

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПАМ КИСЛОРОДА И УГЛЕРОДА ОРГАНОГЕННЫХ
КАРБОНАТОВ И ПРОБЛЕМА НИЗКИХ ИЗОТОПНЫХ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУР
ТРОПИКОВ В МААСТРИХТЕ**

**Ю.Д. Захаров¹, Е.А. Соколова², О.П. Смышляева¹, Я. Шигэта³, К. Танабэ⁴,
Х. Маэда⁵, Т.Г. Веливецкая¹, А.М. Попов¹, А.В. Игнатьев¹, Т.Б. Афанасьева¹**

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²Институт океанологии РАН, г. Москва

³Национальный научный музей, г. Токио, Япония

⁴Геологический институт, Токийский университет, г. Токио, Япония

⁵Университет Киото, г. Киото, Япония

В поздне меловое время температуры вод океанов в умеренных и высоких широтах наиболее заметно снижались в маастрихте; в то же время сведения, касающиеся климатических условий низких широт в маастрихтское время, противоречивы. На основе новых данных по маастрихтским моллюскам Западного внутреннего бассейна Северной Америки высказывается предположение, что температуры поверхностных вод низких широт Пацифики, рассчитанные по изотопному составу кислорода большинства исследованных маастрихтских планктонных фораминифер, являются заниженными. Необычно низкие изотопные температуры, полученные по тропическим планктонным фораминиферам, отражают, по видимому, как локальные условия, вызванные, в первую очередь, вероятно, влиянием тропических апвеллинговых зон, так и возможную способность маастрихтских планктонных фораминифер мигрировать в тропиках в пределах широкого вертикального интервала. Не исключено, что средние палеотемпературы поверхностных вод тропической части океанов в маастрихтское время были не ниже 23,7–26,6 °С, но не достигали, вероятно, уровня, установленного, например, для позднего альба (32–33 °С). Негативные изотопно-углеродные аномалии конца раннего маастрихта и рубежа мела и палеогена могли быть вызваны похолоданием, а также возможным снижением содержания кислорода в атмосфере и водах океана.

Ключевые слова: маастрихт, беспозвоночные, изотопные палеотемпературы, изотопно-углеродные аномалии, Корякское нагорье, Сахалин, Теннесси, Южная Дакота, Нидерланды, Тихий и Атлантический океаны.

ВВЕДЕНИЕ

Преобладание парниковых условий в течение мелового периода и начала кайнозоя не вызывает сомнений у многих исследователей. Имеются определенные свидетельства того, что наиболее резкое снижение температуры в средних и высоких широтах обоих полушарий в конце мела приходится на маастрихтский век [16, 19, 23, 24, 28, 29, 31, 32, 39, 46, 47, 50, 67, 68]. На основе данных по изотопному составу раковин различных групп беспозвоночных (фораминиферы, двустворки, наутилоидеи, аммоноидеи, белемнойдеи) имеются убедительные свидетельства того, что температуры поверхностных вод океана в

Антарктике в раннемаастрихтское время составляли 4–14,8° С [19, 56]. Некоторые авторы высказываются о возможном раннемаастрихтском оледенении в Южном полушарии [20, 21, 40, 51, 52].

Вместе с тем, сведения о климате в низких широтах маастрихтского времени весьма противоречивы. Так, например, судя по интерпретации изотопных данных по планктонным фораминиферам, температура поверхностных вод в тропиках в начале раннего и в конце раннего–начале позднего маастрихта колебалась от 14,5 до 19,4 °С и редко достигала значений 20–21 °С [23, 30, 31]. Однако С. Д'Онт и М.А. Артур [29] недавно получили более высокие

палеотемпературы (21,5–26,6 °С) по некоторым видам позднемастрихтских планктонных фораминифер тропиков; П.А. Уилсон и Б.Н. Опдак [63] рассчитали также высокие палеотемпературы для тропиков по изотопному составу хорошо сохранившихся раковин раннемастрихтских моллюсков (рудистов).

Проблема низких палеотемператур палеотропиков впервые была детально обсуждена С. Д'Онтом и М. Артуром [28, 29]. Существо проблемы, по их мнению, составляет очевидная несовместимость изотопных интерпретаций с моделированием парниковых климатических условий и некоторыми палеонтологическими данными. В связи с этим упомянутые авторы называют маастрихтские палеотемпературы поверхностных вод тропиков парадоксально низкими. Низкие широтные температурные градиенты поверхностных вод в маастрихте, по их мнению, показывают, что меридиональный тепловой поток в высокие широты был значительно более выражен в конце мела, чем в настоящее время. Высоко оценивая изотопный метод и получаемые с его использованием результаты, они ставят под сомнение применимость традиционных интерпретаций, основанных на моделировании парниковых климатических условий для позднего мела и палеогена, и ведущей роли углекислого газа в возникновении таких условий.

Целью настоящей статьи является попытка уточнения температурных условий низких широт маастрихтского времени на основе косвенных свидетельств: оригинальных и недавно опубликованных [26] изотопных данных по моллюскам Западного внутреннего бассейна Северной Америки, оригинальных материалов по брахиоподам и моллюскам Дальнего Востока (Корякское нагорье, Сахалин), а также обобщения научных результатов ряда авторов и некоторых оригинальных данных по другим регионам мира, в том числе районам глубоководного бурения.

Анализируемые аммоноидеи и двустворки исследовались Ю.Д. Захаровым, Я. Шигэтой, К. Танабэ и Х. Маэдой, фораминиферы – Е.А. Соколовой и О.П. Смышляевой, брахиоподы – А.М. Поповым; в изотопных анализах принимали участие Т.Г. Веливецкая, А.В. Игнатъев и О.П. Смышляева, рентгеноструктурный анализ выполнен Т.Б. Афанасьевой.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Контролем степени диагенетических изменений в исследованных скелетных образованиях беспозвоночных служили следующие признаки: 1) визуальные (естественность цвета, структуры); 2) относительное содержание арагонита в скелете (в случае исследования раковин аммоноидей, тригониид и га-

стропод, характеризующихся 100 % содержанием арагонита в прижизненном состоянии организма) [6]; 3) степень сохранности первичной микроструктуры скелета (определялась микроскопическим способом, в том числе с помощью СЭМ; при исследовании кальцита фораминифер и брахиопод дополнительно использовался люминесцентный анализ, основанный на применении рентгеновского микроанализатора JXA-5A с ускоряющим напряжением 25 kv).

Изотопный состав кислорода и углерода определялся прецизионным методом, с использованием масс-спектрометра Finnigan MAT-252. Лабораторный стандарт, откалиброванный по кальцитовому стандарту NBS 19 (National Bureau of Standards) и использованный при измерениях, равен $+1,8 \pm 0,1$ ‰ для кислорода относительно PDB (Pee Dee belemnite) и $-0,75 \pm 0,1$ ‰ для углерода. Точность измерения величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ всегда лучше $\pm 0,1$ ‰ на 95 % доверительном уровне. Для интерпретации "палеотемператур" по значениям $\delta^{18}\text{O}$ параллельно использовались две шкалы: (1) С. Эпштейна [33], модернизированная Т.Ф. Андерсоном и М.А. Артуром [18], и (2) Э.Л. Гроссмана и Т. Ку [35]. Первая шкала использовалась при анализе первичного кальцита, вторая – при анализе первичного арагонита.

Рентгеноструктурный анализ был выполнен по методу Т. Дэвиса и П. Хупера [27] с помощью дифрактометра ДРОН-3.

Палеоклиматические схемы (регистрационные карты) были приготовлены на основе палеогеографических карт, выполненных Л.П. Зоненшайном с соавторами [9], частично модифицированных по данным Дж. Голонки с соавторами [34]. Все анализы выполнены в Аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН.

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОРГАНОГЕННЫХ КАРБОНАТОВ

Бассейн р. Тундровой, Корякское нагорье

Маастрихтский возраст средней части пиллалваямской свиты бассейна р. Мамет в Корякском нагорье определен по находке здесь аммонита *Pachydiscus japonicus* Matsumoto [12]. Исследованные нами серебристо-белые раковины ринхонеллидных брахиопод с хорошо сохранившейся структурой были собраны А.М. Поповым и Ю.Д. Захаровым в нижней части маастрихтских отложений, обнажающихся на правом берегу р. Тундровой (рис. 1, 2). Брахиоподы были обнаружены в пачке среднезернистых песчаников (80 м) в ассоциации с кораллами и двустворками *Acila (Truncacila)* sp. [8]. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах брахиопод колеблются, соответ-

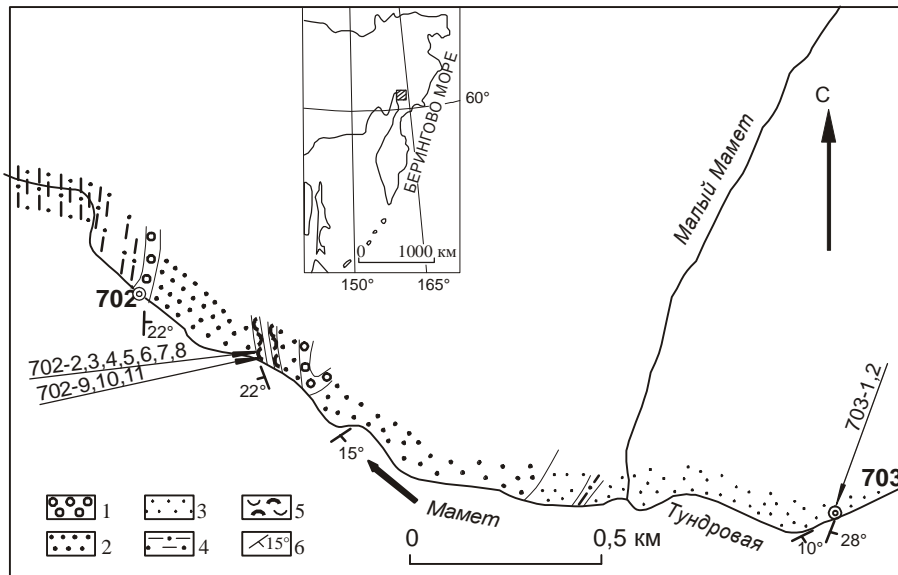


Рис. 1. Район исследования и места отбора проб в Корякском нагорье (бассейн р. Мамет).

Местонахождения: 702 – р. Мамет (пограничные слои быстринской и пиллалваямской свит, кампан), 703 – р. Тундровая (средняя часть пиллалваямской свиты, нижний маастрихт). 1 – конгломераты, 2 – грубозернистые песчаники, 3 – мелкозернистые песчаники, 4 – песчанистые алевролиты, 5 – устричная банка, 6 – элементы залежания.

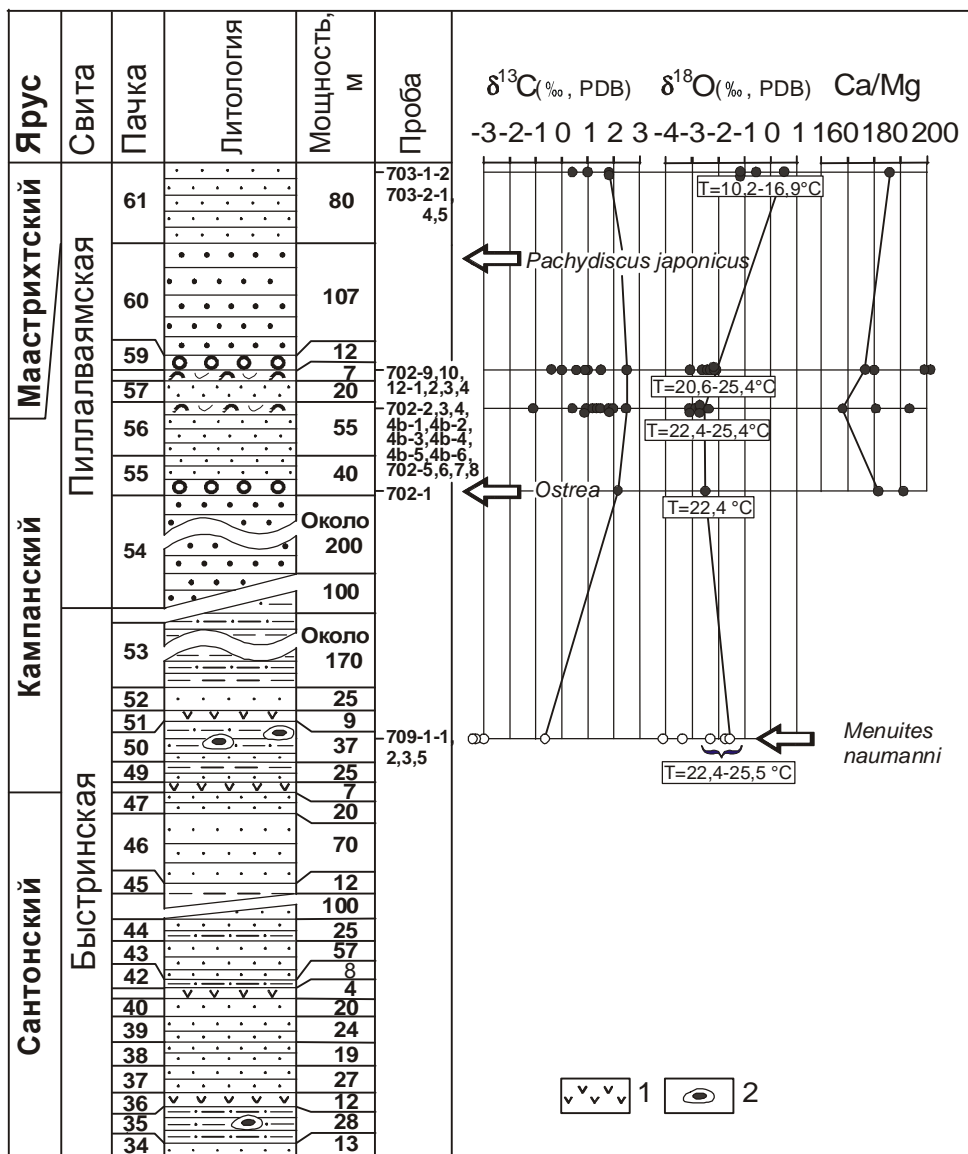


Рис. 2. Соотношения изотопов кислорода и углерода в арагонитовых раковинах раннекампанских аммоноидей и кальцитовых раковинах позднекампанских устриц и раннемаастрихтских брахиопод Корякского нагорья (бассейн р. Мамет).

1 – кремнистые туфы, 2 – известковистые конкреции, 3 – арагонит, 4 – кальцит. Прочие обозначения см. на рис. 1.

ственно, от -1,2 до 0,5 ‰ (что соответствует палеотемпературам 10,2–16,9 °С) и от 0,6 до 1,8 ‰. По карбонатам раковин моллюсков из подстилающих отложений были рассчитаны более высокие температуры [8].

Бассейн р. Найба, Сахалин

Хорошо сохранившиеся раковины маастрихтских аммоноидей и брахиопод, использованные для изотопных анализов, были собраны Ю.Д. Захаровым и Т.Г. Калишевич в отложениях красноярской свиты, обнажающихся по рекам Найба, Красноярка и Сары (рис. 3) [6, 67, 68].

Найба

Маастрихт в разрезе по р. Найба представлен следующими отложениями (снизу вверх) (рис. 4):

Слой с *Zelandites japonicus*.

1. Аргиллиты темно-серые, с конкрециями и линзами известково-мергельных пород и редкими прослоями мелкозернистых песчаников и гравелитов 26 м

Двустворки, гастроподы – *Kampeloma insulana* Kalishevich, аммоноидеи – *Zelandites japonicus* Matsumoto, растительные остатки [6, 7].

2. Аргиллиты темно-серые, с конкрециями известково-мергельных пород (слой 5-10: проба 110-952-45; слой 5-11: пробы 103-952-28,31,36,39) 5 м

Фораминиферы, аммоноидеи – *Zelandites japonica* Matsumoto, *Pachydiscus (Pachydiscus) cf. gollevilensis* d’Orbigny [6, 7].

Слой с *Pachydiscus–Pleurogrammatodon bykovensis*.

3. Аргиллиты темно-серые, с конкрециями и линзами известково-мергельных пород (слой 5-7: 105-952-32,35,42; слой 5-9: 114-952-50) 23 м

Кораллы – *Flabellum* sp., брахиоподы, двустворки (мелкие раковины), гастроподы, аммоноидеи – *Pachydiscus (Pachydiscus) sp.*, *Pachydiscus (Neodesmotoceras) japonicus* Matsumoto [6, 7].

4. Аргиллиты темно-серые, с конкрециями и линзами известково-мергельных пород (слой 5-6: 141-952-65) 25 м

Брахиоподы – *Orbirhynchia* sp., ребристые ринхонеллиды, двустворки – *Multidentata cuneistriata* (Ichikawa et Maeda), *Leionucula castanea* Kalishevich, скафоподы – *Dentalium (Laevidentalium) sp.*, аммоно-

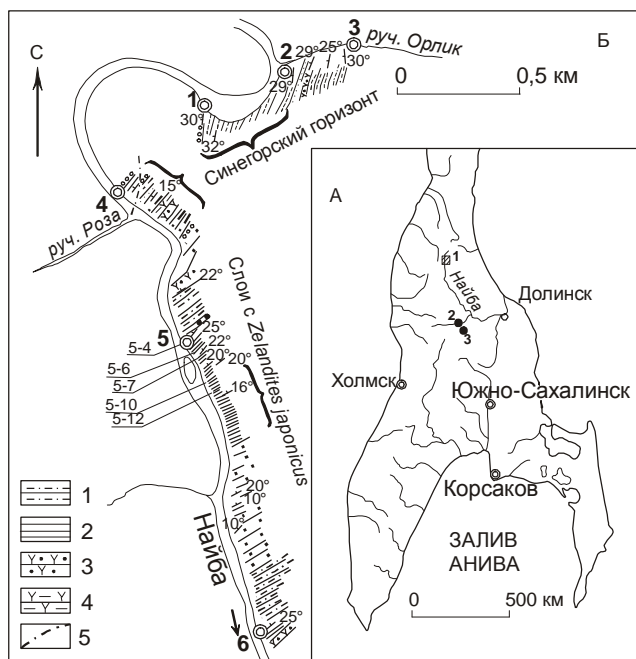


Рис. 3. Район исследования и места отбора проб на Сахалине (бассейн р. Найба).

А – Южный Сахалин: 1 – р. Найба, 2 – р. Красноярка, 3 – р. Сары. Б – верховья р. Найбы: 1 – песчанистые алевролиты, 2 – аргиллиты, 3 – туфогенные песчаники, 4 – туфогенные аргиллиты, 5 – тектоническое нарушение. Прочие обозначения см. на рис. 1.

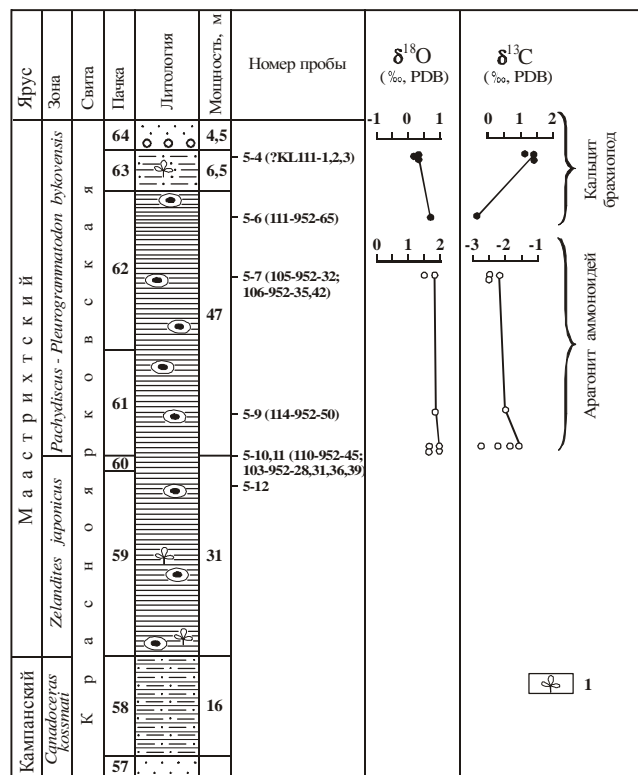


Рис. 4. Соотношения изотопов кислорода и углерода в раковинах маастрихтских брахиопод Южного Сахалина (р. Найба).

1 – растительные остатки. Прочие обозначения см. на рис. 1–3.

идеи – *Tetragonites popetensis* Yabe, *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe, *Polyptychoceras pseudogaultinum* (Yokooyama), фрагменты древесины, листовая флора – *Sequoia* sp.

5. Алевролиты песчанистые, темно-серые, с конкрециями известково-мергельных пород (слой 5-4: KL111-1,2,3) 6,5 м

Кораллы – *Flabellum* sp., брахиоподы – Rhynchonellacea, двустворки – *Acila (Truncacila) munda* (Kalishevich), *Propeamussium (Parvamussium) pergamenti* (Kalishevich), *Pecten (Camptonectes) sp.*, *Astarte numerosa* (Kalishevich), *Nevenulora ezoensis sachalinensis* (Salnikova), *Cuspidaria brevirostris* (Nagao), скафоподы – *Dentalium (Laevidentalium) sp.*, *Cadulus* sp., гастроподы – *Campeloma insulana* Kalishevich, *Natica* sp., *Vanicoropsis nebrascensis* (Meek et Hayden), *Atira depressa* (Nagao), аммоноидеи – *Phyllopachyceras forbesianum* (d'Orbigny), чешуя рыб [6, 7].

6. Переслаивание грубо-, средне- и мелкозернистых туфоженных песчаников, реже алевролитов ... 132 м

Фораминиферы, двустворки – *Parallelodon* sp., аммоноидеи – *Gaudryceras* sp., *Diplomoceras* sp., *Pseudoxybeloceras lineatum* (Gabb), *Pachydiscus (Pachydiscus) sp.*, *P. (P.) aff. gollevillensis* d'Orbigny, *P. (Neodesmoceras) japonicus* Matsumoto [3, 6, 7, 10].

Закрытый интервал (не менее 50 м по мощности).

7. Песчаники зеленовато-серые, средне- и мелкозернистые 94–104 м

Маастрихтская палинофлора – *Arioligera* cf. *senonensis* Lejone Carpentie, *Triplanosporites sinuatus* Takashi, *Leiotriletes adriensis* (R. Pot et Cell) W. Kr., *Verrucosporites* cf. *covernosus* W. Kr., *Laevigatosporites ovatus* Willson et Webster, *Baculatisporites* cf. *validus* Takashi, *Stenozonotriletes radiatostratus* Chlon., *Gleicheniidites concavisporites* (Rouse) Srivastava, *Toriosporites* sp., *Cycadopites* sp., *Podocarpus* cf. *andiniformis* Zakl., *Aquilapollenites minimus* Jard et McGlorie, *A. ex gr. tripodiformis* Rouse, *A. cf. pulvinus* Stanley, *A. polaris* Funkhouser, *A. murus* Stanley, *A. calvus* Rouse, *A. amolus* Stanley, *A. trialatus* Rouse, *A. insignis* N. Mtchdl., *Intergricornus novacolpites* (Funkhouser) Stanley, *Scollardia steevesi* Srivastava, *Cranvella* sp., *C. striata* Srivastava, *Orbiculapollis lucidus* Chlon., *O. globosus* Chlon, *Singularia oculata* Samoil., *Trialapollis scabratus* Stanley, *Tricolporites radiatostratus* (N. Mtchdl.) Bratz., *Triatripollenites rorobituites* Th. et Pfl., *Ulmoideipites* sp., *U. krempii* Anderson, *Loranthacites* sp., *Interpollis primigenius* (Zakl.), *Monocolpollenites* sp., *Multiporopollenites* sp. [10].

Слои с *Zelandites japonicus* перекрывают сантон-кампанские слои с *Canadoceras kossmati*, верхняя часть которых соответствует базальным слоям красноярковской свиты; слои с *Pachydiscus* – *Pleurogrammatodon bykovensis* перекрываются синегорским горизонтом, охарактеризованным, согласно данным Т.Г. Калишевич с соавторами [10], даний-палеоценовыми кораллами – *Flabellum*, брахиоподами – *Abyssothyris*, *Frieleia*, *Koriakella*, двустворками – *Multidentata*, *Malletia*, *Barbatia*, *Limatula*, *Leionucula*, *Astarte*, *Thyasira*, *Ostrea*, *Pholadomya*, *Acila*, *Drepanocheilus*, *Ampullina*, палинофлорой – *Laevigatosporites hokkaidoensis* Takashi, *Punctatisporites* sp., *Tricolporites striatellus* N. Mtchdl, *Undulatisporites* aff. *undulapollis* Brenner, *Schizosporites complexes* Stanley, *Cicatricosisporites* cf. *dorogensis* R. Pot et Gell., *Muricungulisporites muricungulis* Takahashi, *Rugulatisporites* cf. *solebrosus* Takahashi, *Dichyophyllidites divergens* (Sato) Takahashi, *Punctatisporites* sp., *Gleichenidites marginatus* Takahashi, *Phagnum australe parvum* (Cookson) Stanley, *Auritulinasporites* sp., *Pittiosporites aliformis* Takahashi, *Taxodium* sp., *Myricites* sp., *Alnus elegans* Kuprianova, *Ulmoideipites* sp., *Planera* sp., *Loranthus* aff. *punctatus* Rept., *Intergricornus novacolpites* (Funkhouser) N. Mtchdl.

Для геохимических анализов было использовано несколько гигантских раковин раннемаастрихтских аммоноидей, собранных в пределах двух уровней верхней части слоев с *Zelandites japonicus* (5-11, 10).

Из нижнего уровня верхней части слоев с *Zelandites japonicus* для анализа были отобраны три раковины *Pachydiscus (Pachydiscus) cf. gollevillensis* (d'Orbigny) (кремового цвета с содержанием арагонита до 99±1 %, без примеси α-SiO₂). Три пробы (103-952-28, 31,36) были взяты из боковой стенки раковин, одна (108-952-39) – из септы. Значения их δ¹⁸O очень высокие и варьируют от 1,6 до 1,9 ‰, что соответствует палеотемпературам 7,1–8,4 °C. Значения их δ¹³C изменяются от -2,8 до -1,1 ‰.

Из верхнего уровня верхней части слоев с *Zelandites japonicus* была выбрана единственная раковина *Pachydiscus (Pachydiscus) cf. gollevillensis* (d'Orbigny) (кремового цвета, с содержанием арагонита до 98±2%, без примеси α-SiO₂). Боковая стенка ее (110-952-45) также характеризуется высоким значением δ¹⁸O (1,6 ‰), соответствующим палеотемпературе 8,4 °C. Значение ее δ¹³C составляет -2,0 ‰.

Анализируемые беспозвоночные из пограничных слоев нижнего и верхнего маастрихта были собраны в пределах четырех уровней нижней части слоев с *Pachydiscus* – *Pleurogrammatodon bykovensis*

(5-9, 7, 6, 4). Из первого уровня для анализа была отобрана единственная гигантская раковина *Pachydiscus (Neodesmoceras) japonicus* Matsumoto (кремового цвета, с содержанием арагонита 98–99±2%, без примеси α -SiO₂). Значения ее $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (соответственно, 1,8 и -2,0 ‰ в пробе 114-952-50) из боковой стенки сходны с приведенными выше данными, поэтому рассчитанная палеотемпература также низкая (7,6 °C). Из второго уровня для анализа были взяты три гигантские раковины *P. (Pachydiscus) sp.* (кремового цвета, с содержанием арагонита до 97±3%, без примеси α -SiO₂). Значения $\delta^{18}\text{O}$ в стенке этих раковин (105-952-32, 106-952-35,42) колеблются от 1,4 до 1,8 ‰, что соответствует палеотемпературам 7,6–9,3 °C; значения $\delta^{13}\text{C}$ в этих пробах варьируют от -2,8 до -1,1 ‰. Из третьего уровня собрано несколько мелких раковин брахиопод *Orbirhynchia sp.* (серебристо-белого цвета, с хорошо сохранившейся структурой, без видимого диагенетического изменения; 141-952-65). Значение $\delta^{18}\text{O}$ в пробе из этих раковин составляет 0,7 ‰, что соответствует температуре 9,3 °C, значение $\delta^{13}\text{C}$ в пробе не превышает -0,6 ‰. Из четвертого уровня были взяты три пробы из мелких раковин ринхонеллидных брахиопод (серебристо-белого цвета, с хорошо сохранившейся структурой, KL111-1,2,3). Значения $\delta^{18}\text{O}$ в них несколько ниже, чем в раковинах беспозвоночных подстилающих слоев (колеблются от 0,2 до 0,3 ‰, что соответствует палеотемпературам 10,8–11,2 °C). Значения $\delta^{13}\text{C}$ в этих пробах изменяются от 1,1 до 1,4 ‰.

Красноярка и Сары

В разрезе по р. Красноярке верхнемаастрихтская часть красноярковской свиты представлена серыми среднезернистыми песчаниками и туфогенными алевритами с крупными карбонатными конкрециями, содержащими остатки фораминифер – *Hyperammina cylindrica* (Glaessner), *Bathysiphon dubia* White, *B. nodosariaformis* Subb., *Ammodiscus pennyi* Cushm. et Jarv., *A. glabratus* Cushm. et Jarv., *Haplophragmoides incognatus* Martin, *H. retrosepta* Grzyb., *H. coalingensis* Cushm. et Hanna, *H. aff. obesus* Takayan, *Rzehakina epigona epigona* (Rzehak), *R. epigona lata* Cushm., *R. sakhalinica* Serova, *Silicostigmoilina perplea* Isr., *S. futabaensis* Asano, *S. kushiroensis* Yosh., *Spiroplectammina grzybowskii* Frizzell, *Praebulimina kickapoensis* Cole, *P. kickapoensis pingua* Cushm., *P. laddi* Hedb., *Robulus trigonostoma* Reuss, *Dentalina megalopolitana* Reuss, *D. jacksonensis* (Cushm. et Pont), *Gyroidinoides pontoni* (Brotz.), *G. globosus* (Hagenow), *Valvulineria ravni* (Brotz.), *Eponides tokashiensis* (Yosh.), кораллов, брахиопод – Rhynchonellacea и *Orbirhynchia sp.*, двустворки –

Pleurogrammatodon bykovensis Kalishevich, *P. splendens* Ichikawa et Maeda, *Modiolus shimonadensis* Ichikawa et Maeda, *Acila (Truncacila) hokkaidoensis* (Nagao), аммонойдей – *Gaudryceras sp.*, *Diplomoceras sp.*, *Pachydiscus (Pachydiscus) cf. neubergicus* Hauer, *P.(P.) aff. gollevillensis* (d'Orbigny), *P.(P.) subcompressus* (Matsumoto), а также палинофлору – *Slivisporites novamexicanum* (Ander.) Leffingw., *Podocarpus cf. andiniformis* Zakl., *Dacridiumites sp.*, *Sciadopites serratus* (R. Pot et Ven.), *Picea sp.*, *Juglans sp.*, *Ulmoideipites tricostatus* Anders., *Oculopollis gauroides* Zakl., *Erdtmanipollis sp.*, *Aquilapollenites quadrilobus* Rouse., *Mancicarpus polar* Funkh [3, 7, 10]. Этот уровень соответствует, вероятно, пачке 7 верхнемаастрихтских слоев с *Pachydiscus* – *Pleurogrammatodon bykovensis* найбинского разреза (рис. 4) или подстилающим ее слоям.

Для изотопных анализов были использованы хорошо сохранившиеся раковины брахиопод – Rhynchonellacea (KL10-6-2,3), *Orbirhynchia sp.* (KL6), собранные в слоях с *Pachydiscus* – *Pleurogrammatodon bykovensis* р. Красноярки, непосредственно ниже по течению от Красноярковской шахты [68], а также одна хорошо сохранившаяся раковина *Orbirhynchia sp.* (KL6) из отложений того же стратиграфического уровня разреза по р. Сары [68]. Значения $\delta^{18}\text{O}$ трех серебристо-белых раковин брахиопод из разреза по р. Красноярке, отличающихся хорошо сохранившейся структурой, колеблются от 0,2 до 0,5 ‰, что соответствует палеотемпературам 10–11,8 °C. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в исследованных пробах варьируют от 0,6 до 1,8 ‰. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ единственной исследованной раковины брахиопод р. Сары составляют, соответственно, 1,0 ‰ (8,1 °C) и 0,0 ‰.

Скважина 305, поднятие Шатского

При анализе планктонных фораминифер здесь и далее использованы зональные схемы [25, 38, 62, 65], сопоставленные с подъярусами и зонами общей шкалы.

Керн скважины 305, располагающейся в южной части поднятия Шатского в Тихом океане на глубине 2903 м, представляет собой наиболее представительный разрез меловых отложений данного поднятия [1, 44]:

1. Переслаивание кремней, фораминиферово-наопланктонного писчего мела, известняков и аргиллитов с готерив-барремскими (керны 60–68), аптскими (57–59), среднеальбскими (47–52), позднеальбскими (42–46), раннесеноманскими (37–41) и раннеконьякскими (33–36) фораминиферами, наопланктоном и редкими радиоляриями 340 м

2. Фораминиферо-нанопланктонный писчий мел, алевролиты с желваками и прослоями кремней 170 м

Нижняя часть пачки 2 (керны 23–28) характеризуется сантон-кампанскими фораминиферами и радиоляриями [1, 44].

Нижняя часть маастрихтского интервала представлена зоной *Globotruncana tricarinata* (= *Globotruncanella havanensis*, керны 19, 20) [13]. Зона характеризуется следующими видами планктонных фораминифер: *Rosita fornicata* Plummer, *Globotruncana arca* (Cushman), *G. rosetta* (Carsey), *G. linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncanita subspinosa* (Pessagno), *G. stuartiformis* (Dalbiez), *Rugotruncana subcircumnadifer* (Gandolfi), а также, *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk), *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *Globigerinelloides prairehillensis* Pessagno, *Planoglobulina multicamerata* de Klasz, *Hedbergella holmdelensis* Olsson и, вероятно, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg) и *H. striata* (Ehrenberg).

Средняя его часть состоит из двух зон: *G. aegyptica* (кern 18) и *Globotruncana gansseri* (кern 17).

Верхняя часть маастрихтского интервала представлена зоной *Abathomphalus mayaroensis* (керны 15, 16) [1, 13, 44]. Маастрихт несогласно перекрыт верхнепалеоценовой зоной *Globorotalia pusilla* [1, 44].

Изотопным исследованиям подверглись три пробы, составленные из раковин планктонных фораминифер (коллекция Е.А. Соколовой) зоны *Globotruncana tricarinata* (нижняя часть нижнего маастрихта). Проба 32-305-18-3-25-28(А) представлена исключительно хорошо сохранившимися полыми раковинами *Heterohelix globosa* (Ehrenberg) (фракция 0,05–0,20 мм); в пробе 32-305-18-4-99-12, помимо хорошо сохранившихся раковин *H. globosa*, присутствуют раковины двух других видов (*Hedbergella holmdelensis* (Olsson), *Globotruncana arca* (Cushman), фракция 0,05–0,315 мм и крупнее); проба 32-305-18-3-25-28 состоит в основном из также хорошо сохранившихся раковин фораминифер рода *Globotruncanita* (*G. subspinosa* (Pessagno), *G. stuartiformis* (Dalbiez)), а также *Globotruncana arca* (Cushman) – фракция 0,05–0,315 мм и крупнее). Несмотря на большое различие видового состава исследованных проб, все они характеризуются очень сходным изотопным составом кислорода и углерода: относительно низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, варьирующими от -1,3 до -0,9 ‰, и положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$, колеблющимися от 1,3 до 1,4 ‰. Было выяснено, что раковины *Heterohelix globosa* формировались, по-видимому, при температуре 17,1 °С, а некоторые другие виды раннемаастрихтских планктонных фораминифер,

полученных из этого же стратиграфического подразделения скважины 305, могли обитать даже при несколько более низкой температуре (15,5–16,0 °С).

Эти данные хорошо согласуются с полученными ранее результатами изотопных исследований одновозрастного нанопланктона той же скважины [30]: значения $\delta^{18}\text{O}$ нанопланктона варьируют от -1,1 до -0,66 ‰, что соответствует палеотемпературам 14,5–16,5 °С; значения $\delta^{13}\text{C}$ нанопланктона также положительные (достигают 2,97 ‰). Раннемаастрихтские бентосные фораминиферы скважины 305, напротив, характеризуются положительными значениями $\delta^{18}\text{O}$ (0,09 ‰), что соответствует температуре не выше 11,5 °С. Значения $\delta^{13}\text{C}$ бентосных фораминифер также положительные (0,31 ‰) [32]. Сходная картина наблюдается и по фораминиферам, и нанопланктону из более поздних отложений маастрихтского века [32].

Плато Онтонг-Джава

Скважина 288А

Меловые отложения юго-восточной части плато Онтонг-Джава в Тихом океане представлены фораминиферо-нанопланктонным писчим мелом и известняками с прослоями кремней и алевроаргиллитов (более 500 м) [54]. Основными видами планктонных фораминифер писчего мела зоны *Globotruncana contusa* (верхняя часть нижнего и нижняя часть верхнего маастрихта) скважины 288А являются: *Pseudoguembelina excalata* (Cushman), *Rosita contusa* (Cushman), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *G. stuarti* (de Lapparent), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak); некоторые другие более редкие планктонные фораминиферы здесь представлены *Pseudotextularia deformis* (Kikoin), *Pseudoguembelina cornuta* Seiglie, *Rasemiguembelina powelli* Smith et Pessagno, *Heterohelix striata* (Ehrenberg) и *Rosita fornicata* (Plummer).

В изотопном отношении были исследованы три пробы, представленные хорошо сохранившимися раковинами планктонных фораминифер (коллекция Е.А. Соколовой) из зоны *Globotruncana contusa*, но, вероятно, частично заполненные вторичным кальцитом. Последний хотя и очищался ультразвуком, но, возможно, сохранился в виде примеси во внутренних камерах некоторых раковин.

Пробы представлены различными размерными фракциями. Проба 30-288А-9-4-100-102(А) состоит исключительно из раковин *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent) – это наиболее крупная фракция (>0,315 мм). Проба 30-288А-9-4-100-102(В) состоит из средней фракции (0,2–0,315 мм): комбина-

ции преимущественно раковин двух видов – *Pseudotextularia elegans* (Rzehak) и *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent). Проба 30-288А-9-4-100-102(С) состоит из раковин наиболее мелкой фракции (0,05–0,2 мм), представленной главным образом видами *Pseudotextularia elegans* (Rzehak) и *Globotruncana arca* (Cushman). Пробы различных фракций показали очень сходные результаты: значения их $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -1,8 до -1,4 ‰, что соответствует палеотемпературам 17,0–19,4 °С; значения $\delta^{13}\text{C}$ высокие (2,3–2,8 ‰).

Скважина 289

Разрез мела здесь представлен фораминиферо-нанопланктонным писчим мелом с желваками кремней, известняками с прослоями туфов и желваками кремней. Меловые отложения залегают на толеитовых базальтах и перекрываются палеоценовыми карбонатами. В разрезе установлены аптские, ранне-среднекампанские и позднекампанско-маастрихтские комплексы фораминифер и нанопланктона [1]. Отсутствие комплексов альб-сантонского интервала и редуцированная мощность (110 м) мела в целом объясняется значительной эрозией в альб-сантонское время.

Зона *Globotruncana gansseri* (верхняя часть нижнего и нижняя часть верхнего маастрихта) рассматриваемой скважины характеризуется следующим комплексом планктонных фораминифер: *Pseudoguembelina excalata* (Cushman), *Globotruncana arca* (Cushman), *G. rosetta* (Carsey), *G. falsostuarti* Sigal, *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *G. stuarti* (de Lapparent), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Pseudoguembelina costulata* (Cushman); более редкими являются виды: *Pseudoguembelina palpebra* Bronnmann et Brown, *Heteronetix strata* (Ehrenberg), *Rosita fornicata* Plummer, *Globigerinelloides impensus* Sliter.

Четыре исследованные пробы представлены различными фракциями раковин планктонных фораминифер зоны *Globotruncana gansseri*. Раковины наилучшей сохранности, попавшие в пробы, предварительно очищались ультразвуком, но, возможно, и после этого сохранили небольшую примесь вторичного кальцита.

Значение $\delta^{18}\text{O}$ в наиболее крупной фракции (>0,315 мм, проба 30-289-124-2-146-148А), представленной главным образом *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez) и *Pseudoguembelina costulata* (Cushman)), составляет -1,4 ‰, что соответствует палеотемпературе 17,7 °С; значение $\delta^{13}\text{C}$ высокое (2,7 ‰).

Значение $\delta^{18}\text{O}$ в средней фракции (0,2–0,315 мм, проба 30-289-124-2-146-148В), состоящей главным образом из раковин *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *G. stuarti* (de Lapparent) и *Globotruncana*

arca (Cushman)), составляет -1,1 ‰ (16,5 °С); значение $\delta^{13}\text{C}$ в пробе также высокое (2,8 ‰).

Значение $\delta^{18}\text{O}$ в наиболее мелкой фракции (0,05–0,2 мм, проба 30-289-124-2-146-148С), представленной в основном раковинами *Pseudoguembelina costulata* (Cushman) и *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), составляет -1,3 ‰, что соответствует палеотемпературе 17,0 °С; значение $\delta^{13}\text{C}$ здесь также высокое (2,6 ‰).

Проба 30-289-124-1-133-135 представляет собой смесь перечисленных выше фракций (0,05–0,315 мм и крупнее) и состоит преимущественно из раковин *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *G. stuarti* (de Lapparent) и *Globotruncana arca* (Cushman). Значение $\delta^{18}\text{O}$ в пробе составляет -1,4 ‰, что соответствует палеотемпературе 17,7 °С; значение $\delta^{13}\text{C}$ в пробе также высокое (2,6 ‰).

Северная Америка (США)

Штат Теннесси

Три анализированные раковины раннемаастрихтских двустворок (*Pterotriconia eufaulensis* (Gabb.)) из коллекции К. Танабэ, собранной в подразделении Кун Крик формации Ринли (Coon Creek Member, Rinley Formation), нацело представлены арагонитом без каких-либо примесей, имеют белую окраску. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в этих раковинах варьируют от -1,3 до -0,3 ‰, что соответствует палеотемпературам 16,7–21,2 °С. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в пробах положительные, но невысокие (1,4–2,0 ‰).

Южная Дакота

Меловая формация Фокс Хилз в штате Южная Дакота представлена тремя подразделениями: Трэйл Сити (Trail City Member, Fox Hills Formation), соответствующем ранговой зоне *Hoploscaphites nicolletii*, Тимбер Лэйк (Timber Lake Member), соответствующем ранговой зоне *Jeletzkytes nebrascensis*, и Айрэн Лайтнинг (Iron Lightning Member). Хорошо сохранившиеся раковины аммоноидей из пограничных слоев нижнего и верхнего маастрихта известны в нижней части формации Фокс Хилз (Трэйл Сити), обнажающейся к западу от Миссури, в районе округов Корсон (Corson), Дивэй (Dewey) и Зайбэч (Ziebach). Формация отражает заключительный эпизод существования Западного внутреннего бассейна в Северной Америке и содержит наиболее молодые меловые морские фауны, известные в пределах этого бассейна [43]. Формация Фокс Хилз (76–107 м) сложена преимущественно алевритовыми и песчаными фациями, подстилающимися сланцами Пайер и постепенно переходящими вверх по разрезу в конти-

нентальную формацию Хэлл Крик. Подразделение Трэйл Сити, отличающееся скоплениями аммоноидей, состоит из тонкого переслаивания аргиллитов и алевролитов с многочисленными горизонтами известковистых конкреций.

Комплекс аммоноидей ранговой зоны *Hoploscaphites nicolletii* представлен следующими видами: *Hoploscaphites nicolletii* (Morton), *H. comprimis* (Owen), *Jeletzkytes nebrascensis* (Owen), *J. spedeni* Landman et Waage, *Discoscaphites conradi* (Morton), *D. gulosus* (Morton) и представителями родов *Sphenodiscus* и *Spyridoceramus*.

Комплекс верхней аммонитовой зоны формации (*Jeletzkytes nebrascensis*), соответствующей подразделению Тимбер Лэйк, представлен следующими видами: *Jeletzkytes nebrascensis* (Owen), *Hoploscaphites comprimis* (Owen), *Discoscaphites gulosus* (Morton), *D. conradi* (Morton), а также представителями *Sphenodiscus* и *Baculites* [43].

Для анализа были использованы три хорошо сохранившиеся раковины двустворок серебристо-кремового и серовато-розового цветов, сложенные на 73–100 % арагонитом, и пять серебристо-кремовых раковин аммоноидей также с высоким содержанием арагонита (83–97 %) из пограничных слоев нижнего и верхнего маастрихта подразделения Трэйл Сити округов Дивэй и Корсон (коллекция Я. Шигэты). Наиболее хорошо сохранившиеся раковины двустворок (FH-2, PM14784-2, PM14781-2) с содержанием арагонита около 97–100 % характеризуются несколько более низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (варьирующими от -2,3 до -1,7 ‰) и более высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (0,9–3,8 ‰) по сравнению с раковинами аммоноидей из подразделения Трэйл Сити округа Дивэй. Палеотемпература, рассчитанная по изотопному составу кислорода раковин двустворок, обитавших в водах с нормальной соленостью, не превышает 22,8 °С.

Анализируемая проба PM14784-1 сложена материалом двух мелких серебристо-белых раковин аммонитов (*Hoploscaphites nicolletii* (Morton), *microconch*). Значение $\delta^{18}\text{O}$ в пробе составляет -0,5 ‰, что соответствует палеотемпературе 17,6 °С. Значение $\delta^{13}\text{C}$ здесь негативное (-1,8 ‰). Значение $\delta^{18}\text{O}$ в раковине *Jeletzkytes spedeni* Landman et Waage (PM14781-1) составляет -1,4 ‰, что соответствует палеотемпературе 21,3 °С, значение $\delta^{13}\text{C}$ в этой пробе – 0,0 ‰. Значение $\delta^{18}\text{O}$ в раковине аммонита *Discoscaphites gulosus* (Morton) (PM14787) составляет -1,2 ‰, что соответствует палеотемпературе 20,7 °С, но значение $\delta^{13}\text{C}$ в этой пробе очень низкое (-5,2 ‰). Анализ одной из раковин аммонита *Discoscaphites gulosus* (Morton) (DK-3) и одной из раковин двустворок (D1-5) из подразделения Трэйл Сити округа Корсон

показал необычно низкие значения $\delta^{18}\text{O}$, варьирующие от -4,9 до -3,3 ‰.

Приведенная картина дополняет результаты анализа позднемаастрихтских беспозвоночных зоны *Jeletzkytes nebrascensis*, полученные Дж.К. Кохрэном с соавторами [26] на материале по десяти хорошо сохранившимся раковинам аммонитов, двум рострам белемнитов, двум раковинам наутилоидей и одной гастроподы. Судя по изотопному составу кислорода в этих раковинах, аммоноидеи обитали при температуре 13,8–22,4 °С, белемноидеи – при 10,7–17,3 °С, гастроподы – при 17,6 °С.

Скважина 390А, Северная Атлантика

Скважина 390А размещается в северо-западной части Атлантики. Керн 83-86 мм скважины 390А, соответствующий зоне *Globotruncana tricarinata* (нижняя часть нижнего маастрихта), характеризуется следующим комплексом планктонных фораминифер: *G. linneiana* (d'Orbigny), *G. arca* (Cushman), *Rosita fornicata* Plummer, *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez); среди более редких видов называются *Planoglobulina multicamerata* de Klasz, *Gublerina robusta* (de Klasz), *Globigerinelloides volutes* (White). Значение $\delta^{18}\text{O}$ валовой пробы (44-390А-14-1-83-86), представленной раковинами всех видов упомянутого интервала, составляет -0,5 ‰, что соответствует палеотемпературе 14,1 °С; значение $\delta^{13}\text{C}$ в этой пробе положительное (2,0 ‰). Другая проба (44-390А-14-1-83-86) из этого же интервала состоит из очень хорошо сохранившихся полых раковин *Globotruncana*, но полученный результат сходен с предыдущим: значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ составляют, соответственно, -0,8 ‰ ($T=15,1$ °С) и 2,0 ‰.

Керн 86–90 мм скважины 390А, соответствующий той же зоне (*Globotruncana tricarinata*), характеризуется следующим комплексом планктонных фораминифер: *G. linneiana* (de Orbigny), *G. arca* (Cushman), *G. falsostuarti* Sigal, *Rosita fornicata* Plummer, *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Planoglobulina multicamerata* de Klasz. Значение $\delta^{18}\text{O}$ валовой пробы (44-390А-14-2-86-90), представленной раковинами видов данного интервала, составляет -0,6 ‰, что соответствует палеотемпературе 14,4 °С; значение $\delta^{13}\text{C}$ в пробе положительное (2,0 ‰).

Скважина 516F, Южная Атлантика

Скважина 516F располагается в южной части Атлантики. Зона *Globotruncana tricarinata* (нижняя часть нижнего маастрихта) этой скважины характеризуется преимущественно следующими видами планктонных фораминифер: *Globotruncana arca* (Cushman), *G. linneiana* (d'Orbigny), *G. falsostuarti*

Sigal, *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Rosita fornicata* Plummer, *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *R. hexacamerata* Bronnimann, *Gublerina robusta* (de Klasz), *Planoglobulina brazoensis* Martin; кроме этого в составе комплекса встречаются такие очень редкие виды, как *Ventrilabrella riograndensis* Martin, *V. manuelensis* Martin, *Globigerinelloides asperus* (Ehrenberg), *Heterohelix striata* (Ehrenberg). Позднемаастрихтский комплекс планктонных фораминифер зоны *Abathomphalus mayaroensis* в описываемой скважине представлен в основном следующими видами: *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *G. conica* (White), *Rasemiguembelina fructicosa* (Egger), *Pseudoguembelina excalata* (Cushman); очень редкими видами комплекса являются *Rosita patelliformis* (Gandolfi) и *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli).

Для изотопного анализа были использованы две валовые пробы раковин планктонных фораминифер зоны *Globotruncana tricarinata* (72-516F-100-2-34-38 и 72-516F-100-3-35-39) и одна валовая проба (72-516F-92-4-109-113), составленная из фораминифер зоны *Abathomphalus mayaroensis*. Все исследованные раковины фораминифер, как обычно, состоят из кальцита, но в их внутренних полостях присутствует более или менее значительная примесь вторичного анкерита. На данной стадии исследований мы не имели возможности отделить эту примесь. Анкеритовое насыщение раковин вызвало неестественное понижение значений $\delta^{18}\text{O}$ в исследованных пробах: до -4,0 ‰ для проб, составленных из фораминифер зоны *Globotruncana tricarinata* ($\delta^{13}\text{C} = 1,5$ ‰) и до -4,1 ‰ для пробы фораминифер зоны *Abathomphalus mayaroensis* ($\delta^{13}\text{C} = 1,9$ ‰). Рассчитанные палеотем-

пературы, как и ожидалось, оказались неестественно высокими ($T = 29,6\text{--}30,2$ °C).

Карьер Анкерпорт (Ankerpoort), Нидерланды

В околостратотипической местности маастрихтского яруса верхним подразделением меловой системы является писчий мел Меерссен (Meerssen Chalk), обнажающийся в карьере Анкерпорт, расположенном в 6 км к северо-востоку от города Маастрихт. На южной окраине города расположен стратотипический разрез маастрихтского яруса. Писчий мел содержит остатки аммоноидей родов *Menuites*, *Baculites*, *Hoploscaphites*, *Shenodiscus*. Перекрывающие отложения датского яруса представлены писчим мелом подразделения Гёлем (Geulhem Member) [41] (рис. 5).

Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в исследованной нами, хорошо сохранившейся кальцитовой раковине двустворки отряда Taxodontidae (NET-3-3) из верхней части верхнего маастрихта (рис. 5) составляют, соответственно, -1,9 ‰ (19,8 °C) и 0,8 ‰.

РАСЧЕТ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУР ПО МОЛЛЮСКАМ ЗАПАДНОГО ВНУТРЕННЕГО БАСЕЙНА СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

На рисунках 6–8 показаны все известные данные по изотопным палеотемпературам маастрихта, в том числе некоторые оригинальные данные по Западному внутреннему бассейну (Western Interior Seaway) Северной Америки (штаты Теннесси, Южная Дакота), Корякскому нагорью, Сахалину, поднятию Шатского, плато Онтонг-Джава, Северной и Южной Атлантике. Новые данные по раннемаастрихтским тригонидам штата Теннесси (около 3° се-

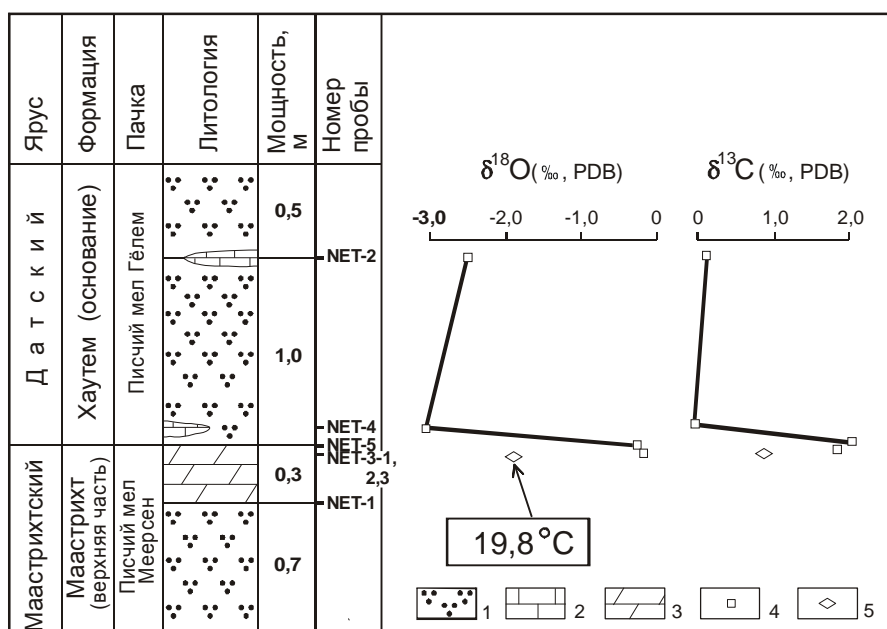


Рис. 5. Соотношения изотопов кислорода и углерода в органических карбонатах верхнего маастрихта и нижнего дания Нидерландов (формации Маастрихт и Хаутем).

1 – писчий мел, 2 – известняк, 3 – доломит, 4 – карбонатная порода, 5 – раковина двустворчатого моллюска.

верной палеошироты) свидетельствуют о существовании достаточно высоких придонных температур вод (16,7–21,2 °С) шельфа южной оконечности Западного внутреннего бассейна (рис. 6). При определении температур поверхностных вод меловых мелководных бассейнов по температурам придонных вод здесь и далее мы используем небольшую поправку (около 2,5 °С). В результате мы предполагаем, что температуры поверхностных вод Западного внутреннего бассейна в начале раннемаастрихтского времени колебались от 19,2 до 23,7 °С.

Судя по новым данным по аммоноидеям штата Южная Дакота (около 42° северной палеошироты), в конце раннего – начале позднего маастрихта палеотемпературы придонных вод южной части Западного внутреннего бассейна составляли 17,6–22,8 °С (рис. 7), а поверхностные воды этого бассейна, очевидно, имели температуру около 20,1–25,3 °С.

Согласно недавно полученным данным, основывающимся на результатах изотопного анализа аммоноидей, наутилоидей и белемноидей Западного внутреннего бассейна [26], позднемаастрихтские палеотемпературы придонных вод полносоленых участков этого пролива колеблются от 10,7 до 22,4 °С (рис. 8) (температуры поверхностных вод, с учетом условной поправки, составляли, по-видимому, 13,2–24,9 °С).

Как отмечалось ранее [11], Западный внутренний бассейн и подобные ему проливы в Северном полушарии, ориентированные меридионально, в меловое время служили, очевидно, в качестве основных путей переноса тепла из тропиков в высокие широты.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД НИЗКИХ ШИРОТ ПО МОЛЛЮСКАМ

Изотопный состав арагонитовых раковин тригоний из нижней части нижнего маастрихта и арагонитовых раковин цефалопод из нижнего и верхнего маастрихта Западного внутреннего бассейна в случае обитания их в водах с нормальной соленостью свидетельствует о достаточно высоких температурах поверхностных вод этого бассейна (до 23,7 °С в начале раннего, до 25,3 °С в конце раннего – начале позднего маастрихта и до 24,9 °С в конце позднего маастрихта). Поскольку южная часть рассматриваемого меридионального пролива имела непосредственный тепловой обмен с поверхностными водами тропиков, рассчитанные для нее максимальные температуры должны приближаться к температурам поверхностных вод приэкваториальной части океанов.

Таким образом, рассчитанные по изотопному составу моллюсков палеотемпературы поверхностных вод низких широт начала раннемаастрихтского времени (не ниже 23,7°) и конца раннего – начала позднего маастрихта (не ниже 25,3°) (рис. 9) оказываются не менее чем на 3,7–4,3 °С выше соответствующих максимальных палеотемператур, рассчитанных по планктонным фораминиферам приэкваториальной части Пацифики [29, 30, 31, 50, 56]. Предполагаемые палеотемпературы поверхностных вод тропиков конца позднемаастрихтского времени (не ниже 24,9 °С), рассчитанные по данным Дж.К. Кохрана с соавторами [26], не противоречат результатам, недавно полученным по планктонным фораминиферам низких широт этого времени (26,6 °С) [29].

Если исходить из вышеизложенного (принимая во внимание сделанные поправки), температуры поверхностного слоя воды в тропиках в маастрихте были не более чем на 0,8–3,7 °С ниже температуры поверхностного слоя в современных тропиках между 5 и 10° с.ш. [15]. Вместе с тем, учитывая ограниченность анализированного материала из маастрихта Западного внутреннего бассейна Северной Америки (исследовано всего 19 проб из раковин двусторчатых, брюхоногих и головоногих моллюсков, обитавших в водах с нормальной соленостью), полученные результаты нуждаются в проверке и уточнении.

К выводу о высоких температурах поверхностных вод открытых океанов в тропиках в маастрихте на основе данных по моллюскам, как упоминалось выше, пришли ранее П.А. Уилсон и Б.Н. Опдаик [63]. Исходя из данных по арагонитовым раковинам рудистов скважины 877А, они сделали вывод о том, что палеотемпературы придонной части шельфа тропического палеоатолла могли колебаться в раннем маастрихте от 24,2 до 27,7 °С. Однако следует принимать во внимание большую вероятность некоторого завышения рассчитанных палеотемператур в этом случае в связи с предрасположенностью рудистов к фотосимбиотическим адаптациям [42, 45, 53, 54, 59, 60].

ТАНАТОЦЕНОЗЫ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД ТРОПИКОВ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ

Различаются три типа маастрихтских планктонных фораминифер: (1) тропическо-субтропический, (2) субтропический и (3) умеренно-теплый (рис. 6–8) [13]. Особенности распространения планктонных фораминифер в значительной степени отражают, очевидно, климатическую зональность маастрихтского века.

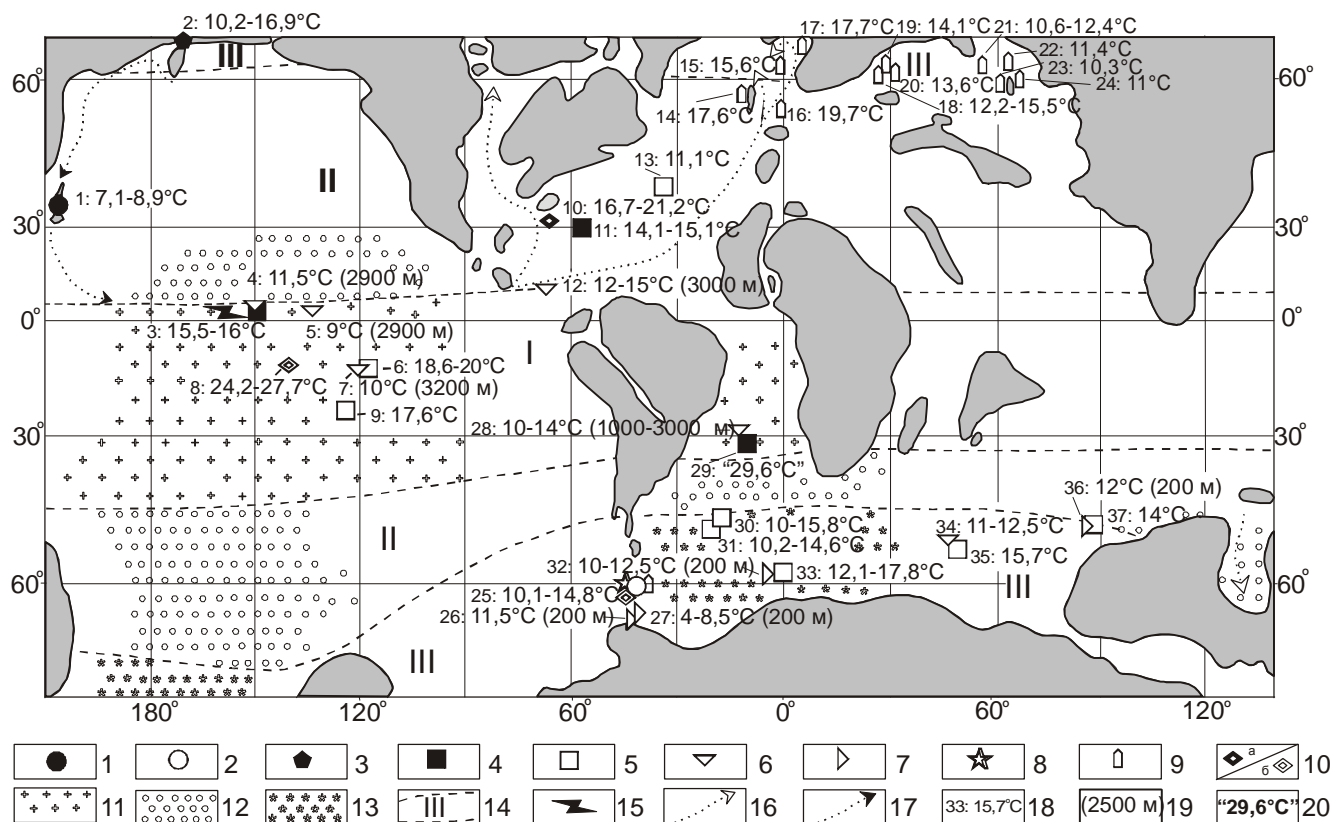


Рис. 6. Регистрационная карта палеотемператур начала раннего маастрихта, рассчитанных по изотопному составу органогенных карбонатов.

1–2 – по раковинам аммонитов: 1 – оригинальные данные, 2 – литературные данные; 3 – по раковинам брахиопод (оригинальные данные); 4–5 – по раковинам планктонных фораминифер: 4 – оригинальные данные, 5 – литературные данные; 6–7 – по бентосным фораминиферам (литературные данные): 6 – океанические глубины, 7 – мелководье; 8 – по раковинам наutilusов (литературные данные); 9 – по рострам белемнитов (литературные данные); 10 – по раковинам двустворок (а – оригинальные и б – литературные данные); 11–13 – типы танатоценозов планктонных фораминифер [13, 14]: 11 – тропико-субтропический, 12 – субтропический, 13 – умеренно-теплый; 14 – климатические зоны (I – тропическая-субтропическая, II – субтропическая, III – тепло-умеренная) и их границы; 15 – апвеллинг, 16 – предполагаемые теплые течения; 17 – предполагаемые холодные течения; 18 – номер местонахождения и палеотемпература; 19 – глубина; 20 – палеотемпературы, рассчитанные по диагенетически измененному материалу. Местонахождения: 1 – р. Найба, Сахалин [68], 2 – р. Тундровая, Корякское нагорье [8], 3–4 – скважина 305, поднятие Шатского [32]; 3 – по планктонным фораминиферам (оригинальные данные), 4 – по бентосным фораминиферам; 5 – скважина 465, Центральная Пацифика [23], 6–7 – скважина 171, гайот Хорайзн [31]; 6 – по планктонным фораминиферам, 7 – по бентосным фораминиферам, 8 – гайот Воудджебато [63], 9 – скважина 167, Магелланово поднятие [31], 10 – штат Теннесси, США (оригинальные данные), 11 – скважина 390А, Северная Атлантика (оригинальные данные), 12 – скважина 151/152, Карибское море [2], 13 – скважина 384, Северная Атлантика [2], 14 – Англия [46, 47], 15 – Дания [46, 47], 16 – Нидерланды [46, 47], 17 – Швеция [46, 47], 18 – Украина [16], 19 – Черниговская область, северная Украина [47], 20 – Сумская область, северная Украина [47], 21 – Южный Урал [16], 22 – Зауралье [16], 23 – р. Эмба [4], 24 – р. Аят, Тургайский район [4], 25 – о-ва Джеймса Росса и Вега [56], Антарктика, 26 – о-в Сеймур, Антарктика [19], 27 – там же [56], 28 – скважина 357, Южная Атлантика [19], 29 – скважина 516F, Южная Атлантика (анкеритовое заражение – оригинальные данные), 30 – скважина 327А, плато Фолкленд [39], 31 – скважина 511, плато Фолкленд [39], 32–33 – скважина 690, Южная Атлантика [19]: 32 – по бентосным фораминиферам, 33 – по планктонным фораминиферам, 34 – скважина 747, Южная Пацифика [21], 35 – скважина 750, Южная Пацифика [21], 36 – скважина 261, Южная Пацифика [21], 37 – скважина 261, Южная Пацифика [21].

Тропическо-субтропический тип характеризуется высоким разнообразием видов планктонных фораминифер, включая обильные теплолюбивые виды: *Globotruncana aegyptica* (Nakkady), *Pseudo-*

guembelina costulata (Cushman), *Rosita plicata* (Whita), *Gublerina robusta* (de Klasz), *Globotruncana rosetta* (Carsey), *Rugotruncana subcircumnadifer* (Gandolfi), *Rosita patelliformis* (Gandolfi), *Rugotrunc-*

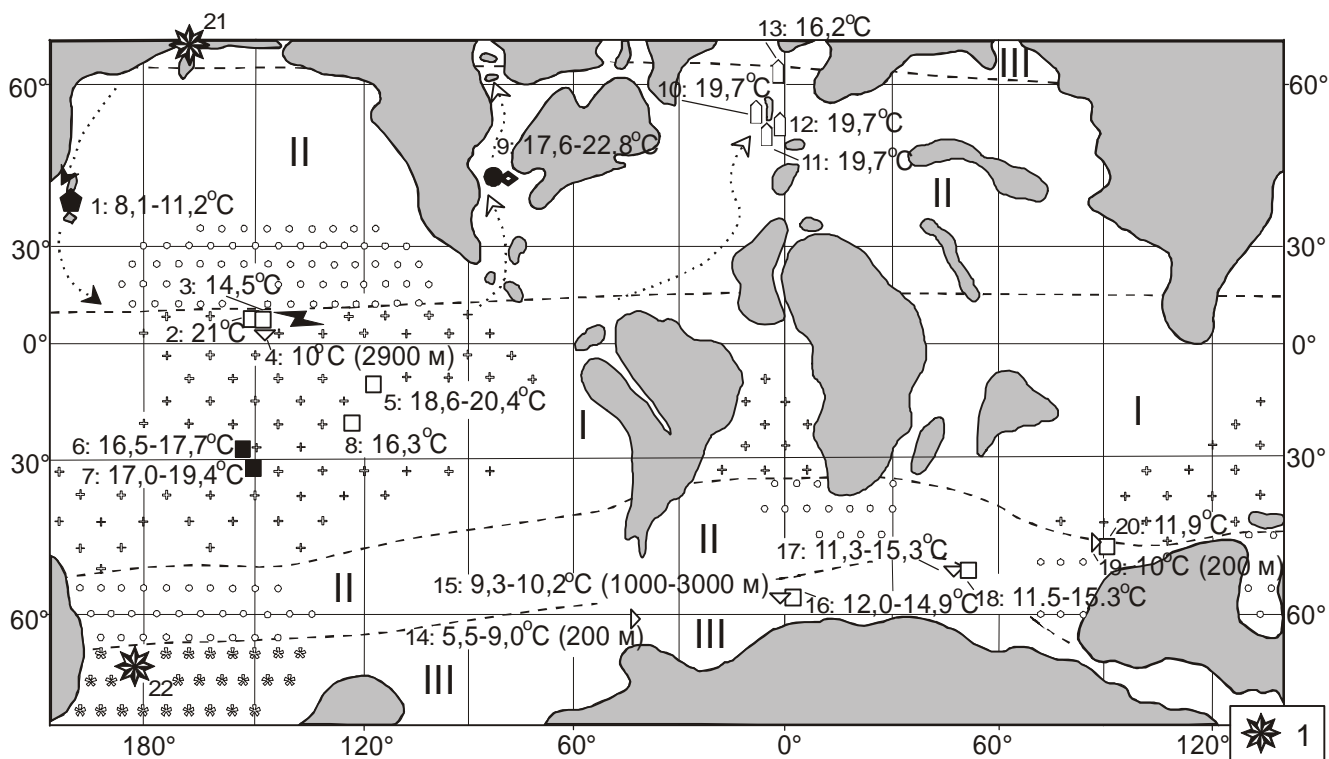


Рис. 7. Регистрационная карта палеотемператур конца раннего – начала позднего маастрихта, рассчитанных по изотопному составу органогенных карбонатов.

1 – радиоларии бореального типа [1]. Прочие обозначения как на рис. 6. Местонахождения: 1 – р. Найба, Сахалин [68], 2 – скважина 47, поднятие Шатского [30], 3–4 – скважина 305, поднятие Шатского [32]: 3 – по планктонным фораминиферам, 4 – по бентосным фораминиферам, 5 – скважина 171, гайот Хорайзн [31], 6 – скважина 289, плато Онтонг-Джава, 7 – скважина 288А, плато Онтонг-Джава, 8 – скважина 167, Магелланово поднятие [31], 9 – Южная Дакота (оригинальные данные), 10 – Англия и Нидерланды (информация по изотопным температурам конца раннего и начала позднего маастрихта Западной Европы здесь и далее дана [46, 47], с учетом распределения данных, приведенных на рис. 47 [16], 11 – Франция [46, 47], 12 – Бельгия и Нидерланды [46, 47], 13 – Дания, Швеция и Польша [46, 47], 14 – о-в Сеймур, Антарктика [19], 15–16 – скважина 690, Южная Атлантика [21]: 15 – по бентосным фораминиферам, 16 – по планктонным фораминиферам, 17–18 – скважина 750, Южная Пацифика [21]: 17 – по бентосным фораминиферам, 18 – по планктонным фораминиферам, 19–20 – скважина 761, Южная Пацифика [21]: 19 – по бентосным фораминиферам, 20 – по планктонным фораминиферам, 21 – Корьякское нагорье [1], 22 – поднятие Лорд Хау [1].

cana subpennyi (Gandolfi), *Rosita fornicata* Plummer, *Globotruncana austinensis* Gandolfi.

Субтропический тип характеризуется обилием и высоким разнообразием: *Globotruncana arca* (Cushman), *G. linneiana* (de Orbigny), *G. orientalis* (El Naggar), *G. esnehensis* Nakkady, *G. stephensoni* Pessagno, *G. nothi* (Bronnimann et Brown), *G. falsostuarti* Sigal, *G. hilli* Pessagno, *G. dupeublei* Caron, *G. insignis* Gandolfi, *Rugotruncana ellisi* (Bronnimann et Brown), *Globotruncanella angulata* (Tiley), *G. stuartiformis* (Dalbiez), *G. subspinosa* (Pessagno), *G. elevata* (Brotzen), *G. bulloides* Vogler, *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Rugoglobigerina hexacamerata* Bronnimann, *Globotruncanella petaloidea* (Gandolfi), *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk), *P. carseyae* (Plummer), *Planoglobulina multicamerata* de Klasz.

Умеренно-теплый тип выделяется отсутствием тропических видов и своим наиболее низким родовым разнообразием: *Globigerinelloides multispinatus* (Lalicker), *G. prairiehillensis* Pessagno, *G. subcarinatus* (Bronnimann), *G. yaucoensis* (Pessagno), *G. impensus* Sliter, *G. asperus* (Ehrenberg), *G. volutes* (White), *Heterohelix planata* (Cushman), *H. ultimatumida* (White), *H. punctulata* (Cushman), *H. pulchra* (Brotzen), *H. striata* (Ehrenberg), *H. globulosa* (Ehrenberg), *H. semicostata* (Cushman), *Hedbergella monmouthensis* (Olsson), *H. holmdelensis* Olsson.

Нами были выполнены собственные изотопные исследования раковин хорошо сохранившихся полых планктонных фораминифер из низких широт Тихого океана (скв. 305, около 2° северной палеошироты; 288А, около 31° южной палеошироты и 289, около 29° юж-

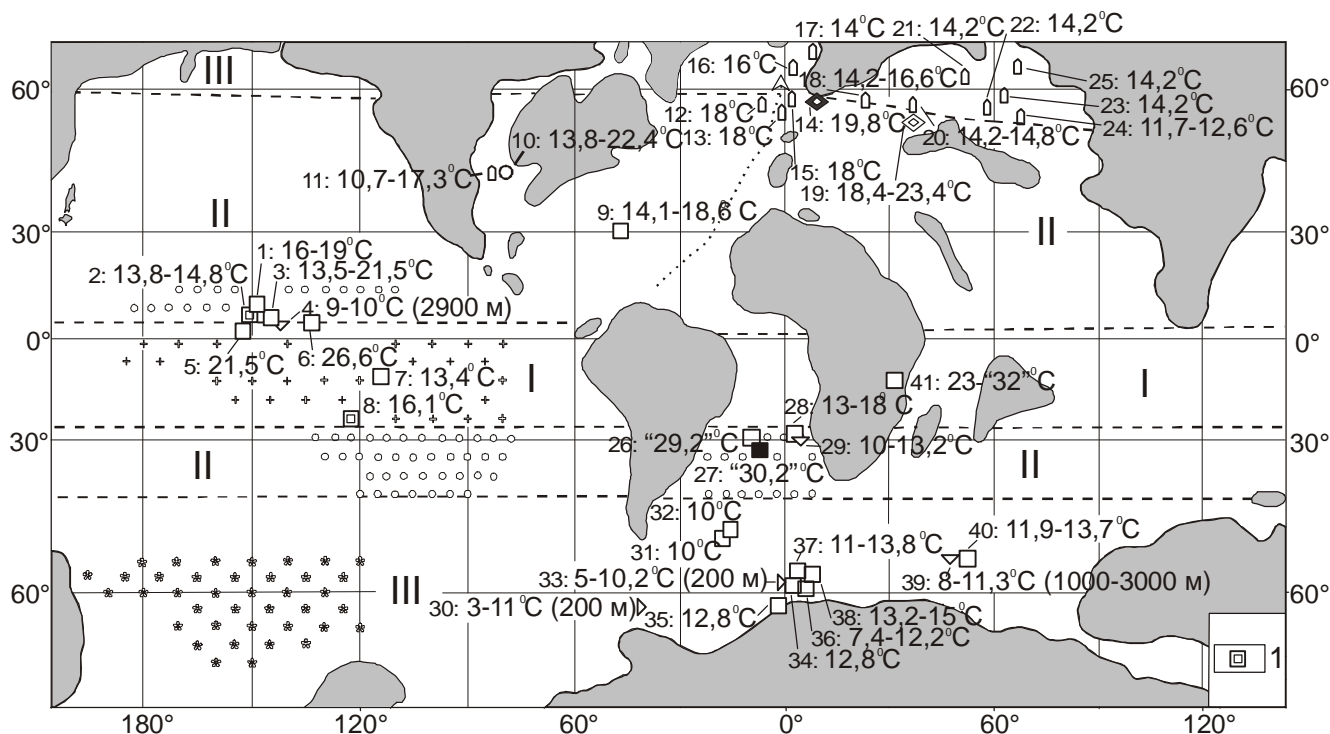


Рис. 8. Регистрационная карта палеотемператур конца позднего маастрихта, рассчитанных по изотопному составу органогенных карбонатов.

1 – нанопланктон. Прочие обозначения как на рис. 6. Местонахождения: 1 – скважина 47, поднятие Шатского [23], 2 – скважина 47.2, поднятие Шатского [30, 32], 3–4 – скважина 305, поднятие Шатского [32]: 3 – по планктонным фораминиферам, 4 – по бентосным фораминиферам, 5 – скважина 577А, поднятие Шатского [29], 6 – скважина 465А, поднятие Шатского [29], 7 – скважина 171, гайот Хорайзн [31], 8 – скважина 167, Магеллановы горы [31], 9–10 – Южная Дакота [26]: 9 – по белемнитам, 10 – по аммонитам, 11 – скважина 390А, Северная Атлантика [37], 12 – Англия [46, 47], 13 – Франция [46, 47], 14–15 – Нидерланды: 14 – по двустворкам (оригинальные данные), 15 – по белемнитам [46, 47], 16 – Дания [46, 47], 17 – Швеция [46, 47], 18 – Львовская область, западная Украина [16], 19–20 – Крым [16]: 19 – по двустворкам, 20 – по белемнитам, 21 – р. Сура, Русская платформа [16], 22 – Мангышлак [16], 23 – междуречье Урала и Эмбы [16], 24 – низовья р. Амударья и северное Приаралье [16], 25 – р. Аят, Зауралье [16], 26 – скважина 357, Южная Атлантика [29], 27 – скважина 516F, Южная Атлантика (анкеритовое заражение – оригинальные данные), 28–29 – скважина 515А, Южная Атлантика [17]: 28 – по планктонным фораминиферам, 29 – по бентосным фораминиферам, 30 – о-в Сеймур, Антарктика [20], 31 – скважина 511, плато Фолкленд [39], 32 – скважина 327, плато Фолкленд [39], 33–34 – скважина 690, Антарктика [21]: 33 – по бентосным фораминиферам, 34 – по планктонным фораминиферам, 35 – скважина 692, Антарктика [61], 36 – скважина 690, Антарктика [39], 37 – скважина 689В, Антарктика [61], 38 – скважина 689С, Антарктика [62], 39–40 – скважина 750, Антарктика [21]: 39 – по бентосным фораминиферам, 40 – по планктонным фораминиферам, 41 – Танзания [55].

ной палеошироты) и Атлантического (скв. 390А, около 29° северной палеошироты) океанов, подтверждающие представления об относительно высоких значениях $\delta^{18}\text{O}$ в их раковинах. Оригинальные исследования разных видов показали колебания значений $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах планктонных фораминифер, обитавших в экваториальном районе Тихого океана в начале раннего маастрихта, от -1,3 до -0,9 ‰ (соответствует палеотемпературам 15,5–17,1 °С) и в раковинах планктонных фораминифер того же возраста из субтропиков Атлантики – от -0,8 до -0,5 ‰ (14,1–15,1 °С).

Сходная картина была получена и по субтропикам конца раннего – начала позднего маастрихта: колебания значений $\delta^{18}\text{O}$ в исследованных раковинах планктонных фораминифер с 29–31° южных палеоширот Тихого океана составляют от -1,8 до -1,3 ‰ (соответствует палеотемпературам 17,7–19,4 °С). Новые данные хорошо согласуются с результатами, полученными по маастрихтским фораминиферам другими авторами [29, 30, 31, 50], и существенно отличаются от соответствующих данных по фораминиферам некоторых других веков мелового периода [64].

Максимальная палеотемпература, установленная по планктонным фораминиферам начала раннего

маастрихта тропиков Тихого океана Р. Дж. Дугласом и С.М. Савиным [31], не превышала 20 °С, по планктонным фораминиферам конца раннего – начала позднего маастрихта – 21 °С [30]. Для тропиков открытого океана конца позднего маастрихта по фораминиферам долгое время также устанавливались низкие палеотемпературы, не превышающие 19 °С [23, 31], и, как отмечалось выше, только недавно здесь были установлены более высокие температурные интервалы (21,5–26,6 °С) обитания некоторых видов [29].

Интерес представляет замечание Г.Д. Прайса и М.Б. Харта [57] о том, что, хотя Э.Дж. Бэррон с соавторами [22] заранее моделировали относительно низкие температуры поверхностных вод тропической части океанов как возможный результат увеличения переноса тепла из тропиков в высокие широты, изотопные температуры, рассчитанные для мела классическим путем, основывающимся на использовании данных изотопного состава раковин фораминифер, представляются, тем не менее, излишне низкими.

В настоящее время имеются данные о маастрихтских фораминиферах не только открытых океанов, но и эпиконтинентальных морей. Так, недавно П.Н. Пирсон с соавторами [55] получили изотопные температуры по планктонным фораминиферам конца позднего маастрихта шельфа Танзании, на основе которых делается вывод о том, что температуры низких широт этого времени были такими же, как в современных тропиках, а возможно, и несколько выше. Вместе с тем, и современные значи-

тельно изолированные морские бассейны в тропиках характеризуются более высокими температурами воды, чем это имеет место в открытом океане.

Исследователи приводят разные объяснения необычно низким значениям $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах многих видов меловых и палеогеновых планктонных фораминифер тропиков, главным образом, Тихого океана:

1. Диагенез. Как отмечалось ранее, по мнению Д.П. Шрэга [58], Р.Н. Пирсона [55] и некоторых других авторов, это явление может быть артефактом при значительной диагенетической перекристаллизации органогенных карбонатов под влиянием холодных придонных вод океанических глубин, в результате чего предполагается увеличение значений $\delta^{18}\text{O}$ в океанических осадках. Этот предполагаемый тип диагенетических изменений прямо противоположен нормальной тенденции диагенеза карбонатов мелководий в сторону уменьшения значений $\delta^{18}\text{O}$ под влиянием метеорных вод.

2. Термоклин. П.А. Уилсон и Б.Н. Опдак [63], признавая возможное влияние перекристаллизации раковин планктонных фораминифер на изменение их изотопного состава, допускают также, что сходный эффект может быть вызван обитанием фораминифер в условиях резкой смены температур (термоклин или субтермоклин) на определенной океанической глубине. С. Д'Онт и М.А. Артур [29] также склоняются к выводу о том, что, наряду с диагенезом [48], роль вертикальной миграции планктонных фораминифер в более глубокие (прохладные) воды океана следует признать существенной для изменения изотопного состава их раковин.

Большинство специалистов по ископаемым фораминиферам считает, что хорошо подобранный материал из раковин фораминифер, очищенных от вторичного кальцита, нередко заполняющего полости их раковин и поры, вполне пригоден для изотопных исследований с целью термометрии [29, 37, 40, 50, 57], но при этом важно установить, на каких глубинах происходило формирование их раковин. Для подтверждения обитания планктонных фораминифер вблизи поверхности океана нередко используются сведения о степени вздутости их раковин и относительно высоких значениях $\delta^{13}\text{C}$ [37].

3. Гиперсоленость. Дж. Д. Прайс и М.Б. Харт [57] считают, что высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах меловых планктонных фораминифер низких широт могли быть вызваны увеличением солености вод океана вблизи экватора.

4. Апвеллинг. По мнению Дж. Захоса с соавторами [66], Дж.Д. Прайса и М.Б. Харта [57], данные изотопно-кислородного анализа, показывающие от-

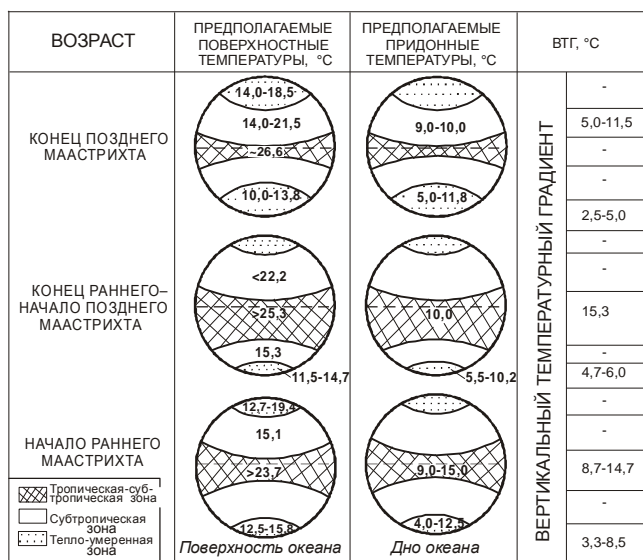


Рис. 9. Данные к предварительной реконструкции температурных условий поверхности и дна океанов для начала раннего, конца позднего–начала раннего и конца позднего маастрихта.

носителем низкие температуры поверхностных вод в тропической части Тихого океана в меловое время, являются вполне надежными, но они отражают температурные условия апвеллинговых зон (относительно низкие термальные градиенты для некоторых веков мелового периода свидетельствуют в пользу существования апвеллингов в это время, что в итоге способствовало активному перемешиванию вод океана).

Каждый из рассмотренных факторов правомерен для объяснения необычного изотопного состава раковин среднеальбских, маастрихтских, а также ранне- и позднепалеогеновых планктонных фораминифер тропиков. Но для маастрихтского времени наибольшее значение имеют, по-видимому, такие факторы, как локальное влияние апвеллинга и течений, судя по асимметричному по отношению к экватору размещению ареалов тропических видов фораминифер [13, 14], а также ярко выраженная вертикальная миграция планктонных фораминифер.

Несмотря на то, что степень выявления диагенеза у кальцитовых раковин беспозвоночных значительно ниже, чем у арагонитовых раковин, нужно признать, что роль диагенетических изменений раковин фораминифер для объяснения парадоксально низких температур, рассчитанных по изотопному составу этих раковин, по-видимому, завышена, принимая во внимание заметное различие в изотопном составе раковин бентосных и планктонных фораминифер [40], отдельных групп планктонных фораминифер, занимавших разные экологические ниши, а также видов, различающихся по фотосимбионтным адаптациям [36]. При диагенезе все эти различия были бы существенно сглажены. Явно диагенетически измененные раковины фораминифер обычно исключаются из процесса термометрии.

Нужно признать, что наблюдения за диагенетическими процессами, происходящими на дне океана, не отличаются еще достаточной полнотой. Дж. Захос и др. [66] приводят примеры перекристаллизации раковин на больших глубинах, приводящей к увеличению значений $\delta^{18}\text{O}$. Изучая раннемаастрихтских планктонных фораминифер скважины 516F Южной Атлантики, мы столкнулись с другой формой вторичного изменения на больших глубинах: нереально высокие палеотемпературы ($30,2\text{ }^\circ\text{C}$), полученные по этим неочищенным раковинам, мы объясняем заполнением их полостей вторичным анкеритом. Не исключено, что палеотемпературы, рассчитанные по раковинам фораминифер из ближайшей скважины 357 ($29,2\text{ }^\circ\text{C}$) [29], объясняются той же причиной. Завышенные палеотемпературные результаты по скважине 390А, не подтверждающиеся нашими данными, по-видимому, также нуждаются в уточнении.

ИЗОТОПНО-УГЛЕРОДНЫЕ АНОМАЛИИ

По заключению ряда исследователей [21, 49, 50, 51], вымиранию иноцерамид и рудистов в конце раннего маастрихта предшествовал резкий спад значений $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах как бентосных, так и планктонных фораминифер. Наиболее высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ фиксируются в раковинах фораминифер из пограничных слоев нижнего и верхнего маастрихта, отлагавшихся после вымирания иноцерамид и рудистов.

Полученные нами данные по разным группам беспозвоночных подтверждают это высказывание. Так, в раковинах тригониид из нижней части нижнего маастрихта Северной Америки (Теннесси) значения $\delta^{13}\text{C}$ положительные ($1,4\text{--}2,0\text{ }‰$). Негативные значения $\delta^{13}\text{C}$ установлены в раковинах брахиопод и аммоноидей из верхней части нижнего маастрихта Сахалина; в верхнем же маастрихте этого района брахиоподы выделяются положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (до $1,8\text{ }‰$).

В некоторых раковинах двустворок из пограничных отложений нижнего и верхнего маастрихта Северной Америки (Южная Дакота) установлены аномально высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ (достигают $3,8\text{ }‰$). В Тихом океане (скважины 288А и 289) раковины планктонных фораминифер этого же стратиграфического уровня также выделяются высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (до $2,8\text{ }‰$), что отличает их от раннемаастрихтских планктонных фораминифер скважины 305 Тихого океана (до $1,4\text{ }‰$) и скважины 390А Северной Атлантики ($2,0\text{ }‰$).

Вторая негативная изотопно-углеродная аномалия в интервале маастрихт–даний установлена нами на границе этих ярусов в стратотипической местности маастрихтского яруса (Нидерланды, карьер Анкерпорт), $\delta^{13}\text{C}$ в раковине нидерландского таксондонного моллюска, обнаруженного нами в 5 см ниже этой границы, составляет $0,8\text{ }‰$, в 10 см выше границы установлено отрицательное значение $\delta^{13}\text{C}$ ($-0,1\text{ }‰$) в известняках; в 1 м выше этой границы оно повысилось до $0,1\text{ }‰$. Низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ на этом стратиграфическом уровне были установлены ранее по фораминиферам во многих других районах мира [23, 61].

Если негативная изотопно-углеродная аномалия конца раннего маастрихта предшествует вымиранию крупных групп двустворчатых моллюсков (иноцерамов и рудистов), то аномалия рубежа мела и палеогена привлекает внимание исследователей массовым вымиранием как морских, так и наземных организмов.

Снижение значений $\delta^{13}\text{C}$ в органогенных карбонатах обычно связывают со снижением биопродуктивности морей. Негативные изотопно-углеродные аномалии конца раннего маастрихта и рубежа мела и палеогена могли быть вызваны разными причинами: в первом случае – похолоданием, во втором, учитываемая масштабы изменений в биосфере (массовым вымиранием организмов), – как похолоданием, так и возможным снижением содержания кислорода в атмосфере и водах океана.

БЛАГОДАРНОСТИ

Проведенные исследования частично были выполнены по гранту № 00-05-72035 РФФИ ("Центр коллективного пользования"). Авторы благодарны Такаши Сакаи (Ун-т Кюсю, Япония) за консультацию по литературе, С.М. Горюхиной за помощь в проведении рентгеноструктурного анализа и Д.П. Найдину за критические замечания.

ЛИТЕРАТУРА

- Басов И.А., Вишневская В.С. Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.
- Бурма А. Палеотемпературы и соотношения изотопов углерода по разрезу от кампана до палеоцена и границы мелового и третичного периодов в Атлантическом океане // Катастрофы и история Земли. Новый униформизм. М.: Мир, 1986. С. 255–284.
- Верещагин, В.Н. Меловая система Дальнего Востока. Л.: Недра, 1977. 208 с.
- Гольберт А.В. Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 1987. 223 с.
- Захаров Ю.Д., Найдин Д.П., Тейс Р.В. Изотопный состав кислорода раковин раннетриасовых головоногих Арктической Сибири и соленость бореальных бассейнов в начале мезозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 4. С. 101–113.
- Захаров Ю.Д., Игнатъев, Худоложкин В.О. Стабильные изотопы кислорода и углерода беспозвоночных мела и палеогена // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. Т. 2. С. 24–34.
- Захаров Ю.Д., Грабовская В.С., Калишевич Т.Г. Поздне меловая сукцессия морских сообществ на юге Сахалина и особенности климата Северо-Западной Пацифики // Систематика и эволюция беспозвоночных Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 41–90.
- Захаров Ю.Д., Смышляева О.П., Попов А.М., Голозубов, В.В., Игнатъев А.В., Веливецкая Н.А., Танабэ К., Шигэта Я., Маэда Х., Афанасьева Т.Б., Чербаджи А.К., Болотский Ю.Л., Мориа К. Изотопный состав кислорода и углерода меловых органогенных карбонатов Корьякского нагорья. Статья 1. Пенжинская губа // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 2. С. 55–73.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 миллионов лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3–16.
- Калишевич. Т.Г., Заклинская Е.Д., Серова М.Я. Развитие органического мира Тихоокеанского пояса на рубеже мезозоя и кайнозоя. Фораминиферы, моллюски и палинофлора Северо-Западного сектора. М.: Наука, 1981. 164 с.
- Найдин Д.П. Меридиональные связи поздне меловой морской биоты Северного полушария // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 8–14.
- Пергамент, М.А. Верхнемеловая стратиграфия северо-восточной Камчатки // Труды ГИН АН СССР. 1961. № 39. С. 1–147.
- Соколова Е.А. Палеоокеанологические реконструкции Тихого океана для конца позднего мела (маастрихт) по планктонным фораминиферам. М.: ВИНТИ, 1998. №. 1351–В98. 174 с.
- Соколова Е.А. Эволюция климатических зон в маастрихте по планктонным фораминиферам // Докл. Акад. наук. 1999. Т. 367, № 1. С. 99–101.
- Степанов В.Н. Мировой океан. М.: Знание, 1974. 255 с.
- Тейс Р.В., Найдин Д.П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М.: Наука, 1973. 255 с.
- Abramovich S., Keller G. Planktonic foraminiferal response to the latest Maastrichtian abruptly warm event: a case study from South Atlantic DSDP Site 525 A // Marine Micropaleontology. 2003. V. 48, N 3-4. P. 225–249.
- Anderson T.F., Arthur M.A. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and palaeoenvironmental problems. Stable isotopes in sedimentary geology // SEPM Short Cours. 1983. V. 10. P. 1–151.
- Barrera E., Huber B.T., Savin S.M., Webb P.-N. Antarctic marine temperatures: Late Campanian through Early Paleocene // Paleocceanography. 1987. V. 2, N 1. P. 21–47.
- Barrera E., Savin S.M., Thomas E., Jones C.-E. Evidence for thermohaline-circulation reversal controlled by sea-level change in the latest Cretaceous // Geology. 1987. V. 25, N 8. P. 715–718.
- Barrera E. Global environmental changes preceding the Cretaceous-Tertiary boundary: Early-Late Maastrichtian transition // Geology. 1994. V. 22. P. 877–880.
- Barron E.J., Fawcett P.J., Peterson W.H., Pollard D., Thompson S. A 'simulation' of mid-Cretaceous climate // Paleocceanography. 1995. V. 10. P. 953–962.
- Boersma A., Shackleton N.J. Oxygen- and carbon-isotope variations and planktonic foraminifer depth habitats, Late Cretaceous to Paleocene, Central Pacific, Deep Sea Drilling Project Sites 463 and 465 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1981. V. 62 (Marjuro Atoll, Marshall Island to Honolulu, Hawaii). P. 513–526.
- Bowen R. Paleotemperature analysis // Methods in Geochemistry and Geophysics. Amsterdam: Elsevier, 1966. Русский пер. «Палеотемпературный анализ». Л.: Недра, 1969. 207 с.
- Caron M. Cretaceous planktonic foraminifera / H.B. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen (eds.) // Plankton Stratigraphy. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985. P. 17–86.
- Cochran J.K., Landman N.H., Turekian K.K., Michard A., Schrag D.P. Paleocceanography of the Late Cretaceous (Maastrichtian) Western Interior Seaway of North America: evidence from Sr and O isotopes // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2003. V. 191. P. 45–64.

27. Davis T.T., Hooper P.R. The determination of the calcite: aragonite ratio in mollusc shells by x-ray diffraction // *Mineralogical Magazine*. 1963. V. 33, N. 262. P. 608–612.
28. D'Hondt S., Arthur M.A. Interspecies variation in stable isotopic signals of Maastrichtian planktonic foraminifera // *Paleoceanography*. 1995. V. 10, N 1. P. 123–135.
29. D'Hondt S., Arthur M.A. Late Cretaceous oceans and the cool tropic paradox // *Science*. 1996. V. 271. P. 1838–1841.
30. Douglas R.G., Savin S.M. Isotopic analyses of planktonic formation from the Cenozoic of the Northwest Pacific, LEG 6 // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, 1971. V. 6. P. 1123–1127.
31. Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analyses of Cretaceous and Tertiary foraminifera from the Central North Pacific // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project* 1973. V. 17. P. 551–605.
32. Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analyses of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific Ocean // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. 1975. V. 32. P. 509–520.
33. Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H.A., Urey H.C. Revised carbonate-water isotopic temperature scale // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1953. V. 64, N 11. P. 1315–1326.
34. Golonka J., Ross M.I., Scotese C.R. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps // *Pangea: Global environments and resources*. *Canad. Soc. Petrol. Geol.* 1994. Mem. 17. P. 1–47.
35. Grossman E.L., Ku T.-L. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effects // *Chemical Geology*. 1986. V. 59. P. 59–74.
36. Houston R.M., Huber B.T. Evidence of photosymbiosis in fossil taxa? Ontogenetic stable isotope trends in some Late Cretaceous planktonic foraminifera // *Marine Micropaleontology*. 1998. V. 34. P. 29–46.
37. Houston R.M., Huber B., Spero H.J. Size-related isotopic trends in some Maastrichtian planktonic foraminifera: methodological comparisons, intraspecific variability, and evidence for photosymbiosis // *Marine Micropaleontology*. 1999. V. 36. P. 169–188.
38. Huber B.T. Paleobiogeography of Campanian-Maastrichtian foraminifera in the southern high latitudes // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1992. V. 92. P. 325–360.
39. Huber B.T., Hodell D.A., Hamilton C.P. Mid- to Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: Stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1995. V. 107. P. 1164–1191.
40. Huber B.T., Norris R.D., MacLeod K.G. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous // *Geology*. 2002. V. 30, N 2. P. 123–126.
41. Jagt J.W.M. The Maastrichtian of the type area (Southern Limburg, the Netherlands): recent developments // *Second Intern. Symp. on Cretaceous stage boundaries*. A1. Excursion to Maastricht. Brussels: Inst. Royal Sci. Nat. Belg., 1995. P. 2–15.
42. Kauffman E.G., Johnson C.C. The morphological and ecological evolution of Middle and Upper Cretaceous reef-building rudists // *Palaios*. 1988. V. 3. P. 194–216.
43. Landman N.H., Waage K.M. Scaphitid ammonites of the Upper Cretaceous (Maastrichtian) Fox Hills Formation in South Dakota and Wyoming // *Bul. Amer. Mus. Nat. Hist.* 1993. N 215. P. 1–257.
44. Larson R.L., Moberly R. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. 1975. V. 32. 980 p.
45. Lewy Z. Hypothetical endosymbiotic zooxanthellae in rudists are not needed to explain their ecological niches and thick shells in comparison with hermatypic corals // *Cretaceous Research*. 1995. V. 16, N 1. P. 25–37.
46. Lowenstam H.A., Epstein S. Paleotemperatures of post-Aptian Cretaceous as determined by the oxygen isotope methods // *J. Geol.* 1954. V. 62, N 3. P. 207–248.
47. Lowenstam H.A., Epstein S. Cretaceous paleotemperatures as determined by the oxygen isotope method, their relations to and the nature of rudistid reefs // *XX Congr. Geol. Inter. (Mexico, 1956)*. El sistema Cretacico. 1, Mexico, 1959. P. 65–76.
48. McConnaughey T. ^{13}C and ^{18}O isotopic disequilibrium in biological carbonates, II (in vitro simulation of kinetic isotopic effects) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1989. V. 53. P. 163–171.
49. McLeod K.G., Huber B.T. Reorganization of deep ocean circulation accompanying a Late Cretaceous extinction event // *Nature*. 1996. V. 380. P. 422–425.
50. MacLeod K.G., Huber B.T., Ducharme M.L. Paleontological and geochemical constraints on the deep ocean during the Cretaceous greenhouse interval // *Warm climates in Earth history*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2000. P. 241–274.
51. MacLeod K.G., Huber B.T. The Maastrichtian record at Blake Nose (western North Atlantic) and implications for global palaeoceanographic and biotic changes // *Western North Atlantic Palaeogene and Cretaceous Palaeoceanography*. Geological Society, London, Special publication. 2001. V. 183. P. 11–130.
52. Miller K.G., Barrera E., Olsson R.K., Sugarman P.J., Savin S.M. Does ice drive Maastrichtian eustasy? // *Geology*. 1999. V. 27. P. 783–786.
53. Moro A., Skeleton P.W., Cosovic V. Palaeoenvironmental setting of rudists in the Upper Cretaceous (Turonian-Maastrichtian) Adriatic Carbonate Platform (Croatia), based on sequence stratigraphy // *Cretaceous Research*. 2002. V. 23. P. 489–508.
54. Packham G.M., Andrew, J.E. Results of leg 30 and the geological history of the South-West Pacific arc marginal sea complex // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. 1975. V. 30. P. 691–705.
55. Pearson P.N., Ditchfield P.W., Singano J., Harcourt-Bown G., Nicholas Ch.J., Olsson K. Shackleton N.J., Hall M.A. Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs // *Nature*. 2001. V. 413, N 4. P. 481–487.
56. Pirrie D. and Marshall, J.D. High-paleolatitude Late Cretaceous paleotemperatures: New data from James Ross Island, Antarctica // *Geology*. 1990. V. 18, N 1. P. 31–34.
57. Price G.D., Hart M.B. Isotopic evidence for Early to mid-Cretaceous ocean temperature variability // *Marine Micropaleontol.* 2002. V. 46. P. 45–58.
58. Schrag D.P. Effects of diagenesis on the isotopic record of late Paleogene tropical sea surface temperatures // *Chemical Geology*. 1999. V. 161. P. 215–224.
59. Skelton P.W., Wright V.P. Caribbean rudist bivalve in Oman Island hopping across the Pacific in the Late Cretaceous // *Palaeontology*. 1987. V. 30. P. 505–529.

60. Steuberg T. Stable isotope sclerochronology of rudist bivalves: Growth rates and Late Cretaceous seasonality // *Geology*. 1996. V. 24, N 4. P. 315–318.
61. Stott L.D., Kennett J.P. The paleoceanographic and paleoclimatic signature of the Cretaceous/Paleogene boundary in the Antarctic: stable isotopic results from ODP LEG 113 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1990. V. 113. P. 829–846.
62. Webb P.N. New Zealand Late Cretaceous (Haumurian) foraminifera and stratigraphy: a summary // *N.Z. J. Geol. Geophys.* 1971. V. 14. P. 795–828.
63. Wilson P.A., Opdyke B.N. Equatorial sea surface temperatures for the Maastrichtian revealed through remarkable preservation of metastable carbonate // *Geology*. 1996. V. 24, N 6. P. 555–558.
64. Wilson P.A., Norris R.D. Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period // *Nature*. 2001. V. 41. P. 425–429.
65. Wright C.A., Apthorpe M. Planktonic foraminiferids from the Maastrichtian of the Northwest Shelf, Western Australia // *J. Foraminiferal Res.* 1976. V. 6. P. 228–240.
66. Zachos J.C., Stott L.D., Lohmann K.C. Evolution of early Cenozoic marine temperatures // *Paleoceanography*. 1994. V. 9. P. 353–387.
67. Zakharov Y.D., Ignatiev A.V., Ukhaneva N.G., Afanasyeva T.B. Cretaceous ammonoid succession in the Far East (South Sakhalin) // *Bul. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg. Sci. Ter.* 1996. V. 66. P. 109–127.
68. Zakharov Y.D., Boriskina N.G., Ignatyev A.V., Tanabe K., Shigeta Y., Popov A.M., Afanasyeva T.B., Maeda H. Palaeotemperature curve for the Late Cretaceous of the northwestern circum-Pacific // *Cretaceous Research*. 1999. V. 20. P. 685–697.

Поступила в редакцию 20 ноября 2003 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

***Yu.D. Zakharov, Ye.A. Sokolova, O.P. Smyshlyaeva, Y. Shigeta, K. Tanabe, H. Maeda,
T.G. Velivetskaya, A.M. Popov, A.V. Ignatyev, T.B. Afanasyeva***

New oxygen and carbon isotopic record, and the problem of low isotopic paleotemperatures in tropics during Maastrichtian

In the Late Cretaceous, high and middle latitude temperatures declined most sharply in the Maastrichtian; at the same time we have contradictory information on climatic conditions at low latitudes during the Maastrichtian. On the basis of new data on Maastrichtian mollusks from the Western Interior Seaway of North America and latest publications it has been proposed that tropical sea surface temperatures of the Pacific calculated from the oxygen isotopic composition of the majority of investigated Maastrichtian planktonic foraminifera are, obviously, underestimated. Unusually low isotopic temperatures obtained from tropical planktonic foraminifera, probably, reflect both local conditions provoked, first of all, by the influence of tropical upwelling zones, and the ability of Maastrichtian planktonic foraminifera of migration within a large vertical interval in the tropical zone. The average tropical surface ocean paleotemperatures estimated for the Maastrichtian seem to be not less than 23.7–26.6°C, but apparently, did not reach the level established, for example, for the Late Albian (32–33°C). Negative carbon-isotopic shifts at the end of the Early Maastrichtian and at the Cretaceous-Tertiary boundary seem to be connected with the fall of temperature and eventual reduction of oxygen content in the atmosphere and hydrosphere.