 с pH, слишком низким для выпадения карбонатов; однако локально при разрушении мягких тканей отмерших организмов в результате выделения аммиака в осадке возникла щелочная среда, содействующая выпадению $CaCO_3$.

По Бернеру [15], морские карбонатные конкреции, содержащие органические остатки хорошей сохранности, проходят стадию адипоцеры (адипосеге — жировоск, трупный воск — кальциевая соль жирных кислот, возникающая при разложении органического материала). После потери углеводородов часть адипоцеры быстро превращается в $CaCO_3$ — конкрецию с низким содержанием C^{13} .

Следует подчеркнуть, что К формируются еще в илу в условиях высокой бактериальной активности, в результате которой за счет разрушения растительных и животных остатков продуцируется много CO_2 . Углекислота способствует переходу в иловые растворы катионов Ca, Fe и др.; при дегазации бикарбонаты переходят в карбонаты [10, с. 591; 1, с. 235]. В этих карбонатах, образующих локальные стяжения — конкреции, вследствие низкого содержания C^{13} и пониженных концентраций O^{18} в биохимической углекислоте, очевидно, также накапливаются соответственно пониженные количества тяжелых изотопов углерода и кислорода. По нашим данным, которые будут опубликованы в отдельной статье, δC^{13} К Пясины изменяется от -18 — -20 до -30 — -32% .

По всей видимости, в процессе формирования более «легкого» изотопного состава К происходила некоторая потеря тяжелого изотопа кислорода также и органогенными карбонатами К — рострами белемитов, раковинами пелеципод и аммонитов.

Неустойчивые значения δO^{18} карбоната скелетных остатков гастропод из К в первую очередь, по-видимому, связаны с тем, что уже при жизни этих моллюсков отношение O^{18}/O^{16} накапливалось в их раковинах не в равновесии с водой. Подобное явление отмечено Банделем и Хёфсом [14] у современных брюхоногих моллюсков. Эти исследователи установили, что в процессе кальцификации раковины метаболически нарушается изотопное равновесие как для O^{18} , так и для S^{34} . Подобное же нарушение изотопного состава отмечают Тортелот и Рай [21] для верхнемеловых иноцерамов Северной Америки. Наконец, можно предполагать, что и у аммонитов в известной мере также происходило метаболическое фракционирование изотопов кислорода.

Выводы

1. В конкреционных образованиях (К) песчаной толщи турона бассейна Пясины, представленных плотными известковистыми тонкозернистыми песчаниками и известковистыми алевролитами, заключены раковины аммонитов, двусторчатых (особенно многочисленны иноцерамы) и брюхоногих моллюсков с сохранившимся арагонитом, а также ростры белемнитов с сохранившимися приальвеолярными участками ростров.

2. Изотопный состав кислорода К характеризуется постоянством: δO^{18} К равно примерно 4,5‰, что на 2—3‰ ниже предполагаемого первичного изотопного состава морских вод. Это снижение, очевидно, связано с действием биохимической CO_2 .

3. Карбонаты пористых песчаников и алевролитов (П), образующих прослой в туронских песках, отличаются более широкими колебаниями величин δO^{18} . Часть цифр δO^{18} для П, несомненно, отражает вторичный изотопный обмен.

4. $CaCO_3$ скелетных остатков белемнитов и двустворок (без иноцерамов) характеризуется более высокими величинами δO^{18} по сравнению с изотопным составом К и относительно небольшими колебаниями этих величин. Карбонаты раковин брюхоногих моллюсков и иноцерамов отличаются пониженными (по отношению к изотопному составу К) и колеблющимися значениями δO^{18} , что, по-видимому, связано в основном с метаболическим фракционированием изотопов кислорода.

5. Намечаются незначительно более низкие величины δO^{18} для $CaCO_3$ раковин моллюсков, заключенных в К, по сравнению с изотопным составом кислорода карбонатов аналогичного материала из П. Это, по-видимому, связано с тем, что процессы формирования изотопного состава К воздействовали также и на концентрации δO^{18} заключенных в них органических карбонатов.

6. Если сформулированное в предыдущем пункте положение (следует подчеркнуть его предварительность, так как основывается оно на ограниченном материале) в дальнейшем подтвердится, то в таком случае окажется, что, несмотря на очень хорошую сохранность органических карбонатов (сохраняется арагонит!) в К, первичные отношения O^{18}/O^{16} несколько нарушены.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виталь Д. А. Карбонатные конкреции в мезозойских отложениях Русской платформы. — В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., 1959.
2. Галимов Э. М., Гирин Ю. П. Изменение изотопного состава углерода в процессе образования карбонатных конкреций. — «Геохимия», 1968, № 2.

3. Герасимов П. А., Мигачева Е. Е., Найдин Д. П., Стерлин Б. П. Юрские и меловые отложения Русской платформы. Изд-во Моск. ун-та, 1962.
4. Дегенс Э. Т., Чилингар Д. В. Диагенез подземных вод. — В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., 1971.
5. Зарицкий П. В. Химико-минеральный состав конкреций и вмещающих пород. — «Литол. и полезн. ископ.», 1973, № 2.
6. Корниенко С. П. Некоторые особенности генезиса конкреций мезо-кайнозойских отложений юга Украины. — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрографии и рудообразования. Киев, 1970.
7. Корниенко С. П. К вопросу о времени образования конкреций относительно уплотнения вмещающего осадка. — В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд, вып. 2. Киев, 1974.
8. Методика палеонтологических исследований. М., 1973.
9. Найдин Д. П., Тейс Р. В. Изотопный состав кислорода воды мезозойских морей Евразии. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1977, вып. 3.
10. Страхов Н. П., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., 1954.
11. Тейс Р. В., Найдин Д. П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М., 1973.
12. Тимофеева З. В., Кузнецова Л. Д., Донцова Е. И. Изотопы кислорода и процессы сидеритообразования. — «Геохимия», 1976, № 10.
13. Фербридж Р. У. Фазы диагенеза и аутигенное минералообразование. — В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., 1971.
14. Bandel K., Hoefs J. Die Isotopenzusammensetzung von Molluskenschalen am Beispiel der Gastropoden. — «Neues Jahrb. Geol. und Paläontol.», Monatsheft, 1975, N 1.
15. Berner R. A. Calcium carbonate concretions formed by the decompensation of organic matter. — «Science», 1968, vol. 159, N 3810.
16. Choquette P. W. Marine diagenesis of shallow marine limemud sediments: insights from δO^{18} and δC^{13} data. — «Science», 1968, vol. 161, N 3846.
17. Hodgson W. A. Carbon and oxygen isotope ratios in diagenetic carbonates from marine sediments. — «Geochim. et cosmochim. acta», 1966, vol. 30, N 12.
18. Lawrence J. R. Interstitial water studies, leg 15-stable oxygen and carbon isotope variations in water, carbonates, and silicates from the Venezuela basin (site 149) and the Aves rise (site 148). — «Initial Reports of DSDP», 1973, vol. 20.
19. Lawrence J. R. Stable oxygen and carbon isotope variations in the pore waters, carbonates and silicates, sites 225 and 278, Red Sea. — «Initial Reports of DSDP», 1974, vol. 23.
20. Tan F. C., Hudson J. D. Isotopic studies of the palaeoecology and diagenesis of the Great Estuarine Series (Jurassic) of Scotland. — «Scottish J. Geol.», 1974, vol. 10, N 2.
21. Tourtelot H. A., Rye R. O. Distribution of oxygen and carbon isotopes in fossils of Late Cretaceous age, Western Interior Region of North America. — «Bull. Geol. Soc. Am.», 1969, vol. 80, N 10.
22. Weeks L. G. Origin of carbonate concretions in shales, Magdalena valley, Columbia. — «Bull. Geol. Soc. Am.», 1957, vol. 68, N 1.
23. Zangerl R. On the geologic significance of perfectly preserved fossils. — «Proc. N. Am. Paleontol. Conv.», Chicago, 1969, pt. 1. Lawrence, 1971.

Поступила в редакцию
16.5 1977 г.
Кафедра исторической
и региональной геологии