

УДК 561.261.564:551.782(265.518)

## НАЧАЛО ФОРМИРОВАНИЯ МЕЖОКЕАНИЧЕСКИХ СВЯЗЕЙ ПАЦИФИКИ И АРКТИКИ ЧЕРЕЗ БЕРИНГОВ ПРОЛИВ В НЕОГЕНЕ

©2004 г. А.Ю. Гладенков\*, Ю.Б. Гладенков\*\*

\* Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва

\*\* Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 07.10. 2002 г.

Новые данные по диатомеям, моллюскам и магнитостратиграфии неогена Северной Пацифики и ее обрамления показывают, что первое открытие Берингова пролива произошло в самом конце позднего миоцена - возможно, начале плиоцена. Рассматривается стратиграфическое положение первых мигрантов арктического происхождения в Пацифике и тихоокеанского происхождения в арктических разрезах. Анализируются возможные причины, приведшие к открытию пролива (тектонические, эвстатические), и освещаются следствия этого события: направленность меж океанических миграций морской биоты, изменение океанической циркуляции, смена темпа продуктивности планктонных групп и пр.

**Ключевые слова.** Неоген, Берингов пролив, диатомей, моллюски, меж океанические связи, миграции биоты.

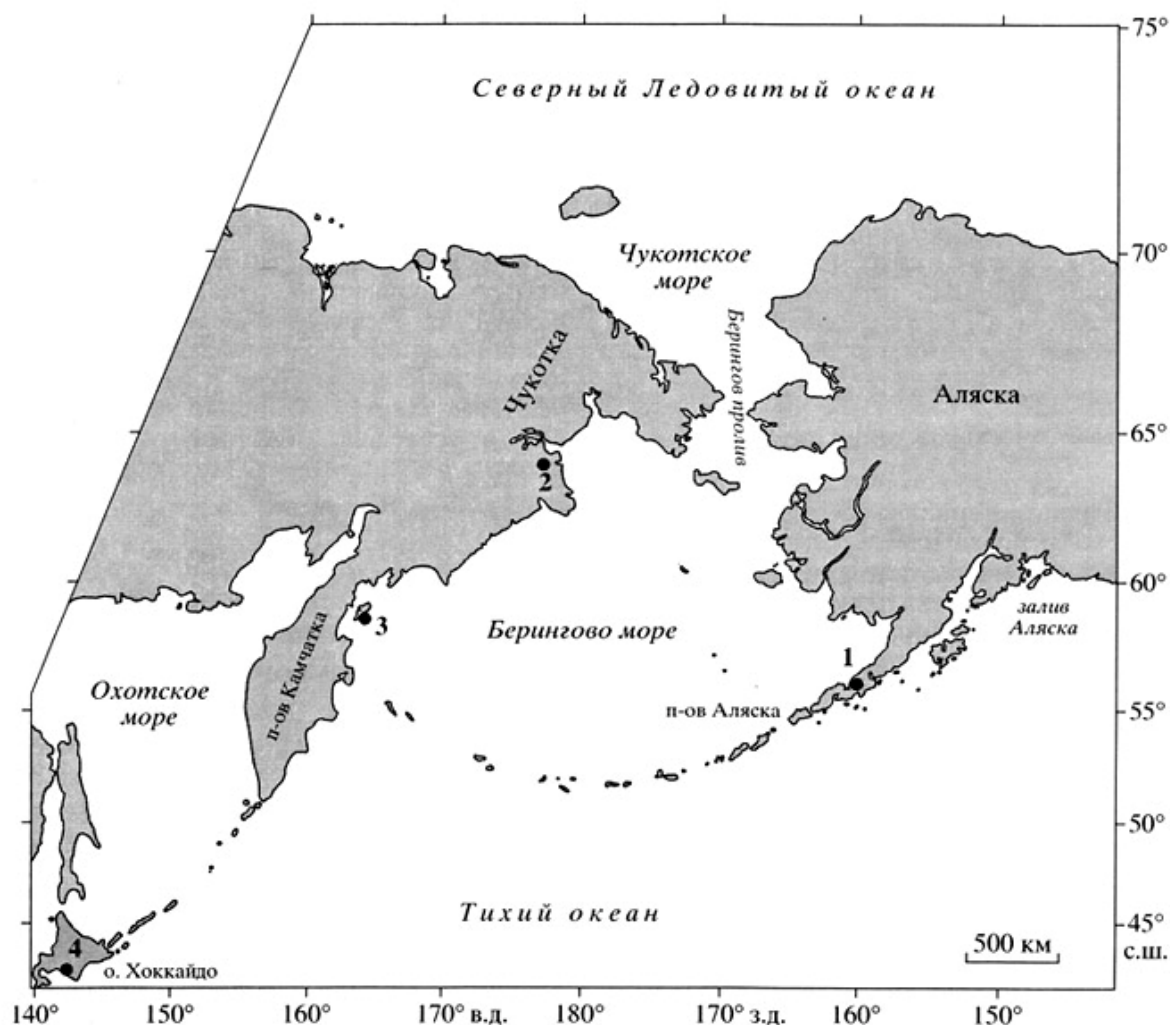
### ВВЕДЕНИЕ

Неогеновой истории Берингова пролива посвящена сравнительно большая литература. Первые работы на эту тему относятся в основном к 60-70-м годам прошлого века [*Durham, MacNeil, 1967; Einarsson et al., 1967; Strauch, 1970, 1972; MacNeil, 1973; Эйнарссон, Ю. Гладенков, 1973; Ю. Гладенков, 1974, 1976, 1978* и др.]. Именно в это время появились новые данные по кайнозою Исландии и Северной Атлантики. Вторая "волна" работ охватывает конец 70-х - 90-е годы, когда были собраны более детальные, чем раньше, материалы по неогену Камчатки, Японии и Аляски [*Allison, 1978; Ю. Гладенков и др., 1991; Y. Gladenkov et al., 1991; Suzuki, Akamatsu, 1994* и др.]. Наконец, третий информационный этап пришелся на рубеж прошлого и нашего столетия, когда, в частности, были переизучены разрезы Аляски [*Marincovich, A. Gladenkov, 1999, 2001; Marincovich, 2000; Marincovich et al, 2002; A. Gladenkov et al., 2002* и др.]. Естественно, что в течение 35-40 последних лет взгляды на неогеновую историю пролива (и, прежде всего, на время его первого открытия) несколько менялись, однако сущность проблем в целом сохраняется до сего времени.

В 1995 г. один из авторов опубликовал статью о семи достаточно решенных и шести

нерешенных проблемах, связанных с историей палео-Берингова пролива [*Y. Gladenkov, 1995*]. Сейчас, почти через 10 лет, можно вернуться к их обсуждению и внести определенные коррективы в модель геологического развития пролива. За прошедшее время появились новые данные, проливающие свет на эти вопросы. В первую очередь, это данные по диатомовым, а также моллюскам и магнитостратиграфии неогена Камчатки, Аляски и Японии. Они позволяют на более достоверной, чем раньше, основе значительно уточнить возраст и корреляцию многих формаций, развитых в Северотихоокеанском регионе. В свою очередь, эти стратиграфические разработки помогают с большой достоверностью определить время появления в разрезах Пацифики характерного комплекса моллюсков с *Astarte*, который, как представляется многим геологам, проник в северную часть Тихого океана из Арктики в момент первого открытия Берингова пролива. В качестве сходного маркера открытия пролива долгие годы принималось появление в неогене Северной Атлантики комплекса моллюсков с *Serripes groenlandicus*, который связывается своим происхождением с Пацификой.

Помимо новых региональных материалов, появились также свежие данные по пересмотру возрастных привязок общих

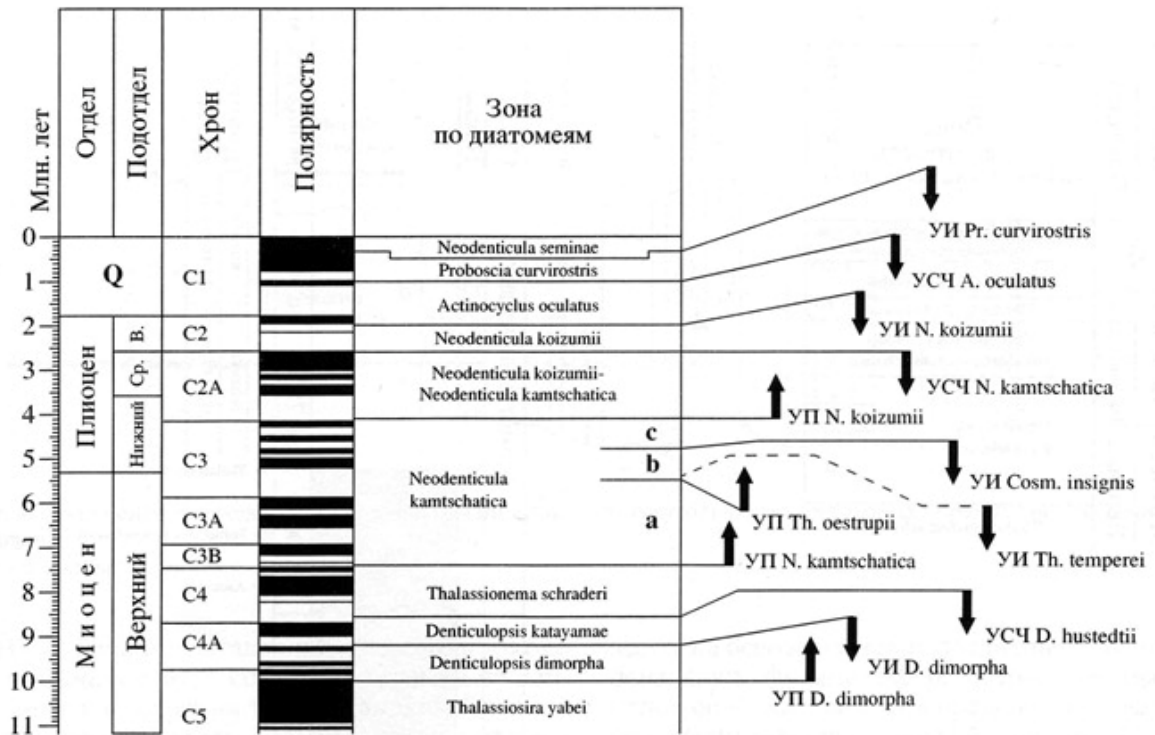


**Рис. 1.** Расположение разрезов неогена с древнейшими *Astarte* (черные кружки) в Северотихоокеанском регионе 1–4 – разрезы: 1 – п-ов Аляска; 2 – Анадырская впадина (Чукотка); 3 – о. Карагинский (Северо-Восточная Камчатка); 4 – о. Хоккайдо (Северная Япония).

зональных и палеомагнитных шкал [Berggren *et al.*, 1995 и др.], что отразило современное понимание положения границ неогеновых ярусов и зон, избавив в этом отношении от разночтений в трактовке возраста тихоокеанских толщ, имевших место в прошлые годы. Это, кстати, потребовало пересмотра ряда возрастных определений отдельных стратиграфических уровней, что внесло соответствующие коррективы в прошлые корреляции (в частности, некоторые уровни в известном карагинском разрезе Северо-Восточной Камчатки пришлось поправить на 0.5 млн. лет). Наконец, появились геологические данные, которые позволили с новых позиций более точно, чем раньше, скоррелировать различные события прошлого (тектонические, климатические, биологические) как в Северо-Западной, так и Северо-Восточной Пацифике.

### Современный Берингов пролив как соединение двух океанов

В настоящее время через Берингов пролив осуществляется водообмен между двумя океанами - Тихим и Северным Ледовитым (рис. 1). При этом через пролив происходит своеобразная "перекачка" тихоокеанских вод в Арктический бассейн со скоростью, которая оценивается в пределах  $10^6$ - $15^6$  м<sup>3</sup>/сек [Shaffer, Bendtsen, 1994; Reason, Power, 1994]. Здесь имеется достаточно крупное течение, которое, в основном, направлено с юга на север, и лишь в западной части пролива отмечено небольшое встречное течение. Несмотря на то, что по сравнению с другими межконтинентальными проливами Берингов имеет сравнительно небольшие размеры (протяженность - 96 км, наименьшая ширина - 86 км, глубина - около 50 м), через него ежегодно только из Тихоокеанского бассейна в Чукотское море в виде взвеси выносятся около 50 млн. тонн терригенного вещества и 60 млн. тонн биогенного



**Рис. 2.** Северотихоокеанская зональная шкала по диатомеям (Barron, A. Gladenkov, 1995) для последних 11 млн. лет, скоррелированная с геохронологической и палеомагнитной шкалами (Berggren et al., 1995).

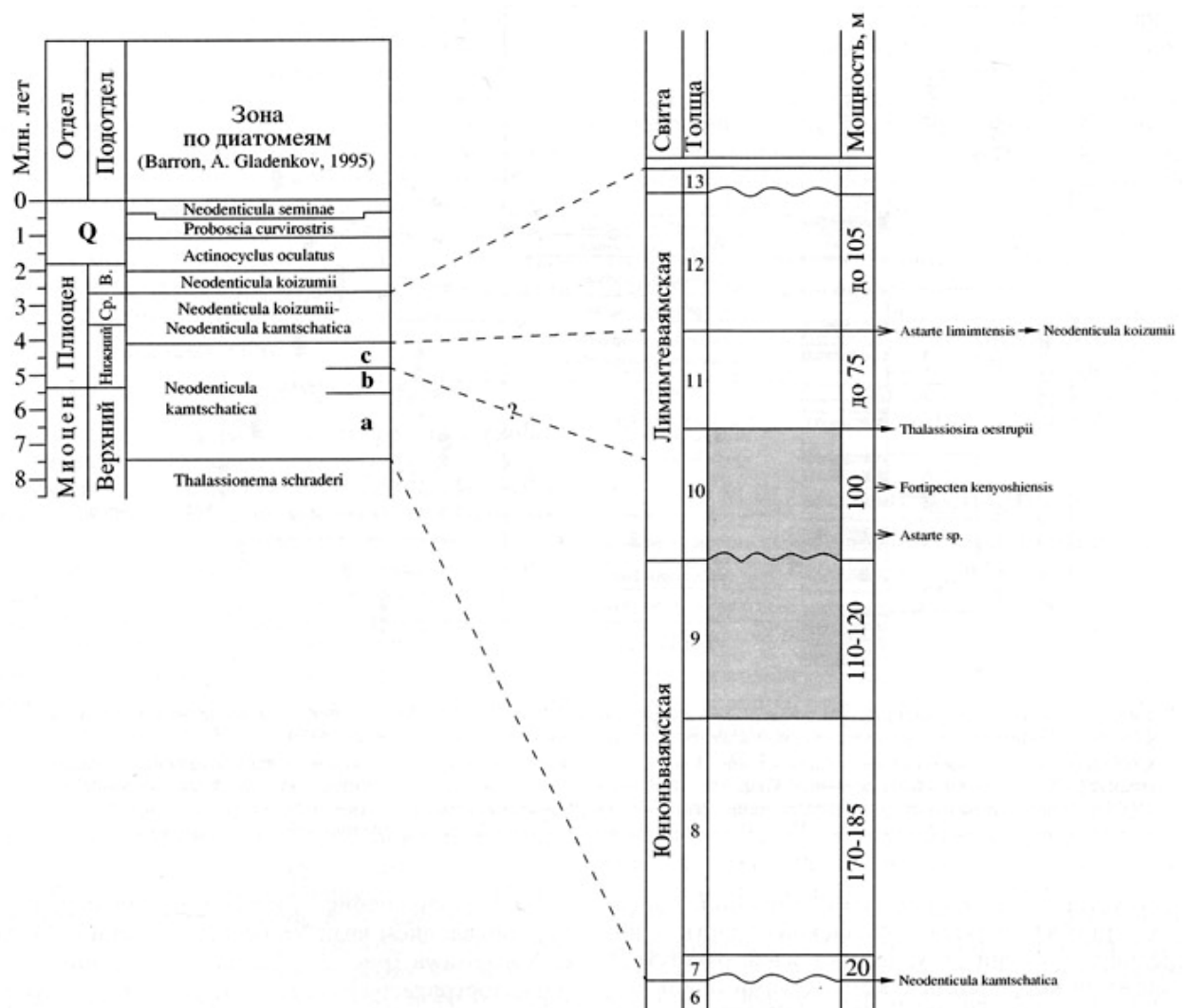
Сплошными линиями со стрелками показано положение датированных уровней, маркирующих зональные границы; пунктирной – уровень исчезновения *Thalassiosira temperei*. УП – уровень появления, УИ – уровень исчезновения, УСЧ – уровень резкого сокращения численности; Q – четвертичная система; ср. – средний; в. – верхний; а–с – подзоны; D. – *Denticulopsis*, N. – *Neodenticula*, Th. – *Thalassiosira*, Cosm. – *Cosmiodiscus*, A. – *Actinocyclus*, Pr. – *Proboscia*.

[Павлидис, 1982]. Последнее в виде створок диатомей участвует в осадочном процессе и в количественном отношении составляет около 10% от общей массы. Это определяет высокое содержание биогенного кремнезема в донных осадках Чукотского моря и отличает их от осадков остальных арктических морей [Павлидис, Щербаков, 2000]. Помимо большого значения, которое имеет Берингов пролив для океанической циркуляции и седиментационных процессов, велика его роль в развитии биоты северных широт, так как именно через него происходит обмен морских комплексов Северотихоокеанского и Арктического бассейнов. Обращает на себя внимание тот факт, что миграции морских ассоциаций имеют асимметричный характер, с преобладающим направлением с юга на север. Таким образом, современный Берингов пролив может с полным основанием считаться одним из "проходов", которые соединяют Тихий океан с другими морскими бассейнами.

#### Геологическая история пролива

Изучение древней истории формирования и развития Берингова пролива проводится геологами уже несколько десятилетий. Эти исследования показали, что

в течение примерно 100 млн. лет, начиная с альбского века раннемеловой эпохи, Евразия и Северная Америка представляли собой единый суперконтинент, соединявшийся сухопутным "Беринговым мостом" [Marincovich et al., 1990 и др.]. Через Берингию, или сушу, существовавшую в этом районе, шла миграция наземных животных и растений из Старого Света в Новый и в противоположном направлении, что находит отражение в геологической летописи. Вместе с тем, известно, что в начале кайнозоя - палеогене и частично неогене, морские биоты северной части Тихого и Арктического океанов в целом развивались изолированно друг от друга, т.е., по существу, на самом севере Пацифики существовал гигантский морской залив, и только когда произошло открытие пролива, видимо, в неогеновое время, в распространении морских и наземных организмов высоких широт Северного полушария в целом обозначились значительные изменения. Это событие, с одной стороны, привело к первому взаимному обмену морских фаун и флор между Тихим и Арктическим бассейнами, а с другой - к появлению препятствия на пути миграций наземных комплексов Евразии и Северной Америки. Вслед за этим, Берингов пролив,



**Рис. 3.** Стратиграфические уровни появления маркирующих видов моллюсков (белые стрелки) и диатомей (черные стрелки) в разрезе верхнего миоцена–плиоцена о-ва Карагинский (Детальное расчленение..., 1992; Ю. Гладенков, 1972) и их возможная корреляция с подразделениями зональной шкалы по диатомеям.

Серым фоном показан интервал разреза, в котором диатомей не найдены; объяснения остальных условных обозначений см. в подписях к рис. 2.

однако не оставался открытым постоянно: на основе палеонтологических данных зафиксированы периодические моменты его закрытия и открытия на протяжении последних 4.4 млн. лет. При этом анализ данных, полученных к середине 90-х годов прошлого столетия, показал, что в интервале 4.4-2.0 млн. лет назад (ранний - поздний плиоцен) наиболее обоснованно отмечаются три периода, когда пролив был открыт, и через него шли меж океанические миграции моллюсков [Y. Gladenkov, 1995] (здесь и далее все возрастные датировки приведены в соответствии с геохронологической шкалой У. Бергрена и др. – [Berggren et al., 1995]). С другой стороны, периоды открытия пролива чередовались с периодами его закрытия, о которых свидетельствуют миграции наземных организмов между Азией и Америкой [Y. Gladenkov, 1995]. Неоднократное закрытие пролива было также в четвертичное время, и

только около 13 тысяч лет назад пролив окончательно принял свой нынешний вид. Однако, как отмечалось, ряд проблем, касающихся истории развития связей Тихого и Северного Ледовитого океана, оставался до конца не выясненным. К ним, в частности, относятся вопросы о точном времени появления первой меж океанической связи, причинах ее появления, а также особенностях характера миграций морских организмов и изменениях направленности таких миграций во времени. Полученные в последние годы результаты позволяют пролить свет на решение некоторых из них.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

### Новые данные по возрасту первого открытия Берингова пролива

*Положение остатков Astarte в неогеновых разрезах Северо-Восточной Азии*

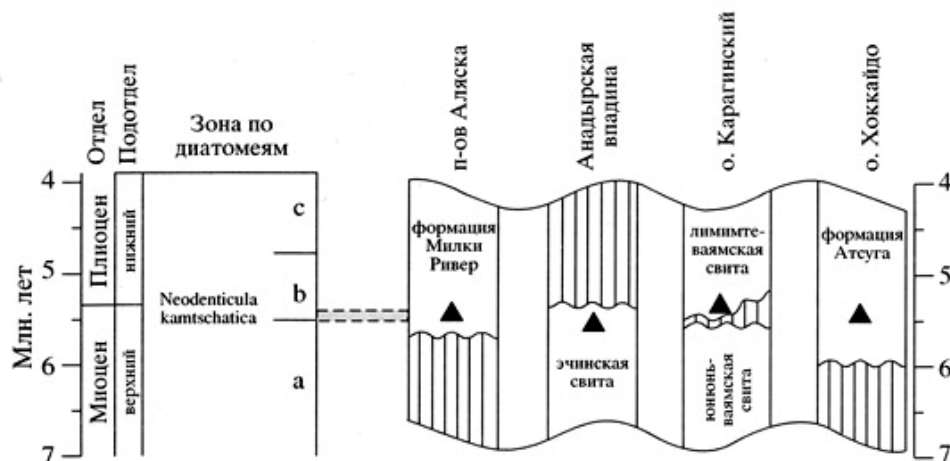


Рис. 4. Положение древнейших неогеновых *Astarte* (показано треугольниками) в разрезах обрамления Северной Пацифики.

а-с – подзоны.

Время возникновения первой связи между океанами, имевшей огромное значение для развития биотических сообществ арктобореальной области, несмотря на накопленные в последние 35-40 лет материалы и данные, до последнего времени оставалось точно не выясненным. Правда, в 1960-1990-е годы исследователями разных стран (прежде всего, России и США) делались серьезные попытки решить этот вопрос. В целом, оценки возраста первого появления пролива варьировали в пределах от 3.6 до 4.4 млн. лет назад (хотя допускались и более древние датировки). Как говорилось выше, эти выводы основывались, прежде всего, на датировании появления неогеновых моллюсков тихоокеанского происхождения в разрезах Северной Европы [Ю. Гладенков, 1974; Ю. Гладенков и др., 1980 и др.], а также анализе стратиграфического положения ископаемых моллюсков рода *Astarte* в разрезах обрамления Северной Пацифики - Камчатки, Японии и Аляски [Ю. Гладенков, 1978 и др.]. В основе этого анализа лежало предположение, что до открытия Берингова пролива кайнозойские представители рода моллюсков *Astarte* отсутствовали в Северной Пацифике и были развиты только в пределах Северной Атлантики и Арктики, которая в целом характеризовалась биотой североатлантического, а не тихоокеанского происхождения. И только после открытия пролива *Astarte* проникли в Тихий океан, т.е. самые древние находки моллюсков этого рода в разрезах Северной Пацифики, как показано рядом исследований, могут маркировать первое такое открытие в неогене [Durham, MacNeil, 1967; Ю. Гладенков, 1976, 1978; Ogasawara, 1986; Verrneij, 1991; Y. Gladenkov, 1995 и др.]. Однако установить точный

возраст наиболее древних астарт в Северотихоокеанской области до последнего времени не удавалось из-за отсутствия надежной корреляции с комплексами планктонных микроорганизмов. Поэтому определение момента открытия пролива в неогене до сих пор остается во многом дискуссионным.

Одна из наиболее древних датировок первого открытия пролива (4.4 млн. лет назад) была получена по неогеновому разрезу о-ва Карагинский Северо-Восточной Камчатки (рис. 1) на основании оценки возраста находок астарт в верхней части лимимтеваямской свиты (подошве толщи 12) с помощью диатомей и привлечения данных по палеомагнетизму [Ю. Гладенков и др., 1991; Y. Gladenkov et al., 1991; Детальное расчленение..., 1992]. На этом уровне были обнаружены *Astarte*, описанные как новый вид - *A. limimtensis* [Детальное расчленение..., 1992]. Однако точность такой датировки (4.4 млн. лет) сейчас может вызывать определенные сомнения, и не исключено, что данный горизонт имеет более молодой возраст. Это объясняется тем, что на этом уровне в разрезе прослежена граница между диатомовыми зонами *Neodenticula kamtschatica* и *Neodenticula koizumii* - *Neodenticula kamtschatica* [Детальное расчленение..., 1992], которая маркируется появлением вида *Neodenticula koizumii* Akiba et Yanagisawa (рис. 2). Данные, полученные по магнитостратиграфии, указывают на то, что упомянутая граница приурочена к отложениям лимимтеваямской свиты, которые характеризуются обратной намагниченностью. Согласно предложенной интерпретации [Детальное расчленение..., 1992], эта часть разреза соответствует

палеомагнитному эпизоду C3n.1r (эпоха Гилберт), имеющего возраст 4.48-4.29 млн. лет [Berggren et al., 1995]. Однако, как свидетельствуют последние данные, наиболее древний возраст уровня появления *Neodenticula koizumii*, определенный на основании прямых корреляций с палеомагнитной шкалой в океанических толщах разрезов скважин глубоководного бурения в субарктической Пацифике, не превышает 4.1-4.0 млн. лет [Barren, A. Gladenkov, 1995]. Поэтому нельзя исключать, что в карагинском разрезе датировка появления данного вида может быть моложе по сравнению с предложенной ранее, а горизонт, к которому приурочено это появление, находится в пределах эпизода обратной намагниченности C2Ag с возрастом 4.18-3.58 млн. лет.

Кроме того, к сожалению, от внимания геологов часто ускользало, что наиболее древние слои с представителями моллюсков этого рода (*Astarte* sp.) приурочены к горизонтам, залегающим вблизи подошвы лимимтеваямской свиты, в основании толщи 10 [Ю. Гладенков, 1972], т.е. около 160 м ниже по разрезу от уровня с первыми *Astarte limimtensis* (рис. 3). Определение их точного возраста затруднено, так как во вмещающих отложениях микрофоссилии не были найдены. Комплекс диатомей, обнаруженный в подстилающих породах юньюнваямской свиты (около 140 м ниже по разрезу), может коррелироваться с подзоной "а" северотихоокеанской диатомовой зоны *Neodenticula kamtschatica* [по Barron, A. Gladenkov, 1995; рис. 2], охватывающей интервал от 7.4 до 5.5 млн. лет назад. Ассоциация же из перекрывающих отложений лимимтеваямской свиты (около 80 м выше по разрезу) сопоставляется с верхней частью названной зоны, вероятнее всего, с ее подзоной "с" (от 4.8 до 4.1 млн. лет назад). Таким образом, наиболее древний из возможных уровней появления первых *Astarte* может относиться к отметке около 7 млн. лет назад. Однако необходимо учесть, что примерно в 20 м ниже по разрезу от уровня находок первых астартов в карагинском разрезе на границе лимимтеваямской и подстилающей ее юньюнваямской свиты фиксируется перерыв. Ниже него представлены отложения (около 120 м по мощности), в которых диатомей не найдены. Это указывает на то, что данный интервал может соответствовать большей части подзоны "а" диатомовой зоны *Neodenticula*

*kamtschatica*. Поэтому более вероятно, что горизонт с наиболее древними астартами имеет возраст моложе, чем 7 млн. лет. С другой стороны, примерно в 35 м выше по разрезу от уровня первых находок *Astarte* sp. обнаружены остатки моллюска *Fortipecten kenyoshiensis* [Детальное расчленение..., 1992] (рис. 3), появление которого в разрезах Западной Камчатки, Сахалина и Японии относится к началу раннего плиоцена [Ю. Гладенков, 1988 и др.]. Из вышесказанного следует, что появление *Astarte* в разрезе о-ва Карагинский, вероятнее всего, приурочено к интервалу, соответствующему подзоне "b" диатомовой зоны *Neodenticula kamtschatica* (5.5-4.8 млн. лет назад) и, возможно, верхней части подзоны "а" упомянутой зоны, т.е. ограничено самым концом позднего миоцена - началом раннего плиоцена (рис. 3, 4).

Остатки *Astarte* отмечены и в разрезах других районов Северо-Восточной Азии - на Чукотке, Сахалине и Японии. Из литературных данных по неогену Чукотки следует, что находки наиболее древних из них приурочены к эчинской свите (общая ее мощность 270-530 м), относящейся к верхней части телекайского горизонта, который прослеживается в пределах Анадырской впадины [Аганумов и др., 1976; Аганумов, 1991] (рис. 1, 4). В списках моллюсков, обнаруженных в отложениях свиты, приведена *Astarte* cf. (aff.) *montagui*. Точный возраст эчинской свиты определить достаточно сложно из-за отсутствия находок планктонных организмов. Однако согласно палеонтологическим заключениям, сделанным, прежде всего, на основе изучения обедненного комплекса бентосных фораминифер, возраст вмещающих отложений оценивается в пределах позднего миоцена, возможно, его конца [Аганумов, 1991].

Находки древнейших *Astarte*, известных в разрезах Японии, приурочены к отложениям формации Атсуга (с общей мощностью около 2000 м), развитых в южной части о-ва Хоккайдо [Uozumi et al., 1986; Suzuki, Akamatsu, 1994; Ogasawara, 1998] (рис. 1). В составе так называемой, фауны моллюсков Такикава-Хонбетсу, выделенной в нижней части формации, отмечены *Astarte* (*Tridonta*) *alaskensis*, *A. borealis*, *A. sp.* [Uozumi et al., 1986; Suzuki, Akamatsu, 1994]. Непосредственно на уровне появления астартов микрофоссилии найдены не были, однако радиометрическое датирование туфов из горизонтов, залегающих в 250 м выше по

разрезу, указывает, что их возраст  $5.1 \pm 0.2$  млн. лет. Нижний предел возраста фауны с древнейшими *Astarte* оценивался как 6.0 млн. лет. В начале 1990-х годов в четырех образцах с отдельных уровней разреза формации Атсуга были обнаружены остатки диатомей [*Sagayama et al., 1992*], комплекс которых коррелируется с подзоной "a" зоны *Neodenticula kamtschatica*. Такие данные указывают на то, что возраст вмещающих отложений вероятнее всего может быть определен в пределах конца позднего миоцена. Однако находки диатомей непосредственно не привязаны к уровню появления астарта в разрезе.

Известные находки астартид на Сахалине приурочены к плиоценовым отложениям (помырская свита), но наиболее ранние их находки точно не датированы [*Жидкова и др., 1974*]. Таким образом, анализ данных, имеющихся по датировкам наиболее древних астарта, известных из разрезов Камчатки, Чукотки и Японии, указывает на то, что, вероятнее всего, их возраст можно оценить в пределах конца позднего миоцена-начала плиоцена (рис. 4).

#### *Положение остатков Astarte в неогеновых разрезах тихоокеанского побережья Северной Америки*

До последнего времени данные по позднемиоценовым - раннеплиоценовым *Astarte* из разрезов Северной Америки отсутствовали, хотя находки остатков *Astarte* более молодого - видимо, среднеплиоценового возраста там были известны (берингийские слои и др.). Однако недавно были получены материалы по датированию наиболее древних астарта из отложений, относимых к верхней части формации Бэар Лэйк разреза Сэнди Ридж, юго-западная часть п-ова Аляска [*Marincovich, A. Gladenkov, 1999, 2001; Marincovich, 2000* и др.] (рис. 1). В 1970-х годах здесь проводились тематические работы геологами нефтяной компании "Мобил", и были собраны остатки морских моллюсков, которые затем были переданы в Калифорнийскую Академию наук (Сан-Франциско, США). Переизучение этой коллекции, с одной стороны, позволило установить наличие астарта в составе комплексов, а с другой стороны - показать, что наиболее древние находки представителей *Astarte* (в частности, *A. borealis*) приурочены к двум близко расположенным уровням в разрезе.

Одновременно была проведена техническая обработка раковин и ядер ископаемых моллюсков, отобранных с этих уровней, с целью обнаружения в заключенном внутри них осадочном материале остатков диатомей. Необходимо отметить, что достаточно часто диатомей не удается найти во вмещающих породах, так как их панцири подвергаются механическому и химическому воздействию как в ходе осадконакопления, так и при фоссилизации и катагенезе. Однако при этом в ряде случаев створки диатомей могут сохраняться внутри ископаемых раковин или конкреций, которые защищают их от такого рода воздействий [*Barron, Mahood, 1993* и др.]. В результате использования такого приема одним из авторов данной статьи (А. Гладенков) была впервые обнаружена морская неогеновая диатомовая флора. Остатки диатомей (около 100 видов) хорошей и удовлетворительной сохранности были найдены в пяти образцах, отобранных на двух уровнях разреза, непосредственно охарактеризованных находками наиболее древних *Astarte* [*А. Гладенков, 1999, 2001a* и др.]. Анализ систематического состава позволил скоррелировать изученную ассоциацию с подзоной "b" северотихоокеанской диатомовой зоны *Neodenticula kamtschatica*, нижняя граница которой характеризуется появлением *Thalassiosira oestrupii* на уровне 5.5 млн. лет назад, а верхняя - исчезновением *Cosmiodiscus insignis* на уровне 4.8 млн. лет назад [*Barron, A. Gladenkov, 1995*; рис. 2]. Оба этих вида, так же, как и зональный вид-индекс, были найдены в составе аляскинской ассоциации. Из этого был сделан вывод о том, что находки упомянутых астарта являются самыми древними из известных в разрезах Аляски, а их возраст может датироваться в интервале 5.5-4.8 млн. лет назад. Соответственно, к этому времени было отнесено и первое открытие Берингова пролива [*Marincovich, A. Gladenkov, 1999, 2001* и др.]. Однако проведенное группой геологов под руководством Л. Маринковича в 1998-1999-х годах переизучение разреза Сэнди Ридж, которое сопровождалось послойным отбором фауны с четкой привязкой появления первых *Astarte* и отбором образцов на диатомовый анализ, позволило установить точное стратиграфическое положение слоев с наиболее древними *Astarte*, а также уточнить их возраст [*А. Гладенков, 2001b; Marincovich et al., 2002; A. Gladenkov et al., 2002; A. Gladenkov, 2003*]. Во-первых, было выяснено,

что часть осадочного разреза, к которой приурочены данные слои, относится не к верхней части формации Бэар Лэйк по Р. Деттерману и др. [Detterman *et al.*, 1996], как считалось раньше, а к нижней части формации Милки Ривер, выделенной У. Гэллоуэем [Galloway, 1974] (рис. 4). Контакт между двумя этими формациями представлен угловым несогласием и прослеживается в 28 м ниже по разрезу от уровня появления первых *Astarte* (*A. borealis*). В образцах, отобранных с уровня появления *Astarte* в разрезе, выявлена богатая ассоциация диатомей хорошей сохранности. Для нее характерны все формы, которые были обнаружены в ранее изученных образцах [Marincovich, A. Gladenkov, 1999, 2001], что в целом подтверждает сделанные выводы об их возрасте. Однако помимо ранее найденных видов, в составе флоры дополнительно обнаружены несколько важных в стратиграфическом отношении форм, среди которых наибольший интерес представляют находки вида *Thalassiosira temperei* (Brun) Akiba et Yanagisawa. Уровень его исчезновения является важным неогеновым биостратиграфическим маркером в пределах Северотихоокеанского региона [Barron, 1980, 1992; Akiba, 1986; Akiba, Yanagisawa, 1986; Yanagisawa, 1990 и др.]. Согласно последним данным, возраст этого уровня - 5.4 млн. лет [Yanagisawa, Akiba, 1998] (рис. 2). Таким образом, с учетом совместных находок *Thalassiosira temperei*, *Th. oestrupii*, *Cosmiodiscus insignis* и *Neodenticula kamtschatica* на одном стратиграфическом уровне, возраст наиболее древних *Astarte* в разрезе формации Милки Ривер может быть определен в узком пределе 5.5-5.4 млн. лет назад (рис. 4). Это позволяет уточнить полученные ранее данные по возрасту первых астартов в разрезе Аляски и на этой основе предположить, что открытие Берингова пролива имело место в конце позднего миоцена в интервале 5.5-5.4 млн. лет назад. Такой вывод, как показано выше, в целом подтверждается палеонтологическими данными по разрезам Камчатки, Чукотки и Японии - возраст древнейших известных в них *Astarte* является близким и может оцениваться в пределах конца позднего миоцена. Хотя нельзя исключать, что погрешности методов могут и несколько расширить этот интервал - с включением в него начала раннего плиоцена (рис. 4).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

#### Межокеанические миграции морской биоты

Свидетельством того, что миграции морской биоты через Берингов пролив не имели место раньше конца позднего миоцена, может также служить появление моллюсков тихоокеанского происхождения в североатлантических разрезах Исландии, Англии и Голландии, которое фиксируется, только начиная с плиоцена, с зоны *Serripes groenlandicus* исландского разреза (с *Clinocardium ciliatum*, *Macoma calcarea*, *Modiolus modiolus*, *Musculus niger*, *Mya pseudoarenaria*, *Neptunea decemcostata* и др.) [Ю. Гладенков, 1976, 1978, 1988; Ю. Гладенков и др., 1980 и др.]. В частности, в разрезах Голландии появление моллюсков северотихоокеанского происхождения (таких как *Mytilus edulis*, *Modiolus modiolus*, *Mya truncata*, *Buccinum undatum*, *Neptunea angulata*) отмечается на уровне, возраст которого на основе анализа изотопов стронция определен в пределах 4.8-4.7 млн. лет назад [Meijer, 1993]. Правда, в свое время появление в Северной Атлантике представителей *Mya* и *Buccinum* относилось к позднему миоцену [Strauch, 1970].

С другой стороны, обоснованные доказательства проникновения типичных элементов диатомовой флоры из Северной Пацифики в высокие широты Северной Атлантики и Арктику (или в противоположном направлении) имеются для комплексов, с возрастом не древнее конца позднего миоцена - начала раннего плиоцена. В пользу этого свидетельствует, например, следующее обстоятельство. Для неогена Северотихоокеанского региона типичен вид диатомей *Neodenticula kamtschatica*, появляющийся около 7 млн. лет назад и широко распространенный в позднем миоцене и плиоцене. Находки этой формы, которая является эндемиком высоких и средних северных широт и имеет тихоокеанское происхождение, вне Северной Пацифики известны только в разрезах Норвежского моря и только в плиоцене [Dzinoridze *et al.*, 1978; История микропланктона..., 1979]. На проникновение элементов тихоокеанской флоры через Берингов пролив в арктический бассейн в интервале около 5.5-4.8 млн. лет назад указывают также недавние находки наиболее древних диатомей в разрезе виброскважины, пробуренной на шельфе Чукотского моря на станции с координатами 70°55.8' с.ш и 165°57.6' з.д., глубина воды 44 м [Дж. Бэррон, персональное сообщение,



2001]. В составе комплекса, сопоставленного с ассоциацией подзоны "b" зоны *Neodenticula kamtschatica*, в частности, отмечены остатки *Pyxidicula zabelinae*, *Cosmiodiscus insignis*, *Thalassiosira gravida*, *Th. oestrupii*, *Th. jouseae*, *Porosira* aff. *punctata* и др. [Дж. Бэррон, неопубликованные данные].

Следует отметить, что полученные данные по времени первого открытия Берингова пролива в кайнозое противоречат выводам, сделанным ранее на основе изучения арктических диатомовых ассоциаций [Зырянов и др., 1992; Полякова, 1997]. Необходимо напомнить, что в отличие от высокоширотных районов Северной Атлантики и Пацифики, основа для детальной расшифровки геологической истории, реконструкций палеоокеанологических, палеоклиматических событий и развития морской биоты в кайнозое в отношении находящегося между ними обширного Арктического региона до сих пор остается сравнительно слабой. Это во многом объясняется тем, что в Арктике по причине ледовой обстановки глубоководное бурение не проводилось. Поэтому отсутствие до последнего времени данных, в частности, по надежной стратиграфии позволяло делать в основном только общие выводы, оставляя этот регион своеобразным "белым пятном". Между тем, Арктический бассейн играл и играет большую роль в становлении климата Земли (с формированием холодных вод и ледового покрова), а его связь с Северной Пацификой и Северной Атлантикой во многом определяет развитие биоты этих регионов. В опубликованной работе Е.И. Поляковой [1997] сделана попытка проследить позднекайнозойскую историю развития арктических морей на основе анализа диатомовой флоры, известной на сегодняшний день из разрезов океанического обрамления. Ряд выводов, сделанных автором книги, касается, в частности, водообмена между Арктическим океаном и Северной Пацификой в кайнозое и связан с проблемой определения времени первого открытия Берингова пролива.

Анализируя обнаруженные в разрезах приморских низменностей Северной Якутии и Северной Чукотки комплексы морских диатомей, Е.И. Полякова предполагает их северотихоокеанское происхождение (основываясь на близости систематического состава ассоциаций арктических и тихоокеанских районов) и определяет их миоценовый и плиоценовый возраст путем

привязки к зональной шкале по диатомеям для Северной Пацифики. Исходя из этого, Е.И. Полякова считает, что полученные данные позволяют однозначно решить вопрос о миоценовом соединении Арктического и Тихоокеанского бассейнов. По ее мнению, начиная со среднего миоцена, формирование арктической биоты происходило под влиянием тихоокеанской, и в отдельные периоды: в конце раннего - начале среднего миоцена и с конца среднего миоцена периодически устанавливалась связь между Арктическим и Тихим океанами, вероятнее всего, в районе Берингова пролива [Полякова, 1997]. Однако представляется, что такие выводы, основанные на анализе только одной группы ископаемых из неполных разрезов, в некоторых отношениях спорны и вызывают определенные сомнения. Дело, во-первых, в том, что все важные в стратиграфическом отношении формы диатомей, отмеченные Е.И. Поляковой в арктических комплексах, известны, как показывает анализ данных глубоководного бурения, из разрезов не только Северной Пацифики, но и Северной Атлантики, Норвежско-Гренландского бассейна и моря Лабрадор, т.е. широко распространены в бореальных и аркто-бореальных районах Северного полушария [А. Гладенков, 2001a; Marincovich, A. Gladenkov, 2001]. Поэтому можно предположить, что миграция этих видов в Арктику могла идти не из Пацифики, а со стороны бассейнов Северной Атлантики. Тем более что формы, для которых установлено тихоокеанское происхождение в раннем - среднем миоцене, в арктических комплексах не найдены. Кроме того, если биостратиграфические уровни в тихоокеанских разрезах высоких - средних широт привязаны к палеомагнитной шкале в относительно полных разрезах, а соответственно выявлена и их последовательность, то для обедненных ассоциаций из разрезов арктических низменностей подобная привязка, как и контроль со стороны других групп ископаемых, отсутствуют. Во-вторых, как известно, остатки ископаемых диатомей могут перемещаться на значительные расстояния от места захоронения в результате деятельности ветров [Burckle et al., 1988; D. Kellogg, T. Kellogg, 1987, 1996 и др.]. Поэтому нельзя исключать и вероятности переноса створок миоценовых диатомовых северотихоокеанского происхождения в районы арктического побережья и дальнейшего их переотложения. Вот почему к

предположениям Е.И. Поляковой следует относиться пока с большой осторожностью.

### Возможные причины открытия Берингова пролива в конце позднего миоцена

Выше говорилось, что приведенные палеонтологические данные по неогеновым моллюскам и диатомеям указывают, что первое открытие Берингова пролива в кайнозой имело место в интервале 5.5-5.4 млн. лет назад. Анализ имеющихся к настоящему времени геологических материалов указывает на две основные причины, которые могли привести к этому событию.

Во-первых, открытие пролива, вероятно, могло явиться следствием тектонических процессов. На это указывает обобщение основных данных, полученных в последние годы по тектоническому строению Берингоморско-Алеутской области [Scholl et al., 1992; Plafker, Berg, 1994; Mackey et al., 1997; Имаев и др., 2000 и др.]. Согласно предложенным реконструкциям, происходившие в восточной и северной частях области тектонические процессы могли явиться причиной растяжения коры в районе современного Берингова пролива, с увеличением скорости такого растяжения около 6 млн. лет назад или несколько позже. Возможно, что ускорение растяжения коры вследствие усиления тектонических движений, в конечном счете, привело к уменьшению ее мощности и опусканию дна в этом районе, что в итоге и могло вызвать образование и открытие пролива. Необходимо также отметить, что согласно имеющимся данным по Камчатке, формирование ее современной структуры в результате активизации тектонических процессов началось во второй половине позднего миоцена. В конце позднего миоцена (около 6.0-5.5 млн. лет назад) в этом районе происходили существенные тектонические движения, которые приводили к складчато-блоковым дислокациям. В частности, на Восточной Камчатке к этому времени приурочено образование крупных надвигов [Ю. Гладенков, Шанцер, 1989; Y. Gladenkov, Shantser, 1990].

Таким образом, согласно приведенным данным, в конце позднего миоцена усиление тектонической активности происходило одновременно в разных частях Берингоморско-Алеутской области. Опускание дна, а соответственно и относительное повышение уровня моря,

вскоре после отметки 6 млн. лет назад в результате региональных тектонических процессов (опускание блоков или растяжение коры) в районе участка суши, соединявшего Азию и Северную Америку, могли привести к его затоплению, что обусловило открытие Берингова пролива в результате появления в этом месте тектонической "ступени". Можно видеть, что оценки времени периода усиления тектонической активности согласуются с полученными палеонтологическими данными по возрасту первого открытия пролива (около 5.5-5.4 млн. лет назад).

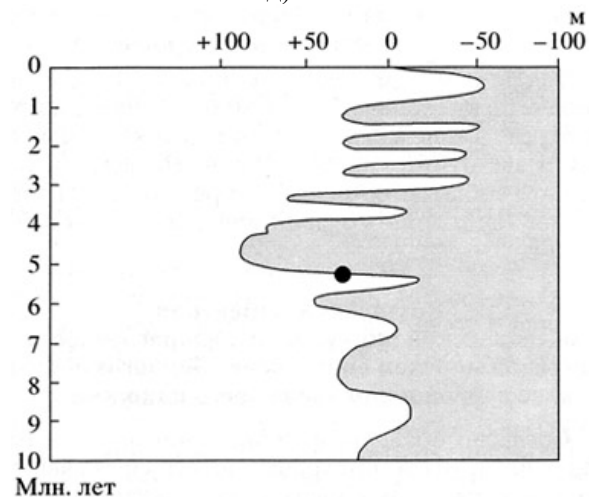


Рис. 5. Кривая эвстатических колебаний уровня моря (Haq et al., 1987) для последних 10 млн. лет, скоррелированная с геохронологической шкалой (Berggren et al., 1995).

Кружком показано предполагаемое время первого в неогене открытия Берингова пролива (по данным диатомового анализа).

Во-вторых, при рассмотрении вопроса об открытии Берингова пролива в указанном интервале времени, нельзя также исключать возможную связь этого события с глобальным повышением уровня моря в результате эвстатических колебаний. Около 5 млн. лет назад фиксируется пик самой широкомасштабной морской трансгрессии за последние 12 млн. лет, с максимальными отметками уровня моря, более чем на 70 м превышавших современные [Haq et al., 1987; рис. 5]. Однако начало этой трансгрессии относится к более раннему периоду, совпадающему с потеплением. Во времени он следует после Мессинского соленостного кризиса (6 млн. лет) и последовавшего сразу за ним понижения уровня океана в результате похолодания (около 5.8 млн. лет назад) [Haq et al., 1987; рис. 5].

Обращает на себя внимание, что первое открытие Берингова пролива во времени примерно совпадает с трансгрессией в Средиземноморском бассейне после Мессинского кризиса. Об этом

свидетельствуют результаты анализа по детальному исследованию изменения соотношения изотопов кислорода (значений  $\delta^{18}\text{O}$ ) в неогеновых разрезах скважины ODP 846 в восточной части экваториальной Пацифики и скважины Сале (Sale) в северо-западной части Марокко [Shackleton et al., 1995; Hodell et al., 1994]. Они указывают, что во временном интервале, соответствующем нижней части палеомагнитного хрона С3г (начало эпохи Гилберт), фиксируется отчетливый тренд понижения значений  $\delta^{18}\text{O}$ , с быстрыми и резкими флуктуациями их величин [Shackleton et al., 1995; Hodell et al., 1994]. При этом минимальные величины соответствуют наиболее теплomu эпизоду межледниковья, с которым связывается глобальное повышение уровня моря, приведшее к затоплению Средиземноморского бассейна после Мессинского кризиса. В одном случае такие величины фиксируются в пределах изотопного яруса TG9 на отметке 5.46 млн. лет назад [Shackleton et al., 1995], а в другом - при переходе от изотопного яруса TG12 к ярусу TG11 на отметке 5.32 млн. лет назад [Hodell et al., 1994]. Это указывает, что трансгрессия в Средиземноморском бассейне имела место или в конце позднего миоцена, или на границе между миоценом и плиоценом.

Разумеется, что трансгрессия в Средиземном море и открытие Берингова пролива могли явиться следствием разных процессов, вызвавших неодинаковое повышение морского уровня в удаленных друг от друга регионах. Тем не менее, быстрые и резкие эвстатические флуктуации [Shackleton et al., 1995; Hodell et al., 1994] приурочены к интервалу, который примерно совпадает с временем открытия Берингова пролива. Датировка 5.46 млн. лет, полученная для минимальных значений  $\delta^{18}\text{O}$  [Shackleton et al., 1995], хорошо согласуется с уточненным по новым палеонтологическим данным возрастом открытия Берингова пролива (5.5-5.4 млн. лет). С другой стороны, как уже говорилось, оценка верхнего предела возрастного интервала, в котором произошло открытие пролива (5.4 млн. лет), основана на находках в нижней части формации Милки Ривер (Аляска) маркирующего вида диатомей *Thalassiosira temperei*. Возраст уровня исчезновения этой формы в Северной Пацифике рассчитан по кривым скоростей осадконакопления, построенных для разрезов скважин глубоководного бурения. Поэтому,

можно предположить, что возраст уровня исчезновения *Thalassiosira temperei* в изученном разрезе Аляски может быть несколько более молодым (до 5.3 млн. лет). Соответственно, нельзя полностью исключить и вероятность того, что открытие Берингова пролива могло произойти 5.32 млн. лет назад [Hodell et al., 1994], т.е. на границе между миоценом и плиоценом.

Необходимо отметить, что в составе диатомовых ассоциаций Северной Пацифики конца позднего миоцена в целом отмечается повышение роли тепловодных элементов, что свидетельствует о периоде потепления. На влияние относительно теплых вод указывает и присутствие в составе комплексов района залива Аляска и формации Милки Ривер ряда теплолюбивых форм [A. Gladenkov, 2003]. Необходимо отметить, что в разрезах Аляски, Камчатки и Японии в непосредственной близости от уровня появления древнейших астартов ниже по разрезу фиксируются перерывы или несогласия, а также смена литологического состава отложений, свидетельствующие о морской трансгрессии. Приведенные данные могут говорить о том, что одной из причин открытия Берингова пролива в конце позднего миоцена могло явиться затопление участка суши, существовавшей в этом районе, в результате трансгрессии и значительного повышения уровня моря.

Таким образом, первое открытие Берингова пролива в интервале 5.5-5.4 млн. лет назад могло быть следствием, как тектонических движений, так и эвстатических колебаний. Не исключено, что это событие произошло в результате "наложения" синхронного действия обоих этих процессов.

#### **Возможные изменения океанической циркуляции и направленности миграций морской биоты через Берингов пролив в первой половине раннего плиоцена**

Согласно последним данным, 4.6 млн. лет назад фиксируется прекращение существовавшей до этого связи глубинных и промежуточных вод между тихоокеанским и карибским бассейнами через Панамский пролив, глубина которого стала составлять менее 100 м [Haug, Tiedemann, 1998]. В конечном результате это событие явилось причиной значительных изменений системы океанической циркуляции, характера глубинных вод и климата в Пацифике и

Атлантике. Моделирование глобальной океанической циркуляции показывает, что до прекращения связи донных и промежуточных вод Тихого и Атлантического океанов через Панамский пролив, в случае открытия Берингова пролива, проходящий через него поток вод должен был быть направлен с севера на юг - из Арктического бассейна (в который поступали воды из Северной Атлантики) в Северную Пацифику [Maier-Reimer et al., 1990]. То есть, этот поток имел противоположное по сравнению с современным направление. После же обмеления Панамского пролива, вызвавшего перестройку глобальной циркуляции, направление потока вод, проходящего через Берингов пролив, должно было измениться с северного на южное, т.е. с преобладанием выноса из Северной Пацифики в Арктику и далее в Северную Атлантику. Это предполагает увеличение притока в высокие широты Северной Атлантики холодных пресных вод. Таким образом, обмеление (а позже, закрытие) Панамского пролива и формирование Берингова пролива явились важнейшими событиями неогена, повлекшими существенные палеоокеанографические и палеогеографические перестройки. Они стали причинами изменений не только регионального масштаба, но и привели к смене характера связей между бассейнами Северной Пацифики и Северной Атлантики через Арктику, что в результате оказывало воздействие на океаническую циркуляцию и климат во всем Северном полушарии [Maier-Reimer et al., 1990; Reason, Power, 1994; Shaffer, Bendtsen, 1994 и др.]. Такие процессы должны были влиять на развитие морской биоты и находить отражение в изменении путей миграции различных организмов. По мнению Л. Маринковича, состав высокоширотных комплексов моллюсков подтверждает выводы о том, что направление потока вод через Берингов пролив менялось в плиоцене [Marincovich, 2000]. При первых фазах открытия пролива в конце позднего миоцена - начале раннего плиоцена (до закрытия Центральноамериканского глубинного водного пути) преобладало проникновение моллюсков североатлантического и арктического происхождения в Северную Пацифику. После отметки 4.6 млн. тому назад предполагается смена направления миграции, свидетельством чему служит присутствие видов северотихоокеанского происхождения в

североатлантических разрезах с уровня 3.6 млн. лет назад. Отметим, однако, что процессы миграции морской бентосной фауны, вероятно, имели сложный характер, так как северотихоокеанские элементы найдены в разрезах Голландии уже на уровне около 4.8-4.7 млн. лет назад [Meijer, 1993], а виды североатлантического происхождения известны в разрезах Северной Пацифики и после 4.6 млн. лет [Ю. Гладенков, 1978, 1988; Y. Gladenkov, 1995 и др.].

В связи с этим сделаем еще одно добавление по проблеме, которая ранее не обсуждалась. Если предположить, что, несмотря на определенную асимметричность миграции биоты через Берингов пролив из Пацифики в Арктику и наоборот, прохорезы все же проходили из одного бассейна в другой одновременно в обе стороны (в той или иной степени), то можно поставить очень важный вопрос об относительной скорости миграции. Принимая во внимание, что открытие пролива произошло около 5.5-5.4 млн. лет назад, а тихоокеанские "пришельцы" появились в Северной Атлантике около 4.8-4.6 млн. лет назад (см. выше), можно сделать вывод, что на пересечение Арктики (расселение в пределах ее шельфов) комплексам моллюсков тихоокеанского происхождения понадобилось более 0.5 (до 0.8-0.9) млн. лет. Если же рассчитывать это время только по исландским материалам, то оно должно быть увеличено до 1.8 млн. лет. Имеем ли мы дело с реальной скоростью завоевания шельфовой зоны Арктики моллюсками из Пацифики или на это накладывается недостаток материала - неполнота геологической летописи (мы ведь почти ничего не знаем о путях миграции и последовательности расселения в Арктическом бассейне - данных по этому поводу очень мало) - это пока неясно. Сейчас эти вопросы могут рассматриваться лишь в провизорном плане, хотя помнить о них необходимо, чтобы, в конце концов, определить, заселялась ли Арктика геологически мгновенно или нет.

Что касается комплексов диатомей, то, как уже говорилось, обоснованных доказательств проникновения видов северотихоокеанского происхождения в высокие широты Северной Атлантики через Берингов пролив до начала плиоцена нет. Однако для более раннего времени нельзя также исключать возможность взаимного обмена между флорами этих регионов при помощи поверхностных течений через Панамский пролив. На это может указывать

наличие общих планктонных элементов в комплексах, хотя большая их часть относится к космополитам. Однако для некоторых относительно тепловодных и транзитных форм (например, *Thalassiosira praeoestrupii*, *Th. oestrupii*) фиксируется несколько асинхронное появление в разных океанических бассейнах.

#### **Климатические события во время формирования Берингова пролива**

По данным глубоководного бурения в северо-западной части Тихого океана и заливе Аляска в интервале 6.7-4.4 млн. лет назад на отдельных уровнях в разрезах начинает отмечаться обломочный терригенный материал, являющийся индикатором ледового разноса [Krissek, 1995; Rea et al., 1995]. В то же время, возраст наиболее древнего материала ледового разноса в наземном разрезе неогеновой формации Якатага, развитой в районе залива Аляска, оценивается около 6.2 млн. лет [Lagoe et al., 1993]. Результаты изучения литологических и палеонтологических особенностей этого разреза свидетельствуют о похолодании в высоких широтах Северного полушария, с формированием ледников в зоне морских приливов залива Аляски в интервале 6.2-4.4 млн. лет назад [Lagoe et al., 1993]. Примерно в этом же интервале включения "плавающего" материала ледового разноса фиксируются в юньювьямской и лимимтеваямской свитах разреза о-ва Карагинский [Детальное расчленение..., 1992]. Наряду с палеонтологическими данными это свидетельствует о похолодании и понижении температур вод в районе Камчатки. Необходимо, однако, отметить, что в разрезах скважин глубоководного бурения материал ледового разноса в интервале 6.7-4.4 млн. лет назад встречен в небольших количествах, и, кроме того, он существенно уменьшается при удалении от побережий, а также по направлению на юг. Таким образом, уже в то время морские побережья Аляски и Камчатки могли представлять собой районы развития локальных оледенений, из которых в сторону океана происходил снос материала их деятельности [Krissek, 1995]. Это подтверждают данные, полученные при анализе неогеновой диатомовой флоры из разреза формации Милки Ривер п-ова Аляска, формировавшейся в шельфовой зоне. Наличие в составе комплексов конца позднего миоцена - начала раннего плиоцена морских арктобореальных видов (*Bacterosira fragilis*,

*Detonula confervacea*, *Porosira glacialis*, *Thalassiosira kryophila*, *Th. gravida* и др.), а также форм, которые типичны для современных ледовых обстановок (таких как *Fragilariopsis oceanica* и *Fr. cylindrus*), может указывать на периоды вегетации во время таяния льдов, развитых вблизи юго-западной окраины Аляски [A. Gladenkov, 2003]. С другой стороны, находки элементов океанического планктона, характерных для субтропической и умеренной областей (*Thalassiosira leptopus*, *Th. temperei*, *Th. oestrupii*, *Auliscus sp.*, *Bacteriastrum varians* и др.) свидетельствуют о влиянии относительно теплых поверхностных вод.

Необходимо отметить, что в целом увеличение тепловодных элементов фиксируется в составе диатомовых ассоциаций субарктической Тихого океана самого конца позднего миоцена - начала раннего плиоцена, что говорит об относительном потеплении [Орешкина, 1986 и др.]. Затем, в раннем плиоцене, с уровня примерно 5.1-5.0 млн. лет отмечается дальнейшее повышение роли холодноводных видов, в том числе появление новых видов (*Thalassiosira latimarginata*, *Th. tertiaria*). Однако комплексы второй половины раннего - начала среднего плиоцена характеризуются широким развитием теплолюбивых форм, которые проникают в высокоширотные районы [Орешкина, 1986; Barron, 1995 и др.]. В этом же интервале в разрезах обрамления субарктической Тихого океана тепловодные элементы фиксируются и в ассоциациях бентосных групп [Детальное расчленение..., 1992 и др.]. Кроме того, в разрезах высоких широт, включая район залива Аляска, на потепление в интервале около 4.6-3.1 млн. лет назад указывает отсутствие или резкое сокращение материала ледового разноса [Lagoe et al., 1993; Krissek, 1995; Rea et al., 1995].

#### **Продуктивность диатомей Северной Тихого океана в позднем миоцене - плиоцене: связь с климатическими и океанографическими перестройками**

В интервале около 6.4-2.7 млн. лет назад в Северотихоокеанском регионе фиксируется значительное увеличение удельной интенсивности накопления (УИН) биогенного кремнезема (БК), т.е. продуктивности диатомовой флоры, которые достигают максимальных величин, отмеченных когда-либо на протяжении всего

кайнозоя [Rea et al., 1993, 1995; Rea, Snoeckx, 1995, Barron, 1998]. В целом, это касается как окраинных частей региона (Охотское и Берингово моря, Калифорнийский залив), так и западного и восточного секторов субарктической Пацифики. В западной части, где осадки представлены диатомовыми илами, с уровня 6.4 млн. лет назад скорости осадконакопления по сравнению с предыдущей эпохой значительно увеличиваются и остаются высокими до уровня 2.7 млн. лет назад. Максимальные их значения фиксируются в интервале 4.6-3.1 млн. лет назад, когда они увеличиваются до 4.5 раз, достигая отметок 14-15 см/тыс. лет [Rea et al., 1993, 1995]. Одновременно с этим в несколько раз возрастает и поступление в осадки опала: показатели УИН БК повышаются от значений около 0.7 г/(см<sup>2</sup> x тыс. лет) до 3 г/(см<sup>2</sup> x тыс. лет) и более. С отметки 2.7 млн. лет назад эти значения резко падают, возвращаясь к таковым, фиксирующимся до уровня 6.4 млн. лет назад. Схожие изменения наблюдаются и в заливе Аляски, где с уровня 6.4 млн. лет скорости осадконакопления резко увеличиваются (примерно в 4 раза), достигая максимальных значений, превышающих 4 см/тыс. лет. С этого времени возрастают также темпы поступления кремнезема в осадки: показатели УИН БК возрастают от 0.6 до 1.5-2 г/(см<sup>2</sup> x тыс. лет). Скорости осадконакопления здесь начинают уменьшаться с уровня около 3.1 млн. лет назад - их значения падают от 3 см/тыс. лет до 1.5 см/тыс. лет к уровню 2.7 млн. лет назад. В этом же интервале уменьшаются также показатели УИН БК - примерно от 1.0 до 0.2-0.3 г/(см<sup>2</sup> x тыс. лет).

Из анализа приведенных выше данных следует, что, во-первых, период максимальных темпов биогенного кремнезема и продуктивности диатомей в субарктической Пацифике в кайнозое (4.6-3.1 млн. лет назад) по времени совпадает с интервалом масштабного потепления. Во-вторых, начало этого периода (4.6 млн. лет назад) соответствует времени, когда фиксируется прекращение связи донных и промежуточных вод между тихоокеанским и карибским бассейнами по причине обмеления Панамского пролива [Haug, Tiedemann, 1998]. Это событие должно было вызвать усиление притока в северную часть Тихого океана обогащенных "древних" глубинных вод из высоких южных широт в результате изменения глобальной океанической циркуляции. С другой стороны,

потепление могло вызвать значительный приток в Северную Пацифику с юга теплых соленых поверхностных вод [Barron, 1995]. Наличие в то время широкой переходной зоны, разделявшей более теплые и более холодные поверхностные воды, должно было приводить к проникновению в высокие широты теплых соленых поверхностных вод, что вызывало ослабление вертикальной стратификации, приводившее к усилению перемешивания водных масс и подъема к поверхности глубинных вод [Barron, 1998].

## НЕРЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ

Конечно, следует отметить несомненный прогресс в изучении геологической истории Берингова пролива, который достигнут с 1960-х годов к настоящему времени. Многие материалы на эту тему суммированы, прежде всего, в трех широко известных выпусках: The Bering Land Bridge [1967], Берингия в кайнозое [1976], Beringian Paleoenvironments... [2001]. Помимо этого, ряд вопросов был затронут в некоторых монографиях [Strauch, 1972; Ю. Гладенков, 1978 и др.] и отдельных статьях (см. выше). Однако и сейчас имеется значительное число проблем, которые не получили полного освещения (на некоторых из них мы уже останавливались). Ниже делается попытка их суммировать.

1. Не все пока ясно с распространением представителей древних моллюсков - астартид в Северной Пацифике. Они отмечены здесь в мезозое [Захаров, 1970] и раннем палеогене. В частности, их остатки найдены в синегорских слоях Сахалина, относимых к палеоцену [Калишевич и др., 1981]. Почему астартиды отсутствуют в эоценовых и миоценовых толщах Северной Пацифики (за исключением конца позднего миоцена)? Пока аргументированный ответ не найден.

2. В какой-то мере не окончена дискуссия о месте первого соединения Арктического и Тихоокеанского бассейнов. Большинство исследователей считает, что эта связь началась с возникновением Берингова пролива. Однако высказывается и предположение о возможности соединения упомянутых бассейнов в допозднемиоценовое - плиоценовое время в более западном районе, расположенном в пределах Северо-Восточной Азии (Северная Якутия), где с помощью отдельных находок морских диатомей тоже можно наметить древний пролив [Полякова,

1997]. Хотя аргументация в пользу его существования не очень убедительна, проверка этого предположения представляется весьма нужной.

3. Достаточно не раскрытым пока является вопрос о путях миграции донных комплексов тихоокеанского происхождения в Арктике - от Берингова пролива до североатлантических районов. Какие шельфовые зоны они преимущественно использовали: арктические евроазиатские или североамериканские, пока не ясно. Отсутствие соответствующих данных не позволяет в связи с этим восстанавливать направленность морских течений и характер гидрорежимов прошлого. А для миграции североатлантических сообществ (с теми же *Astarte*) в Пацифику и, наоборот, тихоокеанских (с *Mya*, *Neptunea* и пр.) в Северную Атлантику, эти факторы были весьма важными. Здесь, кстати, уместным выглядит упоминание о физических и климатических барьерах. В Арктике в настоящее время в качестве физического барьера выступает, например, Новосибирское мелководье, влияющее на распространение шельфовой биоты. На это же распространение влияет сейчас и специфический температурный режим этого региона - низкая температура вод, наличие паковых льдов и распресненных вод вдоль них. В неогене климатические условия были, видимо, иными (с более высокими, чем в четвертичное время, температурами вод), иначе моллюски бореального типа из Пацифики не смогли бы пересечь холодные воды (арктического типа) Полярного бассейна. Но каким путем мигранты североатлантического происхождения "дошли" до Берингова пролива (с учетом морских течений прошлого) - не ясно. Видимо, только будущее бурение дна Арктического бассейна даст ответ на этот вопрос.

4. Как уже говорилось, остается пока разночтение и в оценке скорости миграции биотических комплексов в шельфовых зонах того или иного бассейна и, прежде всего на шельфах бассейнов, куда попадали мигранты через проливы из других водоемов. Была ли эта скорость практически мгновенной или растянутой на 0.5-2 млн. лет, в свете собранных данных пока не расшифровано окончательно.

5. Выше указывалось, что трудно оценить роль тектонического и эвстатического факторов в открытии Берингова пролива. Видимо, в момент

появления пролива они "наложились" друг на друга. При этом, относительное повышение уровня моря, по-видимому, соответствовало глобальному потеплению. Это, возможно, отразилось в сравнительном повышении температур поверхностных вод в Арктике, что позволило мигрантам из Пацифики бореального типа "пройти" более 6-7 тыс. км по арктическому шельфу в район Северной Атлантики.

6. При перечислении причин миграций биоты обычно упоминаются гидрорежимы, морские течения, климат, эвстатические колебания и пр. Но, как правило, забывается такой фактор, как конкурентное давление внутри биоценозов (экспансия одних видов или вытеснение других). Характер его конкретного действия остается пока слабо раскрытым и не очень доказанным, хотя оно, несомненно, присутствует. В этом отношении, но в более широком смысле, можно думать и о давлении в переходных зонах соседних экосистем друг на друга, приводящем к расширению одних из них и сокращению других. В литературе отмечается, что преимущественная направленность миграций биоты из Пацифики в Арктику связана именно с относительным богатством биотической компоненты, ее разнообразием, а также с активностью северотихоокеанской экосистемы [Ю. Гладенков, 1988; Vermeij, 1991 и др.].

7. Уже говорилось об определенной асимметрии миграционных потоков через Берингов пролив. В плиоцене она была оценена как 8:1, то есть на 8 видов, мигрировавших из Тихого океана в Арктику, приходился 1 вид, переходивший из Арктики в Пацифику [Durham, MacNeil, 1967; Ю. Гладенков, 1974]. Однако этот показатель мог в силу разных причин (смена гидрорежима и климата, открытие или закрытие других проливов и пр.) в отдельные промежутки времени меняться [Marincovich, 2000]. Определение характера его изменений в разные моменты геологической истории весьма затруднено, но эту задачу решать необходимо.

8. В широком смысле, влияние мигрантов на формирование биоценозов арктической или тихоокеанской экосистем пока до конца не осознано. Занимая определенные экологические ниши, мигранты могут стать важным элементом той или иной экосистемы (скажем, в современных комплексах Северной Пацифики астартиды играют заметную роль и входят в число

индекс-видов бореальных биоценозов: *Astarte rolandi*, *A. alaskensis*, *A. ioani* и др.). Закрепляясь в "новых" экосистемах, миграционные элементы со временем становятся существенной частью биоценозов и через определенный период сами могут рассматриваться в качестве "местных" в пределах нового этапа геологического времени.

С другой стороны, часть комплексов "пришельцев" могла и не закрепиться в новых биоценозах. Со временем они могли вообще исчезнуть или быть оттесненными. Например, климатический фактор в конце концов привел к формированию в плиоцене - квартере своеобразной арктической фауны, где бореальные формы или изменили свои ареалы (и "отошли" в более южные широты), или частично вынуждены были использовать какие-либо приспособительные возможности (становиться более холодоустойчивыми и пр.). В результате, в Арктике после похолодания 2.7 млн. лет назад и особенно в четвертичное время были сформированы сначала аркто-бореальные, а затем и арктические сообщества. Например, комплекс моллюсков с *Portlandia arctica* появился в Арктическом бассейне в начале квартала (он отмечен в эоплейстоцене Исландии) и широко распространился по всему шельфу региона, заходя во время сильных похолоданий через Берингов пролив в Северную Пацифику (в частности, его находки зафиксированы в разрезе о-ва Карагинский).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, полученные к настоящему времени данные могут свидетельствовать о том, что начало

формирования Берингова пролива скорее всего относится к концу позднего миоцена - возможно, раннему плиоцену (по диатомовым, это 5.5-5.4 млн. лет назад). Первое открытие пролива в неогене могло произойти в результате региональных тектонических процессов или эвстатических колебаний уровня моря, либо суммарных их действий. С этого времени в периоды существования меж океанического сообщения экосистема Северной Пацифики становится незамкнутой в самой северной своей части, что, в частности, оказывало громадное влияние на характер развития биоты северных широт. Направленность миграций морских организмов через Берингов пролив до временной отметки 4.6 млн. лет назад и после имела различный характер, что, по-видимому, могло быть связано с изменением характера океанической циркуляции, вызванным палеоокеанографическими перестройками (в том числе и в районе Панамского пролива).

Берингов пролив является одной из важных меж океанических магистралей в неогеновой истории Пацифики и Арктики и в методическом отношении представляет собой интересный объект геологического изучения. Даже перечень проблем, встающих при его анализе, указывает на важность расшифровки особенностей геологической истории подобных объектов и их влияния на процессы, проходившие в прошлом в масштабе Голарктики и даже всей планеты.

Авторы признательны д-ру Джону А. Бэррону (Геологическая служба США) за данные по неогеновым диатомеям из разрезов вибро-скважин в Чукотском море. Работа выполнена при финансовой поддержке NSF (грант OPP-9806461) и РФФИ (проект № 02-05-64666).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агапитов Д.И. Новые данные о стратиграфии неогеновых и палеогеновых отложений Анадырской впадины // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики / Отв. ред. Ильев А.Я. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 70-95.

Агапитов Д.И., Иванов В.В., Мужиков В.Г., Шабатин И.В. Палеогеновые и неогеновые отложения Анадырской впадины // Берингия в кайнозое / Отв. ред. Контримавичус В.Л. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 89-98.

Берингия в кайнозое / Отв. ред. Контримавичус В.Л. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. 494 с.

Гладенков А.Ю. Когда открылся Берингов пролив? // Природа. 1999. № 9. С. 29-31.

Гладенков А.Ю. Особенности распространения аркто-бореальной диатомовой флоры в морских экосистемах позднего кайнозоя // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 4 / Отв. ред. Пономаренко А.Г., Розанов А.Ю., Федонкин М.А. М.: ПИН РАН, 2001а. С. 124-130.



- Гладенков А.Ю. Развитие и миграции комплексов диатомей неогена в морских бассейнах северных высоких широт // Эволюция жизни на Земле: Материалы II Междунар. симпозиума "Эволюция жизни на Земле" / Отв. ред. Подобина В.М. Томск: Изд-во НТЛ, 20016. С. 52-54.
- Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки (вопросы биостратиграфии и палеоэкологии). М.: Наука, 1972. 251 с.
- Гладенков Ю.Б. Палеонтологическая характеристика плио-плейстоцена Северной Атлантики (Исландия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 7. С. 129-133.
- Гладенков Ю.Б. [Некоторые аспекты позднекайнозойской истории Берингова пролива в свете стратиграфических данных по Исландии](#) // Берингия в кайнозое / Отв. ред. Контримавичус В.Л. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 33-39.
- Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с.
- Гладенков Ю.Б. Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса (анализ стратиграфических схем дальневосточных районов СССР, Северной Америки и Японии). М.: Наука, 1988. 212 с.
- Гладенков Ю.Б., Баринов К.Б., Басилян А.Э. Детальная стратиграфия плиоцена Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 79-86.
- Гладенков Ю.Б., Нортон П., Спайнк Г. Верхний кайнозой Исландии (стратиграфия плиоцена-плейстоцена и палеонтологические комплексы). М.: Наука, 1980. 116 с.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Стратиграфия и палеогеографическая основа корреляции геологических событий неогена Камчатского региона // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени. Стратиграфия и палеонтология. Докл. сов. геологов на XXVIII сес. Междунар. геол. конгр. (Вашингтон, июль 1989). М.: Наука, 1989. С. 127-134.
- Детальное расчленение неогена Камчатки / Отв. ред. Гладенков Ю.Б., Девяткин Е.В. М.: Наука, 1992. 208 с.
- Жидкова Л.С. Мишаков Г.С., Неверова Т.И. и др. Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 251 с.
- Захаров В.А. Позднеюрские-раннемеловые двустворчатые моллюски севера Сибири и условия их существования. Ч. 2. Семейство Astartidae. М.: Наука, 1970. 143 с.
- Зырянов Е.В., Лаухин С.А., Полякова Е.М. [Морские диатомеи и палинокомплексы миоцена Восточной Чукотки](#) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 4. С. 97-105.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. и др. Сейсмичность и современные границы плит и блоков Северо-Восточной Азии // Геотектоника. 2000. № 4. С. 44-51.
- История микропланктона Норвежского моря (по материалам глубоководного бурения) // В сер.: Исследования фауны морей. Вып. XXXIII (XXXI) / Гл. ред. Скарлато О.А. Л.: Наука, 1979. 192 с.
- Калишевич Т.Т., 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, 163 с.
- Орешкина Т.В. Палеоклиматы неогена субарктической области Тихого океана по данным изучения диатомей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 11. С. 27-34.
- Павлидис Ю.А. [Обстановка осадконакопления в Чукотском море и фациально-седиментационные зоны его шельфа](#) // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа / Отв. ред. Аксенов А.А. М.: Наука, 1982. С. 47-76.
- Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. Современные донные осадки арктических морей Евразии // Океанология. 2000. Т. 40. № 1. С. 137-147.
- Полякова Е.М. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.
- Эйнарсон Т., Гладенков Ю.Б. [Верхний кайнозой Исландии](#) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 5. С. 93-103.
- Akiba F. Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for the middle-to-high latitudes of the North Pacific // Init. Repts DSDP / Eds Kagami H., Karig D.E., Coulbourn W.T. et al. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1986. V. 87. P. 393-481.
- Akiba F., Yanagisawa Y. Taxonomy, morphology and phylogeny of the Neogene diatom zonal marker species in the middle-to-high latitudes of the North Pacific // Init. Repts DSDP / Eds Kagami H., Karig D.E., Coulbourn W.T. et al. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1986. V. 87. P. 483-554.

- Allison R.S.* Late Oligocene through Pleistocene molluscan faunas in the Gulf of Alaska region // *Veliger*. 1978. V. 21. P. 171-188.
- Barron J.A.* Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off Northeastern Japan, Deep Sea Drilling Project // Scientific Party, Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1980. V. 56, 57. Pt. 2. P. 641-685.
- Barron J.A.* Neogene diatom datum levels in the Equatorial and North Pacific // Centenary of Japanese Micropaleontology / Eds. Ishizaki K., Saito T. 1992. Tokyo: Terra Scientific Publishing Company. P. 413-425.
- Barren J.A.* High-resolution diatom paleoclimatology of the middle part of the Pliocene of the northwest Pacific // Proc. ODP, Sci. Results / Eds Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 43-53.
- Barron J.A.* Late Neogene changes in diatom sedimentation in the North Pacific // *J. Asian Earth Sci.* 1998. V. 16. P. 85-95.
- Barron J.A., Gladenkov A.Y.* Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // Proc. ODP, Sci. Results / Eds Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 3-19.
- Barron J.A., Mahood A.D.* Exceptionally well-preserved early Oligocene diatoms from glacial sediments of Prydz Bay, East Antarctica // *Micropaleontology*. 1993. V. 39. P. 29-45.
- Berggren W.A., Kent D.V.* Swisher C.C. III, Aubry, M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation* / Eds Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.-P., Hardenbol J. SEPM Special Publication. 1995. № 54. P. 129-212.
- Beringian Paleoenvironments - Festschrift in Honour of D.M. Hopkins / Eds Elias S.A., Brigham-Grette J. // *Quaternary Sci. Rev.* 2001. V. 20. Issue 1-3. 574 p.
- Burckle L.H., Gayley R.I., Ram M., Petit J.-R.* Diatoms in Antarctic ice cores: some implications for the glacial history of Antarctica // *Geology*. 1988. V. 16. P. 326-329.
- Detterman R.L., Case J.E., Miller J.W., et al.* Stratigraphic framework of the Alaska Peninsula // *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1969-A, 1996. 74 p.
- Durham J.W., MacNeil F.S.* Cenozoic migrations of marine invertebrates through the Bering Strait region // *The Bering Land Bridge* / Ed. Hopkins D.M. Stanford University Press: Stanford, California, 1967. P. 326-349.
- Dzinoridze R.N., Jouse A.P., Koroleva-Golikova G.S., et al.* Diatom and radiolarian Cenozoic stratigraphy, Norwegian Basin; DSDP Leg 38 // *Init. Repts DSDP / Eds Supko P.R., Perch-Nielsen K.* Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1978. V. 38, 39, 40, 41 (Supplement). P. 289-427.
- Einarsson T., Hopkins D.M., Doell R.D.* The stratigraphy of the Tjornes, northern Iceland, and the history of the Bering Land Bridge // *The Bering Land Bridge* / Ed. Hopkins D.M. Stanford University Press: Stanford, California, 1967. P. 312-325.
- Galloway W.E.* Deposition and diagenetic alternation of sandstone in northeast Pacific arc-related basins - Implication for greywacke genesis // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1974. V. 83. P. 379-390.
- Gladenkov A.Y.* Diatom biostratigraphy of the Neogene Milky River Formation, Alaska Peninsula, southwestern Alaska // *Proc. California Acad. Sci.* 2003. V. 54. P. 27-64.
- Gladenkov A.Y., Oleinik A.E., Marincovich L.Jr., Barinov K.B.* A refined age for the earliest opening of Bering Strait // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2002. V. 183. P. 321-328.
- Gladenkov Y.B.* Some subsequences of the Bering Strait opening in the Neogene: solved and unsolved problems // *Proceedings of the International Symposium on Neogene evolution of Pacific Ocean Gateways, IGCP-355* / Eds Nishimura S., Ohno T., Tagami T. Kyoto: Kyoto University. 1995. P. 2-8.
- Gladenkov Y.B., Barinov K.B., Basilian A.E., Cronin T.M.* Stratigraphy and paleoceanography of Pliocene deposits of Karaginsky Island, Eastern Kamchatka, U.S.S.R. // *Quaternary Sci. Rev.* 1991. V. 10. P. 239-245.
- Gladenkov Y.B., Shantser A.E.* Neogene of Kamchatka: stratigraphy and correlation of geological events // *Pacific Neogene Events. Their Timing, Nature and Interrelationship* / Ed. Tsuchi R. Tokyo: University of Tokyo Press, 1990. P. 173-181.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science*. 1987. V. 235. P. 1156-1167.
- Haug G.H., Tiedemann R.* Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation // *Nature*. 1998. V. 393. P. 673-676.
- Hodell D.A., Benson R.H., Kent D.V., et al.* Magnetostratigraphic, biostratigraphic, and stable isotope stratigraphy of an Upper Miocene

drill core from the Sale Briqueterie (northwestern Morocco): A high-resolution chronology for the Messinian stage // *Paleoceanography*. 1994. V. 9. P. 835-855.

*Kellogg D.E., Kellogg T.B.* Diatoms of the McMurdo ice shelf, Antarctica: implications for sediment and biotic reworking // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1987. V. 60. P. 77-96.

*Kellogg D.E., Kellogg T.B.* Diatoms in South Pole ice: Implication for eolian contamination of Sirius Group deposits // *Geology*. 1996. V. 24. P. 115-118.

*Krissek L.A.* Late Cenozoic ice-rafting records from Leg 145 sites in the North Pacific: late Miocene onset, late Pliocene intensification, and Pliocene-Pleistocene events // *Proc. ODP, Sci. Results / Eds. Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F.* College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 179-194.

*Lagoë M.B., Eyles C.H., Eyles N., Hale C.* Timing of Late Cenozoic tidewater glaciation in the far North Pacific // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1993. V. 105. P. 1542-1560.

*Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V. et al.* Seismicity of the Bering Strait region: Evidence for a Bering block // *Geology*. 1997. V. 25. P. 979-982.

*MacNeil F.S.* Arctic and boreal climate at the beginning of the Pleistocene // *Tohoku Univ. Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*. 1973. Special Volume. № 6 (Hatai Memorial Volume). P. 55-57.

*Maier-Reimer E., Mikolajewicz U., Crowley T.* Ocean general circulation model sensitivity experiment with an open Central American isthmus // *Paleoceanography*. 1990. V. 5. P. 349-366.

*Marincovich L.Jr.* Central American paleogeography controlled Pliocene Arctic Ocean molluscan migrations // *Geology*. 2000. V. 28. P. 551-554.

*Marincovich L.Jr., Barinov K.B., Oleinik A.E.* The *Astarte* (Bivalvia: Astartidae) that document the earliest opening of Bering Strait // *J. Paleontology*. 2002. V. 76. P. 239-245.

*Marincovich L.Jr., Brouwers E.M., Hopkins D.M., McKenna M.C.* Late Mesozoic paleogeographic and paleoclimatic history of the Arctic Ocean Basin, based on shallow-water marine faunas and terrestrial vertebrates // *The Geology of North America. V. L. The Arctic Ocean region / Eds Grantz A., Johnson L., Sweeney J.F.* Boulder, Colorado: Geol. Soc. Amer., 1990. P. 403-426.

*Marincovich L.Jr., Gladenkov A.Y.* Evidence for an early opening of the Bering Strait // *Nature*. 1999. V. 397. P. 149-151.

*Marincovich L.Jr., Gladenkov A.Y.* New evidence for the age of Bering Strait // *Quaternary Sci. Rev.* 2001. V. 20. P. 329-335.

*Meijer T.* Stratigraphical notes on *Macoma* (Bivalvia) in the southern part of the North Sea Basin and some remarks on the arrival of Pacific species // *Scripta Geol. Spec. Issue 2*. 1993. P. 297-312.

*Ogasawara K.* Paleoenvironmental significance of the late Cenozoic "*Astarte*" (Bivalvia) in the Northern Pacific region // *Monograph of the Mizunami Fossil Museum*. 1986. № 6. P. 183-201.

*Ogasawara K.* Review and comments on late Neogene climatic fluctuations and the intermittence of the Bering Land Bridge // *Asian Earth Sci.* 1998. V. 16. P. 45-48.

*Plafker G., Berg H.C.* Overview of the geology and tectonic evolution of Alaska // *Geology of North America. V. G-1. The Geology of Alaska / Eds Plafker G., Berg H.C.* Boulder, Colorado: Geol. Soc. Amer., 1994. P. 989-1021.

*Rea D.K., Basov I.A., Krissek L.A. et al.* Scientific results of drilling the North Pacific Transect // *Proc. ODP, Sci. Results/Eds. Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F.* College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 577-596.

*Rea D.K., Basov I.A., Janacek T.R., Palmer-Julson A. et al.* Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. V. 145. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1993. 1040 p.

*Rea D.K., Snoeckx H.* Sediment fluxes in the Gulf of Alaska: paleoceanographic record from Site 887 on the Patton-Murrey Seamount platform // *Proc. ODP, Sci. Results / Eds Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F.* College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 247-256.

*Reason C.J.C., Power S.B.* The influence of the Bering Strait on the circulation in a coarse resolution global ocean model // *Climate Dynamics*. 1994. V. 9. P. 363-369.

*Sagayama T., Hoyanagi K., Miyasaka S.* Diatom biostratigraphy and the stage of Neogene coarse-grained deposits in the Hidaka coastal land, central Hokkaido, Japan // *J. Geol. Soc. Japan*. 1992. V. 98. P. 309-321.

*Scholl D.W., Stevenson A.J., Mueller S., et al.* Exploring the motion that southeast Asian-type escape tectonics and trench clogging are involved in regional-scale deformation of Alaska and the formation of the Aleutian-Bering Sea

region // Southeast Asia structure, tectonics, and magmatism: Proceedings of the Geodynamics Research Institute Symposium / Ed. Flower M. College Station, Texas A&M University, 1992. P. 57-63.

*Shackleton N.J., Hall M.A., Pate D.* Pliocene stable isotope stratigraphy of ODP site 846 // Proc. ODP, Sci. Results / Eds Pisias N.G., Janacek T.R., Palmer-Julson A., van Angel T.H. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 138. P. 337-355.

*Shaffer G., Bendtsen J.* Role of the Bering Strait in controlling North Atlantic ocean circulation and climate // Nature. 1994. V. 367. P. 354-357.

*Strauch F.* Die Thule-Landbrücke als Wanderweg und Faunenscheide zwischen Atlantic und Skandik im Tertiär // Geol. Rundschau. 1970. V. 60 (1). P. 381-417.

*Strauch F.* Phylogenie, adaptation und Migration einiger nordischer mariner Molluskengenera (*Neptunea*, *Panomya*, *Cwtodaria* und *Mva*). Abhandl. Senckenberg. Naturforsch. Ges. №531. 1972. 211p.

*Suzuki A., Akamatsu M.* Post-Miocene cold-water molluscan faunas from Hokkaido,

Northern Japan // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1994. V. 108. P. 353-367.

The Bering Land Bridge / Ed. Hopkins D.M. Stanford University Press: Stanford, California, 1967. 495 p.

*Uozumi S., Akamatsu M., Takagi T.* Takikawa-Honbetsu and Tatsunokuchi faunas (*Fortipecten takahashii* - bearing Pliocene faunas) // Japanese Cenozoic mollusks - their origin and migration. / Eds Kotaka T., Marincovich L.Jr. Paleontol. Soc. Jap. Spec. Pap. 1986. № 29. P. 211-226.

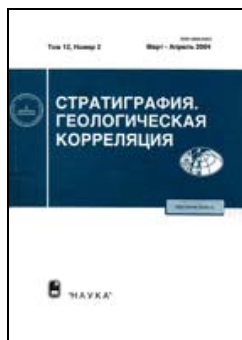
*Vermeij G.L.* Anatomy of an invasion: the trans-Arctic interchange // Paleobiology. 1991. V. 17. P. 281-307.

*Yanagisawa Y.* Diatom biostratigraphy of the Neogene Sendai Group, northeast Honshu, Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 1990. V. 41. P. 1-25.

*Yanagisawa Y., Akiba F.* Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons // J. Geol. Soc. Japan. 1998. V. 104. P. 395-414.

Рецензент Л.А. Невеская

**Ссылка на статью:**



**Гладенков А.Ю., Гладенков Ю.Б. Начало формирования межконтинентальных связей Тихоокеанского и Арктического бассейнов через Берингов пролив в неогене. Стратиграфия и геологическая корреляция. 2004. Том 12, № 2, с. 72-89.**