

**ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И УГЛЕРОДА МЕЛОВЫХ ОРГАНОГЕННЫХ
КАРБОНАТОВ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ. СТАТЬЯ 1. ПЕНЖИНСКАЯ ГУБА**

Ю.Д. Захаров*, **О.П. Смышляева***, **А.М. Попов***, **В.В. Голозубов***,
А.В. Игнатьев*, **Т.А. Веливецкая***, **К. Танабэ****, **Я. Шигэта*****, **Х. Маэда******,
Т.Б. Афанасьева*, **А.К. Чербаджи***, **Ю.Л. Болотский*******, **К. Мория****

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

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

***Национальный научный музей, г. Токио, Япония

****Университет в Киото, г. Киото, Япония

*****Амурский комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Благовещенск

Данные по изотопным палеотемпературам мелового периода для высоких широт Северного полушария единичны: опубликованные свидетельства касаются только валанжина Шпицбергена (7,7°C), турона бассейна р. Пахачи в восточной Корьякии (14,1–16,3°C) и коньяк-сантона Гренландии (около 17,3°C). Настоящая статья основана на результатах изотопно-кислородных исследований хорошо сохранившихся раковин ранне- и позднемеловых брахиопод, двустворок (в том числе иноцерамид), скафопод, аммоноидей и некоторых других беспозвоночных района Пенжинской губы (95 образцов), а также Южной Аляски (3 раковины альбских аммоноидей), в сравнительных целях исследованы некоторые раковины келловейских беспозвоночных Русской платформы и позднемеловых моллюсков Аляски и Хоккайдо. Температурные максимумы в высоких широтах были установлены для раннего баррема (24,5°C), раннего апта – раннего альба (18,4–25,9°C), позднего сеномана (20,8–23,3°C) и позднего кампана (22,4°C). Резкое снижение температуры вод мелководных морских бассейнов в высоких широтах Северного полушария (10,2–16,9°C) произошло в начале маастрихта. Наибольшая биологическая продуктивность морей высоких широт приходится на начало аптского века ($\delta^{13}\text{C}=3,6\text{--}6,8\%$) и турон ($\delta^{13}\text{C}=3,2\text{--}4,3\%$). Не исключено, что крайне низкие значения $\delta^{18}\text{O}$, установленные для арагонитовых элементов створок *Inoceramus* из турона западной Корьякии (бассейны рек Эгичнинваям и Мамет) и хорошо сохранившихся раковин планктонных фораминифер из нижнего турона высоких широт Атлантики (скважина глубоководного бурения 511), связаны с опреснением поверхностных вод отдельных акваторий как возможным следствием заключительного этапа гумидизации климата в приполярных районах в туронское время. Новые результаты хорошо согласуются с изотопными данными, недавно полученными по меловому планктону из высоких широт Южного полушария и палеоботаническими свидетельствами по мелу Корьякского нагорья и соседних территорий. Высокие температуры поверхностных вод морских бассейнов высоких широт обоих полушарий и прогрев атмосферы в приполярных районах в течение почти всего мелового периода объясняются, вероятно, активным меридиональным поступлением тепла из тропических районов (poleward heat transport), возможно, в частности, благодаря существованию серии меридиональных морей-проливов в это время.

Ключевые слова: мел, беспозвоночные, изотопные палеотемпературы, изотопно-углеродные аномалии, Камчатка, Аляска, Хоккайдо, Русская платформа.

ВВЕДЕНИЕ

Существуют противоречивые сведения о климатических условиях приполярных районов в меловом периоде, когда магнитный Северный полюс располагался несколько севернее Берингова пролива [62]. Точное положение географического полюса в меловое время не определено. По мнению некоторых исследователей, он находился севернее о-ва Принс Патрик Арктической Канады [59]. На данной стадии исследований мы придерживаемся этой гипотезы,

хотя существуют свидетельства, нуждающиеся в подтверждении, согласно которым географический Северный полюс мог располагаться вблизи бассейна Яны в готериве, вблизи бассейна Индигирки в апте, несколько севернее Новосибирских островов в сеномане, несколько севернее Чукотки в коньяке и к северу от Аляски в маастрихте (данные К.Р. Скотеза). Географический Южный полюс в меловое время располагался, очевидно, в районе Антарктиды [45]. В соответствии с этими представлениями как Корьяк-

кое нагорье, так и Южная Аляска располагались в меловое время в пределах высоких широт (не ниже чем 60–70° с.ш.).

Представления о климате в полярном районе Южного полушария складывались главным образом на основе данных по изотопной термометрии, сведения о климате высоких широт Северного полушария, напротив, до сих пор основывались преимущественно на палеоботанических материалах по Корякскому нагорью и Аляске.

Исследования ростров меловых белемнитов Новой Зеландии [66], двустворчатых и головоногих моллюсков двух островов вблизи Антарктиды [62], а также планктонных фораминифер возвышенности Мод вблизи Антарктиды [66, 67] позволили рассчитать сравнительно низкие палеотемпературы для поверхностных вод высоких широт Южного полушария для сантона – маастрихта (8–16°C). Еще более низкие температуры (4,5–10,5°C) рассчитали Э. Баррера с соавторами [36, 37] для шельфовых вод вблизи Антарктиды по бентосным фораминиферам маастрихта.

Недавно Б.Т. Хьюбер, Д.А. Ходелл и Ч.П. Хамилтон [50] получили неожиданно высокие палеотемпературы по планктонным фораминиферам альба (около 17°C), сеномана (около 23°C), турона (около 33°C) и кампана (25–28°C) для высоких широт Южного полушария по сравнению с низкими палеотемпературами (10°C), установленными для позднего маастрихта. При этом ими были установлены относительно низкие вертикальные изотопно-кислородные градиенты для альба (1,0–1,2 ‰), сеномана (1,0 ‰), коньяка – сантона (1,7 ‰), позднего кампана (1,5 ‰) и раннего маастрихта (1,7 ‰), но высокие для турона (3,0 ‰) (последнее, по нашим представлениям, свидетельствует в пользу нереальности рассчитанных для турона палеотемператур из-за возможного опреснения). Они соглашаются с Э. Баррера с соавторами [36], считающими, что глубинные воды Тихого океана и, возможно, других океанов формировались в маастрихтское время путем погружения поверхностных вод полярных районов.

В высоких широтах Северного полушария ограниченные данные по меловым изотопным палеотемпературам до сих пор были получены только для валанжина Шпицбергена [42], турона восточной Корякии [70, 71] и коньяка – сантона Гренландии [31, 53].

Ю.Д. Захаров с соавторами [12, 70, 71] установили относительно высокие палеотемпературы (14,1–16,3°C) для турона, вероятно позднего, бассейна р. Пахачи в восточной Корякии на основе изотопных исследований различных участков единственной арагонитовой раковины аммонита. Г.А. Лоуэнстам и С. Эпштейн [52] рассчитали более высокие температуры (около 17°C) по рострам бе-

лемнитов из коньякских и сантонских отложений Восточной Гренландии. П.У. Дичфильд [40], напротив, приводит низкие палеотемпературы (5,3–10,4°C), полученные по 43 рострам белемнитов из нижнего валанжина Шпицбергена.

Недостаток изотопных данных по мелу высоких широт Северного полушария компенсируется обилием палеоботанических работ, касающихся вопросов палеоклиматологии северо-восточной Азии [3–7, 9, 15–18, 24, 29, 30, 48, 49, 57, 58, 63–65].

Настоящая статья посвящена решению следующих основных вопросов:

(1) Получение данных по изотопному составу кислорода и углерода, а также Са-Mg отношению органических карбонатов из всех ярусов постваланжинского мела высоких широт Северного полушария.

(2) Сравнение новых результатов с имеющимися относительно полными изотопными данными по мелу высоких широт Южного полушария и реконструкция температурных условий в высоких широтах мелового периода.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В настоящей статье для проведения геохимических исследований использован первичный кальцитовый и арагонитовый органический материал, собранный в основном в районе Пенжинской губы (рис. 1), западная часть Корякского нагорья, во время Российско-Японской экспедиции 1998 г. С барремского века по палеоген район Пенжинской губы располагался примерно на 62° с.ш. [2].

Исследованная коллекция этого района представлена хорошо сохранившимися скелетными остатками меловых беспозвоночных различного экологического типа – брахиопод, двустворок, в том числе иноцерамид, скафопод, аммоноидей, червей (исследовано 86 проб). Дополнительно были использованы некоторые данные, полученные нами по хорошо сохранившимся альбским брахиоподам и коньякским моллюскам бассейна р. Таловки в Корякском нагорье, расположенного около 60–100 км северо-восточнее района Пенжинской губы (для полноты картины по изотопной сукцессии нижнего и верхнего мела, учитывая отсутствие хорошо сохранившихся беспозвоночных альбского и коньякского возраста в районе Пенжинской губы). В сравнительных целях были исследованы также келловейские брахиоподы, белемниты и аммониты Русской платформы – семь проб (колл. Ю.Л. Болотского), альбские аммониты Южной Аляски – три пробы (колл. Я. Шигэты) и коньякские моллюски Хоккайдо.

Контролем за степенью диагенетических изменений в исследованных скелетных образованиях беспозвоночных служили следующие признаки:

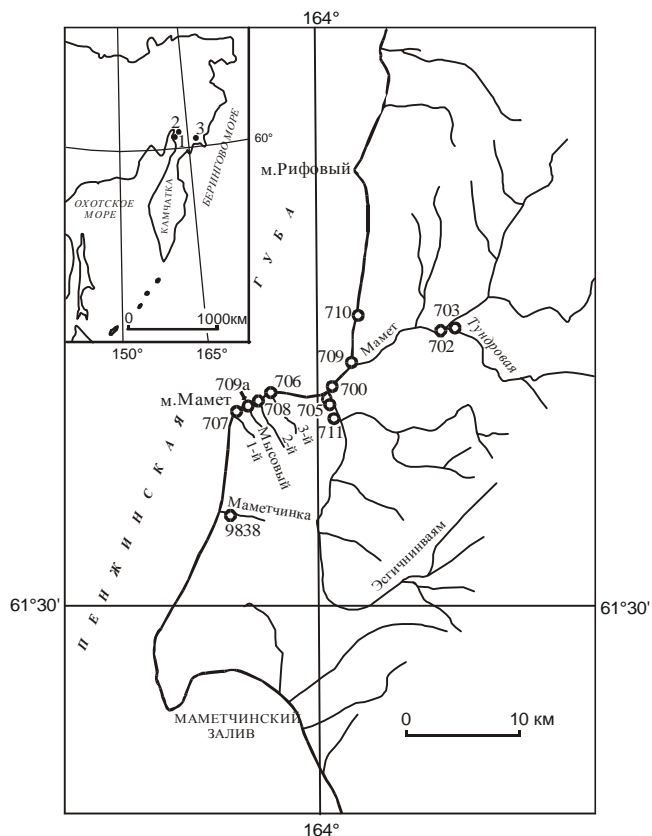


Рис. 1. Районы исследования и места отбора проб.

(1) Пенжинская губа, (2) бассейн р. Таловки, (3) бассейн р. Пахачи. Места отбора проб органогенных карбонатов в районе Пенжинской губы: 9838 – р. Маметчинка (тылакарельская свита, готерив); 707 – п-ов Мамет (верхняя часть кармаливаямской свиты, нижний апт); 709а – руч. Мысовый (маметчинская свита, верхний альб – нижний сеноман); 708 – безымянный ручей 2-й (нижняя часть маметчинской свиты, нижний сеноман); 706 – безымянный ручей 3-й (верхняя часть маметчинской свиты, нижний сеноман); 705 – побережье Пенжинской губы, в 1 км западнее устья р. Эсгичнинваям (нижняя часть пенжинской свиты, верхний сеноман); 711 – левый берег р. Эсгичнинваям, в 1,5 км выше ее устья (средняя часть пенжинской свиты, турон – слои, содержащие остатки среднетуронских *Scalarites scalaris*); 700 – Пенжинская губа, в 100–500 м северо-восточнее устья р. Эсгичнинваям (средняя часть пенжинской свиты, турон – слои, содержащие остатки среднетуронских *Tetragonites glabrus*); 709 – устье р. Мамет (верхняя часть быстринской свиты, верхний кампан); 710 – побережье Пенжинской губы, 4,8 км севернее устья р. Мамет (средняя часть пенжинской свиты, турон); 702 – р. Мамет, в 5,5 км выше ее устья (нижняя часть пиллалваямской свиты, верхний кампан); 703 – р. Тундровая (средняя часть пиллалваямской свиты, нижний маастрихт).

1. Визуальные признаки (естественность цвета, структуры).

2. Относительное содержание арагонита в скелете (в случае исследования раковин аммоноидей и некоторых элементов скелета иноцерамид, характеризующихся 100% содержанием арагонита в прижизненном состоянии организма) [11].

3. Степень сохранности первичной микроструктуры скелета (при исследовании арагонита аммоноидей определялась микроскопическим способом, в том числе с помощью СЭМ, при исследовании кальцита брахиопод – люминесцентным анализом с помощью рентгеновского микроанализатора JXA-5A с ускоряющим напряжением 25 kv).

Результаты рентгеноструктурного и люминесцентного анализов показали, что большая часть исследованного арагонитового и кальцитового материала из раковин аммоноидей, иноцерамов и брахиопод из мела Корякского района, тщательно отобранного после визуального обследования, представляется пригодным для определения его оригинального изотопного состава. Исходя из результатов изотопного исследования раковин современного наутилуса [57, 63], представляется, что рост раковин аммоноидей осуществлялся в той или иной степени в течение всего года.

Изотопный состав кислорода и углерода определялся прецизионным методом, с использованием масс-спектрометра Finnigan MAT-252 (Германия). 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 и Х. Крейга [40, 44], модернизированная Т.Ф. Андерсоном и М.А. Артуром [35], и (2) Э.Л. Гроссмана и Т. Ку [47]. Первая шкала использовалась при анализе первичного кальцита раковин брахиопод, скафопод, червей, некоторых двустворок, в том числе призматических слоев иноцерамов, вторая – при анализе первичного арагонита аммоноидей, гастропод и некоторых элементов раковин иноцерамов.

Рентгеноструктурный анализ был выполнен по методу Т. Дэвиса и П. Хупера [41] с помощью дифрактометра ДРОН-3.

Все анализы выполнены в Аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ

Палеозойские и триасово-юрские образования Пенжинско-Анадырского супертеррейна [10, 25, 33, 56] слагают обычно отдельные разрозненные блоки и пластины в составе меланжей. Нижнемеловые отложения этого же супертеррейна, относящиеся к фации турбидитов, накапливались в глубоководной зоне преддугового прогиба, в условиях значительно-

го влияния островодужного вулканизма, особенно готерив – барремского. Накопление этих отложений имело лавинный характер, учитывая их значительную мощность (около 6200 м). Нижний мел обычно представлен в западной части Корякского нагорья пятью свитами: (1) мялекасынской, за исключением ее подошвы (беррис – валанжин), (2) тылакрьльской (готерив – нижний баррем), (3) кармаливаямской (верхний баррем – нижний апт), (4) тихореченской (верхний апт – нижний альб), (5) кедровской (средний – верхний альб) [1, 27, 28, 34]. Большая часть этих осадков первоначально формировалась, по-видимому, в условиях мелководного шельфа, откуда, по мере их накопления, происходило “сбрасывание” их (вместе с остатками организмов, обитавших в мелководье) на нижний уровень седиментации, к подножью континентального склона.

В подошве тылакрьльской свиты во многих случаях наблюдаются конседиментационные пластины офиолитов (серпентинизированные гарцбургиты, клинопироксениты, троктолиты, габбро, габбронориты, плагиограниты, комплекс параллельных даек, пиллоу-лавы) и продукты их разрушения – серпентинитовые брекчии, гравелиты и граувакковые песчаники.

Верхнемеловые отложения в Западной Корякии, в отличие от нижнего мела, принадлежат преимущественно фациям типично шельфового типа, характеризующимся широким развитием бентоса [26, 28]. Они представлены здесь четырьмя свитами: (1) маметчинской, возможно за исключением базальных слоев, (нижний сеноман), (2) пенжинской (верхний сеноман – коньяк), (3) быстринской (сантон – нижний кампан) и (4) пиллалваямской (верхний кампан – маастрихт). Общая мощность верхнемеловых отложений в этом районе около 3200 м.

На п-ове Маметчинском, в районе проведенных нами геохимических исследований, образования мялекасынской свиты (титон – валанжин), известные в Куюльском массиве и в бассейне р. Анной [28, 32], не обнажены; офиолитовая часть разреза готерив-барремских отложений тылакрьльской свиты здесь образует ядро узкой антиклинали. Мощные флишеподобные толщи тылакрьльской и кармаливаямской свит нижнего мела почти не отличимы друг от друга по своему литологическому составу (граница между ними проведена по первому появлению ауцеллин). Раннеаптский возраст верхней части кармаливаямской свиты определен по находкам на Маметчинском п-ове аммонитов *Sanmartinoceras* и *Australiceras* [27]. Отложения маметчинской свиты в районе мыса Мамет со значительным размывом и угловым несогласием перекрывают туфовые граувакки кармаливаямской свиты (альбские отложения тихореченской и кедровской свит здесь отсутствуют). Прочие верхне-

меловые свиты, за исключением пиллалваямской, залегают без перерыва на подстилающих их отложениях. Верхняя часть маметчинской свиты характеризуется раннесеноманским комплексом аммоноидей (*Neogastropilites*, *Eogunnarites*, *Puzosia*, *Tetragonites*, *Stoliczkaia*). В отличие от данных предшественников [28], возраст нижней части пенжинской свиты установлен нами как позднесеноманский на основании находок аммоноидей *Eomadrasites* и *Marshallites* в верхних ее слоях. Присутствие в районе Пенжинской губы средне- и позднегуронских, сантон-кампанских и маастрихтских отложений доказывається, соответственно, находками *Scalarites scalaris* (Yabe), *Tetragonites glabrus* (Jimbo), *Jimboiceras planulatiforme* (Jimbo) в пенжинской свите, *Menuites naumanni* (Yok.) в быстринской свите и *Pachydiscus japonicus* Mat. в пиллалваямской свите [26].

$d^{18}O$, $d^{13}C$ И Ca-Mg ОТНОШЕНИЕ В СКЕЛЕТАХ БЕСПОЗВОНОЧНЫХ ИЗ МЕЛА ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Тылакрьльская свита (готерив – баррем)

Отложения готерив-раннебарремского возраста на восточном побережье Пенжинской губы в районе п-ова Маметчинского представлены тылакрьльской свитой [28]. В обнажающейся части тылакрьльской свиты, содержащей в своей нижней части глыбы, блоки и пластины офиолитов, мы различаем одну литологически выдержанную пачку:

1. Песчаники серпентинитовые, серые, с угловатыми включениями вулканогенных пород, прослоями алевролитов, конгломератобрекчий, туфоалевролитов и кремнистых алевролитов (9838-1, 9838, 9838-2-1,2) более 1400 м

Двустворки – редкие *Inoceramus colonicus* And., *Astarte* sp. (определение М.А. Пергамента), скафоподы – *Dentalium* sp., радиолярии.

Ограниченность скелетных образований, пригодных для изотопного анализа, позволила отобрать пробы лишь из двух уровней разреза нижней части свиты, обнажающейся по р. Маметчинке (рис. 2). Материалом для проб послужили раковина *Dentalium* sp., представленная первичным кальцитом с признаками диагенетических изменений (примесью клиноптилолита и слоистых силикатов) (9838-1) и призматические слои раковины *Inoceramus* sp. первично кальцитового состава, с хорошо сохранившейся микроструктурой и без каких-либо примесей (9838, 9838-2-2), а также элементы той же раковины, частично сохранившие первичный арагонит (9838-2-1). Исследованная раковина *Dentalium* sp. обнаружена примерно в 100 м стратиграфически выше офиолитовой пластины (в 80 м выше устья р. Маметчинки), раковина *Inoceramus* sp. – примерно в 20 м выше слоя 9838-1.

5. Алевролиты кремнистые, зеленовато-серые, с прослоями мелкозернистых зеленовато-серых песчаников (707-2,3,4,5,6,7,8,9,10,11,12,13,14,15,16, 707-1) 59 м

Двустворки – *Aucellina aptiensis* (Orb.), *A. cf. caucasica* Buch. (определения В.Н. Верещагина).

Мощность свиты 747 м.

Материалом для изотопного анализа послужили хорошо сохранившиеся серебристо-белые раковины *Aucellina* кармаливаямской свиты, первично кальцитовые, иногда с небольшой примесью анальцима, реже ломантина и каолинита. Проанализированные раковины происходят: (1) из подошвы 2-й пачки свиты (707-4), (2) из слоя, располагающегося в 120 м выше подошвы пачки 2 (707-5-1, средний баррем), (3) из подошвы 5-й пачки свиты (707-2, 3, 4, 5, 6, 7,8,9,10,11,12,13,14,15,16, нижний апт) и (4) из ее кровли (707-1, нижний апт).

Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в наиболее хорошо сохранившейся раковине среднебарремской *Aucellina* sp. составляет -2,9‰ (T=24,5°C) и +3,9‰, соответственно.

Значение $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах раннеаптских *Aucellina aptiensis* (Orb.) колеблется от -5,7 до -1,6‰

(в среднем составляет -3,4‰); значение $\delta^{13}\text{C}$ в них варьирует от +1,3 до +6,6‰ и в среднем составляет +4,4‰.

Материал раковин раннеаптских *Aucellina* отличается от материала готеривского *Dentalium* меньшей магниальностью (Ca/Mg=191,67).

Восемь из 17 исследованных раковин раннеаптских *Aucellina aptiensis* оказались по степени своей сохранности пригодными для палеотемпературных реконструкций (18,4–25,9°C). Значение $\delta^{13}\text{C}$ достигает 6,6‰.

Маметчинская свита (верхний альб? – нижний сеноман)

Отложения позднеальбского – раннесеноманского возраста в районе мыса Мамет представлены маметчинской свитой, с разрывом залегающей здесь на породах кармаливаямской свиты. В составе свиты различаются следующие отложения (рис. 3):

6. Конгломераты среднегалечные, с прослоями и линзами грубозернистых песчаников 135 м

7. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, с двумя углистыми прослоями в нижней части пачки и про-

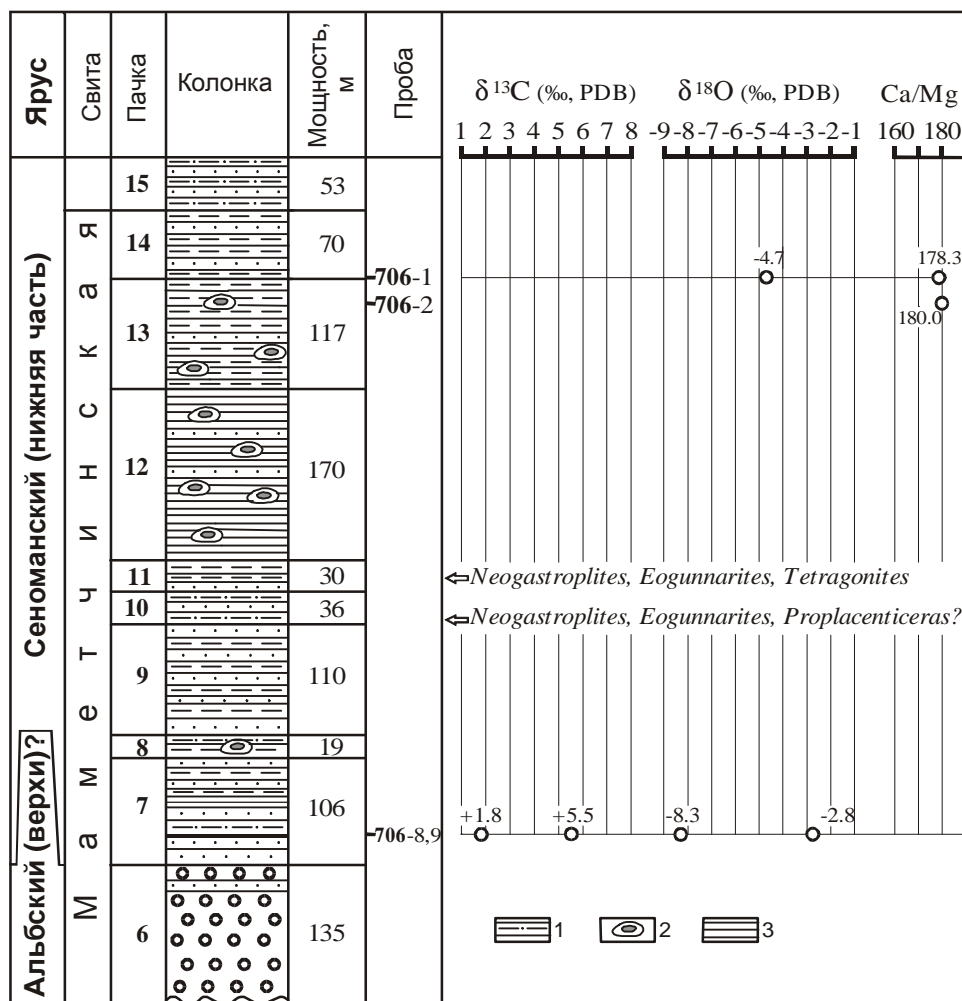


Рис. 3. Соотношения изотопов кислорода и углерода и Ca-Mg отношение в кальцитовом материале двустворок из нижнего сеномана Пенжинской губы.

1 – песчанистые алевролиты, 2 – конкреции, 3 – аргиллиты. Прочие обозначения как на рис. 2.

слоями конгломератов и линзочками углистых пород в верхней (руч. Мысовый) 106 м

Скопление остатков бентосной фауны (двустворки – *Modiolus* sp., *Nucula* sp., *Pleuromya* sp., *Tancredia* sp., *Solecurtus* sp., *Variamussium* sp., *Aucellina?* sp.) установлено лишь на одном стратиграфическом уровне – в 61 м выше подошвы пачки.

8. Песчаники алевритистые, темно-серые, со следами ряби на поверхности слоев; содержат остатки морских ежей 19 м

9. Переслаивание мелкозернистых серых песчаников и черных алевролитов со знаками ряби на поверхности слоев и кусками древесины 110 м

Двустворки – мелкие *Inoceramus* sp.

10. Алевролиты черные, с прослоями тонко- и мелкозернистых серых песчаников и крупными известково-мергельными конкрециями 36 м

Аммоноидеи – редкие *Neogastroplites* sp., *Proplaticercas?* sp.

11. Алевролиты черные, с прослоями тонко- и мелкозернистых серых песчаников (безымянный ручей 2) ... 30 м

Двустворки – *Paratrigonia* sp., аммоноидеи – *Neogastroplites* sp., *Eogunnarites* sp., *Puzosia* cf. *nipponica* Mat., *Tetragonites* sp., *Stoliczkaia* sp.).

12. Аргиллиты черные с крупными известково-мергельными конкрециями и редкими прослоями мелкозернистых серых песчаников 170 м

13. Алевролиты темно-серые, с крупными известково-мергельными конкрециями и редкими прослоями мелкозернистых серых песчаников (безымянный ручей 3) 117 м

Двустворки – *Inoceramus* sp. (гигантские раковины), аммоноидеи – редкие *Marshallites* sp., *Anagaudryceras sacya* (Forbes).

14. Переслаивание черных алевролитов и мелкозернистых зеленовато-серых песчаников 70 м

Мощность отложений маметчинской свиты в разрезе 783 м.

Лишь материал двух раковин *Aucellina?* sp. из пачки 7 маметчинской свиты (в 61 м выше подошвы пачки 7, 706-8) и призматических слоев *Inoceramus* sp. пачки 13 (706-1) этой свиты был использован для изотопных анализов.

Значение $\delta^{18}\text{O}$ в одной из раковин *Aucellina?* sp. составляет $-2,8\%$ (соответствует палеотемпературе 24°C). Значение $\delta^{13}\text{C}$ в исследованных раковинах колеблется от $+1,8$ до $5,5\%$.

Призматические слои более измененной раковины *Inoceramus* sp. характеризуются более низким значением $\delta^{18}\text{O}$ ($-4,3\%$), однако значение $\delta^{13}\text{C}$ здесь близко к оригинальному ($+0,8\%$).

Пенжинская свита (верхний сеноман – коньяк)

Отложения позднесеноманского – коньякского возраста в бассейнах рек Эгичнинваям и Мамет представлены пенжинской свитой, согласно залегающей на отложениях маметчинской свиты (рис. 4). Ее слагают следующие отложения:

15. Переслаивание черных алевритистых песчаников и мелкозернистых серых песчаников 53 м

16. Песчаники мелкозернистые, серые, со стяжениями известковистых песчаников 5 м

17. Переслаивание мелкозернистых зеленовато-серых песчаников и черных алевролитов 78 м

18. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, с прослоями черных алевролитов 40 м

19. Тонкое переслаивание мелкозернистых зеленовато-серых песчаников и черных алевролитов 20 м

20. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые 15 м

21. Тонкое переслаивание мелкозернистых зеленовато-серых песчаников и черных алевролитов 20 м

22. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, с прослоями гравелитов 55 м

23. Песчаники мелкозернистые, туфогенные, зеленовато-серые, с крупными стяжениями известковистых песчаников и прослоями слюдястых алевритистых песчаников с растительным детритом 35 м

Двустворки – *Inoceramus* sp.

24. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, с прослоями алевритистых серых песчаников 83 м

Двустворки – *Inoceramus* ex gr. *concentricus* Nagao et Mat.

25. Алевролиты песчанистые, с прослоями мелкозернистых зеленовато-серых песчаников в верхней части пачки 70 м

Двустворки – *Inoceramus* sp., аммоноидеи – редкие *Marshallites* sp.

26. Переслаивание темно-серых песчанистых алевролитов и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников (Пенжинская губа, в 1,1 км западнее устья р. Эгичнинваям, 705–2, 3а,3с,3d,3d-1) 17 м

Брахиподы – *Penzhinothyris plana* Smirnova, двустворки – *Inoceramus pennatulus* Pergament, аммоноидеи – редкие *Marshallites* sp. (в нижней части пачки), *Anagaudryceras sacya* (Forbes), *Desmoceras* sp., *Eomadrasites* sp. (в средней части пачки), трубки червей.

Закрытый интервал (не менее 150-200 м по мощности в устье р. Эгичнинваям).

27. Алевролиты песчанистые, темно-серые, с крупными известково-мергельными конкрециями (левый берег Эгичнинваям, 711-1,2,711-1-4,6) 15 м

Брахиподы – *Rhynchonellida* (в нижней части), двустворки – гигантские *Inoceramus* sp., аммоноидеи – *Scalarites scalaris* (Yabe), *Scaphites* sp., крупные плоды растений.

28. Песчаники алевритистые, серые (левый берег р. Эгичнинваям, 711-3-1) 3 м

Двустворки – *Inoceramus* sp. (гигантские), *Ostrea* sp., аммоноидеи – *Scaphites* sp.

Закрытый интервал в долине р. Эгичнинваям (по видимому, первые метры по мощности).

29. Алевролиты песчанистые, темно-серые, с крупными известково-мергельными конкрециями (правый берег р. Эгичнинваям и побережье Пенжинской губы, 700-1, 700-1a-1, 700-1a-2, 700-1d, 700-5) 60–75 м

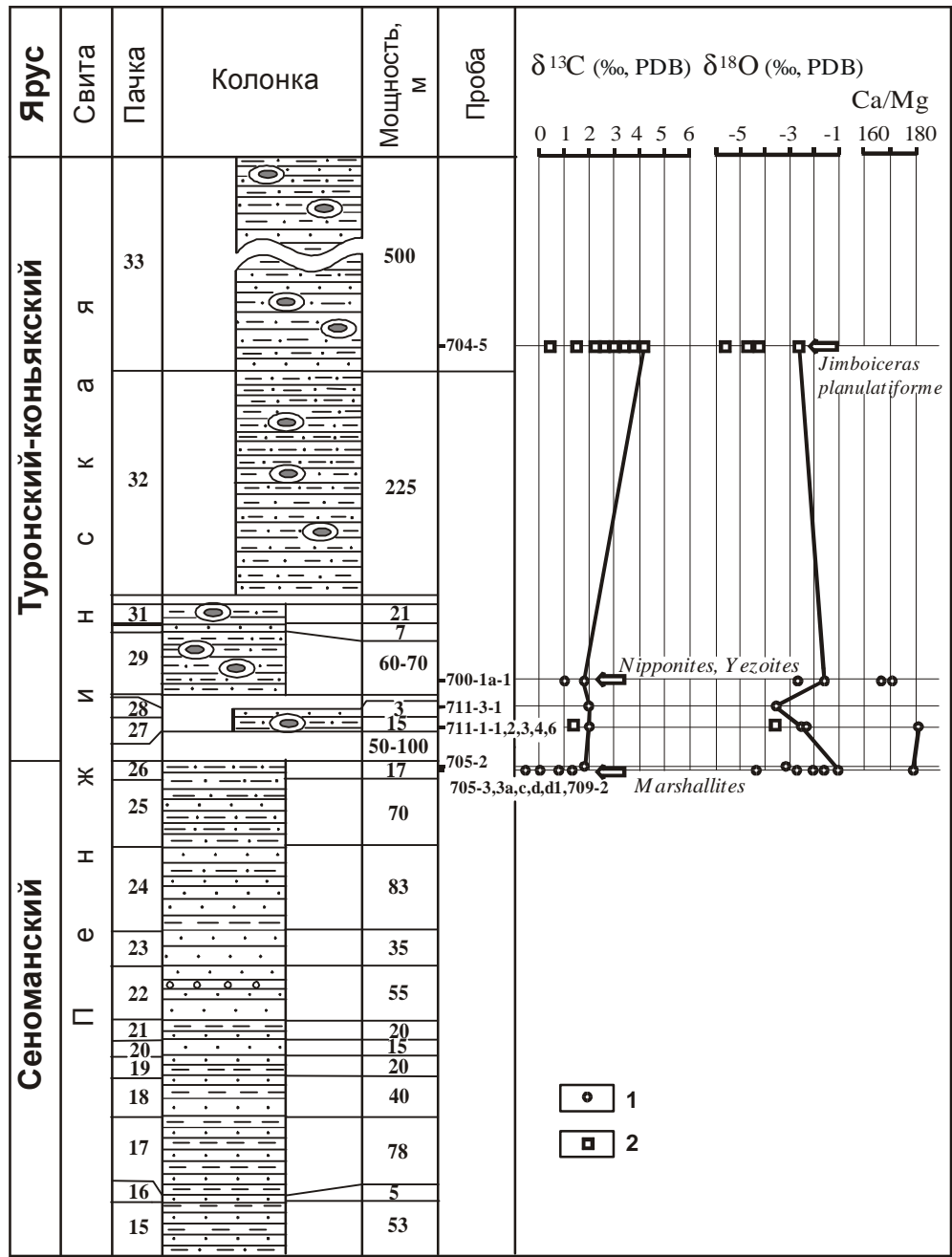


Рис. 4. Соотношения изотопов кислорода и углерода и Ca/Mg отношение в кальцитовом и арагонитовом материале беспозвоночных из верхнего сеномана, турона и сантона Пенжинской губы.
1 – кальцит, 2 – арагонит. Прочие обозначения как на рис. 2 и 3.

Двустворки –*Inoceramus iburiensis* Nagao et Mat. (гигантские), *Ostrea* sp., аммоноидеи – *Yezoites puerculus* (Jimbo) (макро- и микроконхи), *Scalarites* sp., *Tetragonites glabrus* Jimbo, *Gaudryceras* sp.; брахиоподы – *Terebratulida* и остатки листьев цветковых растений.

30. Песчаники мелкозернистые серые 7 м

31. Алевролиты песчанистые, серые, с известково-мергельными конкрециями 21 м

Тектоническое нарушение (с амплитудой в несколько десятков метров) на побережье Пенжинской губы между устьями рек Эсгичнинваям и Мамет.

Далее продолжение разреза по р. Мамет.

32. Алевролиты песчанистые, темно-серые, с известково-мергельными конкрециями 225 м

33. Алевролиты песчанистые, темно-серые, с известково-мергельными конкрециями и редкими прослоями мелкозернистых зеленовато-серых песчаников (704–5-1,2,4,7,8,9,10,13,14,18,19,21) 500 м

Двустворки – *Inoceramus teshioensis* Nagao et Mat., *I. tenuistriatus* Nagao et Mat. аммоноидеи – *Jimboiceras planulatifforme* (Jimbo), *Yezoites puerculus* (Jimbo) (макроконхи), обломки древесины в нижней и средней частях пачки.

Тектоническое нарушение с амплитудой около 100 м (р. Мамет).

Общая мощность свиты в разрезе около 1240–1260 м

Из толщи пенжинской свиты анализу подверглись лишь хорошо сохранившиеся брахиоподы, ино-

церамы и устрицы. Все собранные здесь раковины аммоноидей оказались полностью перекристаллизованными.

Исследованные позднеэоценовые брахиоподы *Penzhinothyris plana* Smirnova (705–3а) с хорошо сохранившейся микроструктурой происходят из пачки 26, обнажающейся на побережье Пенжинской губы, в 1 км западнее устья р. Эсгичнинваям. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах *Penzhinothyris plana* колеблются от -2,7 до -2,0‰ и в среднем составляют -2,3‰. Данные по всем из них использованы для палеотемпературных определений (20,4–23,3°C). Значения $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах брахиопод колеблются от -0,4 до +1,8‰, составляя в среднем +0,3‰.

Из отложений нижней части среднего турона (пачки 27, 28, охарактеризованные среднетуронскими *Scalarites scalaris*), обнажающихся на левом борту р. Эсгичнинваям, в 1,5 км выше ее устья, были исследованы как первично кальцитовые раковины (ринхонеллидные брахиоподы (711-1-1,2), *Ostrea* sp. (711-3-1) с хорошо сохранившейся структурой скелета), так и арагонитовые образования *Inoceramus* sp. (711-1-4,6). Несмотря на высокое содержание арагонита в исследованных элементах скелета *Inoceramus* sp. (95–98±3%), сопровождающееся крайне низкими примесями анальцима и $\alpha\text{-SiO}_2$, что свидетельствует о низкой степени диагенетических изменений этих раковин, они характеризуются низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (от -3,6 до -2,5‰, в среднем -3,0‰). Палеотемпературы, рассчитанные по этим раковинам, являются нереальными (“Т°C”=26,3–30,9). Вместе с тем они характеризуются высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$, колеблющимися от +1,3 до +4,4‰ и в среднем составляющими 3,3‰. Низкое значение $\delta^{18}\text{O}$ (-3,5‰) установлено и в раковине устрицы *Ostrea* sp., встреченной в ассоциации с *Inoceramus* sp. Значение $\delta^{13}\text{C}$ в них составляет +2,0‰. В раковинах ринхонеллидных брахиопод, встреченных изолированно от проанализированных *Inoceramus* и *Ostrea*, значения $\delta^{18}\text{O}$ достаточно высокие (колеблются от -2,7 до -2,6‰). Значения $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах брахиопод достигают +2,1‰.

Из отложений средней части среднего турона (пачка 29, охарактеризованная среднетуронским *Tetragonites glabrus*), вскрытых на побережье Пенжинской губы, в 100–500 м северо-восточнее устья р. Эсгичнинваям, для изотопных исследований также использован как органогенный кальцит (*Ostrea* sp. (700-1а-1), неопределенная двустворка (700-5), призматические слои *Inoceramus* sp. (700-1а-2)), так и органогенный арагонит (элементы раковины *Inoceramus hobetensis* Nagao et Mat. – 700-1д). Кроме этого анализу подверглась также раковина брахиоподы *Penzhinothyris* sp. (709-2) того же стратиграфического уровня (из тектонического блока, расположенного на побережье Пенжинской губы, в 3,2 км севернее ус-

тья р. Мамет). Из исследованных беспозвоночных этой части разреза только *Ostrea* sp. ($\delta^{18}\text{O}=-2,6\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}=+0,9\text{‰}$) и неопределенная двустворка ($\delta^{18}\text{O}=-2,6\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}=+0,9\text{‰}$) оказались пригодными для палеотемпературных определений (23,1°C). У *Inoceramus* sp. и *Penzhinothyris* sp. значения $\delta^{18}\text{O}$ очень низкие (-3,1 и -4,7– -3,4‰, соответственно), при “нормальных” значениях $\delta^{13}\text{C}$ (+1,2 и -0,5‰, соответственно). Сходная картина имеет место и в отношении элементов раковины *Inoceramus hobetensis* Nagao et Mat., состоящих на 80±3% из арагонита ($\delta^{18}\text{O}=-3,9\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}=-0,3\text{‰}$). Призматические слои иноцерамов более магниезильны, чем раковина устрицы (Ca-Mg отношения в них составляют соответственно 166,4 и 171,2).

Верхнетуронские отложения в исследованном районе были обнаружены в одном из тектонических блоков на правом берегу р. Мамет, в 1,2 км выше ее устья (пачка 33), анализу подверглись хорошо сохранившиеся арагонитовые раковины *Inoceramus teshioensis* Nagao et Mat. (704-5-1,2,4,5,7,8,9,10,13,14,18,19,21). Особенность этих раковин состоит в том, что при высоком содержании в них арагонита (87–98±3%) и при отсутствии каких-либо примесей, за исключением небольшого содержания вторичного кальцита, в подавляющем своем большинстве они характеризуются крайне низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, колеблющимися от -5,9 до -3,4 (“Т°C”=30,2–41,1) и в среднем составляющими -4,7‰. Другой особенностью арагонита этих раковин является сравнительно высокое содержание в них тяжелого изотопа углерода (значения $\delta^{13}\text{C}$ колеблются от +0,7 до +3,9‰).

Быстринская свита (сантон – нижний кампан)

Сантон – нижнекампанские отложения в междуречье Эсгичнинваям – Мамет представлены быстринской свитой, залегающей, по-видимому, согласно на отложениях пенжинской свиты (рис. 4, 5). Ее слагают следующие отложения (нижние слои, возможно, сорваны тектоническим нарушением):

- | | |
|--|------------|
| 34. Песчаники мелкозернистые, серые (побережье Пенжинской губы между устьями рек Эсгичнинваям и Мамет) | около 13 м |
| 35. Алевролиты песчаные, серые, с известково-мергельными конкрециями | около 28 м |
| 36. Туфы кремнистые, плотные, серые | 12 м |
| 37. Песчаники мелкозернистые, серые | 27 м |
| 38. Переслаивание мелкозернистых зеленовато-серых песчаников и песчаных алевролитов | 19 м |
| 39. Песчаники мелко- и тонкозернистые, зеленовато-серые | 24 м |
| 40. Песчаники мелкозернистые, темно-серые | 20 м |
| 41. Туфы кремнистые, плотные, серые | 4 м |
| 42. Переслаивание серых алевритистых и мелкозернистых песчаников | 8 м |

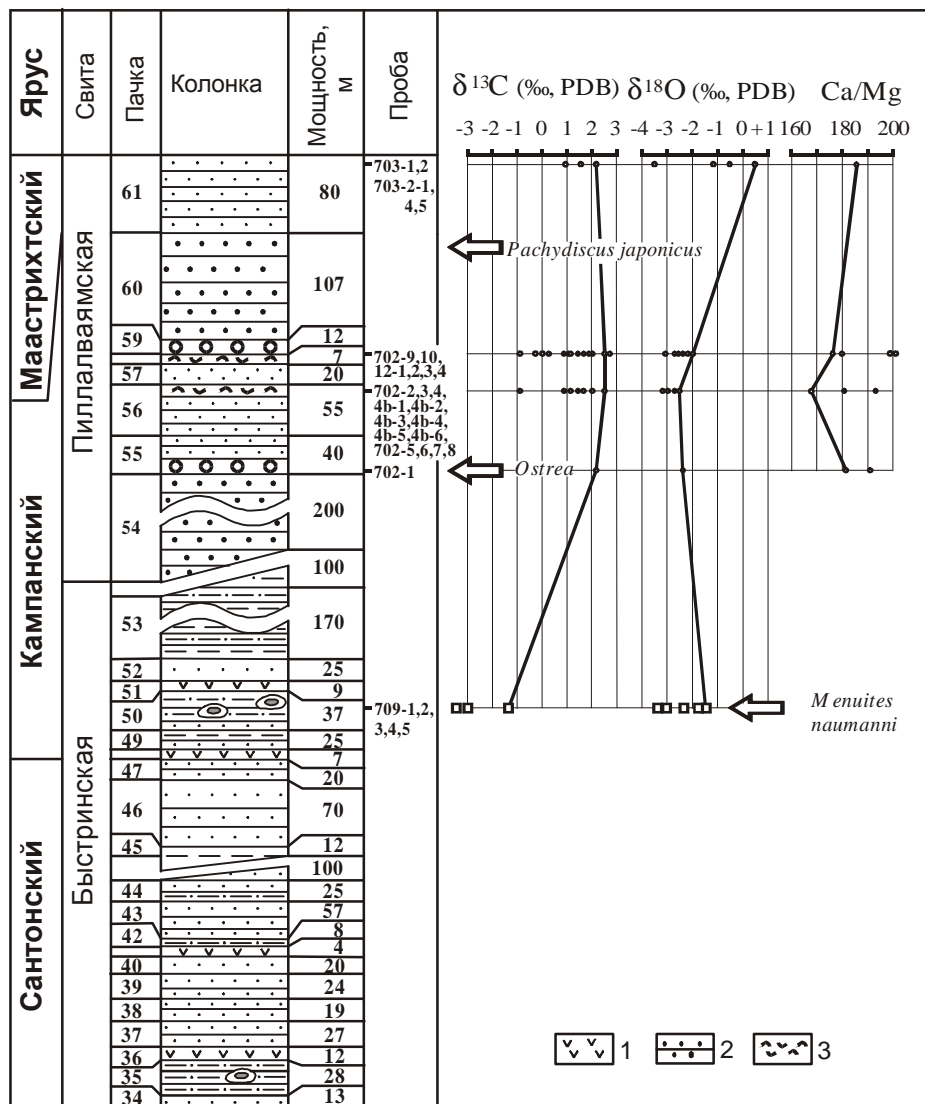


Рис. 5. Соотношения изотопов кислорода и углерода и Ca/Mg отношение в арагонитовых раковинах раннекампанских аммоноидей и кальцитовых раковинах позднекампанских двустворок и раннемаастрихтских брахиопод Пенжинской губы.

1 – туфы кремнистые, 2 – песчаники грубозернистые, 3 – устричный ракушечник. Прочие обозначения как на рис. 2, 3 и 4.

- 43. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые 57 м
Гигантские аммоноидеи – *Menuites naumanni* (Yok.), остатки цветковых растений.
- 44. Переслаивание темно-серых мелкозернистых песчаников и черных песчанитых алевролитов..... более 25 м
Аммоноидеи – *Menuites naumanni* (Yok.), наутилоидеи – *Sumatoceras* sp.
- 45. Алевролиты окремненные, темно-серые 12 м
- 46. Песчаники мелкозернистые, серые, со стяжениями известковистых песчаников 70 м
- 47. Песчаники тонкозернистые, темно-серые, с растительным детритом 20 м
Двустворки – *Inoceramus amakusensis* Nagao, листовая флора.
- 48. Туфы кремнистые, темно-серые (устье р. Мамет) 7 м
- 49. Переслаивание зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитистых песчаников и темно-серых алевролитов с растительным детритом и известково-мергельными конкрециями 25 м

- 50. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, с прослоями серых песчанитых алевролитов, в верхах пачки – переслаивание черных алевролитов и серых алевролитистых песчаников с известково-мергельными конкрециями (побережье Пенжинской губы, в 350 м севернее устья р. Мамет) 37 м
Двустворки – *Inoceramus* sp., аммоноидеи – *Menuites naumanni* (Yok.) *Menuites* aff. *deccamensis* (Stoliczka).
- 51. Туфы кремнистые, темно-серые, выше – алевролиты песчанитые, темно-серые 9 м
Двустворки – *Sphenoceramus* sp. или *Inoceramus* sp., аммоноидеи – *Neophylloceras* sp., *Eupachydiscus*? sp.
- 52. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые 25 м
Аммоноидеи – *Tetragonites glabrus* Jimbo.
- 53. Переслаивание темно-серых алевролитов с известково-мергельными конкрециями и серых алевролитистых песчаников (на побережье Пенжинской губы, в 2,7 км севернее устья р. Мамет, и в русле р. Мамет, около 5,0–5,5 км северо-восточнее ее устья) около 170 м

Тектоническое нарушение (с амплитудой не менее 100 м).

Общая мощность свиты не менее 700 м.

Пригодной для анализа оказалась лишь одна гигантская арагонитовая раковина *Menuites* aff. *deccamensis* (Stoliczka) (709-1-1,2,3,5-5; с 85–100% содержанием арагонита), встреченная в пачке 50, обнажающейся на побережье Пенжинской губы, в 350 м севернее устья р. Мамет. Большая часть многочисленных раковин *Menuites naumannii* пачки 43 замещены клиноптилолитом. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в большинстве хорошо сохранившихся участков раковины *Menuites* aff. *deccamensis* колеблются соответственно от -2,3 до -1,6‰ и от -3,0 до -0,7‰. Расчетные палеотемпературы для позднего кампана составляют 22,4–25,5°C.

Пиллалваямская свита (верхний кампан – маастрихт)

Отложения позднекампанско-маастрихтского возраста в бассейне р. Мамет представлены пиллалваямской свитой [28], с разрывом залегающей на отложениях быстринской свиты. В среднем течении р. Мамет и по ее притоку р. Тундровой нижняя часть свиты сложена следующими отложениями (рис. 5):

54. Песчаники крупно- и грубозернистые, серовато-бурые, с галькой и маломощными прослоями гравия 200–325 м

Двустворки – *Ostrea* sp. indet., *Trigonia* sp.

55. Мелкогалечные конгломераты, гравелиты и серые грубозернистые песчаники 40 м

56. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, со слоем ракушечника (0,8 м) в верхней части пачки 55 м

Двустворки – *Ostrea* sp., *Trigonia* sp., *Isocardia* ex gr. *zitteli* Hozaphel [26], наутилоидеи.

57. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые 20 м

58. Устричный ракушечник (702-3, 4, 5, 7, 9, 10, 11, 12) 7 м

Двустворки – *Ostrea* sp.

59. Конгломераты мелкогалечные 12 м

60. Песчаники грубозернистые, косослоистые, зеленовато-серые 107 м

Аммоноидеи – *Pachydiscus japonicus* Mat. (определение В.Н. Верещагина), ракообразные – *Linuparus* sp.

61. Песчаники мелкозернистые, граувакковые, серые и зеленовато-серые, рыхловатые (703-1, 703-2-1,4,5) 80 м

Одиночные шестилучевые (Caryophyllidae) и колониальные восьмилучевые кораллы, мшанки, брахиоподы – *Rhynchonellida* (скопления), двустворки – *Truncacila* sp., зубы акул.

Общая мощность свиты по В.П. Похилайнену и В.П. Василенко [28] 630–690 м, мощность исследованной нами нижней части свиты около 500 м.

Из нижней части свиты анализировался кальцитовый материал хорошо сохранившихся раковин

Ostrea sp., происходящих из пачек 56 (702-1,3,4,5,7) и 58 (702-9,10,11,12). Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в кальците устриц нижней из них колеблются соответственно от -3,2 до -2,1‰ (соответствует палеотемпературам 20,6–25,4°C) и от -1,1 до +2,5‰. Содержание Mg в кальцитах устриц очень изменчиво (Ca/Mg=166,90–200,40), что вызвано, очевидно, значительной изменчивостью сезонных условий их обитания.

Из средней части свиты (пачка 61) анализу подверглись лишь кальцитовые раковины брахиопод (703-1-2, 703-2-1,4,5) с хорошо сохранившейся микроструктурой. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в кальците брахиопод колеблются от -1,2 до +0,5‰ (соответствует палеотемпературам 10,2–16,9°C). Значения $\delta^{13}\text{C}$ в этих раковинах колеблются от +0,6 до +1,8‰. Исследованные раковины характеризуются сравнительно низким содержанием магния (Ca/Mg=186,0).

$\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ В РАКОВИНАХ АММОНОИДЕЙ ИЗ НИЖНЕГО МЕЛА ЮЖНОЙ АЛЯСКИ

В сравнительных целях нами были проведены первые изотопно-кислородные и изотопно-углеродные исследования меловых органогенных карбонатов Аляски. Для этого были использованы три раковины аммоноидей из нижнего мела (нижнеальбская зона *Breweriaceras hulense*, средняя и верхняя части подразделения А-2 формации Матануска) горы Талкеетна в Южной Аляске. Подразделение А-2, мощностью около 73 м, представлено желтовато-коричневыми алевролитами с остатками древесины в основании и светло-серыми алевроаргиллитами с карбонатными конкрециями [51].

Из исследованных аммоноидей наиболее перспективной для анализов оказалась раковина *Grantziceras affine* (Whiteave) (Al-1), диагенетически почти не измененная (полностью состоит из арагонита и не содержит каких-либо примесей). Значение $\delta^{13}\text{C}$ в арагоните достигает +0,6‰; $\delta^{18}\text{O}$ в нем равно -0,8‰, что соответствует 19,0°C.

Раковина *Breweriaceras hulense* (Anderson) (Al-3) содержит 69% арагонита и характеризуется присутствием следов $\alpha\text{-SiO}_2$; значения $\delta^{13}\text{C}$ негативные (-3,58‰), $\delta^{18}\text{O}$ равно -1,4‰, что соответствует палеотемпературе 21,6°C. Исследованная раковина *Freboldiceras singulare* Imlay (Al-2) оказалась не пригодной для расшифровки ее первичного изотопного состава.

ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ В ИЗМЕНЕНИИ КЛИМАТА В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В МЕЛОВОМ ПЕРИОДЕ (ПО ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ)

С целью реконструкции истории климатических изменений в Северном полушарии от берриаса до маастрихта полученные палеотемпературные

данные приведены в настоящем разделе в сочетании с результатами палеотемпературных исследований по валанжину Шпицбергена [42] и палеоботаническими свидетельствами по Корякскому нагорью и смежным территориям [3, 4, 6–9, 16, 17, 24, 29, 30, 50].

Берриас – валанжин

Е.Л. Лебедев [16, 17] на основе анализа матийского флористического комплекса Охотско-Чукотского вулканического пояса и солонийского комплекса бассейна р. Буреи приходит к выводу о доминировании цикадофитов, индикатора климатического оптимума, на обширной территории от Анадырского района и Якутии на севере до Западного Приохотья и Приамурья на юге в берриас-валанжинское время. По палинологическим критериям [19] климат на востоке России в берриасе был теплым и достаточно влажным; вместе с тем сокращение в растительных ассоциациях доли пыльцы *Classopolis* дает основание предполагать некоторое похолодание в валанжине. Свидетельства по наннопланктону норвежского шельфа и Баренцева моря [55] указывают на похолодание в раннем валанжине. О существовании холодных вод в высоких широтах (район Земли Короля Карла, Шпицберген) в ранне- и средневаланжинское время свидетельствуют изотопно-кислородные данные, полученные по рострам белемнитов *Acroteuthis* и *Hibolithes* [42]. Значения $\delta^{18}\text{O}$, использованные для расчета палеотемператур, колеблются от 0,29 до 1,85‰, что соответствует, по мнению П.У. Дичфильда [42], температурам 5,3–10,9°C.

Готерив – баррем

Сведения по ожогиному флористическому комплексу северо-востока Азии [8] и чемчукинскому комплексу бассейна Буреи [17] служат подтверждением существования эпохи преимущественно теплого гумидного климата в неокоме, в том числе и в готериве – барреме, когда наряду с развитием папоротников, гинкговых, чекановскиеких и древних хвойных сравнительно высокого разнообразия достигли и цикадофиты. Вместе с тем имеются палеоботанические указания на некоторое похолодание в готериве [17]. Данные по наннопланктону из норвежского шельфа и Баренцева моря [55] указывают на похолодание в начале среднего готерива. Полученные нами изотопно-кислородные данные по кальциту мелководных *Inoceramus* и *Aucellina?* п-ова Маметчинского Пенжинской губы (западная часть Корякского нагорья) свидетельствуют о более высоких температурах шельфовых вод высоких широт Северного полушария в барреме (24,5°C), чем в готериве (21,3°C) (рис. 6).

Апт – ранний альб

Результаты изучения селяпского и буоркемюского флористических комплексов северо-востока

Азии [8] и тыльского комплекса Хабаровского края [17] демонстрируют продолжение эпохи теплого гумидного климата в апте и раннем альбе. Раннеальбские буоркемюская и тыльская флоры особенно отличаются своим высоким таксономическим разнообразием в целом, а также обилием цикадофитов, что отвечает климатическому оптимуму. Заметную роль во флоре, начиная с этого времени, приобретают цветковые. Результаты изотопного исследования кальцита мелководных двустворок *Aucellina* п-ова Маметчинского (Пенжинская губа) и брахиопод *Penzhinothyris* бассейна р. Таловки в Корякском нагорье позволяют говорить, возможно, о более высоких температурах шельфовых вод района северной Камчатки в раннеаптское (18,4–25,9°C), чем в раннеальбское (12,5–22,7°C) время.

Средний альб

В среднеальбском топанском флористическом комплексе северо-востока Азии [8] и в одновозрастном еманринском комплексе Хабаровского края [17] отмечается сокращение цикадофитов и увеличение роли хвойных, что обусловлено похолоданием климата.

Поздний альб – ранний сеноман

Арманская флора северо-востока Азии [8] позднеальбского – раннесеноманского возраста отличается от предшествовавшей топанской флоры увеличением разнообразия цикадофитов и платановых при доминировании хвойных, что свидетельствует о некотором потеплении и увлажнении на рубеже раннего и позднего мела. Изотопно-кислородные исследования кальцита мелководной *Aucellina?* из нижней части маметчинской свиты Пенжинской губы позволяют говорить о достаточно высоких температурах (24,0°C) вод мелководного бассейна северной Камчатки во время формирования нижней толщи маметчинской свиты.

Поздний сеноман – начало турона

Для гребенкинского флористического комплекса северо-западной Камчатки [6, 8] и дукчандинского комплекса Хабаровского края [17] характерно развитие цикадофитов, обилие крупнолистных платанов и гинкговых, уменьшение роли хвойных, но с высоким видовым разнообразием флоры в целом, что соответствует теплому гумидному климату этого времени. Результаты изотопно-кислородных исследований кальцита мелководных брахиопод *Penzhinothyris* из нижней части пенжинской свиты подтверждают палеоботанические данные, показав достаточно высокие палеотемпературы (20,4–23,30°C) вод района северной Камчатки позднего сеномана. Несколько более высокая палеотемпература (24,9°C) получена по кальциту трубки морского червя, обнаруженного в том же местонахождении.

Ярус	Свита (запад Корякского нагорья)	Пенжинская губа				Таловка			Пахача [71]		Палеобот. данные [6]
		$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$T^{\circ}\text{C}$	Соле- ность	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$T^{\circ}\text{C}$	Соле- ность	$T^{\circ}\text{C}$	Соле- ность	
Датский											СН
Маастрихтский	Пиллалваямская (кальцит)	0,6-1,8	[-1,2]-[0,5]	10,2-16,9	Норм.						
Кампанский		[-0,3]-2,5	[-3,3]-[-2,1]	20,6-26,1	Норм.						
Сантонский	Быстринская (арагонит)	-2,1	-1,6	22,4	Норм.						
Коньякский	Пенжинская (арагонит и кальцит)					[0,1]-[-1,6]	15,1-22,4	Норм.			(W)(H)
Туронский		1,5-3,9	[-5,9]-[-4,3]		Опресн.				14,1-16,3	Норм.	СН
Сеноманский		0,7-4,3	[-4,7]-[-2,3]		Опресн.						WH
Альбский	Маметчинская	[-0,4]-0,0	[-2,7]-[-2,1]	20,8-23,3	Норм.						(W)H
Аптский	Кедровская					[-1,6]-[-0,1]	12,5-22,7	Норм.			(C)H
Барремский	Кармаливаямская (кальцит)	2,9-6,6	[-3,2]-[-1,8]	18,4-25,9	Норм.						WH
Готеривский	Тылакрьльская (кальцит)	3,9	-2,9	24,5	Норм.						
		2,4-2,5	-2,2	21,0-21,3	Норм.						(C)H

Рис. 6. Изотопный состав углерода и кислорода хорошо сохранившихся раковин бентоса и семипелагических форм из мела Корякского нагорья и рассчитанные палеотемпературы.

Климат (по палеоботаническим данным): СН – холодный гумидный, (С)Н – более или менее холодный гумидный, WH – теплый гумидный, (W)H – более или менее теплый гумидный, WA – теплый аридный, W(A) – температурный максимум при слабо выраженной аридности, (W)(H) – небольшое потепление при слабо выраженной гумидности.

Турон – начало коньяка

Для пенжинского флористического комплекса северо-западной Камчатки [6–9] и кетандинского комплекса Хабаровского края [17] характерно исчезновение цикадофитов, развитие крупнолистных платанов, папоротников, хвойных наряду с резким сокращением видового разнообразия флоры в целом, что отвечает этапу относительного похолодания (развитию холодного гумидного климата). Доминирование крупнолистных платановых – свидетельство очень влажного климата.

Полученные изотопно-кислородные данные по кальциту брахиопод и некоторых двустворок из средней части пенжинской свиты позволяют предполагать довольно высокие температуры шельфовых вод (23,1–23,5°C) района Пенжинской губы в среднетуронское время. Вместе с тем имеющиеся изотопные данные по туронскому (по-видимому, позднетуронскому) аммониту *Mesopuzosia* восточной Корьякии [70, 71] свидетельствуют о более низких палеотемперату-

рах вод шельфа северной Камчатки во время его существования (14,1–16,3°C) по сравнению с температурами вод среднетуронского времени. Относительно низкие температуры для позднего турона недавно были также определены по изотопным исследованиям раковин брахиопод южной Англии (16,0–18,2°C) и Саксонии (14,2°C) [69].

Коньяк

Для кайваямской флоры северо-западной Камчатки [6, 8, 9] характерно развитие магнолиевых и доминирование крупнолистных платановых, отвечающее относительно потеплению и увеличению влажности в среднем и позднем коньяке.

Результаты изотопно-кислородных исследований хорошо сохранившихся раковин беспозвоночных как арагонитового (аммоноидеи, гастроподы), так и кальцитового (двустворчатые и лопатоногие моллюски) состава из коньякских отложений низовьев р. Таловки свидетельствуют о достаточно высо-

ких температурах вод мелководных морских бассейнов в это время (средние значения палеотемператур не выходят за пределы 16,3–20,6 °С). Более подробные данные будут приведены в следующей статье данной серии.

Коньякские палеотемпературы Корякского нагорья, судя по предварительным данным, только на 3–4 °С ниже соответствующих температур Хоккайдо.

Сантон

Валижгенский флористический этап на северо-востоке Азии [9] характеризуется обилием цикадофитов и исчезновением крупнолистных платановых, сокращением разнообразия и обилия папоротников, что соответствует развитию в среднем сантоне теплого аридного климата.

Кампан

Барыковский флористический этап на северо-востоке России характеризуется развитием цикадофитов, появлением редких платановых и понижением разнообразия папоротников, что отвечает термическому максимуму в кампане, с сокращением аридности [9]. Палеотемпература вод шельфа северной Камчатки достигала в раннем кампане 22,4–25,5 °С (судя по результатам изотопно-кислородных исследований арагонита раковин аммонитов *Menuites* из быстринской свиты Пенжинской губы). В позднем кампане, судя по изотопному составу кальцита устриц из средней части пиллалваямской свиты района Пенжинской губы, температура вод мелководья существенно не изменилась (21,3–25,4 °С).

Ранний маастрихт

Резкое снижение температуры шельфовых вод (до 10,2–16,9 °С) произошло на севере Камчатки, как и во многих других районах мира [31, 36, 38, 43, 50, 61, 70] в начале маастрихта, судя по результатам изотопных исследований кальцита брахиопод из верхней части пиллалваямской свиты района Пенжинской губы.

Палеоботанические свидетельства по горнореченскому и какангутскому комплексам Корякского нагорья позволяют предполагать теплый гумидный климат для среднего маастрихта, когда значительное участие в комплексах стали принимать как цикадофитовые и гинговые, так и крупнолистные платановые [8, 9, 24]. По сравнению с серединой позднего мела средний маастрихт характеризуется не столь теплым климатом, но более гумидным, чем в кампанское время.

Поздний маастрихт – даний

Холодный гумидный климат установился на севере Корякского нагорья в позднемаастрихтско-датское время, если судить по исчезновению цикадофитов, редким гинговым, развитию крупнолистных платановых и папоротников, а также доминирова-

нию хвойных на рарыткинском этапе развития флоры в этом регионе [6].

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ МАКСИМУМЫ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА И ТУРОНСКОЕ ОПРЕСНЕНИЕ В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Таким образом, на основе изотопной термометрии и палеоботанических наблюдений (прежде всего фиксации времени развития теплолюбивых цикадофитов), проведенных в Корякском нагорье, установлены следующие температурные максимумы для высоких широт мелового периода: (1) берриасский (гумидный), (2) барремский (гумидный), (3) апт – раннеальбский (гумидный), (4) позднеальбский? – раннесеноманский (гумидный), (5) сеноман – туронский (гумидный), (6) среднеконьякский (с признаками аридизации), (7) среднесантонский (аридный), (8) раннекампанский (с сокращением аридности), (9) позднекампанский (с сокращением аридности), (10) среднемаастрихтский (гумидный) (рис. 6).

Очень низкие значения $\delta^{18}\text{O}$, установленные для хорошо сохранившихся арагонитовых элементов скелета *Inoceramus* из среднего и особенно из верхнего турона одного из районов западной Корякии (бассейны рек Эгичнинваям и Мамет), колеблющиеся от -4,3 до -5,9‰, связываются с опреснением вод бассейна Пенжинской губы, наиболее проявившимся в позднетуронское время (рис. 7) [72]. Это могло быть вызвано развитием гумидного климата (сначала теплого, затем холодного) [9], наиболее заметно проявившимся в Корякском нагорье в туронское время. Сходная картина недавно была получена в Южном полушарии, что подтверждается изотопными данными по хорошо сохранившимся раковинам планктонных фораминифер из нижнего турона южной Атлантики и обнаружением относительно высокого изотопно-кислородного градиента в этом районе именно для турона [50]. Таким образом, предполагаемое поступление пресных вод из континентов высоких широт как Северного, так и Южного полушарий в туронское время, с формированием опресненного поверхностного слоя в некоторых акваториях могло быть следствием активной гумидизации климата.

Эпохи теплого и особенно гумидного климата были благоприятны, как известно, для длительной миграции динозавров через Берингию (рис. 8): высокая температура способствовала удачному завершению их инкубационного периода [22, 23, 60], теплый и влажный климат кроме этого благоприятно влиял на развитие кормовой базы (произрастание цикадофитов) [15, 52] по всему пути их следования на Аляску и обратно. В бассейне р. Какангут Берингийского района Корякского нагорья, самом северном местонахождении среднемаастрихтских динозавров Ев-

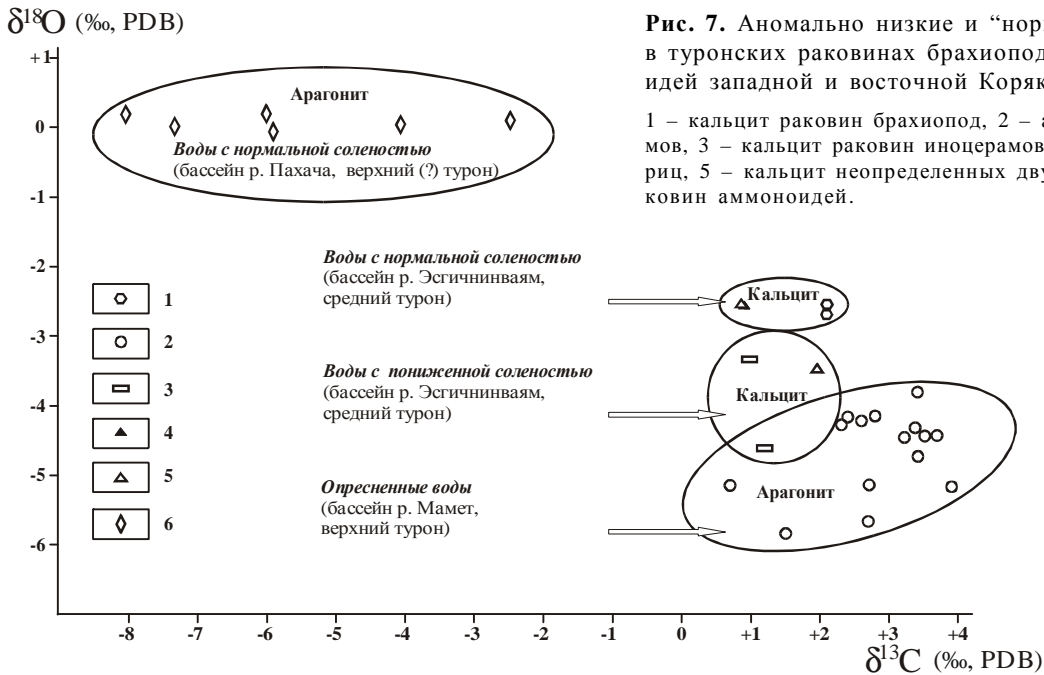


Рис. 7. Аномально низкие и “нормальные” значения $\delta^{18}\text{O}$ в туронских раковинах брахиопод, двустворок и аммоноидей западной и восточной Корякии и их интерпретация.

1 – кальцит раковин брахиопод, 2 – арагонит раковин иноцерармов, 3 – кальцит раковин иноцерармов, 4 – кальцит раковин устриц, 5 – кальцит неопределенных двустворок, 6 – арагонит раковин аммоноидей.

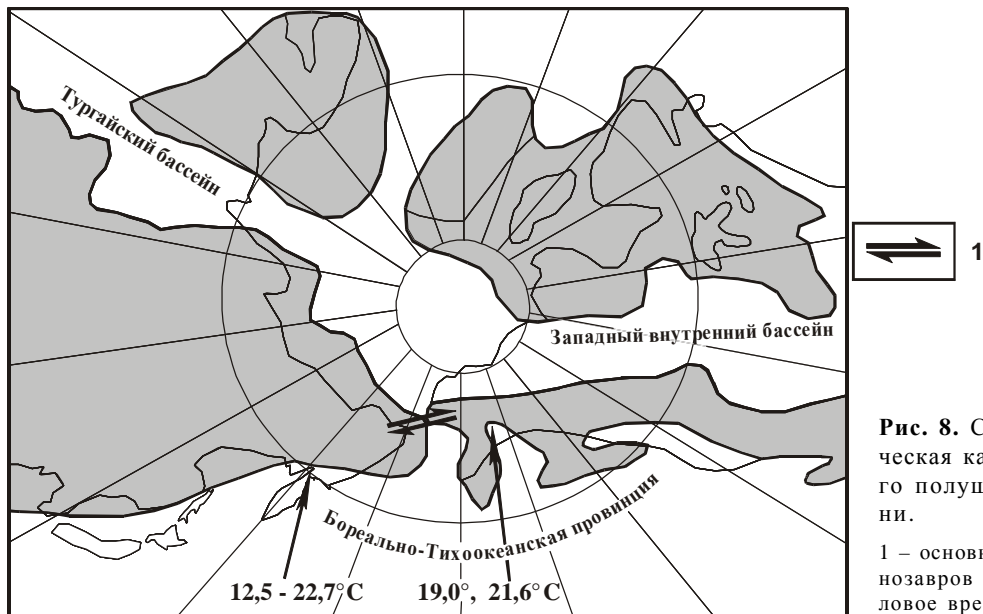


Рис. 8. Схематическая палеогеографическая карта высоких широт Северного полушария раннеальбского времени.

1 – основные пути миграции полярных динозавров через Берингийский мост в меловое время.

разии, остатки представителей взрослых и молодых особей теропод *Troodon cf. formosus* Соре и гадрозавров захоронены совместно именно с большим количеством листьев цикадофитов *Encephalartos* [15].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты, свидетельствующие о сравнительно высоких температурах мелководья района Корякского нагорья в течение многих веков мелового периода, хорошо согласуются как с изотопными данными по Южному полушарию [50], так и с палеоботаническими свидетельствами по мелу Северного полушария [5, 6, 9, 24, 65].

Все эти данные позволяют предполагать значительный перенос тепла в высокие широты обоих полушарий в течение значительной части мелового периода. Наиболее заметно он был выражен в готериве – барреме, раннем апте, раннем альбе, позднем сеномане, сантоне и кампане, когда произошло понижение меридиональных термальных градиентов и развитие теплых и равномерных глобальных климатических условий (ослабление климатической зональности), но был блокирован, по-видимому, в раннем валанжине, а также в начале и в конце маастрихта.

Механизм переноса тепла в высокие широты в меловое время еще недостаточно полно исследован.

Гидродинамическая система океана мелового периода, основной поставщик тепла, была принципиально отличной от современной [23]. Большое значение для термического режима планеты, по мнению Л.А. Несо́ва [23], возможно, имели даунвеллинги теплых вод. Перенос тепла в высокие широты мог эффективно осуществляться через серию узких, но протяженных, ориентированных в меридиональном направлении морских бассейнов типа Тургайского или Внутреннего Североамериканского [20, 23]. Бассейны такого типа в гидродинамической системе современного океана отсутствуют.

В большинстве веков мелового периода было, вероятно, теплее, чем в средне- и позднеюрское время [30, 39, 42]. Это подтверждается также результатами наших исследований хорошо сохранившихся скелетов головоногих моллюсков и брахиопод из нижнего келловея (зона *Cadoceras elatmae*) Русской платформы. Температуры, рассчитанные по раковинам брахиопод этого района, составляют 16,7°C, по роstrу белемнита – 11,9°C, по раковинам аммонойд – 13,3–20,7°C.

Можно согласиться с К. Миллером с соавторами [54] о возможности развития ледового покрова в приполярном районе Южного полушария в раннемаастрихтское время, учитывая низкие изотопные палеотемпературы (около 5°C), полученные по раннемаастрихтским бентосным фораминиферам из глубоководных областей как высоких, так и низких широт, а также снижение уровня моря в раннем маастрихте; но следует заметить, что прямыми гляциологическими свидетельствами этого мы пока не располагаем.

Сведения о биологической продуктивности меловых морей высоких широт Северного полушария не отличаются полнотой. Первоначально, используя ограниченный материал, мы предполагали крайне низкую их биопродуктивность [13, 70], но это не подтвердилось новейшими исследованиями. Наиболее высокая биопродуктивность меловых морей высоких широт Северного полушария, как и морей других районов мира [46] приходится на аптский максимум ($\delta^{13}\text{C}=6,6\%$), установленный в верхней части кармаливаямской свиты. Достаточно высокой она была здесь также в раннем барреме ($\delta^{13}\text{C}=4,3\%$) и туроне ($\delta^{13}\text{C}=3,3\%$) [69]. Новые данные могут быть одним из свидетельств активной циркуляции водных масс в отдельные века мелового периода, что способствовало проникновению больших объемов теплой воды в приполярные районы и благоприятствовало глобальному развитию фитопланктона, в значительной мере ответственного за изменение изотопного состава углерода в поверхностных водах Мирового океана. Избыток органического вещества в Мировом океане в аптское время и некоторые другие века

мелового периода наиболее ярко проявился, как известно, в развитии углеродистых фаций (“черных глин”), возникавших в этих условиях как следствие плотностной стратификации толщи воды морей и океанов и, в частности, появления зон кислородного минимума в этой толще [14, 21, 23], что доказывается прежде всего циклическим строением углеродистых фаций.

Существование зон кислородного минимума в толще воды, по-видимому, – одно из широко распространенных явлений в Мировом океане [68], поэтому постулируемое многими исследователями положение о глобальном развитии бескислородных условий в океане в отдельные века мелового периода (поздний баррем – апт – альб, рубеж сеноман – турон, коньяк – сантон) представляется неубедительным. Развитие фитопланктона в барреме, апте и сеноман-туроне, контролируемое высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ в органических карбонатах соответствующих уровней, напротив, предполагает как ярко выраженное насыщение океана органическим углеродом, так и значительное увеличение содержания кислорода в океане и атмосфере в целом в результате глобальной активизации его фотосинтеза (а также синтеза наземных растений). Спад в продуцировании кислорода, естественно, приходится лишь на терминальный мел, отличающийся крайне низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ в его карбонатах, поэтому только на рубеже маастрихта и дания можно ожидать глобально выраженную аноксию.

БЛАГОДАРНОСТИ

Проведенные исследования были выполнены по гранту № 10041109 (Grant-in-Aid for the International Field Expedition Programme of Japan. Авторы статьи признательны Г.П. Авдейко (Петропавловск-Камчатский), К.А. Крылову, Д.П. Найдину (Москва), А.И. Ханчуку (Владивосток) за полученные консультации, А.А. Коляде (Корф) и И.Ф. Делемену (Петропавловск-Камчатский) за помощь в организации полевых работ в районе Пенжинской губы в июле 1998 г., С.М. Горюхиной и В.И. Сапину (Владивосток) за выполнение рентгеноструктурного и люминесцентного анализов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1968. 153 с.
2. Алексютин М.В., Соколов С.Д. Результаты палеомагнитных исследований в Пенжинско-Тайгоносском сегменте Тихоокеанского пояса и их тектоническая интерпретация // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 1. С. 13–27.
3. Белый В.Ф. К проблеме фитогеографии и палеофлористики среднего мела Северо-Восточной Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 2. С. 51–59.

4. Белый В.Ф. Северо-Тихоокеанский рефугиум и проблемы палеофлористики середины мела на северо-востоке Азии // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 102–113.
5. Вахрамеев В.А. Климаты Северного полушария в меловом периоде и данные палеоботаники // Палеонтол. журн. 1978. № 2. С. 3–17.
6. Герман А.Б., Лебедев Е.Л. Стратиграфия и флора меловых отложений северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 189 с. (Труды ГИН РАН; Т. 468).
7. Герман А.Б., Спайсер Р.Э. Континентальный мел Северо-Востока Азии и Аляски: сравнение флор и палеоклимата // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 1. С. 60–66.
8. Головнева Л.Б. Эволюция флоры мелового периода на северо-востоке России // Палеонтол. журн. 1998. № 6. С. 87–95.
9. Головнева Л.Б., Герман А.Б. Закономерности эволюции флоры в позднем мелу на территории северо-западной Камчатки (Пенжинский район) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 6. С. 3–16.
10. Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А. и др. Геодинамическая типизация триасово-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Куюльского террейна (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1995. № 3. С. 59–69.
11. 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.
12. Захаров Ю.Д., Игнатъев А.И., Борискина Н.Г. и др. Палеотемпературная кривая для позднего мела северо-западной Пацифики (Хоккайдо, Сахалин, Восточная Корякия) // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 15–24.
13. Захаров Ю.Д., Борискина Н.Г., Попов А.М. Реконструкция условий морской среды позднего палеозоя и мезозоя по изотопным данным (на примере севера Евразии). Владивосток: Дальнаука, 2001. 112 с.
14. Красилов В.А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.
15. Красилов В.А., Головнева Л.Б., Несов Л.А. Цикадофит из местонахождения позднемеловых динозавров в северной Корякии // Континентальный мел / (Ред. В.А. Красилов). Владивосток: ДВО РАН, 1990. С. 213–215.
16. Лебедев Е.Л. Меловые флоры Охотско-Чукотского вулканического пояса и климаты этого времени // Континентальный мел / (Ред. В.А. Красилов). Владивосток: ДВО РАН, 1990. С. 157–166.
17. Лебедев Е.Л. Региональные фитостратиграфические подразделения меловых отложений Хабаровского края // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневост. регион. межвед. стратигр. совещ. Хабаровск, 1990. С. 229–231.
18. Маркевич В.С. Палиностратиграфия меловых отложений Северо-Востока СССР // Континентальный мел / (Ред. В.А. Красилов). Владивосток: ДВО РАН, 1990. С. 132–143.
19. Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.
20. Найдин Д.П. Меридиональные связи позднемеловой морской биоты Северного полушария // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 8–14.
21. Найдин Д.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 262 с.
22. Несов Л.А. Динозавры Северной Евразии: новые данные о составе комплексов, экологии и палеобиогеографии. СПб.: Гос. ун-т, 1995. 156 с.
23. Несов Л.А. Неморские позвоночные мелового периода Северной Евразии. СПб.: Гос. ун-т, 1997. 218 с.
24. Несов Л.А., Головнева Л.Б. История развития флоры, фауны позвоночных и климата в позднем сеноне на северо-востоке Корякского нагорья // Континентальный мел / (Ред. В.А. Красилов). Владивосток: ДВО РАН, 1990. С. 191–212.
25. Парфенов Л.М., Натапов А.М., Соколов С.Д. и др. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
26. Пергамент М. А. Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-восточной Камчатки (Пенжинский район). М., 1961. 147 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 39).
27. Похиалайнен В.П. Мел Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 38 с.
28. Похиалайнен В.П., Василенко В.П. Государственная геологическая карта. 1:200 000. Листы Р-58-XX, XXI. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1971.
29. Самылина В.А. Аркагагинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988. 131 с.
30. Спайсер Р.Э., Герман А.Б. Меловой климат Азии и Аляски: сравнение палеоботанических свидетельств с компьютерной моделью // Палеонтол. журн. 1998. № 2. С. 3–18.
31. Тейс Р.В., Найдин Д.П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. М.: Наука, 1973. 255 с.
32. Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В. и др. Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 108 с.
33. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко И.В. и др. Ганычаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1992. № 4. С. 82–93.
34. Alabushev A. Ammonite faunas and biostratigraphy of the Albian to Middle Cenomanian (Cretaceous) in western Koryak-Kamchatka, NE Russia // N. Jb. Geol.-Palaeont. Abh. 1995. Bd. 196. N 1. S. 109–139.
35. 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.
36. Barerra E., Huber B.T., Savin S.M., Webb P.-N. Antarctic marine temperature: Late Campanian through Early Paleocene // Paleoclimatology. 1987. V. 2, N 1. P. 21–47.
37. Barerra E., Huber B.T. Evolution of Antarctic waters during the Maastrichtian: Foraminifer oxygen and carbon isotope ratios, ODP Leg 113 // Barker P.F., Kennet J.P. et al. (eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program,

- scientific results: College station, Texas, Ocean Drilling Program. 1990. V. 113. P. 813–823.
38. Boersma A. and 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 // J. Thiede, T.L. Vollmer et al. (eds.) // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1981. V. 62. P. 513–526.
 39. Brand U. Paleoenvironmental analysis of the Middle Jurassic (Callovian) ammonoids from Poland: Trace elements and stable isotopes // J. Paleontol. 1986. V. 60. P. 293–301.
 40. Craig H., Gordon L.I. Isotopic oceanography: deuterium and oxygen-18 variations in the oceans and marine atmosphere // Symp. Marine Geochim., Marragansett. Marine lab. Univ. Rhode. Island Occ. Publ. 1965. N 3. P. 277–374.
 41. 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.
 42. Ditchfield P.W. High northern palaeolatitude Jurassic-Cretaceous palaeotemperature variations: new data from Kong Karls Land, Svalbard // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1997. V. 130. P. 163–175.
 43. Douglas, R.G. and Savin, S.M. Oxygen and carbon isotope analyses of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific Ocean // R.L. Larson, R. Moberly et al (eds.) // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1975. V. 32. P. 509–520.
 44. Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H.A., Urey H.C. Revised carbonate-water isotopic temperature scale // Geol. Soc. Amer. Bull. 1953. V. 64, N 11. P. 1315–1326.
 45. Golonka J., Ross M.I., Scotese C.R. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modelling maps // Canad. Soc. Petrol. Geol. 1994. Mem. 17. P. 1–47.
 46. Gröcke D.R., Hesselbo S.P. and Jenkyns H.C. Carbon-isotope composition of Lower Cretaceous fossil wood: Ocean-atmosphere chemistry and relation to sea-level change // Geology. 1999. V. 27, N 2. P. 155–158.
 47. Grossman E.L., Ku T.-L. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effects // Chemical Geology. 1986. V. 59. P. 59–74.
 48. Herman A.B. Paleobotanical evidence for a warm Late Cretaceous Arctic and poleward ocean heat transport // Abstracts, 5th Conference of the International Organization of Palaeobotany (IOPC V 1996), Santa Barbara, California, 1996. P. 42.
 49. Herman A.B., Spicer R.A. New quantitative palaeoclimate data for the Late Cretaceous Arctic: evidence for a warm polar ocean // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1997. V. 128. P. 227–251.
 50. Huber B.T., Hodell D.A., Hamilton Ch.P. Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients // Geol. Soc. Amer. Bull. 1995. V. 107. N 10. P. 1164–1191.
 51. Jones D.L. Cretaceous ammonites from the lower part of the Matanuska Formation, southern Alaska // Geol. Survey Prof. Paper. 1967. N 547. p. 1–49.
 52. Krassilov V.A. Changes of Mesozoic vegetation and the extinction of dinosaurs // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1981. N 34. P. 201–224.
 53. Lowenstam H.A. and Epstein S. Cretaceous paleotemperatures as determined by the oxygen isotope method, their relations to and the nature of Rudistid reefs // XX Congr. Gñol. Intern. (Mexico, 1956). El sistema Cretácico. 1959. V. 1. P. 65–76.
 54. Miller K.G., Barrera E., Olsson R.K., Sugarman P.J., Savin S.M. Does ice drive early Maastrichtian eustasy? // Geology. 1999. V. 27, N 9. P. 783–786.
 55. Mutterlose J., Kessels K. Early Cretaceous nannofossils from high latitudes: implications for palaeobiogeography and palaeoclimate // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2000. V. 160. P. 347–372.
 56. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. U.S. Geological Survey. 1998. 125 p.
 57. Oba T., Kai M., Tanabe K. Early life history and habitat of *Nautilus pompilius* inferred from oxygen isotope examinations // Marine Biology. 1992. V. 113. P. 211–217.
 58. Parrish J.T., Parrish J., Hutchison J., Spicer R.A. Cretaceous vertebrates from Alaska – implications for dinosaur ecology // Geol. Soc. Amer. Abstracts with programs. 1987. V. 19, N 5. P. 326.
 59. Parrish J.T., Spicer R.A. Late Cretaceous terrestrial vegetation: a near-polar temperature curve // Geology. 1988. V. 16. P. 22–25.
 60. Paul G.S. Physiological, migratorial, climatological, geophysical, survival, and evolutionary implications of Cretaceous polar dinosaurs // J. Paleontol. 1988. V. 62. N 4. P. 640–652.
 61. Pirrie D., Marshall J.D. High-paleolatitude Late Cretaceous paleotemperatures: New data from James Ross Island, Antarctica // Geology. 1990. V. 18, N 1. P. 31–34.
 62. Smith A.G., Hurley A.M., Briden J.C. Phanerozoic paleocontinental world maps. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981. 102 p.
 63. Spaeth Chr. and Hoefs J. C- and O-isotope study of *Nautilus* shell and septa secreted after transfer to aquarium conditions // Naturwissenschaften. 1986. Bd. 73. S. 502–504.
 64. Spicer R.A. 1987. The significance of the Cretaceous flora of northern Alaska for reconstruction of the climate of the Cretaceous // Geol. Jahrb. 1987. V. A96. S. 265–291.
 65. Spicer R.A., Herman A.B., Valdes P.J. Mid and Late Cretaceous climate of Asia and Northern Alaska using CLAMP analysis // M.A. Akhmetiev, M.P. Doludenko (eds.), Memorial Conference dedicated to V.A. Vakhrameev: Abstracts and Proceedings. Moscow: GEOS, 1996. P. 62–67.
 66. Stevens G.R., Clayton R.N. Oxygen isotope studies on Jurassic and Cretaceous belemnites from New Zealand and their biogeographic significance // J. Geol. Geophys. 1971. V. 14. P. 829–897.
 67. Stott L.D., Kennet J.P. The paleoceanographic and paleoclimatic signature of the Cretaceous/Paleogene boundary in the Antarctic: stable isotopic results from ODP leg 113 // Barker P.F., Kennet J.P. et al. (eds.),

- Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1990. V. 113. P. 829–848.
68. Tsujita C.J., Westermann G.E.G. Ammonoid habitats and habits in the Western Interior Seaway: a case study from the Upper Cretaceous Bearpaw Formation of southern Alberta, Canada // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1998. V. 144. P. 135–160.
69. Voigt S. Stable oxygen and carbon isotope from brachiopods of southern England and northwestern Germany: estimation of Upper Turonian palaeotemperatures // *Geol. Mag.* 2000. V. 137, N 6. P. 687–703.
70. Zakharov Y.D., Ignatyev A.V., Ukhaneva N.G., 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.
71. Zakharov Y.D., Ignatyev A.V., Ukhaneva N.G., Afanasyeva T.B. Cretaceous ammonoid succession in the Far East (South Sakhalin) // *Bull. Inst. Royal Sci. Nat. Belg., Sci. Terre.* 1996. V. 66. P. 109–127.
72. Zakharov Y.D., Ignatyev A.V., Velivetskaya T.A., Severinenko O.P., Tanabe K., Shigeta Y., Maeda H. et. al. Early-Late Cretaceous climate of the northern latitudes: results from brachiopod and mollusc oxygen and carbon isotope ratios, Koryak Upland // *Geologic development in Asia during the Cretaceous – Geology, carbon cycle, and biodiversity changes/ IGCP 434. Second Intern. Symp. in Myanmar, 2000. December 10-11, 2000. Yangon University, 2000. P. 38–39.*

Поступила в редакцию 27 февраля 2001 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

Y.D. Zakharov, O.P. Smyshlyaeva, A.M. Popov, V.V. Golozubov, A.V. Ignatiev, T.A. Velivetskaya, K. Tanabe, Y. Shigeta, H. Maeda, T.B. Afanasyeva, A.K. Cherbadjji, Yu.L. Bolotsky, and K. Moriya

Oxygen and carbon isotope composition of the Cretaceous organogenic carbonates, the Koryak Upland. Paper 1. The Penzhin Bay

Available data on the Cretaceous isotope paleotemperatures for high paleolatitudes of the Northern Hemisphere are scarce. The information published refers only to the Valanginian of Spitsbergen (7,7°C), Turonian of the Pakhacha River basin, eastern Koryak Upland (14,1–16,3°C), and Coniacian-Santonian of Greenland (about 17,3°C). Stable oxygen isotope data on well preserved Lower and Upper Cretaceous brachiopod, bivalve, including inoceramid, scaphopod and ammonite shells from the Penzhin Bay area and Talovka River basin, western Koryak Upland (95 samples) and also Southern Alaska (3 lower Albian ammonoid shells), are compared with some Callovian invertebrate shells from the Russian Platform and Late Cretaceous molluscs from Alaska and Hokkaido. Warming maxima have been recognized in the early Barremian (24,5°C), early Aptian-early Albian (18,4–25,9°C), late Cenomanian (20,8–23,3°C), and late Campanian (22,4°C). The early Maastrichtian shallow-water cooling (10,2–16,9°C) was also established there. The greatest biological productivity of high latitude seas falls on the early Aptian ($\delta^{13}\text{C} = 3,6\text{--}6,8\text{‰}$) and Turonian ($\delta^{13}\text{C} = 3,2\text{--}4,3\text{‰}$). It was suggested that extremely low $\delta^{18}\text{O}$ values found in aragonite elements of the Turonian *Inoceramus*, western Koryakia, and well preserved lower Turonian bivalves of the planktonic foraminifers from high latitudes of Atlantic seem to be connected with freshening of the surface waters, which might be a result of the final stage of the Turonian humid climate in circum-Pacific areas. The data newly obtained agree well with the isotope data for the Southern Hemisphere, and the paleobotanical evidences from the Koryak Upland and adjacent territories. High temperatures of the surface waters in high latitudes of both hemispheres and atmosphere warming in circum-Pacific areas during the Cretaceous are most likely explained by active poleward heat transport and particularly due to the existence of a series of meridional seas and straits at that time.