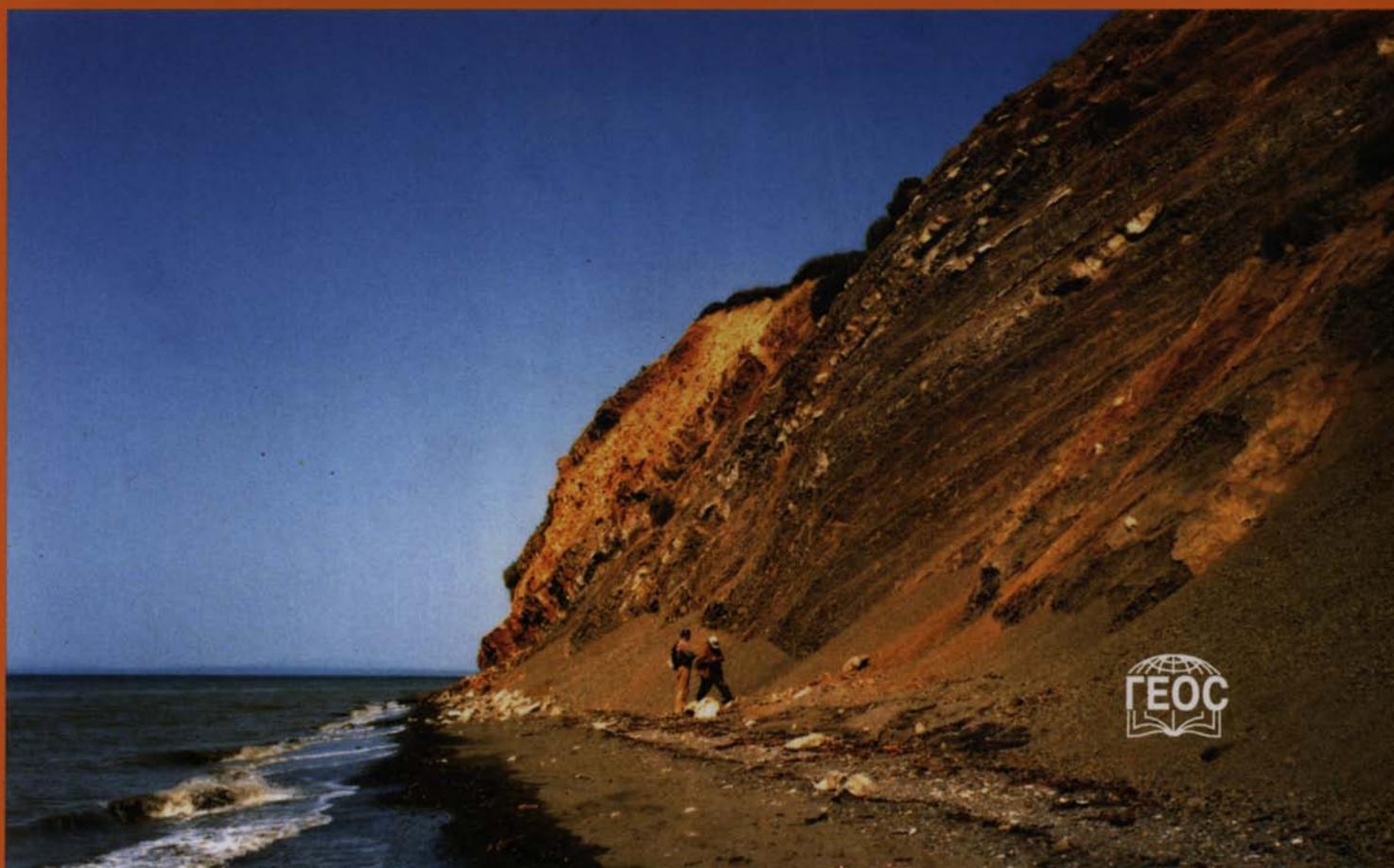




ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

А.Ю. Гладенков

**ДЕТАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ
И МОРСКИЕ ЭКОСИСТЕМЫ
ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ
севера Тихоокеанского региона
(по диатомеям)**



Transactions of the Geological Institute

Founded in 1932

Vol. 571

A.Yu. Gladenkov

Late Cenozoic detailed stratigraphy and marine ecosystems of the North Pacific region (based on diatoms)

Moscow
GEOS
2007

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году
Вып. 571

А.Ю. Гладенков

**Детальная стратиграфия
и морские экосистемы позднего кайнозоя
севера Тихоокеанского региона
(по диатомеям)**

Москва
ГЕОС
2007

УДК 551.77: 561.26(265.2)
ББК 26.323
Т 78

Ответственный редактор
И.А. Басов

Редакционная коллегия:
*М.Г. Леонов (главный редактор), М.А. Ахметьев,
Ю.О. Гаврилов (заместитель главного редактора), К.Е. Дегтярев,
Ю.В. Карякин (ответственный секретарь), Ю.Г. Леонов, М.А. Семихатов, С.Д. Соколов, М.Д. Хуторской*

Рецензенты:
В.С. Вишневская, Е.И. Полякова

Труды Геологического института / Геол. ин-т. — М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. — М.: Наука, 1964. — —
ISSN 0002-3272

Вып. 571: Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям) / А.Ю. Гладенков; Отв. ред. И.А. Басов. — М.: ГЕОС, 2007. — 296 с.: ил.
ISBN 5-89118-357-6 (в пер.)

В книге обобщены материалы по морским комплексам диатомовых водорослей кайнозоя Северной Пацифики и ее обрамления. Впервые приведена всесторонняя характеристика разработанной для олигоцена–квартера зональной шкалы по диатомеям, сопоставленной с магнитостратиграфической шкалой. Подчеркнута большая роль диатомей в палеоокеанологических, палеоклиматических и палеогеографических реконструкциях. Обсуждаются особенности направленности и этапы развития палеоэкосистем Северо-Тихоокеанской области. Особое внимание уделено выявлению степени синхронности и взаимосвязи разномасштабных биотических и абиотических событий, проявившихся в регионе.

Для геологов, стратиграфов, палеонтологов.

Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по издательскому проекту № 06-05-78033-д. Работа выполнена при поддержке инициативных проектов РФФИ №№ 05-05-66935-ЯФ-а и 05-05-64072-а

Responsible Editor
I.A. Basov

Editorial Board:
*M.G. Leonov (Editor-in-Chief), M.A. Akhmetiev,
Yu.O. Gavrillov (Deputy Editor-in-Chief), K.E. Degtyarev,
Yu.V. Kariakin (Executive Secretary), Yu.G. Leonov, M.A. Semikhatov, S.D. Sokolov, M.D. Khutorskoy*

Reviewers:
V.S. Vishnevskaya, E.I. Polyakova

Transactions of the Geological Institute / Geological Inst. — Moscow: Publishers of the USSR Academy of the Sciences, 1932–1964. — Moscow: Nauka, 1964. — — ISSN 0002-3272

Vol. 571: Late Cenozoic detailed stratigraphy and marine ecosystems of the North Pacific region (based on diatoms) / A.Yu. Gladenkov; Ed. by I.A. Basov. — Moscow: GEOS, 2007. — 296 p.: il.
(in cloth)

In the book materials on the Cenozoic marine diatom assemblages of the North Pacific and its framing are summarized. Comprehensive characteristic of the Oligocene to Quaternary diatom zonation elaborated for the North Pacific and correlated with magnetostratigraphic record is adduced for the first time. A large role of diatoms for paleoceanological, paleoclimatical and paleogeographical reconstructions is emphasized. Peculiarities of trends and stages of the North Pacific paleoecosystem development are discussed. Special attention pays to revelation of synchronism and interrelation of biotic and abiotic events of different scale displayed in the region.

For geologists, stratigraphers, paleontologists.

**Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research, grant 06-05-78033-д.
The work was carry out at financial support of the RFBR,
grants 05-05-66935-JF-a and 05-05-64072-a**

На 1-ой стр. обложки — разрез морского кайнозоя на п-ове Ильпинский, Северо-Восточная Камчатка (фото автора)
На 4-ой стр. обложки — север Тихоокеанского региона (использованы материалы сайта <http://www.jamstec.go.jp>)

© А.Ю. Гладенков, 2007
© ГИН РАН, 2007
© ГЕОС (оригинал-макет и оформление), 2007

Введение

Вступая в третье тысячелетие, при подведении итогов научных достижений XX столетия, невозможно обойти вниманием результаты, полученные геологией. Именно геология и входящие в нее дисциплины изучают процессы формирования нашей планеты и их взаимосвязь, эволюцию органического мира и развитие биосферы с ее экосистемами, а, кроме того, обеспечивают базу для поисков различных полезных ископаемых, столь необходимых человечеству. При этом одной из важнейших составных частей геологии является стратиграфия, обеспечивающая эту науку геоисторической концепцией. Стратиграфия, основной целью которой является восстановление первоначальной последовательности напластования горных пород, решает задачи расчленения пород земной коры по возрасту и этапности их образования, а также разработки хронологической шкалы для датирования событий прошлого и их корреляций [Schindewolf, 1970; Леонов, 1973; и др.].

В XX в. стратиграфия прошла путь, отмеченный большими достижениями. Начальной и знаменательной вехой на этом пути явилось создание в 1900 г. Международной стратиграфической шкалы (МСШ), которая отразила последовательность напластования горных пород на геоисторической основе и дала классификацию стратонев разного ранга. Однако ко второй половине века в геологии назрела потребность (как в научном, так и в практическом отношении) разработки более дробных подразделений по сравнению с единицами «ранней» МСШ. Поэтому к выдающимся достижениям стратиграфии второй половины XX столетия, безусловно, относится разработка и широкое внедрение в практику не только ярусных, но и зональных подразделений — единиц намного более дробных и соответственно характеризующих менее продолжительные отрезки времени по сравнению с отделами и подотделами, которые еще в начале века представляли собой наиболее дробные подразделения МСШ [Меннер, 1977, 1979].

Зоны выделяются прежде всего на биостратиграфической основе с учетом этапности эволюции ископаемых организмов. Они предложены практически для всего фанерозоя с использованием разных групп фауны и флоры. Зональные подразделения, прослеживающиеся в межрегиональном и субглобальном масштабах, сделали реальным корреляцию разнофациальных разрезов, удаленных друг от друга на сотни и тысячи километров. Это позволило оценивать продолжительность разномасштабных геологических процессов, выявлять их последовательность во времени и намечать их взаимосвязи. Использование зональных подразделений вместе с совершенствующимися физическими методами (палеомагнитный, радиометрический, сейсмостратиграфический, изотопный и др.) вывело стратиграфию в целом на принципиально новый, более высокий, чем раньше, уровень. Поэтому, безусловно, можно разделить мнение ряда ученых, считающих установление в последние 30 лет субглобальных зональных подразделений в большинстве систем фанерозоя, крупнейшим прорывом в геологии наряду с изучением лунного грунта или появлением концепции тектоники литосферных плит [Меннер и др., 1972; Гладенков Ю., 2004].

Особое место в зональной стратиграфии занимает микропалеонтологический метод. Во-первых, это объясняется тем, что в целом микрофоссилии широко и в большом количестве представлены в отложениях практически всего фанерозоя. Их изучение с помощью современных методик выделения из пород и соответствующего оборудования для идентификации дает эффективные результаты по детальному расчленению вмещающих толщ, в том числе, считавшихся ранее «немыми». Во-вторых, остатки, принадлежащие планктонным микроорганизмам, которые обитали на обширных пространствах морских бассейнов, позволяют проследить их в разрезах удаленных друг от друга районов. В-третьих, они обычно принадлежат к относительно быстро

эволюционировавшим группам, что обеспечивает дробное расчленение вмещающих толщ. И, в-четвертых, при обработке материалов бурения, в том числе и глубоководного, как правило, проводится изучение именно ископаемых микроорганизмов, так как извлечение макроостатков кернами технически затруднено и, кроме того, они характеризуют обычно только сравнительно мелководные отложения.

Среди ископаемых микроорганизмов в последние 30–40 лет значительное внимание, наряду с карбонатным планктоном (фораминиферы, кокколитофориды), было уделено изучению морского кремнистого планктона — диатомеям и радиоляриям, которые имеют особенно большое значение при расчленении осадочных толщ внетропических областей, а также при проведении палеоокеанологических реконструкций. Диатомовые водоросли стали широко использоваться в геологической практике сравнительно недавно, однако в последние годы именно они стали играть в стратиграфии кайнозоя заметную роль. Это относится, в частности, к обширному Северо-Тихоокеанскому региону, в котором широко развиты разнофациальные морские толщи верхнего кайнозоя. Исследования последних двух-трех десятилетий показали, что при их расчленении на дробной (зональной) основе, а также обоснованных корреляциях разрезов, удаленных друг от друга на сотни и тысячи километров, ископаемые диатомеи относятся к основной группе микроорганизмов и являются ведущим биостратиграфическим «инструментом». Кроме того, изучение диатомовых ассоциаций предоставляет важную информацию для реконструкции океанологических и климатических событий прошлого и их сопоставления с перестройками в океанических экосистемах кайнозоя. Развитие ассоциаций диатомей проходило на фоне смены режимов океанической циркуляции и осадконакопления, изменения степени продуктивности глубинных и поверхностных вод, их температур и других характеристик. Поэтому исследование этапности развития диатомей дает возможность подойти к выявлению последовательности и степени синхронности разномасштабных природных процессов, пониманию их взаимосвязи и влияния на формирование биоты в кайнозойское время. Настоящая работа посвящена именно этой группе микрофоссилий.

При проведении этих исследований автор ставил перед собой следующие цели: 1) провести анализ потенциала, которым обладают диатомовые

водоросли при стратиграфических исследованиях и реконструкциях окружающей среды, а также современного состояния зональных шкал кайнозоя для разных районов; 2) дать всестороннюю характеристику разработанной для кайнозоя севера Тихоокеанского региона зональной шкалы по диатомеям, с анализом принципов ее построения и уделением специального внимания слабо обоснованному ранее олигоценному и нижнемиоценовому интервалам; 3) рассмотреть пути дальнейшей детализации зональных шкал и оценить разрешаемую способность диатомей в стратиграфических построениях; 4) реконструировать палеоокеанологические события на основе анализа этапности развития диатомовых комплексов Северной Пацифики, представляющих собой неотъемлемую часть морских экосистем. Для этого, в процессе работы решались следующие конкретные задачи и проблемы:

1) изучение систематического состава диатомовых комплексов и их стратиграфического распределения в кайнозойских отложениях субарктической и бореальной Пацифики и ее обрамления — Камчатки, Сахалина, Аляски, Командорских островов и Японии;

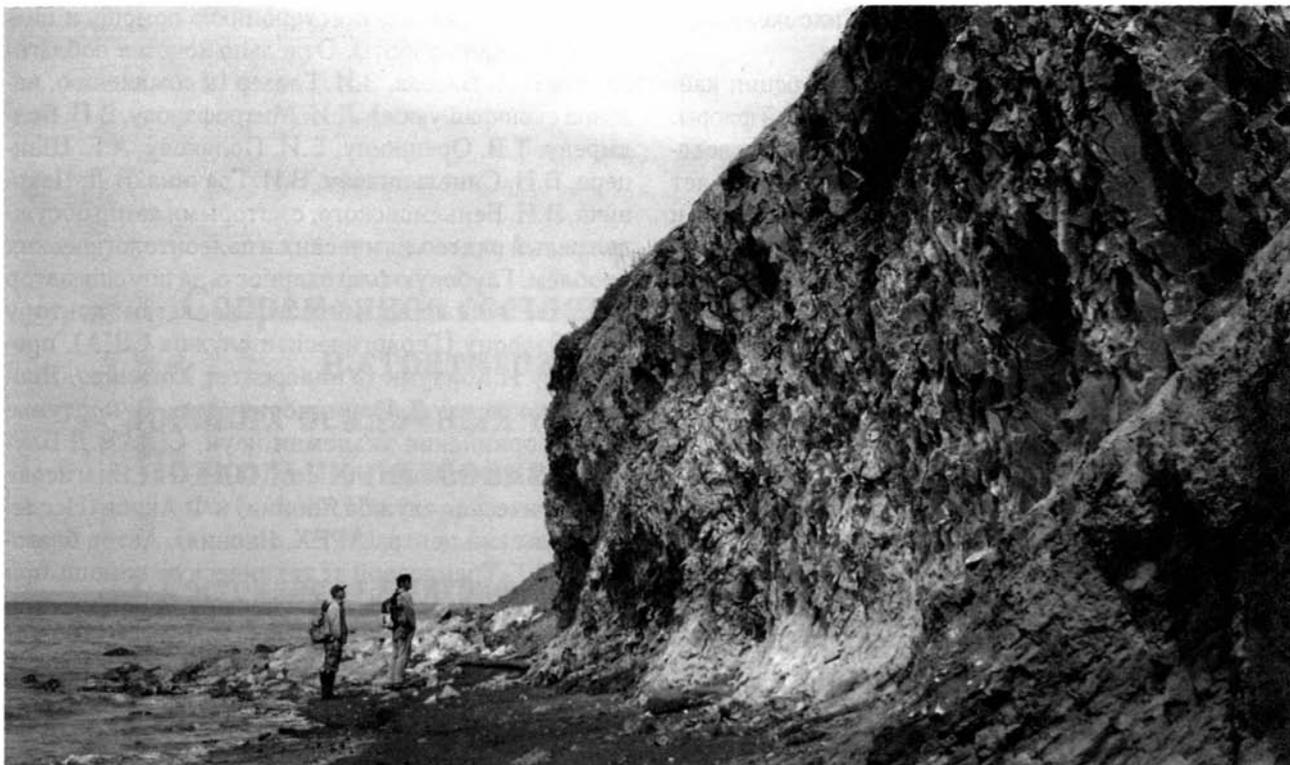
2) выявление датированных уровней разного типа и порядка, в том числе, связанных с эволюционными, экологическими и климатическими преобразованиями комплексов диатомовых водорослей; прослеживание этих уровней в разных провинциях и климатических зонах; определение стратиграфической позиции комплексов и их возраста;

3) разработка отсутствовавшей ранее зональной шкалы по диатомеям для олигоцена и нижнего миоцена на основе изучения наиболее полных разрезов различных районов Северной Пацифики; корреляция диатомовых комплексов этого интервала Камчатки, Берингова моря, Сахалина, Охотского моря, Командорских островов и Японии с таковыми предложенных зон;

4) оценка реальности выделяемых зональных и инфразональных подразделений кайнозоя: степень их устойчивости в разных провинциях открытых и окраинных бассейнов;

5) проведение на основе зональной стратиграфии палеоокеанологических и палеогеографических реконструкций для разных временных интервалов кайнозоя;

6) выяснение степени синхронности и взаимосвязи различных и разномасштабных (региональных и субглобальных) биотических и абиотических



Разрез морского кайнозоя на п-ове Ильпинский, Северо-Восточная Камчатка



Разрез морского кайнозоя на Западном Сахалине

событий, проявившихся в Северо-Тихоокеанской области;

7) прослеживание особенностей эволюции кайнозойской северотихоокеанской диатомовой флоры.

Работа представляет собой результат исследований автора, проводившихся в последние 20 лет во время работы в Институте литосферы РАН и Геологическом институте РАН. Фактическим материалом послужили данные, полученные при изучении диатомовой флоры кайнозоя из разрезов глубоководных скважин 145-го рейса Международной программы океанического бурения (ODP) в Северной Пацифике, а также разрезов Камчатки, Командорских островов, Сахалина, США и Японии. Помимо этого, часть материала была получена в процессе участия автора в ряде программ и проектов, в том числе международных: РФФИ и Национального научного фонда США (NSF), программе Японского общества развития науки (JSPS) для иностранных ученых и др. Ряд образцов из разрезов Восточной Камчатки и Сахалина были переданы автору сотрудниками лаборатории стратиграфии фанерозоя Геологического института РАН.

Для извлечения остатков диатомей использовались современные лабораторные методы химического препарирования. Изучение микроостатков проводилось с помощью светового микроскопа, а в некоторых случаях — сканирующего электронного микроскопа.

Автор искренне признателен недавно ушедшему из жизни члену-корреспонденту РАН Н.А. Бог-

данову за внимание, всестороннюю помощь и поддержку данной работы. Отдельно хочется поблагодарить И.А. Басова, З.И. Глезер (к сожалению, недавно скончавшуюся), Л.И. Митрофанову, В.П. Болдыреву, Т.В. Орешкину, Е.И. Полякову, А.Е. Шанцера, В.Н. Синельникову, В.И. Гречина, В.Д. Чеховича, В.Н. Беньямовского, с которыми автор обсуждал целый ряд геологических и палеонтологических проблем. Глубокую благодарность за помощь автор выражает также зарубежным коллегам: доктору Д.А. Бэррону (Геологическая служба США), профессору И.Коизуми (Университет Хоккайдо, Япония), докторам Л.Маринковичу мл., Э.Фортунье (Калифорнийская академия наук, США), Д.Блуфорд (Math/Science Nucleus, США), Ю.Янагисаве (Геологическая служба Японии) и Ф.Акибе (Исследовательский центр JAREX, Япония). Автор благодарен Н.Г. Тремасовой за техническую помощь при оформлении работы и А.А. Окуневу за помощь при выполнении фоторабот. Особая благодарность выражается международному коллективу научного и технического персонала научно-исследовательского бурового судна «ДЖОИДЕС Резольюшн» за неоценимую помощь при работе в 145-м рейсе ODP в северной части Тихого океана, в котором автор принимал участие в 1992 г.

Работа выполнена при поддержке инициативных проектов РФФИ №№ 05-05-66935-ЯФ-а и 05-05-64072-а. Издание осуществлено при финансовой поддержке РФФИ по издательскому проекту № 06-05-78033-д.

Глава 1

Современное состояние стратиграфии кайнозоя и стратиграфическое расчленение древних осадочных толщ по диатомовым комплексам. Подходы к палеоокеанологическим реконструкциям

1.1. Состояние стратиграфии фанерозоя на современном этапе. Зональное расчленение и типы зон

Задачей стратиграфии является расчленение пород земной коры по возрасту и этапности их образования, а также разработки хронологической шкалы для датирования событий прошлого и их корреляций. Поэтому без нее не могут быть решены многие вопросы геологии, в частности, относящиеся к области геотектонических, палеогеографических и другого рода реконструкций. Более того, по мнению ряда ученых, именно стратиграфия с ее геонисторической концепцией сделала геологию наукой [Соколов, 1971]. Как и другие разделы геологии, стратиграфия развивается и совершенствуется, несмотря на определенный консерватизм в ее идеологических основах и методах стратиграфического расчленения. Со времени принятия на VII сессии Международного геологического конгресса в Париже в 1900 г. МСШ (в которой наиболее дробным подразделением являлся ярус), сама шкала, а также стратиграфическая номенклатура постоянно совершенствовались [Гладенков Ю., 1998, 2004; и др.].

Касаясь проблемы детализации стратиграфических подразделений, необходимо отдельно отметить одно обстоятельство. Как показывает практика, при всем многообразии методов, применяющихся в настоящее время при датировании и расчленении древних толщ, основным в смысле универсализма, действенности и точности остается биологический (палеонтологический) метод, основанный на изучении этапности развития органической жизни. Собст-

венно на этой основе и достигается реальное расчленение осадочных толщ.

Среди основных факторов, которые способствовали совершенствованию стратиграфических схем, необходимо в первую очередь отметить следующие: широкое внедрение в практику микропалеонтологии (что позволяет гораздо детальнее и полнее характеризовать древние отложения); прогресс самой палеонтологической методики, обусловленный привлечением данных по этапности развития различных комплексов ископаемых фаун и флор, а также по филогенезу отдельных групп организмов; использование палеоэкологических и палеогеографических исследований; применение наряду с биологическим других методов, прежде всего, физических.

Кроме того, необходимость совершенствования стратиграфических построений была вызвана и практическими потребностями геологии второй половины XX столетия. С одной стороны, для обработки огромного количества новых данных (в частности, глубоководного бурения) с целью корреляции отложений разных морских бассейнов и детальной расшифровки истории развития биосферы понадобились более дробные подразделения по сравнению с системами, отделами и ярусами. С другой стороны, при возрастающей детальности региональных исследований (включающих средне- и крупномасштабное геологическое картирование, обработку материалов бурения и поиск полезных ископаемых) в геологической практике назрела также необходимость использования стратиграфических подразделений, более дробных, чем ярус или региоярус. Поэтому разработка и широкое внедрение в геологическую практику таких подразделений, названных *зонами*, без сомнения, является

выдающимся достижением стратиграфии последних десятилетий.

В последние 30–40 лет зоны широко используются при расчленении фанерозойских отложений. С началом глубоководного бурения в Мировом океане во второй половине 60-х годов XX в., практически во всех случаях расчленение осадочных толщ мезозоя и кайнозоя ведется на зональном уровне при использовании различных микропалеонтологических групп. И хотя формально зоны пока еще не утверждены международными организациями в качестве единицы общей стратиграфической шкалы, уже фактически произошел переход от ярусной шкалы к более дробной — зональной, что нашло отражение в стратиграфических кодексах многих стран [Жамойда и др., 1996]. Сейчас в фанерозое уже практически нет отрезков, необеспеченных зонами. По разным группам ископаемых к настоящему времени выделены сотни зон (продолжительностью от 1–3 млн лет до сотен тысяч лет), и их количество по мере появления новых материалов возрастает. Необходимо, однако, отметить, что, несмотря на широкое использование зональных подразделений, многие вопросы, связанные с пониманием зон, принципами их выделения и их рангов, остро дискутируются до сих пор.

Поскольку в настоящей работе построения основаны на данных именно зональной стратиграфии (полученных на основе одной из групп планктонных микроорганизмов — диатомовых водорослей), представляется необходимым кратко осветить позицию автора в отношении вопросов понимания зон и их места в стратиграфической классификации, а также остановиться на проблемах выделения зональных и инфразональных подразделений и их использования в стратиграфическом расчленении морских кайнозойских толщ Северо-Тихоокеанского региона.

Зональной тематике посвящено значительное количество литературы, в том числе, отечественной [Раузер-Черноусова, 1967; Меннер, 1980; Гладенков Ю., 1977, 1991; Жамойда, Прозоровская, 1989; и мн. др.]. Ниже остановимся лишь на некоторых общих вопросах зональной стратиграфии, которые непосредственно касаются проводимого автором анализа.

Понятие зоны. В целом, в настоящее время общепринято, что зона представляет собой стратиграфическое подразделение, которое устанавливается по биостратиграфическим данным и отражает определенную стадию развития одной или нескольких групп древней фауны или флоры. При работе

со своим материалом, автор понимает под зоной (по диатомеям) отложения (слои), сформировавшиеся за время существования того или иного палеонтологического комплекса, отражающего этап эволюционного развития группы ископаемых (диатомовой флоры) и отличающегося от комплексов смежных слоев.

Типы зон. Проблеме типизации зон посвящено большое количество литературы. Несмотря на существующие различия в толковании термина «зона», к настоящему времени практика подошла к реальной типизации зон. По палеонтологическому и стратиграфическому критериям, бистратиграфические зональные подразделения могут быть представлены разными видами зон. Ниже дается краткая характеристика тех из них, которые употребляются наиболее часто (в скобках приведены их названия на английском языке согласно Международному стратиграфическому руководству [International Stratigraphic Guide..., 1994] (рис. 1).

1. **Комплексные зоны** (Assemblage zones) — группы слоев, охарактеризованные определенным комплексом ископаемых, который отличается от комплексов подстилающих и перекрывающих отложений (см. рис. 1, А).

2. **Зоны распространения таксона** (Taxorange zones) — отложения, охватывающие полное стратиграфическое распространение какого-либо таксона (любого ранга), выбранного из комплекса присутствующих форм (см. рис. 1, Б).

3. **Зоны расцвета, или эпиболы** (Acme zones, Abundance zones) — слои, которые выделяются по обилию или расцвету каких-либо форм независимо от их общего стратиграфического распространения (см. рис. 1, В).

4. **Зоны совместного распространения** (Concurent-range zones) — отложения, которые характеризуются совпадающими частями интервалов стратиграфического распространения двух или нескольких таксонов (см. рис. 1, Г).

5. **Интервал-зоны** (Interval zones) — слои, заключенные между уровнями появления каких-либо двух характерных таксонов (см. рис. 1, Д).

6. **Филозоны, или зоны родословной** (Phylozones, Lineage zones) — слои, в которых распространен таксон (таксоны), представляющий собой отрезок филогенетической линии или тренда в развитии этой линии (см. рис. 1, Е).

Существует несколько основных вариантов типизации зон. Один из них приведен в «Международных стратиграфических руководствах» под редакцией Х.Хедберга и А.Сальвадора [International

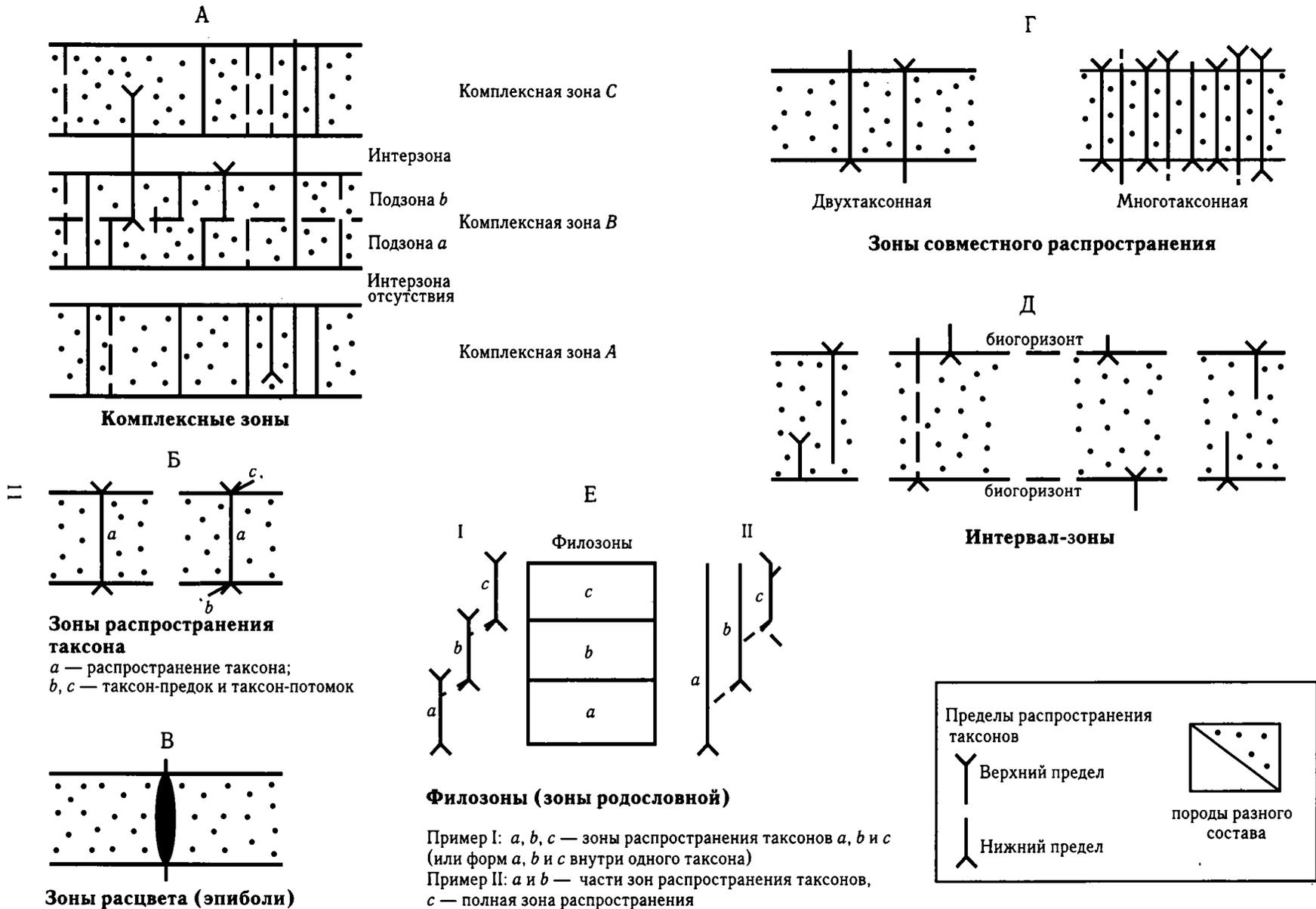
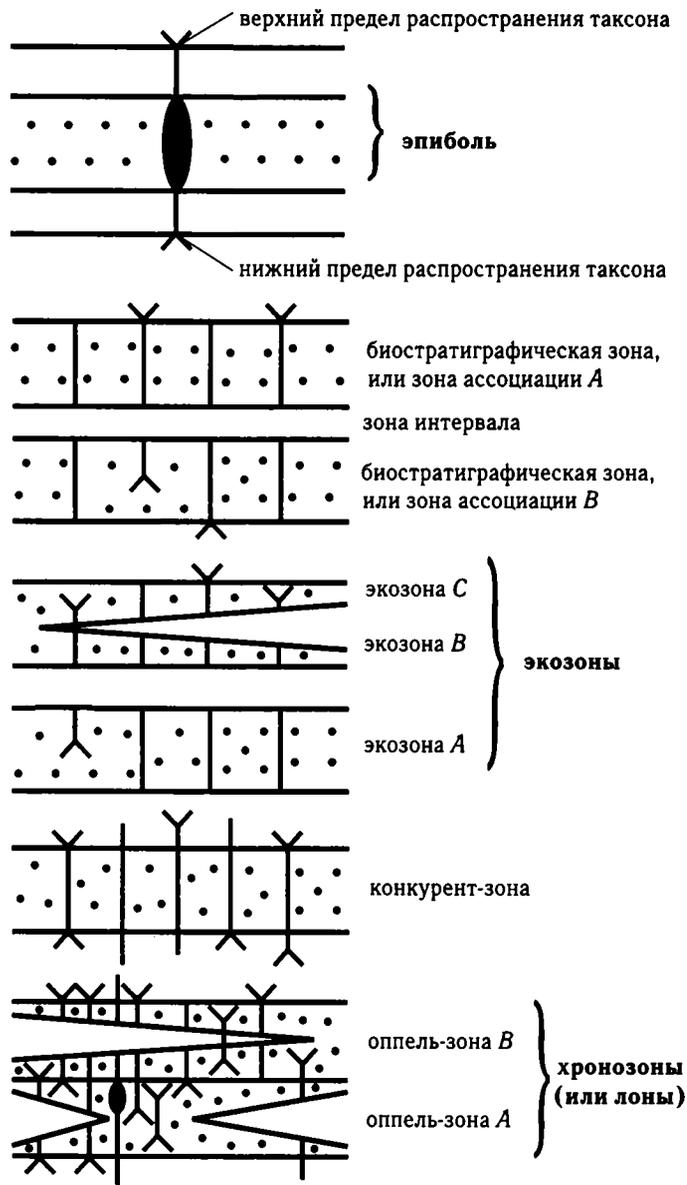


Рис. 1. Виды биостратиграфических зон (по: [International Stratigraphic Guide..., 1994])

Пояснения см. в тексте

Некоторые типы зон, используемые в геологической практике



12

Различные типы зон		
Фашиозоны	Таксонные (биозоны s.l.)	Зоны (s.s.)
Биостратиграфические		Зоны = оппель зоны Зоны совместного распространения Комплексные зоны
Экозоны		
Эпиболы	Биозоны s.s. (видовые и генозоны)	Региональные (лоны) / Глобальные (глоны)
Тейльзоны	Филозоны	Стандартные
		породы разного состава

Stratigraphic Guide..., 1976, 1994], на которые ориентируется большинство зарубежных исследователей. Различные типы зон здесь выделяются в зависимости от того, каким способом биостратиграфически подразделяются отложения. По этому принципу выделяются четыре типа зон (биозон), которые имеют разное значение и используются в разных обстоятельствах. К первому типу относятся комплексные зоны, ко второму — зоны распространения (Range zones), куда включены зоны распространения таксона, зоны совместного распространения филозоны, к третьему — акме-зоны и к четвертому — интервал-зоны.

Другой вариант [Гладенков Ю., 1977, 1988а, 1991; и др.] предусматривает иную типизацию зон. В этом варианте выделяются три типа зон: 1 — фациозоны, которые отражают различные фациальные типы осадочных толщ с определенными палеонтологическими комплексами (экозоны, эпиболи, тейльзоны и др.); 2 — таксонные зоны, которые связаны с этапностью эволюции биоты — биозоны s.l. (биозоны s.s., генозоны), филозоны; 3 — собственно зоны s.s. (зоны совместного распространения, комплексные зоны (оппель-зоны) с выделением в них региональных (лон) и глобальных (глон) подразделений, из которых выбираются стандартные зоны общей шкалы (рис. 2). При этом выделение зон s.s. ведется фактически путем синтеза зональных подразделений первых двух типов. Среди зон с учетом их пространственного масштаба можно выделить две основные группы: субглобального (хроностратиграфические) и местного значения.

Как будет показано позже, подразделения обсуждаемой зональной шкалы по диатомеям кайнозоя Северо-Тихоокеанской области по методу выделения состоят в основном из интервал-зон, зон распространения таксона, филозон и зон совместного распространения (в ряде случаев, используются также и элементы эпиблей). В широком смысле, все они фактически представляют собой комплексные зоны, т.е. характеризуются определенными комплексами диатомей, которые отличны друг от друга и отражают определенные этапы развития диатомовой флоры. Однако, так как выделение зон ведется прежде всего при помощи представителей быстро эволюционировавших в кайнозойе родов диатомей, различия в составах сменяющих друг друга комплексов в основном проявляются на уровне ог-

раниченного количества видов. При проведении границ зональных подразделений при этом используются датированные уровни — уровни появления или исчезновения отдельных видов (во многих случаях входящих в состав разных родов), реже — уровни резкого изменения их численности. Необходимо отметить, что такой прием выделения зон принимается не всеми исследователями — прежде всего теми, которые считают, что зональные комплексы всегда должны обнаруживать преемственность в разрезе.

Кроме того, может показаться, что более логичным и привлекательным было бы создание шкалы по диатомеям, которая состоит из зон, относящихся к одному их типу и выделяемых с помощью использования одинаковой палеонтологической характеристики (например, филозон).

Однако, как показала практика, при зональном расчленении с помощью диатомовой флоры наиболее эффективные результаты достигаются именно путем комбинирования различных методов выделения зон с использованием анализа стратиграфического распространения отдельных видов (необязательно относящихся к одному роду) или, реже, — родов. Это позволяет в итоге получать достаточно дробные, устойчивые и смыкающиеся биостратиграфические подразделения с изохронными границами. Добавим, что при выборе таксонов, появление или исчезновение которых служат датированными уровнями при характеристике зональных границ, специалисты-диатомологи в первую очередь ориентируются на следующие критерии: простота идентификации; постоянная и достаточно частая встречаемость; четкость и устойчивость пределов стратиграфического распространения. Уровни, отвечающие всем этим требованиям, иногда называют датум-плейнами первого порядка. В случаях отсутствия каких-либо из приведенных критериев, датированные уровни в ряде случаев могут использоваться в качестве характеристик границ подзон, которые не столь устойчивы по сравнению с зональными.

Зона как стратиграфическое подразделение. Существует несколько подходов к проблеме того, в качестве какого подразделения надо рассматривать зоны [Гладенков Ю., 1991]. Часть исследователей считают зону частью яруса и рассматривают ее как стратиграфическое (хроностратиграфичес-

←
Рис. 2. Типизация биостратиграфических зон (по Ю.Б. Гладенкову [1977, 1988а, 1991])
 Пояснения см. в тексте

кое) подразделение общей шкалы. Другие исключают зону из общей шкалы, рассматривая ее в ранге регионального подразделения. Третьи отводят зоне роль прежде всего важного инструмента при корреляциях. В отличие от систем, отделов и ярусов, выделение которых исторически проходило эмпирически на литолого-тектонической и стратиграфической основе, зоны выделяются в основном биостратиграфически. Отсюда, по разным группам ископаемых устанавливаются свои зоны, границы которых часто не совпадают (за исключением политаксонных зон). Поэтому, чтобы считать зоны частями яруса и рассматривать как подразделения общей шкалы, очевидно, необходимо иметь четкую непрерывную последовательность смыкающихся зон с изохронными границами (т.е. хронозон), надежно скоррелированную с этой шкалой тем или иным способом. Так, подразделения зональных шкал по планктонным фораминиферам и наннопланктону, разработанных к настоящему времени для морского кайнозоя, большинство исследователей рассматривают в качестве стандартных зон или субглобальных хронозон.

Зонам уделено большое внимание в стратиграфических кодексах многих стран. В последних редакциях российского Стратиграфического кодекса [1992, 2006] зона (хронозона) рассматривается в качестве единицы общей стратиграфической шкалы, подчиненной ярусу. Биостратиграфические зоны отнесены здесь к специальным стратиграфическим подразделениям, среди которых по палеонтологическому и стратиграфическому критерию выделяются перечисленные выше разновидности. В «Международных стратиграфических руководствах» [International Stratigraphic Guide..., 1976, 1994], термин «биостратиграфическая зона» («биозона») используется в целом для обозначения биостратиграфических подразделений любого типа, под которыми понимается совокупность слоев горных пород, объединенных на основе содержащихся в них ископаемых или других палеонтологических признаков, которыми это подразделение отличается от смежных слоев. При этом различия между понятиями «биозона» и «хронозона» заключаются в том, что первая ограничена только слоями, которые содержат определенный комплекс ископаемых, а вторая — включает все слои, которые соответствуют стратиграфическим уровням распространения такого комплекса, независимо от того, присутствует ли он в данном конкретном месте или нет. В хроностратиграфической классификации, т.е. расчленении пород на основе их возраста и времени образования, хронозона рассматривается как подразделение низшего ранга в иерархии хроно-

стратиграфических подразделений, подчиненное ярусу.

Таким образом, очевидно, что, по существу, любая зона является биостратиграфической, но не всякая биостратиграфическая зона является стандартной или хронозоной, т.е. единицей МСШ. Зоны, выделенные не на эволюционной, а на палеоэкологической или другой основе, должны относиться к специальным местным или локальным стратиграфическим подразделениям, служащим инструментом для региональных корреляций и материалом для разработки хронозон. Не стоит, однако, забывать, что любая шкала, состоящая из зон, претендующих на ранг хронозон, не представляет собой абстрактную временную последовательность из датум-плейнов.

Биостратиграфические зоны ранга хронозон по морским планктонным организмам прежде всего характеризуют осадочные отложения, сформировавшиеся за определенный интервал времени (менее продолжительный, чем век) существования палеонтологического комплекса в любом районе осадочных бассейнов и поэтому отражающие этапы развития разных частей бассейна или различных бассейнов, для которых характерна зональная ассоциация. Иными словами, словами, под зоной должна, прежде всего, пониматься совокупность пород, сформировавшихся в определенные этапы истории Земли, которые отражают какие-то общие закономерности развития биосферы во времени. И это — основное «вещественное» содержание зон. Границы таких интервалов маркируются биологическими событиями — в нашем случае, в качестве таких событий выбраны диатомовые датированные уровни, отражающие изменения в составе палеонтологических комплексов на видовом уровне.

Пространственный масштаб зон. До сих пор обсуждается проблема, какое распространение имеют зоны: региональное или глобальное. При рассмотрении этой проблемы на примере расчленения древних морских толщ в настоящее время можно уверенно говорить, что наибольший пространственный масштаб имеют зоны, выделенные по планктонным организмам или по организмам, имеющим в своем жизненном цикле планктонную личинку. Объяснение состоит в том, что ассоциации планктона, населяющие околоповерхностные воды обширных пространств Мирового океана, быстро эволюционируют и имеют сходный таксономический состав в удаленных друг от друга его районах. Это и позволяет успешно осуществлять широкие межрегиональные и субглобальные корреляции фанерозойских толщ, содержащих остатки планк-

тона. Часто такие группы фоссилий называют ортостратиграфическими, в отличие от парастратиграфических (прежде всего, бентосных сообществ), которые характерны для относительно ограниченных районов и поэтому используются в основном при региональных корреляциях.

Если говорить о зональной стратиграфии морского кайнозоя, то необходимо отметить следующее. Результаты исследований последних 20–30 лет по выделению и прослеживанию кайнозойских зональных планктонных комплексов в разрезах разных районов и в различных широтных поясах указывают на то, что в строгом смысле говорить о глобальности многих зон нельзя. Вероятно, это не относится только к зонам «теплых» палеоцена и эоцена, выделяемых по карбонатному планктону (планктонным фораминиферам и наннопланктону), которые имеют субглобальный характер и относятся к «стандартным». Начиная с олигоцена, зоны по этим группам прослеживаются в основном только в пределах тепловодного пояса, а в высоких широтах их типичные зональные ассоциации во многих случаях отсутствуют, замещаясь комплексами бореального и арктобореального типов.

Что касается позднекайнозойских диатомовых планктонных комплексов, то установлено, что, по крайней мере, с олигоцена, они характеризуются определенной степенью провинциализма и приурочены к конкретным климатическим поясам. Например, к настоящему времени для трех регионов: тропических–субтропических широт, высоких южных и высоких северных широт по диатомеям разработаны и используются в той или иной степени различные зональные шкалы с разным количеством зон. В целом, границы подразделений в этих шкалах проводятся по одному принципу — на основе использования датированных уровней (прежде всего, уровней появления или исчезновения таксонов ранга вида). Однако зональные комплексы при этом характеризуются разным таксономическим составом, а в качестве датированных уровней выбраны различные формы. Кроме того, границы стратиграфического распространения ряда форм, в том числе важных в стратиграфическом отношении, диахронны при переходе из одной широтной области в другую, что затрудняет корреляцию шкал.

Таким образом, приходится констатировать, что глобальных верхнекайнозойских зон по диатомеям в строгом смысле не существует. В целом, в зависимости от того, в пределах какого из регионов (низкие широты, приантарктические области, Северная Пацифика или Северная Атлантика) проводится

расчленение древних толщ, используются разные зональные подразделения. С учетом того, что все эти регионы очень обширны, очевидно, можно относить выделенные в них зональные подразделения (составляющие последовательность смыкающихся биозон с устойчивыми границами) к зонам широкорегионального масштаба. В отличие от зон, или локальных зон, выделяемых в разрезах на ограниченной площади и характеризующих прежде всего определенные фации, такие широкорегиональные зоны прослеживаются в пределах значительных сегментов океана и его обрамления, охватывающих по площади тысячи квадратных километров.

Проверка одновозрастности зональных комплексов. Такая проблема постоянно возникает как при корреляции зональных подразделений разных регионов, так и при сопоставлении зон, выделенных по разным группам. В строгом смысле, методов, которые могли бы раз и навсегда решить такую проблему, фактически нет. Однако в последние годы при изучении кайнозоя появились новые подходы к этой проблеме. В первую очередь, оправдано стремление использовать при корреляции палеомагнитные данные, что в результате позволяет оценить достоверность сопоставлений зон разных регионов и абсолютный возраст отдельных зон или определенных реперов. Однако получить такие данные, а тем более достоверные, удается не всегда. Это касается и радиометрических датировок. В ряде случаев может помочь выявление и прослеживание сейсмостратиграфических и литологических маркеров (например, слоев вулканических пеплов или иридиевых аномалий). Однако в большинстве случаев в настоящее время априорно принимается, что наличие в разных районах определенной последовательности зон по одной группе ископаемых, подкрепленной последовательностью зон по другим группам, может считаться достаточно надежной основой для их сопоставления и суждения об их соответствующей синхронности. Автор разделяет точку зрения, что в целом, несмотря на ряд допущений, при таких сопоставлениях резких противоречий не возникает. Хотя надо еще раз напомнить, что проверка корреляций зональных комплексов постоянно необходима даже в пределах одного широтного пояса.

В заключение отметим, что, как и большинство исследователей в настоящее время, автор в своей работе в качестве основы геохронологической шкалы кайнозоя использует шкалу, предложенную У.Берггеном с соавторами [Berggren et al., 1995], в которой учитываются последние данные по палеомагнетизму, радиометрическому датированию и био-

стратиграфии. Разработанные для расчленения морского кайнозоя зональные шкалы по планктонным фораминиферам и наннопланктону, подразделения которых рассматриваются в качестве стандартных зон, в целом скоррелированы в ней с последним вариантом магнитостратиграфической шкалы для верхнего мела — кайнозоя [Cande, Kent, 1992, 1995]. Необходимо, однако, отметить, что выделение подразделений в последней (палеомагнитные хроны, субхроны и эпизоды прямой и обратной полярности) и их датирование основаны прежде всего на анализе магнитных профилей при изучении магнитных аномалий в океанических спрединговых зонах (в первую очередь, в Южной Атлантике). Даже принимая то, что смена магнитных аномалий в океанах отражает общепланетарные магнитные инверсии, количество и возраст выделенных подразделений нельзя считать окончательными ввиду ряда допущений и погрешностей при расчетах [Cande, Kent, 1992].

Поэтому, очевидно, подходить к определениям абсолютного возраста датированных уровней или зональных границ, полученным в результате корреляций с палеомагнитной шкалой, надо с определенной долей осторожности. Возраст выделяемых палеомагнитных подразделений в настоящее время рассчитан с точностью до первых тысяч лет, но это далеко не всегда является свидетельством высокой степени точности и надежности усовершенствованных методик. Во многом это обусловлено принципами анализа магнитных аномалий, механикой расчетов усредненных скоростей спрединга и корректностью радиологических датировок, которые могут в будущем измениться. Отметим, что количество подразделений и оценки возраста их границ в основных вариантах палеомагнитной шкалы кайнозоя, предложенных даже за последние 15–20 лет, различаются и в некоторых случаях достаточно существенно.

1.2. Стратиграфические шкалы по диатомеям (зоны, их возраст и прослеживаемость в разрезах различных районов)

Достоверные находки наиболее древних диатомовых водорослей известны из отложений нижнего мела. Однако при выделении стратиграфических подразделений меловых толщ по диатомеям биостратиграфы до сих пор сталкиваются с рядом проблем.

Во-первых, диатомовая флора удовлетворительной сохранности известна из очень ограниченного количества местонахождений и характеризует только отдельные интервалы разрезов. Во-вторых, особенности эволюционного развития меловых диатомей, их систематика и таксономия остаются изученными явно недостаточно. Хотя работы в этих направлениях ведутся, особенно активно в последние годы [Стрельникова, 1974; Hajós, Stradner, 1975; Стрельникова, Мартиросян, 1981; Harwood, 1988; Strelnikova, 1990; Gersonde, Harwood, 1990; Harwood, Gersonde, 1990; Dell'agnese, Clark, 1994; Harwood, Nikolaev, 1995; Nikolaev, Harwood, 1999; Николаев и др., 2001; Nikolaev et al., 2001; Tapia, Harwood, 2002; и др.], в целом на сегодняшний день обоснованные варианты меловой зональной стратиграфической шкалы по диатомеям пока отсутствуют.

При рассмотрении зональных шкал кайнозоя по морским диатомеям, разработанным к настоящему времени, необходимо отметить, что степень их детальности и обоснованности для нижнего палеогена и для верхнего палеогена — неогена неодинакова. С одной стороны, это объясняется тем, что степень смыкаемости выделяемых подразделений (часто зависящей от того, насколько непрерывны и полны разрезы того или иного интервала) и прослеживания их по площади существенно различаются. С другой стороны, большое значение имеет наличие прямых корреляций биостратиграфических уровней диатомовых зон с палеомагнитной шкалой, зонами по карбонатному планктону и результатами радиометрического датирования. Количество и степень достоверности таких сопоставлений для подразделений разного возраста также неодинаковы. С этих позиций ниже дан краткий обзор современного состояния зональных шкал по диатомеям палеогена и неогена разных районов Земли (подробный анализ зональной стратиграфии кайнозоя Северо-Тихоокеанского региона приводится в главе 2).

1.2.1. Палеоген

Исследования диатомовых палеогена с целью разработки дробных стратиграфических схем начали активно проводиться еще в 50–60-х годах прошлого столетия. Прежде всего, такие работы велись по палеогеновым разрезам отложений древних эпиконтинентальных морей на территории бывшего СССР — восточный склон Урала, Украина, Поволжье, Казахстан, Западная Сибирь и др., которые характеризуются широким распространением диатомей [Кротов,

1957 а,б; Рудкевич и др., 1957; Стрельникова, 1960; Кротов, Шибкова, 1961; Рубина, Дрознес, 1961; Парамонова, 1964; Глезер и др., 1965; Глезер, Шешукова-Порецкая, 1968; Рубина, 1968; Шибкова, 1968; Глезер, 1969; и др.]. На основании выделения диатомовых комплексов в этих районах была прослежена схожая последовательность слоев с диатомеями, которые с конца 70-х годов XX в. стали рассматриваться в качестве зон [Диатомовые водоросли..., 1974; Глезер и др., 1977; Ольштынская, 1977; Глезер, 1978, 1979, 1986; Глезер, Табачникова, 1985; Jouse, 1979; Жузе, 1980; Стрельникова, 1987; и др.].

Однако при этом специальный анализ интервалов распространения важных в стратиграфическом отношении форм фактически не проводился, а комплексы диатомей выделялись, прежде всего, по фиксации максимальной численности зональных видов. Кроме того, непрерывная последовательность таких подразделений в единых разрезах не всегда прослеживалась, а поэтому отсутствовала и их смыкаемость. Находки карбонатного планктона при этом были приурочены только к отдельным уровням разрезов, а сопоставления с палеомагнитной шкалой отсутствовали. Часто возраст диатомовых ассоциаций оценивался только по их положению в разрезе, где подстилающие и перекрывающие толщи были датированы на основании моллюсков. Все это приводило к тому, что объем и возраст таких подразделений по диатомовым, а также точное положение их границ во многом оставались условными.

Дальнейший прогресс в диатомовой стратиграфии палеогена связан, в первую очередь, с изучением материалов глубоководного бурения в Мировом океане.

Зональные шкалы палеоцена — нижнего эоцена

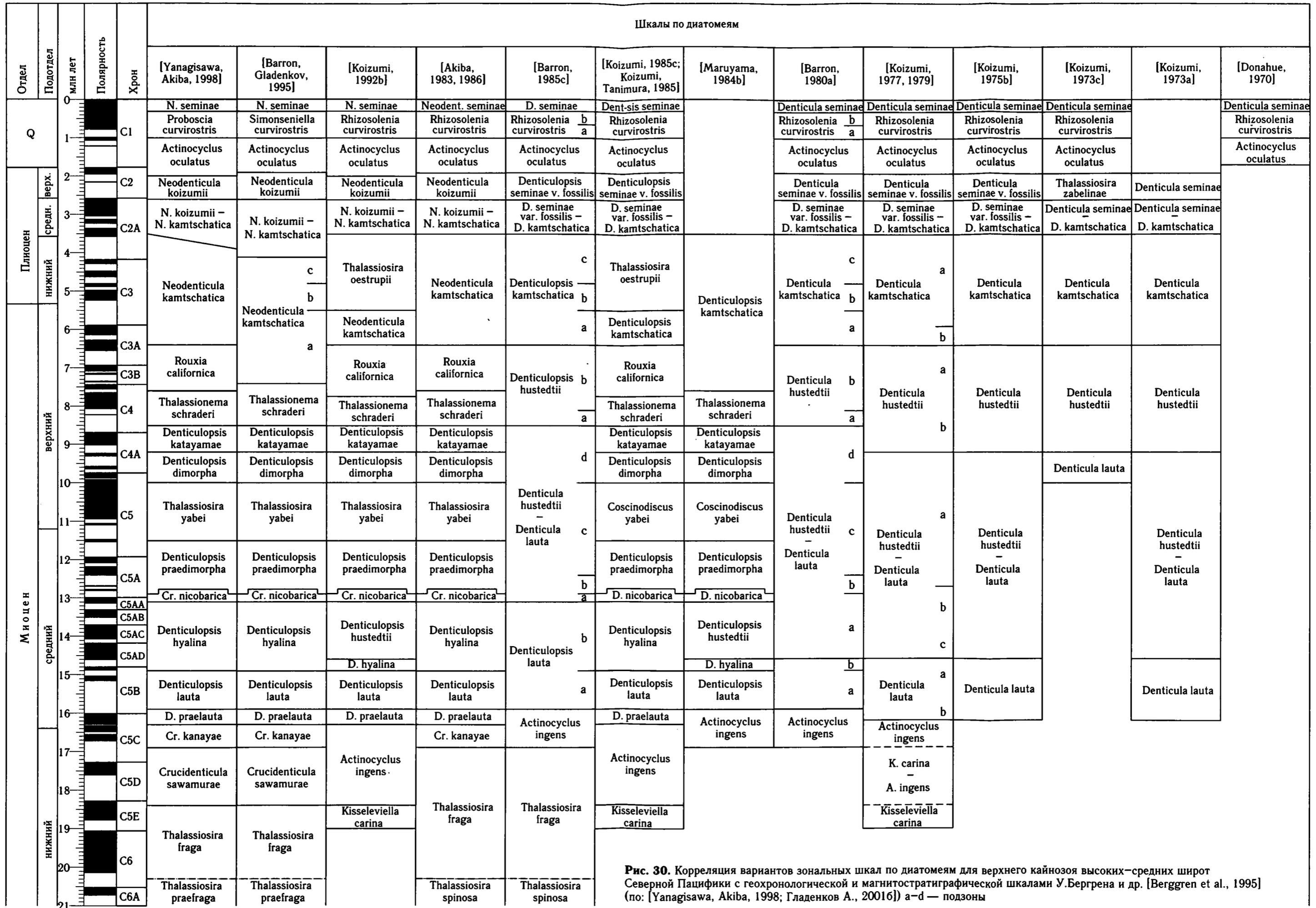
За последние 25–30 лет комплексы диатомей палеоцена — нижнего эоцена были обнаружены в разрезах глубоководных скважин, пробуренных в Южной Атлантике [Gombos, 1976, 1984; Стрельникова, 1987, 1988, 1992; Fenner, 1991], Южной Пацифике [de Prado, Ling, 1981; Стрельникова, 1987, 1988, 1992], тропической зоне Индийского океана [Жузе, 1980, 1982; Fenner, 1991], Северной Атлантике [Fenner, 1984а, 1985; Gombos, 1982], южной части Индийского океана [Fourtanier, 1991а], Мексиканском Заливе [Fenner 1984а, 1985], Норвежском море [Schradler, Fenner, 1976; Dzinoridze et al., 1978; История..., 1979; Fenner, 1985; Стрельникова, 1987, 1992]. Новые данные по диатомеям этого интервала появились также

при изучении наземных разрезов о-ва Сеймур, Антарктида [Harwood, 1988], Северо-Западной Европы [Fenner, 1994], Казахстана [Radionova et al., 2001], Среднего Поволжья [Oreshkina, Oberhansli, 2003], западного и восточного склонов Урала [Oreshkina, 2000; Oreshkina et al., 2004; и др.] и др.

Изучение диатомовых ассоциаций палеоцена — нижнего эоцена позволило на основе прослеживания уровней появления и исчезновения определенных видов в разрезах разработать зоны по диатомеям и выделить слои с диатомеями для отдельных интервалов разных районов. В ряде случаев предложенные подразделения были скоррелированы с зонами по карбонатному планктону. Однако необходимо отметить, что диатомеями были, как правило, охарактеризованы только отдельные интервалы нижнего палеогена.

Основная сложность при изучении разрезов упомянутых районов заключается в прослеживании последовательной смены комплексов. Достоверно проследить смену диатомовых комплексов в едином непрерывном разрезе в интервале нижний палеоцен — нижний эоцен, включая переход от палеоцена к эоцену, имея при этом сопоставления с зонами по карбонатному планктону и с палеомагнитной шкалой, удалось, по существу, только в одном случае [Fourtanier, 1991а]. Кроме этого, смена ассоциаций при переходе от нижнего к верхнему палеоцену с сопоставлением с зонами по наннопланктону и планктонным фораминиферам изучена лишь в отдельных редких случаях [Fenner, 1985, 1991]. Поэтому соответственно, если говорить о нижнем палеогене в целом, смыкаемость разработанных по диатомеям подразделений для всего этого интервала отсутствует, а их сопоставления проводятся опосредованно.

На рис. 3 для нижнего палеоцена — раннего эоцена в качестве зональных показаны подразделения, выделенные Э.Фортунье [Fourtanier, 1991а], с дополнением зоны *Hemiaulus rossicus* — *Trinacria hebergiana*, предложенной для базальной части раннего палеоцена Н.И. Стрельниковой [Стрельникова, 1987, 1988; Strelnikova, 1990]. Объем последней зоны предварительно определен Д.Бэрроном и Д.Бэлдауфом [Barron, Baldauf, 1995] как интервал между уровнем исчезновения (УИ) *Gladiopsis* spp., который характеризует границу между мелом и палеогеном [Harwood, Nikolaev, 1995], и уровнем появления (УП) *Hemiaulus periterus*, по которому проводится подошва одноименной зоны раннего палеоцена [Fourtanier, 1991а]. Таким образом, приходится констатировать, что к настоящему времени шкалы палеоцена — нижнего эоцена разработаны с большой долей условности, а предложенные для разных рай-



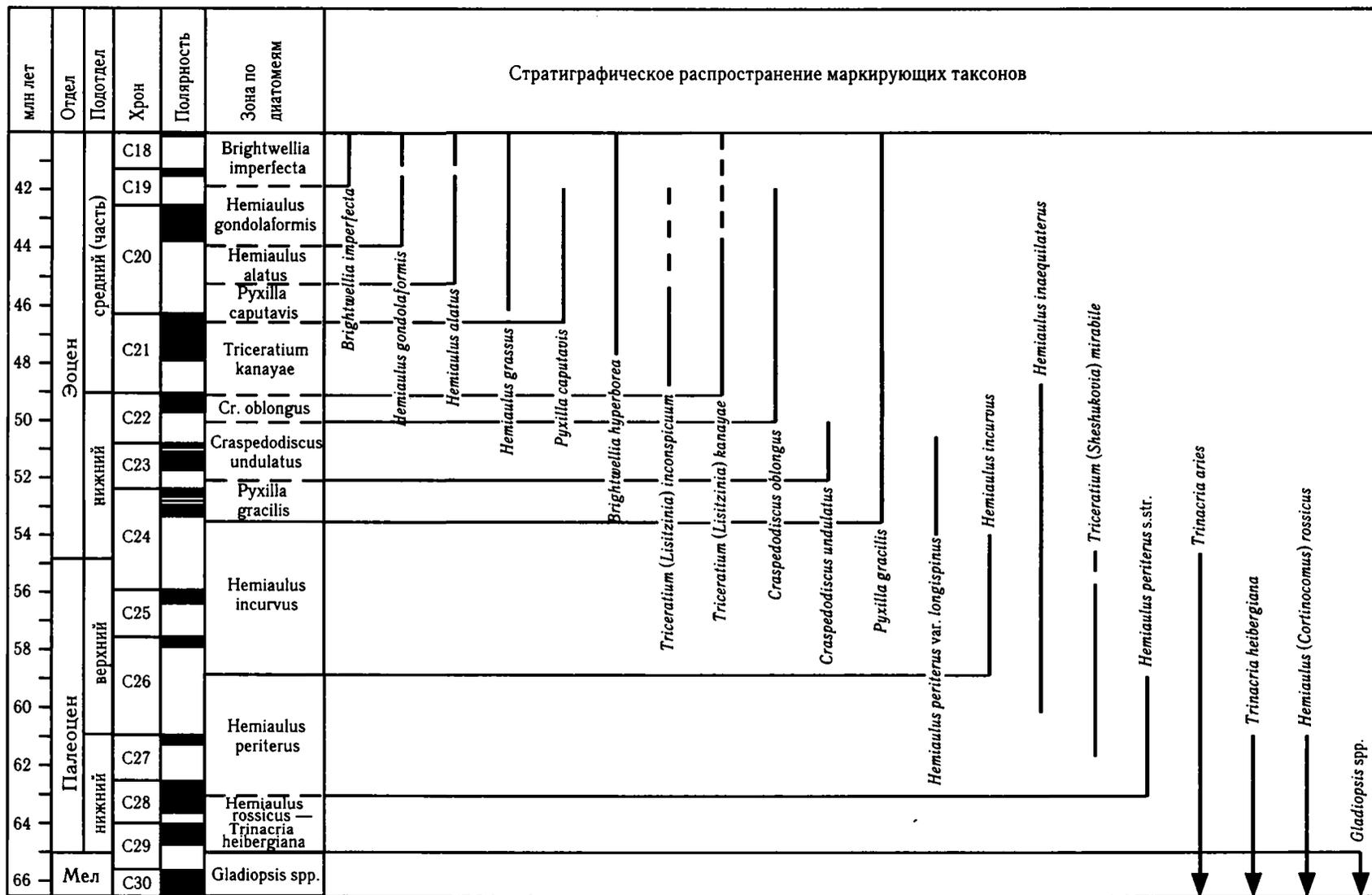


Рис. 3. Зональная океаническая шкала палеоэоцена — среднего эоцена по диатомеям и границы стратиграфического распространения маркирующих видов (по: [Barron, Baldauf, 1995])

Дано сопоставление с геохронологической и магнитостратиграфической шкалами У.Бергрена и др. [Berggren et al., 1995]

онов схемы расчленения находят пока главным образом локальное применение [Стрельникова, 1987, 1988, 1992; Barron, Baldauf, 1995; и др.].

Однако, несмотря на несовершенство таких зон, разработанных по материалам океанических разрезов нижнего кайнозоя, они позволили значительно дополнить и уточнить существовавшие ранее схемы. Во-первых, была выявлена последовательность появления и исчезновения важных в стратиграфическом отношении форм морских диатомей в непрерывных разрезах отдельных интервалов палеоцена — нижнего эоцена разных районов океана. Соответственно на основе анализа датированных уровней были предложены биостратиграфические подразделения. Во-вторых, часть таких уровней напрямую скоррелирована с зонами по карбонатному планктону и диофлагеллятам, что позволило достаточно достоверно оценить возраст и объем выделенных зон или слоев с флорой. В-третьих, была выяснена большая степень схожести таксономического состава комплексов диатомей из разрезов нижнего палеогена океанических толщ и разрезов суши. Это сделало возможным использование в наземных разрезах (в которых прямые корреляции с ассоциациями карбонатного планктона и палеомагнитной шкалой в большинстве случаев отсутствуют) общих с океаном форм, с установленными интервалами стратиграфического распространения [Стрельникова, 1987, 1992; Fenner, 1994; Глезер, 1994, 1995; Радионова, 1998; Oreshkina, Oberhansli, 2003; Oreshkina et al., 2004; и др.].

Зональные шкалы среднего эоцена — олигоцена

Как уже было сказано, зональные шкалы палеоцена — нижнего эоцена разработаны с большой долей условности. В первую очередь, это обусловлено в целом сравнительно небольшим распространением осадочных отложений, содержащих остатки диатомей, что, видимо, может указывать на относительно небольшую роль диатомовой флоры в микропланктоне Мирового океана того времени. Напротив, как показало изучение большого количества материалов, полученных за последние 20–25 лет, морские толщи среднего эоцена — олигоцена, охарактеризованные диатомовыми, развиты достаточно широко. Поэтому зональность для этого интервала разработана лучше по сравнению с более древними толщами.

Первые схемы зонального расчленения олигоцена и эоцена предложены в 70-х годах прошлого сто-

летия А.П. Жузе на основе обобщения и анализа данных по изучению диатомей из наземных разрезов, колонок морских осадков и глубоководных скважин, полученных к тому времени [Жузе, 1974, 1980; Глезер, Жузе, 1974; Jouse, 1974, 1979]. По существу, эта шкала была «сборной» — составленной из зон, выделенных в разрезах (часто неполных) разных районов. При этом в ряде случаев последовательную смену разновозрастных палеонтологических комплексов проследить не удавалось, что влекло за собой несмыкаемость выделяемых зон. Корреляции с палеомагнитной шкалой отсутствовали, а сопоставления с зонами по карбонатному планктону проводились только для отдельных уровней. Поэтому оценки возраста зональных подразделений и положение их границ во многом оставались условными.

К настоящему времени исследования диатомовых комплексов привели к созданию зональных шкал для этого интервала для трех различных обширных широтных областей: низких широт, южных и северных высоких широт [Fenner, 1984 а,б, 1985; Barron, Baldauf, 1995].

Низкие широты. Наиболее обоснованная зональная схема расчленения низких широт по диатомовым была предложена в середине 80-х годов XX в. Д.Феннер [Fenner, 1984 а,б, 1985]. Она базируется на выявлении и прослеживании пределов стратиграфического распространения планктонных диатомей в достаточно хорошо датированных интервалах палеогеновых разрезов многочисленных скважин глубоководного бурения в Атлантическом и Тихом океанах, а также в Карибском бассейне. При этом в качестве маркирующих выбирались формы, легко идентифицируемые под световым микроскопом, с постоянной встречаемостью и имеющие относительно устойчивые к растворению створки. В результате для среднего эоцена — олигоцена выделена последовательность из 13 биостратиграфических зон, границы которых характеризуются появлением или исчезновением зональных видов (рис. 4, см. рис. 3).

Отметим, что в строгом смысле эта шкала тоже является «составной», так как в отдельных изученных разрезах, как правило, удавалось фиксировать последовательность только трех–пяти зон. Однако о достаточной степени надежности и обоснованности разработанной шкалы свидетельствуют следующие факторы.

Во-первых, при изучении состава диатомовых комплексов основное внимание уделено анализу планктонных форм, широко распространенных в пределах тропического и субтропического поясов. Именно поэтому для характеристики границ зональ-

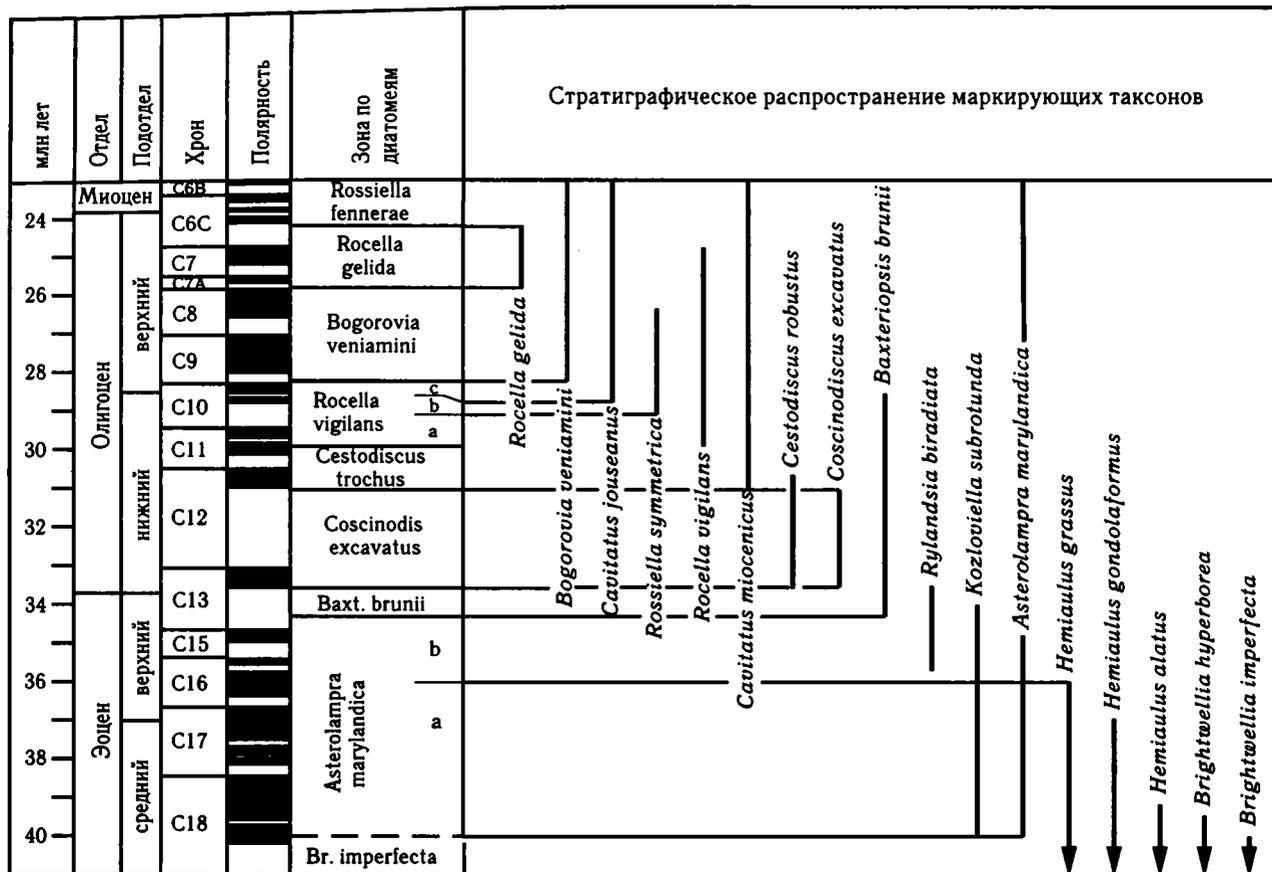


Рис. 4. Зональная океаническая шкала среднего эоцена — олигоцена низких широт по диатомеям и границы стратиграфического распространения маркирующих видов (по: [Barron, Baldauf, 1995; Barron et al., 2004; Barron, 2005])

Дано сопоставление с геохронологической и магнитостратиграфической шкалами У.Бергрена и др. [Berggren et al., 1995]

ных подразделений и выбраны датированные уровни планктонных видов.

Во-вторых, прослеживание смены комплексов диатомей во времени и выдержанности датум-плейнов по площади в разновозрастных частях разрезов от скважины к скважине дало возможность выявить их одинаковую последовательность и устойчивость для палеогена в пределах обширной территории.

В-третьих, привязка выделенных зон к шкалам по карбонатному планктону в разных интервалах разрезов опорных скважин позволила оценить стратиграфические пределы маркирующих видов, а соответственно и положение зональных границ и возраст зон.

К настоящему времени показана возможность применения шкалы Д.Феннер для расчленения среднего эоцена — олигоцена в пределах низких широт Тихого, Атлантического и Индийского океанов [Fenner, 1985; Barron, 1985b; Fenner, Mikkelsen, 1990; Barron, Baldauf, 1995; и др.]. Зоны этой шкалы в основном сопоставлены со стандартными зонами

по наннопланктону [Fenner, Mikkelsen, 1990; Barron, Baldauf, 1995] и на этом основании опосредованно привязаны к палеомагнитной шкале с использованием данных М.-П.Оабри и др. [Aubry et al., 1988].

Большим достижением последних лет явилось определение абсолютного возраста около 30 датированных уровней для олигоценевого интервала, впервые проведенного на основе прямой корреляции с магнитостратиграфической шкалой при изучении материалов 199-го рейса ODP в экваториальной Пацифике [Barron et al., 2004; Barron, 2005]. В сочетании с новыми данными по таксономии это дало возможность провести модификацию шкалы, на реальной основе датировать границы зональных подразделений олигоцена низких широт и точно определить продолжительность прослеживаемых зон (см. рис. 4).

Южные высокие широты. Изучение палеогеновых диатомей приантарктических районов началось в середине 70-х годов XX в., когда они были найдены в разрезах глубоководных скважин, пробурен-

ных в Южном океане. К началу 80-х годов прошлого столетия по материалам бурения для отдельных интервалов были предложены схемы расчленения, состоящие из локальных зон [McCullum, 1975; Gombos, 1976, 1983; Hajós, 1976; Schrader, 1976; Weaver, Gombos, 1981]. В 1983 г. в результате изучения диатомовых комплексов в относительно непрерывных разрезах двух скважин, пробуренных в районе Фолклендского плато и южной части Срединно-Атлантического хребта, Э.Гомбосом и П.Чижелски был разработан вариант зональной шкалы верхнего эоцена — олигоцена для региона Юго-Западной Атлантики [Gombos, Ciesielski, 1983]. Для этого интервала на основании прослеживания в разрезах уровней появления и исчезновения маркирующих форм была выделена последовательность из 11 зон по диатомеям.

Позже, Д.Феннер проанализировала и обобщила материалы по диатомеям из разрезов семи глубоководных скважин в разных частях высоких южных широт Атлантики и Пацифики [Fenner, 1984 a,b, 1985]. При этом были учтены все имевшиеся данные по корреляции с подразделениями по карбонатному планктону. В частности, в своих работах она показала, что ряд форм, которые использовались в шкале Гомбоса—Чижелски в качестве маркирующих, имеют в действительности более широкий диапазон стратиграфического распространения.

В результате исследований, для расчленения верхнего эоцена — нижнего миоцена региона Южного океана была предложена зональная схема из шести зон, которая явилась основой шкалы, используемой в настоящее время (рис. 5).

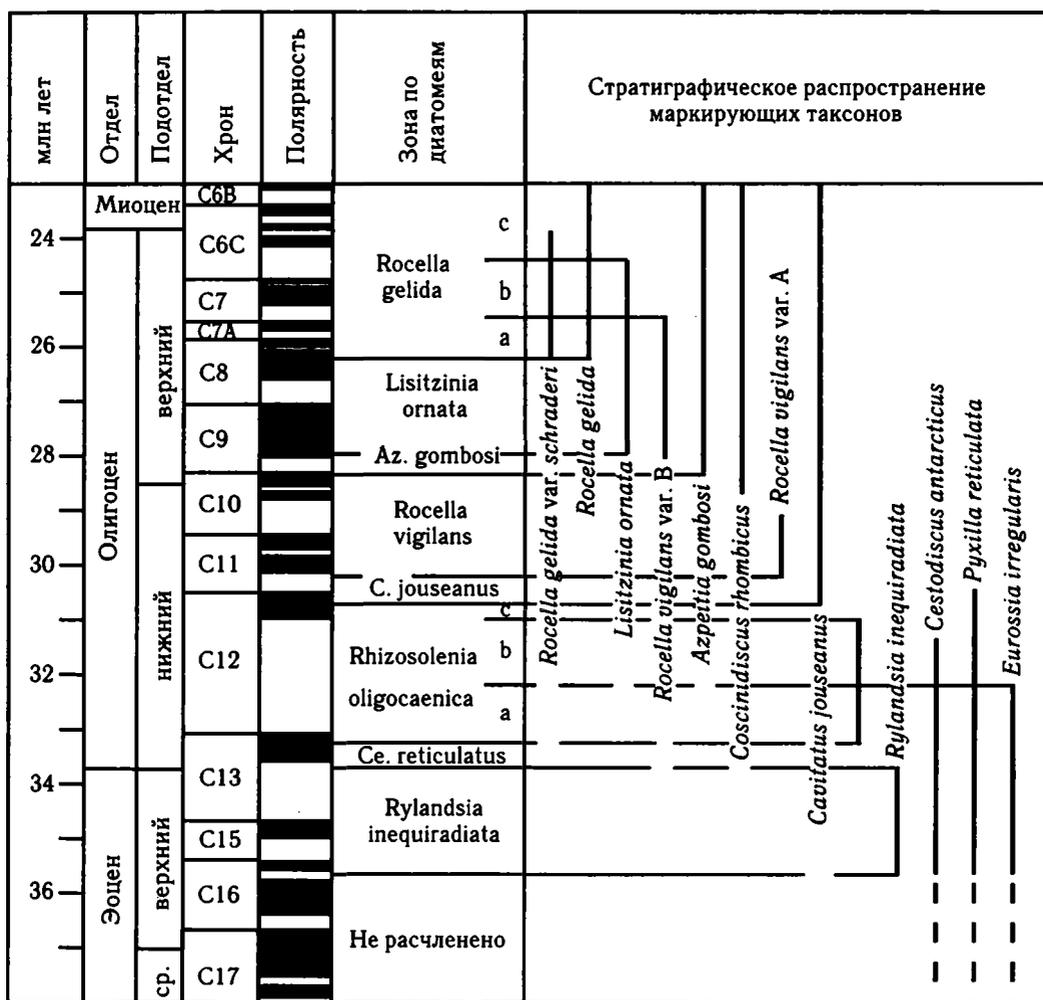


Рис. 5. Зональная океаническая шкала среднего эоцена — олигоцена южных высоких широт по диатомеям и границы стратиграфического распространения маркирующих видов (по: [Baggon, Baldauf, 1995])
Дано сопоставление с геохронологической и магнитостратиграфическими шкалами У.Бергрена и др. [Berggren et al., 1995]
ср. — средний

Практически одновременно вариант схемы зонального расчленения палеогена приантарктического района Атлантического и Тихого океанов, также основанный на изучении материалов глубоководного бурения, был разработан Н.И. Стрельниковой [1987, 1988, 1992]. Однако интервал верхний эоцен — олигоцен несколько отличается от предыдущих, что объясняется использованием в ряде случаев выбором разных форм в качестве маркирующих, а также несколько иной интерпретацией пределов стратиграфического распространения некоторых видов. Однако основное отличие схемы Н.И. Стрельниковой от остальных шкал, зоны которых прослежены, начиная с середины верхнего эоцена, состоит в выделении двух зон для нижней части среднего эоцена и слоев с флорой для верхней части среднего эоцена — нижней части верхнего эоцена (рис. 6). Но смыкаемость этих подразделений с более молодыми зонами в единых разрезах пока не прослежена, так же как отсутствуют их надежные прямые корреляции с таковыми по карбонатному планктону и с магнитостратиграфической шкалой. Необходимо отметить, что данные по прямым корреляциям палеогеновых зон с палеомагнитной шкалой на сегодняшний день удалось получить только для олигоценного интервала. Такие сопоставления для диатомовых датированных уровней осуществлены в разрезах скважин глубоководного бурения на подводном плато Кергелен и в заливе Придз у побережья Восточной Антарктиды [Baldauf, Barron, 1991; Barron, Baldauf, Barrera et al., 1991; Harwood, Maguana, 1992], а также при бурении на шельфе моря Росса [Harwood, 1986, 1989; Harwood et al., 1989; и др.]. В результате, это не только позволило детализировать шкалу олигодена (выделено шесть зон), но и реально определить возраст границ установленных подразделений (см. рис. 5 и см. ниже рис. 11).

Таким образом, к настоящему времени в палеогеновых отложениях высоких южных широт достоверно выявлена последовательность датированных диатомовых уровней, начиная с середины верхнего эоцена. На этой основе разработана дробная зональная шкала. Для расчленения эоценовой части чаще всего используются две зоны [Gombos, Ciesielski, 1983; Fenner, 1984a, 1985], для которых намечено сопоставление с подразделениями по карбонатному планктону, но не имеющие прямой привязки к палеомагнитной шкале (см. рис. 5 и см. ниже рис. 11). Для олигоценного интервала выделено шесть зон, для которых выполнены прямые корреляции с палеомагнитной шкалой (см. рис. 5 и см. ниже рис. 11).

Северные высокие широты. В целом, шкалы для высоких широт Северного полушария разработаны слабее по сравнению с таковыми низких широт и Южного океана. Наиболее обоснованные схемы зонального расчленения для высоких широт Северного полушария разработаны к настоящему времени для региона субарктической Атлантики. В результате изучения диатомовых ассоциаций из разрезов скважин глубоководного бурения на зональном уровне проведено расчленение эоцена—олигодена района Норвежско-Гренландского бассейна и олигодена моря Лабрадор. В последние годы это удалось сделать и для олигодена Северной Пацифики (результаты детально будут охарактеризованы отдельно в главе 2).

Наиболее представительные комплексы диатомей палеогена изучены в пределах Норвежско-Гренландского бассейна. На основе материалов, полученных в 38-м рейсе DSDP, во второй половине 70-х годов прошлого века было предложено два разных варианта зональных шкал.

Первый из них был разработан Х.-И. Шрэддером и Д. Феннер [Schrader, Fenner, 1976]. Согласно этой схеме, исходя из анализа стратиграфического распространения маркирующих видов, две зоны выделялись для верхней части среднего эоцена и три зоны для олигодена (рис. 7). Более древние отложения не расчленялись, хотя на отдельных уровнях фиксировались находки диатомовых, возраст которых оценивался как раннеэоценовый на основании сравнения с комплексами из разрезов Северной Европы. При этом нерасчлененным остался также интервал верхнего эоцена — низов олигодена, в котором остатки диатомовых не были найдены. Поэтому смыкаемость выделенных подразделений эоцена и олигодена, отнесенных к зонам, отсутствовала.

Второй вариант расчленения был предложен российскими исследователями [Dzinoridze et al., 1978; История..., 1979]. В этой схеме выделялись не зоны, а слои с флорой, так как соотношения между подразделениями во многих случаях были неясными. Эти слои характеризовались разными комплексами диатомей, которые рассматривались как разновозрастные, хотя их стратиграфическое положение окончательно не было выяснено. Для среднего—верхнего эоцена их было выделено пять, для олигодена — четыре (см. рис. 7). Необходимо отметить, что при характеристике комплексов учитывался прежде всего их общий таксономический состав и доминирующие формы, а датирование во многом основывалось на сравнении с ассоциация-

Отдел	Подотдел	Зона	Подзона	Слои с диатомеями			
Миоцен	Олигоцен	верхний	Rocella gelida	Rocella gelida			
				Triceratium Groningensis			
			Rocella vigilans	Rocella vigilans			
				Kozloviella minor			
		нижний	Pyxilla prolongata				
			Coscinodiscus superbus				
			Hemialus pacificus	Rhizosolenia gravaida Brightwellia spiralis			
			Asterolampra insignis	Melosira architecturalis			
		Эоцен	верхний	Rylandsia inaequiradiata			
			средний				Coscinodiscus elegans, Coscinodiscus sp. (oamaruensis)
							Pyxidicula grunowii — P. spinosissima
				Coscinodiscus marginatus, / Pyxidicula Triceratium unguiculatum / grunowii, Pyxilla prolongata			
	Tubaformis unicornis						
	Odontotropis gombosii						
нижний			Porodiscus splendidus				
			Craspedodiscus oblongus				
Палеоцен	верхний			Hemialus inaequilaterus			
		Hemialus incurvus		Sceptroneis sp. A			
				Odontotropis klausenii			
	нижний	Hemialus rossicus — Trinacria heibergiana					

Рис. 6. Палеогеновые биостратиграфические подразделения Приантарктического района по диатомеям (по: [Стрельникова, 1988, 1992])

ми из разрезов Западной Сибири, Поволжья и других районов, возраст которых во многих отноше-

ях был условным. Отметим, что при выделении стратиграфических подразделений эоцена в схемах

Отдел	Подотдел	Зона по диатомеям [Schrader, Fenner, 1976]	Слои с диатомеями [Dzinoridze et al., 1978]	Зона по диатомеям [Fenner, 1985]
Мiocен				
Олигоцен	верхний	Thalassiosira irregularata		Thalassiosira irregularata
		Pseudodimerogramma filiformis	c <i>Goniothecium decoratum</i>	Pseudodimerogramma filiformis
		Sceptroneis pupa	c <i>Pseudotriceratium radiosoreticulatum</i>	Sceptroneis pupa
	нижний		c <i>Puxilla</i> aff. <i>prolongata</i> c <i>Hemialus polycystinorum</i>	Pyxilla reticulata/Hem. polycystinorum
			c <i>Coscinodiscus</i> aff. <i>tenerrimus</i>	Coscinodiscus aff. tenerrimus
			c <i>Cymatosira</i> sp. B	<u>Praecymatosira monomembranacea</u>
Эоцен	верхний	Craspedodiscus oblongus	c <i>Craspedodiscus. oblongus</i>	Craspedodiscus oblongus
		Triceratium inconspicuum var. trilobata	c <i>Trinacria excavata</i> f. <i>tetragona</i>	Trinacria excavata f. tetragona
	средний			
			c <i>Pyxilla oligocaenica</i>	Pyxilla oligocaenica

Рис. 7. Корреляция биостратиграфических подразделений эоцена–олигоцена, выделенных по диатомеям по материалам бурения 38-го рейса DSDP в Норвежско-Гренландском бассейне
Серым цветом показаны интервалы, где отсутствует керн или диатомей не найдены

обоих упомянутых вариантов использовались в основном одни и те же маркирующие формы, а олигоцен — разные. Корреляции предложенных подразделений отсутствовали, а сопоставления с зонами по карбонатному планктону были проведены только для отдельных редких уровней.

В 1985 г. на основе анализа и обобщения данных, полученных к тому времени по диатомовым комплексам Норвежского моря и их корреляциям с зонами по наннопланктону, Д.Феннер [Fenner, 1985] предложила сводную шкалу палеогена (см. рис. 7). Для расчленения среднего эоцена — низов олигоцена на основе предложенных ранее россий-

скими учеными слоев с диатомеями были выделены семь зон (комплексных зон), а для средней–верхней частей олигоцена — три зоны (интервал-зоны), использованные немецкими исследователями. При этом следует отметить два существенных момента. Во-первых, смыкаемость зон эоцена и нижнего олигоцена отсутствовала и границы между ними не прослеживались. Поэтому, в строгом смысле, отнесение таких подразделений к зонам достаточно условно. Во-вторых, на основе сравнения пределов стратиграфического распространения ряда маркирующих космополитных планктонных видов с таковыми в низких широтах, был пересмот-

рен возраст ряда подразделений эоцена. Так, например, зоны *Praecymatosira monomembranacea* и *Craspedodiscus oblongus*, выделенные по одноименным верхнеэоценовым слоям, отнесены уже к среднему эоцену.

Несколько позже, Н.И. Стрельниковой была опубликована общая схема зонального расчленения палеогена Северного полушария, которая состоит из подразделений, выделенных в разрезах разных районов [Стрельникова, 1987, 1992, 1995; Strelnikova, 1990]. Для Норвежского моря и для эоцена, и для олигоцена в ней фактически сохранены все биостратиграфические единицы, предложенные в 70-х годах прошлого столетия российскими исследователями [Dzinoridze et al., 1978; История..., 1979]: пять — в эоцене и три — в олигоцене, хотя некоторые слои с флорой рассматриваются уже как качества зон. Однако возраст эоценовых зон и слоев с диатомеями довольно существенно изменен (рис. 8). Например, наиболее древняя зона *Pyxilla oligocaenica* var. *tenuis* отнесена уже не к среднему, а к нижнему эоцену; наиболее молодые эоценовые слои с *Coscinodiscus* aff. *tenerimus* — не к верхнему эоцену, а к нижней части среднего эоцена. К таким выводам Н.И. Стрельникова пришла в результате анализа сопоставления диатомовых комплексов Норвежского моря с ассоциациями наземных палеогеновых разрезов и с использованием данных по наннопланктону.

Недавно получены дополнительные данные по палеогеновой диатомовой стратиграфии Норвежско-Гренландского бассейна. Они основаны на изучении материалов по разрезам скважин, пробуренных в северной части этого района в 151-м рейсе ODP [Scherer, Коç, 1996]. В целом, при расчленении палеогеновых отложений Р.Шерер и Н.Коч взяли за основу зональную схему для Норвежского моря Д.Феннер [Fenner, 1985]. По данным авторов, флора, найденная на отдельных уровнях в разрезах двух скважин, относится к интервалам олигоцена, для которых характеристика в отношении диатомей в этом регионе ранее отсутствовала. Согласно представленным результатам, наиболее древняя представительная диатомовая ассоциация обнаружена в разрезе скв. 913В, пробуренной на подводной окраине Восточной Гренландии (рис. 9). По мнению авторов, она характеризует новую диатомовую зону *Actinoptychus irregularis*, которая предложена для верхов верхнего эоцена — основания нижнего олигоцена. Отметим, однако, что, во-первых, нижняя и верхняя границы выделенной «зоны» не были установлены, так как соотношения с более древними и молодыми комплексами в разрезе не прослежи-

Отдел	Подотдел	
		Зона по диатомеям, слои с диатомеями
Олигоцен	верхний	<i>Rocella vigilans</i> / <i>Pyxidicula marginata</i> — <i>Goniothecium decoratum</i>
	нижний	Слой с <i>Pseudotriceratium radiosoreticulatum</i>
Эоцен	верхний	Слой с <i>Coscinodiscus elegans</i> , <i>Cestodiscus</i> sp. (<i>oamaruensis</i>), <i>Ethmodiscus</i> sp.
		Слой с <i>Triceratium subcapitatum</i> — <i>Rutilaria lyoniiformis</i>
		Слой с <i>Triceratium unguiculatum</i>
		Слой с <i>Coscinodiscus succinctus</i>
	средний	Слой с <i>Hemiaulus polymorphus</i> var. <i>charkovianus</i>
		Слой с <i>Coscinodiscus</i> aff. <i>tenerimus</i>
		<i>Praecymatosira monomembranacea</i>
		<i>Craspedodiscus oblongus</i>
нижний		Слой с <i>Trinacria excavata</i> f. <i>tetragona</i>
		<i>Pyxilla oligocaenica</i> var. <i>tenuis</i>
		<i>Craspedodiscus undulatus</i> / <i>Pyxilla gracilis</i>
		<i>Coscinodiscus payeri</i>
Палеоцен	верхний	<i>Coscinodiscus uralensis</i>
		<i>Hemiaulus proteus</i>
		<i>Trinacria ventriculosa</i>
		Слой с <i>Aulacodiscus tener</i>
нижний		<i>Trinacria heibergiana</i>

Рис. 8. Биостратиграфические подразделения по диатомеям, предложенные для расчленения палеоцена—олигоцена Северного полушария Н.И. Стрельниковой [1992]

Серым цветом показаны интервалы совместных находок диатомей и карбонатного планктона

ны. Поэтому, вероятно, правильнее было бы рассматривать выделенное биостратиграфическое подразделение в качестве «слоев с диатомеями». Во-вторых, ввиду отсутствия корреляций с палеомагнитной шкалой и с зонами по карбонатному планктону возраст флоры определен с долей условности. Другие три диатомовые ассоциации изучены в разрезе скв. 908А ODP, пробуренной на подводном хребте Ховгаард в проливе Фрама. Одна из них от-

Отдел	Подотдел	Зона по диатомеям [Fenner, 1985] (38-й рейс DSDP)	Зона по диатомеям [Scherer, Коç, 1996] (151-й рейс ODP)
Олигоцен	верхний	Thalassiosira irregulata	
		Pseudodimerogramma filiformis	
		Sceptroneis pupa	Sceptroneis pupa
	нижний		Sceptroneis fennerae
			Cymatosira praecompecta
		Pyxilla reticulata	
Эоцен	верхний	Hemiaulus polycystinorum	
			Actinoptychus irregularis
	средний	Coscinodiscus aff. tenerrimus	
		Praecymatosira monomembranacea	
Craspedodiscus oblongus			
	Trinacria excavata f. tetragona		
	Pyxilla oligocaenica		

Рис. 9. Корреляция зон по диатомеям, предложенных для расчленения эоцена–олигоцена в Норвежско-Гренландском бассейне по материалам 38-го рейса DSDP и выделенных в 151-м рейсе ODP (по: [Scherer, Коç, 1996])
Условные обозначения см. на рис. 7

несена к нижней части зоны *Sceptroneis pupa* и датирована началом позднего олигоцена (хотя Д.Феннер в своей зональной шкале для Норвежского моря [Fenner, 1985] относил эту зону к верхней части нижнего олигоцена). Другая ассоциация характеризует новую диатомовую зону *Sceptroneis fennerae*,

которая предложена для верхов нижнего олигоцена — основания верхнего олигоцена. Нижняя граница зоны проводится по уровню появления нового вида *Sceptroneis fennerae*, а верхняя — по уровню его исчезновения. Наиболее древний из трех диатомовых комплексов в разрезе скважины отне-

сен к новой зоне *Cymatosira praecompta* (вторая половина нижнего олигоцена). Нижняя граница последней, однако, не прослежена, поэтому рассматривать это подразделение в качестве зоны можно только с долей условности. Корреляции изученных ассоциаций с палеомагнитной шкалой отсутствуют, поэтому возраст флоры также определен с долей условности.

Таким образом, схемы для расчленения палеогена района Норвежско-Гренландского бассейна, где изучены наиболее представительные диатомовые комплексы, имеют ряд недостатков. К ним относятся несмыкаемость ряда биостратиграфических подразделений (так как разрезы охарактеризованы диатомеями не полностью и имеют ряд перерывов), а также отсутствие прямых корреляций с палеомагнитной шкалой и слабая степень сопоставления с зонами по карбонатному микропланктону. Кроме того, некоторые из этих подразделений выделены на основе анализа стратиграфического распространения неритических видов эндемичного типа, что во многом отражает региональные особенности развития флоры. Это затрудняет проведение корреляций со шкалами других районов.

Диатомовые олигоцена изучены также в разрезах глубоководных скважин, пробуренных в море Лабрадор. В составе найденных здесь комплексов одновременно зафиксировано присутствие элементов, входящих в состав ассоциаций низких широт, Норвежского моря и высоких южных широт [Baldauf, Monjanel, 1989]. В результате анализа было показано, что лабдорские комплексы можно с достаточной долей уверенности скоррелировать с зонами низких широт (зоны *Coscinodiscus excavatus* — *Rocella vigilans*) (см. рис. 4) и на этой основе отнести к нижнему олигоцену.

Таким образом, подводя итог анализу современного состояния зональных шкал палеогена по диатомеям, надо констатировать, что наименее детальной и обоснованной остается схема для палеоцена и нижнего эоцена. Для расчленения верхнего эоцена — олигоцена разработаны варианты шкал для трех обширных областей (низких широт, высоких широт Южного и Северного полушарий), что отражает усиление провинциализма диатомовой флоры Мирового океана, начиная с позднего эоцена. Степени их детальности и обоснованности также неодинаковы, что обусловлено разным количеством

данных по смене комплексов в непрерывных полных разрезах, а также недостатком прямых корреляций с палеомагнитной шкалой и зонами по карбонатному микропланктону.

Однако, несмотря на определенное несовершенство таких шкал, разработанных прежде всего по материалам глубоководного бурения в океанах, их создание имеет огромное значение, и прежде всего для региональных и межрегиональных корреляций. Например, это сделало возможным использование при работе с разрезами суши общих с океаном форм, с установленными интервалами стратиграфического распространения. В целом, такой анализ показал необходимость пересмотра возраста и объема многих выделенных ранее подразделений, относившихся к зонам.

Поэтому, например, были предложены новые варианты зональных региональных схем для расчленения и корреляции палеогена на территории европейской части бывшего СССР, в которых были использованы сопоставления с океаническими шкалами [Глезер, 1994–1996; Глезер, Степанова, 1994; Стрельникова, 1992; Радионова, 1996, 1998; Ольштынская, 1999; и др.]. Имея некоторые черты сходства, эти схемы, однако, характеризуются и рядом существенных отличий. Они заключаются не только в количестве выделяемых подразделений, но и в интерпретации возраста маркирующих биостратиграфических уровней, а соответственно и объема зон. Очевидно, прежде всего это связано с разным подходом к выделению границ стратиграфических подразделений при анализе диатомовой флоры, с неодинаковой оценкой пределов стратиграфического распространения маркирующих форм в океанических разрезах и разрезах эпиконтинентальных морей, а также с неоднозначной оценкой стратиграфического значения некоторых датированных уровней.

1.2.2. Неоген и квартал

Зональные схемы расчленения неогена и квартала отличаются большей детальностью по сравнению с палеогеном. Это объясняется тем, что остатки диатомовых широко представлены в разрезах верхнего кайнозоя практически во всех районах земного шара. Изучение большого количества материалов, полученных, в первую очередь, при глубоководном бурении, позволило достаточно детально проследить смену ископаемых ассоциаций в непрерывных разрезах и на этом основании предло-

жить дробные стратиграфические схемы. В настоящее время для расчленения морских отложений нескольких крупных областей (низкие широты, Южный океан, средние–высокие широты Тихого океана, Северная Атлантика, Норвежско-Гренландский бассейн) используются свои шкалы. Их зональные комплексы различаются по составу, а поэтому характеристики зональных границ основаны на фиксировании последовательности разных датированных уровней.

Низкие широты. Первые варианты зональных шкал для расчленения морских отложений приэкваториальных районов Тихого и Индийского океанов от средней части верхнего миоцена и моложе были предложены в 70-х годах прошлого столетия [Burckle, 1972; Bukry, Foster, 1973; Schrader, 1974a; Жузе, 1974; Jouse, 1974; Казарина, 1975, 1978]. В отличие от других схем, все датированные уровни, которые характеризовали зональные и внутризональные границы шкалы Л.Баркла, были впервые в практике диатомовой стратиграфии напрямую привязаны к палеомагнитной шкале [Burckle, 1972]. Это позволило реально оценить возраст и объем всех выделенных подразделений, представляющих собой последовательность смыкающихся между собой семи биостратиграфических зон (рис. 10). Несколько позже было показано, что устойчивая последовательность и изохронность этих датумплейнов прослеживаются в пределах всей тропической и субтропической Пацифики [Burckle, 1977, 1978; Burckle, Opdyke, 1977; Burckle, Trainer, 1979; и др.].

Одновременно в этих работах была впервые проведена прямая корреляция с палеомагнитной шкалой ряда дополнительных, важных в стратиграфическом отношении, датированных уровней. В то же время, полученные результаты показали, что корреляционные уровни, использованные в других схемах [Bukry, Foster, 1973; Schrader, 1974a], являются диахронными и неустойчивыми и поэтому не могут использоваться при детальном региональных корреляциях. Последующие исследования показали, что шкала Л.Баркла в качестве основы с успехом может использоваться при зональном расчленении морских отложений верхнего миоцена — голоцена не только Тихого [Gombos, 1975; Baldauf, 1985; Barron, 1980b, 1985 b,c; Barron, Keller, Dunn, 1985; Радионова, 1991; Baldauf, Iwai, 1995; и др.], но и Индийского [Burckle, Opdyke, 1977; Fourtanier, 1991a; и др.] океанов и Атлантики [Baldauf, 1984, 1986 a–c; Baldauf, Pokras, 1989; и др.]. Корреляция этих зон с палеомагнитной шкалой, выполненная

на основе последних данных, показана на рис. 10. Отметим, что схема для расчленения плиоценовых–плейстоценовых отложений Индийского океана, предложенная Г.Х. Казариной [1975, 1978], очень близка к шкале Л.Баркла: по существу, для характеристики границ в них использовались одни и те же датированные уровни.

В 70-х годах XX в. более древние диатомовые комплексы также были установлены в некоторых разрезах низких широт Пацифики, на основе чего были намечены важные в стратиграфическом отношении датированные уровни [Schrader, 1974b; Gombos, 1975; Burckle, 1978; Barron, 1981c] и предложены схемы зонального расчленения [Жузе, 1974; Jousé, 1974]. Однако зональная шкала высокой степени дробности, разработанная по материалам полных непрерывных разрезов, для интервала от верхов олигоцена до низов верхнего миоцена включительно была разработана только к середине 80-х годов. Это сделал Д.Бэррон на основе изучения диатомовых комплексов в разрезах глубоководных скважин, пробуренных в восточной части экваториальной Пацифики [Barron, 1983, 1985 b,c]. Подразделения этой шкалы представляют собой серию смыкающихся зон, границы которых проводятся по датированным уровням, сопоставленным с палеомагнитной шкалой (см. рис. 10) и зонами по карбонатному микропланктону. Необходимо отметить, что при этом для наиболее древней и молодой зон прослежены последовательные переходы к зональным подразделениям олигоцена и верхнего миоцена шкал, разработанных для низких широт, соответственно, Д.Феннер [Fenner, 1984a, 1985] и Л.Барклом [Burckle, 1972]. Таким образом, предложена дробная зональность для интервала верхний олигоцен — нижний неоген, для которого зональное расчленение практически отсутствовало или было только намечено. Несколько позже были получены дополнительные результаты по датировкам пределов распространения и степени изохронности важных в стратиграфическом отношении форм диатомей [Barron, 1992a, 2003; Baldauf, Iwai, 1995; Barron et al., 2004; Barron, 2005; и др.]. К настоящему времени выяснено, что в целом шкала Баркла-Бэррона (см. рис. 10) может широко применяться при расчленении и корреляциях морских неогеновых толщ в пределах тропических и субтропических широт Земли.

Южные высокие широты. Основы зонального расчленения морских неоген-четвертичных отложений антарктического и субантарктического регионов были заложены в 70-х годах XX столетия

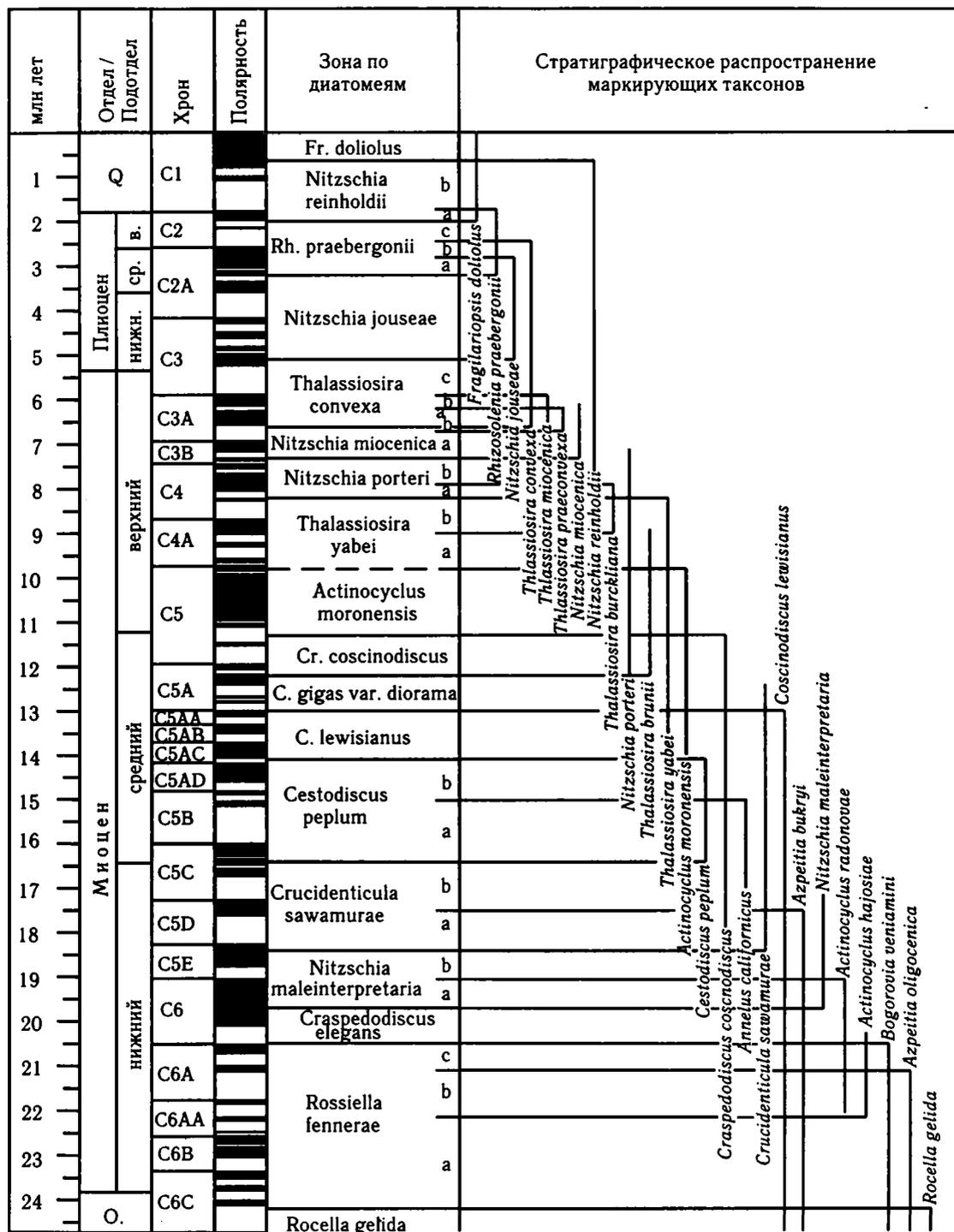


Рис. 10. Океаническая зональная шкала по диатомеям для расчленения неогена—квартера низких широт, сопоставленная с палеомагнитной шкалой У.Бергрена и др. [Berggren et al., 1995] (по: [Barron, Baldauf, 1995; Barron, 2003, 2005; Barron et al., 2004])

Зоны *Fragilariopsis doliolus* — *Nitzschia miocenica* по: [Burckle, 1972, 1977, 1978], более древние зоны — по: [Barron, 1983, 1985 а, в, 2005] и [Barron et al., 2004]

а—с — подзоны

Здесь и далее: О. — олигоцен, нижн. — нижний, ср. — средний, в. — верхний

при изучении диатомовых комплексов в колонках донных осадков и скважин глубоководного бурения [Donahue, 1967; Abbott, 1974; McCollum, 1975; Gombos, 1976; Schrader, 1976; и др.].

В начале 80-х годов по результатам изучения относительно полных разрезов глубоководных скважин были предложены более дробные зональные схемы расчленения среднего миоцена — квартера [Weaver, Gombos, 1981; Ciesielski, 1983]. В этих работах были, в частности, проведены корреляции ряда датум-плейнов с палеомагнитной шкалой и прослеживание их по площади. Это выявило локальный характер многих биостратиграфических подразделений схем 70-х годов, что обусловлено, с одной стороны, использованием для обоснования их границ форм, не имеющих широкого распространения в регионе, а с другой — тем, что наличие перерывов в разрезах не позволяло выяснить реальное положение некоторых датированных уровней и их стратиграфические соотношения. Дальнейшие исследования позволили усовершенствовать и детализировать шкалу на основе определения возраста используемых датированных уровней путем корреляции с палеомагнитной шкалой, прежде всего в разрезах скважин глубоководного бурения [Ciesielski, 1986; Gersonde, Burckle, 1990; Baldauf, Barron, 1991; и др.]. Последний вариант зональной шкалы для расчленения верхнего кайнозоя высоких южных широт, отличающийся высокой степенью дробности, разработан Д.Хэрвудом и Т.Маруямой [Harwood, Maruyama, 1992]. Для интервала от верхов верхнего олигоцена до квартера включительно в нем выделено 28 зон (рис. 11). Необходимо отметить, что датум-плейны, характеризующие зональные границы, напрямую привязаны к палеомагнитной шкале (см. рис. 11) и прослежены в широких пределах приантарктического и антарктического регионов.

Северные высокие и средние широты. Наиболее значительные результаты по детальному расчленению неогена высоких—средних широт Северного полушария получены к настоящему времени для Северной Атлантики и примыкающих морей (зональная шкала Северо-Тихоокеанского региона будет детально охарактеризована ниже в главе 2). На основе изучения диатомовых комплексов из разрезов скважин 38-го рейса DSDP в 70-х годах прошлого века было предложено два первых варианта зональных схем для района Норвежско-Гренландского бассейна. В первом из них [Schrader, Fenner, 1976] для интервала верхнего кайнозоя, начиная с нижнего миоцена, была выделена серия из 20 локаль-

ных зон (рис. 12). Во втором варианте [Dzinoridze et al., 1978; История..., 1979] для неогеновой части разреза выделение зон и слоев с диатомеями (см. рис. 12) проходило на основе корреляции их комплексов с ассоциациями подразделений зональной шкалы, предложенной к тому времени для Северо-Тихоокеанского региона И.Коизуми [Koizumi, 1973b, 1975 a,b]. Эти пионерские работы позволили получить первые общие сведения о составе неогеновых диатомовых ассоциаций и об интервалах стратиграфического распространения отдельных видов в регионе.

Однако по ряду причин предложенные схемы зонального расчленения имели существенные недостатки и поэтому были несовершенны. Во-первых, технология роторного бурения, использовавшаяся в те годы, не позволяла получать керны ненарушенной последовательности непрерывных разрезов скважин, а невысокий выход керна обусловил существенные пропуски в отборе образцов. Это приводило к тому, что разрезы были охарактеризованы диатомеями не полностью. Поэтому пределы стратиграфического распространения маркирующих видов и положение выделенных на этой основе зональных границ были определены в значительной мере условно. Во-вторых, из-за отсутствия прямых корреляций датированных уровней с палеомагнитной шкалой, их точные возрастные датировки не были определены. В-третьих, как показали дальнейшие исследования, несовершенство предложенных схем зонального расчленения обусловлено не совсем удачным выбором видов, появление или исчезновение которых характеризовали границы подразделений. В одном из вариантов шкалы [Schrader, Fenner, 1976] в качестве маркирующих часто использовались либо трудно идентифицируемые или эндемичные формы, либо виды, редко или спорадически встречающиеся в составе ассоциаций. Таким образом, смена диатомовых комплексов во многом отражала региональные особенности развития флоры, а многочисленные выделенные биостратиграфические подразделения являлись локальными. Все это обусловило трудность применения данной шкалы в сопредельных бассейнах и других высокоширотных районах.

В другом варианте схемы зонального расчленения [Dzinoridze et al., 1978; История..., 1979], которая отличалась меньшей степенью дробности, в качестве биостратиграфических маркеров были выбраны виды, в настоящее время относимые к родам *Denticulopsis* и *Neodenticula*. Однако, с одной стороны, их находки в неогеновых отложениях

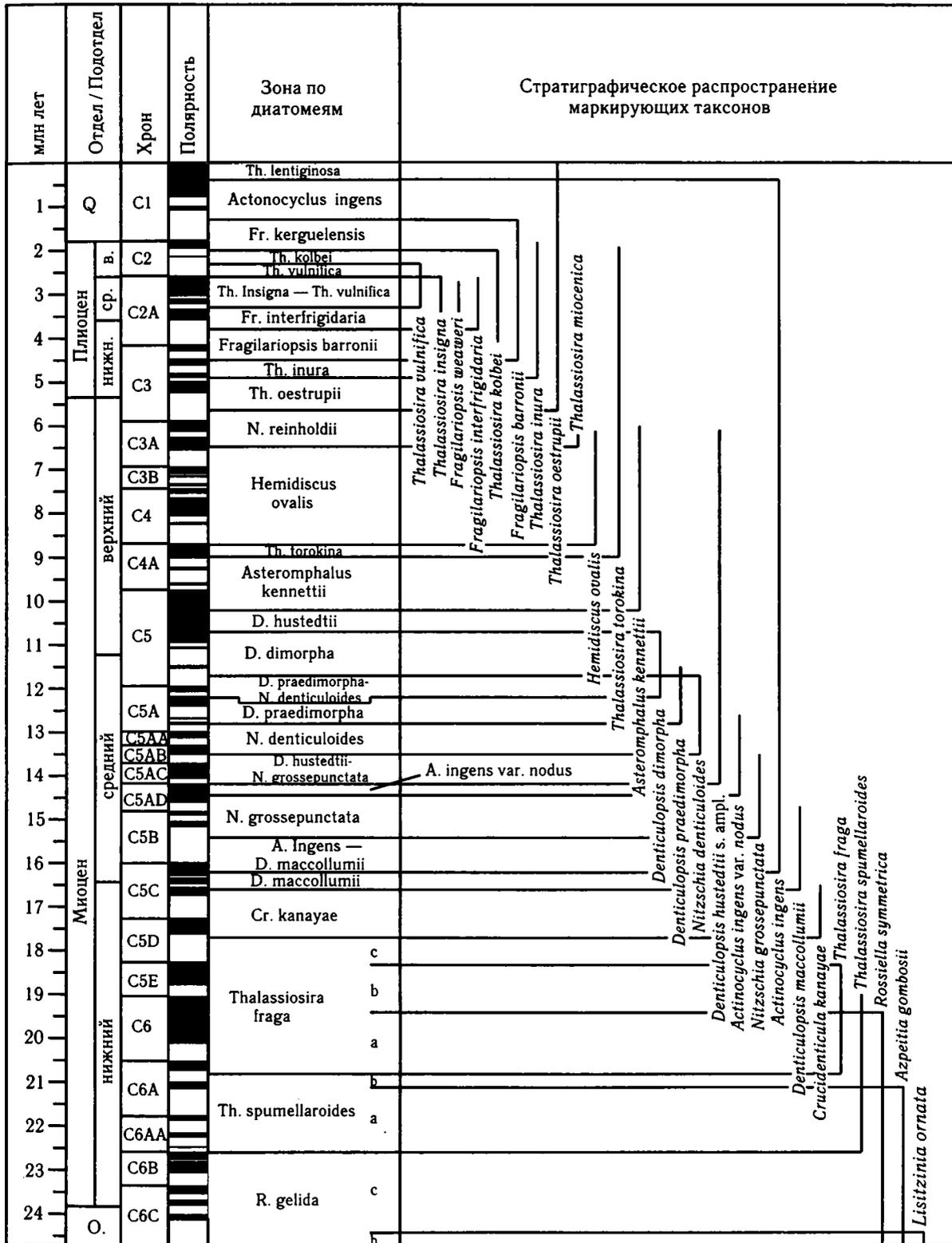


Рис. 11. Зональная шкала по диатомеям для расчленения неогена—квартера высоких южных широт, сопоставленная с палеомагнитной шкалой (по: [Harwood, Maruyama, 1992; Barron, Baldauf, 1995; Barron, 2003])
Условные обозначения см. на рис. 10

Отдел	Подотдел	Норвежское море (38-й рейс DSDP)		Северная Атлантика
		Зона по диатомеям [Schraeder, Fenner, 1976]	Слон с диатомеями [Dzinoridze et al., 1978]	Зона по диатомеям [Baldauf, 1984]
Q		Thalassiosira oestrupii		Pseudoeunotia doliolis
		Rhizosolenia barboi		Nitzschia reinholdii
Плиоцен	в.	Thalassiosira kryophila	Th. zabelinae	Nitzschia marina
	ср.		Denticula seminae — D. kamtschatica	Nitzschia jouseae
	нижн.			
Миоцен	верхний	Coscinodiscus marginatus	Denticula hustedtii	Nitzschia porteri — Nitzschia miocenica
		Denticula hustedtii		Coscinodiscus yabei
		Cymatosira biharensis		Dentic. praedimorpha
		Goniothecium tenue		Rhizosolenia barboi
	средний	Thalassiosira gravida f. fossilis — Coscinodiscus plicatus Denticula hyalina	Denticula hustedtii — Denticula lauta	Rhizosolenia praebarboi
		Rhizosolenia bulbosa	Denticula lauta	Coscinodiscus lewisianus
		Thalassiosira fraga	Raphidodiscus marylandicus	
		Nz. maleinterpretaria		
	нижний	Cosc. vigilans — Synedra jouseana		
		Pseudodimer. elegans		

Рис. 12. Корреляция биостратиграфических подразделений по диатомеям, предложенных для расчленения неогена Норвежского моря (материалы 38-го рейса DSDP) и высоких широт Атлантики
Условные обозначения см. на рис. 10

здесь очень редки, а с другой — достоверные данные по степени соответствия пределов стратиграфического распространения этих форм в регионах Норвежского моря и Северной Пацифики отсутствовали.

В 80-х годах XX столетия был достигнут значительный прогресс в отношении зонального расчленения неогена и квартера средних и высоких широт Северо-Атлантического региона. В первую очередь, это произошло в результате изучения диато-

мовых комплексов из разрезов скважин глубоководного бурения, проведенного Д.Бэлдауфом [Baldauf, 1984, 1986 a–c]. В итоге этих исследований было показано, что в целом в регионе Северной Атлантики прослеживается большинство зональных подразделений, разработанных в низких широтах Тихого океана Л.Барклом и Д.Бэрроном [Bugkle, 1972, 1977; Barrow, 1983, 1985 b,c]. Выяснилось, что из 47 датированных уровней, используемых в приэкваториальной Пацифике, 33 трассируются в той же последовательности и в разрезах Северной Атлантики (рис. 13). Основные различия при этом зафиксированы для среднего и верхнего миоцена: в среднем миоцене в Северной Атлантике выявлены 9 из 14 тихоокеанских датум-плейнов, а в верхнем — только 3 из 9, соответственно.

Таким образом, было показано, что некоторые маркирующие виды, типичные для восточной части Пацифики, либо отсутствуют в пределах Северной Атлантики, либо встречаются спорадически. Корреляции датум-плейнов верхнего плиоцена — квартера в североатлантических разрезах с палеомагнитной шкалой выявили, что некоторые из них отчасти диахронны по отношению к таковым низких широт Тихого океана. Корреляция же датированных уровней миоцена — нижнего плиоцена с подразделениями по наннопланктону, а также их одинаковая последовательность в обоих регионах свидетельствовали об изохронности в Тихом и Атлантическом океанах.

Д.Бэлдауф показал, что при расчленении нижнего миоцена — низов верхнего миоцена в средних широтах Северо-Атлантического региона в целом прослеживаются зональные подразделения, выделенные в этом интервале в экваториальной Пацифике Д.Бэрроном (см. рис. 10). Однако для высоких широт Северной Атлантики (где диатомеи изучены только из разрезов верхов среднего миоцена — квартера) вместо двух зон, охватывающих интервал от верхней части среднего миоцена до начала верхнего миоцена (зоны *Coscinodiscus gigas* var. *diorama*, *Craspedodiscus coscinoniscus* и *Actinocyclus moronensis*; см. рис. 10), были выделены другие три зоны — *Rhizosolenia (Proboscia) praebarboi*, *Rhizosolenia (Proboscia) barboi* и *Denticulopsis praedimorpha* (см. рис. 12). Это объяснялось тем, что виды, маркирующие зональные границы этого интервала в экваториальной части Тихого океана, в разрезах высоких широт Атлантики отсутствовали (в отличие от таковых средних широт), т.е. использовать здесь соответствующие зоны не представлялось возможным.

Поэтому для характеристики границ выделенных для более северных районов Атлантики биостратиграфических подразделений выбраны виды, которые типичны для этих широт и отсутствуют в средних широтах или имеют там неустойчивые пределы стратиграфического распространения. В отношении более молодых отложений Северной Атлантики (начиная с верхней части верхнего миоцена) показано, что при их расчленении с небольшими модификациями может быть использована шкала Л.Баркла для низких широт в менее детальном ее варианте (см. рис. 12 и 10).

Работы по детализации зональных шкал Северного полушария продолжались в конце 80-х и в 90-х годах прошлого столетия. Среди них надо отметить исследования по сравнительному анализу некоторых датированных уровней, используемых при зональном расчленении разрезов Норвежского моря, Северной Атлантики и Северной Пацифики, а также по выделению дополнительных уровней, в частности, с использованием количественных методов [Bodén, 1991–1993]. В результате, путем прямых корреляций с палеомагнитной шкалой был определен и уточнен абсолютный возраст ряда важных неогеновых биостратиграфических маркеров для каждого региона. Было также показано, что некоторые датум-плейны, которые являются общими для трех регионов, имеют в них разные возрастные датировки.

Недавно опубликованы новые данные по зональной стратиграфии неогена и квартера, которые были получены в результате изучения диатомовых комплексов из разрезов новых скважин глубоководного бурения (ODP) в Норвежско-Гренландском бассейне [Coş, Scherger, 1996]. Авторы указали на существенные недостатки предыдущих шкал, предлагавшихся для этого региона, а также на невозможность применения здесь зональных подразделений Северной Атлантики, преимущественно основанных на более тепловодных видах.

Поэтому была сделана попытка подойти к разработке обоснованной детальной биостратиграфической схемы, которая могла бы быть использована в пределах северных акваторий. Такие исследования велись на основе прослеживания изменений в составе диатомовых ассоциаций в практически непрерывном разрезе скв. 907 ODP, пробуренной в восточной части Исландского подводного плато. Для расчленения верхнего кайнозоя, начиная со среднего миоцена (с отметки около 13,6 млн лет назад) и моложе, были выделены 11 биостратиграфических интервалов с диатомеями (рис. 14). Все

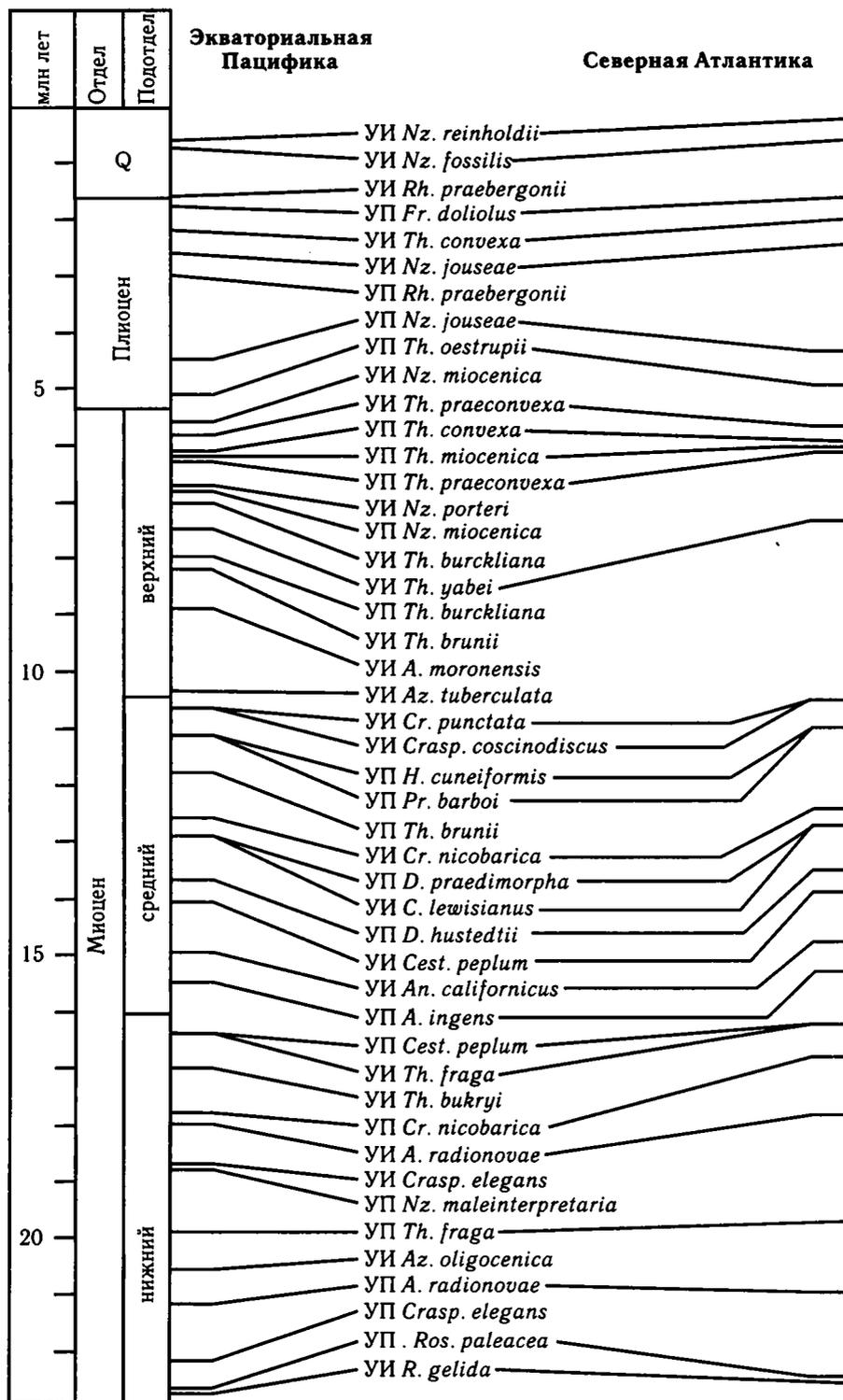
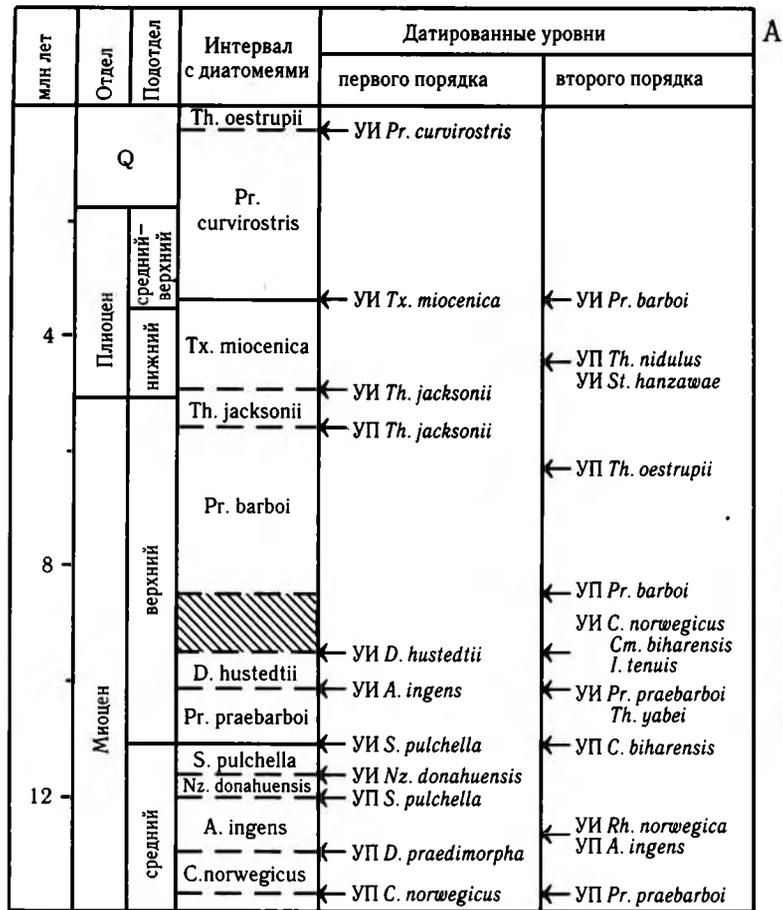


Рис. 13. Сравнение стратиграфической последовательности диатомовых датированных уровней неогена в экваториальной Пацифике и Северной Атлантике (по: [Baldauf, 1984, 1986b], с дополнениями)

УП — уровень появления, УИ — уровень исчезновения, Q — четвертичная система

Nz. — *Nitzschia*, *Rh.* — *Rhizolenia*, *Fr.* — *Fragilariopsis*, *Th.* — *Thalassiosira*, *A.* — *Actinocyclus*, *Az.* — *Azpeitia*, *Cr.* — *Crucidentacula*, *Crasp.* — *Craspedodiscus*, *H.* — *Hemidiscus*, *Pr.* — *Proboscia*, *D.* — *Denticulopsis*, *Cest.* — *Cestodiscus*, *An.* — *Annelus*, *Ros.* — *Rossiella*, *R.* — *Rocella*



А

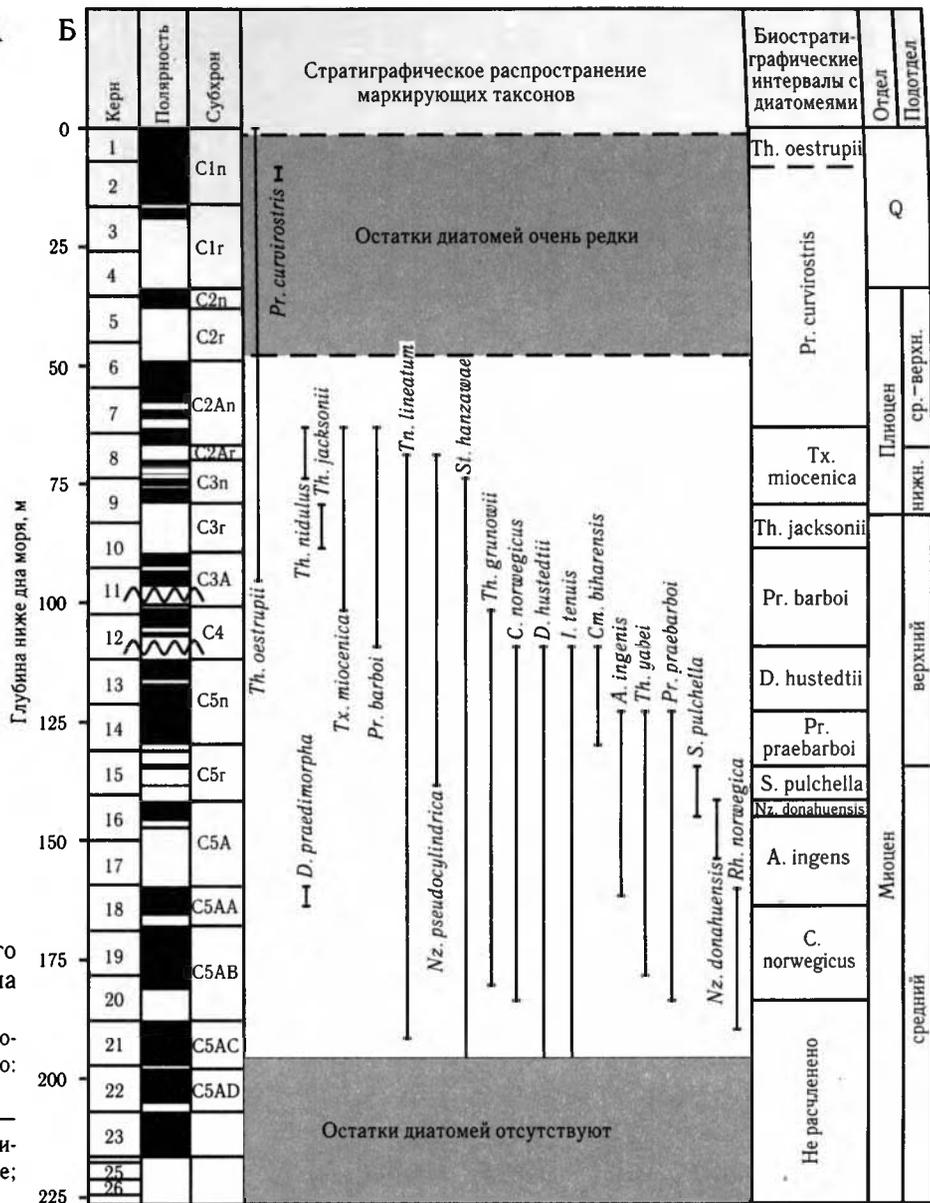


Рис. 14. Датированные уровни (А) и схема биостратиграфического расчленения среднего миоцена — квартера по диатомеям для района Исландского плато (Б) (по: [Коф, Scheger, 1996])

Показаны стратиграфическое распространение маркирующих видов и сопоставление датированных уровней с магнитостратиграфической шкалой (по: [Cande, Kent, 1992]) в разрезе скв. 907А ODP

Q — четвертичная система, ср. — средний, верхн. — верхний, нижн. — нижний; волнистыми линиями показаны возможные несогласия; косой штриховкой — временной интервал, отложения которого отсутствуют в разрезе; УП — уровень появления; УИ — уровень исчезновения

Th. — *Thalassiosira*, *Tx.* — *Thalassiothrix*, *Tn.* — *Thalassionema*, *Pr.* — *Proboscia*, *D.* — *Denticulopsis*, *Nz.* — *Nitzschia*, *Cm.* — *Cymatosira*, *A.* — *Actinocyclus*, *C.* — *Coscinodiscus*, *S.* — *Synedra*, *Rh.* — *Rhizosolenia*, *I.* — *Ikebea*, *St.* — *Stephanonia*

датированные уровни, характеризующие границы этих подразделений, напрямую были скоррелированы с палеомагнитной шкалой, что позволило точно определить их возраст.

Необходимо отметить два важных момента. Во-первых, в качестве маркирующих были выбраны виды, которые, с одной стороны, типичны для всего Норвежско-Гренландского бассейна, а с другой — постоянно представлены в комплексе и имеют четкие пределы стратиграфического распространения. Во-вторых, было выявлено, что в разрезах разных районов высоких северных широт, включая и Северную Пацифику, уровни появления и/или исчезновения многих общих для них форм являются диахронными — в первую очередь, это относится к плиоценовым и четвертичным уровням.

В последние годы изучение материалов по разрезам глубоководных скважин, пробуренных в высоких широтах Северо-Западной Атлантики севернее 60° с.ш., позволило внести уточнения в верхнюю часть зональной шкалы этого региона [Koç, Flower, 1998; Koç et al., 1999]. Они коснулись интервала, охватывающего самую верхнюю часть плиоцена и четвертичный отдел, где были выделены дополнительные датированные уровни. Следует подчеркнуть, что эти уровни были не только напрямую скоррелированы с магнитостратиграфической шкалой в разрезах, но и сопоставлены с изотопно-кислородными ярусами, что позволило очень точно оценить их возраст.

Таким образом, к настоящему времени для расчленения неогеновых и четвертичных морских отложений разных широтных зон разработаны и используются различные зональные шкалы по диатомеям, различающиеся по степени дробности. Они обычно имеют широкорегиональный масштаб, хотя определенный провинциализм этой группы сказывается на представительности зон в разных районах. Границы биостратиграфических зональных и внутризональных подразделений выделяются, как правило, на основе датированных уровней, которые во многих случаях напрямую скоррелированы с палеомагнитной шкалой, что позволяет реально оценивать их возраст. В качестве биостратиграфических маркеров в шкалах используются различные виды, типичные для данной обширной области и имеющие в ее пределах устойчивые границы стра-

тиграфического распространения. Показано также, что некоторые общие для разных регионов формы, имеют в них неодинаковые возрастные характеристики.

В дополнение следует отметить, что многие специалисты, изучающие диатомовую флору или наннопланктон, одновременно исследуют и силикофлагеллят — группу морских одноклеточных кремневых жгутиковых планктонных микроводорослей. Разнообразие их на несколько порядков ниже, чем у диатомовых, а диагностирование в значительной мере легче. Распространение силикофлагеллят в морских бассейнах столь же широкое, как и у диатомей, и также зависит от климатических факторов, хотя именно диатомеи являются основными продуцентами биогенного кремнезема и его поставщиками в донные осадки при осадконакоплении (см. ниже). Как показали многочисленные исследования, силикофлагелляты очень полезны при определении возраста вмещающих пород и палеоклиматических реконструкциях. К настоящему времени, прежде всего, по материалам глубоководного бурения, предложены зональные шкалы по силикофлагеллятам (менее дробные по сравнению с диатомовыми) и намечены их сопоставления с зонами по другим группам микрофоссилий [Bukry, 1974 a,b, 1981, 1995b; Perch-Nielsen, 1985; и др.].

1.3. Роль диатомей в осадконакоплении и породообразовании.

Палеоокеанографические построения на основе изучения диатомовой флоры. Возможность проведения реконструкций для кайнозоя Северо-Тихоокеанского региона

Выше (в разделе 1.2) был дан общий обзор современного состояния и достижений детальной диатомовой стратиграфии кайнозоя разных районов. В него, однако, не вошли анализ и оценка той роли, которую играли и играют диатомеи в морских экосистемах, а также в процессах седиментации и породообразования. Обсуждению этих вопросов, а также возможности проведения различного рода палеоокеанографических реконструкций с помощью интерпретации диатомовых комплексов посвящена следующая часть работы.

1.3.1. Положение диатомовых водорослей в морских экосистемах

В настоящее время диатомеи, относящиеся к особому самостоятельному отделу низших водорослей *Bacillariophyta*, населяют практически все морские бассейны Земли. Они представляют собой одноклеточные планктонные или бентосные автотрофные микроорганизмы с наружным кремнистым скелетом (панцирем), живущие одиночно или соединенные в колонии. Размеры диатомовых от менее чем 1 мкм до более чем 1000 мкм, однако большая их часть имеет размеры от 10 мкм до 100 мкм. Как фотосинтезирующие организмы, диатомеи развиты в фотической зоне толщи морских вод, т.е. до глубины около 100 м от поверхности. Среди планктона обычно различают две большие группы: 1) океанический планктон (голопланктон), представители которого характерны для открытого океана и проводят в нем все стадии жизненного цикла; 2) неритический планктон — формы, характерные для относительно мелководных морских зон, на дне которых они в ряде случаев могут проводить часть своего жизненного цикла. В некоторых случаях среди неритического планктона различают меропланктонные формы — типичные для областей континентальных шельфов и проводящие часть своего жизненного цикла на морском дне в виде спор, а также тихопелагические — развитые в мелководных прибрежных зонах и проводящие на дне большую часть этого цикла.

В морских экосистемах планктонные диатомеи играют весьма значительную роль: составляя по биомассе более 90% массы всех водорослей, они поставляют около 70% органического вещества океанов [Лисицын, 1978, 1981; Галеркин и др., 1982] и являются важнейшим звеном в цепочке пищевых связей, так как представляют собой основной источник питания для зоопланктона, создавая его пищевой ресурс. Таким образом, часть солнечной радиации, ассимилированная в процессе фотосинтеза, переходит в энергию органических соединений и затем передается с одного трофического уровня на другой. В целом, диатомовые продуцируют до 50% общего органического вещества планеты [Николаев и др., 2001].

1.3.2. Диатомеи как основные продуценты биогенного кремнезема

К настоящему времени установлено, что в современных океанах и морях диатомеи являются наиболее распространенными кремнистыми план-

ктонными организмами во взвеси морских вод, а пояса кремнистой взвеси совпадают с поясами массового развития диатомовых [Lisitzin, 1972; Calvert, 1974; Лисицын, 1978; и др.]. В конечном счете, количество растворенного аморфного кремнезема в поверхностных водах, извлекаемого фитопланктоном (т.е. связываемого диатомеями в панцири), отражает степень относительной продуктивности диатомовой флоры. Планктонные диатомеи являются не только основными продуцентами биогенного кремнезема, но и главными его поставщиками в донные осадки при осадконакоплении. На долю диатомовых приходится более 90% современного морского кремнезема [Лисицын, 1978].

Таким образом, экстракция растворенного кремнезема и перевод его в панцири происходит только в верхних слоях воды, где в зоне фотосинтеза имеется достаточное количество света. Такие условия существуют не везде, поэтому развитие и степень продуктивности диатомовых, а также значения биомассы фитопланктона в морских бассейнах неоднородны, так как они находятся в зависимости от насыщенности поверхностных вод не только кремниевой кислотой, которая используется при создании панцирей, но также и минеральными питательными веществами, необходимыми для жизнедеятельности — в первую очередь, нитратами и фосфатами [Lisitzin, 1972; Семина, Тархова, 1970; Семина, 1974; Calvert, 1974; Лисицын, 1978; Семина, Зернова, 1989; и др.]. Распределение этих элементов, так же как и степень освещенности в зоне фотосинтеза, не равномерны в разных районах Мирового океана [Семина, 1974; и др.]. Наиболее массовое развитие диатомей происходит в тех его зонах, поверхностные воды которых характеризуются высоким содержанием упомянутых питательных веществ.

В Мировом океане, на основании данных по значениям концентрации аморфного кремнезема, а также первичной продукции, можно выделить три основных пояса высокой продуктивности [Lisitzin, 1972; Calvert, 1974; Лисицын, 1978]: два в средних-высоких широтах и один (более слабый) — в экваториальной области (рис. 15, 16).

Так как в целом, концентрация свободного кремнезема в поверхностных водах ниже, чем в глубинных, из-за того, что он вместе с другими минеральными солями постоянно извлекается планктоном, для продуктивного развития микроорганизмов необходимы новые поставки этих веществ.

Наибольшее обогащение верхних слоев может происходить, во-первых, за счет подъема к поверх-

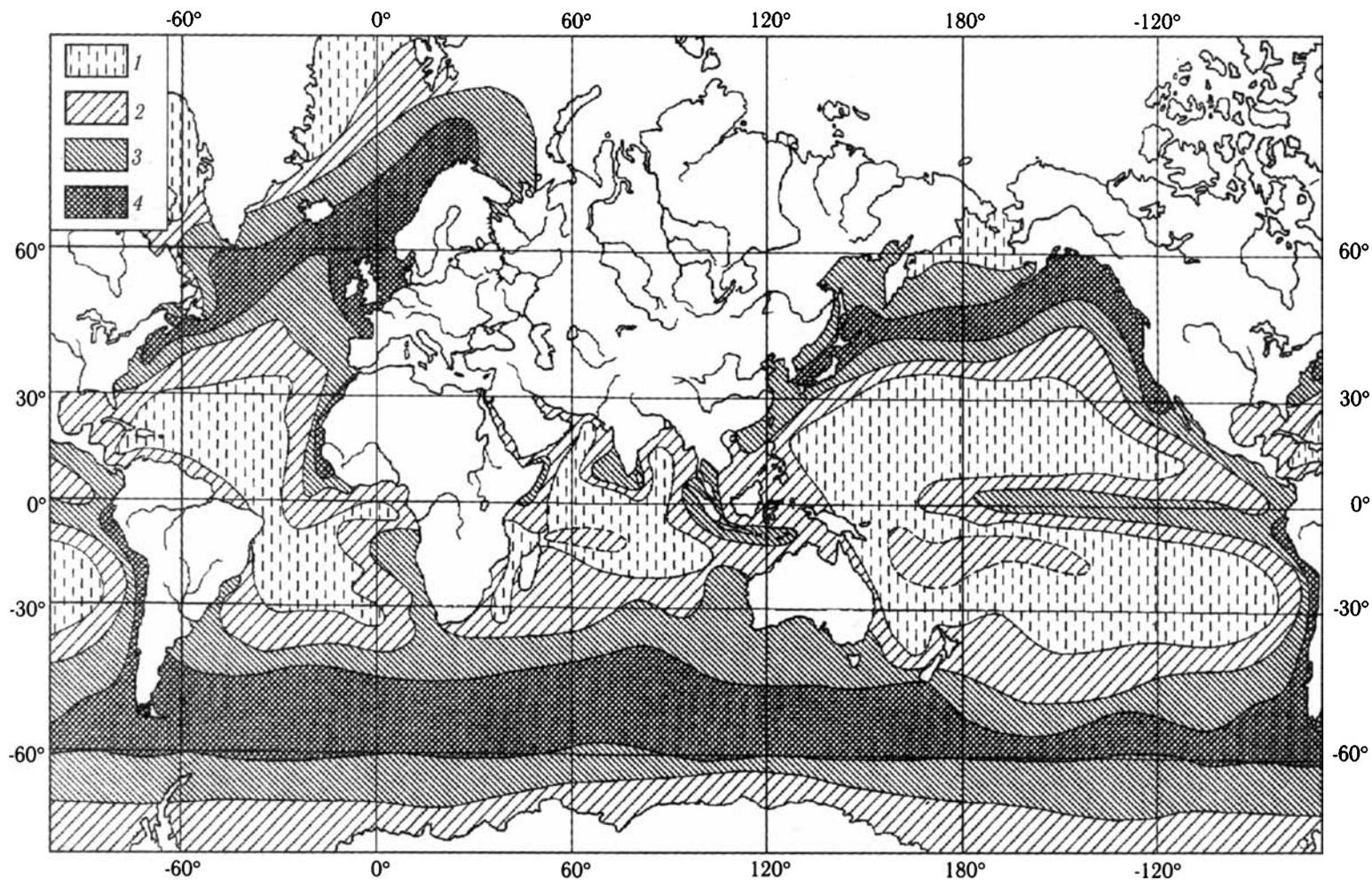


Рис. 15. Продукция биогенного кремнезема в океанах, г/м²/год

Абсолютные массы за год, определенные по первичной продукции $C_{\text{орг}}$ и отношению $\text{SiO}_{2\text{аморфн}}/C_{\text{орг}}$ во взвеси): 1 — менее 100; 2 — от 100 до 250; 3 — от 250 до 500; 4 — более 500 (по: [Lisitzin, 1972; Лисицын, 1978])

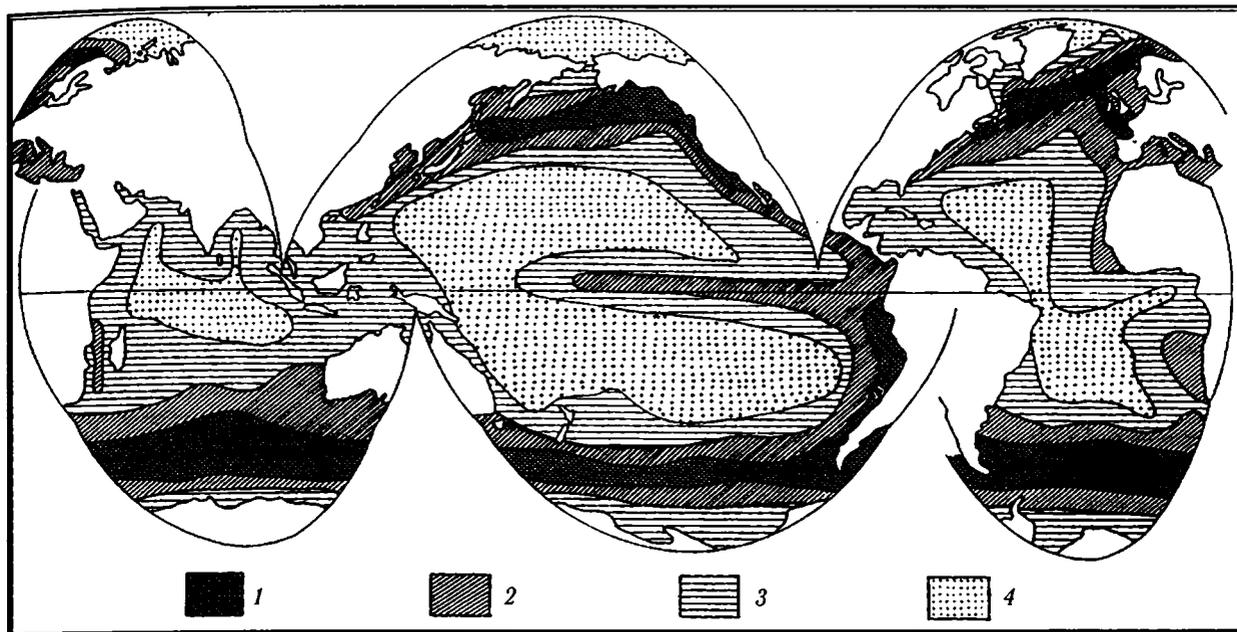


Рис. 16. Скорость экстракции растворенного кремнезема (в $г/м^2/год$) фитопланктоном в поверхностных водах разных районов Мирового океана (по: [Lisitzin, 1972; Calvert, 1974])

1 — более 500; 2 — 500–250; 3 — 250–100; 4 — менее 100

ности глубинных вод, в которых имеется огромный запас минеральных солей. Однако во многих случаях при наличии резкого термоклинного барьера подъем придонных вод, которые являются более холодными и плотными, а поэтому и более тяжелыми по сравнению с поверхностными, возможен только при определенных обстановках. К районам, где может происходить такой процесс, в океанах в первую очередь относятся зоны, в которых происходит интенсивное вертикальное перемешивание различных водных масс за счет дивергенций и циклонических круговоротов. Здесь поверхностные воды обогащены питательными веществами, которые извлекаются диатомовыми и другими представителями фитопланктона, а апвеллинги осуществляют поставку новых порций таких веществ, необходимых для поддержания высокого уровня биопродуктивности и роста кремнистых микроорганизмов. И, напротив, в стабильных районах с устойчивыми водами и слабым вертикальным перемешиванием (зоны конвергенции) поверхностные воды недонасыщены питательными элементами, так как их поступление из глубинных слоев ограничено. Такие районы совпадают с центральными частями больших океанических круговоротов, как в Северном, так и в Южном полушариях.

Во-вторых, подъем вод происходит также в районах региональных апвеллингов, приуроченных к при-

брежным зонам западных окраин материков, за счет сгонных явлений, в конечном итоге за счет силы Кориолиса. Наиболее показательными в этом отношении являются в первую очередь районы, примыкающие к побережью Калифорнии, Перу и юго-западной части Африки, поверхностные воды которых характеризуются массовым развитием диатомей.

Высокая продуктивность кремнистого микропланктона характерна также для апвеллинговых зон, находящихся на стыке разнонаправленных поверхностных течений в экваториальных районах восточных частей Тихого, Атлантического и Индийского океанов, обусловленных асимметричным расположением поверхностных ветров относительно экватора.

Однако самые высокие концентрации свободного кремнезема и минеральных солей, а соответственно и наибольшая продуктивность диатомовых, характерны для более холодноводных областей океанов приантарктических районов, расположенных к югу от примерно 55° ю.ш., а также Тихого океана между 40° и 60° с.ш. Это объясняется тем, что в целом в этих областях разница между температурами океанических поверхностных и глубинных вод не очень значительна. Поэтому отсутствие резкого термоклина регулярно дает возможность поверхностным и глубинным водам относительно свободно интенсивно перемешиваться. Это происходит, когда в резуль-

тате охлаждения поверхностных вод на шельфах они опускаются на абиссальные глубины, а их место занимают поднимающиеся придонные воды. Благодаря этому фотическая зона практически постоянно обогащена минеральными солями, подъем которых из глубин к поверхности в окраинных морях (например, в Охотском и Беринговом) усиливается прибрежным апвеллингом, вызванным результатом деятельности сгонных ветров, направленных от континента. В Северной Атлантике перемешивание в зимний период также приводит к обогащению поверхностных вод питательными веществами.

Подобно другим планктонным организмам, видовой состав диатомовой флоры в первую очередь зависит от температуры поверхностных вод, т.е. от климатической зональности, когда различным географическим зонам соответствует флора определенного видового состава. В зависимости от положения климатических зон и деятельности течений в океанах существуют различные поверхностные водные массы, которые характеризуются определенными режимами температур и солености. Этим массам соответствуют ассоциации диатомей определенного видового состава с разными доминантами. Кроме того, распространение некоторых видов ограничено определенной поверхностной водной массой, т.е. они являются наиболее для нее показательными и в благоприятных условиях обычно дают массовое развитие [Жузе, 1961а, 1962, 1968а]. В течение года в пределах одной водной массы обычно происходит также смена доминирующих в ассоциациях видов, что вызывается сезонными изменениями температуры вод, освещенности и степени насыщенности минеральными веществами. В частности, сезонные апвеллинги могут быть причиной интенсивного развития определенных форм.

Таким образом, диатомеи как наиболее распространенные кремнистые планктонные организмы являются основными продуцентами биогенного кремнезема в современных океанах и морях. Продуктивность диатомовой флоры в целом отражает степень обогащенности поверхностных вод кремнеземом и другими питательными веществами. Это объясняет особенности распределения диатомей в морских бассейнах. Кроме того, приуроченность диатомовых ассоциаций определенного систематического состава к различным водным массам и морским зонам позволяет использовать эту группу микроорганизмов в качестве индикатора условий и режимов среды поверхностных вод, в первую очередь, температурных. В большинстве случаев при проведении различного рода палеоокеанографических реконструкций

для кайнозоя используется принцип актуализма. Вот почему для таких реконструкций необходимо учитывать данные по особенностям распределения современной морской диатомовой флоры в зависимости от широтной климатической зональности и характеристик различных водных масс в океане, которые лежат в основе биогеографического и, в частности, фитогеографического, районирования. Выводы, вытекающие из тщательного изучения связей и изменений в современных морских экосистемах, очень важны в отношении их проецирования на более древние эпохи. Поэтому ниже дается краткий анализ этих вопросов, прежде всего, по отношению к северной части Тихоокеанского региона, которая является объектом нашего исследования.

1.3.3. Современные климатические зоны и водные массы Северной Пацифики

Широтная зональность в океанах

Как известно, климат Земли определяется прежде всего солнечной энергией, количество которой зависит от угла падения лучей на поверхность. Это ставит определенные зоны, расположенные параллельно экватору, в разные условия нагрева и освещения Солнцем, что предопределяет широтную зональность. Возникновение широтных термических зон с разным нагревом земной поверхности вызывает движение воздушных и водных масс, что в сочетании с отклоняющим влиянием вращения Земли приводит к возникновению общей системы циркуляции атмосферы и гидросферы и к возникновению зональности климатов. Поэтому при широтно-зональном физико-географическом делении уже достаточно давно выделяются географические пояса или зоны, которые характеризуются известной общностью термических и других условий.

Зональность климатов, в свою очередь, обуславливает зональность гидрологических, химических и других природных процессов в океанах, отражаясь как в широтном распределении биотических сообществ и трофических зон, так и в характере осадочного процесса, определяя зональные различия в скорости осадконакопления и составе фаций [Лисицын, 1978, 1981; Kennett, 1982; Мурдмаа, 1987; и др.]. Причем зональность распределения жизни в океане и количественно и качественно имеет прямое отношение к седиментации, так как определяет возможности и места накопления биогенных осадков на дне,

т.е. наблюдается определенное распределение продуктивных и непродуктивных климатических зон. Таким образом, проявление взаимосвязанных физико-географических и биологических факторов определяет широтное расположение природных зон в океане, их повторяемость в обоих полушариях и качественное своеобразие каждой зоны. Поэтому широтные температурные различия выступают как первичный фактор биогеографической дифференциации. Как установлено, широтная зональность проявляется, хотя и в ослабленном виде, вплоть до максимальных глубин Мирового океана.

Так как объектом нашего исследования является диатомовая флора, являющаяся неотъемлемой частью морских экосистем, необходимо иметь представление об особенностях океанической циркуляции и о характеристике водных масс, которые определяют закономерности ее (флоры) распространения в Мировом океане.

Общие черты современной океанической циркуляции и водные массы

К настоящему времени в распределении природных зон выявлена разная степень асимметрии по отношению к экваториальной и двум меридиональным плоскостям, условно разделяющим земной шар. Это обусловлено неравномерным распределением суши и моря на земной поверхности, что, вместе с циркуляцией атмосферы и вращением Земли, определяет асимметрию в распределении основных океанических течений. В целом, в Мировом океане представлено чередование крупномасштабных циклонических и антициклонических круговоротов (разнонаправленных в Северном и Южном полушариях), разделенных переходными зонами между водными массами с разными физическими свойствами — фронтальными зонами, или фронтами. Поэтому ширина соответствующих зон в Северном и Южном полушариях неодинакова. Еще больше асимметрия проявляется относительно меридиональных плоскостей симметрии, в частности, в Тихом океане, который имеет большое широтное протяжение.

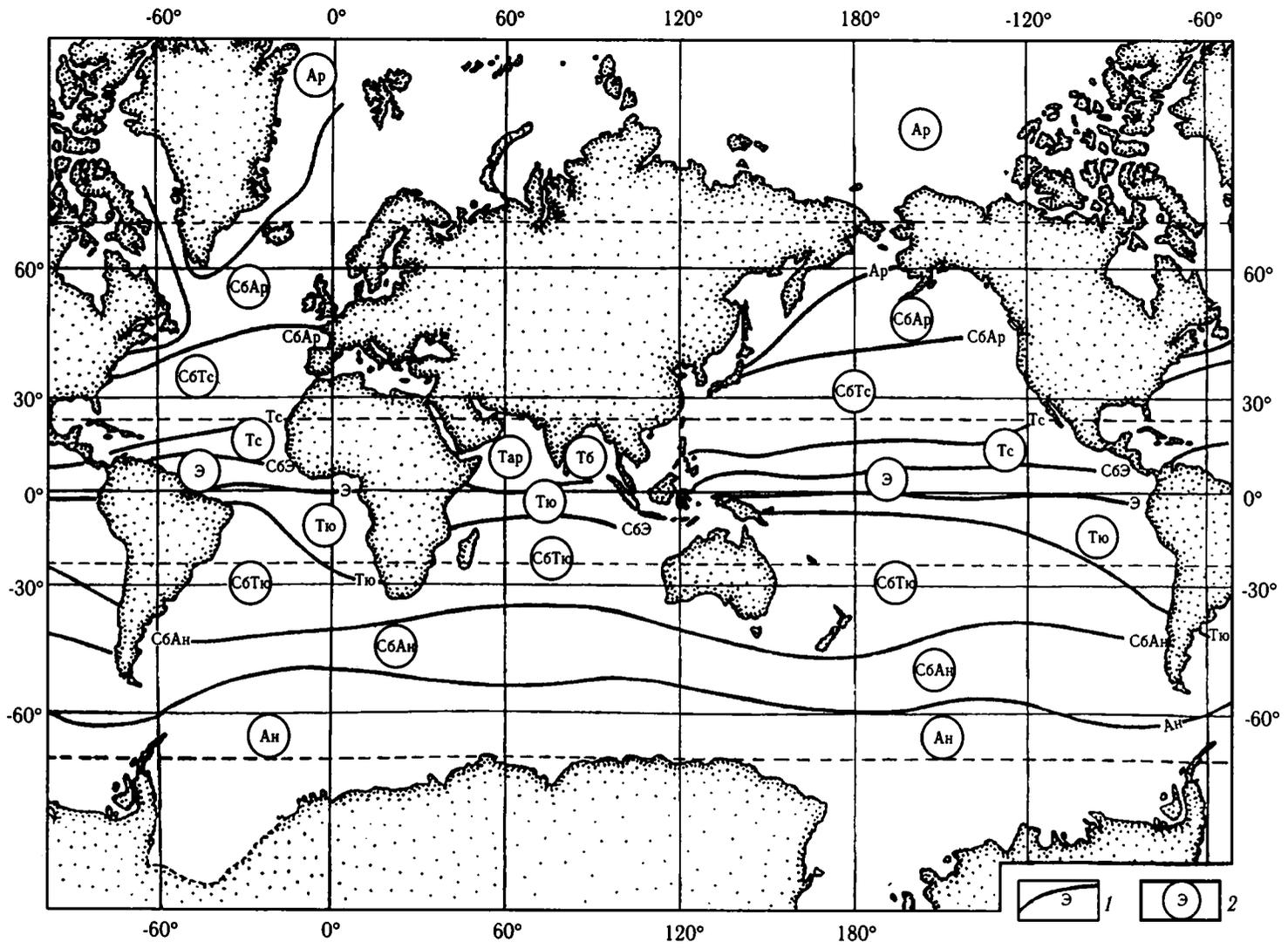
Поскольку широтная зональность океанов прежде всего обусловлена неравномерным распределением тепла и влаги на поверхности гидросферы, это приводит к неравномерности в распределении температуры и солености, вызывает стратификацию водной толщи и перемещение водных масс. Температурный режим в океанах определяется в основном теплообменом с атмосферой и системой цир-

куляции вод, которая осуществляет перенос энергии из низких широт, где Земля приобретает тепло, в высокие широты, где тепло теряется. Зональность атмосферных явлений над океаном тесно связана с зональностью океаносферы, что в целом определяется длительным сохранением общепланетарных природных условий и тесной взаимосвязью между атмосферой и океаном. Наиболее четко связи атмосферы и океаносферы выражены в верхнем слое вод. Зональность океаносферы определяется такими показателями, как зональное распределение температуры, солености и плотности вод (как в поверхностном слое, так и по вертикали), а также смесной циркуляционных систем [Степанов, 1974]. Распределение продуктивных и непродуктивных в отношении диатомей климатических зон в океане в первую очередь связано именно с особенностями вертикальной и поверхностной циркуляции.

Изучению свойств и динамики вод Мирового океана посвящено значительное количество литературы, в том числе, отечественной, в которой, в частности, приведен достаточно полный обобщающий анализ гидрологических и климатических характеристик океана [Добровольский, 1961; Бурков и др., 1973; Степанов, 1974; и др.]. В этих работах рассмотрен широкий круг вопросов, связанных с особенностями вертикальной структуры вод, распределением различных водных масс, чертами устойчивой циркуляции вод, а также физико-географической зональностью поверхностных вод. Кратко остановимся на основных положениях, изложенных в данных работах.

Водная толща Мирового океана по своим физико-химическим и биологическим характеристикам является неоднородной. Изучение особенностей распределения и изменения температуры и солености вод, а также их циркуляции, процессов перемещения и формирования свойств привели к выделению водных масс в океане. В первую очередь, выделение таких масс основано на различиях плотности слагающих их вод, что обусловлено различиями в температуре и солености вод.

Чаще всего под водной массой подразумевается сравнительно большой объем воды, который формируется в определенном районе океана, т.е. в конкретных физико-географических условиях, и обладает в течение длительного времени почти постоянным и непрерывным распределением физических, химических и биологических характеристик, составляющих единый комплекс. Соседние массы отделены пикноклинами, в которых происходит резкое изменение плотности воды. Изучение из-



42

Рис. 17. Поверхностные океанические водные массы и фронты (по: [Степанов, 1974])

1 — океанические фронты: Э — экваториальный, СбЭ — субэкваториальный, Тс — северный тропический, Тю — южный тропический, СбАр — субарктический, СбАн — субантарктический, Ар — арктический, Ан — антарктический

2 — водные массы (обозначения в кружках): Э — экваториальные, Тс — северотропические, Тю — южнотропические, Тар — тропические воды Аравийского моря, Тб — тропические воды Бенгальского залива, СбТс — северные субтропические, СбТю — южные субтропические, СбАр — субарктические, СбАн — субантарктические, Ар — арктические, Ан — антарктические

менения свойств вод по вертикали позволило выяснить, что существуют поверхностные (от 0 до 200–300 м), промежуточные (от 200–300 до 1500–2000 м), глубинные (от 1500–2000 до 4000 м) и придонные (более 4000 м) водные массы. Они различаются по своим свойствам и изменчивости, а также по динамике распространения и трансформации. Совокупность различных водных масс по вертикали называют структурой вод, или структурой водных масс. В каждой структуре одноименные по вертикальному расположению водные массы в разных географических регионах имеют разные свойства. Однако однотипные водные массы связывает общность их происхождения, близкие условия трансформации и распространения, сезонная и многолетняя изменчивость.

На перемещение водных масс большое влияние оказывают движения в атмосфере. Как уже говорилось выше, наиболее подвержены гидротермодинамическому влиянию всего комплекса атмосферных условий, в первую очередь температуры воздуха, осадков, ветров и влажности, поверхностные водные массы, в которых происходит образование первичного органического вещества. Поэтому в верхнем слое вод (около 200 м), определяющим весь ход биогенной седиментации, особенно велики изменения, связанные с широтной зональностью. Как уже говорилось, количество и состав планктона в конечном счете определяются поступлением в эвфотическую зону питательных солей из глубинных вод. Места такого поступления с глубины к поверхности обусловлены общей циркуляцией и в целом тоже протягиваются широтно.

По океанологическим показателям в Мировом океане различаются следующие основные поверхностные водные массы (рис. 17): экваториальные, тропические, умеренные (субтропические и субполярные) и полярные (арктические и антарктические) [Степанов, 1974]. Их границы простираются широтно в соответствии с границами климатических зон. Для каждой выделенной поверхностной водной массы типичны свои показатели температуры, солености, плотности, скорости горизонтального и вертикального перемешивания, содержания биогенных элементов, кислорода и пр. Таким образом, природная среда в поверхностном слое океанов также зональна, как и среда атмосферы над ними. В связи с тем, что в дальнейшем наш анализ ископаемых комплексов будет касаться севера Тихоокеанского региона, представляется целесообразным дать краткую характеристику поверхностных вод Северной Пацифики.

Основные черты температурного режима и циркуляции поверхностных водных масс в северной части Тихого океана

Расчеты объемов вод Тихого океана показали, что глубинные и придонные воды с температурой 0–4 °С и соленостью 34,5–34,8‰ занимают 73% всего объема океана, промежуточные воды пониженной солености с температурой 4–18 °С и соленостью 33,8–35,1‰ — 16,9%, теплые промежуточные воды — 5,3%, а поверхностные воды во всем диапазоне температуры и солености имеют долю объема всего 1,8% [Галеркин и др., 1982]. Несмотря на небольшой общий объем поверхностных вод, именно выделяемые среди них водные массы представляют для нас наибольший интерес. Это объясняется тем, что фитопланктон развит только в поверхностных водах и поэтому его состав и численность в первую очередь зависят от характеристик именно этих масс.

К настоящему времени в целом установлено, что в Мировом океане область интенсивного нагрева между 25° с. и ю.ш. занимает около 45% от его площади, а области наиболее интенсивной теплоотдачи к северу от 65° с.ш. и к югу от 65° ю.ш. — всего 6,5% [Галеркин и др., 1982]. Особенности Тихого океана состоят в том, что доля экваториально-тропического «нагревателя» в нем составляет более 50%, а «холодильник» к северу от 65° с.ш. на экватории отсутствует. Влияние Северного Ледовитого океана ограничено только узким Беринговым проливом и Беринговым морем (которые уменьшают поток холодных вод к югу). В верхнем деятельном слое океана от поверхности до глубины 200–300 м распределение изотерм на горизонтальной плоскости в основном зонально, за исключением районов с меридиональным переносом вод течениями. Особенно сильные нарушения зональности наблюдаются у восточных и западных берегов океана, где меридиональные потоки замыкают основные круговороты вод океанической циркуляции.

Как уже говорилось, движение поверхностных водных масс определяется закономерностями существующей глобальной океанической циркуляции. Крупномасштабная, наиболее устойчивая циркуляция океана формируется двумя основными факторами, действующими на его поверхности: напряжением трения ветра и процессом неравномерного в пространстве нагрева и охлаждения. К настоящему времени проведен анализ гидрологических и климатических характеристик вод северной части Тихого океана и предложены схемы географиче-

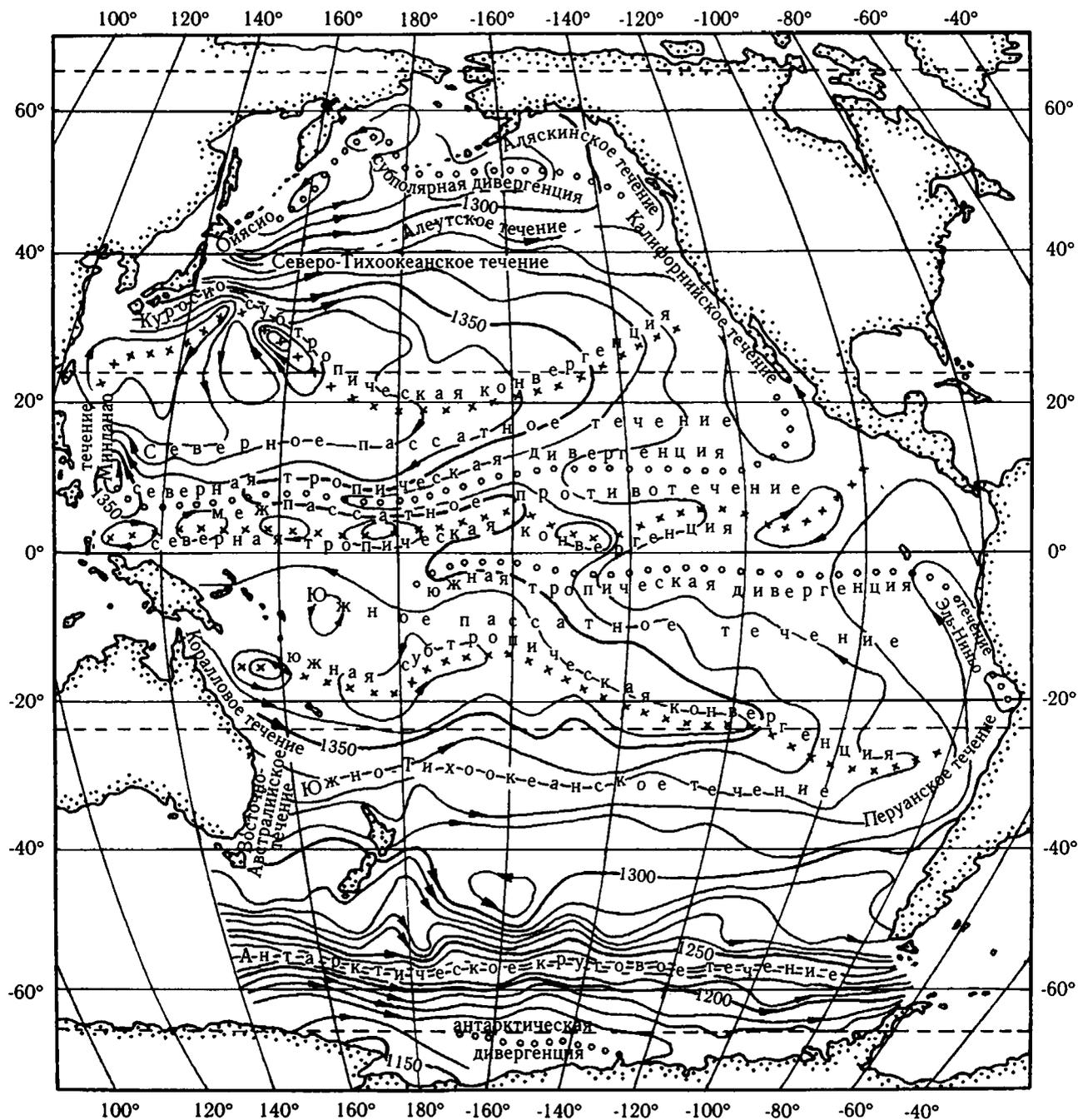


Рис. 18. Основные циркуляционные системы приповерхностных течений Тихого океана (по: [Галеркин и др., 1982])

ского районирования [Добровольский, 1961; Радзиховская, Леонтьева, 1968; Бурков, 1972; Бурков и др., 1973; Степанов, 1974; Tabata, 1975, 1976; Лебедев и др., 1981; Галеркин и др., 1982; и др.].

Поверхностная циркуляция вод северной части Тихого океана. Циркуляция атмосферы над Северной Пацификой определяется двумя основны-

ми областями атмосферного давления: Северо-Тихоокеанским максимумом и Алеутским минимумом. Такое распределение давления обуславливает господство в тропических и субтропических широтах северо-восточных ветров (пассатов) и сильных западных ветров в умеренных широтах; для западного сектора характерна муссонная циркуляция атмосфе-

ры. Поверхностные течения Тихого океана возникают главным образом в результате действия пассатных и западных ветров. Поверхностный поток в основном имеет западное направление в низких широтах и восточное — в высоких. У материков зональные потоки отклоняются на север и юг и образуют течения по восточной и западной границам океана.

Среди основных циркуляционных систем приповерхностных течений в северной части Тихого океана различают следующие (рис. 18; см. ниже рис. 23). К северу от экватора, в полосе до 7° с.ш., через весь океан протягивается система антициклонических круговоротов, по оси которых проходит северная тропическая конвергенция. Движение вод на северной периферии этих круговоротов совпадает с Межпассатным противотечением. В северных тропических широтах восточной части океана находятся циклонические круговороты. К западу от них, через весь океан (от Калифорнии до Филиппинских островов) протягивается зона северной тропической дивергенции (с преобладанием подъема вод), которая отделяет Межпассатное противотечение от Северного пассатного течения западного направления. Наиболее крупным динамическим образованием Северного полушария на поверхности океана, занимающим субтропические и часть тропических широт, является северный субтропический антициклонический круговорот с западной интенсификацией. Южной составляющей этого громадного круговорота средних широт является теплое Северное пассатное течение. Течение начинается от юго-западного побережья Северной Америки и проходит на запад между 10–15° с.ш. У берегов Юго-Восточной Азии оно переходит в течение Минданао, которое у Филиппинских островов поворачивает на север и сужается. Далее на север, последнее переходит у южных берегов Японии (примерно у 30° с.ш.) в западное пограничное теплое течение Куроисио, которое между 35–40° с.ш. поворачивает на восток и в северной своей части сменяется теплым Северо-Тихоокеанским течением западного ветрового дрейфа, следующим в широтном направлении от северных берегов о-ва Хонсю к побережью Орегона. Это течение ограничивает субтропический круговорот с севера. На востоке субтропический круговорот ограничен холодным восточным пограничным Калифорнийским течением, имеющим южное направление и следующим до южного окончания п-ова Калифорния. Субтропическая конвергенция, в которой преобладает погружение вод, отделяет Северное пассатное течение от Северо-Тихоокеанского течения. На севере Тихого океана расположен субарктический или (субполярный) циклониче-

ский круговорот с общим подъемом глубинных вод. Субарктическая круговая циркуляция высоких широт состоит из теплого Аляскинского течения на востоке, которое следует вдоль берегов материка вплоть до п-ова Аляска; холодного Курильского течения (Оясио) на западе, идущего на юго-запад вдоль Камчатки и Курильских островов, и северной ветви Северо-Тихоокеанского течения (Алеутское течение) на юге. Проходящая по оси круговорота субполярная дивергенция отделяет Аляскинское течение от Северо-Тихоокеанского течения.

Поверхностные водные массы Северной Пацифики. Под воздействием неодинаковых температурных и гидродинамических режимов в Северной Пацифике формируются неоднородные поверхностные водные массы с различными физическими свойствами, разделенные переходными (фронтальными) зонами, или фронтами. В литературе существуют несколько различные варианты физико-географического районирования Тихого океана к северу от экватора с выделением областей, которым соответствует разные типы поверхностных водных масс [Степанов, 1974; Галеркин и др., 1982; и др.]. В целом, выделяются пять главнейших типов водных масс (рис. 19; см. рис. 17). С севера на юг это:

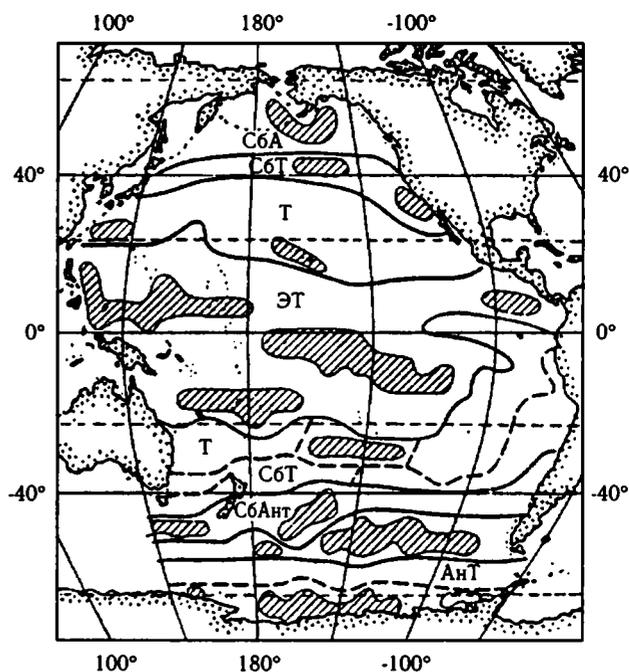


Рис. 19. Поверхностные водные массы Тихого океана (по: [Галеркин и др., 1982], с упрощением)

Области преобладающих свойств заштрихованы. Обозначения водных масс: СБА — субарктическая, СБТ — субтропические, Т — тропические, ЭТ — экваториально-тропические, СБАнт — субантарктическая, АнТ — антарктическая

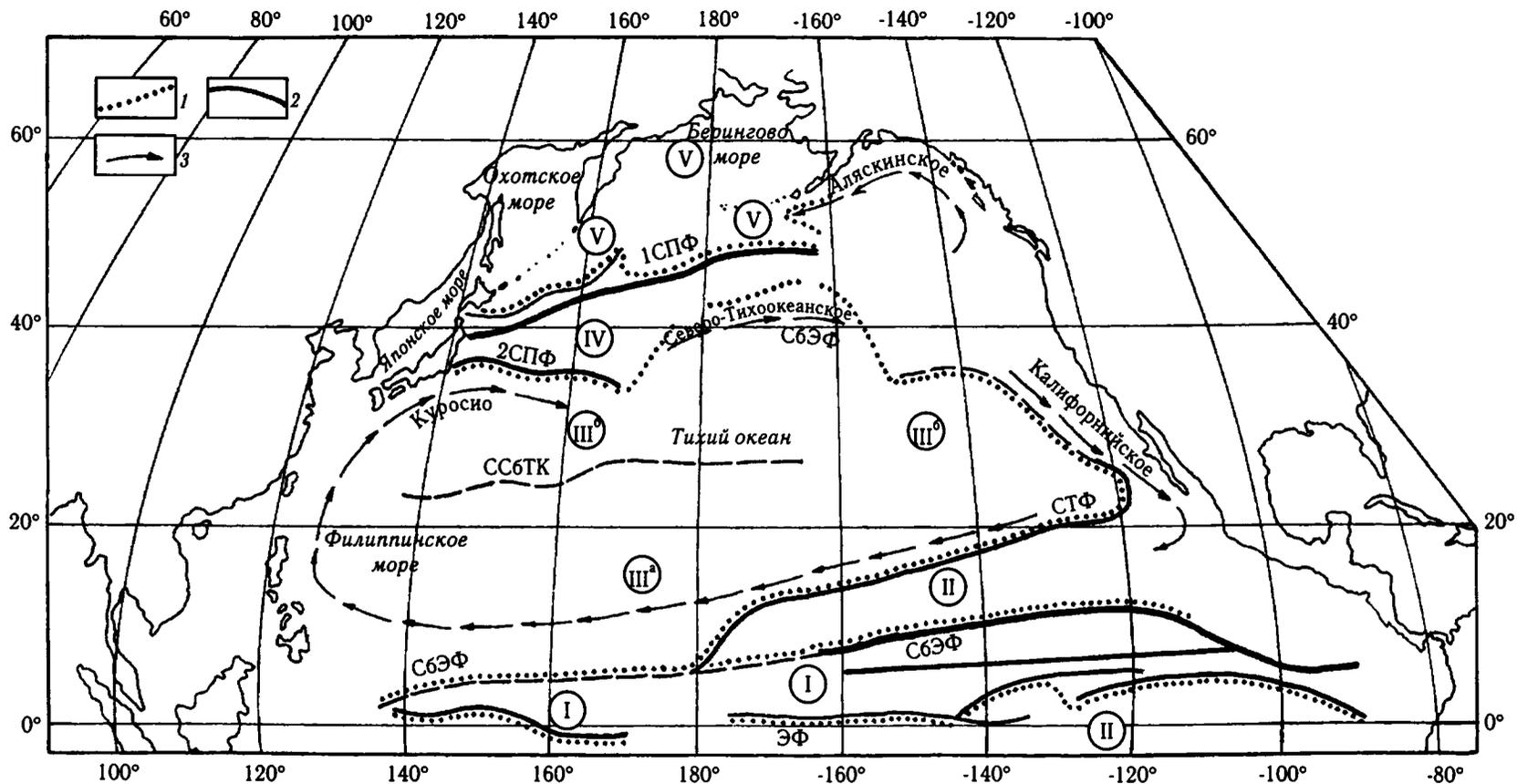


Рис. 20. Физико-географическое районирование верхнего слоя северной части Тихого океана (по: [Лебедев и др., 1981])

1 — границы поясов; 2 — температурные фронты: 1СПФ — первый северный полярный, 2СПФ — второй северный полярный, ССБТК — северный субтропический, СТФ — северный тропический, СБЭФ — субэкваториальный, ЭФ — экваториальный; 3 — течения

Цифры в кружках — обозначения крупнейших географических районов (поясов): I — экваториального, II — субэкваториального, III^a — тропического, III^b — субтропического, IV — умеренного, V — холодного

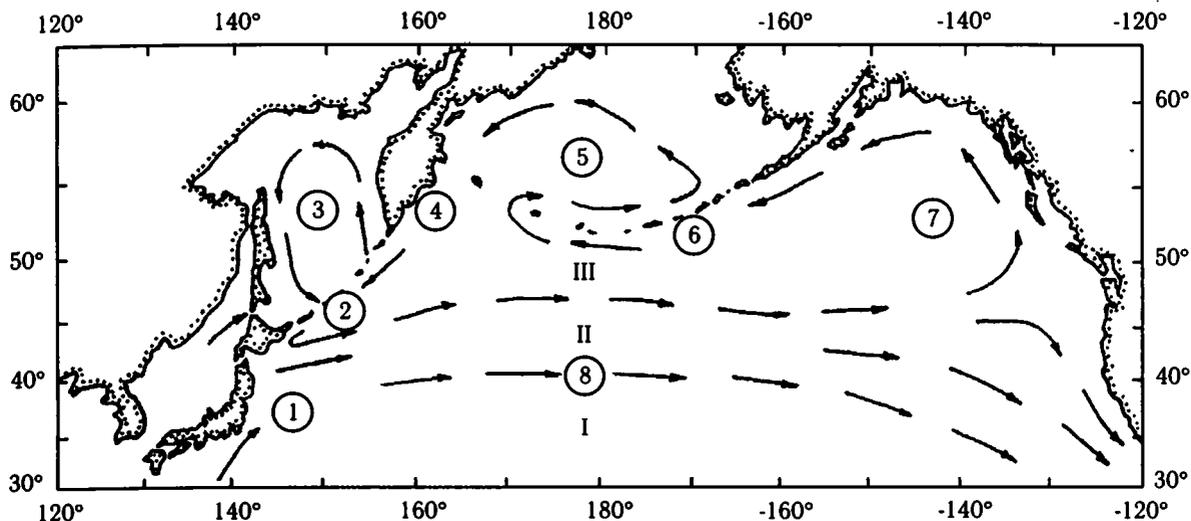


Рис. 21. Современная циркуляция поверхностных вод и распределение водных масс в Северной Пацифике (по: [Sancetta, Silvestri, 1986; Koizumi, 1986b])

I—III — водные массы: I — субтропическая, II — переходная (субарктический фронт), III — субарктическая
 Цифры в кружках: 1, 2, 4, 6, 8 — течения: 1 — Куроисио, 2 — Ойяисио, 4 — Восточно-Камчатское, 6 — Алеутское, 8 — Северо-Тихоокеанское; 3, 5, 7 — морские круговороты: 3 — Охотоморский, 5 — Берингоморский, 7 — Аляскинский

арктическая, субарктическая, субтропическая, тропическая и экваториальная.

Границей самой северной, арктической, водной массы, является арктический фронт, замыкающий с севера субарктический циклонический круговорот. К северу от субарктического фронта находится субарктическая водная масса, соответствующая субарктической круговой циркуляции. Северному субтропическому круговороту в целом соответствует субтропическая водная масса, граница которой проходит по тропическому фронту на юге. Далее по направлению к экватору выделяются северная тропическая и экваториальная водные массы, разделенные субэкваториальным фронтом.

При более детальном физико-географическом районировании поверхностных вод в средних-высоких широтах Северной Пацифики выделяются три области: субарктическая (холодноводная), умеренная (бореальная) и субтропическая, которым соответствуют разные типы поверхностных водных масс [Лебедев и др., 1981; Sancetta, Silvestri, 1986; Koizumi, 1985c, 1986b; и др.] (рис. 20, 21). Субарктическая физико-географическая область совпадает с областью распространения субарктической водной массы. Границы умеренной области проводятся по двум ветвям субарктического (полярного) фронта. Северная ветвь фронта в северо-западной части океана расположена около 40° с.ш., а на востоке поднимается к северу до 50–55° с.ш. (см. рис. 20). На западе происходит сдвиг границы к югу из-за влияния холодного течения

Ояисио, проходящего вдоль Курильских и северных Японских островов. На стыке холодного течения Ояисио и теплого течения Куроисио происходит интенсивное перемешивание вод как по горизонтали, так и по вертикали. Таким образом, под субарктическим фронтом чаще всего понимается переходная зона, охватывающая несколько градусов по широте и протягивающаяся в субширотном направлении. Она разделяет субтропический и субарктический круговороты и в целом соответствует умеренной области. По комплексу своих характеристик поверхностные воды субарктического фронта занимают промежуточное положение между субарктическими и субтропическими водами, так как находятся в зоне их смешения.

Рассмотренные черты гидрологических и климатических характеристик необходимы для восстановления фитогеографической зональности различных отрезков кайнозоя Северной Пацифики. Такое районирование может быть основано на использовании нескольких методов при изучении диатомей, в частности, метода ареалов (биогеографического) и экосистемного метода.

1.3.4. Фитогеографическая зональность северной части Тихого океана

Объектом исследований одного из направлений морской биогеографии — фитогеографии — явля-

ются растения, к которым, в частности, относятся и диатомовые водоросли. Задача морской палеобиогеографии состоит в изучении закономерностей распределения жизни в океанах и морях в эпохи геологического прошлого. Первые схемы природной зональности, в том числе биогеографической, Мирового океана, были предложены биологами еще в XIX в. — в первую очередь, в трудах Э.Форбса, Д.Дэна и А.Ортманна. В этих работах на основе сочетания фаунистического и зонального принципов биогеографического районирования были намечены широтная и вертикальная биогеографические зональности, а также биогеографические провинции. При этом в качестве причин биогеографической дифференциации рассматривались географические, преимущественно температурные факторы.

Важным вкладом в морскую биогеографию явилось создание и развитие учения о биологической структуре океана, которое основывается на широтной, вертикальной и циркумконтинентальной зональности океанской фауны и флоры. Оно было предложено Л.А. Зенкевичем [1948], показавшим в своем исследовании, в частности, что одной из наиболее ярких особенностей биологической структуры океана является широтный градиент в распределении видового богатства. Одновременно Л.А. Зенкевич ввел понятие о биологической симметрии океана: было выяснено, что из-за тесной связи органического мира с распределением природных зон в меридиональном и широтном направлениях наблюдаются или нарастающие различия, или повторяемость в качественных или количественных проявлениях жизни, т.е. явления симметрии или асимметрии.

В последующие годы усилиями Л.А. Зенкевича и его коллег представление о биологической структуре океана было значительно расширено и уточнено [Богоров, 1959; Богоров, Зенкевич, 1966; Зенкевич, 1967; и др.]. В этой концепции рассматривались общие закономерности в распределении качественных и количественных характеристик организмов, обусловленные географическими причинами. Анализ различий между разными широтными зонами океана по качественному разнообразию флоры и фауны позволили Л.А. Зенкевичу выделить в нем в географическом аспекте ряд основных типовых зон. Подобное районирование можно найти в работах В.Г. Богорова, П.В. Ушакова, Е.Ф. Гурьяновой и др. Дальнейшие достижения при изучении природы океанов (в частности, в области морской биогеографии) связаны, прежде всего, с совершенствованием отбора и обработки материалов.

Особенно впечатляющие результаты были достигнуты во второй половине XX в., с началом использования специально технически оборудованных научно-исследовательских судов и подводных аппаратов. В эти годы были обобщены представления об органическом мире океанов и биогеографических особенностях разных его частей, разработаны схемы биогеографического районирования различных биогеографических областей (например, обобщение Л.А. Зенкевича [1963] по морям СССР, создание Е.Ф. Гурьяновой [1957, 1972] схемы биогеографического районирования материковой отмели Северного полушария и мн. др.).

Ниже более подробно анализируются результаты, полученные по фитогеографическому районированию Северной Пацифики с помощью диатомей на основе использования двух различных методов: метода ареалов и экосистемного метода.

Метод ареалов

Биогеографический метод изучения диатомей в планктоне основан на прослеживании ареалов видов в океанах, с использованием затем полных ареалов для проведения фитогеографического районирования. По мнению К.В. Беклемишева и Г.И. Семиной [1986], предмет изучения биогеографии — это, прежде всего карты видовых ареалов и списки видов в их пределах. Сопоставление карт ареалов друг с другом и с картами, отражающими особенности сред обитания, дает возможность корреляции распространения видов друг с другом, и с естественными участками среды обитания. Это позволяет установить зависимость распределения видов от условий окружающей среды. Например, на основании типов ареалов и соответствующих видов диатомей в 60–70-х годах прошлого века было предложено биогеографическое районирование Мирового океана [Беклемишев и др., 1977], а также отдельных океанов, в частности, Тихого [Семина, 1967, 1974]. В целом, океан был разделен на три фитогеографические области: арктобореальную, тропическую и антарктическую.

Позже, с учетом полученных новых данных и уточнений по 65 видам [Беклемишев, Семина, 1986], в океанах на основании сходства и расположения ареалов были выделены восемь типов ареалов: арктобореальный, тропический, антарктический, космополитический, тропически-бореальный, тропическо-арктобореальный, тропическо-антарктический и биполярный. Границы видовых ареалов про-

водились по крайним границам находений видов. Так как границы разных видов одного типа могут не совпадать, авторы при построении карт оконтуривали районы, где встречены все виды одного типа (линия 100%), затем, — где встречено больше половины всех видов (линия 50%) и где встречен хотя бы один из этих видов (линия 0%). Следует обратить внимание, что в фитопланктоне не было обнаружено арктических и субтропических типов ареалов.

Важно также отметить то, что, согласно полученным результатам, ареалы планктонных диатомей имеют большую протяженность: они обычно циркумокеанические, а диатомей, имеющие ареал только в одном или двух океанах, не найдены [Беклемишев, Семина, 1986]. По отношению к северной части Тихого океана, 0%-ная граница арктобореальных видов на западе проходит около 30–40° с.ш. до 160° в.д., далее на востоке она поднимается до 50° с.ш. и вновь постепенно опускается до 35° с.ш. у побережья Северной Америки. 50%-ная граница арктобореальных видов идет к северо-востоку от о-ва Хоккайдо до 50° с.ш. на 170° в.д. Закартированные ареалы тропических видов относятся в основном к прибрежной зоне, в отрытой же части океана (особенно в частях, прилежащих к границам арктобореальных видов) находений этих видов для проведения их 0-, 50- и 100%-ных границ оказалось недостаточно. Поэтому авторы ограничились только указанием тех мест, где тропические виды заходят за границы арктобореальных видов. В западной части Северной Пацифики северная граница тропических видов вблизи о-ва Хоккайдо проходит по 42–45° с.ш., а к востоку проникновение идет в Аляскинском заливе (до 56° с.ш.) и на юге Берингова моря (до 52° с.ш.). Таким образом, в восточной и средней частях Тихого океана тропические виды проникают за 0- и 50%-ные границы арктобореальных видов, а в западной — только за их 0%-ную границу.

При фитогеографическом делении океанов границы фитогеографических областей с долей условности проводились по 50%-ным границам видов [Беклемишев, Семина, 1986]. Таким образом, 50%-ная граница арктобореальных видов является границей арктобореальной области, а 50%-ная граница антарктических видов — границей антарктической области. Границу же тропической области для Северного полушария можно проводить по 0%-ной границе арктобореальных видов. Прослеженные границы показали принципиальную неизменность предложенного ранее деления океана на три фитогеографические области: арктобореальную, тропическую и антарктическую.

Сравнение выделенных в Северном полушарии флористических границ с границами водных масс, по отношению, в частности, к Северной Пацифике, дало следующие результаты. 0%-ная граница арктобореальных видов диатомей близка южной границе субарктической водной массы. Проникновение арктобореальных видов на юг, в северные субтропические водные массы, происходит на некоторое расстояние у берегов Японии и Северной Америки. 100%-ная граница арктобореальных видов близка к южной границе арктической водной массы, выделяемой некоторыми исследователями. Иными словами, в целом, арктобореальный тип ареала совпадает с областью распространения субарктической водной массы, южная граница которой в западной части Тихого океана проходит по 39–42° с.ш., а в восточной поднимается до 55° с.ш. Сравнение флористических границ с крупномасштабными круговоротами вод, в которых расположены водные массы, показало также следующее. 0%-ная граница арктобореальных видов совпадает с северной границей северных субтропических круговоротов или с южной границей субарктического циклонического круговорота.

Экосистемный метод

Как было установлено еще в 50–60-х годах прошлого столетия, в распределении диатомей в поверхностных океанических осадках широтная климатическая зональность проявляется также достаточно четко [Жузе, 1959а, 1961а, 1962, 1963, 1968 а,б; Жузе и др., 1969; Канава, Koizumi, 1966; Канава, 1969; и др.]. Вместе с тем, в пределах каждой климатической зоны состав диатомовых ассоциаций в осадках находится в прямой зависимости от их удаленности от побережья (открытый океан, прилегающие моря, шельфовые зоны). Экосистемный подход, учитывающий связь между разновидностями поверхностных водных масс и определенными сочетаниями доминирующих видов диатомей, был впервые применен в начале 60-х годов XX в. А.П. Жузе для интерпретации танатоценозов Северо-Западной Пацифики и прилегающих морей [Жузе, 1962]. Несколько позже, использование этого метода показало, что в осадках Тихого океана в целом различаются семь основных экологически разнородных комплексов диатомей (танатоценозов): арктобореальный (субарктический), севернореальный (бореальный), субтропический, тропический, экваториальный, субан-

тарктический и антарктический [Жузе, 1968б; Жузе и др., 1969] (рис. 22).

При выделении экологических комплексов (около 30 видов) вычислялось процентное содер-

жание видов, которое в сходной ассоциации должно было быть не меньше 50%. Кроме основных комплексов выделяются ассоциации переходного типа, совмещающие в составе элементы различных эко-

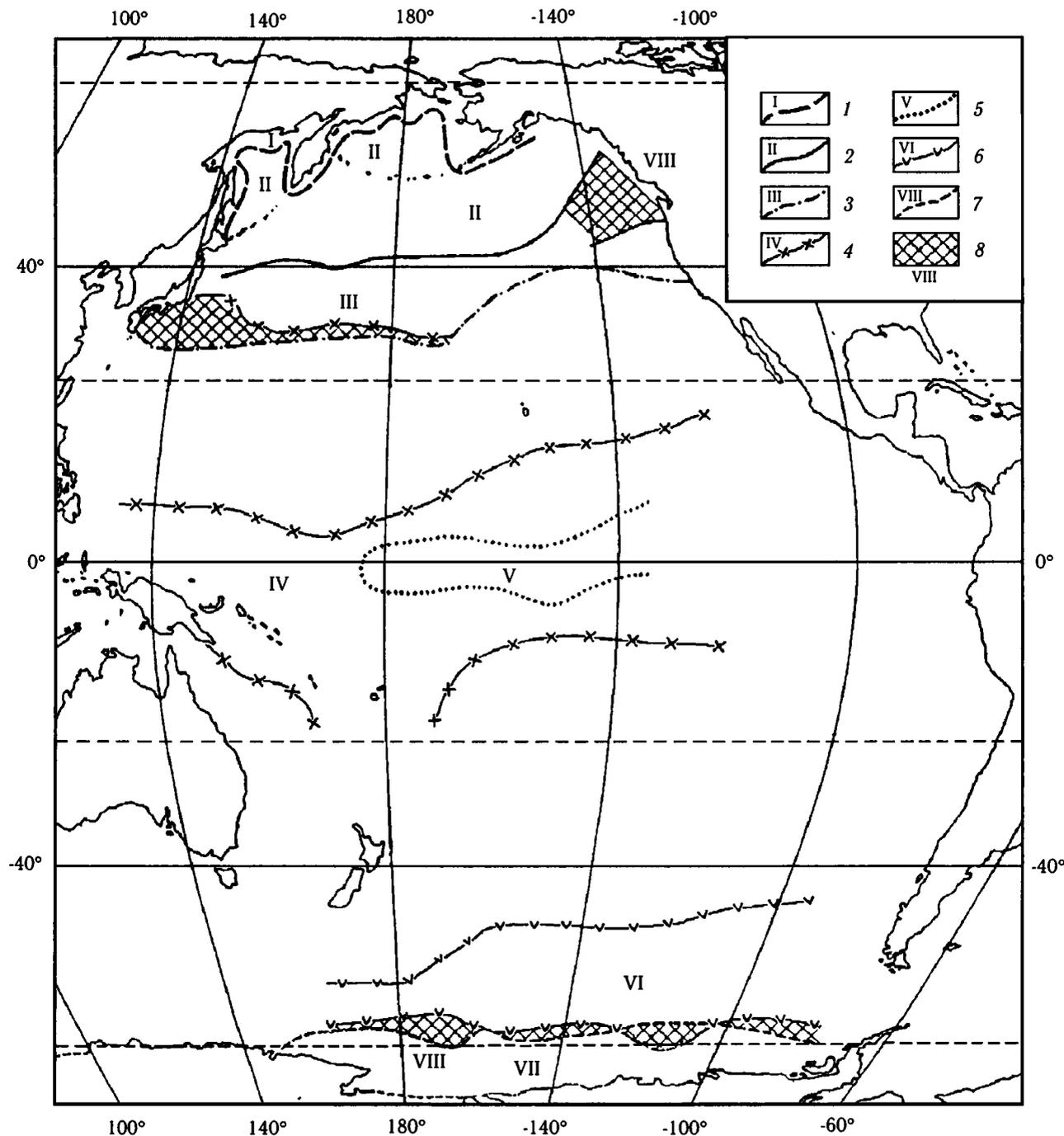


Рис. 22. Распространение комплексов диатомей в поверхностном слое осадков Тихого океана (по: [Жузе, 1968г; Жузе и др., 1969], с упрощением)

1–8 — комплексы диатомей: 1 — арктобореальный (субарктический), 2 — северобореальный (бореальный), 3 — субтропический, 4 — тропический, 5 — экваториальный, 6 — субантарктический, 7 — антарктический, 8 — переходного типа

логических групп. Наиболее показательны при этом виды, распространение которых строго ограничено определенной водной массой [Жузе, 1961a]. Комплексы танатоценозов соответствуют определенным биоценозам диатомей в планктоне, но в силу различной сохранности отличаются от них по составу и по количественным взаимоотношениям видов. Однако соответствие между этими ассоциациями, тем не менее, прослеживается с достаточной долей уверенности. Ниже кратко рассмотрены особенности распространения экологических комплексов в осадках высоких—средних широт Северной Пацифики и прилегающих морей (см. рис. 22), приведенные в работе А.П. Жузе и др. [1969], где также даются списки характерных для ассоциаций видов.

1. **Арктобореальный комплекс** приурочен к осадкам материковых и островных отмелей в Охотском и Беринговом морях и к северным окраинам Тихого океана, спускаясь наиболее далеко к югу у о-ва Хоккайдо. Ассоциация включает неритическую флору диатомей, наиболее холоднолюбивые элементы которой известны также и в арктических морях. В прибрежных мелководных участках к планктонным неритическим добавляются бентосные виды сублиторали. Южная граница зоны преобладания арктобореального комплекса проведена по распределению видов *Thalassiosira gravida* и *Bacterosira fragilis* (суммарно).

2. **Севернобореальный комплекс** — область его массового развития в осадках находится в пределах границ распространения субарктических вод. Большинство видов являются типичными представителями открытых районов океана. В прикамчатском и прикурильском районах к океаническому комплексу обычно примешиваются неритические диатомей, а также формы, обитающие в придонных слоях мелководий. Южной границей области обильно встречающихся севернобореальных элементов является северная граница полярного фронта. В северо-западной части океана она проходит около 38° с.ш., а в северо-восточной, у побережья Северной Америки, поднимается почти до 55° с.ш. На западе граница смещается к югу под влиянием холодного течения Оясио. В северо-западном секторе в составе диатомей в осадках хорошо выражена уже упоминавшаяся переходная зона (субарктический, или полярный фронт) смешанных вод шириной 2–4°. Вблизи ее южной границы содержание севернобореальных видов снижается до 50%. Комплекс диатомей приобретает смешанный характер, и наряду с холодноводными здесь присутствуют

умеренно тепловодные виды. У северо-восточной окраины, где все изотермы поднимаются к северу, в осадках также наблюдается флора переходного типа, с участием ряда субтропических элементов.

3. **Субтропический комплекс** — большая часть его видов обильно встречается в осадках открытого океана. К югу от 40° с.ш. имеются формы, обитающие как в прибрежных, так и в открытых районах океана. Северная граница высокой встречаемости субтропических видов одновременно является южной границей для севернобореальных видов.

Экологические исследования, основанные на анализе качественных и количественных характеристик диатомей в донных осадках, позволили сделать ряд выводов, важных для проведения палеоклиматических, палеогеографических и палеоэкологических реконструкций.

1. Количественное распределение диатомей в осадках в первую очередь зависит от их количества в планктоне данного района. Концентрация диатомей в донных осадках определяется последующим влиянием: характером сохранности, степенью терригенного и органогенного разбавления, условиями фоссилизации.

2. По мере продвижения с севера на юг, диатомовая флора в осадках океана неоднократно меняет видовой состав. Этот состав определяется в первую очередь температурой поверхностных вод и расстоянием от побережий. Для различных климатических зон и соответствующих им водных масс характерна флора определенного видового состава с определенным сочетанием доминирующих видов.

3. В поверхностном слое осадков в Тихом океане последовательно сменяются с севера на юг несколько основных комплексов видов (танатоценозов). В каждом комплексе объединены сопутствующие друг другу виды, у которых центры ареалов и количественные максимумы приходятся на осадки данной зоны. Содержание видов, определяющих природу ассоциации, выражается максимально до 90–98%. В переходных областях, на границах между зонами, наблюдается наложение элементов двух смежных комплексов. В составе комплексов, как правило, имеются многочисленные эндемики.

Близкая классификация танатоценозов диатомей и распространения их ареалов была также предложена в 60-х годах прошлого столетия японскими исследователями Т.Канайя и И.Коизуми на основе статистического анализа распространения видов, изученных в колонках донных осадков Тихого океана [Kanaya, Koizumi, 1966; Kanaya, 1969]. В целом, 55 планктонных видов были сгруппирован-

ны статистически в пять групп. Группу I составили виды, распространенные в субтропических и тропических водах Тихого океана, включая экваториальную зону. В группу II вошли формы бореальной зоны, охватывающей субарктические воды. Группа III состояла из видов субантарктического и антарктического планктона. В группу IV объединялись исключительно арктические и арктобореальные элементы. Группа V — тропические и экваториальные виды. Различие между группами II и IV заключалось также в том, что в составе группы II доминируют океанические виды, а группа IV состоит только из неритических форм. Затем был проведен сравнительный анализ площадного распределения выделенных групп с распространением основных поверхностных водных масс. Он показал, что закономерности распределения групп и известных районов распространения входящих в их состав видов соответствуют характеру распространения поверхностных водных масс и течений Северной Пацифики.

Таким образом, анализ географического распространения диатомей из донных осадков, проведенный на основании двух подходов, позволил подойти к разработке классификации комплексов (танатоценозов) диатомей. В северной части Тихого океана были выделены следующие основные, различа-

ющиеся по характеристикам комплексы: субарктический, северо-западный окраинный, субарктическо-центральный смешанный, два северо-восточных переходных (северный и южный), центральный и экваториальный (рис. 23).

Нетрудно видеть, что в схемах распределения современных танатоценозов диатомей отечественных и японских исследователей имеются некоторые различия, в основном обусловленные разным подходом при выделении присущих групп видов. Однако, несмотря на различия в деталях, результаты данных работ позволили сделать практически одинаковые основные выводы:

1) распространение и состав комплексов (танатоценозов) в пелагических осадках Северной Пацифики зависят от свойств соответствующих поверхностных водных масс, которые определяются климатическим режимом и циркуляцией вод;

2) там, где происходит смешение двух различных водных масс (как в районе субарктического фронта), наблюдается смешанный состав танатоценозов. Даже в зоне распространения постоянного меридионального течения (например, у западного побережья Северной Америки), по широте наблюдается отчетливая смена состава диатомовых комплексов донных осадков, отражая изменения характеристик поверхностных вод с севера на юг.

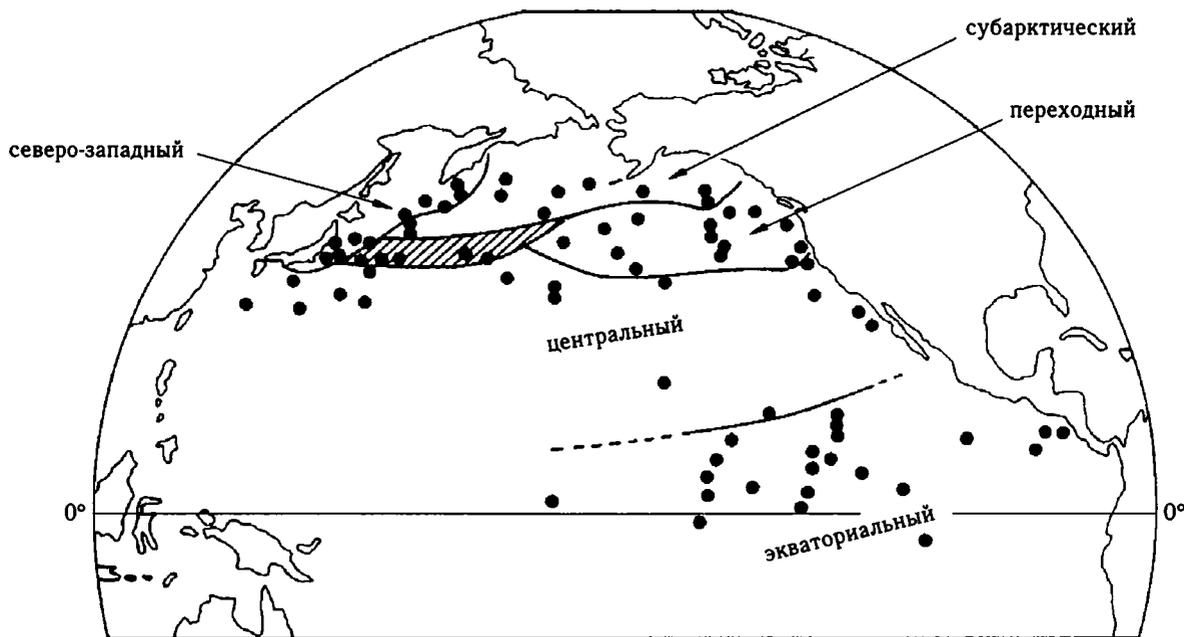


Рис. 23. Распространение комплексов диатомей в поверхностных осадках Северной Пацифики (по: [Капуа, Koizumi, 1966], с упрощением)

Точками отмечено положение станций, на которых отобраны изученные образцы

Отметим, что методика построения палеотемпературных кривых (T_d), основанная на подсчете соотношения тепловодных и холодноводных видов выделенных групп планктонных диатомей [Капуа, Koizumi, 1966], была в дальнейшем использована при анализе комплексов плейстоцена и плиоцена с целью проведения палеоокеанографических реконструкций [Koizumi, 1985 b,c, 1986b, 1992a; Barton, 1992a, 1995; и др.].

Дальнейшее развитие экосистемный подход получил в конце 70–80-х годов XX в. при детальных палеоокеанографических реконструкциях путем интерпретации диатомовых комплексов в осадках высокоширотной области Северной Пацифики в работах К.Санчетты [Sancetta, 1979 a,c; 1981 a,b; 1982; 1983 a,c; Sancetta, Robinson, 1983; Sancetta, Silvestri, 1984, 1986; и др.]. В частности, при анализе связи определенных сочетаний доминирующих видов и условий формирования ассоциаций в разных частях региона, для которых типичны свои разновидности водных масс, были использованы методы многомерной статистики [Sancetta, 1979 a,c; 1981b; Sancetta, Silvestri, 1986; и др.]. В результате этих исследований было показано, что в пределах высоких–средних широт в осадках четко выделяются девять «кластеров» (провинций), каждый из которых характеризуется определенным составом форм с их достаточно устойчивым процентным

соотношением, что отражает формирование под влиянием неодинаковых океанологических обстановок и гидрологических режимов в соответствующей провинции (рис. 24) (см. также подраздел 3.2.4). Прослеживание распределения выделенных кластеров далее использовалось при анализе более древних ассоциаций с возрастом до 2,5 млн лет.

Таким образом, изложенные выше данные показывают, что условия обитания и распределение современной диатомовой флоры, ее количественный и качественный составы в северной части Тихого океана прежде всего зависят от широтной климатической зональности и характеристик поверхностных вод, которые определяются режимом океанической циркуляции. В целом, подобные закономерности связей экологических характеристик среды обитания и составов комплексов выявлены и при анализе диатомовых ассоциаций в донных осадках, что позволяет на основе их изучения осуществлять палеоокеанографические реконструкции. Однако при проведении подобных работ приходится сталкиваться с определенными трудностями, в первую очередь, по причине несоответствия в большей или меньшей мере составов биоценозов и танатоцено-

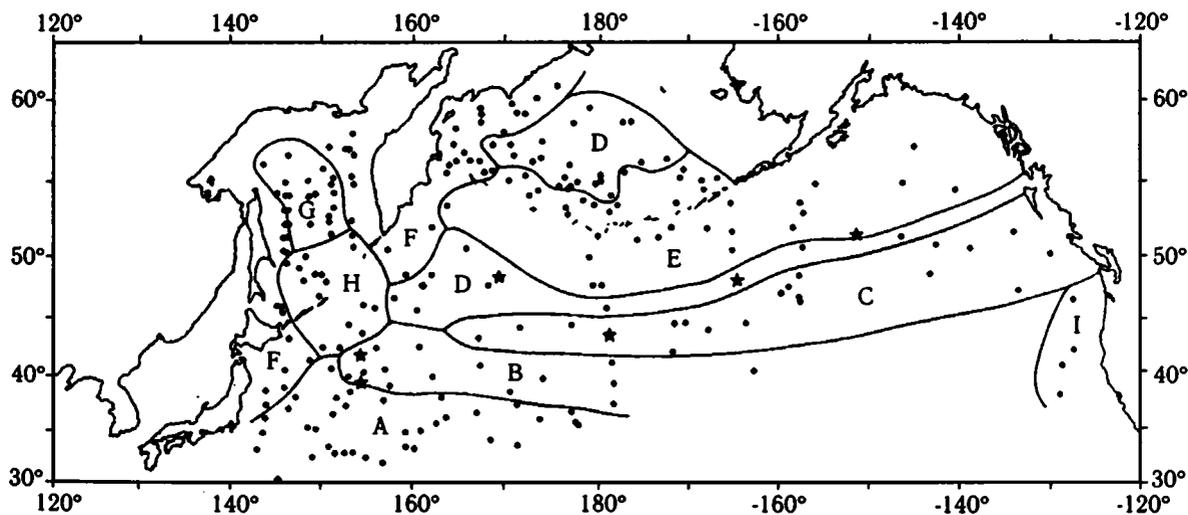


Рис. 24. Географическое распределение «кластеров» (провинций), выделенных на основе изучения таксономического состава и соотношения форм в диатомовых ассоциациях из донных осадков Северной Пацифики (по: [Sancetta, Silvestri, 1986])

A–I — кластеры: A — субтропический, B — переходный южный, C — переходный северный, D — субарктический первый, E — субарктический второй, F — северо-западный окраинный, G — охотский, H — курильский, I — калифорнийский. Выделение основано на анализе 216 образцов донных осадков (обозначены точками); звездочками отмечены места отбора колонок, которые использовались при изучении смены диатомовых ассоциаций во времени

зов. Это объясняется тем, что состав танатоценозов во многом также зависит от условий осадконакопления (отраженных в составе донных фаций) и степени сохранности панцирей, обусловленной процессами растворения при отмирании клеток и захоронении панцирей в осадках. Поэтому в следующем разделе работы дан более детальный анализ роли диатомей в процессе осадконакопления и особенностей их сохранности в осадках.

1.3.5. Роль диатомей в осадконакоплении и сохраняемость остатков в осадках

Участвуя в процессе осадконакопления, диатомей являются важнейшей группой организмов, за счет которых идет поставка кремнезема в осадки. На долю диатомовых в осадочном процессе приходится более 90% современного морского кремнезема. В настоящее время выделяется три основных пояса современного осадочного кремнезема: южный, охватывающий почти сплошной полосой Южное полушарие между примерно 45–65° ю.ш.; северный, развитый в северной части Тихого океана, включая Берингово, Охотское и Японское моря (40–60° с.ш.); приэкваториальный, четко выраженный в Тихом и Индийском океанах и слабее — в Атлантическом [Lisitzin, 1972; Calvert, 1974; Лисицын, 1978] (рис. 25, 26). Наибольшая ширина и самые высокие содержания кремнезема в осадках характерны для южного пояса: в его пределах накапливается около 80% всего биогенного кремнезема Мирового океана. Нетрудно заметить, что положение в океанах основных поясов кремнезема с высокими значениями концентрации кремнезема и продуктивности диатомей во взвеси в океанах, в донных осадках в целом сохраняется (несмотря на то, что при осадконакоплении в экваториальных районах происходит процесс разбавле-

ния карбонатными осадками, а вблизи континентов — терригенным материалом). Это отражает общую прямую взаимосвязь между продуктивностью диатомей в толще воды и их участием в формировании кремнистых осадков (рис. 27, 28).

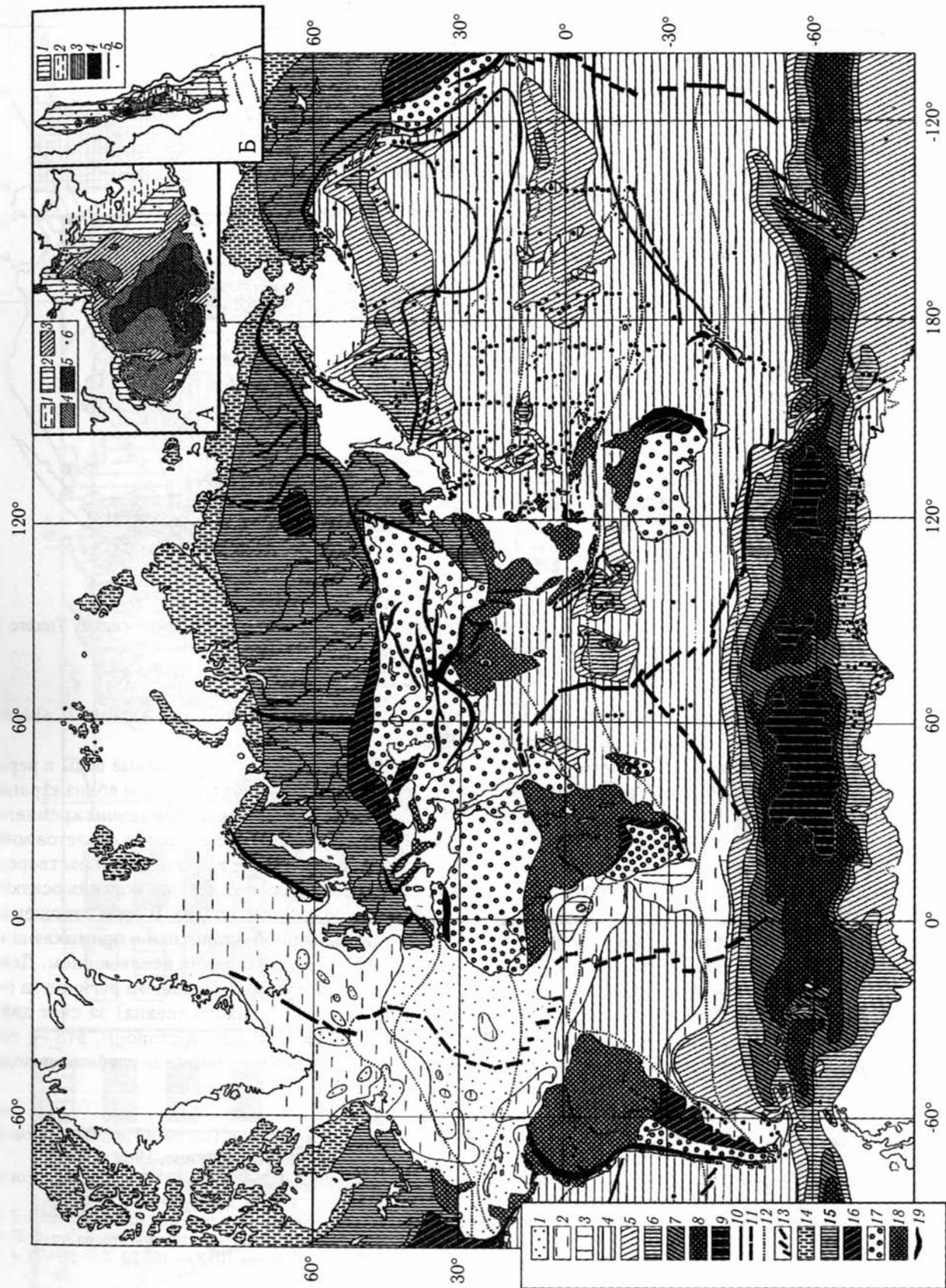
Состав видов диатомей в морских биоценозах и в донных осадках этого же района неодинаков. Одним из основных факторов, который определяет состав танатоценозов, является выборочная сохранность створок диатомей в осадках, обусловленная растворением. Так как в целом морские воды недонасыщены свободным кремнеземом, процесс растворения начинается практически сразу при опускании панцирей на дно сквозь толщу воды (после отмирания клеток, когда органическая оболочка, окружающая панцирь, разлагается в результате деятельности бактерий). Поэтому, чем длительнее промежуток времени воздействия морской воды на панцири при их осаждении, тем более вероятно их растворение. Так как опаловые створки диатомей имеют разную толщину и степень окремнения (примерно от 1 до 50% от сухого веса), большая их часть растворяется, не попадая в осадок. По разным оценкам, из фотической зоны после прохождения столба воды в донные осадки попадает в среднем только от 1 до 10% от общего количества панцирей [Calvert, 1974; Лисицын, 1966, 1978; и др.].

В результате этого процесса, виды, имеющие сравнительно хрупкие и слабоокремненные створки, могут практически полностью отсутствовать в составе танатоценозов, тогда как формы с более толстостенными сильноокремненными створками имеют лучшие шансы уцелеть при осаждении. Таким образом во многих случаях отмечается несоответствие между количественным и видовым составом диатомей в планктоне и осадках, что часто приводит к тому, что массовые виды в них не одни и те же [Козлова, Мухина, 1966; Жузе, 1968б; Жузе и др., 1969; Козлова, 1969; и др.]. Среди морских диатомей лучшей сохраняемостью обладают океаниче-

Рис. 25. Распределение SiO_2 в поверхностном слое осадков морей и океанов (в % на натуральный осадок) и гидрохимические фации речных вод (по: [Лисицын, 1978])

1–9 — содержание SiO_2 : 1 — менее 1, 2 — 1–3, 3 — 3–5, 4 — менее 5 (без подразделений), 5 — 5–10, 6 — 10–30, 7 — 30–50, 8 — 50–100, 9 — более 70; 10, 11 — распространение тропических этмодискусковых в Тихом океане: 10 — планктон, 11 — донные осадки; 12 — границы климатических зон; 13 — срединные хребты; 14–18 — гидрохимические фации речных вод: 14 — гидрокарбонатно-кремнеземные и кремнеземные, богатые органическим веществом, 15 — гидрокарбонатно-кальциевые, 16 — гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатные и хлоридные, 17 — хлоридно-натриевые, кремнеземные и гидрокарбонатно-кремнеземные, богатые органическим веществом, 18 — фации гор с кремнеземно- и гидрокарбонатно-кремнеземными водами; 19 — важнейшие поднятия суши

На врезках — содержание SiO_2 : А — в осадках Берингова моря: 1 — менее 1, 2 — 1–5, 3 — 5–10, 4 — 10–30, 5 — более 30; Б — станции отбора проб; В — в осадках Калифорнийского залива: 1 — менее 10, 2 — 10–30, 3 — 30–50, 4 — более 50; 5 — изобата 500 м; 6 — станции отбора проб



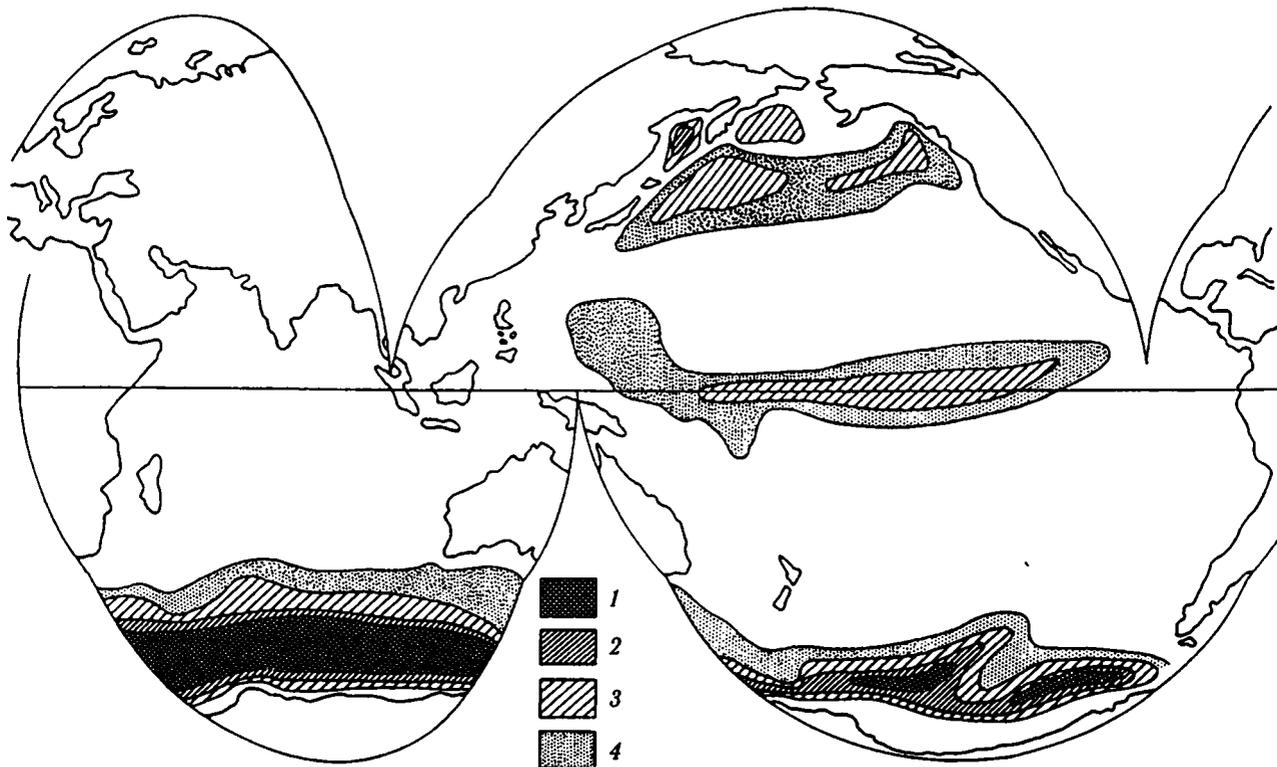


Рис. 26. Распространение и процентная концентрация биогенного опада в поверхностных осадках Тихого и Индийского океанов (по: [Lisitzin, 1972; Calvert, 1974])
 1 — 50; 2 — 50–30; 3 — 30–10; 4 — 10–5 %

ские виды, т.е. вегетирующие в открытых водах, створки которых сильнее окремнены и более крупные по размерам по сравнению с неритическими. По данным А.П. Жузе [1968б; и др.], в морских осадках сохраняется до 60–70% видов океанических диатомей и меньше 50% из числа неритических видов, а по количеству неритические формы теряют до 80% при погружении на дно. Попадая на дно бассейна в осадки, при отсутствии длительного воздействия щелочной среды поровых вод со значениями pH более 7, панцири в целом больше не подвергаются активному растворению. Однако во время формирования тафоценозов дополнительно некоторое их растворение происходит при захоронении в толще осадка, хотя этот процесс не столь значите-

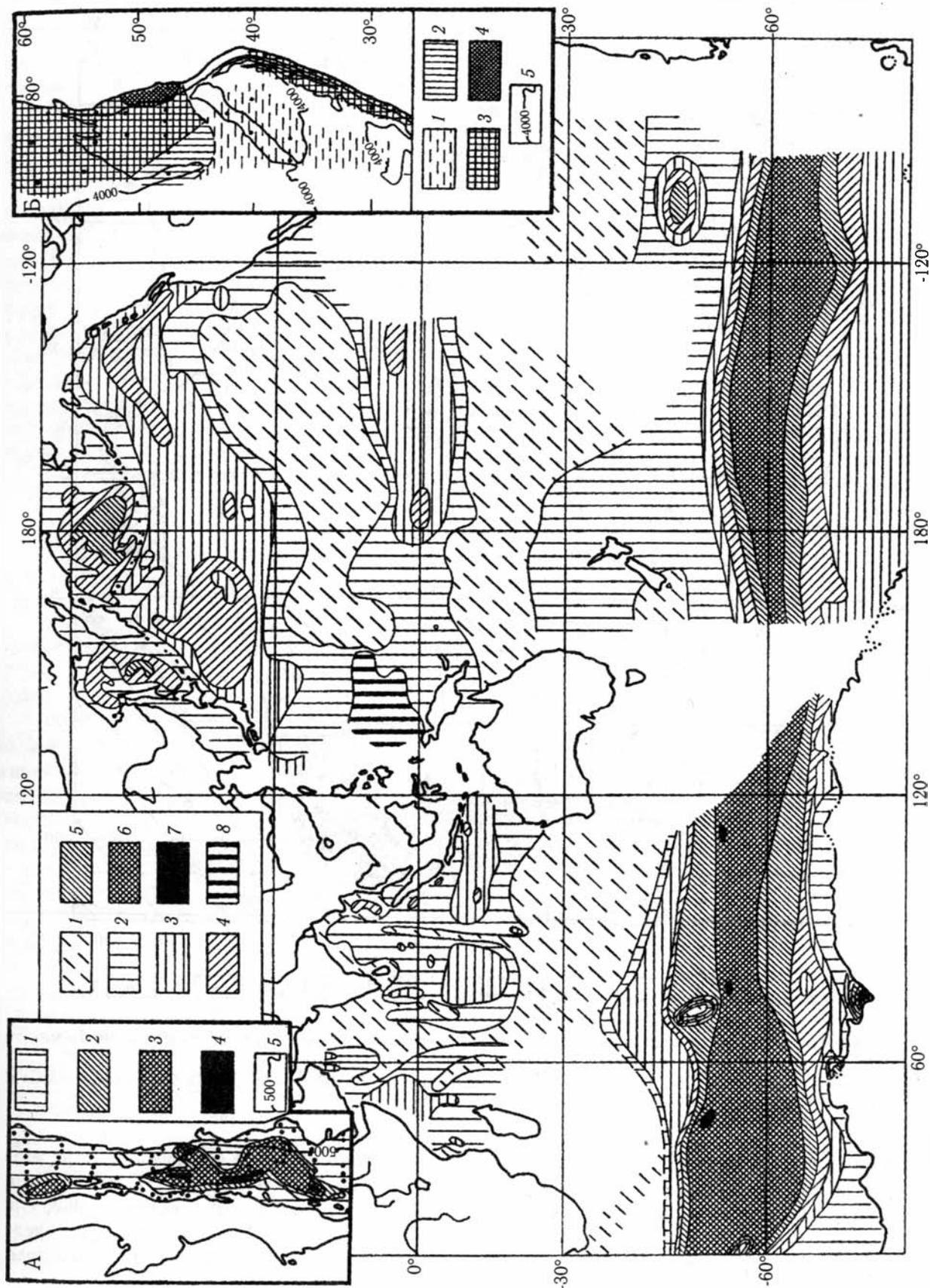
лен, как в толще воды при осаждении [Calvert, 1974].

Это объясняется тем, что поровые воды в верхних слоях осадков и глубинные воды вблизи границы осадок/вода, как правило, обогащены кремнеземом за счет уже растворенных ранее скелетов микроорганизмов (при этом, концентрация растворенного кремнезема в поровых водах морских осадков выше, чем в придонных водах). В этом отношении донные воды Северной Атлантики и примыкающих к ней морей отчасти являются исключением. Дело в том, что они образуются в данном регионе (в отличие, например, от Тихого океана) за счет двух разных источников. С одной стороны, это — так называемые, североатлантические глубинные воды

Рис. 27. Количественное распределение диатомей в поверхностном слое осадков Тихого и Индийского океанов (в млн створок / г сухого осадка) (по: [Козлова, 1966; Жузе и др., 1969; Козлова, Мухина, 1969; и др.])

1 — диатомей не встречены; 2 — 0,1–1; 3 — 1–5; 4 — 5–15; 5 — 15–45; 6 — 45–100; 7 — более 100; 8 — этмодискусовые илы

На врезках: А — содержание диатомей (в % от фракции 0,25–0,062 мм) в Калифорнийском заливе (по: [Calvert, 1966]); 1 — менее 10, 2 — 10–25, 3 — 25–50, 4 — более 50; 5 — основные изобаты, м; точками обозначены станции отбора проб; Б — содержание диатомей (в млн створок / г сухого осадка) на побережье Чили и Перу: 1 — менее 10, 2 — 10–20, 3 — 20–50, 4 — более 50, 5 — основные изобаты, м; точками обозначены станции отбора проб



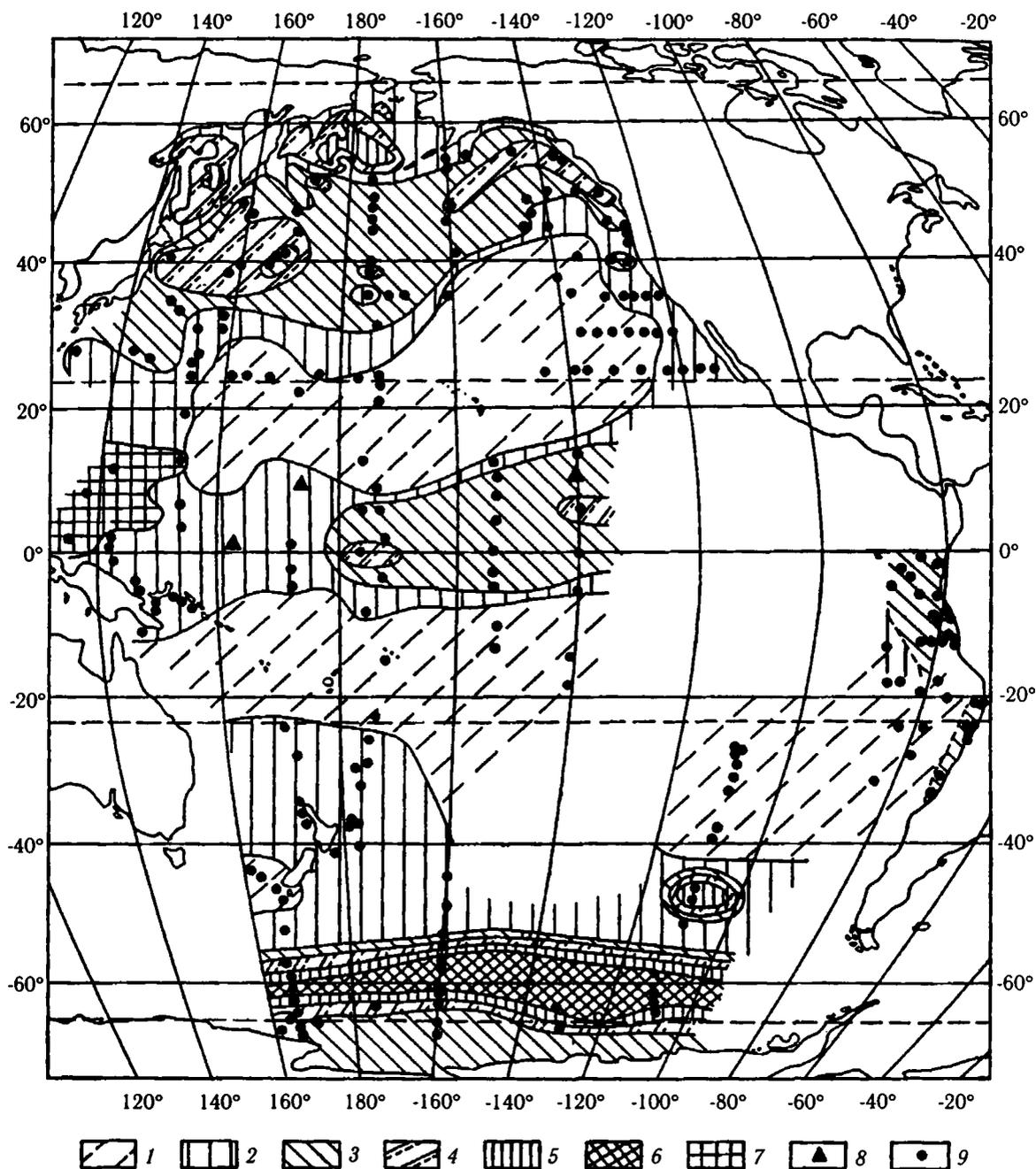


Рис. 28. Количественное распределение диатомей в поверхностном слое осадков Тихого океана (в млн створок / г сухого осадка) (по: [Жузе, 1968б; Жузе и др., 1969])

1 — диатомей не встречены; 2 — 0,04–5; 3 — 5–25; 4 — 25–50; 5 — 50–100; 6 — более 100; 7 — этмодискусовые илы; 8 — выходы третичных осадков; 9 — станции наблюдений

(NADW), которые формируются на границе с Арктическим бассейном. С другой — сюда попадают воды с юга — антарктические донные воды (ABW) и циркумполярные глубинные воды (CDW). NADW, имеющие северное происхождение, моложе по воз-

расту и поэтому менее обогащены растворенным кремнеземом по сравнению с ABW и CDW [Berger, 1970; Broecker, Peng, 1982; Kennett, 1982; и др.]. Поэтому в Северной Атлантике панцири и скелеты кремнистых микроорганизмов на дне также подвер-

гаются растворению за счет взаимодействия с глубинными водами. Этим объясняется почему здесь накопление биогенных кремнистых осадков незначительно. В Тихом океане аналог NADW отсутствует, так же, как отсутствует и свободный водообмен глубинными и промежуточными водами между Северной Атлантикой и Северной Пацификой.

Таким образом, полного соответствия между составами биоценозов и танатоценозов практически никогда не наблюдается. Однако, как показали результаты многих исследований, несмотря на выборочное растворение и другие процессы, распределение диатомей в поверхностном слое осадков, например, в Северо-Тихоокеанском регионе, во многих случаях близко отражает закономерности, которые свойственны их распределению в современном планктоне [Жузе, Семина, 1955; Жузе, 1962, 19686; Канава, Koizumi, 1966; Жузе и др., 1969; Козлова, Мухина, 1966; Sancetta, 1981 a,b, 1982; Sancetta, Silvestri, 1986; и др.].

Фациальное районирование океана и типы фаций

При формировании разных типов донных осадков с участием остатков диатомовых водорослей большое значение имеют условия и режим, при котором происходит процесс осадконакопления, что находит отражение в фациальном составе отложений. К настоящему времени в литературе достаточно полно и подробно освещен широкий спектр проблем, связанных с особенностями и закономерностями осадочного процесса в современных океанах. Например, обоснована концепция климатической зональности океанического осадочного процесса, свидетельствующая о существовании в океане широтных вытянутых природных зон, которые отличаются друг от друга большим набором факторов осадкообразования и соответствующих типов осадков [Лисицын, 1974, 1978, 1981]. Однако, несмотря на то, что широтная зональность в той или иной степени отражена в океанических фациях, конкретные ее проявления сильно различаются, — в одних и тех же климатических зонах развиты разнообразные литолого-фациальные типы осадков. Различен и характер фациальных переходов, которые не обязательно протягиваются от побережий континентов до центра океана, следуя границам климатических зон. Поэтому в зависимости от характера и степени влияния на различные районы океана, где происходит осадконакопление, со сторо-

ны континента формируются различные фации. В этом отношении достаточно полный анализ вопросов, касающихся фациального районирования океана, типов седиментогенеза и характера присущих им фаций, а также особенностей проявления климатической зональности в разных фациальных областях, дан, в частности, в работах И.О. Мурдмаа [1981, 1987; и др.].

Несмотря на глобальный характер климатической зональности, при фациальном районировании Мировой океан можно разделить на приконтинентальную и пелагическую мегаобласти с двумя главными системами седиментогенеза — приконтинентальной и пелагической, на которые накладывается эндогенно-осадочный процесс. По преобладанию одной из этих систем океан разделяется на приконтинентальную и пелагическую области, которые отличаются друг от друга по широкому набору фациальных признаков, параметров среды и характеристик осадочного процесса. При такой типизации океанских фациальных систем, при фациальном районировании в бореальной и субарктической Пацифике в целом выделяются фации приконтинентальной (пассивных окраин), окраинно-океанического подвижного пояса и пелагической областей.

Внутренняя организация фациальных областей в районах пассивных и активных континентальных окраин существенно различна, что отражается на особенностях фаций в их фациальных рядах. В случае окраины первого типа, характерной для северо-восточной части Тихого океана (залив Аляска, Калифорнийский район), наблюдаются следующие ряды фаций: шельфовые → континентального склона → абиссальных равнин ложа океана. Основу таких рядов составляют перенос и механическая дифференциация терригенного материала при сложном сочетании гидродинамических и гравитационных процессов. Терригенное осадконакопление сочетается с биогенным на шельфе и отчасти на склоне и с планктогенным в глубоководных фациях. В районе активной континентальной окраины, характерной для северо-западного и северного секторов Пацифики, где развита система островных дуг и глубоководных желобов, от побережья в сторону океана развиты следующие фациальные ряды: мелководные шельфовые фации биогенных осадков → фации континентальных склонов с широким развитием переотложения и перемыва осадков течениями → субокеанические фации абиссальных равнин на дне котловин окраинных морей → фации горных сооружений островных дуг → фации глубоководных желобов → гемипелагические фации края ложа океана.

Фациальная система пелагической области организована существенно иначе. На первое место здесь выступает широтная зональность, связанная с климатическими зонами, циркуляцией вод (течений, фронтов, зон дивергенций и конвергенций) и с зональностью биологической продуктивности. В пелагической области Тихого океана к северу от экватора выделяются следующие фациальные зоны, наиболее тесно связанные с вариациями биопродуктивности: осевая продуктивная экваториальная, субтропическая (непродуктивная) и умеренных широт (продуктивная). В той или иной мере эти зоны прослеживаются и за пределами пелагической области — в приконтинентальной области и в области подвижных поясов.

Приконтинентальная область отличается от пелагической большей общей интенсивностью осадконакопления. Высокие скорости осадконакопления здесь обусловлены прежде всего поступлением терригенного материала с континентов, а также наличием циркумконтинентальной зоны высокой биопродуктивности и мелководных зон интенсивного биогенного осадконакопления. Главным продуктом приконтинентального седиментогенеза являются терригенные осадки от грубозернистых до глинистых, представленные различными генетическими типами накоплений. Биогенные осадки в виде чистых пелагических биогенных илов встречаются в этой области достаточно редко — только в условиях ослабленного терригенного питания. Другими словами, накопление таких осадков можно представить как проявление пелагического седиментогенеза внутри континентальной области.

В результате пелагического седиментогенеза идет образование в основном планктонных биогенных осадков (в том числе, кремнистых) и глубоководных пелагических глин. Главной формой их аккумуляции является вертикальное осаждение частиц из биологически активного поверхностного слоя океанических вод через водную толщу, поэтому различаются пелагические фации продуктивных и непродуктивных зон. Пелагический седиментогенез отличается от приконтинентального отсутствием интенсивного осаждения терригенного материала, относительно малыми скоростями его накопления. Поэтому для пелагического типа разбавление биогенного материала терригенным не свойственно, а скорости накопления биогенных осадков почти всегда выше скоростей накопления осадков абиогенных. Однако скорости биогенного осадконакопления в приконтинентальной области в це-

лом выше по сравнению с пелагической. Это объясняется, с одной стороны, возрастанием биологической продуктивности вод на периферии океанов (особенно в зонах апвеллинга), а с другой — быстрым захоронением биогенных компонентов среди терригенного материала, что препятствует их растворению.

Таким образом, в зависимости от типа седиментогенеза в различных фациальных областях океана диатомеи принимают участие в формировании разных типов осадков, в неодинаковой степени отражающих количественный и качественный состав флоры в поверхностных водах. В целом, наибольшие несоответствия наблюдаются при накоплении приконтинентальных фаций, когда характерны интенсивное поступление терригенного материала и горизонтальный перенос осадков, а также велика роль механической дифференциации осадочного материала.

Участие диатомей в формировании осадков

Тот факт, что остатки диатомей не только представлены в донных осадках, но и в широком масштабе участвуют в процессе образования кремнистых органогенных осадков, свидетельствует о следующих условиях осадконакопления. Прежде всего, в продуктивных зонах панцири диатомей поступают на дно практически непрерывно и с достаточно большой скоростью, накапливаясь в осадках в массовых количествах. В результате, в таких районах могут формироваться и накапливаться диатомовые илы, которые занимают на площади дна Мирового океана несколько десятков миллионов квадратных километров. При этом образуются диатомовые илы могут только в тех районах, где темпы и количество попадающих на дно бассейна панцирей диатомей выше темпов поступления другого осадочного материала, как терригенного, так и органогенного (в первую очередь, карбонатного), т.е. там, где возможно накопление материала мелкоалевритовой и пелитовой фракций [Жузе и др., 1969; Диатомовые водоросли..., 1974; и др.].

Вот почему типичные диатомовые илы образуются вдали от зон терригенного вноса. В первую очередь, формирование таких осадков происходит в открытых районах океана вблизи Антарктиды, где накапливается более $\frac{3}{4}$ кремнезема Мирового океана: ширина пояса кремнистых осадков здесь достигает 900–2000 км [Лисицын, 1978]. Широкая полоса диатомовых илов приурочена к открытым райо-

нам океана (глубже 4000 м) к северу от зоны антарктической конвергенции, где слабо выражены и терригенное, и органогенное разбавление. Образованию илов здесь способствуют и хорошая сохраняемость океанических диатомей (до 70%) и их крупные размеры; максимальное содержание диатомей достигает здесь 200–440 млн створок / 1 г осадка, а по весу диатомей составляют от 50 до 75% веса осадков [Жузе и др., 1969; Диатомовые водоросли..., 1974; и др.].

Формирование таких пелагических и гемипелагических глубоководных осадков характерно и для бореальной области Северной Пацифики, где в диатомовых илах содержание диатомей может достигать 55 млн створок / 1 г осадка, а по весу в осадках в отдельных случаях составлять до 30–35%, хотя обычно эти значения не превышают 10–20% [Жузе и др., 1969; Lisitzin, 1972; Лисицын, 1978]. Концентрация диатомовых в осадках резко понижается в областях накопления биогенных карбонатных илов, так как количество поступающих на дно диатомей уступает количеству осаждающихся раковин фораминифер и наннопланктона. Вот почему кремнистые илы здесь могут формироваться обычно на дне на глубинах, превышающих 4800–5500 м и более, т.е. ниже глубины карбонатной компенсации (ГКК). Ниже таких глубин карбонатные осадки не накапливаются на дне, так как уже в толще воды происходит растворение CaCO_3 . Однако в этих районах ниже уровня ГКК также идет органогенное разбавление, но уже кремнистое — в осадках преобладают радиолярии. Поэтому, несмотря на то, что диатомей могут быть обильно развиты в поверхностных водах экваториальной зоны океанов, типичные диатомовые илы здесь, как правило, не образуются, а содержание диатомей в осадках здесь ниже, чем в приантарктическом и бореальном поясах. В фораминиферовых илах количество диатомовых нередко даже ниже, чем в терригенных осадках [Жузе и др., 1969].

В прибрежных морских склоновых зонах и на шельфах, где формируются приконтинентальные фации и велика поставка терригенного материала, на процесс седиментации существенное влияние оказывают гидродинамика и рельеф дна (в частности, в зонах волнового воздействия и действия сильных придонных течений), что создает обстановки, препятствующие накоплению пелитового и алевроитового материала [Лисицын, 1978; Гречин, 1987; Мурдмаа, 1987; и др.]. Поэтому для образования диатомовых илов здесь нужны особые условия. Они, например, могут образовываться в районах,

где скорость и объем поступления диатомей на дно намного выше терригенного вноса. В качестве яркого примера образования илов в таких условиях можно привести район Калифорнийского залива, где на площади дна около 30 тыс. км² ежегодно накапливается до 10 млн т биогенного кремнезема [Calvert, 1966]. На шельфе Антарктиды активное образование диатомовых и глинисто-диатомовых илов происходит в наибольших депрессиях шельфа, где накапливаются тонкозернистые осадки, а привнос терригенного материала незначителен, и, наоборот, кремнистые осадки никогда не встречаются на подводных поднятиях и уступах [Лисицын, 1978].

В окраинных морях Северной Пацифики формирование диатомовых и глинисто-диатомовых илов с содержанием диатомей до 100–120 млн створок / 1 г осадка и весом диатомей в осадках до 33–56%, в первую очередь приурочено к глубоководным котловинам Охотского и Берингова морей, а также к депрессиям на их шельфе, где также отсутствует сильное терригенное разбавление, а поверхностные воды высокопродуктивны в отношении кремнистого фитопланктона [Жузе, Семина, 1955; Жузе, 1957, 1962, Козлова, Мухина, 1966; Жузе и др., 1969; Диатомовые водоросли..., 1974; Лисицын, 1978]. В результате распространение кремнистых и кремнисто-глинистых осадков отличается «пятнистостью». В Охотском море вес диатомей в донных осадках может достигать 56%, а в Беринговом — 37% [Lisitzin, 1972; Лисицын, 1978]. Вне этих депрессий, в донных осадках содержится мало кремнезема. Такое обстоятельство объясняется следующими основными причинами: активным процессом разбавления осадков терригенным материалом; выносом значительного количества осаждающихся на дно панцирей в более глубоководные участки моря, что обусловлено гидродинамическим фактором; относительно быстрым растворением панцирей неритических форм при осаднении.

При других условиях осадконакопления диатомовые илы, как правило, не образуются. Однако, если диатомей развиты в поверхностных водах морского бассейна, во многих случаях они в том или ином количестве (хотя и намного меньшем по сравнению с диатомовыми илами) захороняются и в осадках другого генезиса — как терригенных, так и органогенных. Поэтому анализ их остатков в таких осадках тоже может давать ценную информацию о характеристиках водных масс и особенностях развития диатомовой флоры данного района.

1.3.6. Роль диатомей в пороодообразовании и их сохраняемость в осадочных породах. Нефтегазоносность кремнистых толщ

Из приведенного выше обзора можно видеть, что в современных морских бассейнах диатомеи играют значительную роль в процессе осадочного биогенного кремненакопления, участвуя в формировании органогенных кремнистых осадков в виде диатомовых илов, а также входя в состав осадков другого генезиса. Накапливаясь одновременно с осадками и являясь компонентом самих осадков, диатомеи захороняются чаще всего синхронно процессу осадконакопления, хотя случаи переотложения также имеют место (они могут быть обусловлены перемещением осадков вниз по склону, размывом придонными течениями или эрозионными процессами). Достоверные находки наиболее древних морских диатомовых известны из отложений нижнего мела. Поэтому закономерным является вывод о том, что в геологическом прошлом, по крайней мере, с раннего мела, диатомеи также играли важную роль в осадконакоплении и в последующем пороодообразовании.

Подтверждением такого вывода может служить значение в пороодообразовании, которое приобретают диатомовые, начиная с позднего мела. С этого времени на Земле получают распространение диатомиты — кремнистые осадочные породы, образованные в основном панцирями диатомей, а также туфодиатомиты, диатомовые глины и сланцы — многокомпонентные породы, в состав которых помимо органогенно-кремнистой составляющей (20–80%) входит пирокластический, терригенный и пелитовый материал. Эти породы, по существу, являются ископаемыми аналогами современных диатомовых и диатомово-глинистых илов и близких к ним осадков. По сравнению с меловыми, палеогеновые диатомиты и другие диатомовые породы представлены более широко, особенно распространены образования среднеэоценового возраста [Baron, 1987; Baldauf, Baron, 1990; и др.]. При этом, как показывает анализ таксономического состава ископаемых комплексов, в позднем мелу — эоцене условия формирования древних органогенных кремнистых осадков, из которых в результате образовались диатомиты, отличались от таковых в более позднее время, что находит отражение в распространении этих пород [Стрельникова, 1963, 1974, 1992; Жузе, 1968а; Диатомовые водоросли..., 1974; Глезер, 1994, 1995; и др.].

Смешанный состав пороодообразующих форм в диатомитах, включающий неритические и океанические виды, свидетельствует о том, что в поздне-меловое и палеогеновое время диатомовые осадки в морских бассейнах накапливались преимущественно на материковых склонах и на материковых отмелях, где существовала наиболее благоприятная для этого обстановка (например, в древних эпиконтинентальных морях, расположенных на территории восточного склона Урала, Западно-Сибирской низменности, Северо-Западной и Северо-Восточной Европы и др.). В этом заключается определенное отличие от современного распределения диатомовых илов, большая часть которых, как было показано выше, формируется в первую очередь вдали от побережий на достаточно больших глубинах. В целом, распределение неогеновых диатомовых отложений свидетельствует об условиях их образования, близких к современным, что может указывать на изменение условий и режима биогенного кремненакопления, начиная с позднего кайнозоя.

Однако образование диатомитов и близких к ним пород могло происходить из кремнистых осадков при диагенезе и катагенезе только в определенных условиях, при которых сохранялась первичная опаловая структура панцирей. Основным фактором, определяющим состав диатомей в осадках, является выборочная сохраняемость панцирей при захоронении, что объясняет несоответствие между составами биоценозов, танатоценозов и тафоценозов. При захоронении же осадков и образовании из них горных пород панцири подвергаются последующему дополнительному воздействию. Это может приводить не только к несоответствию между составами тафоценозов и ориктоценозов, но и к дальнейшему ухудшению степени сохранности створок вплоть до их полной перекристаллизации, т.е. к изменению первично-органогенной природы кремнезема.

Такие изменения прежде всего связаны с действием процессов катагенеза, проходящих в определенных термодинамических (Р-Т) условиях, в результате чего преобразования кремнезема приводят к исчезновению органогенной структуры и к переходу неустойчивой модификации аморфного кремнезема — опала (опал-А), из которого состоят панцири, в метастабильную — кристобалит (опал-СТ) и далее в устойчивую — кварц (халцедон) форму. Как свидетельствуют данные, полученные разными авторами при изучении кремнистых толщ разрезов континентального обрамления и осадочного чехла океанов в целом, трансформация опа-

ла в кристобалит, т.е. интенсивное уничтожение органогенной структуры происходит при воздействии температур со значениями +30–50 °С, а переход кристобалита в кварц — при температурах +60–80–100 °С [Гречин, 1976, 1987; Hein et al., 1978, 1990; Pisciotto, 1981; Isaacs et al., 1983; и др.]. Глубины погружения осадков, которые соответствуют таким значениям температур, зависят от геотермических градиентов, характерных для конкретного района. Однако в среднем верхняя граница опаловой зоны соответствует глубинам погружения осадков на 600–750 м, а кварцевой зоны — на 1500–2000 м [Гречин, 1976, 1987; Pisciotto, 1981; Isaacs et al., 1983; Keller, Isaacs, 1985; Isaacs, 1989; и др.].

В результате таких процессов органогенные осадки и диатомиты в зависимости от стадии переработки могут превращаться в опоки (порцеланиты) и их глинистые и известковистые разновидности, сложенные главным образом кристобалитом (опалом-СТ), и далее в породы, преобладающей формой кремнезема в которых служит кварц (халцедон), а опаловая модификация кремнезема отсутствует — например, кремни. Вот почему распространение диатомитов и близких к ним пород во многих случаях не отражает полного масштаба биогенного кремненакопления в ту или иную эпоху прошлого, так как часть таких толщ претерпела изменения, в результате которых органогенная структура кремнезема не сохранилась. Например, с точки зрения многих исследователей, широко распространенные в северной части Тихого океана и ее обрамлении кремнистые породы, лишённые органогенной структуры или сохранившие только ее реликты, в основном представляют собой продукты переработки первично биогенных осадков [Гречин, 1976, 1978; The Monterey Formation..., 1981; Pisciotto, 1981; Keller, Isaacs, 1985; Isaacs, 1989; и др.]. Окончательно структура этих пород сформировалась именно после соответствующей катагенетической переработки.

С таких позиций рассматривается образование генетически связанных между собой опок, кремнистых аргиллитов и туфоаргиллитов, сланцев и других третичных кремнистых толщ Камчатки и Сахалина, широко развитых здесь наряду с породами, в которых хорошо сохранилась органогенная структура и преобладает опаловая форма кремнезема [Гречин, 1976, 1987; Атлас фауны..., 1984; Детальное расчленение..., 1992; Экосистемы..., 1999; Кайнозой Сахалина..., 2002; и др.]. Мощность таких преимущественно кремнистых толщ может до-

стигать первых сотен и более метров. Например, на Камчатке к ним в первую очередь относятся ковачинская свита (мощностью до 650 м), аманинская, гакхинская, утхолокская и вивентекская свиты Западной Камчатки общей мощностью более 1400 м, верхняя часть свиты мыса Тонс (около 80 м), ильхатунская (до 700 м и более) и пестроцветная (более 270 м) свиты Северо-Восточной Камчатки, а на Сахалине — даехуриинская (до 600 м) и пиленгская свиты Северного и Северо-Восточного Сахалина (более 1000 м), тумская, пильская, каскадная, венгерийская свиты Северного Сахалина общей мощностью более 1500 м, а также аракайская (более 1200 м), холмская (до 1200 м), невельская (до 1500 м) свиты Центрального и Южного Сахалина.

Несмотря на разный возраст упомянутых свит (от эоцена и олигоцена до позднего миоцена) и неоднородность состава, общим для них является большая роль кремнистых толщ, входящих в состав единых туфово-кремнисто-терригенных комплексов. Необходимо отметить, что в целом преобладающая в породах нижних частей разрезов таких толщ халцедоновая форма кремнезема вверх по разрезу сменяется кристобалитовой. Выше по разрезу в этих районах, как правило, залегают отложения с сохранившейся органогенной опаловой структурой, которые также широко развиты в пределах Сахалино-Камчатского региона и имеют достаточно большие мощности. К ним, например, относятся какертская (до 500 м) и эрмановская (более 400 м) свиты Западной Камчатки, свита мыса Плоского (более 650 м) и юньюнбаямская свита (около 300 м) Восточной Камчатки, маямрафская (диатомовая) свита (около 150 м) Северного Сахалина, курасийская (до 2500 м) и маруямская (до 2000 м и более) свиты Центрального и Южного Сахалина. Возраст этих образований разный — от среднего миоцена до плиоцена включительно. Близкие по составу кремнистые толщи среднего миоцена — плиоцена развиты и в более южных районах обрамления Северо-Западной Пацифики и Японского моря — в разрезах Японии и Кореи [Garrison, 1975; Ingle, 1981; и др.]. В Японии к ним, например, относятся хорошо изученные формации Оннагава и Фунакава.

Близкая картина наблюдается и в районе североамериканского побережья Тихого океана, где также широко развиты кайнозойские кремнистые толщи. Например, в Калифорнии они представлены формацией Монтерей ранне-позднемиоценового возраста, общей мощностью до 2000 м и более.

В целом, среди кремнистых пород этой формации выделяются три их типа. К первому относятся диатомиты среднего–позднего миоцена (преимущественно, позднего миоцена) и их разновидности, приуроченные главным образом к верхним частям разреза, т.е. породы с сохранившейся органогенной структурой. Ко второму типу относятся порцеланиты, в которых преобладающей формой кремнезема является кристобалит, а к третьему — кремни и кремнистые сланцы, состоящие в основном из кварца (халцедона) и приуроченные главным образом к нижним частям формации [Isaacs, 1981; The Monterey Formation..., 1981; Isaacs et al., 1983; Keller, Isaacs, 1985]. Большинство исследователей связывают образование пород второго и третьего типов с результатами катагенетической переработки органогенных кремнистых миоценовых осадков. Можно видеть, что общая направленность катагенетических преобразований первично органогенного кремнезема в формации Монтерей близка к таковой в толщах Камчатки, Сахалина и Японии.

Таким образом, в целом, в кремнистых толщах обрамления Северной Пацифики наблюдаются направленность и вертикальная зональность преобразования кремнезема в разрезах. По преобладанию той или иной минеральной формы кремнезема в разрезе выделяются три зоны, сменяющие друг друга сверху вниз: 1) опаловая, 2) кристобалитовая, 3) кварцевая. Результаты, полученные при изучении кремнистых толщ осадочного чехла северной части Тихого океана, свидетельствуют о том, что подобная направленность и вертикальная зональность характерны и для океанических разрезов [Calvert, 1974; Hein et al., 1978; Isaacs et al., 1983; Гречин, 1976, 1987; Rea et al., 1993; и др.].

Из вышеприведенных данных можно сделать следующие общие выводы.

Широкое развитие в северной части Тихого океана и его обрамления кремнистых толщ олигоцен–миоцена, в которых кремнезем присутствует в виде скрытокристаллического (кристобалит) или перекристаллизованного (кварц) вещества, может указывать на их образование из органогенных осадков и пород в результате катагенетической переработки, происходившей ниже дна морских осадочных бассейнов с высокой скоростью осадконакопления в пределах активной тектонической зоны. Характер распространения кремнистых пород свидетельствует не только о высокой продуктивности морских диатомей этого региона в позднем кайнозое, но также и о значительной роли биогенного крем-

ненакопления, которое проходило в условиях, близких к современным.

В ряде случаев сохранность диатомовых зависит также от действия процессов вторичного химического изменения и переработки осадков и осадочных пород, в которых содержались остатки диатомей. Вследствие преобразований опал панцирей может замещаться другими компонентами и/или подвергаться дополнительному растворению, и в результате отсутствие диатомовых в таких измененных породах может не отражать первоначальные условия их формирования. В связи с этим важно исследовать на предмет присутствия остатков диатомей перспективные в этом отношении прослойки, линзы и другие образования в породах, где, как показывает практика, эти остатки имеют большие шансы сохраниться. К ним, например, относятся конкреции и ископаемые раковины моллюсков, внутри которых степень сохранности микроорганизмов может быть значительно лучше по сравнению с вмещающими толщами.

Таким образом, очевидно, что на протяжении мела и всего кайнозоя диатомеи играли значительную роль в процессах морского кремненакопления и породообразования, что нашло отражение в геологической летописи. Особенно существенную роль в этих процессах диатомеи приобретают со среднего эоцена, когда в силу ряда причин (о которых будет сказано позже) и благодаря их массовому развитию в океанах и морях начались широко масштабное накопление биогенных кремнистых осадков и образование осадочных кремнистых толщ. Поэтому изучение древних диатомовых комплексов представляет огромный интерес не только с точки зрения стратиграфии, но и для проведения палеогеографических, палеоклиматических и палеоокеанологических реконструкций.

Нефтегазоносность кремнистых толщ. Давая краткую характеристику кремнистых толщ, необходимо отметить их перспективность в отношении нефтегазоносности. Как известно, нефтегазоматеринские толщи отличаются типом распределения органического вещества (ОВ), его качественными и количественными характеристиками и уровнем его катагенетической преобразованности. Нефтематеринские свойства толщ в первую очередь зависят от качества исходного ОВ, захороненного в осадках и давшего начало углеводородным флюидам, а также от содержания ОВ и строения нефтематеринской толщи [Баженова, 1992, 2002]. Состав fossilized ОВ, вступающего в катагенетическую стадию преобразования, зависит

от состава биопродуцентов, количества поступающего в осадок ОВ и условий его накопления. Нефтематеринский потенциал (НМП) пород определяется количеством ОВ и его потенциалом, который контролируется содержанием в ОВ водорода и особенно водорода, связанного с углеродом. Наиболее обогащены водородом липиды, липоиды и родственные им полимерные соединения [Баженова, 1992, 2002]. Поэтому НМП ОВ во многом определяется долей липидных и липоидных компонентов в исходном ОВ.

Главным источником ОВ в современных океанах и морях являются фитопланктонные организмы — водоросли и бактерии. Первое место по бипродуктивности среди морских водорослей занимают диатомовые, на долю которых приходится 90% кремненакопления — они синтезируют до 70% ОВ Мирового океана [Лисицын, 1978, 1981]. При этом диатомеи, имеющие жировой обмен, содержат повышенные количества внутриклеточных липидов, а кроме того липиды входят в состав клеточных мембран и запасных систем клетки. В то же время установлено, что у диатомей доля липидов в ОВ резко возрастает при недостатке азота при голодании, а также происходит дополнительные накопления липидов в других экстремальных ситуациях — до 70%. Такие накопления запасных веществ могут быть использованы в дальнейшем самими водорослями в процессе жизнедеятельности. Поэтому для попадания наиболее высоколипидных веществ в осадок, необходимо, чтобы отмирание клеток шло в момент накопления в них резервных веществ или сразу после этого. Таким образом, на состав ОВ осадка прежде всего влияют условия отмирания биопродуцентов, т.е. танатоценозы [Баженова, 1992, 2002]. Кроме того, к важнейшим факторам, определяющим концентрацию, сохранность и преобразования ОВ в осадке, относятся скорость накопления осадка, размер и состав минеральных частиц, показатели окислительно-восстановительной обстановки, высота столба воды, уровень бактериальной переработки. Различия в условиях седиментации и диагенеза и уровне бактериальной переработки определяют создание из одних и тех же биопродуцентов ОВ, отличающегося количеством битуминозных компонентов, составом и содержанием гетероэлементов (O, S, N).

Нефтегазоносность кремнистых толщ Северо-Тихоокеанского региона. Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что кремнистые и кремнисто-глинистые породы, образовавшиеся в результате определенных катагенетиче-

ских преобразований осадков, обогащенных исходным ОВ, сформированным за счет диатомей, представляют собой потенциально нефтегазоматеринские толщи. Например, как следует из анализа, проведенного О.К. Баженовой [1992], в Северо-Тихоокеанском регионе к ним относятся кайнозойские диатомиты, опоки, опокovidные силициты, кремнистые аргиллиты, которые характеризуются разной степенью катагенеза ОВ и пород. Именно к таким кремнисто-глинистым толщам, которые являются углеродсодержащими, в периферийных районах северной части Тихого океана приурочены значительные скопления нефти и конденсатов. В них распространены в основном так называемые незрелые (раннекатагенетические) нефти и конденсаты, основной особенностью углеводородного состава которых является высокое содержание нафтеновых углеводородов (УВ). Генерация нефти здесь связана с ОВ вмещающих пород, сформированными за счет планктонных диатомей, подвергнутых интенсивной бактериальной переработке в диагенезе [Баженова, 1992, 2002; Bazhenova, Arefiev, 1990].

Обогащенность исходного ОВ липоидными компонентами с повышенным содержанием гетероэлементов была предопределена условиями седиментогенеза и диагенеза и высоким уровнем бактериальной переработки при накоплении осадков в типично морских условиях: либо в зонах апвеллингов, либо вне их (краевые части океана и окраинные моря, узкие глубоководные трюги с активным гидродинамическим режимом). Образование углеродистого вещества в катагенезе или формирование незрелых нефтей шло в толщах, содержащих бактериальное-фитогенное ОВ, изначально обогащенное липидными битуминозными компонентами, с повышенными концентрациями гетероэлементов [Баженова, 1992, 2002]. Например, на Сахалине и его шельфе, где известны многочисленные месторождения, нефти с бактериально-фитогенным ОВ приурочены к двум основным стратиграфическим интервалам: олигоценному и средне-верхнемиоценовому. К ним в первую очередь относятся кремнистые пиленгская, тумская, пильская и курасийская свиты. На Камчатке такое ОВ свойственно ковачинской свите Западной Камчатки средне-позднеэоценового возраста. Наиболее высокопотенциальные нефтематеринские толщи тихоокеанского побережья Северной Америки приурочены к миоценовой формации Монтерей, сложенной высокоуглеродистыми кремнистыми толщами разного уровня катагенетического преобразования. В ее разрезе преоб-

ладают силициты, которые характеризуется высокими содержаниями бактериально-фитогенного ОВ (до 20%).

Одновременно в строении упомянутых нефтематеринских кремнистых и кремнисто-глинистых толщ периферии Северо-Тихоокеанского региона принимают участие породы, обладающие оптимальными коллекторскими (емкостными и фильтрационными) свойствами, что в основном обусловлено особенностями их катагенетической переработки. Поэтому здесь наблюдается аутигенная нефтеносность (нефтеносность собственно нефтематеринских кремнистых толщ), обусловленная пространственным, а в большинстве случаев и временным единством процессов генерации УВ и трансформации минералов кремнезема и глинистой (карбонат-

ной) составляющей, что обеспечило формирование коллекторов или ловушек [Баженова, 1992, 2002]. Отметим, что все кайнозойские бассейны Сахалина, Калифорнии и Японии, для которых характерна аутигенная нефтеносность, в целом относятся к категории бассейнов с преобладающей «мелкой» нефтеносностью, т.е. с нефтью небольших глубин (до 2 км). В этом отношении ярким примером может служить нефтематеринская толща формации Монтерей, которая характеризуется одной из самых высоких в мире плотностью потенциальных запасов жидких УВ — до 300 тыс. т / 1 км². Таким образом, очевидно, что подобные третичные кремнистые формации Северо-Тихоокеанского региона с преобладающей «мелкой» нефтеносностью перспективны на аутигенную нефть.

Глава 2

Состояние диатомовой стратиграфии морского кайнозоя высоких–средних широт Северной Пацифики и ее обрамления

2.1. Общее состояние современных стратиграфических схем кайнозоя Северо-Тихоокеанского региона (океан и его обрамление)

За последние 25–30 лет в стратиграфических исследованиях морских кайнозойских толщ, широко развитых в Северо-Тихоокеанском регионе, достигнут впечатляющий прогресс.

С одной стороны, это связано с тем, что чрезвычайно важные данные были получены по материалам глубоководного бурения океанического дна в высоких, бореальных и субтропических широтах Пацифики, стартовавшего в начале 70-х годов XX столетия. В отличие от толщ, формировавшихся в окраинно-океанических частях, отложения ложа открытого океана в целом представлены достаточно выдержанными по латерали пелагическими фациями, сложенными в основном планктогенными биогенными осадками и глубоководными глинами (при сравнительно небольшой доле терригенного материала) и, как правило, имеющими относительно небольшие мощности. Если прежде данные по кайнозойским отложениям древнее позднего плиоцена для океанического сектора практически отсутствовали, то обработка материалов глубоководных скважин позволила не просто получить представление о составе, распространении и стратиграфической последовательности пробуренных третичных морских толщ, но и провести их детальное расчленение на зональном уровне. Это было сделано на основе прослеживания в относительно полных разрезах последовательной смены комплексов раз-

личных групп планктонных микроорганизмов (нанопланктона и планктонных фораминифер для палеогена, диатомей и радиолярий для неогена). В результате были разработаны зональные океанические шкалы, использование которых не только позволяет расчленять кайнозойские отложения, но и делает возможным проведение межрегиональных корреляций, а также сопоставлений со стратотипами Европы и с МСШ. С этого времени такие подробные шкалы находят широкое практическое применение при стратиграфических исследованиях в северной части Тихого океана.

С другой стороны, был накоплен и обработан новый материал по изучению и переизучению опорных разрезов кайнозоя различных районов обрамления Северной Пацифики, которые также входят в состав рассматриваемого региона. Однако развитые здесь третичные образования по своему строению во многом отличаются от одновозрастных океанических толщ. В целом, накопление широко развитых в периферических частях северной части Тихого океана, т.е. в зоне перехода от океана к континенту, отложений палеогена и неогена происходило в области молодых геосинклиналей с несформировавшейся континентальной корой [Гладенков Ю., 1992]. В тектоническом отношении эта зона имеет сложное, гетерогенное строение, включая участки активных (конвергентных) и пассивных (дивергентных) окраин Азиатского и Северо-Американского континентов. В районах конвергентных окраин в направлении от океана к материку наблюдается смена ряда морфометрических образований (включающих, по общей модели, глубоководный желоб, внешнюю дугу, преддуговой бассейн, вулканическую дугу, окраинный бассейн, задуговой надвиговый пояс), которые отражают тектонические струк-

туры этой зоны. К разным участкам такого типа окраин относятся, например, Камчатка, Курильские острова, Сахалин, Япония, район Калифорнии, где в кайнозое широко проявились значительные тектонические движения и активный вулканизм. Вместе с тем, более северные районы обрамления Тихого океана (Корякское нагорье, Чукотка, Аляска) принадлежат к материковой окраине иного типа и в тектоническом отношении представляли собой менее активные области, где в кайнозое преимущественно развивались наложенные или частично унаследованные прогибы.

Таким образом, рассматриваемая зона включает осадочные бассейны разного типа — окраинные моря, бассейны островодужных систем, межгорные впадины и др. Поэтому сложное строение зоны перехода от океана к континенту, а также характер ее развития предопределили и особенности формирования кайнозойских толщ — накопление специфических формаций большой мощности, что явилось отражением активных геологических процессов, происходивших в разных ее участках. К наиболее типичным из представленных здесь формаций относятся молассоиды, флишоиды, турбидиты со значительным участием вулканических и вулканогенно-осадочных образований. К окраинным зонам часто приурочена лавинная седиментация, характеризующаяся высокими скоростями осадконакопления, а также концентрацией большей части (около 90%) осадочного материала, выносимого реками [Лисицын, 1988]. Помимо громадной мощности, для толщ, формировавшихся в зоне перехо-

да от океана к континенту, типичными являются фаціальная неустойчивость по латерали и разрезу, а также наличие разнообразных перерывов и несогласий. При этом одна из важнейших особенностей строения отложений зоны перехода заключается в наличии так называемых фаціальных «клиньев» [Гладенков Ю., 1988 а,б, 1992]. Такая особенность связана с определенной палеогеографической неустойчивостью зоны, когда вкрест ее простира- ния постоянно происходило движение береговой линии. При трансгрессиях (независимо от того, чем они были вызваны) на край континента «надвигались» относительно глубоководные фации, сменяясь при регрессиях более мелководными. Поэтому пространственное расположение разных фаціальных типов кайнозойских пород показывает, что глубоководные фации образуют вкрест простира- ния зоны перехода своеобразные клинья с вершиной к суше, а мелководные фации, — наоборот, клинья с вершиной к океану (рис. 29).

Наличие структуры клиньев (имеющих разный масштаб и протяженность) дает возможность изучать содержащиеся в глубоководных фациях остатки океанических планктонных организмов, что позволяет проводить корреляции относительно мелководных и океанических разрезов. Ниже (в разделе 2.6) будут более подробно рассмотрены особенности использования диатомей при расчленении разрезов переходной зоны и их корреляциях с океаническими толщами. Здесь только заметим, что пределы стратиграфического распространения одних и тех же ископаемых планктонных видов в от-

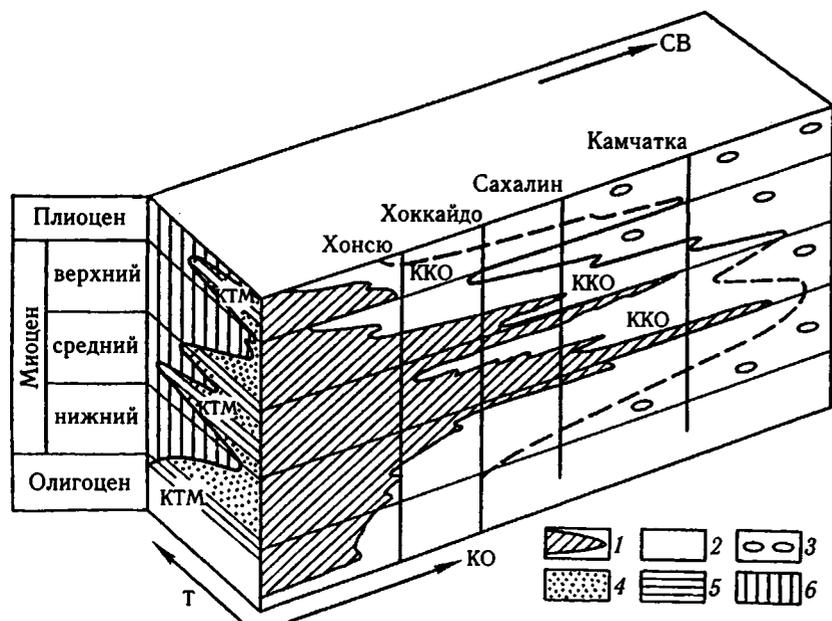


Рис. 29. Фаціальные клинья в неогеновых толщах зоны перехода от океана к континенту в Дальневосточном регионе (по: [Гладенков Ю., 1988 а,б, 1992])

1–3 — палеонтологические комплексы: 1 — тропические и субтропические, 2 — южнобореальные, 3 — северобореальные; 4 — относительно мелководные морские образования; 5 — относительно глубоководные отложения; 6 — континентальные толщи

Буквенные обозначения: ККО — крупные климатические оптимумы; КТМ — крупные трансгрессии моря; Т — направление морских трансгрессий от Тихого океана к Азиатскому континенту; КО — миграция тепловодных комплексов от южных широт к бореальным во время климатических оптимумов

ложениях дна открытого океана и глубоководных фациях в зоне перехода часто неодинаковы. Это объясняется тем, что в разрезах данной зоны, как правило, представлены в той или иной степени усеченные «языки» клиньев глубоководных фаций, протягивающиеся со стороны океана. Поэтому границы стратиграфического распространения в них планктонных организмов могут на самом деле отражать не моменты их возникновения или вымирания, а уровни их появления или исчезновения в конкретных разрезах, что часто приводит к «несмыкаемости» зон, которые выделены в океанических толщах.

Помимо «клиньев» упомянутого (первого) типа, в разрезах отмечаются и другие «клинья» (второго типа). Их образование связано с перемещением главным образом в меридиональном направлении границ морских водных масс определенной температуры, которое обычно обусловлено климатическими колебаниями, с участием морских течений [Гладенков Ю., 1988 а,б, 1992; Ingle, 1973, 1977, 1981; и др.]. Такие «климатические клинья» имеют место во всех разрезах обрамления Тихого океана (см. рис. 29). Они обращены вершиной к югу при миграциях холодных вод с севера или к северу — при миграциях «теплых» водных масс с юга и имеют протяженность в несколько сотен и тысяч километров. Такой феномен находит отражение в составах палеонтологических комплексов, когда границы стратиграфического распространения одних и тех же видов в зависимости от широтного положения разрезов могут не совпадать. Однако, несмотря на все это, именно использование планктонных микроорганизмов в качестве маркирующих уровней стало в последние годы играть весьма существенную роль при детальном стратиграфическом расчленении разрезов переходной зоны.

При изучении районов обрамления северной части Тихого океана, имеющих сложное геологическое строение, стратиграфы встречают много трудностей. В связи с тем, что в пределах данной территории выделяется много разновозрастных структурно-формационных и структурно-фациальных зон разного порядка, которые в значительной мере отличались своей геологической историей, приходится выделять в них региональные (горизонты, регио-ярусы) и местные (свиты, формации и пр.) стратиграфические подразделения, корреляция которых часто затруднена [Гладенков Ю., 1985]. Однако для палеонтологов и палеогеографов именно зона перехода представляет особый интерес, потому что населявшая ее кайнозойская биота активно реаги-

ровала на события, происходившие как в океане, так и вблизи континента. Это позволяет эффективно выявлять этапность развития морских экосистем разного масштаба и даже биосферы в целом. Такие экосистемные изменения в той или иной степени нашли отражение в палеобиотических комплексах, превращая, таким образом, эти ископаемые ассоциации в особенно важные и интересные объекты исследований. В принципе, изучение переходных зон исключительно важно для расшифровки геологической истории, так как именно в этих районах ярко проявились процессы, которые существенно изменяли облик Земли (тектонические движения, субдукция, вулканическая деятельность, климатические и эвстатические колебания, биосферные перестройки и пр.).

Кроме того, интерес к изучению кайнозоя переходных зон в последние десятилетия объясняется перспективностью толщ этого возраста в отношении полезных ископаемых, в первую очередь, нефти и газа. Поэтому закономерно, что в последние годы здесь активно проводятся геологические исследования разного профиля, в том числе, и в области стратиграфии.

Стратиграфические исследования в районах обрамления Северной Пацифики ведутся уже достаточно давно — начиная с 20–30-х годов прошлого столетия. В первой половине XX в. главный упор при расчленении этих толщ делался на литостратиграфию. Однако к середине–концу 50-х годов в России, США и Японии появились региональные стратиграфические схемы кайнозоя, опирающиеся на горизонты или регио-ярусы, которые в значительной мере основывались на анализе органических остатков, прежде всего моллюсков и бентосных фораминифер. Эти схемы во многом послужили тем «фундаментом», на котором в дальнейшем развивались стратиграфические исследования [Ikebe, 1954; Rau, 1958; Mallogy, 1959; Унифицированные стратиграфические схемы..., 1961; и др.]. Результаты, полученные за последние 20–30 лет, позволили существенно пересмотреть, дополнить и детализировать имевшиеся ранее стратиграфические схемы палеогена и неогена и к середине 90-х годов прошедшего века создать схемы нового поколения.

Значительный прогресс, достигнутый при стратиграфических исследованиях по периферии Северо-Тихоокеанского региона, был обусловлен рядом факторов. Среди них в первую очередь надо отметить следующие.

1. Особенность исследований этого периода заключается в получении новых материалов в связи с

проведением среднemasштабного геологического картирования и тематических работ, а также в комплексном использовании различных геологических данных (литологических, палеонтологических, палеогеографических, палеоклиматических), что предопределило получение новой детальной информации по регионам, позволившей подойти к корреляции разрезов разных структурно-фациальных зон более уверенно.

2. Этому способствовало, в частности, внедрение физических методов (палеомагнитный, радиометрическое датирование, сейсмостратиграфический и др.), что позволяло в результате снижать субъективность отдельных интерпретаций.

3. Особое значение имело дальнейшее развитие биостратиграфии. Детальное изучение бентосных комплексов многих разрезов позволило более достоверно, чем раньше, охарактеризовать горизонты и свиты и построить региональные корреляционные схемы. Вместе с тем, огромную роль при этом сыграло использование данных по океаническим планктонным микроорганизмам, которые во многих случаях обеспечили зональное расчленение третичных толщ.

Говоря о биостратиграфии, следует отметить, что существенным моментом ее совершенствования явилось целенаправленное детальное изучение опорных разрезов кайнозоя различных районов (Камчатка, Сахалин и пр.) с выявлением достоверной стратиграфической последовательности слагающих их толщ, при сопровождении четкой послонной привязкой палеонтологических остатков и с параллельным отбором образцов на все основные группы ископаемых из каждого слоя. Широкое использование, начиная с середины–конца 70-х годов XX столетия, морских планктонных микроорганизмов (в том числе и диатомей) во многих случаях позволило по-новому интерпретировать как данные по наземным разрезам, так и материалы бурения. Сопоставление выделенных палеонтологических комплексов с ассоциациями разработанных к этому времени океанических зональных шкал дало возможность подойти к выделению drobных стратиграфических подразделений, более точно, чем раньше, определению их возраста и проведению обоснованных корреляций разрезов, часто остававшихся во многом условными. В частности, были получены данные по стратиграфии толщ, ранее считавшихся вообще «немыми», а также по сопоставлению одновозрастных комплексов планктонных и бентосных групп, в связи с чем последние получили маркирующее значение. Последнее обстоятельство

во особенно важно в отношении проведения корреляции шельфовых и океанических разрезов.

Активное внедрение микропалеонтологического метода в геологическую практику в 70–80-х годах прошлого столетия позволило существенно пересмотреть и уточнить возраст и объем большинства третичных региональных подразделений Северо-Востока и Дальнего Востока России, Японии и западных районов США — горизонтов, региоарусов, свит, формаций. Это, в свою очередь, сделало возможным проведение обоснованных корреляций как регионального, так и межрегионального масштабов. Результаты комплексных работ по уточнению и детализации стратиграфических схем и корреляции разрезов кайнозоя нашли отражение в конце 70-х — начале 80-х годов в ряде стратиграфических сводок по Японии [Fundamental data..., 1979, 1981; Neogene..., 1981], США [Rau, 1979; Rau et al., 1977; Kleinpell et al., 1980; Pacific Northwest Cenozoic..., 1981; The Monterey Formation..., 1981; Correlation..., 1983; Barron et al., 1984; и др.] и России [Кайнозой Северо-Востока..., 1975; Гладенков Ю., 1978а; Континентальные третичные толщи..., 1979; Решения..., 1982; Неоген..., 1982; Атлас фауны..., 1984; Корреляция..., 1985; и др.]. Данные, полученные по региональным и межрегиональным корреляциям в пределах Северо-Тихоокеанского региона, в конце 70-х — начале 90-х годов были также представлены в материалах международных проектов [Proceedings..., 1977, 1981; Неоген..., 1982; Pacific Neogene Datum..., 1984; Pacific Neogene Events..., 1990; Pacific Neogene Environment..., 1992; и др.].

Особенно много новых биостратиграфических данных было получено в 80–90-х годах XX в., когда региональные стратиграфические схемы кайнозоя претерпели значительные изменения: был существенно пересмотрен и уточнен возраст горизонтов, выделены и обоснованы новые более drobные, чем ранее (на уровне зон, лон и слоев), стратиграфические подразделения, а также проведено их достаточно точное сопоставление с МСШ. В этом отношении яркой иллюстрацией достижений последних лет является разработка стратиграфических схем нового поколения кайнозоя Северо-Востока и Дальнего Востока России, утвержденных в 1994 г. МСК России и опубликованных в 1998 г. [Решения..., 1998]. При обосновании возраста и корреляций стратиграфических подразделений в них использован весь арсенал методов, в том числе, данные по всем группам ископаемых, имевшиеся к середине 90-х годов. Эти схемы базировались на фун-

даментальных обобщениях, которые были выполнены по разным вопросам стратиграфии [Атлас фауны..., 1984; Корреляция..., 1985; Гладенков Ю., 1988а; Гладенков, Синельникова, 1990; Волобуева и др., 1990 а,б; Эоцен..., 1991; Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений..., 1992; Опорный разрез неогена..., 1992; Детальное расчленение..., 1992; Опорный разрез морского палеогена..., 1994; Нижний палеоген..., 1997; и др.]. И именно в эти годы большую роль при выделении и обосновании возраста стратиграфических подразделений различного ранга в пределах всего Северо-Тихоокеанского региона (в первую очередь, неогена) стало играть изучение диатомей. Не случайно, что данные по зональному расчленению на основе диатомей нашли отражение практически во всех схемах последних 25–20 лет. Следующие разделы специально посвящены подробному анализу достижений в области диатомовой биостратиграфии, принципам разработки зональной шкалы по диатомеям, ее современному состоянию, а также особенностям использования этой шкалы при детальном расчленении кайнозойских отложений различных районов Северо-Тихоокеанской области.

2.2. Зональная шкала среднего миоцена — квартера по диатомеям и ее использование при расчленении разрезов разных частей региона

2.2.1. Создание океанической шкалы

В изучении кайнозойских диатомей Северо-Тихоокеанского региона и развитии биостратиграфии на их основе можно условно выделить несколько этапов: 1) со второй половины XIX в. до 50-х годов XX в., 2) 50-е годы — начало 70-х годов XX в., 3) 70-е годы прошлого столетия, 4) 80-е годы XX в., 5) современный этап — с 90-х годов XX в.

Во время начального этапа работы по ископаемым диатомовым, в первую очередь, были направлены на описания таксонов и определение систематического состава ассоциаций, обнаруженных в отдельных образцах из наземных разрезов или морских осадков [Вуп, Tempré, 1889; Mann, 1907; Hanna, 1919, 1927–1929, 1932, Hanna, Grant, 1926; Lohman, 1938; Гапонов, 1927; Забелина, 1934; Хоменко, 1935; Смехов, 1936, 1937; и др.]. Однако до

50-х годов XX в. определение возраста, стратиграфическое расчленение и корреляции морских толщ кайнозоя разрезов Северо-Тихоокеанского региона проводились прежде всего на основе изучения бентосных групп ископаемой фауны (моллюски и бентосные фораминиферы).

Биостратиграфические и палеогеографические исследования, основанные на изучении ископаемых диатомей, в наземных разрезах обрамления Северной Пацифики (в США, Японии, на Сахалине и Камчатке), активно начали проводиться во время второго этапа — в 50–60-х годах прошлого века. Они, в частности, показали, что остатки диатомовых широко распространены в морских толщах, начиная с миоцена. Одновременно, в северной части Тихого океана и прилегающих морях стали широко вестись работы по изучению диатомей из колонок донных осадков, отобранных с помощью специальных трубок, а также пород, драгированных на морском дне. Обработка полученных материалов позволила не только описать много новых таксонов и выявить закономерности распределения диатомей в донных осадках в различных климатических зонах, но и в общих чертах наметить разновозрастные горизонты в ряде неогеновых и четвертичных разрезов как открытоокеанической части океана, так и ее обрамления: Камчатки, Сахалина, Курильских островов, Японии, западного побережья США и прилегающих акваторий, охарактеризованных разными комплексами диатомей [Жузе, 1954, 1957, 1959 а,б, 1961 а,б, 1962, 1963, 1968 а,в,г, 1969, 1971; Jousé, 1967; Жузе, Сечкина, 1955; Жузе, Семина, 1955; Жузе и др., 1969; Шешукова-Порецкая, 1959, 1961, 1962, 1964, 1967, 1968; Ратновский, 1960; Короткевич, 1964, 1968; Козлова, Мухина, 1966; Векшина, 1968; Козыренко, Шешукова-Порецкая, 1967; Козыренко, 1971; Гладенков, Музылев, 1972; Диатомовые водоросли..., 1974; Долматова, 1974; Долматова, Невретдинова, 1975; Атлас микроорганизмов..., 1977; Kanaya, 1959, 1969, 1971; Sawamura, 1963; Sawamura, Yamaguchi, 1961, 1963; Ichikawa et al., 1964; Kanaya, Koizumi, 1966, 1970; Koizumi, 1968, 1972, 1973а; Koizumi, Iwabuchi, 1969; Mori, 1974; Wornardt, 1967, 1969, 1972; Hanna, 1970; Orr et al., 1971; и др.]. Были также впервые прослежены ареалы и выявлены палеоэкологические характеристики ряда ископаемых форм, в том числе, и имеющих стратиграфическую значимость, и предложены предварительные реконструкции по этапности развития диатомовой флоры позднего кайнозоя.

В результате этих работ была показана принципиальная возможность корреляции неоген-четвер-

тичных отложений в удаленных разрезах региона на основе сравнительного анализа диатомовых ассоциаций (прежде всего, планктонных). Исходя из такого анализа, был предложен ряд биостратиграфических подразделений по диатомеям и горизонтов с диатомеями [Жузе, 1962, 1963, 1968 а,г, 1969; Jousé, 1967; Шешукова-Порецкая, 1967; Koizumi, 1968; Гладенков, Музылев, 1972; и др.]. Необходимо отметить, что огромный вклад в становление диатомовой стратиграфии, а также разработку палеогеографических реконструкций на этой основе внесли на данном этапе российские ученые. В первую очередь, это касается во многом пионерских работ А.П. Жузе и В.С. Шешуковой-Порецкой, которые до сих пор во многом не утратили своей актуальности.

Вместе с тем, до начала 70-х годов XX в., когда начался третий этап в изучении диатомовых, основная проблема диатомовой стратиграфии заключалась в точном определении стратиграфического распространения маркирующих видов, а соответственно и возраста выделенных биостратиграфических подразделений. Находки диатомовых характеризовали отдельные уровни разрезов, разделенные интервалами, в которых эти микрофоссилии отсутствовали. Кроме того, возраст отложений с диатомеями устанавливался обычно с помощью других (бен-тосных) палеонтологических групп или по их положению в разрезе при отсутствии контроля со стороны карбонатного планктона и палеомагнитных данных.

Только в 1970 г. были выделены первые зоны по диатомеям, которые сопоставлялись с палеомагнитной шкалой. Интервал с верхов верхнего плиоцена до голоцена включительно был расчленен с помощью морских планктонных диатомей на три зоны: *Actinocyclus oculatus*, *Rhizosolenia (Proboscia) curvirostris* и *Denticula (Neodenticula) seminae*, которые напрямую коррелировались с палеомагнитной шкалой [Donahue, 1970]. Нижняя граница наиболее древней зоны *Actinocyclus oculatus* проводилась по появлению индекс-вида, верхняя — по уровню его исчезновения; верхняя граница зоны *Rhizosolenia curvirostris* фиксировалась по уровню вымирания индекс-вида (рис. 30, см. вкл.). Предложенные биостратиграфические подразделения были выделены Д.Донахью по материалам изучения диатомовых из колонок осадков, отобранных в бореальной Пацифике. Таким образом, критерием для обоснования зональных границ служили интервалы распространения отдельных видов, а сами зоны соответствовали либо зонам распространения (нижняя зона),

либо интервал-зонам. Принципы выделения упомянутых подразделений были во многом основаны на данных, полученных А.П. Жузе, которая, в частности, наметила общую корреляцию выделенных ею разновозрастных горизонтов, охарактеризованных различными комплексами диатомей, с палеомагнитной шкалой [Жузе, 1962, 1969; Jousé, 1967, 1971; и др.].

Однако главный «прорыв» в разработке и создании детальных зональных шкал по диатомеям для кайнозоя высоких и средних широт Северо-Тихоокеанского региона относится к первой половине 70-х годов XX в., когда в Тихом океане стало проводиться глубоководное бурение морского дна в рамках международного проекта глубоководного бурения (DSDP). В результате обработки материала по относительно полным разрезам верхнего кайнозоя, полученного при бурении в северо-восточной (18-й рейс б/с «Гломар Челленджер») и северо-западной (19-й рейс б/с «Гломар Челленджер») частях Северной Пацифики, были предложены первые варианты зональных диатомовых шкал для этого региона [Schrader, 1973a; Koizumi, 1973b]. Эти пионерские работы продемонстрировали относительно высокую разрешающую способность диатомей при детальном расчленении верхнекайнозойских отложений (на основе ряда быстро эволюционирующих таксонов) и их большую роль при межрегиональных корреляциях.

Для расчленения отложений верхнего кайнозоя, вскрытых скважинами глубоководного бурения в Тихом океане к северу от 46° с.ш. (рис. 31), японский исследователь И.Коизуми предложил серию из восьми последовательных биостратиграфических зон по диатомеям (в ранге зон частичного распространения и зон совместного распространения), охватывающую интервал от верхнего миоцена до голоцена [Koizumi, 1973b] (см. рис. 30). В качестве трех верхних зон были использованы подразделения, предложенные ранее Д.Донахью [Donahue, 1970], с изменением, однако, определения нижней границы зоны *Actinocyclus oculatus*, которая стала соответствовать уровню границы между плиоценом и плейстоценом. Основа же доплейстоценовой части этой шкалы в целом была разработана И.Коизуми в результате изучения диатомовых комплексов из неогеновых разрезов Японии, анализ которых позволил наметить в среднем миоцене — плиоцене последовательность из шести зон [Koizumi, 1973c] (см. рис. 30). Она состояла из интервал-зон и зон совместного распространения, т.е. для проведения кровли или подошвы, в первую оче-

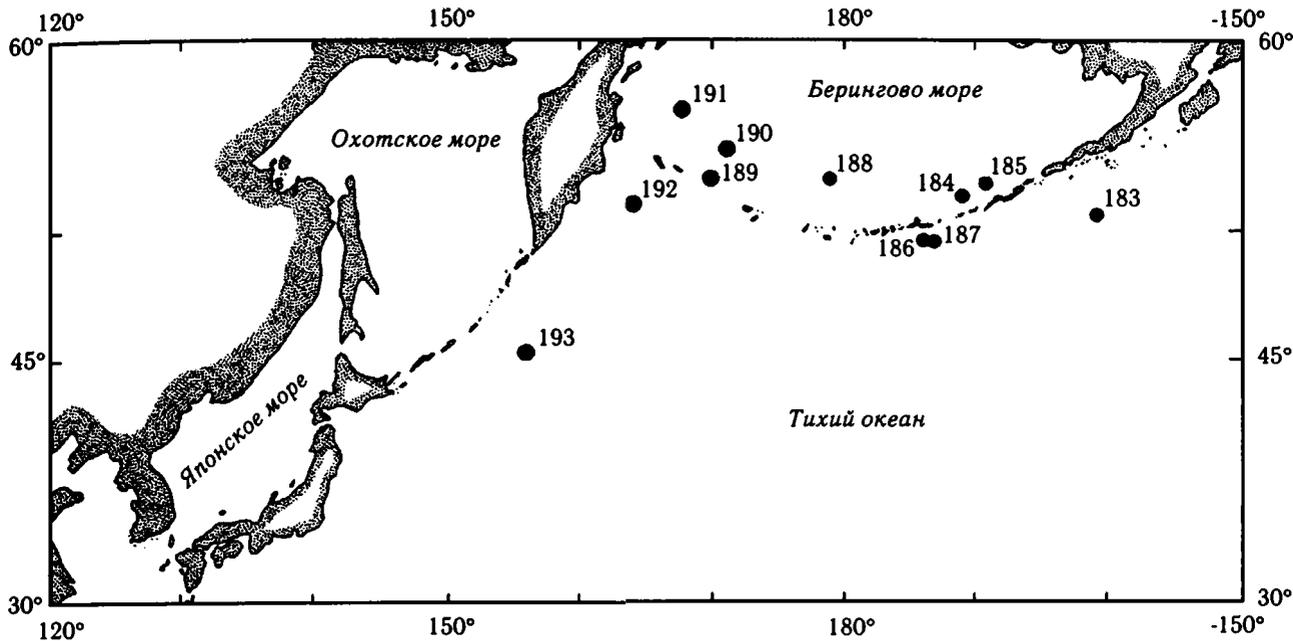


Рис. 31. Расположение скважин, пробуренных в 19-м рейсе DSDP (по: [Koizumi, 1973в])

редь, использовались уровни появления (УП) и исчезновения (УИ) маркирующих видов, реже — уровни массового появления (УМП) или резкого снижения численности таксонов (УСЧ) — так называемые, датированные уровни или датум-плейны. В ряде случаев некоторые уровни предложенной шкалы были скоррелированы с подразделениями, выделенными по планктонным фораминиферам и радиоляриям. Для обоснования зональных границ использовались интервалы распространения морских планктонных видов, в первую очередь, представителей быстро эволюционировавшей группы диатомей, появившейся в неогене и относимой в те годы к роду *Denticula* (в настоящее время, разделяемой на три рода: *Denticulopsis*, *Crucidentricula* и *Neodenticula*).

При расчленении осадочных толщ, вскрытых глубоководным бурением, в данную шкалу были внесены некоторые изменения и уточнения [Koizumi, 1973b]. Так, зона *Denticula lauta*, используемая в 19-м рейсе «Гломар Челленджер», соответствовала верхней части зоны *Denticula hustedtii* — *Denticula lauta*, выделенной в японских разрезах, и относилась к верхней части среднего миоцена; вместо верхнеплиоценовой зоны *Denticula seminae*, согласно Koizumi [1973с], выделялась зона *Thalassiosira zabelinae*. Применение разработанной северотихоокеанской шкалы показало, что общие закономерности изменений диатомовых ассоциаций, последовательность смены важных в стратиграфическом отношении

форм и пределы их биостратиграфического распространения в верхнекайнозойских разрезах Японии и Северной Пацифики сохраняются и примерно одинаковы. Иными словами, в относительно непрерывных разрезах скважин были с некоторыми уточнениями прослежены все зональные подразделения шкалы с границами, проводившимися на основе распространения маркирующих видов диатомей.

Практически одновременно, в результате изучения материалов бурения в восточном секторе Северной Пацифики (рис. 32), Х.-И. Шрэдером в отложениях миоцена—голоцена была выделена последовательность из двадцати четырех биостратиграфических зон по диатомеям [Schrader, 1973a]. Однако, по мнению ряда исследователей, такая дробная схема во многом отражала локальные изменения в составе ископаемых флор, а зоны являлись провинциальными. Поэтому в дальнейшем использование этой шкалы в других районах северной части Тихого океана и ее обрамления оказалось невозможным или очень затруднительным. Забегая вперед, заметим, что, как показали последующие исследования, именно зональная шкала, разработанная в 1973 г. И.Коизуми, отразила общие устойчивые закономерности и тенденции развития диатомовой флоры. Она явилась той реальной основой, которая может применяться при расчленении и корреляции морских неогеновых и четвертичных толщ в обширной области высоких—средних широт Северо-Тихоокеанского региона.

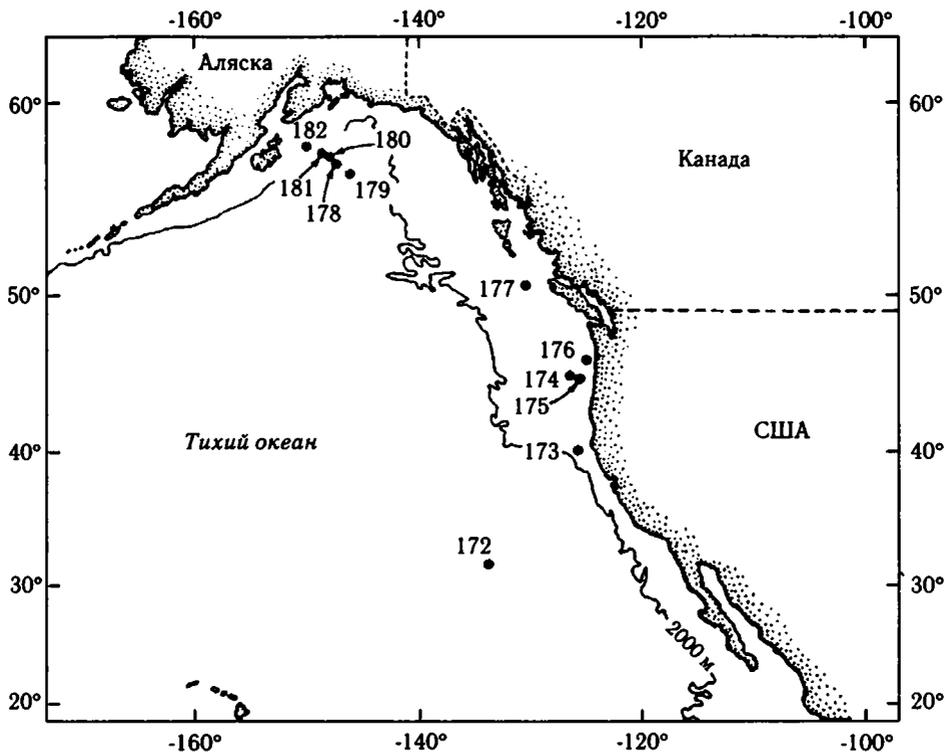


Рис. 32. Расположение скважин, пробуренных в 18-м рейсе DSDP (по: [Schrader, 1973a])

Во второй половине 70-х годов прошлого столетия шло совершенствование диатомовой шкалы, разработанной И.Коизуми, — повышалась ее детальность, уточнялись диапазоны распространения стратиграфически важных видов и принципы выделения границ, проводились корреляции с зональными шкалами других регионов. К середине 70-х годов предварительный анализ диатомовых комплексов из ряда разрезов Японии, Сахалина, Камчатки, Курильских островов, Калифорнии, скважин глубоководного бурения и колонок океанических донных осадков показал, что в целом предложенная зональная шкала применима для расчленения и корреляции осадочных кайнозойских толщ в пределах Северной Пацифики к северу от границы субарктического фронта, т.е. для районов, располагающихся севернее примерно 40° с.ш. [Koizumi, 1975a–d]. К этому времени И.Коизуми, используя, в частности, новые данные по систематическому составу диатомовых ассоциаций и стратиграфическому распространению важных форм, выделил для интервала средний миоцен — голоцен девять зон (интервал-зон и зон распространения) (см. рис. 30), которые отнес к хронозонам [Koizumi, 1975b]. Было дано новое определение и изменен объем зоны *Denticula lauta* (с верхней границей, проводившей-

ся по УП *Denticula hustedtii*); вместо зоны *Denticula lauta* в старом понимании, была выделена зона *Denticula hustedtii* — *Denticula lauta* (с верхней границей по УИ *Denticula lauta*); зоне *Denticula seminae* — *Denticula kamtschatica* дано название *Denticula seminae f. fossilis* — *Denticula kamtschatica* (с нижней границей по УП *Denticula seminae f. fossilis* и с верхней — по УИ *Denticula kamtschatica*), а зона *Thalassiosira zabelinae* заменена зоной *Denticula seminae f. fossilis* в том же объеме (нижняя граница — по УИ *Denticula kamtschatica*, верхняя — по УИ *Thalassiosira antiqua*). Согласно появившимся к этому времени новым данным по геохронологии и палеомагнетизму, зона *Denticula kamtschatica*, относившаяся ранее к верхней части верхнего миоцена, теперь охватывала большую часть нижнего плиоцена и самую верхнюю часть верхнего миоцена; зона *Denticula hustedtii* из нижней части верхнего миоцена переводилась в его верхнюю часть, а зона *Denticula hustedtii* — *Denticula lauta*, соответствовавшая зоне *Denticula lauta* в варианте 1973 г., включалась в нижнюю часть верхнего миоцена, а не в средний миоцен. Этот модифицированный вариант шкалы был, с одной стороны, результатом калибровки ряда датум-плейнов по новым палеомагнитным данным и радиологическим

датировкам, а с другой — попыткой корреляции с зональной шкалой для экваториальной Пацифики.

Как уже отмечалось выше (см. подраздел 1.2.2), к началу 70-х годов XX в. американский исследователь Л.Баркл разработал для верхнего кайнозоя низких широт Тихого океана вариант зональной шкалы по диатомеям, ряд подразделений которой был напрямую скоррелирован с зонами по карбонатному планктону и палеомагнитной шкалой, а соответственно и с международной стратиграфической шкалой [Burckle, 1972]. Однако в силу провинциализма дитомовой флоры, при характеристике зон экваториальной Пацифики используются тепловодные виды, которые отсутствуют или очень редки в высоких северных широтах. Поэтому непосредственная корреляция кайнозойских шкал регионов разных широт казалась практически невозможной. Тем более, что возраст биологических событий (датированных уровней) в северных частях Тихого океана древнее позднего плиоцена рассчитывался прежде всего по кривым скоростей осадконакопления, т.е. опосредованно, и был часто достаточно условным.

Поэтому И.Коизуми попытался анализировать переходные диатомовые комплексы средних широт Северо-Западной Пацифики, которые содержат в составе ряд элементов, присущих как низкоширотным, так и высокоширотным областям, и таким образом скоррелировать шкалы разных регионов Тихого океана. Такая корреляция, в первую очередь, для плиоцена и плейстоцена, была им намечена, что позволило более обоснованно оценить возраст подразделений северотихоокеанской зональной шкалы, а также время основных изменений и перестроек в развитии дитомовых флор позднего кайнозоя Северной Пацифики и их миграций [Koizumi, 1975 a,c]. При изучении разрезов Японии во второй половине 70-х годов И.Коизуми и другие ученые использовали уже уточненный вариант зональной шкалы 1975 г. [Koizumi, Капая, 1976, 1977; Koizumi, Ujii, 1976; Harper, 1977; Hasegawa, 1977; Utashiro et al., 1977; и др.].

В 1977 г. Л.Баркл и Н.Опдаик опубликовали результаты, которые были очень важны для совершенствования зональных диатомовых шкал Пацифики [Burckle, Ордук, 1977]. В этой работе были даны привязки датированных уровней верхнего плиоцена — голоцена разных широтных зон Тихого океана к палеомагнитной шкале, а также проведен анализ по прослеживанию этих уровней во времени и по площади. Было, в частности, показано, что в экваториальных и высоких-средних ши-

ротах северной части Тихого океана для расчленения кайнозоя должны использоваться разные шкалы по диатомеям, основанные на разных датум-плейнах и дана корреляция этих шкал (для низких широт применялась шкала, разработанная Л.Барклом [Burckle, 1972, 1977]). Важный вывод заключался и том, что в пределах обширной области Пацифики к северу от субарктического фронта надежной биостратиграфической основой для зонального расчленения отложений, начиная с верхнего миоцена, может служить именно шкала Коизуми [Koizumi, 1973b; 1975b]. Было показано, что зоны, предложенные Х.-И. Шрэддером [Schradler, 1973a], являются локальными и не прослеживаются во всех частях Северной Пацифики. Напротив, все подразделения шкалы Коизуми можно проследить в пределах этого региона (т.е. они устойчивы), а датированные уровни, служащие обоснованием зональных границ, являются в целом изохронными.

Одновременно, И.Коизуми, провел анализ имевшегося к тому времени материала по радиологическому и палеомагнитному датированию ряда диатомовых датум-плейнов в разрезах скважин и колонок в Северной Пацифике, а также разрезах ее западного и восточного обрамления [Koizumi, 1977]. Это позволило уточнить датировки зональных границ, а соответственно их корреляцию с геохронологической шкалой. В частности, было показано, что граница между миоценом и плиоценом проходит в средней части зоны *Denticula kamtschatica*, а граница между средним и верхним миоценом — в верхней части зоны *Denticula hustedtii* — *Denticula lauta* (т.е. нижняя граница этой зоны «опускается» в верхнюю часть среднего миоцена). Кроме того, внутри зон *Denticula hustedtii* — *Denticula lauta* и *Denticula hustedtii* были намечены соответственно две и три подзоны, границы которых прослеживались по уровням исчезновения маркирующих видов. Уточненная зональная схема была вскоре использована при расчленении отложений среднего миоцена — плейстоцена, вскрытых при глубоководном бурении на Императорском подводном хребте в Северо-Западной Пацифике [Koizumi, 1980].

Таким образом, ко второй половине 70-х годов XX столетия для расчленения морских кайнозойских отложений средних-высоких широт Северной Пацифики, начиная со среднего миоцена, у стратиграфов появилась реальная основа в виде зональной шкалы по диатомеям, состоящей из девяти зон продолжительностью до первых миллионов лет для

миоцена–плиоцена и до нескольких сотен тысяч лет — для терминального плиоцена — плейстоцена. При этом подразделения ее плиоцен-четвертичной части были скоррелированы с палеомагнитной шкалой. В дополнение к этому, в конце 70-х годов была также намечена зональность для верхней части нижнего миоцена. На основе изучения материалов по разрезам Японии для расчленения этого интервала предварительно были предложены три зоны (см. рис. 30): *Actinocyclus ingens*, *Actinocyclus ingens* — *Kisseleviella carina* и *Kisseleviella carina* [Koizumi, 1979, 1981; Fundamental data..., 1979; Tsuchi et al., 1981].

2.2.2. Использование зональной шкалы при расчленении разрезов Северо-Тихоокеанского региона

К концу 70-х — началу 80-х годов прошлого столетия относится этап широкого практического применения и детализации зональной шкалы. Этому способствовали широкомасштабные стратиграфические исследования керна глубоководного бурения в Тихом океане, а также разрезов США, Японии и Дальнего Востока России, в первую очередь, — Камчатки и Сахалина. В целом, результаты этих работ продемонстрировали возможность применения шкалы Коизуми для датирования и расчленения не только океанических толщ в разных частях Северной Пацифики, но также разрезов окраинно-морских частей этого региона. Кроме того, такие исследования привели к совершенствованию шкалы и ее детализации.

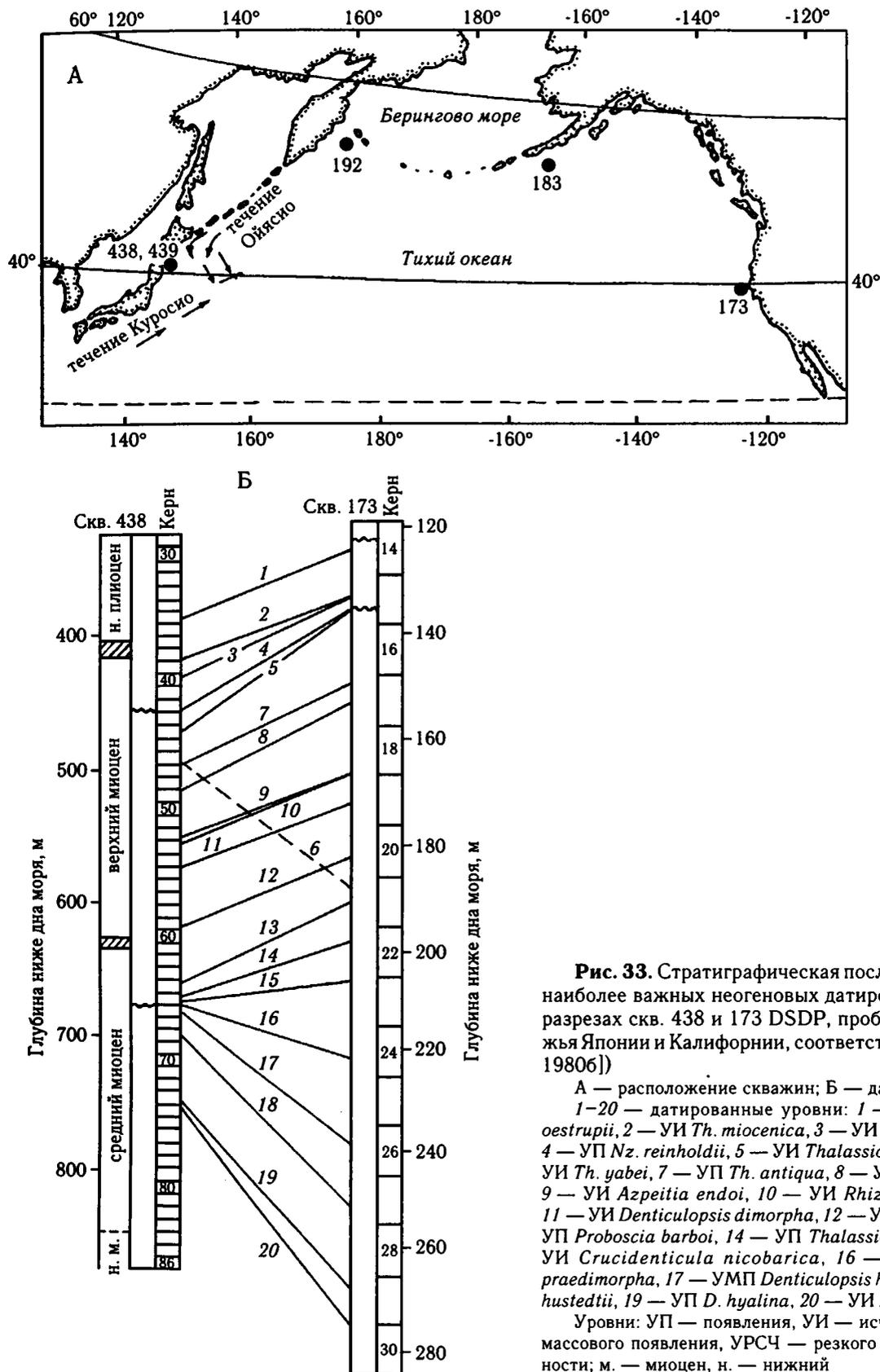
Большой вклад в изучение кайнозойской биостратиграфии Северо-Тихоокеанской области на основе диатомовых, а также в совершенствование зональной шкалы внес американский исследователь Д.Бэррон. Изучение диатомовых комплексов из разрезов Калифорнии, которое он начал в 70-х годах XX в., позволило уточнить, а во многих случаях, и пересмотреть возраст развитых здесь третичных формаций и выделенных ранее регионозональных формаций и выделенных ранее регионозональных формаций, датированных до этого, в основном, по бентосным фораминиферам и моллюскам. В своих первых работах с помощью диатомей Д.Бэррон выделил в разрезах Калифорнии серию локальных биостратиграфических подразделений и наметил их предварительную корреляцию с зонами, предложенными к тому времени Х.-И.Шрэддером и И.Коизуми [Baggon, 1973; 1975 а,б; 1976 а–с]. При-

чем из-за трудности использования шкалы Шрэддера при детальной корреляции с калифорнийскими комплексами, границы и объем ее зон были существенно изменены на основе прослеживания последовательности биостратиграфических событий в Северо-Восточной Пацифике и Калифорнии [Baggon, 1976 b,c].

Необходимо также отметить этапную работу Бэррона по изучению материалов скважин глубоководного бурения 57-го рейса б/с «Гломар Челленджер» у северо-восточного побережья Японии [Baggon, 1980a]. Проведенные исследования позволили, во-первых, провести расчленение осадков по диатомеям на основе северотихоокеанской зональной шкалы Коизуми, а во-вторых, ее детализировать и уточнить. В частности, было продемонстрировано, что в опорных скважинах, пробуренных в районе Японии (скв. 432 DSDP) и северной части Калифорнии (скв. 173 DSDP), последовательность девятнадцати из двадцати важных в стратиграфическом отношении датум-плейнов одинакова (рис. 33). На основе прослеживания последовательности и выдержанности ряда датированных уровней (в том числе, выявленных дополнительно) от Японии до Калифорнии, были выделены 11 внутризональных подразделений в ранге подзон. Внутри зон *Denticula lauta*, *Denticula hustedtii* — *Denticula lauta*, *Denticula hustedtii* и *Denticula kamtschatica* выделялись соответственно две, четыре, две и три подзоны, а также предлагалась зона *Actinocyclus ingens* для верхней части нижнего миоцена (см. рис. 30).

На основе данной, более дробной, шкалы была проведена корреляция неогеновых разрезов скважин глубоководного бурения и ряда опорных разрезов Японии [Koizumi et al., 1980; Koizumi, 1983]. Отметим, что последующие исследования подтвердили прослеживаемость большинства этих подразделений в регионе, и они в ранге зон и подзон вошли в состав современных вариантов шкалы для Северной Пацифики.

Вслед за этим, были получены результаты по диатомовой биостратиграфии средних широт Северо-Восточной Пацифики по материалам, полученным при глубоководном бурении у побережья Калифорнии [Baggon, 1981a]. В частности, для района Калифорнии и прилегающих акваторий, в разрезах которых вид-индекс зоны *Denticulopsis kamtschatica* отсутствует или появляется значительно позже по сравнению с более северными областями, вместо одноименной зоны в верхней части верхнего миоцена — нижней части плиоцена



Д.Бэрроном были выделены три локальные зоны (снизу вверх): *Thalassiosira antiqua*, *Nitzschia reinholdii* и *Thalassiosira oestrupii*. Несколько позже, была показана возможность корреляций диатомовых ассоциаций из разрезов запада США с зональными комплексами шкалы Коизуми–Бэррона [Baldauf, Barron, 1980; Poore et al., 1981; Keller, Barron, 1981; Barron, 1981b; Rowell, 1981].

В дальнейшем, в разрезах Калифорнии были прослежены все выделенные Д.Бэрроном подразделения диатомовой шкалы, часть из которых была скоррелирована с зонами по карбонатному планктону и магнитостратиграфической шкалой [Baldauf, Barron, 1982; Barron, Keller, 1983; Poore et al., 1984; Barron, 1986 а–с; 1992b; Barron, Baldauf, 1986, 1990; Arends, Blake, 1986; White et al., 1992; Omarzal et al., 1993; и др.]. В итоге, изучение смешанных тепловодных и холодноводных ассоциаций средних широт из разрезов скважин глубоководного бурения у побережья Японии и Калифорнии [Barron, 1980a, 1981a] позволило не только в целом провести их корреляцию с комплексами зональной шкалы по диатомеям низких широт, но и наметить их сопоставление с подразделениями по карбонатному планктону и радиоляриям, разработанным для этой области, и корреляцию с международной геологической шкалой [Barron et al., 1980, 1981; Keller, Barron, 1981; Keller et al., 1982; Poore et al., 1984; и др.].

Одновременно в результате изучения кайнозойских разрезов Японии с привлечением данных по глубоководному бурению японские исследователи Ф.Акиба [Akiba, 1979, 1983; Akiba, Hoshi, Ichinoseki, 1982; Akiba, Yanagisawa, Ishu, 1982; Akiba, Ichinoseki, 1983, 1984] и Т.Маруяма [Maruyama, 1984b] предложили более детальный вариант зональной диатомовой шкалы. Прослеживание последовательности ряда датированных уровней в районе Японских островов и прилегающих акваторий позволило в итоге выделить для интервала средний миоцен — голоцен пятнадцать зон вместо девяти, а также наметить четыре зоны для нижнего миоцена (см. рис. 30). При этом, в большинстве случаев данные зональные подразделения неогена соответствовали подзонам, предложенным ранее Д.Бэрроном на основе фиксации и прослеживания уровней появления или исчезновения ряда маркирующих видов [Barron, 1980a, 1981a, 1985c]. Было показано, что все подразделения шкалы прослеживаются в разрезах Японии и глубоководных скважин, пробуренных к тому времени в северо-западном секторе Северной Пацифики, и поэтому могут считаться зо-

нальными для этого региона. Возможность применения предложенной им зональности Ф.Акиба продемонстрировал также при изучении материалов 87-го рейса б/с «Гломар Челленджер», полученных при бурении у северо-восточного побережья Японии, что нашло отражение в его итоговой работе [Akiba, 1986]. В этой сводке были обобщены все имевшиеся к тому времени данные по диатомовой стратиграфии Северной Пацифики и ее обрамления и проведен всесторонний анализ состояния и возможности применения разработанной шкалы в разных частях региона.

Шкала Ф.Акибы для среднего миоцена — кватера получила широкое признание и в качестве основы используется в практике до сих пор. В разрезах глубоководных скважин 87-го рейса б/с «Гломар Челленджер» были прослежены все зональные подразделения за исключением нижнемиоценовых, а также показана возможность их использования и для более северных районов Тихого океана. Необходимо отметить, что в ходе этих работ были проведены исследования и ревизия ряда стратиграфически важных форм диатомей, включая, в частности, группу, относимую ранее к роду *Denticulopsis* (а до этого включавшуюся в состав рода *Denticula*). В результате, эта очень важная для детальной биостратиграфии группа была разделена на три рода — *Denticulopsis*, *Crucidenticula* и *Neodenticula*, а ее представители, в том числе и новые виды, отнесены к одному из упомянутых родов [Akiba, Yanagisawa, 1986; Yanagisawa, Akiba, 1990].

С этого времени ученые используют данную номенклатуру и, следуя ей, соответственно употребляют названия диатомовых зон. Близкая к упомянутой выше зональная схема была использована при расчленении неогеновых отложений, вскрытых скважинами глубоководного бурения в 86-м рейсе б/с «Гломар Челленджер» в средних–высоких широтах северо-западного сектора Пацифики в районе подводной возвышенности Обручева [Koizumi, Tanimura, 1985] (см. рис. 30). Скважины в этом рейсе были пробурены по сумеридиональному трансекту от северной границы субтропического пояса до южной части субарктической Пацифики, что давало возможность изучить переходные комплексы диатомей и оценить изохронность датированных уровней по широте. Это, наряду с результатами, полученными по привязке биостратиграфических событий к палеомагнитной шкале, позволило И.Коизуми проследить в нижнем плиоцене зону *Thalassiosira oestrupii* и уточнить определение ряда зональных подразделений [Koizumi, 1985a; Koizumi, Tanimura,

1985]. Кроме того, в этих работах была впервые намечена корреляция диатомовой шкалы с геохронологической шкалой кайнозоя, разработанной к тому времени У.Берггеном с соавторами [Berggren et al., 1985]. Ряд важных в стратиграфическом отношении датированных уровней плиоцена и плейстоцена напрямую привязывались к палеомагнитной шкале, причем точные датировки абсолютного возраста некоторых из них (УИ *Rouxia californica*, УИ *Thalassiosira miocenica*, УП *Th. oestrupii*, УП *Neodenticula koizumii*, УСЧ *N. kamtschatica*, УП *Proboscia curvirostris*, УСЧ *Actinocyclus oculatus*, УП и УИ *Rhizosolenia matuyamai*, УИ *Thalassiosira jouseae*) были получены для этих широт впервые.

Работы по расчленению неогеновых и четвертичных отложений Камчатки и Сахалина с использованием океанической зональной шкалы начали проводиться в конце 70-х — начале 80-х годов XX столетия. Сопоставление неогеновых диатомовых комплексов Западной Камчатки с зональными ассоциациями впервые наметили В.С. Пушкарь, Т.А. Кукина и Л.М. Долматова [Пушкарь и др., 1976; Синельникова и др., 1979; Долматова, 1980], а Восточной Камчатки — Т.В. Орешкина [Орешкина, 1980; Гладенков и др., 1982] и Л.М. Долматова [1980, 1982]. Первые такие работы по Сахалину были выполнены А.И. Моисеевой, В.П. Болдыревой и другими авторами [Моисеева и др., 1979, 1982; Савицкий и др., 1979, 1981, 1982; Жидкова и др., 1982; Моисеева, Ремизовский, 1983; Пушкарь, 1983]. Эти исследования продемонстрировали возможность успешного применения северотихоокеанской зональной диатомовой шкалы при расчленении и датировании разрезов верхнего кайнозоя разных районов Камчатки и Сахалина. Последующие работы принесли дополнительные результаты по расчленению ряда основных разрезов Сахалина, Курильских островов, Камчатки, Чукотки и прилегающих акваторий на зональной основе с использованием шкалы Коизуми, а также более дробных шкал Д.Бэррона и Ф.Акибы. Это относится, в первую очередь, к разрезам Сахалина и Охотского моря [Моисеева, 1985; Орешкина, Витухин, 1987; Шаинян и др., 1989; Выпова, 1989 а,б, 1990; Болдырева, 1991; Митрофанова и др., 1991; Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений..., 1992; Орешкина, 1996а; и др.] и Камчатки [Атлас фауны..., 1984; Брутман и др., 1985; Орешкина, 1985, 1986, 1989, 1990; Гладенков и др., 1991; Gladenkov et al., 1991; Детальное расчленение..., 1992; Опорный разрез неогена..., 1992; Басилян и др., 1993; Гладенков А., 1993б; Gladenkov, 1994; и др.]. В меньшей мере та-

кие работы коснулись Чукотки [Митрофанова, Болдырева, 1989; Волобуева и др., 1990 а,б; Агапитов, Митрофанова, 1999; и др.] и Курильских островов [Шмидт, Орешкина, 1986; Витухин и др., 1996; Orshkina, 1999].

Одновременно подобные исследования проводились и в разных районах Японских островов и Японского моря [Koizumi, 1983, 1986а, 1990 а,б; Koizumi, Matoba, 1989; Ito, 1982, 1986; Oda et al., 1984; Takayanagi et al., 1984; Akiba, 1987; Akiba, Hiramatsu, 1988; Oka et al., 1991; Yanagisawa et al., 1989; Цой, 1990, 1991; Tsoy, 1990а; Yanagisawa, 1990, 1993 а,с; Seiji, Yanagisawa, 1994; Sagayama et al., 1992; Sagayama, Hoyanagi, 1993; Hasegawa et al., 1993; Watanabe et al., 1994; Motoyama, Maruyama, 1995, 1996; Цой, Шастина, 1999; и др.] и тихоокеанского побережья США [Whiting, Schrader, 1985; Barron, 1986 а-с, 1992b; Barron, Baldauf, 1986, 1990; Arends, Blake, 1986; White, 1990, 1994; White et al., 1992; Omarzal et al., 1993; и др.]. При этом использовались близкие варианты зональной шкалы [Koizumi, 1985а; Barron, 1985с, 1989; Akiba, 1986].

Таким образом, к началу 90-х годов XX столетия для расчленения и корреляций морских осадочных толщ, начиная со среднего миоцена, развитых в пределах высоких-средних широт Северной Пацифики и ее обрамления, стратиграфы имели реальный инструмент в виде зональной шкалы, разработанной в 70-х годах И.Коизуми и ее более дробных и уточненных модификаций. Были также показаны некоторые различия в зональных подразделениях высоких широт северо-западного сектора Тихого океана и средних широт его северо-восточного сектора (прежде всего, района Калифорнии). Были намечены подразделения для верхней части нижнего миоцена. Все эти результаты были обобщены ко второй половине 80-х годов [Barron, 1985с, 1989; Koizumi, 1985а; Akiba, 1986].

Однако оставался ряд важных проблем, во многом оставшихся неразрешенными.

Во-первых, датированные уровни, на основе которых проводились зональные и инфразональные границы, были напрямую сопоставлены с палеомагнитной шкалой, только начиная с самой верхней части верхнего миоцена — нижнего плиоцена. Для более древних горизонтов (с возрастом больше 6 млн лет) их датировки определялись в основном по кривым скоростей осадконакопления, рассчитанным для разрезов скважин глубоководного бурения. При этом выход керн в скважинах DSDP был не всегда высоким, а соответственно появлялись и

пропуски в отборе образцов, что влияло на точность реконструкций. Кроме того, методика роторного бурения, которая использовалась в рамках DSDP в Северной Пацифике, часто не позволяла получить керны ненарушенной последовательности непрерывных разрезов, напрямую сопоставленных с палеомагнитной шкалой. Корреляция же с подразделениями более южной части Тихого океана, привязанными к зонам по карбонатному планктону и палеомагнитной шкале, была опосредованной и во многих случаях условной. Отсутствие достоверных датировок абсолютного возраста для большинства границ миоценовых зональных подразделений, таким образом, затрудняло точное сопоставление северитихоокеанских зон с международной геологической шкалой.

Во-вторых, проведенные к тому времени исследования показали, что некоторые важные датум-плейны в разных частях Северной Пацифики являются диахронными — прежде всего при переходе из одной широтной области в другую [Koizumi, Burckle, 1984; Burckle, Opdyke, 1985; Koizumi, 1985a, 1986b, 1989, 1990 a,b; Koizumi, Tanimura, 1985; и др.]. Кроме того, некоторые из используемых биостратиграфических маркеров, в первую очередь, уровни исчезновения (УИ) и резкого сокращения численности (УСЧ) не всегда с одинаковым успехом можно было проследить в разрезах разных частей региона. Например, во многих случаях, из-за процессов переотложения трудно определить реальный уровень вымирания вида, а также отличить его от уровня исчезновения вида в конкретном разрезе. Поэтому «слепое» использование датированных уровней при анализе комплексов из разрезов разных районов могло приводить к ошибкам в определении возрастных датировок.

В-третьих, вообще не была разработана зональность для интервала, древнее миоцена, а подразделения для нижнего миоцена являлись во многом предварительными, так как проследить их последовательность в непрерывных разрезах не удавалось.

В 90-х годах XX столетия начался современный этап изучения диатомовой стратиграфии, к которому относится разработка зональных подразделений для нижнего миоцена и олигоцена, а также прямая корреляция зон верхнего и среднего миоцена с палеомагнитной шкалой в непрерывных разрезах. Этому во многом способствовали новые технологии бурения, применяемые в ходе работ в рамках начавшейся Международной про-

граммы океанического бурения (ODP), сменившей DSDP.

В начале 90-х годов прошлого века Д.Бэррон провел критический анализ важнейших диатомовых датированных уровней позднего кайнозоя Тихоокеанского региона с оценкой их абсолютного возраста [Barron, 1992a]. Были приведены оценки абсолютных датировок 131 УП и УИ неогена экваториальной Пацифики и 130 — Северной Пацифики, имевшихся к тому времени. Однако, если в экваториальной области прямую привязку к палеомагнитной шкале имели 65 таких уровней, то в северитихоокеанской — только 24, причем всего два из них (УП *Proboscia barboi* и УП *Denticulopsis hyalina*) с возрастом, древнее, чем конец позднего миоцена (сопоставлены в разрезах Калифорнии). На основании результатов предыдущих исследований предполагалось, что остальные 22 уровня (в основном средне- и раннемиоценовые) изохронны в экваториальной и северной частях Тихого океана. Поэтому для определения их возраста в Северной Пацифике при отсутствии палеомагнитного контроля использовались абсолютные датировки, полученные в низких широтах. Аналогично оценивались возрасты нескольких важных для миоцена датум-плейнов (УП *Thalassiosira fraga*, УП *Denticulopsis hustedtii*, УП *D. praedimorpha*, УИ *Crucidenticula nicobarica*, УСЧ *D. praedimorpha*), датировки которых были получены в высоких широтах Южного океана.

Дополнительные уточнения были также внесены в зональную схему при изучении материалов 127-го и 128-го рейсов н.и. б/с «ДЖОИДЕС Резольюшн», полученных при глубоководном бурении в Японском море [Koizumi, 1992a,b, 1994]. Датированные уровни, начиная с плиоцена, были напрямую сопоставлены с палеомагнитной временной шкалой, в частности, впервые были получены абсолютные датировки для УП *Actinocyclus oculatus*, УИ *Thalassiosira jacksonii*, УП *Neodenticula seminae*, УИ *Thalassiosira marujamica*, УИ *Pyxidicula zabelinae*, УИ *Neodenticula koizumii*, УИ *Simonseniella (Proboscia) curvirostris*. Возрасты более древних уровней (среднего–позднего миоцена), как и ранее, рассчитывались по кривым скоростей осадконакопления. Анализ датированных уровней по площади показал, что некоторые из них диахронны в зависимости от широтного положения или не улавливаются достаточно четко. Это относилось, например, к таким важным в стратиграфическом отношении уровням, как УИ *Thalassiosira antiqua*, по которому ранее проводилась нижняя граница зоны *Actinocyclus oculatus* [Barron, 1985c; Akiba, 1986], а

также УСЧ *Rouxia californica*, определявшего верхнюю границу одноименной зоны в схеме Ф.Акибы [Akiba, 1986] или нижнюю границу подзоны «b» зоны *Neodenticula kamtschatica* (старое название — *Denticulopsis kamtschatica*) в схеме Д.Бэррона [Barro, 1985c]. Поэтому для характеристики нижней границы зоны *Actinocyclus oculatus* был выбран уровень исчезновения вида *Neodenticula koizumii* (старое название — *Denticulopsis seminae* var. *fossilis*), который, по данным И.Коизуми, являлся изохронным, а зона *Rouxia californica* рассматривалась как интервал между УИ *Thalassionema schraderi* и УП *Neodenticula kamtschatica* [Koizumi, 1992a,b]. Другими словами, было дано новое определение ряда зональных границ, основанное на прослеживании изохронных уровней (см. рис. 30).

Новые ценные результаты по совершенствованию зональной шкалы по диатомеям были получены недавно на основе обработки материалов глубоководного бурения в Северной Пацифике, проводившегося в 145-м рейсе н.и. б/с «ДЖОИДЕС Резольюшн». Ниже дается детальный анализ этих данных.

2.3. Новые материалы по совершенствованию подразделений среднего миоцена — плиоцена

Уникальный материал, позволивший сделать новый шаг в обосновании зональной шкалы кай-

нозоя и расшифровке кайнозойской истории развития Северной Пацифики, был собран во время 145-го рейса ODP, проводившегося в 1992 г. [Rea et al., 1993]. В рейсе, в разных частях субарктической Пацифики, севернее 44° с.ш., где до этого глубоководное бурение не проводилось более 20 лет, было пробурено в общей сложности 25 скважин на пяти основных станциях (рис. 34). Необходимо отметить, что в ходе работ использовались новые технологии бурения, в частности, с помощью усовершенствованного гидравлического керноотборника (АРС). При очень высоком проценте выхода керна это, в частности, позволило впервые для высоких-средних широт Тихого океана осуществить прямые корреляции кайнозойских разрезов до среднего миоцена включительно с палеомагнитной шкалой [Weeks et al., 1995] и, исходя из этого, получить возраст датированных уровней для разных групп микрофоссилий [Barro et al., 1995].

При обработке материалов рейса использовалась палеомагнитная шкала С.Кэнде и Д.Кента [Cande, Kent, 1992]. В настоящей же работе, за исключением оговоренных случаев, цифры абсолютных возрастов, номера палеомагнитных хронов и субхронов приводятся согласно геохронологической и палеомагнитной шкалам У.Берггрена с коллегами [Berggren et al., 1995] и С.Кэнде и Д.Кента [Cande, Kent, 1995], учитывающих новую информацию по радиологическим и палеомагнитным датировкам. Датирование границ между отделами и по-

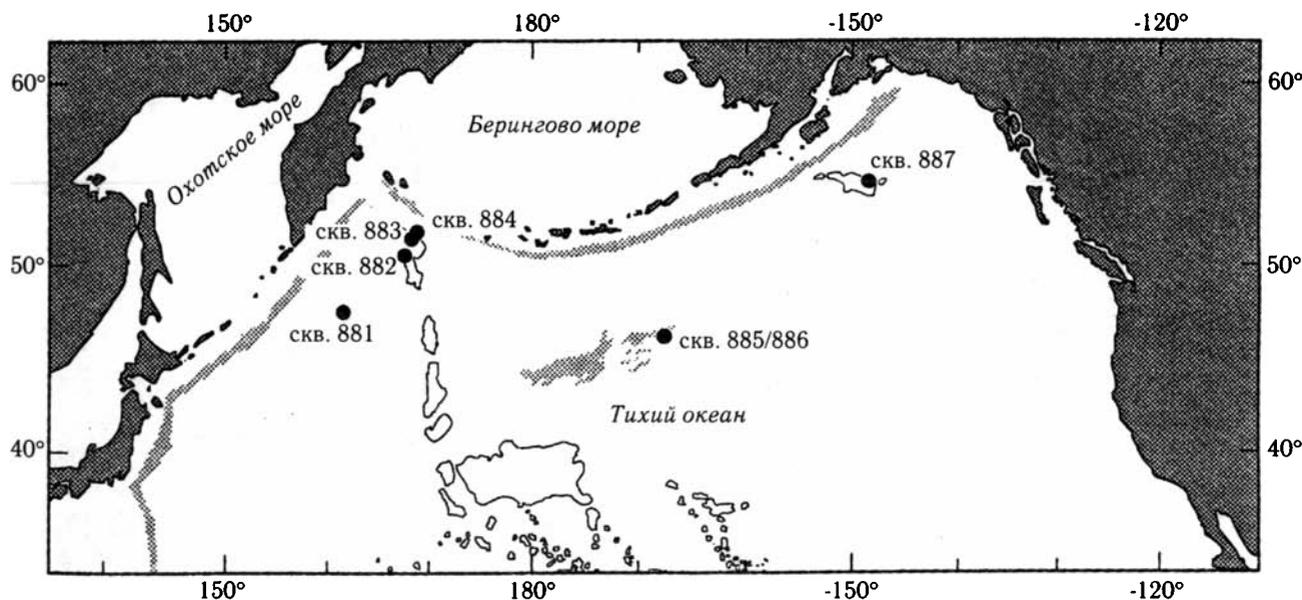


Рис. 34. Расположение скважин, пробуренных в субарктической Пацифике в 145-м рейсе ODP

дотделами также принято в соответствии с этими шкалами, в частности: граница между эоценом и олигоценом — 33,7 млн лет, ранним и поздним олигоценом — 28,5 млн лет, олигоценом и ранним миоценом — 23,8 млн лет, ранним и средним миоценом — 16,4 млн лет, средним и поздним миоценом — 11,2 млн лет, миоценом и плиоценом — 5,32 млн лет, ранним и средним плиоценом — 3,58 млн лет, средним и поздним плиоценом — 2,58 млн лет, плиоценом и кварталом — 1,77 млн лет. Деление плиоцена на подотделы приводится согласно утвержденному международному расчленению неогена, по которому нижнему плиоцену соответствует занклийский ярус, среднему — пьяченский, а верхнему — гелазский ярус.

В 1996 г. на 30-й сессии Международного геологического конгресса в Пекине международная подкомиссия по стратиграфии неогена приняла ге-

лазский ярус в качестве верхнего яруса неогеновой системы (верхнего плиоцена) с нижней границей на возрастном уровне 2,58 млн лет и верхней — в подошве квартала на уровне 1,77 млн лет. Нижняя граница квартала утверждена Международной комиссией по стратиграфии, однако официально принятое расчленение четвертичной системы до сих пор отсутствует.

По схеме МСК России 1995 г., четвертичная система разделена на два отдела: нижний — плейстоцен и верхний — голоцен, граница между которыми проходит на уровне 0,01 млн лет [Алексеев и др., 1997]. В свою очередь, плейстоцен разделен на два подотдела: нижний — эоплейстоцен и верхний — неоплейстоцен, с границей на уровне 0,78 млн лет.

По схеме же, рекомендованной Комиссией по стратиграфии Международного союза геологиче-

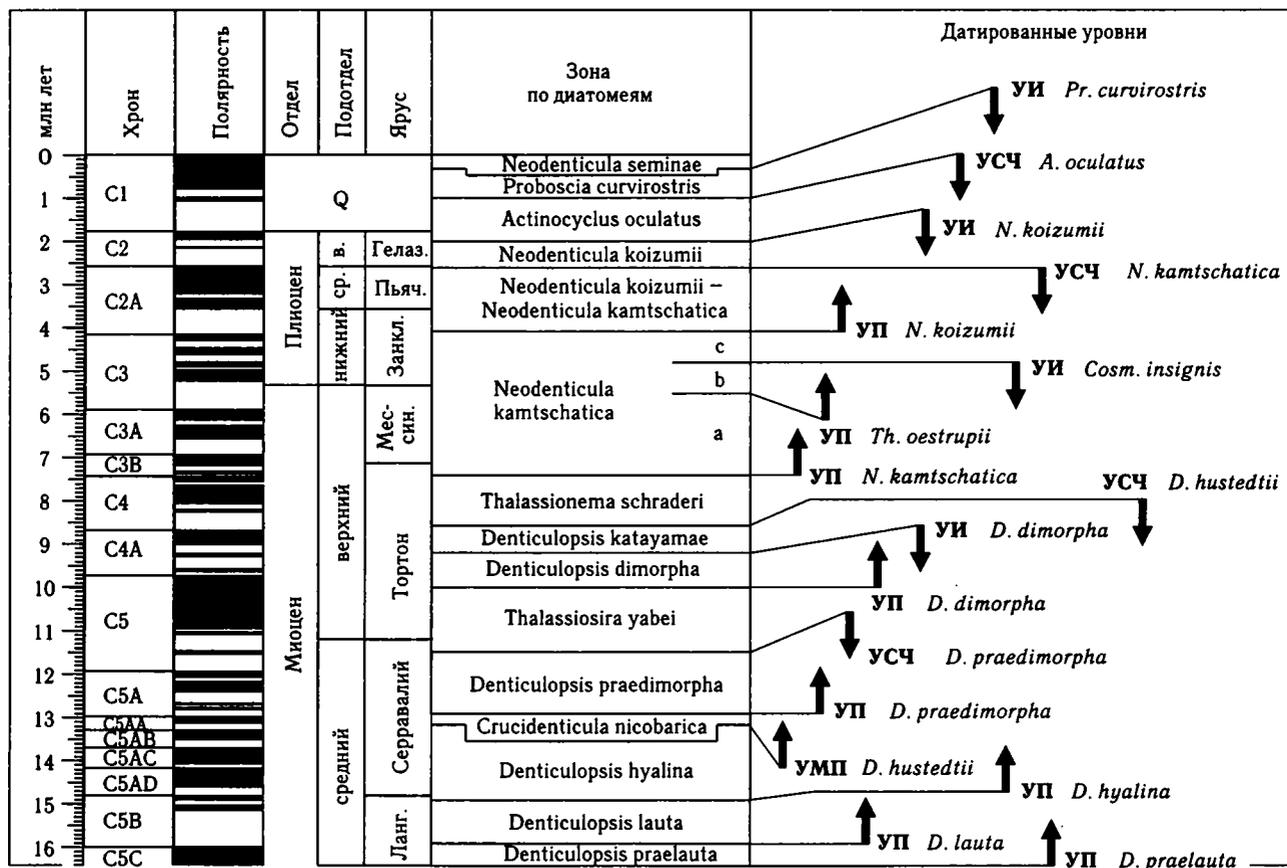


Рис. 35. Зональная шкала по диатомеям для верхнего кайнозоя субарктической Пацифики (по: [Ваггон, Gladenkov, 1995]), скоррелированная с геохронологической и магнитостратиграфической шкалами по Berggren et al. [1995]

Q — четвертичная система; а-с — подзоны; О. — олигоцен; в. — верхний

Условные обозначения: Гелаз. — гелазий, Пьяч. — пьяченций, Занкл. — занклий, Мессин. — мессиний, Ланг. — лангий

ских наук [Cowie, Bassett, 1989], плейстоцен разделен на нижний, средний (0,78–0,13 млн лет) и верхний (0,13–0,01 млн лет) таким образом, что по объему нижний плейстоцен соответствует эоплейстоцену, а средний и верхний — неоплейстоцену по схеме МСК России. Такое деление плейстоцена широко используется в Западной Европе.

Некоторые исследователи вообще предлагают включить квартал, наряду с плиоценом и миоценом, в состав неогеновой системы и рассматривать его как отдел (плейстоцен), в пределах которого выделяются три подотдела: нижний (1,77–0,78 млн лет), средний (0,78–0,22 млн) и верхний (0,22–0,0 млн лет) [Berggren et al., 1995].

Специальное детальное изучение проблем четвертичной геологии не входит в цели нашей работы, поэтому расчленение квартала проводится, следуя схеме, рекомендованной Комиссией по стратиграфии Международного союза геологических наук [Cowie, Bassett, 1989].

Биостратиграфическое расчленение кайнозойских осадочных толщ олигоцена–квартала, вскрытых скважинами, осуществлялось, в первую очередь, по диатомеям. Их изучение проводилось автором совместно с Д.Бэрроном [Rea et al., 1993; Barron, Gladenkov, 1995; Gladenkov, Barron, 1995, 1996]. В целом, для расчленения среднемиоценовой–четвертичной части разреза за основу была принята зональная шкала Ф.Акибы [Akiba, 1986], с некоторыми изменениями (рис. 35). Для определения нижней границы зоны *Actinocyclus oculatus* был выбран уровень исчезновения вида *Neodenticula koizumii*, как это было предложено И.Коизуми [Koizumi, 1992a,b], а объем зоны *Neodenticula kamtschatica* принимался в установленных до 1985 г. границах, т.е. от УП *Neodenticula kamtschatica* до УИ *Neodenticula koizumii*. Внутри последней зоны выделялось три подзоны (а, б, в), границы между которыми определялись соответственно по УП *Thalassiosira oestrupii* и УИ *Cosmiodiscus insignis*, согласно Д.Бэррону [Barron, 1980a]. Необходимо отметить, что при исследовании не использовались некоторые таксоны в составе родов *Crucidentricula* и *Denticulopsis*, выделенные в ранге видов и подвидов в 1990 г. Ю.Янагисавой и Ф.Акибой [Yanagisawa, Akiba, 1990]. Это объясняется некоторой неясностью критериев их выделения, которые трудно использовать в практике. Поэтому соответственно формы *Crucidentricula paranicobarica* и *Cr. nicobarica* в понимании японских исследователей включались нами в состав одного вида *Crucidentricula nicobarica*;

Denticulopsis hustedtii, *D. simonsenii*, *D. vulgaris*, *D. praekatayamae* — вида *Denticulopsis hustedtii*; *Denticulopsis hyalina* и *D. miocenica* — вида *Denticulopsis hyalina*; *Denticulopsis lauta*, *D. ichikawae*, *D. okunoi*, *D. tanimurae* и *D. praehyalina* — вида *Denticulopsis lauta*, а выделение варьететов внутри видов *Denticulopsis praedimorpha* и *Denticulopsis dimorpha* не проводилось.

При обработке материалов рейса была прослежена вся последовательность диатомовых зон от среднего миоцена до голоцена (см. рис. 35), что еще раз продемонстрировало возможность применения северотихоокеанской зональной шкалы при расчленении осадочных толщ, начиная со среднего миоцена [Barron, Gladenkov, 1995]. Кроме того, для расчленения отложений, более древних, чем зона *Denticulopsis praelauta*, впервые предложена серия зон по диатомеям для интервала от верхней части нижнего олигоцена до верхов нижнего миоцена. На основе прослеживания уровней последовательных появлений (УП) зональных видов выделены следующие семь интервал-зон (Interval Zones) — снизу вверх: *Rocella vigilans*; *Cavitatus rectus*; *Rocella gelida*; *Thalassiosira praepraga*; *Thalassiosira fraga*; *Crucidentricula sawamurae*; *Crucidentricula kanayae* (см. рис. 30 и ниже рис. 60). Подробная характеристика этих зональных подразделений и анализ их датированных уровней даны в следующем разделе (2.4). В настоящем же разделе приводятся результаты по зональному расчленению среднемиоценовой–четвертичной части разрезов, вскрытых скважинами в 145-м рейсе ODP, по диатомеям. При этом, в начале раздела дана общая литологическая характеристика полных разрезов всех скважин (рис. 36) (с обоснованием возраста палеогеновой и меловой частей разрезов, где диатомеи не найдены или не позволили осуществить зональное расчленение, по наннопланктону и планктонным форминиферам, а также радиометрическому датированию).

Перед тем, как перейти к характеристике скважин ODP, необходимо отметить, что по технологии глубоководного бурения, которое проводится с судна «ДЖОИДЕС Резольюшн», поднятые породы разделяются на керны (core) длиной до 9,5 м (при полном выходе керна). КERN разделен на семь секций (section) и наконечник керноотборника (core catcher). Шесть секций имеют длину 1,5 м, а одна (седьмая, самая нижняя) — короче других. Нумерация кернов и секций начинается от кровли разреза. Для обозначения номера образца исполь-

дотделами также принято в соответствии с этими шкалами, в частности: граница между эоценом и олигоценом — 33,7 млн лет, ранним и поздним олигоценом — 28,5 млн лет, олигоценом и ранним миоценом — 23,8 млн лет, ранним и средним миоценом — 16,4 млн лет, средним и поздним миоценом — 11,2 млн лет, миоценом и плиоценом — 5,32 млн лет, ранним и средним плиоценом — 3,58 млн лет, средним и поздним плиоценом — 2,58 млн лет, плиоценом и квартером — 1,77 млн лет. Деление плиоцена на подотделы приводится согласно утвержденному международному расчленению неогена, по которому нижнему плиоцену соответствует занклийский ярус, среднему — пьаченский, а верхнему — гелазский ярус.

В 1996 г. на 30-й сессии Международного геологического конгресса в Пекине международная подкомиссия по стратиграфии неогена приняла ге-

лазский ярус в качестве верхнего яруса неогеновой системы (верхнего плиоцена) с нижней границей на возрастном уровне 2,58 млн лет и верхней — в подошве квартера на уровне 1,77 млн лет. Нижняя граница квартера утверждена Международной комиссией по стратиграфии, однако официально принятое расчленение четвертичной системы до сих пор отсутствует.

По схеме МСК России 1995 г., четвертичная система разделена на два отдела: нижний — плейстоцен и верхний — голоцен, граница между которыми проходит на уровне 0,01 млн лет [Алексеев и др., 1997]. В свою очередь, плейстоцен разделен на два подотдела: нижний — эоплейстоцен и верхний — неоплейстоцен, с границей на уровне 0,78 млн лет.

По схеме же, рекомендованной Комиссией по стратиграфии Международного союза геологиче-

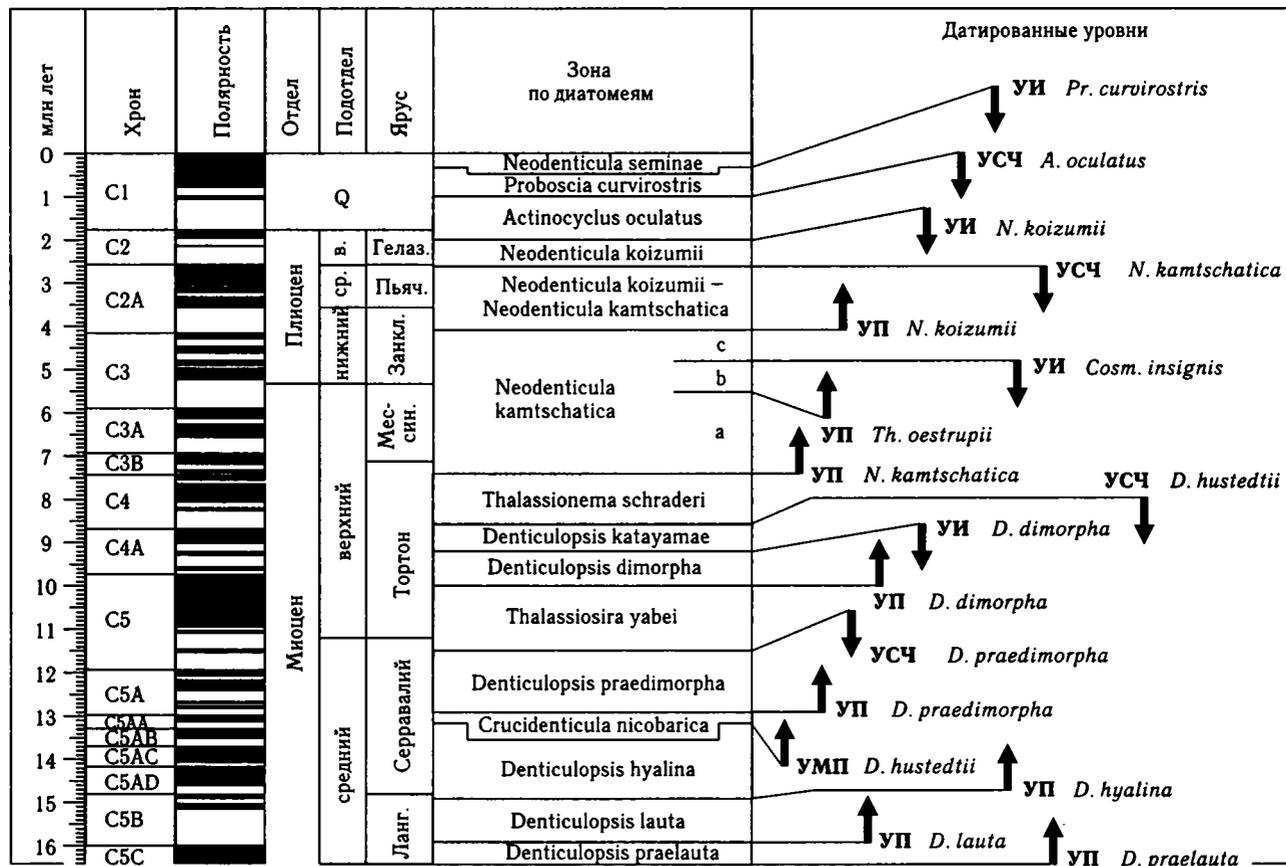


Рис. 35. Зональная шкала по диатомеям для верхнего кайнозоя субарктической Пацифики (по: [Barron, Gladenkov, 1995]), скоррелированная с геохронологической и магнитостратиграфической шкалами по Berggren et al. [1995]

Q — четвертичная система; а-с — подзоны; О. — олигоцен; в. — верхний

Условные обозначения: Гелаз. — гелазий, Пьяч. — пьаченций, Занкл. — занклий, Мессин. — мессиний, Ланг. — лангий

ских наук [Cowie, Bassett, 1989], плейстоцен разделен на нижний, средний (0,78–0,13 млн лет) и верхний (0,13–0,01 млн лет) таким образом, что по объему нижний плейстоцен соответствует эоплейстоцену, а средний и верхний — неоплейстоцену по схеме МСК России. Такое деление плейстоцена широко используется в Западной Европе.

Некоторые исследователи вообще предлагают включить квартал, наряду с плиоценом и миоценом, в состав неогеновой системы и рассматривать его как отдел (плейстоцен), в пределах которого выделяются три подотдела: нижний (1,77–0,78 млн лет), средний (0,78–0,22 млн) и верхний (0,22–0,0 млн лет) [Berggren et al., 1995].

Специальное детальное изучение проблем четвертичной геологии не входит в цели нашей работы, поэтому расчленение квартала проводится, следуя схеме, рекомендованной Комиссией по стратиграфии Международного союза геологических наук [Cowie, Bassett, 1989].

Биостратиграфическое расчленение кайнозойских осадочных толщ олигоцена–квартала, вскрытых скважинами, осуществлялось, в первую очередь, по диатомеям. Их изучение проводилось автором совместно с Д.Бэрроном [Rea et al., 1993; Barron, Gladenkov, 1995; Gladenkov, Barron, 1995, 1996]. В целом, для расчленения среднемиоценовой–четвертичной части разреза за основу была принята зональная шкала Ф.Акибы [Akiba, 1986], с некоторыми изменениями (рис. 35). Для определения нижней границы зоны *Actinocyclus oculatus* был выбран уровень исчезновения вида *Neodenticula koizumii*, как это было предложено И.Коизуми [Koizumi, 1992a,b], а объем зоны *Neodenticula kamtschatica* принимался в установленных до 1985 г. границах, т.е. от УП *Neodenticula kamtschatica* до УИ *Neodenticula koizumii*. Внутри последней зоны выделялось три подзоны (а, б, с), границы между которыми определялись соответственно по УП *Thalassiosira oestrupii* и УИ *Cosmiodiscus insignis*, согласно Д.Бэррону [Barron, 1980a]. Необходимо отметить, что при исследовании не использовались некоторые таксоны в составе родов *Crucidentricula* и *Denticulopsis*, выделенные в ранге видов и подвидов в 1990 г. Ю.Янагисавой и Ф.Акибой [Yanagisawa, Akiba, 1990]. Это объясняется некоторой неясностью критериев их выделения, которые трудно использовать в практике. Поэтому соответственно формы *Crucidentricula paranicobarica* и *Cr. nicobarica* в понимании японских исследователей включались нами в состав одного вида *Crucidentricula nicobarica*;

Denticulopsis hustedtii, *D. simonsenii*, *D. vulgaris*, *D. praekatayamae* — вида *Denticulopsis hustedtii*; *Denticulopsis hyalina* и *D. miocenica* — вида *Denticulopsis hyalina*; *Denticulopsis lauta*, *D. ichikawae*, *D. okunoi*, *D. tanimurae* и *D. praehyalina* — вида *Denticulopsis lauta*, а выделение варьететов внутри видов *Denticulopsis praedimorpha* и *Denticulopsis dimorpha* не проводилось.

При обработке материалов рейса была прослежена вся последовательность диатомовых зон от среднего миоцена до голоцена (см. рис. 35), что еще раз продемонстрировало возможность применения северитихоокеанской зональной шкалы при расчленении осадочных толщ, начиная со среднего миоцена [Barron, Gladenkov, 1995]. Кроме того, для расчленения отложений, более древних, чем зона *Denticulopsis praelauta*, впервые предложена серия зон по диатомеям для интервала от верхней части нижнего олигоцена до верхов нижнего миоцена. На основе прослеживания уровней последовательных появлений (УП) зональных видов выделены следующие семь интервал-зон (Interval Zones) — снизу вверх: *Rocella vigilans*; *Cavitatus rectus*; *Rocella gelida*; *Thalassiosira praefraga*; *Thalassiosira fraga*; *Crucidentricula sawamurae*; *Crucidentricula kanayae* (см. рис. 30 и ниже рис. 60). Подробная характеристика этих зональных подразделений и анализ их датированных уровней даны в следующем разделе (2.4). В настоящем же разделе приводятся результаты по зональному расчленению среднемиоценовой–четвертичной части разрезов, вскрытых скважинами в 145-м рейсе ODP, по диатомеям. При этом, в начале раздела дана общая литологическая характеристика полных разрезов всех скважин (рис. 36) (с обоснованием возраста палеогеновой и меловой частей разрезов, где диатомеи не найдены или не позволили осуществить зональное расчленение, по наннопланктону и планктонным формаминиферам, а также радиометрическому датированию).

Перед тем, как перейти к характеристике скважин ODP, необходимо отметить, что по технологии глубоководного бурения, которое проводится с судна «ДЖОИДЕС Резольюшн», поднятые породы разделяются на керны (core) длиной до 9,5 м (при полном выходе керна). КERN разделен на семь секций (section) и наконечник керноотборника (core catcher). Шесть секций имеют длину 1,5 м, а одна (седьмая, самая нижняя) — короче других. Нумерация кернов и секций начинается от кровли разреза. Для обозначения номера образца исполь-

дотделами также принято в соответствии с этими шкалами, в частности: граница между эоценом и олигоценом — 33,7 млн лет, ранним и поздним олигоценом — 28,5 млн лет, олигоценом и ранним миоценом — 23,8 млн лет, ранним и средним миоценом — 16,4 млн лет, средним и поздним миоценом — 11,2 млн лет, миоценом и плиоценом — 5,32 млн лет, ранним и средним плиоценом — 3,58 млн лет, средним и поздним плиоценом — 2,58 млн лет, плиоценом и кватером — 1,77 млн лет. Деление плиоцена на подотделы приводится согласно утвержденному международному расчленению неогена, по которому нижнему плиоцену соответствует занклийский ярус, среднему — пьаченский, а верхнему — гелазский ярус.

В 1996 г. на 30-й сессии Международного геологического конгресса в Пекине международная подкомиссия по стратиграфии неогена приняла ге-

лазский ярус в качестве верхнего яруса неогеновой системы (верхнего плиоцена) с нижней границей на возрастном уровне 2,58 млн лет и верхней — в подошве кватера на уровне 1,77 млн лет. Нижняя граница кватера утверждена Международной комиссией по стратиграфии, однако официально принятое расчленение четвертичной системы до сих пор отсутствует.

По схеме МСК России 1995 г., четвертичная система разделена на два отдела: нижний — плейстоцен и верхний — голоцен, граница между которыми проходит на уровне 0,01 млн лет [Алексеев и др., 1997]. В свою очередь, плейстоцен разделен на два подотдела: нижний — эоплейстоцен и верхний — неоплейстоцен, с границей на уровне 0,78 млн лет.

По схеме же, рекомендованной Комиссией по стратиграфии Международного союза геологиче-

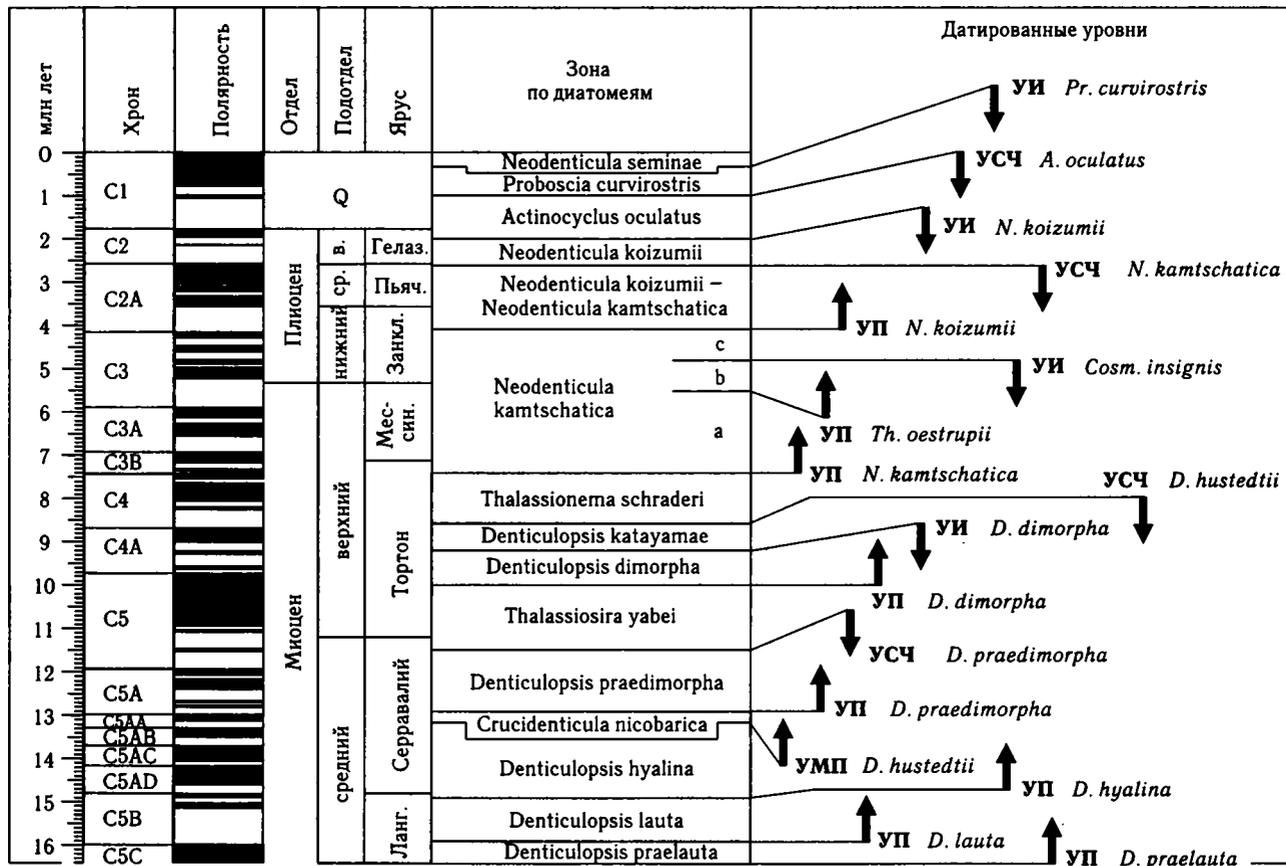


Рис. 35. Зональная шкала по диатомеям для верхнего кайнозоя субарктической Пацифики (по: [Baron, Gladenkov, 1995]), скоррелированная с геохронологической и магнитостратиграфической шкалами по Berggren et al. [1995]

Q — четвертичная система; а-с — подзоны; О. — олигоцен; в. — верхний

Условные обозначения: Гелаз. — гелазий, Пьяч. — пьачендий, Занкл. — занклий, Мессин. — мессиний, Ланг. — лангий

ских наук [Cowie, Bassett, 1989], плейстоцен разделен на нижний, средний (0,78–0,13 млн лет) и верхний (0,13–0,01 млн лет) таким образом, что по объему нижний плейстоцен соответствует эоплейстоцену, а средний и верхний — неоплейстоцену по схеме МСК России. Такое деление плейстоцена широко используется в Западной Европе.

Некоторые исследователи вообще предлагают включить квартал, наряду с плиоценом и миоценом, в состав неогеновой системы и рассматривать его как отдел (плейстоцен), в пределах которого выделяются три подотдела: нижний (1,77–0,78 млн лет), средний (0,78–0,22 млн) и верхний (0,22–0,0 млн лет) [Berggren et al., 1995].

Специальное детальное изучение проблем четвертичной геологии не входит в цели нашей работы, поэтому расчленение квартала проводится, следуя схеме, рекомендованной Комиссией по стратиграфии Международного союза геологических наук [Cowie, Bassett, 1989].

Биостратиграфическое расчленение кайнозойских осадочных толщ олигоцена–квартала, вскрытых скважинами, осуществлялось, в первую очередь, по диатомеям. Их изучение проводилось автором совместно с Д.Бэрроном [Rea et al., 1993; Barron, Gladenkov, 1995; Gladenkov, Barron, 1995, 1996]. В целом, для расчленения среднемиоценовой–четвертичной части разреза за основу была принята зональная шкала Ф.Акибы [Akiba, 1986], с некоторыми изменениями (рис. 35). Для определения нижней границы зоны *Actinocyclus oculatus* был выбран уровень исчезновения вида *Neodenticula koizumii*, как это было предложено И.Коизуми [Koizumi, 1992a,b], а объем зоны *Neodenticula kamtschatica* принимался в установленных до 1985 г. границах, т.е. от УП *Neodenticula kamtschatica* до УИ *Neodenticula koizumii*. Внутри последней зоны выделялось три подзоны (а, б, в), границы между которыми определялись соответственно по УП *Thalassiosira oestrupii* и УИ *Cosmiodiscus insignis*, согласно Д.Бэррону [Barron, 1980a]. Необходимо отметить, что при исследовании не использовались некоторые таксоны в составе родов *Crucidentricula* и *Denticulopsis*, выделенные в ранге видов и подвидов в 1990 г. Ю.Янагисавой и Ф.Акибой [Yanagisawa, Akiba, 1990]. Это объясняется некоторой неясностью критериев их выделения, которые трудно использовать в практике. Поэтому соответственно формы *Crucidentricula paranicobarica* и *Cr. nicobarica* в понимании японских исследователей включались нами в состав одного вида *Crucidentricula nicobarica*;

Denticulopsis hustedtii, *D. simonsenii*, *D. vulgaris*, *D. praekatayamae* — вида *Denticulopsis hustedtii*; *Denticulopsis hyalina* и *D. miocenica* — вида *Denticulopsis hyalina*; *Denticulopsis lauta*, *D. ichikawae*, *D. okunoi*, *D. tanimurae* и *D. praehyalina* — вида *Denticulopsis lauta*, а выделение варьететов внутри видов *Denticulopsis praedimorpha* и *Denticulopsis dimorpha* не проводилось.

При обработке материалов рейса была прослежена вся последовательность диатомовых зон от среднего миоцена до голоцена (см. рис. 35), что еще раз продемонстрировало возможность применения северотихоокеанской зональной шкалы при расчленении осадочных толщ, начиная со среднего миоцена [Barron, Gladenkov, 1995]. Кроме того, для расчленения отложений, более древних, чем зона *Denticulopsis praelauta*, впервые предложена серия зон по диатомеям для интервала от верхней части нижнего олигоцена до верхов нижнего миоцена. На основе прослеживания уровней последовательных появлений (УП) зональных видов выделены следующие семь интервал-зон (Interval Zones) — снизу вверх: *Rocella vigilans*; *Cavitatus rectus*; *Rocella gelida*; *Thalassiosira praeфрага*; *Thalassiosira фрага*; *Crucidentricula sawamurae*; *Crucidentricula kanayae* (см. рис. 30 и ниже рис. 60). Подробная характеристика этих зональных подразделений и анализ их датированных уровней даны в следующем разделе (2.4). В настоящем же разделе приводятся результаты по зональному расчленению среднемиоценовой–четвертичной части разрезов, вскрытых скважинами в 145-м рейсе ODP, по диатомеям. При этом, в начале раздела дана общая литологическая характеристика полных разрезов всех скважин (рис. 36) (с обоснованием возраста палеогеновой и меловой частей разрезов, где диатомеи не найдены или не позволили осуществить зональное расчленение, по наннопланктону и планктонным формаминиферам, а также радиометрическому датированию).

Перед тем, как перейти к характеристике скважин ODP, необходимо отметить, что по технологии глубоководного бурения, которое проводится с судна «ДЖОИДЕС Резольюшн», поднятые породы разделяются на керны (core) длиной до 9,5 м (при полном выходе керна). КERN разделен на семь секций (section) и наконечник кернаотборника (core catcher). Шесть секций имеют длину 1,5 м, а одна (седьмая, самая нижняя) — короче других. Нумерация кернов и секций начинается от кровли разреза. Для обозначения номера образца исполь-

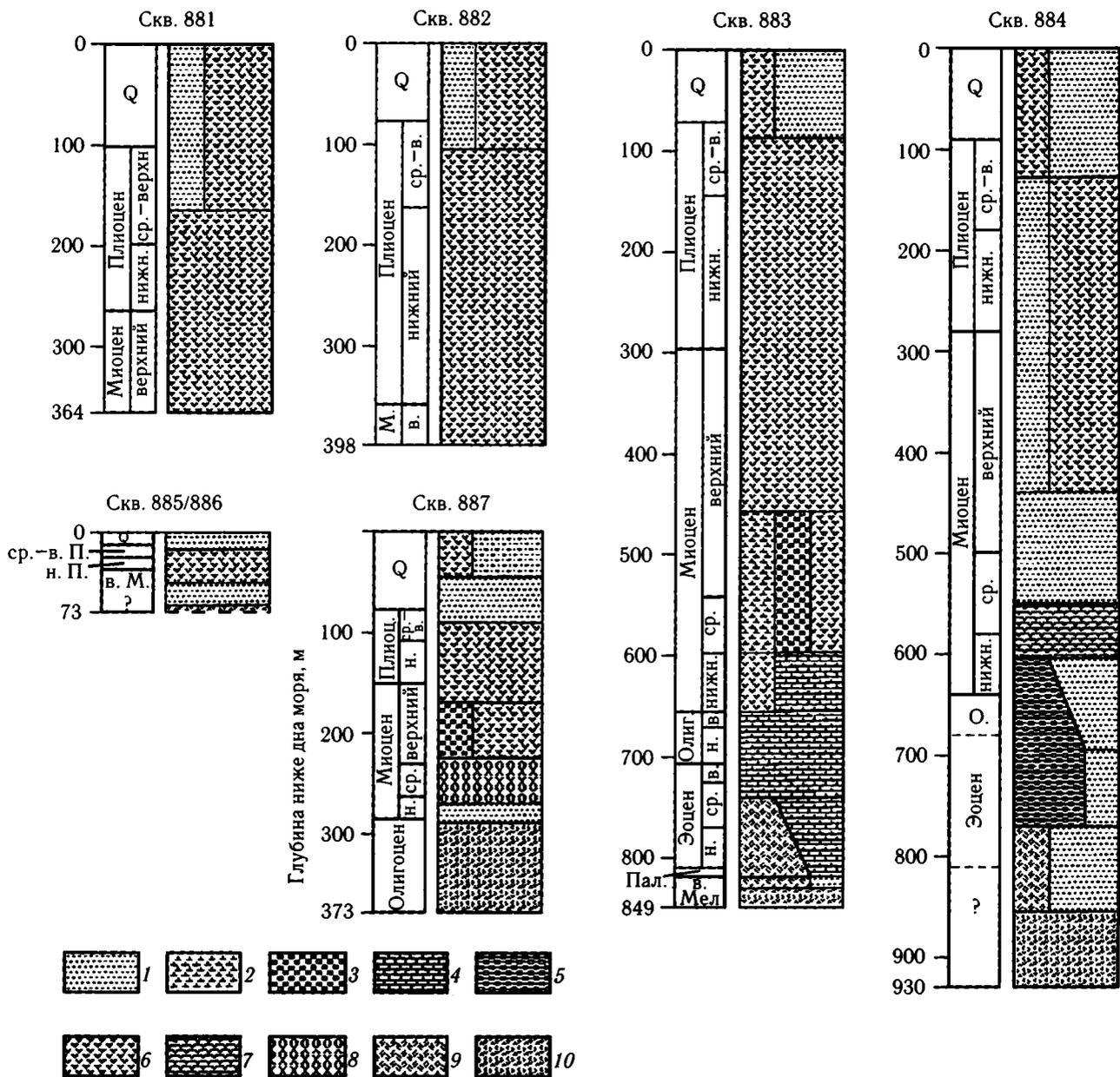


Рис. 36. Общая литологическая характеристика и возраст отложений в разрезах скважин, пробуренных в 145-м рейсе ODP (по: [Rea et al., 1995], с дополнениями)

1–10 — литологический состав: 1 — глины и алевриты, 2 — наннопланктонные илы, 3 — известняковые илы, 4 — наннопланктонный псчий мел, 5 — псчий мел, 6 — кремнистые илы, 7 — диатомиты, 8 — диатомово-радиоляриевые илы, 9 — вулканические пеплы, 10 — базальты

Q — квартер, П. — плиоцен, М. — миоцен, Олиг., О. — олигоцен, Пал. — палеоцен, н. — нижний, ср. — средний, в. — верхний

зуется несколько цифр, которые последовательно указывают номер рейса ODP, скважины, керна, секции и затем, после запятой, — расстояние в сантиметрах от кровли секции (если образец взят из наконечника керноотборника, вместо последних

цифр он маркируется буквами — СС). Латинская буква, следующая после номера керна, указывает на тип используемого керноотборника при бурении (рис. 37, табл. 1). Таким образом, если, например, образец имеет маркировку 145-883А-9Н-3, 10–12 см,

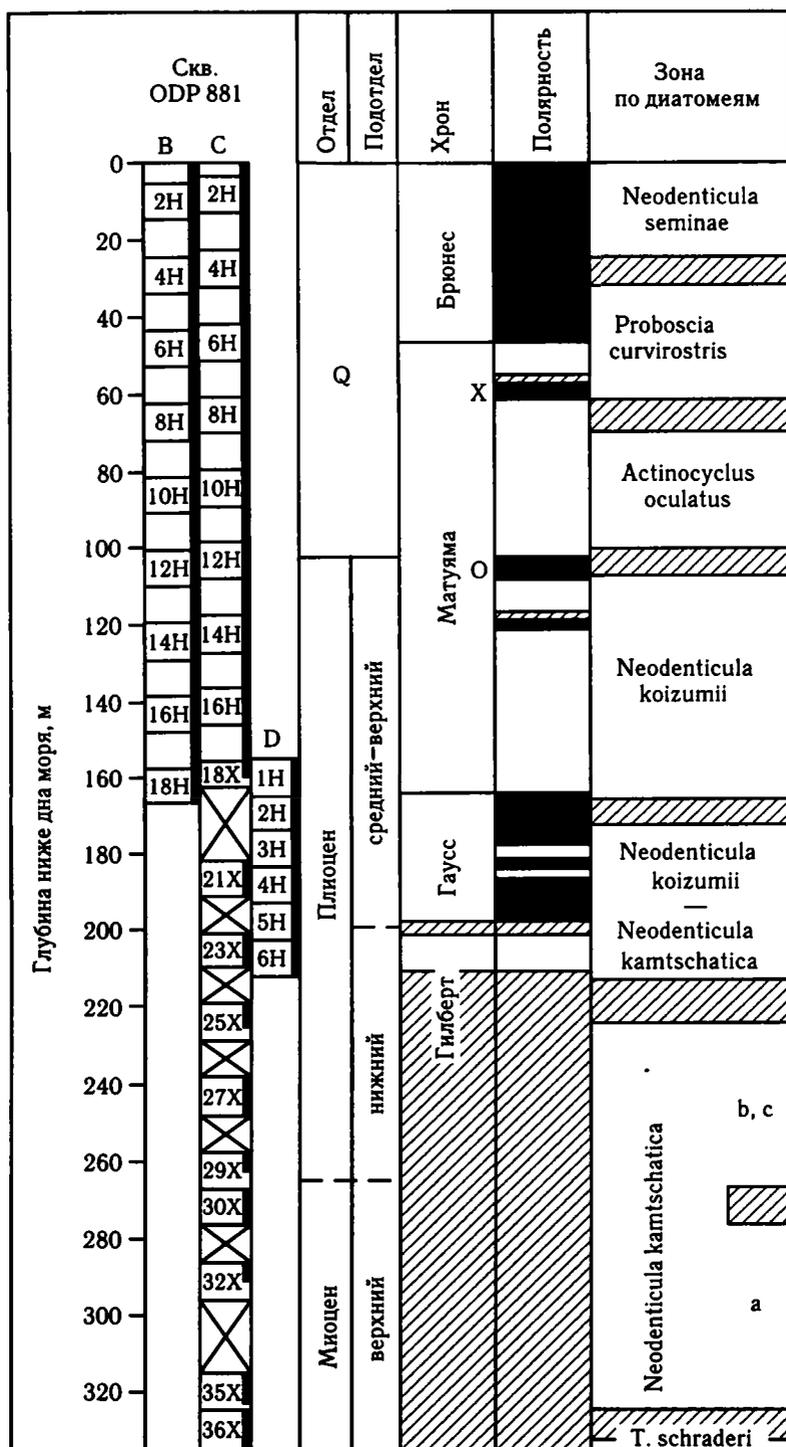


Рис. 37. Положение магнитостратиграфических подразделений и зон по диатомеям в скважинах ст. 881 ODP (по: [Shipboard Scientific Party, 1993a; Barron, Gladenkov, 1995], с дополнениями)

Цифрами и латинскими буквами обозначены номера кернов и тип использованного при бурении керноотборника (H — усовершенствованный гидравлический, X — выдвигающийся); черными вертикальными линиями показан выход керна; косыми линиями заштрихованы интервалы, для которых точное положение границ магнитостратиграфических и биостратиграфических подразделений не установлено и/или данные по магнитостратиграфии отсутствуют; а-с — подзоны по диатомеям; X и O — эпизоды Харамильо и Олдувей палеомагнитной эпохи Матуйама, соответственно; Q — четвертичная система; T. — *Thalassionema*

Таблица 1. Возраст и стратиграфическое положение диатомовых датированных уровней и подразделений магнитостратиграфической шкалы в разрезе скв. 887 ODP

Датированные уровни	Возраст, млн лет	Л	Скв. 887А		Скв. 887С	
			Интервал, номер образца	Глубина ниже дна моря, м	Интервал, номер образца	Глубина ниже дна моря, м
1	2	3	4	5	6	7
УИ <i>Proboscia curvirostris</i>	0,3	2	2Н-СС/3Н-СС	16,2/25,7	2Н-СС/3Н-СС	13,8/23,3
п C1n	0,78			45,55		42,7
к C1r.1n	0,99			55,6		52,6
УСЧ <i>Actinocyclus oculatus</i>	1,01	1	6Н-СС/7Н-СС	54,2/63,7	6Н-СС/7Н-СС	51,8/61,3
п C1r.1n	1,07			58,95		56,25
УП <i>Proboscia curvirostris</i>	1,59	1	7Н-СС/8Н-СС	63,7/73,2	9Н-СС/10Н-СС	74,3/83,8
к C2n	1,77					75,35
п C2n	1,95					78,95
УИ <i>Neodenticula koizumii</i>	2,0	2	8Н-СС/9Н-СС	73,2/82,7	9Н-СС/10Н-СС	74,3/83,8
к C2An.1n	2,581			88,9		87,3
УСЧ <i>Neodenticula kamschatica</i>	2,61–2,68	1	9Н-СС/10Н-СС	82,7/92,2	10Н-СС/11Н-СС	83,8/93,3
УП <i>Neodenticula seminae</i>	2,68	1	9Н-СС/10Н-СС	82,7/92,2	10Н-СС/11Н-СС	83,8/93,3
п C2An.1n	3,04			101,1		98,3
к C2An.2n	3,11			101,85		100,55
п C2An.2n	3,22			104,2		102,7
УИ <i>Thalassiosira marujamica</i>	(3,25)		12Н-2, 135 см/ 12Н-3, 5 см	104,55/104,75	11Н-СС/12Н-СС	93,3/103,8
к C2An.3n	3,33			106,55		103,4
п C2An.3n	3,58			110,35		105,9
УП <i>Actinocyclus oculatus</i>	(3,68)		13Н-1, 21 см/ 13Н-2, 21 см	111,4/112,9		
УП <i>Neodenticula koizumii</i>	(3,73)		13Н-2, 21 см/ 13Н-3, 21 см	112,9/114,4	13Н-СС/14Н-СС	112,3/121,8
к C3n.1n	4,18			121,1		120,35
п C3n.1n	4,29			125,2		
п C3n.2n	4,62			134,7		134,8
к C3n.3n	4,80					139,65
п C3n.3n	4,89			142,2		
УИ <i>Thalassiosira jacksonii</i> (пликатная форма)	(5,0)		16Х-СС/ 17Х-1, 21 см	144,37/145,3		
к C3n.4n	4,98			145,8		143,55
п C3n.4n	5,23			149,95		148,65
УП <i>Thalassiosira latimarginata</i>	(5,18)		17Х-3, 21 см/ 17Х-4, 21 см	148,3/149,8	17Н-СС/18Н-СС	150,3/159,8
УП <i>Thalassiosira jacksonii</i> (пликатная форма)	(5,18)		17Х-3, 21 см/ 17Х-4, 21 см	148,3/149,8		
УП <i>Thalassiosira oestrupii</i>	(5,49*)		17Х-СС/ 18Х-1, 21 см	154,8/155,0	17Н-СС/18Н-СС	150,3/159,8
к C3An.1n	5,894					169-169,3

Таблица 1. Продолжение

	1	2	3	4	5	6	7
УИ	<i>Thalassiosira miocenica</i>	(6,1*)		20X-2, 21 см/ 20X-3, 21 см	175,8/177,3	19H-CC/20H-CC	169,3/178,8
п	C3An.1n	6,137					177,1
к	C3An.2n	6,269					181,75
УП	<i>Thalassiosira miocenica</i>	(6,4*)		21X-1, 22 см/ 21X-2, 22 см	183,9/185,4	20H-CC/21H-CC	178,8/188,3
УИ	<i>Cavitatus jouseanus</i>	(6,8*)		21X-CC/ 22H-1, 25 см	193,4/193,6		
п	C4n.1n	7,562					199,2
УП	<i>Neodenticula kamtschatica</i>	(7,3–7,4*)		22H-4, 21 см/ 22H-5, 21 см	198,1/199,6	22H-CC/23H-CC	197,8/207,3
УП	<i>Nitzschia reinholdii</i>	(7,4–7,5*)		22H-5, 21 см/ 22H-6, 21 см	199,6/201,1		
УСЧ	<i>Thalassionema schraderi</i>	(7,6–7,7*)		22H-6, 21 см/ 22H-CC	201,1/202,9	22H-CC/23H-CC	197,8/207,3
к	C4n.2n	7,65					199,8
п	C4n.2n	8,072					205,45
к	C4r.1n	8,225					206,8
УИ	<i>Denticulopsis katayamae</i>	(8,3–8,4*)		23H-5, 21 см/ 23H-6, 21 см	209,1/210,6		
УИ	<i>Thalassiosira minutissima</i>	(8,4–8,5*)		23H-6, 21 см/ 23H-7, 21 см	210,6/212,1		
УСЧ	<i>Denticulopsis hustedtii</i>	(8,6*)		23H-7, 21 см/ 23H-CC	212,1/212,4	23H-CC/24H-CC	207,3/216,8
к	C4An	8,699					211,8
п	C4An	9,025					215,95
УИ	<i>Denticulopsis dimorpha</i>	(9,0–9,06*)		24H-4, 21 см/ 24H-5, 21 см	217,1/218,6	23H-CC/24H-CC	207,3/216,8
УП	<i>Denticulopsis katayamae</i>	(9,55*)		24H-CC/ 25H-1, 21 см	221,9/222,1		
УП	<i>Thalassionema schraderi</i>	(9,55*)		24H-CC/ 25H-1, 21 см	221,9/222,1		
УП	<i>Thalassiosira minutissima</i>	(9,55*)		24H-CC/ 25H-1, 21 см	221,9/222,1		
к	C4Ar.2n	9,58					219,75
п	C4Ar.2n	9,642					220,65
УП	<i>Thalassiothrix robusta</i>	(9,65*)		25H-1, 21 см/ 25H-2, 24 см	222,1/223,6	24H-CC/25H-CC	216,8/223,3
УИ	<i>Proboscia praebarboi</i>	(9,65*)		25H-1, 21 см/ 25H-2, 24 см	222,1/223,6		
к	C5n.1n	9,74					221,3
п	C5n.1n	9,88					222,85
к	C5n.2n	9,92					223,05
УП	<i>Denticulopsis dimorpha</i>	(9,9–10,0*)		25H-3, 133 см/ 25H-4, 133 см	226,23/227,73	24H-CC/25H-CC	216,8/223,3

Таблица 1. Продолжение

1	2	3	4	5	6	7
УП <i>Hemidiscus cuneiformis</i>	(10,5–10,7)		26H-2, 21 см/ 26H-3, 21 см	228,0/229,5		
УИ <i>Nitzsca heteropolica</i>	(10,7–10,9)		26H-3, 21 см/ 26H-4, 21 см	229,5/231,0		
п C5n.2n	10,949					231,45
к C5r.2n	11,476					235,15
УСЧ <i>Denticulopsis praedimorpha</i>	(11,3–11,5)		25H-CC/ 27H-1, 60 см	231,4/241,8	26H-6, 21 см/ 26H-7, 21 см	234,0/235,5
УИ <i>Mediaria splendida</i>	(11,5–11,6)		25H-CC/ 27H-1, 60 см	231,4/241,8	26H-7, 21 см/ 26H-CC	235,5/235,8
к C5An.1n	11,935					238,25
п C5An.1n	12,078					239,5
к C5An.2n	12,184					240,05
п C5An.2n	12,401					241,65
УП <i>Proboscia barboi</i>	(12,1–12,5*)		25H-CC/ 27H-1, 60 см	231,4/241,8	27H-3, 21 см/ 27H-6, 21 см	239,0/243,5
УП <i>Nitzsca heteropolica</i>	(12,5–12,7*)		27H-1, 60 см/ 27H-2, 20 см	241,8/242,9		
УИ <i>Crucidenticula nicobarica</i>	(12,5–12,7*)		27H-1, 60 см/ 27H-2, 20 см	241,8/242,9		
УП <i>Denticulopsis praedimorpha</i>	(12,8–13,1)		27H-3, 20 см/ 27H-3, 124 см	244,4/245,44	27H-6, 21 см/ 27H-CC	243,5/245,3
УМП <i>Denticulopsis hustedtii</i>	(12,8–13,1)		27H-3, 20 см/ 27H-3, 124 см	244,4/245,44	27H-6, 21 см/ 27H-CC	243,5/245,3
к C5ACn	13,703					248,45
п C5ACn	14,076					250,85
к C5ADn	14,178					251,75
УП <i>Denticulopsis hustedtii</i>	(13,6–14,6*)		27H-CC/28H-CC	250,7/260,2	27H-CC/28H-CC	245,3/254,8
к C5Bn.1n	14,80					255,6
п C5Bn.1n	14,888					256,25
УП <i>Denticulopsis hyalina</i>	(14,9–15,1*)		29H-1, 51 см/ 29H-2, 21 см	260,7/261,9	?27H-CC/ 28H-CC	245,3/254,8
к C5Bn.2n	15,034					257,05
п C5Bn.2n	15,155					257,55
УП <i>Actinocyclus ingens</i> var. <i>nodus</i>	(15,5–16,7*)		29H-4, 21 см/ 29H-CC	264,1/269,7	28H-CC/ 29H-CC	254,8/264,3
к C5Cn.1n	16,014					262,1
УП <i>Denticulopsis lauta</i>	15,9	3	30X-5, 90 см/ 30X-CC	276,6/279,4		
УП <i>Denticulopsis praelauta</i>	16,2	3				
УП <i>Crucidenticula kanayae</i>	(16,7–17,1)				30H-1, 21 см/ 30H-2, 21 см	264,51/266,01
к C5Dn	17,277					266,75
п C5Dn	17,615					268,4
к C5En	18,281					271,95

Таблица 1. Окончание

	1	2	3	4	5	6	7
УП <i>Crucidenticula sawamurae</i>		(18,3–18,5)		>30X-CC		30Н-6, 21 см/ 30Н-7, 21 см	272,0/273,7
УП <i>Thalassiosira fraga</i>		20,1	4			<30Н-CC	<273,8

Примечание. Данные по магнитостратиграфии приведены по: [Shipboard Scientific Party, 1993e]. Подразделения палеомагнитной шкалы, а также абсолютные датировки возраста их подошвы и кровли пересчитаны согласно магнитостратиграфической и геохронологической шкалам по: [Berggren et al., 1995]; возрастные датировки границ отделов и подотделов — по: [Berggren et al., 1995], за исключением границ между ранним и средним плиоценом (3,58 млн лет) и средним и поздним плиоценом (2,58 млн лет). Абсолютные датировки датум-плейнов пересчитаны согласно шкале: [Berggren et al., 1995]. Возраст датум-плейнов, полученный на основе прямой корреляции с магнитостратиграфической шкалой в разрезе, показан в скобках, возраст других уровней приведен по литературным данным (Л): 1 — [Koizumi, Tanimura, 1985]; 2 — [Koizumi, 1992b]; 3 — [Barron, 1992a]; 4 — [Baldauf, Barron, 1991]. Звездочками (*) показаны корреляции между скв. 887А и скв. 887С на основе сопоставления результатов оценки пористости осадков гамма-лучевым методом с помощью прибора «GRAPE». Номера образцов, ограничивающих каждый датированный уровень, разделены косой, так же, как и цифры глубин отбора этих образцов ниже морского дна.

Условные обозначения: УП — уровень появления таксона, УМП — уровень массового появления, УИ — уровень исчезновения, УСЧ — уровень резкого снижения численности, ИР — интервал распространения; C1n–C5En — палеомагнитные хроны (субхроны); п — подошва палеомагнитного хрона (субхрона), к — кровля палеомагнитного хрона (субхрона); Н, Х, Р, R — технология бурения, полученная с помощью: Н — с помощью усовершенствованного гидравлического керноотборника, Х — выдвигающегося керноотборника, Р — компрессионного керноотборника, R — керноотборника роторного бурения. При нумерации образцов первая цифра показывает номер ядра, вторая — номер секции (в случае маркировки с использованием символа CC — образец взят из наконечника керноотборника), третья — расстояние (в см) от кровли секции.

то это означает, что он отобран в 145-м рейсе ODP, в разрезе скв. 883А, из ядра 9 (пройденного с использованием гидравлического керноотборника), из секции 3, на расстоянии 10–12 см от кровли этой секции.

Литологическая и палеонтологическая характеристики разрезов скв. 881–887 ODP 4

Скв. 881

Скважины ст. 881 пробурены в глубоководной части Северо-Западной Пацифики (см. рис. 34): координаты — 47°6,1' с.ш., 161°29,5' в.д.; глубина воды — 5531 м. Всего было пробурено четыре скважины — 881А, -В, -С и -D, самая глубокая из которых (скв. 881С) достигла отметки 364 м ниже морского дна (см. рис. 36 и 37). По литологической характеристике вскрытый осадочный разрез отнесен к единой толще, в пределах которой выделяются две пачки (сверху вниз).

Пачка 1А (0–164 м ниже дна моря) представлена глинистыми диатомовыми илами верхнего плиоцена — голоцена с прослоями вулканических пеплов и материалом ледового разноса.

Пачка 1В (164–364 м ниже дна моря) — диатомовые и радиоляриевые илы конца верхнего миоцена — начала верхнего плиоцена (прослой пеплов и материал ледового разноса также фиксируется, но в меньшем количестве, чем в верхней пачке).

В разрезе скв. 881 прослежена непрерывная последовательность зон по диатомеям от верхнемиоценовой зоны *Thalassionema schraderi* до четвертичной зоны *Neodenticula seminae* (см. рис. 37).

Серия скважин на ст. 882–884, пробурена в трех точках на подводном поднятии Обручева (на подводной горе Детройт), которое представляет собой северное окончание Императорского хребта в северо-западной части Тихого океана, составляет «глубоководный трансект» через эту подводную возвышенность (см. рис. 34). Скважины ст. 882 бурились в средней части трансекта, ст. 883 — в более мелководной, а ст. 884 — в более глубоководной ее частях (рис. 38).

Скв. 882

Скв. 882А и 882В, пробуренные на юго-западном склоне части подводной горы Детройт (коор-

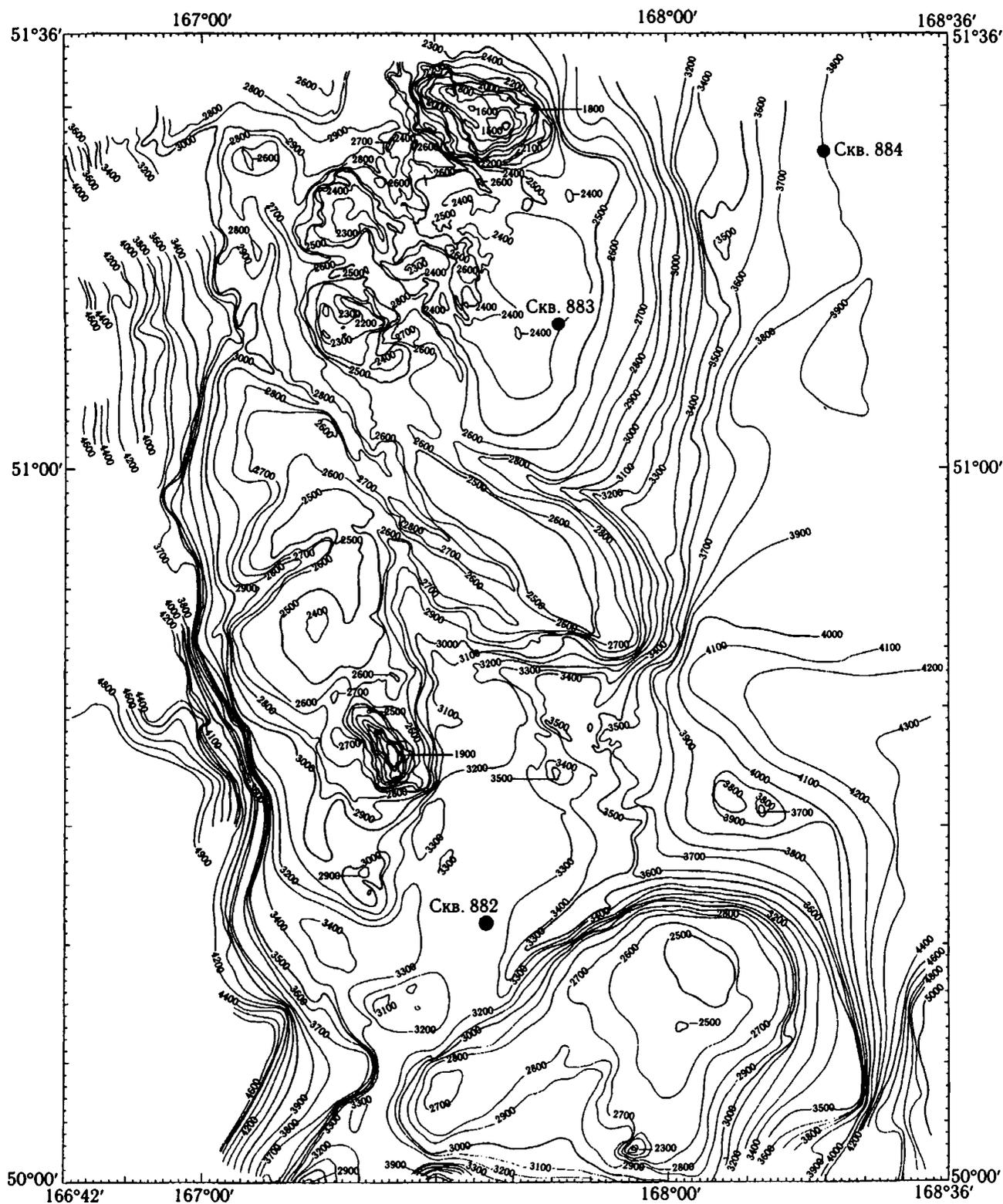


Рис. 38. Батиметрическая карта дна океана в районе подводной горы Детройт и расположение скв. 182–184 ODP (по: [Rea et al, 1995])

динаты — 50°21,8' с.ш., 167°36,0' в.д.; глубина воды — 3255 м), достигли отметки 398 м ниже мор-

ского дна (рис. 39; см. рис. 36 и 38). По литологической характеристике вскрытый осадочный разрез отнесен к единой толще, в пределах которой выделяются две пачки (сверху вниз).

Пачка IA (0–110 м ниже дна моря) представлена диатомовыми илами верхнего плиоцена — голоцена, с прослоями вулканических пеплов, глин и материалом ледового разноса.

Пачка IB (110–398 м ниже дна моря) — диатомовые илы верхнего миоцена — верхнего плиоцена, с примесью остатков наннопланктона и спикул губок (прослой пеплов отмечены в меньшем количестве по сравнению с верхней пачкой).

В разрезе скв. 882 прослежена последовательность диатомовых зон от верхнемиоценовой части зоны *Neodenticula kamtschatica* (подзона «а») до зоны квартера *Neodenticula seminae* (см. рис. 39).

Скв. 883

Скв. 883 (883A–F) пробурены в равнинной части вершины подводной горы Детройт (координаты — 51°11,9' с.ш., 167°46,1' в.д.; глубина воды — 2396 м). Мощность вскрытого осадочного разреза составляет 830 м, ниже пробурено 37,5 м базальтового фундамента (рис. 40; см. рис. 36). По литологической характеристике осадочный разрез представлен пятью основными толщами (сверху вниз).

Толща I (0–86,9 м ниже дна моря) представлена глинами верхнего плиоцена — голоцена, с остатками диатомей, кварцем, прослоями вулканических пеплов и примесью материала ледового разноса.

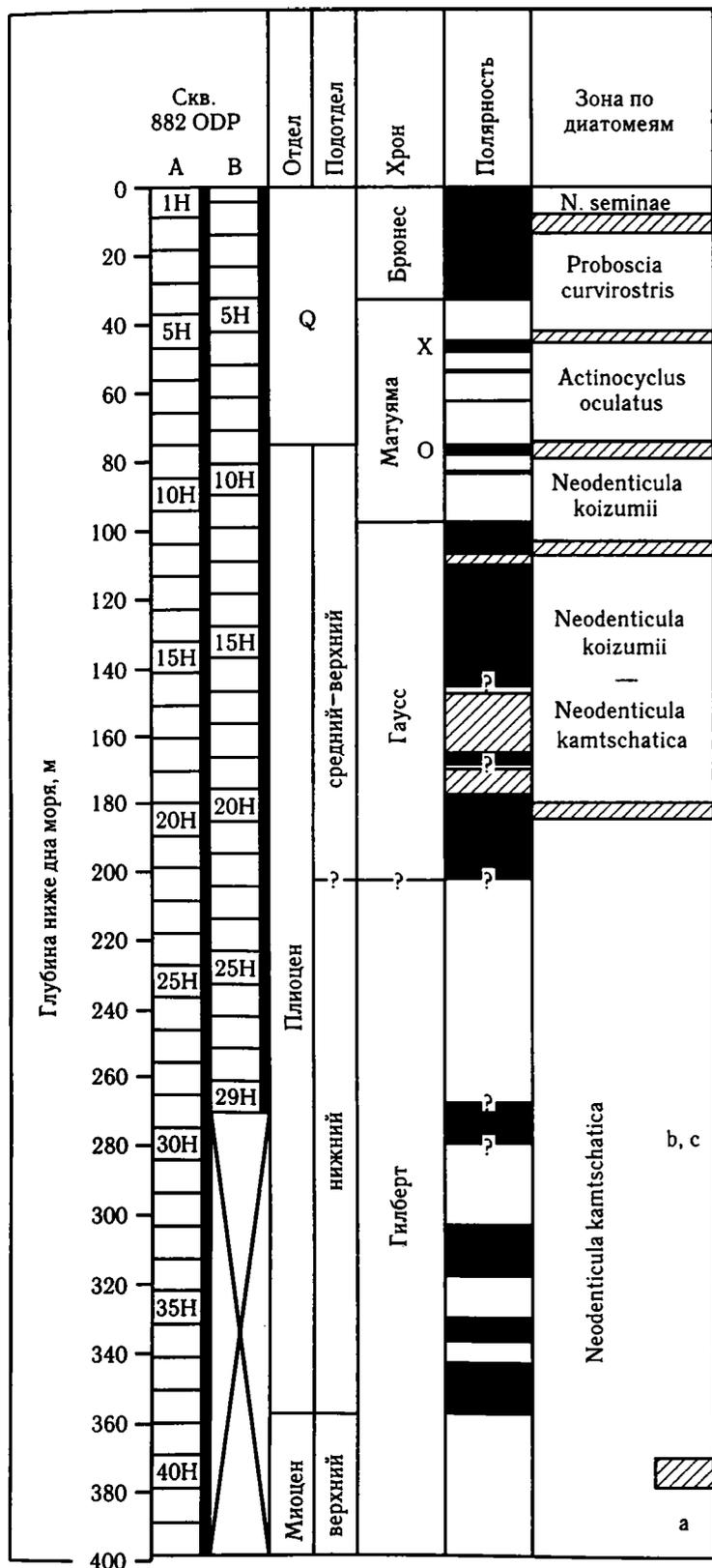
Толща II (86,9–458 м ниже дна моря) сложена практически чистыми диатомовыми илами верхнего миоцена — верхнего плиоцена, с незначительным по сравнению с нижележащими толщами количеством карбонатов.

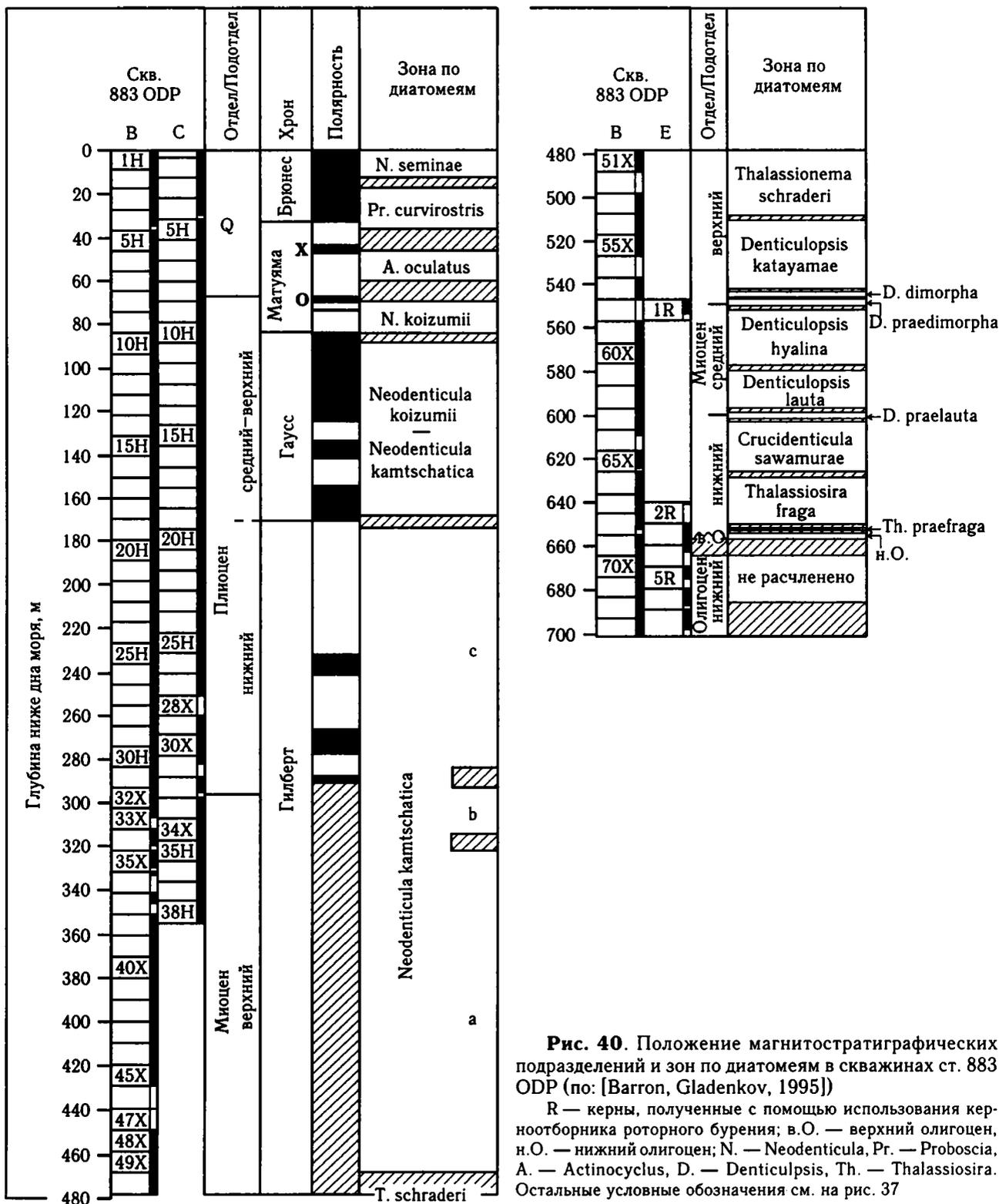
Толща III разделена на две пачки.



Рис. 39. Положение магнитостратиграфических подразделений и зон по диатомеям в скважинах ст. 882 ODP (по: [Barron, Gladenkov, 1995])

Условные обозначения см. на рис. 37





Пачка IIIA (458–597 м ниже дна моря) — диатомовые илы с примесью карбонатного материала, среднего-верхнего миоцена.

Пачка IIIB (597–655 м ниже дна моря) — нанопланктонный писчий мел и кремнистые илы нижнего миоцена.

Толща IV также состоит из двух пачек.

Пачка IVA (655–740 м ниже дна моря) — наннопланктонный писчий мел. Результаты исследования обнаруженных наннофоссилий показывают [Beaufort, Olafsson, 1995], что в этих отложениях прослеживаются следующие подразделения зональной шкалы E. Мартини по наннопланктону [Martini, 1971] (здесь и далее все подразделения по наннопланктону даны согласно этой шкале): от подошвы пачки до уровня около 725 м ниже морского дна — NP15a-c(?) — средний эоцен, в интервале 725–712,5 м ниже дна моря — зона NP16 (средний эоцен), а в перекрывающей части разреза — зона NP22 (нижний олигоцен). В целом, такие выводы подтверждает и анализ ассоциаций планктонных фораминифер палеогена [Basov, 1995; Басов, 1997]. Таким образом, вмещающие породы датируются в пределах среднего эоцена — раннего олигоцена, но при этом, однако, отложения верхней части среднего эоцена — самой нижней части нижнего олигоцена в разрезе отсутствуют, что свидетельствует о продолжительном перерыве в осадконакоплении.

Пачка IVB (740–818 м ниже дна моря) — наннопланктонный писчий мел с примесью глинистого материала и прослоями вулканических пеплов. Возраст этой пачки на основе анализа найденных остатков наннопанктона датирован в пределах позднего палеоцена — среднего эоцена [Beaufort, Olafsson, 1995]: снизу вверх установлены наннопланктонные зоны NP7–NP9, NP11–NP13, NP14 (вероятно, без нижней части), NP15a. Таким образом, из разреза выпадает зона NP10 (самая верхняя часть верхнего палеоцена — нижняя часть нижнего эоцена) и нижняя часть зоны NP14 (самая верхняя часть нижнего эоцена — базальная часть среднего эоцена), что свидетельствует о стратиграфических перерывах между палеоценом и эоценом, а также между нижним и средним эоценом. В целом, эти выводы по датированию и оценке перерывов подтверждает и анализ ассоциаций палеогеновых планктонных фораминифер [Basov, 1995; Басов, 1997]. Строение и текстуры пород пачки (ламинированные слои, прослои турбидитов, следы «ряби» течений, структуры осадочных деформаций, «поточки» с остроугольными обломками того же состава, что и матрикс) свидетельствуют о подводном оползании и гравитационной переработке осадочного материала.

Для обеих пачек характерно присутствие желваков плотных кремнистых пород.

Толща V (818–830 м ниже дна моря) представлена продуктами частично и полностью изменен-

ных вулканических пеплов верхнего мела в виде палагонитов и смектитов.

Ниже отложений осадочного чехла пробурено около 35 м базальтов фундамента верхнего мела. Породы фундамента представлены серией среднеизмененных пиллоу-лав (от средне- и высокоплагиоклаз-оливиновых порфировых базальтов до высокооливин-плагиоклазовых порфировых базальтов). Непосредственно выше базальтов (толща V), а также внутри них (в трещинах, заполненных кальцитом) обнаружены остатки наннопланктона, которые указывают на позднемеловой (вероятнее всего, позднемаастрихтский) возраст вмещающих отложений [Beaufort, Olafsson, 1995]. Данные по планктонным фораминиферам не совпадают с этим заключением — они указывают на позднепалеоценовый возраст верхней части толщи V, при условии исключения заноса палеоценовых форм в более низкие слои буровым снарядом в процессе бурения [Басов, 1997].

В осадочном разрезе скв. 883 прослежена последовательность диатомовых зон, начиная от нижнемиоценовой зоны *Thalassiosira praeфрага* (см. подраздел 2.4.1) до четвертичной зоны *Neodenticula seminae*, за исключением двух среднемиоценовых зон — *Crucidenticula nicobarica* и *Thalassiosira yabei* (см. рис. 40).

Скв. 884

Скв. 884 (884А–Е) пробурены у подножия северо-восточного склона подводной горы Детройт (координаты — 51°27' с.ш., 168°20,2' в.д.; глубина воды — 3826 м). Мощность вскрытого осадочного чехла составляет 854 м, ниже пробурено 87 м базальтового фундамента (рис. 41; см. рис. 36). По литологической характеристике осадочный разрез представлен двумя основными толщами (сверху вниз).

Толща I разделена на четыре пачки (сверху вниз).

Пачка IA (0–128 м ниже дна моря) представлена глинами верхнего плиоцена — голоцена, с примесью панцирей диатомовых, с прослоями витракластических пеплов (мощность отдельных прослоев свыше 1 м), с небольшим количеством материала ледового разноса.

Пачка IB (128–440 м ниже дна моря) — глинистые диатомовые илы и диатомиты верхнего миоцена — верхнего плиоцена.

Пачка IC (440–550 м ниже дна моря) представлена аргиллитами среднего–верхнего миоцена, с

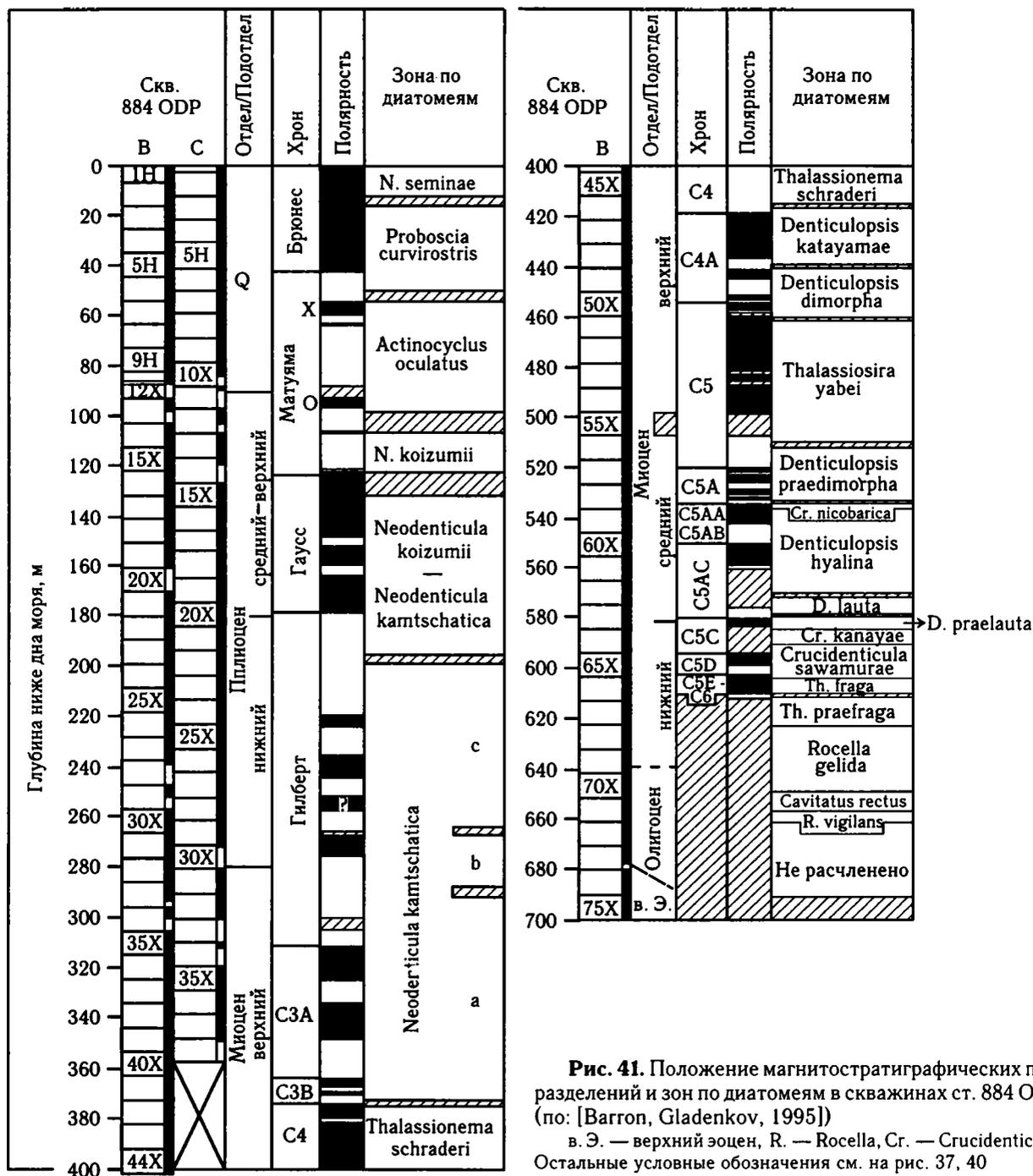


Рис. 41. Положение магнитостратиграфических подразделений и зон по диатомеям в скважинах ст. 884 ODP (по: [Barron, Gladenkov, 1995])
в. э. — верхний эоцен, R. — Rocella, Cr. — Crucidentacula. Остальные условные обозначения см. на рис. 37, 40

примесью диатомей и некоторого количества карбонатного материала.

Пачка ID (550–604 м ниже дна моря) сложена диатомитами нижнего-среднего миоцена, с примесью глин.

Толща II разделена на три пачки и отличается от перекрывающих отложений присутствием перетолженного материала.

Пачка IIA (604–700 м) представлена аргиллитами нижнего олигоцена — нижнего миоцена, с незначительным количеством карбонатного материала. Текстуры пород свидетельствуют о перемещении отложений вниз по склону и об их перетолжении. Ассоциация наннопланктона, найденная в пределах нижней части пачки и залегающей ниже пачки IIB (интервал около 761–673 м ниже дна

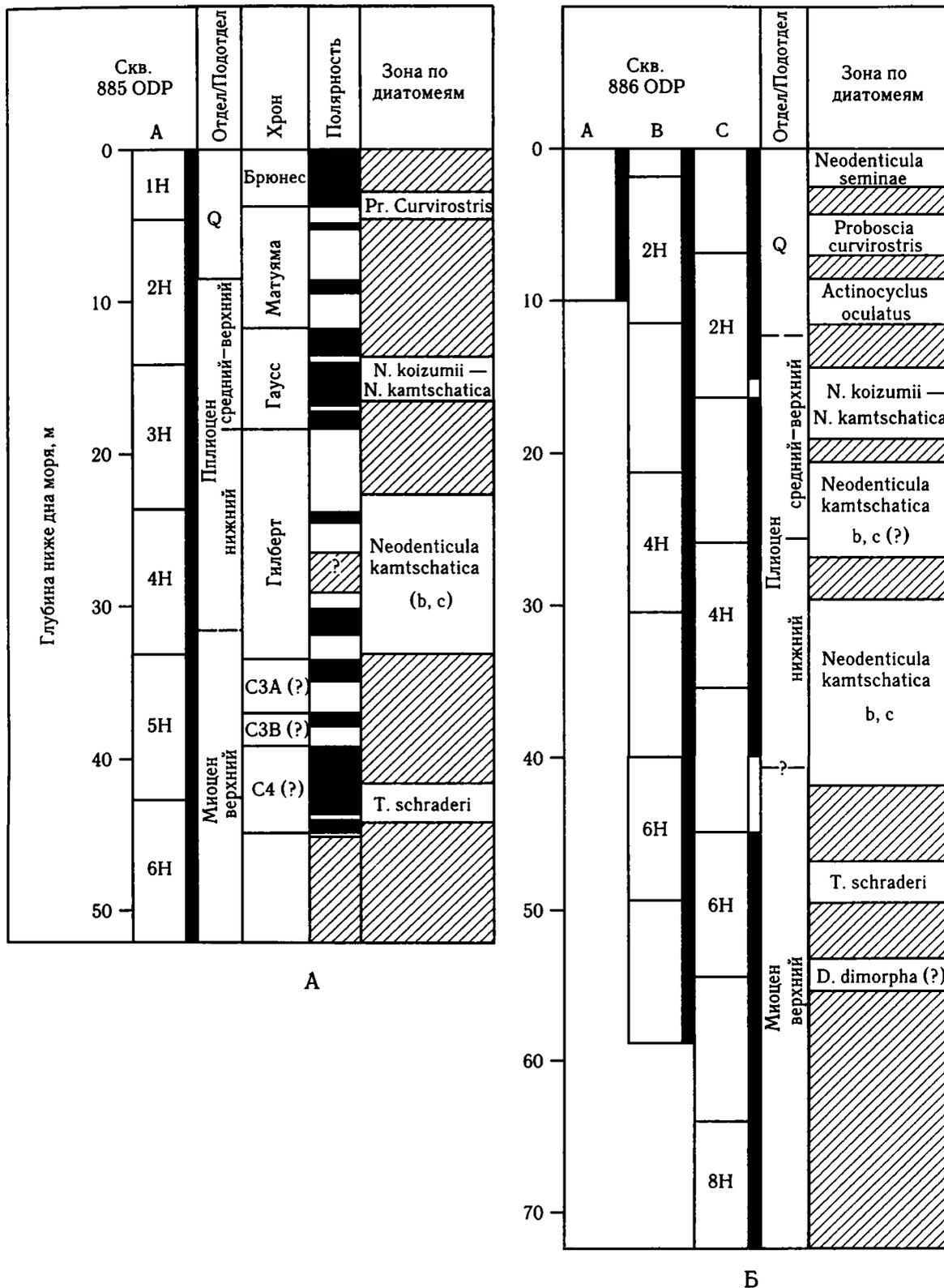
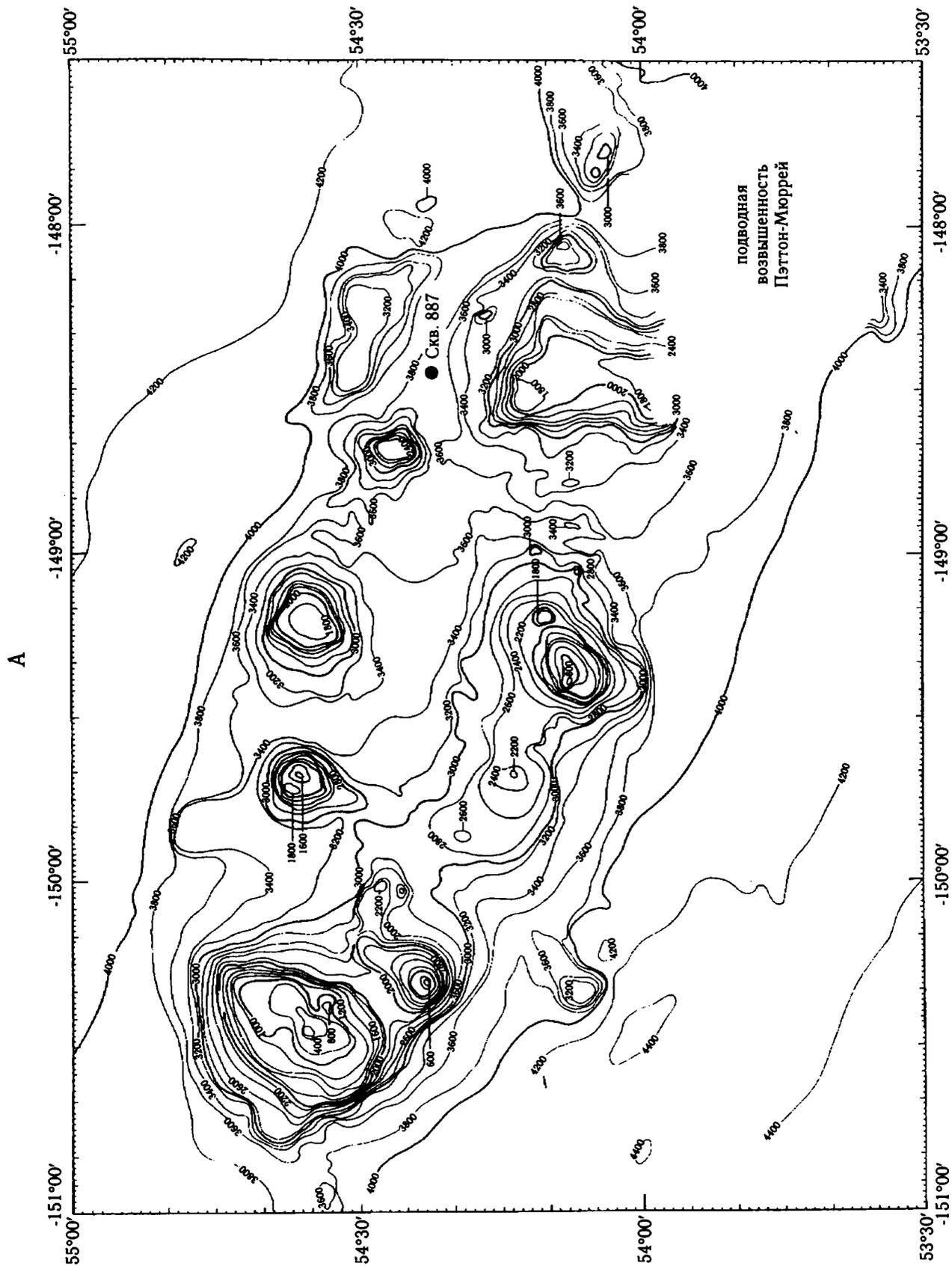


Рис. 42. Положение магнитостратиграфических подразделений и зон по диатомеям в скважинах ст. 885 ODP (A) и ст. 886 ODP (Б) (по: [Rea et al., 1993; Barron, Gladenkov, 1995])
Условные обозначения см. на рис. 37



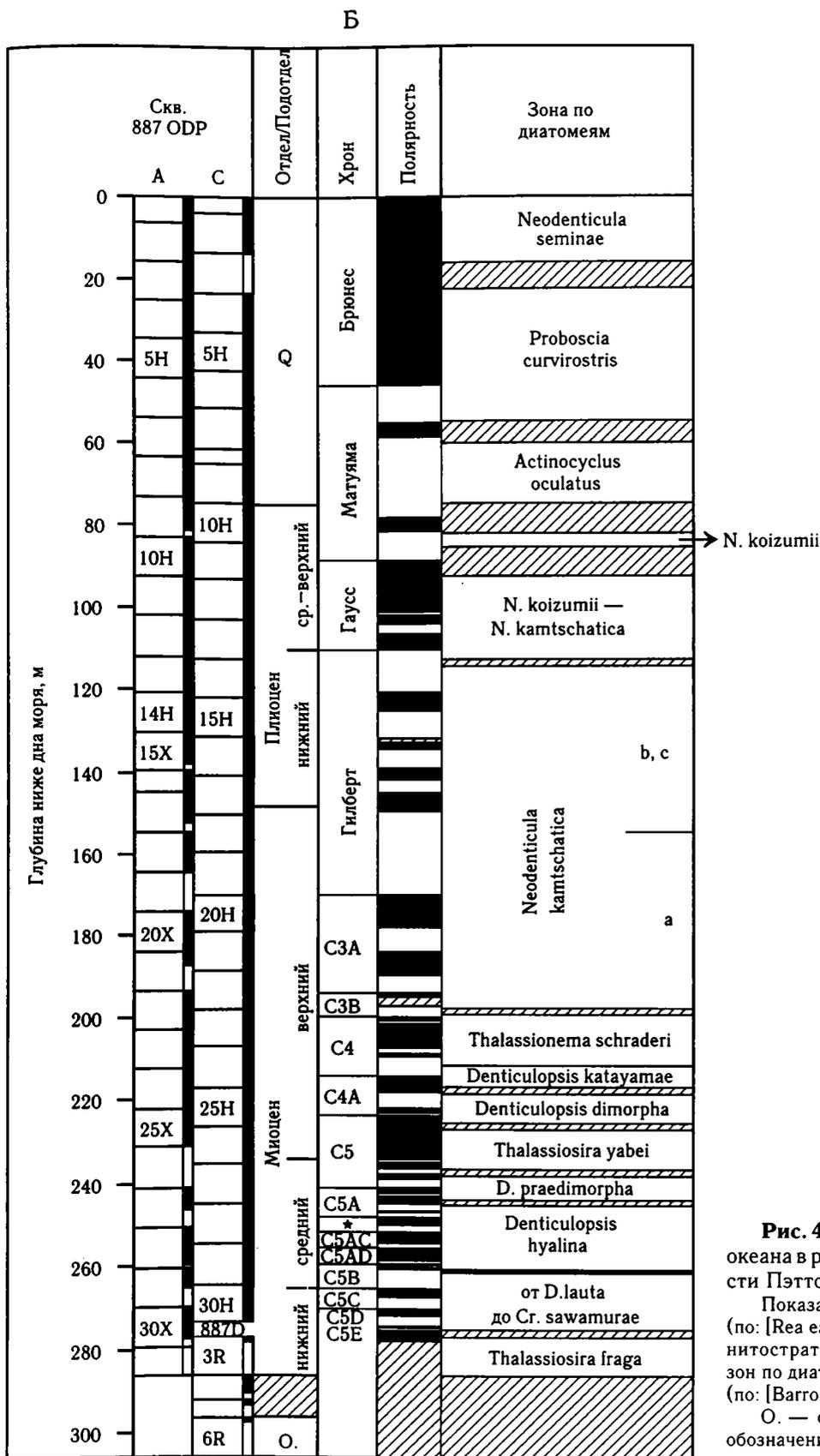


Рис. 43. Батиметрическая карта дна океана в районе подводной возвышенности Пэттон-Мюррей

Показано расположение скв. 887 ODP (по: [Rea et al., 1995]) (А) и положение магнитостратиграфических подразделений и зон по диатомеям в скважинах ст. 887 ODP (по: [Vaggon, Gladenkov, 1995]) (Б)

О. — олигоцен. Остальные условные обозначения см. на рис. 37, 40, 41

моря), характерна для раннего олигоцена — зоны NP22(?NP21) [Beaufort, Olafsson, 1995]. В пределах этого же интервала присутствуют ассоциации, характерные для среднего эоцена, а также смешанные комплексы, содержащие формы раннего эоцена и раннего олигоцена, что свидетельствует о процессах переотложения.

Пачка IV (700–771 м ниже дна моря) сложена аргиллитами и конгломератами среднего и верхнего(?) эоцена — нижнего олигоцена, в нижней части присутствуют прослойки вулканических пеплов. Начиная с этой пачки, и далее вниз по разрезу, остатки диатомей полностью отсутствуют, а в разрезе доминируют отложения, подвергшиеся гравитационной переработке и подводному оползанию.

Пачка V (771–854 м) — аргиллиты верхнего палеоцена(?) — среднего эоцена, с прослоями вулканических пеплов. Ассоциации наннопланктона, найденные в интервале примерно 775–815 м ниже дна моря, коррелируются с зонами NP14–NP16 среднего эоцена [Beaufort, Olafsson, 1995]. Изученный из интервала 758–803 м ниже морского дна комплекс планктонных фораминифер также указывает на среднеэоценовый возраст вмещающих отложений [Basov, 1995; Басов, 1997]. Ниже отметки 815 м ниже морского дна палеонтологические остатки не встречены.

Ниже отложений осадочного чехла залегают породы фундамента, представленные афировыми и порфиоровыми базальтами верхнего мела: их радиометрический возраст по геохронологии $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценивается около 81 млн лет, т.е. как кампанский [Keller et al., 1995].

В осадочном разрезе скв. 884 прослежена полная последовательность кайнозойских диатомовых зон от нижнеолигоценовой зоны *Rocella vigilans* (см. подраздел 2.4.1) до зоны квартера *Neodenticula seminae* (см. рис. 41).

Скв. 885/886

Скв. 885А (координаты — 44°41,3' с.ш., 168°16,3' з.д.; глубина воды — 5720 м) и 886А–С (координаты — 44°41,4' с.ш., 168°14,4' з.д.; глубина воды — 5725 м) были пробурены около 60 км к югу от южного края подводного трога Чинук в центральной части Северной Пацифики, отличающейся низкой биопродуктивностью (см. рис. 34). Мощность осадочного чехла составляет 66 м, ниже вскрыты вулканические породы, представленные базальтами (рис. 42; см. рис. 36). По литологической характе-

ристике осадочный разрез представлен тремя основными толщами (сверху вниз).

Толща I (0–17 м ниже дна моря) сложена глинами с остатками диатомей и диатомовыми илами верхнего плиоцена — квартера.

Толща II (17–50 м) состоит из диатомовых илов с примесью глин (верхний миоцен — верхний плиоцен).

Толща III (50–66 м) представлена верхнемиоценовыми «красными глинами» темно-коричневой окраски.

Ниже осадочных отложений в разрезе вскрыты вулканические породы, которые представлены измененными афировыми базальтами — пробурено 66 м и 72 м в скв. 885 и 886, соответственно. Радиометрический возраст этих пород по геохронологии $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценивается около 80 млн лет [Keller et al., 1995], т.е. как позднемиоценовой (кампанский).

В целом, в осадочном разрезе скв. 885/886 прослежена последовательность диатомовых зон от верхнемиоценовой зоны *Denticulopsis dimorpha* до четвертичной зоны *Neodenticula seminae* за исключением зон *Denticulopsis katayamae* и *Neodenticula koizumii*, а также нижней части зоны *Neodenticula kamtschatica* (см. рис. 42).

Скв. 887

Скв. 887А–D пробурены в заливе Аляска Северо-Восточной Пацифики — на равнинном участке в восточной части подводной возвышенности Пэттон-Мюррей: координаты — 54°21,9' с.ш., 148°26,8' з.д.; глубина воды — 3645 м (рис. 43). Всего было пробурено четыре скважины, самая глубокая из которых (887С), вскрыла отложения осадочного чехла мощностью 289 м и вулканогенно-осадочных пород 84 м (см. рис. 36 и 43). По литологической характеристике вскрытый разрез отнесен к четырем толщам (сверху вниз):

Толща I (0–90 м ниже морского дна) разделена на две пачки (сверху вниз).

Пачка IA (0–45 м) представлена четвертичными кремнистыми и алевроитовыми глинами.

Пачка IB (45–90 м) сложена глинами верхнего плиоцена–плейстоцена.

Для толщи характерны многочисленные прослойки вулканических пеплов и материал ледового разноса.

Толща II (90–270 м ниже дна моря) состоит из трех пачек.

Пачка IIA (90–171 м) представлена чистыми диатомовыми илами плиоцена.

Пачка IIB (171–236 м) сложена верхнемиоценовыми диатомовыми илами с примесью карбонатного материала.

Пачка IIC (236–270 м) — среднемиоценовые кремнистые илы.

Толща III (270–289 м ниже дна моря) нижнемиоценовые глины, содержащие редкие остатки микроорганизмов. Скв. 887А в основании этой толщи вскрыто несколько метров гравия (галечника) с глинистым матриксом, состав обломков которого представлен базальтами.

Толща IV (289–373 м ниже дна моря) представлена базальтами с прослоями осадочных отложений. В верхней части разреза толщи вскрыты плагиоклаз-клинопироксеновые порфиновые базальты, радиометрический возраст которых по геохронологии $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценивается около 17 млн лет [Keller et al., 1995]. Предполагается, что они слагают нижнемиоценовый силл, прорывающий более древние (примерно на 4–5 млн лет) осадочные отложения. Ниже этих базальтов залегают осадочные породы, представленнные писчим мелом, в которых найдены остатки олигоценовых фораминифер и наннопланктона. Ниже по разрезу вскрыты олигоценовые клинопироксен-плагиоклазовые порфиновые базальты, слагающие потоки. Их абсолютный возраст по геохронологии $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценивается около 27 млн лет [Keller et al., 1995].

В осадочном разрезе скв. 887 прослежена последовательность кайнозойских диатомовых зон от нижнемиоценовой зоны *Thalassiosira fraga* (см. подраздел 2.4.2) до зоны квартера *Neodenticula seminae* (см. рис. 43).

Прослеживаемость подразделений зональной шкалы среднего миоцена — голоцена в пределах разных частей субарктической Пацифики

Обработка материалов глубоководного бурения 145-го рейса ODP показала, что в разрезах скважин, расположенных в пределах обширного района Северной Пацифики от 44°41,3' с.ш. до 54°21,9' с.ш. с юга на север и от 161°29,5' в.д. в ее северо-западной части до 148°26,8' з.д. в северо-восточной (см. рис. 34), в целом прослеживаются все подразделения используемой зональной шкалы по диатомеям от среднего миоцена до квартера включительно (см. рис. 35). Расчленение проводилось с использова-

нием стандартных датум-плейнов (см. выше — раздел 2.2).

В разрезе скважин самой западной ст. 881 прослежена непрерывная последовательность диатомовых зон от верхнемиоценовой зоны *Thalassiosira schraderi* (ее верхней части, начиная с уровня около 7,6 млн лет назад) до четвертичной зоны *Neodenticula seminae* включительно. В целом, остатки диатомей в разрезе имеют хорошую и среднюю степени сохранности, с оценками обилия в препаратах в пределах «часто» — «в массе». Однако на некоторых уровнях верхнего плиоцена и плейстоцена обилие оценивается как «редко» из-за увеличения доли глинистого и детритового материала в осадках. Как правило, в ассоциациях доминирует планктонный вид *Coscinodiscus marginatus*, который имеет толстостенные створки относительно большого диаметра, устойчивые к растворению и механическому разрушению при захоронении.

В разрезе скважин ст. 882, пробуренных к северо-востоку от ст. 881, представлена последовательность зон от *Neodenticula kamtschatica* (верхний миоцен — нижний плиоцен) до *Neodenticula seminae*, охватывающая интервал последних более чем 6,4 млн лет. В целом, остатки диатомовых в разрезе характеризуются степенью сохранности от «хорошей» до «средней», с оценками обилия «в массе» — «часто». В составе ассоциаций в основном доминируют субарктические планктонные формы — представители рода *Neodenticula*, вид *Coscinodiscus marginatus* и др. Обращает на себя внимание аномально большая для океанических толщ мощность (более 190 м) нижнеплиоценовой части разреза, сопоставляемой с верхней частью зоны *Neodenticula kamtschatica* (подзоны b, c). При этом в составе ассоциаций доминируют *Neodenticula kamtschatica* и *Coscinodiscus marginatus* — виды, типичные для раннеплиоценовых субарктических комплексов.

В среднемиоценовой–четвертичной части разреза скважин на ст. 883 прослежена неполная последовательность зональных подразделений по диатомеям: зоны *Crucidenticula nicobarica* (средний миоцен) и *Thalassiosira yabei* (верхняя часть среднего миоцена — нижняя часть верхнего миоцена) отсутствуют. В целом, отложения с возрастом около 13,1–9,9 млн лет, т.е. от второй половины среднего миоцена до начала позднего миоцена в интервале 558,72–547,1 м ниже морского дна в разрезе скв. 883В (между образцами, отобранными вблизи кровли керна 145-883В-59X и в подошве керна 145-883В-57X) в разрезе либо практически отсут-

ствуют, либо разрез сильно конденсирован (см. рис. 40). Внутри этого интервала, в образце из подошвы керна 145-883В-58Х (557 м ниже дна моря) найдена диатомовая ассоциация, характеризующая среднемиоценовую зону *Denticulopsis graedimorpha* (12,9–11,5 млн лет). К сожалению, при бурении из разреза керна 145-883В-58Х удалось получить только небольшую его часть — всего 0,83 м по мощности. Попытка получить материал по упомянутому конденсированному разрезу из керна другой скважины (883Е) — 145-883Е-1R (547–556,5 м ниже морского дна) не дала положительного результата, так как в образце из кровли этого керна была найдена ассоциация зоны *Denticulopsis hyalina*, которая древнее 13,1 млн лет.

Таким образом, приведенные данные могут свидетельствовать либо о наличии очень сильно конденсированного интервала разреза, либо о двух перерывах в осадконакоплении в миоцене, охватывающих интервалы времени 13,1–12,9 млн лет назад (зона *Crucidenticula nicobarica*) и 11,5–9,9 млн лет (зона *Thalassiosira yabei*). В дополнение к этому, можно также предполагать наличие несогласия или конденсацию разреза вблизи границы между плиоценом и плейстоценом. Этот вывод основан на совместных находках видов *Proboscia curvirostris* (с УП 1,59 млн лет назад) и *Neodenticula koizumii* (с УИ 2,0 млн лет назад) в интервале между 55,4–64,9 м ниже морского дна в скв. 883В (между образцами 145-883В-6Н-СС и -7Н-СС) и 60,0–69,5 м — в скв. 883С (между образцами 145-883С-7Н-СС и -8Н-СС) (см. ниже табл. 4).

Однако, согласно результатам исследований по магнитостратиграфии, в интервале 67–70 м ниже морского дна в разрезе скв. 883В фиксируется эпизод нормальной полярности Олдувей (С2п) палеомагнитной эпохи Матуяма (хрон С2), который имеет продолжительность от 1,77 до 1,95 млн лет назад. Этот факт может указывать на вероятность более позднего исчезновения *Neodenticula koizumii* в разрезе скв. 883 по сравнению с таковым в разрезах скв. 881 и 882. Однако, вероятнее всего, что такие молодые датировки для УИ *Neodenticula koizumii* (1,8–1,6 млн лет), являющиеся исключением, обусловлены отсутствием в разрезе отложений из-за перерыва, по времени соответствующего верхней части эпизода Олдувей.

В среднемиоценовой–четвертичной части разреза скважин ст. 884 прослежены все подразделения зональной диатомовой шкалы. Необходимо отметить одно существенное отличие состава изученных в разрезе скважины ассоциаций диатомей, с

возрастом от конца позднего миоцена и моложе, от разновозрастных комплексов из разрезов скв. 882 и 883. Если состав последних в целом характеризуется подавляющим преобладанием голопланктонных видов, то для ископаемой флоры в разрезе скв. 884 постоянными (хотя, как правило, и не массовыми) являются, с одной стороны, элементы, типичные для неритического планктона арктобореальной зоны, а с другой — бентосные формы, перемещенные из зоны шельфа. К таким видам относятся *Thalassiosira gravida*, *Th. hyalina*, *Cosmiodiscus insignis*, *Porosira glacialis*, *Detonula confervacea*, *Pyxidicula zabelinae*, *Delphineis* spp., *Odontella aurita*, *Actinoptychus senarius*, *Paralia sulcata*, *Pseudopyxilla americana*, а также представители бентосных родов *Cocconeis* и *Diploneis*. Наличие таких постоянных элементов в составе могут свидетельствовать о транспортировке осадков из района Берингова моря или алеутского шельфа. При этом следует отметить, что, по имеющимся данным [Barron, 1980a; Орешкина, 1985, 1986; и др.], начало формирования характерных аркто-бореальных диатомовых ассоциаций в Северной Пацифике относится только к концу позднего миоцена. Поэтому факт находок неритических форм (таких как, *Actinoptychus senarius*, *Paralia sulcata*, *Kisseleviella* spp.) в разрезе скв. 884, начиная уже со второй половины нижнего олигоцена (см. ниже), может свидетельствовать о том, что влияние на осадконакопление в районе северной части поднятия Обручева со стороны Берингова моря или Алеутской островной дуги, возможно, имело место и в более ранние эпохи. Причем, привнос осадков с севера должен был происходить одновременно с процессом осадконакопления на самом поднятии Обручева, так как переотложенные диатомеи в разрезе скв. 884 крайне редки.

Остатки диатомовых в разрезах скважин ст. 885/886 характеризуются степенью сохранности от «хорошей» до «средней», с оценками обилия «в массе» — «часто». Хотя в составе ассоциаций в основном преобладают типично субарктические тихоокеанские формы, характерным (особенно для комплексов плиоцена) является присутствие и относительно тепловодных видов, таких, например, как *Hemidiscus cuneiformis*, *Nitzschia reinholdii*, *Thalassiosira convexa*. В целом, в разрезах скважин представлена последовательность диатомовых зон от верхнемиоценовой зоны *Thalassionema schraderi* до зоны квартера *Neodenticula seminae*. Обедненная ассоциация диатомей посредственной сохранности, найденная в обр. 145-886С-6Н-СС

(54,3 м ниже дна моря) и содержащая в своем составе вид *Denticulopsis dimorpha*, с долей условности отнесена на этом основании к зоне *Denticulopsis dimorpha* нижней части верхнего миоцена (см. ниже, рис. 58). В средней части плиоценового разреза — в интервале 20,8–25,8 м ниже морского дна (обр. 145-886В-3Н-СС и -886С-3Н-СС) в составе ассоциации присутствует вид *Actinocyclus oculatus*, но отсутствуют представители вида *Neodenticula koizumii*. Уровни появления (УП) этих двух форм в разрезах скв. 882, 883 и 884 практически одновозрастны (табл. 2–4). Поэтому, вероятнее всего,

отсутствие *Neodenticula koizumii* на упомянутых уровнях в разрезах скв. 885/886 связано с ее неучастием в прижизненном составе относительно тепловодной ассоциации среднего плиоцена (как сравнительно холоднолюбивой формы) или с процессом растворения створок *Neodenticula koizumii* при захоронении. Это предположение может также подтверждаться и тем, что находки близкого в экологическом отношении вида *Neodenticula kamtschatica* в этих образцах очень редки.

В среднемиоценовой–четвертичной части разрезов скважин ст. 887 остатки диатомовых в целом

Таблица 2. Возраст и стратиграфическое положение диатомовых датированных уровней и подразделений магнитостратиграфической шкалы в разрезе скв. 884 ODP

Датированные уровни	Возраст, млн лет	Л	Скв. 884В		Скв. 884С	
			Интервал, номер образца	Глубина ниже дна моря, м	Интервал, номер образца	Глубина ниже дна моря, м
1	2	3	4	5	6	7
УИ <i>Proboscia curvirostris</i>	0,3	2	1Н-СС/2Н-СС	6,5/16,0	2Н-СС/3Н-СС	11,9/21,4
УИ <i>Thalassiosira jouseae</i>	0,3–0,4		1Н-СС/2Н-СС	6,5–16,0		
п C1n	0,78			42,5		41,1
к C1r.1n	0,99			54,0–55,1		55,0
УСЧ <i>Actinocyclus oculatus</i>	(0,91–1,01)		5Н-СС/6Н-СС	44,5/54,0	6Н-СС/7Н-СС	49,9/59,4
п C1r.1n	1,07			59,4		59,7
УП <i>Proboscia curvirostris</i>	1,59	1	11Н-СС/12Х-СС	87,3/93,3	10Х-СС/11Х-СС	88,2/97,8
п C2n	1,95					101,9
УИ <i>Pyxidicula horridus</i>	(1,8–2,0)		12Х-СС/ 13Х-4, 54 см	93,3/98,34	12Х-СС/13Х-СС	107,4/117,0
УИ <i>Pyxidicula pustulata</i>	(2,0–2,1)		13Х-4, 54 см/ 14Х-4, 47 см	98,34/108,97		
УИ <i>Neodenticula koizumii</i>	(2,0–2,1)		13Х-4, 54 см/ 14Х-4, 47 см	98,34/108,97	11Х-СС/12Х-СС	97,8/107,4
УИ <i>Pyxidicula zabelinae</i>	(2,0–2,1)		13Х-СС/ 14Х-4, 47 см	98,5/108,97		
к C2An.1n	2,581			121,30–122,50		118,5–127,0
УСЧ <i>Neodenticula kamtschatica</i>	2,61–2,68	1	15Х-СС/16Х-СС	122,2/131,8	15Х-СС/16Х-СС	136,3–146,0
УП <i>Neodenticula seminae</i>	2,68	1	15Х-СС/16Х-СС	122,2/131,8	15Х-СС/16Х-СС	136,3–146,0
п C2An.1n	3,04			148,1		147,0–147,0
к C2An.2n	3,11			152,35		154,5–156,0
УИ <i>Thalassiosira marujamica</i>	(3,08–3,2)		18Х-СС/19Х-СС	151,0/160,8	17Х-СС/18Х-СС	155,7/165,3
п C2An.2n	3,22			159,5–159,7		158,5/159,5
к C2An.3n	3,33					164,4
п C2An.3n	3,58			179,2		178,0
УИ <i>Thalassiosira jacksonii</i>	(3,7–3,9)		23Х-5, 25 см/ 23Х-СС	196,05/199,4	21Х-СС/22Х-СС	194,3/204,0
УП <i>Neodenticula koizumii</i>	(3,7–3,9)		23Х-5, 25 см/ 23Х-СС	196,05/199,4	21Х-СС/22Х-СС	194,3/204,0

Таблица 2. Продолжение

	1	2	3	4	5	6	7
УП	<i>Actinocyclus oculatus</i>	(4,0)		24X-5, 25 см/ 24X-CC	205,65/209,1	22X-CC/23X-CC	204,0–213,7
к	С3п.1п	4,18			219,65		218,45
п	С3п.1п	4,29			224,2		224,5
к	С3п.2п	4,48					235,9
п	С3п.2п	4,62					244,25
к	С3п.3п	4,80			252,1?		251,5–252,4
п	С3п.3п	4,89			258,4?		256,9
УИ	<i>Thalassiosira jacksonii</i> (пликатная форма)	(4,8)		29X-CC/ 30X-2, 25 см	252,4/259,05	28X-CC/29X-CC	261,8/271,4
УИ	<i>Cosmiodiscus insignis</i>	(4,9–5,0)		30X-5, 25 см/ 30X-CC	263,55/267,0		
к	С3п.4п	4,98			266,3–267,9		261,8–261,9
УП	<i>Thalassiosira tertiaria</i>	(5,02)		30X-CC/ 31X-2, 25 см	267,0/268,75		
УП	<i>Thalassiosira latimarginata</i> s.str.	(5,07)		31X-2, 25 см/ 31X-5, 25 см	268,75/273,25	29X-CC/30X-CC	271,4/281,1
п	С3п.4п	5,23			276,5–276,9		
УП	<i>Thalassiosira jacksonii</i> (пликатная форма)	(5,2)		31X-CC/ 32X-2, 25 см	276,7–278,45		
УП	<i>Thalassiosira latimarginata</i> s.ampl.	(5,49)		33X-2, 25 см/ 33X-5, 25 см	288,05/292,55		
УП	<i>Thalassiosira oestrupii</i>	(5,49)		33X-2, 25 см/ 33X-5, 25 см	288,05/292,55	30X-CC/31X-CC	281,1/290,7
УИ	<i>Ikebea tenuis</i>	(5,6–5,7)		34X-2, 25 см/ 34X-CC	297,75/304,7		
к	С3Ап.1п	5,894			311,55		
УИ	<i>Nitzschia suikoensis</i>	(5,9–5,94)		35X-5, 25 см/ 35X-CC	311,95/315,3		
УИ	<i>Rouxia californica</i>	(5,9–5,94)		35X-5, 25 см/ 35X-CC	311,95/315,3		
УИ	<i>Thalassiosira miocenica</i>	(6,0)		35X-CC/ 36X-2, 25 см	315,3/317,05	34X-CC/35X-CC	319,7/329,2
УИ	<i>Thalassiosira singularis</i>	(6,0)		35X-CC/ 36X-2, 25 см	315,3/317,05		
УП	<i>Thalassiosira praeoestrupii</i>	(6,14)		36X-5, 25 см/ 36X-CC	321,53/325,0	34X-CC/35X-CC	319,7/329,2
п	С3Ап.1п	6,137			324,8–325,2		325,7
УП	<i>Thalassiosira convexa</i> var. <i>aspinosa</i>	(6,3)		37X-5, 25 см/ 37X-CC	331,25/334,3		
к	С3Ап.2п	6,269			334,5		332,4
УП	<i>Thalassiosira manifesta</i>	(6,4)		38X-2, 25 см/ 38X-5, 25 см	336,05/340,55		
УП	<i>Thalassiosira miocenica</i>	(6,4)		38X-2, 25 см/ 38X-5, 25 см	336,05/340,55	36X-CC/37X-CC	338,7/348,2
п	С3Ап.2п	6,567			348,0		348,2

Таблица 2. Продолжение

	1	2	3	4	5	6	7
УП	<i>Thalassiosira jacksonii</i>	(6,7–6,8)		40X-2, 24 см/ 40X-5, 24 см	355,34/359,84		
УИ	<i>Cavitatus jouseanus</i>	(6,7–6,8)		40X-2, 24 см/ 40X-5, 24 см	355,34/359,84		
к	C3Bn	6,935			364,0–364,6		
п	C3Bn	7,091			367,6		
УП	<i>Thalassiosira marujamica</i>	(7,0–7,1)		41X-2, 25 см/ 41X-5, 25 см	364,85/369,36		
к	C3Br.1n	7,135			369,1		
п	C3Br.1n	7,170			370,25		
УП	<i>Neodenticula kamtschatica</i>	(7,3–7,4)		41X-CC/ 42X-2, 26 см	372,7/374,46		
к	C4n.1n	7,432			374,2		
п	C4n.1n	7,562			379,65		
УСЧ	<i>Thalassionema schraderi</i>	(7,54–7,64)		42X-5, 25 см/ 42X-CC	378,95/382,4		
к	C4n.2n	7,650			381,5		
УП#	<i>Actinocyclus curvatus</i>	(7,7–7,8)		43X-2, 25 см/ 43X-5, 25 см	384,15/388,65		
УП	<i>Nitzschia pliocena</i>	(7,8–7,9)		43X-5, 25 см/ 44X-2, 25 см	388,65/393,75		
УП	<i>Nitzschia fossilis</i>	(7,8–7,9)		43X-5, 25 см/ 44X-2, 25 см	388,65/393,75		
УП	<i>Nitzschia rolandii</i>	(8,0–8,1)		44X-2, 25 см/ 44X-5, 25 см	393,75/398,25		
УП#	<i>Thalassiosira gravida</i>	(8,1–8,2)		44X-5, 25 см/ 45X-2, 25 см	398,25/403,45		
УП	<i>Thalassiosira singularis</i>	(8,1–8,2)		44X-5, 25 см/ 45X-2, 25 см	398,25/403,45		
п	C4n.2n	8,072			400,2		
УП	<i>Nitzschia praereinholdii</i>	(8,5)		46X-2, 25 см/ 46X-3, 25 см	413,05/414,55		
УСЧ	<i>Denticulopsis hustedii</i>	(8,6)		46X-3, 25 см/ 46X-4, 25 см	414,55/416,05		
УП	<i>Nitzschia suikoensis</i>	(8,6)		46X-3, 25 см/ 46X-4, 25 см	414,55/416,05		
к	C4An	8,699			418,45		
п	C4An	9,025			436,15		
УИ	<i>Denticulopsis dimorpha</i>	9,16		48X-6, 25 см/ 48X-CC	438,35/440,2		
к	C4Ar.1n	9,230			440,65		
УП	<i>Thalassiosira minutissima</i>	(9,26)		49X-2, 25 см/ 49X-3, 25 см	441,95/443,45		
УП	<i>Denticulopsis katayamae</i>	(9,26)		49X-3, 25 см/ 49X-4, 25 см	443,45/444,95		
п	C4Ar.1n	9,308			445,2		

Таблица 2. Продолжение

1	2	3	4	5	6	7
УП <i>Thalassionema schraderi</i>	(9,45)		49X-6, 25 см/ 49X-7, 25 см	447,95/449,45		
к C4Ar.2n	9,580			451,1?		
п C4Ar.2n	9,642			453,1?		
к C5n.1n	9,740			453,9?		
п C5n.1n	9,880			457,3?		
к C5n.2n	9,920			458,0–459,5?		458,0
УП <i>Denticulopsis dimorpha</i>	(9,9)		50X-CC/ 51X-2, 27 см	459,3/461,07		
УП <i>Hemidiscus cuneiformis</i>	(10,8–11,0)		54X-CC/55X-CC	497,8/507,4		
УИ <i>Nitzschia heteropolica</i>	(10,8–11,0)		54X-CC/55X-CC	497,8/507,4		
УИ <i>Mediaria splendida</i>	(10,8–11,0)		54X-CC/55X-CC	497,8/507,4		
п C5n.2n	10,949			498,0–507,0		
УСЧ <i>Denticulopsis praedimorpha</i>	(11,5)		56X-2, 25 см/ 56X-4, 25 см	509,15/512,15		
к C5An.1n	11,935			520,7		
п C5An.1n	12,078			522,1		
к C5An.2n	12,184			523,0		
п C5An.2n	12,401			525,5		
УП <i>Proboscia barboi</i>	(12,5)		57X-CC/ 58X-2, 25 см	526,7/528,45		
к C5Ar.1n	12,678			528,5		
п C5Ar.1n	12,708			530,0		
к C5Ar.2n	12,775			531,0		
п C5Ar.2n	12,819			532,5		
УИ <i>Crucidentacula nicobarica</i>	(12,9)		58X-5, 25 см/ 58X-6, 25 см	532,75/534,25		
УП <i>Denticulopsis praedimorpha</i>	(12,9)		58X-5, 25 см/ 58X-6, 25 см	532,75/534,25		
УМП <i>Denticulopsis hustedtii</i>	(13,1)		58X-7, 25 см/ 58X-CC	535,75/536,4		
к C5AAn	12,991			535,0		
УП <i>Nitzschia heteropolica</i>	(13,1–13,2)		58X-CC/ 59X-2, 25 см	536,4/538,15		
п C5ABn*	13,510			542,3		
к C5ACn*	13,703			550,0		
п C5ACn*	14,076			559,0		
УП <i>Denticulopsis hustedtii</i>	(14,4–14,6)		60X-CC/61X-CC	555,6/563,3		
УП <i>Denticulopsis hyalina</i>	(14,9)		62X-4, 25 см/ 62X-6, 25 см	567,05/570,05		
УП <i>Cavitatus lanceolatus</i>	(15,6)		62X-CC/ 63X-2, 25 см	574,8/576,55		
УП <i>Actinocyclus ingens var. nodus</i>	(15,8)		63X-2, 25 см/ 63X-4, 25 см	576,55/579,55		

Таблица 2. Окончание

1		2	3	4	5	6	7
УП	<i>Denticulopsis lauta</i>	(15,9)		63X-3, 25 см/ 63X-4, 25 см	578,05/579,55		
к	C5Cn.1n?	16,014			580,0		
УИ	<i>Crucidenticula kanayae</i>	(16,2)		63X-6, 25 см/ 63X-CC	582,55/583,83		
УП	<i>Denticulopsis praelauta</i>	(16,3)		63X-CC/ 64X-1, 25 см	583,83/584,65		
УП	<i>Nitzschia challengerii</i>	(16,3)		63X-CC/ 64X-1, 25 см	583,83/584,65		
УИ	<i>Crucidenticula sawamurae</i>	(16,6)		64X-2, 25 см/ 64X-3, 25 см	586,15/587,65		
УП	<i>Crucidenticula kanayae</i>	(16,9)		64X-4, 28 см/ 64X-5, 25 см	589,15/590,65		
к	C5Dn?	17,277			594,2		
п	C5Dn?	17,615			599,0		
УП	<i>Mediaria splendida</i>	(17,8)		65X-4, 25 см/ 65X-6, 25 см	598,85/601,85		
к	C5En	18,281			602,8		
УП	<i>Crucidenticula sawamurae</i>	(18,4)		65X-CC/ 66X-1, 25 см	603,8/604,05		
УИ	<i>Thalassiosira praefraga</i>	(18,4)		65X-CC/ 66X-1, 25 см	603,8/604,05		
ИР	<i>Nitzschia maleinterpretaria</i>	(18,5–18,6)		66X-2, 25 см	605,55		
п	C6n?	20,131			610,0		
УП	<i>Thalassiosira fraga</i>	20,1(20,3)	3	66X-5, 25 см/ 66X-6, 25 см	610,05/611,55		

Примечание. Данные по магнитостратиграфии приведены по: [Shipboard Scientific Party, 1993d, интерпретация 2], с некоторыми изменениями (пояснения см. в тексте). Литературные данные (Л) по возрасту отмеченных датированных уровней: 1 — [Koizumi, Tanimura, 1985]; 2 — [Koizumi, 1992b]; 3 — [Barron, 1992a]; 4 — [Gersonde, Bugckle, 1990]. # — изолированные, возможно, локальные уровни. Остальные условные обозначения см. в Примечании к табл. 1.

Таблица 3. Возраст и стратиграфическое положение диатомовых датированных уровней и подразделений магнитостратиграфической шкалы в разрезе скв. 882 ODP

Датированные уровни	Возраст, млн лет	Л	Скв. 882А		Скв. 882В	
			Интервал, номер образца	Глубина ниже дна моря, м	Интервал, номер образца	Глубина ниже дна моря, м
1	2	3	4	5	6	7
УИ <i>Proboscia curvirostris</i>	0,3	2	1Н-CC/2Н-CC	8,8/18,3	1Н-CC/2Н-CC	4,4/13,9
п C1n	0,78		4Н-4, 120 см	33,5	5Н-1, 40 см	33,3
к C1r.1n	0,99		5Н-6, 0-52 см	44,8-45,32	6Н-2, 80 см	44,7
УСЧ <i>Actinocyclus oculatus</i>	1,01	1	4Н-CC/5Н-CC	37,3/46,8	5Н-CC/6Н-CC	42,4/51,9
п C1r.1n	1,07		6Н-2, 10 см	48,4		
УП <i>Proboscia curvirostris</i>	1,59	1	7Н-CC/8Н-CC	65,8/75,3	8Н-CC/9Н-CC	70,9/80,4
УИ <i>Pyxidicula horridus</i>	(1,6–1,8)		7Н-CC/8Н-CC	65,8/75,3	9Н-CC/10Н-CC	80,4/89,9

Таблица 3. Окончание

	1	2	3	4	5	6	7
к	C2n	1,77		9Н-1, 10 см	75,4		
п	C2n	1,95		9Н-2, 135 см	78,15		
УИ	<i>Neodenticula koizumii</i>	(2,0–2,04)		8Н-CC/9Н-CC	75,3/84,8	9Н-CC/10Н-CC	80,4/89,9
к	C2An.1n	2,581		11Н-3, 80 см	98,1		
УСЧ	<i>Neodenticula kamtschatica</i>	2,61–2,68	1	11Н-CC/12Н-CC	103,8/113,3	11Н-CC/12Н-CC	99,4/108,9
УП	<i>Neodenticula seminae</i>	2,68	1	11Н-CC/12Н-CC	103,8/113,3	11Н-CC/12Н-CC	99,4/108,9
п	C2An.1n?	3,04			146,5		
УИ	<i>Thalassiosira marujamica</i>	(3,08–3,2)		16Н-CC/17Н-CC	151,3/160,8	17Н-CC/18Н-CC	156,4/165,9
п	C2An.2n?	3,22			165,5		
УИ	<i>Thalassiosira jacksonii</i>	(3,3–3,41)		18Н-CC/19Н-CC	170,3/179,8		
УП	<i>Neodenticula koizumii</i>	(3,4)		19Н-CC/20Н-CC	179,8/189,3	19Н-CC/20Н-CC	175,4/184,9
п	C2An.3n?	3,58			202,0		
УП	<i>Actinocyclus oculatus</i>	(3,6–3,7)		21Н-CC/22Н-CC	198,8/208,3	20Н-CC/21Н-CC	184,9/194,4
к	C3n.1n?	4,18			267,0		
п	C3n.1n?	4,29			279,0		
к	C3n.2n	4,48			302,0		
п	C3n.2n	4,62			317,0		
УИ	<i>Thalassiosira jacksonii</i> (пликатная форма)	(4,7–4,8)		34Н-CC/35Н-CC	322,3/331,8		
к	C3n.3n	4,80			329,0		
п	C3n.3n	4,89			336,0		
к	C3n.4n	4,98			342,0		
УП	<i>Thalassiosira latimarginata</i> s.str.	(5,0–5,07)		36Н-CC/37Н-CC	341,3/350,8		
п	C3n.4n	5,23			357,0		
УП	<i>Thalassiosira jacksonii</i> (пликатная форма)	(5,1–5,3)		37Н-CC/38Н-CC	350,8/360,3		
УП	<i>Thalassiosira latimarginata</i> s.ampl.	(5,1–5,3)		37Н-CC/38Н-CC	350,8/360,3		
УП	<i>Thalassiosira oestrupii</i>	5,49	3	39Н-CC/40Н-CC	369,8/379,3		
УИ	<i>Thalassiosira miocenica</i>	5,9	1	40Н-CC/41Н-CC	379,3/388,8		
УП	<i>Thalassiosira miocenica</i>	6,4	3	>42Н-CC	>398,8		

Примечание. Данные по магнитостратиграфии приведены по: [Shipboard Scientific Party, 1993b]. Литературные и другие источники (Л), по которым приведен возраст отмеченных датированных уровней: 1 — [Koizumi, Taniguchi, 1985], 2 — [Koizumi, 1992b]; 3 — магнитостратиграфические корреляции разрезов скв. 884 и скв. 887 (см. табл. 1 и 2). Остальные условные обозначения см. в Примечании к табл. 1.

встречаются с оценками обилия «в массе» — «часто», а степень их сохранности варьирует от «хорошей» до «средней». В отличие от комплексов диатомей из разрезов скважин, пробуренных в рейсе в северо-западной части Тихого океана (скв. 881–884), ассоциации плейстоцена имеют хорошую степень сохранности и легко позволяют осуществлять зо-

нальное расчленение. Переотложение по разрезу минимально, за исключением интервала, соответствующего четвертичной зоне *Proboscia curvirostris*, где в достаточно большом количестве встречены переотложенные створки вида *Actinocyclus oculatus*, типичного для более древних горизонтов квартала. Вместе с тем, в плиоценовой и верхнемиоценовой час-

Таблица 4. Возраст и стратиграфическое положение диатомовых датированных уровней и подразделений магнитостратиграфической шкалы в разрезе скв. ODP 883

Датированные уровни	Возраст, млн лет	Л	Скв. 883В		Скв. 883С	
			Интервал, номер образца	Глубина ниже дна моря, м	Интервал, номер образца	Глубина ниже дна моря, м
1	2	3	4	5	6	7
УИ <i>Proboscia curvirostris</i>	0,3	2	1Н-СС/2Н-СС	7,9/17,4	2Н-СС/3Н-СС	12,5/22,0
п C1n	0,78		4Н-5, 50 см	33,30	5Н-3, 55 см	35,05
к C1r.1n	0,99		5Н-5, 120 см	43,50	6Н-1, 85-120 см	41,85–42,25
УСЧ <i>Actinocyclus oculatus</i>	1,01	1	4Н-СС/5Н-СС	36,4/45,9	5Н-СС/6Н-СС	41,0/50,5
п C1r.1n	1,07		6Н-1, 100 см	47,00	6Н-5, 135 см	48,35
УП <i>Proboscia curvirostris</i>	1,59	1	6Н-СС/7Н-СС	55,4/64,9	7Н-СС/8Н-СС	60,0/69,5
УИ <i>Pyxidicula horridus</i>	(1,6–1,8)		6Н-СС/7Н-СС	55,4/64,9	7Н-СС/8Н-СС	60,0/69,5
УИ <i>Neodenticula koizumii</i>	(1,6–1,8)		6Н-СС/7Н-СС	55,4/64,9	7Н-СС/8Н-СС	60,0/69,5
к C2n	1,77		8Н-2, 70 см	67,1	8Н-5, 150 см	67,5
УИ <i>Pyxidicula pustulata</i>	(1,9–2,0)		7Н-СС/8Н-СС	64,9/74,4	7Н-СС/8Н-СС	60,0/69,5
п C2n	1,95		8Н-4, 60 см	70,0	8Н-7 — 9Н-2	69,70–71,05
к C2An.1n	2,581		9Н-7 — 10Н-1	83,7-84,3	10Н-4, 50 см	84,00
УСЧ <i>Neodenticula kamtschatica</i>	2,61–2,68	1	9Н-СС/10Н-СС	83,9/93,4	9Н-СС/10Н-СС	79,9/88,5
УП <i>Neodenticula seminae</i>	2,68	1	9Н-СС/10Н-СС	83,9/93,4	9Н-СС/10Н-СС	79,9/88,5
п C2An.1n	3,04			125,15		
к C2An.2n	3,11			133,90		
УИ <i>Thalassiosira marujamica</i>	(3,08)		15Н-2, 91 см/ 15Н-2, 135 см	133,81/134,25	15Н-СС/16Н-СС	136,0/145,5
УИ <i>Thalassiosira jacksonii</i>	(3,08–3,2)		14Н-СС/15Н-СС	131,4/140,4	15Н-СС/16Н-СС	136,0/145,5
п C2An.2n	3,22			141,45		
к C2An.3n	3,33			154,9		
УП <i>Neodenticula koizumii</i>	(3,48–3,58)		18Н-СС/19Н-СС	159,9/168,4	18Н-СС/19Н-СС	164,5/174,0
п C2An.3n	3,58			170,4		
УП <i>Actinocyclus oculatus</i>	(3,7)		20Н-СС/21Н-СС	178,9/188,4	20Н-СС/21Н-СС	183,5/193,0
к C3n.1n	4,18			231,65		
п C3n.1n	4,29			241,45		
к C3n.2n?	4,48			266,20		
п C3n.2n?	4,62			277,95		
к C3n.3n	4,80			287,45		
УИ <i>Thalassiosira jacksonii</i> (пликатная форма)	(4,7–4,8)		30Н-СС/31Н-СС	283,4/292,9	30Х-СС/31Х-СС	278,3/288,0
УИ <i>Cosmidiscus insignis</i>	(4,7–4,9)		30Н-СС/31Н-СС	283,4/292,9		
УП <i>Thalassiosira latimarginata</i>	(5,0–5,07)		31Н-СС/32Н-СС	292,9/302,5	31Х-СС/32Х-СС	288,0/297,6
УП <i>Thalassiosira jacksonii</i> (пликатная форма)	(5,5–5,6)		33Х-СС/34Х-СС	312,2/321,9	34Х-СС/35Н-СС	314,19/326,5
УП <i>Thalassiosira oestrupii</i>	5,49	3	33Х-СС/34Х-СС	312,2/321,9	34Х-СС/35Н-СС	314,19/326,5
УИ <i>Thalassiosira miocenica</i>	5,9	1	34Х-СС/35Х-СС	321,9/331,5	35Н-СС/36Н-СС	326,5/336,0
УП <i>Thalassiosira praeoestrupii</i>	6,14	4	34Х-СС/35Х-СС	321,9/331,5		
УИ <i>Thalassiosira praeconvexa</i>	6,5	5	39Х-СС/40Х-СС	370,2/380,0		

Таблица 4. Окончание

1	2	3	4	5	6	7
УП <i>Thalassiosira miocenica</i>	6,4	3	44X-CC/45X-CC	419,2/429,0		
УП <i>Thalassiosira jacksonii</i>	6,7–6,8	3	46X-CC/47X-CC	439,3/448,7		
УП <i>Neodenticula kamtschatica</i>	7,3–7,4	3	49X-CC/50X-CC	468,1/477,9		
УП <i>Nitzschia reinholdii</i>	7,4–7,5	3	50X-CC/51X-CC	477,9/487,9		
УИ <i>Thalassionema schraderi</i>	7,6	3	45X-CC/46X-CC	429,0/438,9		
УП <i>Nitzschia fossilis</i>	7,8–7,9	3	53X-CC/54X-CC	507,6/517,4		
УСЧ <i>Denticulopsis hustedtii</i>	8,6	3	53X-CC/ 54X-2, 104 см	507,6/510,14		
УИ <i>Denticulopsis dimorpha</i>	9,16	3	57X-4, 104 см/ 57X-CC	542,64/547,1		
УП <i>Denticulopsis dimorpha</i>	9,9	3	57X-CC/58X-CC	547,1/557,0		
УП <i>Denticulopsis praedimorpha</i>	12,9	3	58X-CC/ 59X-2, 22 см	557,0/558,72		
УМП <i>Denticulopsis hustedtii</i>	13,2	3	58X-CC/ 59X-2, 22 см	557,0/558,72		
УП <i>Denticulopsis hyalina</i>	15,1	3	60X-CC/ 61-2, 104 см	577,0/579,54		
УП <i>Denticulopsis lauta</i>	15,9	3	62X-CC/ 63X-2, 104 см	597,0/599,54		
УП <i>Denticulopsis praelauta</i>	16,3	3	63X-2, 104 см/ 63X-4, 104 см	599,54/602,54		
УП <i>Crucidentacula sawamurae</i>	18,4	3	65X-CC/ 66X-2, 104 см	626,3/628,84		
УИ <i>Azpeitia oligocenica</i>	20,3	5	67X-CC/ 68X-CC, 3	645,1/652,13		
УП <i>Thalassiosira fraga</i>	20,1	5	68X-4, 22 см/ 68X-CC, 3	649,87/652,13		
ИР <i>Lisitzinia ornata</i>	24,3–27,9	6	68X-CC	654,8		
УИ <i>Pyxilla gracilis</i>	30,3	6	68X-CC/69X-CC	654,8/664,4		
УП <i>Cavitatus miocenicus</i>	30,6	6	69X-CC/70X-CC	664,4/674,1		

Примечание. Данные по магнитостратиграфии приведены по: [Shipboard Scientific Party, 1993c]. Литературные и другие источники (Л), по которым приведен возраст отмеченных датированных уровней: 1 — [Koizumi, Taniguchi, 1985]; 2 — [Koizumi, 1992b]; 3 — магнитостратиграфические корреляции разрезов скв. 884 и скв. 887 (см. табл. 1 и 2); 4 — [Boden, 1993]; 5 — [Barron, 1992a]; 6 — [Harwood, Maruyama, 1992]. Остальные условные обозначения см. в Примечании к табл. 1.

тах разреза отмечается постоянное присутствие пе-реотложенных форм (от 0,1 до 5–10% от общей численности), в первую очередь таких, как *Actinocyclus ingens* и *A. ingens* var. *nodus*, типичных для среднего миоцена. Например, упомянутые формы фиксируются в плиоценовой–верхнемиоценовой части разреза скв. 887С в интервале 84–207 м ниже дна моря (от керна 145-887С-11Н до керна -23Н включительно).

Анализ диатомей указывает на возможный кратковременный перерыв в среднемиоценовой части

разреза (уровень около 245 м ниже дна моря). Его наличие предполагается на основании следующих данных. С одной стороны, в обр. 145-887А-27Н-3, 20 см (244,4 м ниже морского дна) отмечены находки *Denticulopsis praedimorpha* и *Denticulopsis hustedtii* (с оценкой «нередко»), что позволяет отнести этот уровень к зоне *Denticulopsis praedimorpha* (11,5–12,9 млн лет назад). С другой стороны, доминирование *Denticulopsis hyalina* над *Denticulopsis hustedtii*, наряду с отсутствием *Denticulopsis praedimorpha* в обр. 145-887А-27Н-1, 124 см с уров-

ня 245,44 м ниже морского дна, указывает на корреляцию с зоной *Denticulopsis hyalina* (13,1–14,9 млн лет назад). Таким образом, длительность предполагаемого перерыва, соответствующего среднемиоценовой зоне *Crucidentacula picobarica*, которая выпадает из разреза, может составлять около 0,5 млн лет. В этом случае, данный перерыв по времени соответствует нижней части интервала, на который приходится основной перерыв, фиксируемый в разрезе скв. 883.

Необходимо также отметить, что, вероятнее всего, в результате растворения в нижней части среднего миоцена на некоторых уровнях разреза (254,8 м ниже дна моря — обр. 145-887С-28Н-СС и 264,3 м — обр. -29Н-СС) в составе ассоциаций отсутствует важный в стратиграфическом отношении вид *Denticulopsis lauta*, по появлению которого проводится нижняя граница одноименной зоны. Однако находки в первом из упомянутых образцов *Actinocyclus ingens* var. *nodus* свидетельствуют о том, что вмещающие отложения не древнее верхней части зоны *Denticulopsis lauta*. В ассоциации плохой сохранности из обр. 145-887А-29Н-4-21 см (264,1 м ниже дна моря) разреза скв. 887А *Denticulopsis lauta* также отсутствует. Однако находки этой формы в подстилающих горизонтах обр. -29Н-СС (269,7 м) тоже могут указывать на возможность ее удаления из комплекса обр. -29Н-4-21 см в результате растворения и на принадлежность этого уровня зоне *Denticulopsis lauta*, а перекрывающего горизонта с уровня 261,9 м ниже морского дна (обр. 145-887А-29Н-2, 21 см) — уже зоне *Denticulopsis hyalina* на основании первых находок *Denticulopsis hyalina*.

Таким образом, при обработке материалов по разрезам глубоководных скважин, пробуренных в разных частях обширного региона арктобореальной Пацифики в 145-м рейсе ODP, в целом была прослежена вся последовательность диатомовых зон среднего миоцена — голоцена. Это свидетельствует о возможности применения разработанных подразделений северотихоокеанской зональной шкалы при детальном расчленении осадочных толщ, начиная от пограничных горизонтов между нижним и средним миоценом. При этом, как это было показано, в некоторых случаях виды, маркирующие зональные границы, в составе ассоциаций могут по разным причинам отсутствовать или иметь ограниченное распространение. В таких ситуациях в первую очередь должны использоваться вспомогательные виды-маркеры и проводиться детальный анализ состава комплекса в целом.

Новое определение возраста датированных уровней миоцена и плиоцена с помощью данных по палеомагнетизму

Одно из главных достижений диатомовой стратиграфии заключается в том, что данные, полученные при обработке материалов 145-го рейса ODP, впервые для Северо-Тихоокеанского региона позволили на основе прямой корреляции с палеомагнитной шкалой определить абсолютный возраст более 40 миоценовых диатомовых датированных уровней в интервале между палеомагнитными субхронами C5En (18,781–18,281 млн лет) и C3Bn (7,091–6,935 млн лет). В первую очередь, это дало возможность на реальной основе датировать границы зональных подразделений миоцена, имеющих возраст более 6 млн лет (табл. 5, 6; см. рис. 35, табл. 1 и 2). К таким уровням, в частности, относятся: УП *Crucidentacula sawamurae* (18,4 млн лет), УП *Mediaria splendida* (17,8 млн лет), УП *Crucidentacula kanayae* (16,9 млн лет), УП *Denticulopsis praelauta* (16,3 млн лет), УП *Denticulopsis lauta* (15,9 млн лет), УП *Cavitatus lanceolatus* (15,6 млн лет), УП *Denticulopsis hyalina* (14,9 млн лет), УП и УМП *Denticulopsis hustedtii* (14,6–14,4 и 13,1 млн лет, соответственно), УП и УСЧ *Denticulopsis praedimorpha* (12,9 и 11,5 млн лет, соответственно), УП *Proboscia barboi* (12,5 млн лет), УИ *Mediaria splendida* и *Nitzschia heteropolica* (11,0–10,8 млн лет), УП и УИ *Denticulopsis dimorpha* (9,9 и 9,16 млн лет, соответственно), УСЧ *Denticulopsis hustedtii* (8,6 млн лет), УП и УСЧ *Thalassionema schraderi* (9,5 и 7,6 млн лет, соответственно), УП и УИ *Denticulopsis katayamae* (9,26 и 8,5 млн лет, соответственно), УП и УИ *Thalassiosira singularis* (8,2–8,0 и 6,0 млн лет, соответственно), УП *Thalassiosira gravida* (8,2–8,0 млн лет), УП *Nitzschia pliocena* (7,9–7,8 млн лет), УП *Nitzschia reinholdii* (7,5–7,4 млн лет), УП *Neodenticula kamtschatica* (7,4–7,3 млн лет), УИ *Cavitatus jouseanus* и УП *Thalassiosira jacksonii* (6,8–6,7 млн лет). Был также впервые оценен абсолютный возраст 20 таких уровней в интервале от конца позднего миоцена до плиоцена включительно (табл. 7; см. табл. 1–5).

Сравнение полученных результатов с имевшимися ранее обобщениями по возрасту датированных уровней [Koizumi, 1985a, 1992 a,b; Koizumi, Tanimura, 1985; Akiba, 1986; Barron, 1985c, 1992a] показали изохронность большинства важных в стратиграфическом отношении миоценовых датированных уровней, широко применяемых при детальных стратиграфических работах в пределах

Таблица 5. Возраст и стратиграфическое положение диатомовых датированных уровней и подразделений магнитостратиграфической шкалы в разрезе скв. 881 ODP

Датированные уровни	Возраст, млн лет	Л	Скв. 881В		Скв. 881С	
			Интервал, номер образца	Глубина ниже дна моря, м	Интервал, номер образца	Глубина ниже дна моря, м
1	2	3	4	5	6	7
УИ <i>Proboscia curvirostris</i>	0,3	2	3Н-СС/4Н-СС	24,5/34,0	3Н-СС/4Н-СС	22,8/32,3
п C1n	0,78		6Н-3, 0 см	46,5	6Н-5, 30 см	48,1
к C1r.1n	0,99		7Н-2, 55 см/ 7Н-4, 60 см	55,05-58,1	7Н-5, 30 см	57,6
УИ <i>Rhizosolenia matuyamai</i>	0,91–1,06	1			7Н-СС/8Н-СС	60,8/70,3
п C1r.1r	1,070		7Н-6, 120 см	61,7	8Н-2, 20 см или 8Н-4, 140 см	62,5 или 66,7
УП <i>Rhizosolenia matuyamai</i>	0,99–1,14	1			8Н-СС/9Н-СС	70,3/79,8
УСЧ <i>Actinocyclus oculatus</i>	1,01	1	7Н-СС/8Н-СС	62,5/72,0	7Н-СС/8Н-СС	60,8/70,3
УП <i>Proboscia curvirostris</i>	1,59	1	10Н-СС/11Н-СС	91,0/100,5	11Н-СС/12Н-СС	98,8/108,3
УИ <i>Pyxidicula pustulata</i>	(1,7)		10Н-СС/11Н-СС	91,0/100,5	11Н-СС/12Н-СС	98,8/108,3
к C2n	1,77		12Н-3, 10 см	103,6	12Н-5, 20 см?	105?
п C2n	1,95		12Н-6, 95 см	108,95	13Н-2, 10 см?	109,9?
УИ <i>Neodenticula koizumii</i>	2,0	2	11Н-СС/12Н-СС	100,5/110,0	11Н-СС/12Н-СС	98,9/108,3
к C2r.1n	2,140		13Н-6, 30 см	117,8–119,8	14Н-4, 75 см	123,05
п C2r.1n	2,150		14Н-2, 50 см?	121,5?	14Н-7, 70 см	127,5
УИ <i>Thalassiosira convexa</i>	2,32	1	15Н-СС/16Н-СС?	138,5/148,0		
к C2An.1n	2,581		18Н-2, 130 см	164,8		
			Скв. 881D			
к C2An.1n	2,581		1Н-6, 5 см/ 2Н-1, 0 см	163,0/164,5		
УСЧ <i>Neodenticula kamtschatica</i>	2,61–2,68	1	1Н-СС/2Н-СС	164,75/174,0	18Х-СС/ 21Х-1, 25 см	162,3/182,0
УП <i>Neodenticula seminae</i>	2,68	1	1Н-СС/2Н-СС	164,75/174,0	18Х-СС/ 21Х-1, 25 см	162,3/182,0
п C2An.1n	3,04		3Н-3, 120 см	178,2		
УИ <i>Thalassiosira jacksonii</i>	(3,08)		3Н-4, 125 см/ 3Н-5, 125 см	179,75/181,25	18Х-СС/ 21Х-1, 25 см	162,3/182,0
к C2An.2n	3,110		3Н-5, 150 см	181,5		
УИ <i>Thalassiosira marujamica</i>	(3,08–3,2)		3Н-5, 125 см/ 3Н-СС	181,25/183,5	18Х-СС/ 21Х-1, 25 см	162,3/182,0
п C2An.2n	3,220		4Н-1, 70 см	184,2		
к C2An.3n	3,330		4Н-2, 120 см	186,2		
п C2An.3n	3,580		5Н-4, 40 см/ 5Н-6, 100 см	197,9/201,5		
к C3n.1n	4,180		6Н-6, 80 см?	210,8		
УП <i>Neodenticula koizumii</i>	(3,78–4,10)		>6Н-СС	>212,0		
УП <i>Actinocyclus oculatus</i>	(3,78–4,10)		>6Н-СС	>212,0	23Х-СС/25Х-СС	209,7/228,7
УИ <i>Thalassiosira jacksonii</i> (пликатная форма)	4,8	3			23Х-СС/25Х-СС	209,7/228,7

Таблица 5. Окончание

1		2	3	4	5	6	7
УП	<i>Thalassiosira latimarginata</i>	5,0–5,01	3			27X-CC/29X-CC	248,0/267,2
УП	<i>Thalassiosira oestrupii</i>	5,49	3			29X-CC/30X-CC	267,2/276,9
УСЧ	<i>Rouxia californica</i>	6,5	4			30X-CC/ 32X-1, 46 см	276,9/286,96
УП	<i>Thalassiosira jacksonii</i>	6,7–6,8	3			32X-3, 46 см/ 32X-CC	288,46/296,2
УП	<i>Nitzschia reinholdii</i>	7,4–7,5	3			32X-CC/35X-CC	296,2/325,1
УП	<i>Neodenticula kamtschatica</i>	7,3–7,4	3			35X-CC/36X-CC	325,1/334,8
УИ	<i>Thalassionema schraderi</i>	7,6	3			35X-CC/36X-CC	325,1/334,8

Примечание. Данные по магнитостратиграфии приведены по: [Shipboard Scientific Party, 1993a]. Литературные и другие источники (Л) по возрасту отмеченных датированных уровней: 1 — [Koizumi, Tanimura, 1985]; 2 — [Koizumi, 1992b]; 3 — магнитостратиграфические корреляции разрезов скв. 884 и скв. 887 (см. табл. 1 и 2); 4 — [Barron, 1992a]. Остальные условные обозначения см. в Примечании к табл. 1.

Таблица 6. Сравнение возрастов наиболее важных в стратиграфическом отношении датированных уровней миоцена, полученных по материалам 145-го рейса ODP и опубликованных ранее

Датированные уровни		Скв. 884	Скв. 887	Данные по оценке возраста, ранее опубликованные в литературе		
				млн лет	пм	Л
1	2	3	4	5	6	7
УИ	<i>Rouxia californica</i>	5,9–5,94		5,9	+	1
УИ	<i>Thalassiosira miocenica</i>	6,0	6,1*	5,9	+	1
УИ	<i>Thalassiosira singularis</i>	6,0		6,7	–	2
УП	<i>Thalassiosira praeoestrupii</i>	6,14		6,14	+	7
УП	<i>Thalassiosira miocenica</i>	6,4	6,4*	6,5	+	2
УП	<i>Thalassiosira jacksonii</i>	6,7–6,8		7,0; 6,3–7,0	–	2, 3
УИ	<i>Cavitatus jouseanus</i>	6,7–6,8	6,8*	6,7	–	2
УП	<i>Thalassiosira marujamica</i>	7,0–7,1		6,2–7,7	–	3
УП	<i>Neodenticula kamtschatica</i>	7,3–7,4	7,3–7,4*	7,2	–	2
УП	<i>Nitzschia reinholdii</i>		7,4–7,5*	7,1	–	2
УСЧ	<i>Thalassionema schraderi</i>	7,54–7,64	7,6–7,7*	7,4; 7,8	–	2, 3
УП	<i>Nitzschia pliocena</i>	7,8–7,9		8,0; 8,5	–	3, 2
УП	<i>Nitzschia fossilis</i>	7,8–7,9		8,6	–	2
УП	<i>Nitzschia rolandii</i>	8,0–8,1		7,7; 8,5–8,7	–	2, 3
УП	<i>Thalassiosira gravida</i>	8,1–8,2		8,1–8,2	–	2
УП	<i>Thalassiosira singularis</i>	8,1–8,2		7,9–8,1	–	2
УП	<i>Nitzschia praereinholdii</i>	8,5		11,8–11,9	–	2
УСЧ	<i>Denticulopsis hustedtii</i>	8,6	8,6*	8,8	–	2
УИ	<i>Denticulopsis dimorpha</i>	9,16	9,0–9,1*	9,3	–	2
УП	<i>Thalassiosira minutissima</i>	9,26	9,55*	9,55–9,8	–	2
УП	<i>Denticulopsis katayamae</i>	9,26	9,55*	9,45	–	2

Таблица 6. Окончание

1	2	3	4	5	6	7
УП	<i>Thalassionema schraderi</i>	9,5	9,55*	8,6–8,8	–	2
УП	<i>Denticulopsis dimorpha</i>	9,9	9,9–10,0*	9,7	–	2
УП	<i>Hemidiscus cuneiformis</i>	10,8–11,0	10,5–10,7	11,8	–	2
УИ	<i>Nitzschia heteropolica</i>	10,8–11,0	10,7–10,9	11,5	–	2
УИ	<i>Mediaria splendida</i>	10,8–11,0	11,5–11,6	10,3	–	2
УСЧ	<i>Denticulopsis praedimorpha</i>	11,5	11,3–11,5	11,5	+ (ЮО)	5, 6
УП	<i>Proboscia barboi</i>	12,5	12,1–12,5*	11,6	+	2
УИ	<i>Crucidenticula nicobarica</i>	12,9	12,5–12,7*	12,3; 12,5	+ (ЮО); —	6, 2
УП	<i>Denticulopsis praedimorpha</i>	12,9	12,8–13,1	12,9	+ (ЮО)	4, 5
УМП	<i>Denticulopsis hustedtii</i>	13,1	12,8–13,1	13,68	–	2
УП	<i>Nitzschia heteropolica</i>	13,1–13,2	12,5–12,7*	12,0–12,1	–	2
УП	<i>Denticulopsis hustedtii</i>	14,4–14,6	13,6–14,6*	14,2	+ (ЮО)	4
УП	<i>Denticulopsis hyalina</i>	14,9	14,9–15,1*	14,9	+	2
УП	<i>Actinocyclus ingens</i> var. <i>nodus</i>	15,8	15,5–16,7*	15,1	–	2
УП	<i>Denticulopsis lauta</i>	15,9		15,9	–	2
УИ	<i>Crucidenticula kanayae</i>	16,2		14,7	–	2
УП	<i>Denticulopsis praelauta</i>	16,3		16,2	–	2
УП	<i>Crucidenticula kanayae</i>	16,9	16,7–17,1	16,7	+ (ЭП)	2
УП	<i>Crucidenticula sawamurae</i>	18,4	18,3–18,5	17,5	+ (ЭП)	2
УИ	<i>Thalassiosira praefraga</i>	18,4		17,8	– (ЭП)	2
УП	<i>Thalassiosira fraga</i>	20,3		20,1	+ (ЮО)	6

Примечание. Возрастные датировки, опубликованные ранее, приведены по следующим литературным данным (Л): 1 — [Koizumi, Tanimura, 1985]; 2 — [Barron, 1992a]; 3 — [Koizumi, 1992b]; 4 — [Gersonde, Burckle, 1990]; 5 — [Harwood, Maruyama, 1991]; 6 — [Baldauf, Barron, 1991]; 7 — [Bodén, 1993].

Условные обозначения: (+) — присутствие, (–) — отсутствие прямых корреляций с палеомагнитной шкалой (пм); звездочками (*) показаны корреляции между скв. 887А и скв. 887С на основе сопоставления результатов оценки пористости осадков гамма-лучевым методом с помощью прибора GRAPE; ЮО — Южный океан, ЭП — экваториальная Пацифика.

Северной Пацифики. Это установлено для таких уровней, как УП *Crucidenticula kanayae*, УП *Denticulopsis praelauta*, УП *D. lauta*, УП *D. hyalina*, УМП и УСЧ *D. hustedtii*, УП и УСЧ *D. praedimorpha*, УП и УИ *D. dimorpha*, УП и УСЧ *Thalassionema schraderi*, УП *Neodenticula kamtschatica*, УИ *Cavitatus jouseanus*, УП *Thalassiosira miocenica* (6,4 млн лет), УП *Th. praeoestrupii* (6,14 млн лет), УП *Th. oestrupii* (5,49 млн лет) и УИ *Rouxia californica* (5,9 млн лет), большинство из которых обычно используются как маркеры в вариантах зональной шкалы. Однако следует подчеркнуть, что в Калифорнийском регионе некоторые уровни имеют иные датировки по сравнению с более северными и северо-западными районами Пацифики [Barron, 1989, 1992 a,b; Dumont, Barron, 1995].

Так, например, уровень появления *Neodenticula kamtschatica* в Калифорнии относится к отметке примерно 5,5 млн лет, а не 7,4–7,3 млн лет, а уровень исчезновения *Rouxia californica* — 6,7 млн лет, а не 5,9 млн лет. Диахронными с Калифорнией являются и уровни появления *Actinocyclus ingens* var. *nodus* и *Proboscia barboi*. В субарктической Пацифике их возраст определен как 15,8 и 12,5 млн лет, соответственно, а в Калифорнии — 15,1 и 11,6 млн лет. Это, очевидно, объясняется тем, что перечисленные виды — относительно холодноводные и поэтому проникали в юго-восточные районы позже, а исчезали там раньше, т.е. имели разный диапазон распространения в разных широтных областях Северо-Тихоокеанского бассейна. Кроме того, показана некоторая диахронность уровней появления и

Таблица 7. Сравнение возрастов наиболее важных в стратиграфическом отношении датированных уровней конца миоцена и плиоцена (с добавлением одного четвертичного уровня), полученных по материалам 145-го рейса ODP и опубликованных ранее

Датированные уровни		Скв. 884	Скв. 887	Скв. 882	Скв. 883	Скв. 881	Данные по оценке возраста, ранее опубликованные в литературе		
							млн лет	пм	Л
УИ	<i>Thalassiosira jouseae</i>	0,3–0,4							
УИ	<i>Pyxidicula horridus</i>	1,8–2,0		1,6–1,8	1,6–1,8		1,8	–	2
УИ	<i>Pyxidicula pustulata</i>	2,0–2,1			1,9–2,04		1,8	–	8
УИ	<i>Neodenticula koizumii</i>	2,0–2,1		2,0–2,04	1,6–1,8		1,9–2,04	+	3
УИ	<i>Pyxidicula zabelinae</i>	2,0–2,1					2,8–3,11	+	3
УИ	<i>Thalassiosira marujamica</i>	3,08–3,2	3,25	3,08–3,2	3,08	3,08–3,2	3,04–3,48	+	3
УИ	<i>Thalassiosira jacksonii</i>	3,7–3,9		3,3–3,41	3,08–3,2	3,08	3,25–4,20	+	3
УП	<i>Neodenticula koizumii</i>	3,7–3,9	3,7	3,4	3,48–3,58	3,78–4,10	3,54–4,0	+	1
УП	<i>Actinocyclus oculatus</i>	4,0	3,68	3,6–3,7	3,7	3,78–4,10	2,2; 4,0	+	3
УИ	<i>Thalassiosira jacksonii</i> (пликатная форма)	4,8	5,0 (p)	4,7–4,8	4,7–4,8				
УИ	<i>Cosmiodiscus insignis</i>	4,9–5,0			4,7–4,9		4,8	–	2
УП	<i>Thalassiosira tertiaria</i>	5,02							
УП	<i>Thalassiosira latimarginata</i> s.str.	5,07	5,18	5,0–5,07	5,0–5,07		5,23–5,9	–	3
УП	<i>Thalassiosira jacksonii</i> (пликатная форма)	5,2	5,2	5,1–5,3					
УП	<i>Thalassiosira latimarginata</i> s.ampl.	5,49		5,1–5,3					
УП	<i>Thalassiosira oestrupii</i>	5,49	5,49*				5,6; 5,9	+	2; 1

Примечание. Условные обозначения см. в Примечаниях к табл. 6 (с дополнением: 8 — [Ваггон, 1980a]; (p) — обусловлено процессом растворения) и к табл. 1.

исчезновения некоторых миоценовых тепловодных видов при переходе из одной широтной области в другую в пределах Северной Пацифики. Это касается, например, УИ *Crucidenticula nicobarica* (от 12,9 до 12,5 млн лет), УП *Hemidiscus cuneiformis* (от 11,8 до 10,5 млн лет), УП *Nitzschia fossilis* (от 8,6 до 7,8 млн лет), УП *Nz. reinholdii* (от 7,4 до 7,1 млн лет), УИ *Thalassiosira miocenica* (от 6,1 до 5,9 млн лет). Уровень УП *Crucidenticula sawamurae* изохронен в пределах субарктической Пацифики (18,4 млн лет), но в экваториальной ее части датируется как 17,5 млн лет. Приведенные примеры еще раз показывают, что при анализе возраста ряда миоценовых датированных уровней в разрезах разных климатических зон и подзон северной части Тихого океана требуется большая осторожность.

Результаты, полученные по определению возраста датированных уровней плиоцена, показали, что ряд

из них в субарктической Пацифике имеет практически изохронные границы. К ним, в частности, относятся УП и УИ *Thalassiosira jacksonii* (пликатная форма) — 5,2 и 4,8 млн лет, соответственно, УП *Th. latimarginata* (5,1 млн лет), УИ *Cosmiodiscus insignis* (4,8 млн лет), УИ *Th. marujamica* (3,2–3,1 млн лет). Подтвердилась правильность выбора для определения верхней границы зоны *Neodenticula koizumii* верхнего плиоцена уровня исчезновения индекс-вида [Koizumi, 1992b]. В субарктической Пацифике он зафиксирован в интервале 2,0–2,04 млн лет, что хорошо согласуется с датировками, полученными ранее в Японском море (2,04–1,9 млн лет). Более молодые датировки этого уровня (1,8–1,6 млн лет), полученные по материалам скв. 883 ODP, являются исключением, и, как было отмечено выше, вероятнее всего, обусловлены отсутствием в разрезе отложений из-за перерыва, по времени соответствующего верх-

ней части эпизода Олдувей палеомагнитной эпохи Матюяма. В то же время, следует отметить, что для некоторых уровней плиоцена в Японском море получены несколько более древние датировки: например, для УП *Thalassiosira latimarginata* — до 5,9 млн лет [Koizumi, 1992b]. Были также получены дополнительные свидетельства того, что уровень УП *Neodenticula koizumii*, который служит для определения нижней границы зоны N. Koizumii — N. kamtschatica, является диахронным в зависимости от широтного положения (от 4,0–3,9 млн лет до 3,4 млн лет). Возраст УП *Actinocyclus oculatus* колеблется в разрезах изученных скважин от 4,0 до 3,7 млн лет, а УИ *Thalassiosira jacksonii* от 3,8 до 3,08 млн лет.

При анализе полученных датировок, однако, следует помнить, что биостратиграфические подразделения ранга хроностратиграфических зон согласно их определению не могут иметь диахронные границы, так же как не могут их иметь, например, подразделения палеомагнитной шкалы. Поэтому датированные уровни, выбранные в качестве характеристик границ диатомовых зон (ранга хронозон), должны быть изохронными в пределах той области, в которой используется данная стратиграфическая зональная шкала. И если уровень появления (или исчезновения) таксона, выбранный для обоснования границы, имеет разные датировки в пределах этой области, то для оценки его возраста должна, очевидно, использоваться наиболее древняя абсолютная датировка (и соответственно для исчезновения — наиболее молодая). В противном случае придется иметь дело не с хронозонами, а с экозонами, которые действительно имеют диахронные границы.

Результаты, полученные при обработке материалов 145-го рейса ODP, позволили также подойти к решению другой очень важной и сложной задачи стратиграфии Северо-Тихоокеанского региона — обоснованному детальному расчленению олигоцена и нижнего миоцена.

2.4. Зональное расчленение олигоцена и нижнего миоцена как вклад в построение кайнозойской шкалы по диатомеям

Проблема расчленения и корреляции олигоценовых и нижнемиоценовых толщ является одной из наиболее сложных в Северо-Тихоокеанском регио-

не. Для неогеновых отложений высоких–средних широт Северной Пацифики и ее обрамления, начиная со среднего миоцена, разработана и успешно используется детальная стратиграфическая зональная шкала по диатомеям, позволяющая коррелировать морские отложения позднего кайнозоя в пределах этой обширной области. Если сейчас больших успехов геологи добились в расчленении палеоцена и эоцена на зональной основе, используя данные по планктонным фораминиферам и наннопланктону [Серова, 1978, 1985, 2001; Kaiho, 1983; Гладенков и др., 1988; Крашенинников и др., 1988, 1989; Беньямовский и др., 1992, 1999; Okada, Kaiho, 1992; Опорный разрез морского палеогена..., 1994; Basov, 1995; Beaufort, Olafsson, 1995; Беньямовский, Гладенков, 1995, 1996; Щербинина, 1997; Басов, 1997; Гладенков Ю., Щербинина Е., 2001; и др.], то зональное расчленение олигоцена, так же как и его границы в Северо-Тихоокеанском регионе, обоснованы слабо. Это объясняется тем, что с одной стороны, до последнего времени отсутствовали материалы по относительно полным разрезам с удовлетворительной палеонтологической характеристикой, а с другой — тем, что остатки карбонатного микропланктона в отложениях этого возраста в высоких широтах практически отсутствуют или крайне редки.

С этой точки зрения несомненный интерес представляют данные по морским диатомеям, полученные по материалам глубоководного бурения в северной части Тихого океана и изучения разрезов ее западного обрамления. На основе этих данных, а также анализа имеющихся в литературе материалов по диатомеям, предложена схема стратиграфического расчленения и корреляции олигоценовых и нижнемиоценовых отложений Северо-Тихоокеанской области.

Прежде чем перейти к освещению этих результатов, необходимо отметить, что схема зонального расчленения эоцена по диатомеям для высоких–средних широт Северо-Тихоокеанского региона отсутствует. Проследить последовательную смену микрофлористических комплексов в единых разрезах пока не удастся. Полнее других диатомеями охарактеризованы эоценовые разрезы восточного обрамления Северной Пацифики — в районе Калифорнии [Hanna, 1927; Канава, 1957; Barron et al., 1984; McLean, Barron, 1988]. В частности, диатомовые ассоциации среднего эоцена, в составе которых отмечены стратиграфически важные океанические формы, в ряде случаев напрямую скоррелированы здесь с зональными подразделениями

по наннопланктону и планктонным фораминиферам [Barron et al., 1984; McLean, Barron, 1988; Blueford et al., 1989]. В целом же, ввиду трудности уверенного прослеживания в разрезах Калифорнии зональных подразделений, разработанных по океаническим видам на материалах глубоководного бурения, для расчленения известных разрезов эоцена северо-восточного обрамления Пацифики намечена серия из пяти локальных зон по диатомеям, охватывающих интервал от среднего эоцена до низов верхнего эоцена [Barron et al., 1984; McLean, Barron, 1988]. Предложенная схема стратиграфического расчленения отражает особенности развития диатомовой флоры в эоцене на основе общего анализа смены комплексов в разрезах Калифорнии.

Необходимо, однако, отметить, что данная схема является предварительной, так как последовательная смена диатомовых ассоциаций, характеризующих лоны, не наблюдается ни в одном разрезе. Прямые корреляции с зональными подразделениями эоцена по карбонатному планктону проведены только в разрезе одной формации («сланцы Кэллог»). Сопоставления с зональными ассоциациями океанических диатомовых шкал осуществлены на основе отдельных общих форм, для которых предполагаются одинаковые пределы стратиграфического распространения. Поэтому, вероятно, предложенные подразделения следует рассматривать как «слои с диатомовой флорой» и использовать в региональном масштабе.

В эоценовых разрезах более северных районов тихоокеанского побережья Америки диатомей удовлетворительной сохранности пока не найдены. Очевидно, во многих случаях это связано с преобразованиями органогенной структуры кремнезема (вплоть до ее полного исчезновения) при диагенезе и катагенезе (см. подраздел 1.3.6). Об этом, в частности, свидетельствуют находки в измененных осадочных и вулканогенно-осадочных толщах неопределимых остатков диатомовых, полностью утративших первичную структуру створок. В качестве примера таких пород можно привести датированные поздним эоценом диатомовые сланцы формации Эндрю Лэйк, развитые на о-ве Адак Алеутской островной гряды [Hein et al., 1990].

В северо-западной части региона находки эоценовых диатомей приурочены к отдельным редким образцам. В большинстве случаев в ассоциациях, изученных из разрезов Чукотки и Северо-Западной Камчатки [Шешукова-Порецкая, 1964, 1967; Долматова, 1975, 1985, 1986; Волобуева, Невретдинова,

1975; Бискэ, Волобуева, 1979; Невретдинова, 1982], океанические элементы отсутствуют, что наряду со значительной степенью эндемизма затрудняет датирование. Поэтому точный возраст (который может оцениваться в пределах раннего-среднего эоцена) и корреляции комплексов остаются не вполне ясными.

Результаты изучения древнейших диатомей, найденных в нескольких образцах, драгированных у юго-восточного побережья Камчатки в районе Кроноцкого залива, в целом свидетельствуют о присутствии разновозрастных эоценовых ассоциаций [Глезер и др., 1986; Пушкарь, 1987; Tsoy, 1999; Цой и др., 2000; Цой, 2001, 2003; Цой, Шастина, 2005]. Присутствие в составе комплексов элементов планктона, типичных для эоценовых зональных подразделений других районов, позволило наметить сопоставление с диатомовыми ассоциациями океанической шкалы низких широт, а также Норвежского моря и Калифорнии [Цой и др., 2000; Цой, 2001, 2003; Цой, Шастина, 2005]. Исходя из этого, возраст наиболее древнего из кроноцких комплексов определен в пределах лютетского века — самой нижней части бартонского века среднего эоцена. Две другие ассоциации эоцена отнесены к более поздним интервалам бартонского века — второй половине — концу среднего эоцена. Наиболее молодая из выделенных ассоциаций палеогена с долей условности отнесена к позднему эоцену.

Данные по достоверным находкам эоценовых диатомей в разрезах Японии практически отсутствуют. Редкие створки диатомей посредственной сохранности были обнаружены автором [Гладенков А., 1998] в нескольких образцах карбонатных конкреций, отобранных из самой верхней части разреза формации Поронай (в основном, массивные аргиллиты) о-ва Хоккайдо (см. ниже, рис. 51) — подразделения «I» по схеме биостратиграфического расчленения Д.Тешимы [Teshima, 1962]. Предварительные определения показали, в частности, наличие редких *Pyxilla* spp., *Hemiaulus* cf. *bipons* (Ehrenberg) Grunow, *H. aff. hostilis* Heiberg, Genus et sp. indet. Gombos (1976), Genus et sp. indet. Fenner (1978). Однозначно оценить возраст этой обедненной ассоциации трудно. Скорее всего, она может быть датирована в пределах позднего эоцена (см. ниже, рис. 52). На основе изучения остатков карбонатного планктона данная часть формации Поронай датируется концом позднего эоцена — в пределах подзоны «b» зоны CP15 по наннопланктону [Okada, Kaiho, 1992].

Осуществить расчленение разрезов олигоцена и нижнего миоцена на зональной основе в Северо-Тихоокеанском регионе до последнего времени также не удавалось. Однако использование разработанной для олигоцена и нижнего неогена зональной шкалы по диатомеям позволяет подойти к решению такой задачи.

2.4.1. Характеристика зон олигоцена — нижнего миоцена по материалам 145-го рейса ODP

Если для олигоцена и нижнего миоцена низких широт, а также высоких широт Южного океана и Северной Атлантики к настоящему времени разработаны подробные зональные шкалы по диатомеям, в ряде случаев привязанные к палеомагнитной шкале и подразделениям по карбонатному планктону [Barron, 1983, 1985 a,b; Fenner, 1984 a,b, 1985; Baldauf, Barron, 1991; Hagwood, Maruyama, 1992; и др.], то для средних и высоких широт Северной Пацифики подобную зональность до последнего времени разработать не удавалось.

Материалы 145-го рейса ODP позволили впервые разработать зональную шкалу по диатомеям для интервала от верхней части нижнего олигоцена до верхов нижнего миоцена для этой области [Gladenkov, Barron, 1995, 1996]. На основе прослеживания уровней последовательных появлений зональных видов в практически непрерывном разрезе скв. 884В ODP на подводной горе Детройт (рис. 44; см. рис. 38) в северо-западной части Тихого океана, охарактеризованном ископаемыми диатомеями (керны 71X–64X) (см. фото-табл. I–VIII), выделена последовательность из семи интервал-зон (Interval Zones). Снизу вверх она включает следующие зоны: *Rocella vigilans*, *Cavitatus rectus*, *Rocella gelida*, *Thalassiosira praeфрага*, *Thalassiosira фрага*, *Crucidentricula sawamurae*, *Crucidentricula kanayae* (табл. 8; см. рис. 44).

В целом, диатомеи характеризуют практически весь изученный разрез и имеют хорошую или удовлетворительную сохранность, за исключением двух интервалов — от верхней части керна 145-884В-70X до нижней части керна 145-884В-69X (–648–638 м ниже морского дна), где остатки диатомей имеют плохую сохранность или отсутствуют, и –660 м ниже морского дна (кern 145-884В-71X) с плохой сохранностью створок. С целью разработки зональ-

ной шкалы, которая могла бы найти применение при детальном расчленении олигоцена и нижнего миоцена на широкой площади, основное внимание было уделено в первую очередь анализу распространения по разрезу видов, стратиграфическая ценность которых для этого интервала была ранее выяснена в ходе предшествующих исследований в различных районах [Fenner, 1984 a,b, 1985; Barron, 1985 b,c; Akiba, 1986; Akiba, Yanagisawa, 1986; Baldauf, Barron, 1991; Hagwood, Maruyama, 1992; Yanagisawa, Akiba, 1990; Akiba et al., 1993; и др.]. Именно уровни появления таких видов были выбраны для характеристики зональных границ предложенных подразделений.

Для интервала олигоцен — нижний миоцен разреза скв. 884В на основе использования диатомовых, наннопланктонных и радиоляриевых датированных уровней, часть из которых сопоставлена с магнитостратиграфической шкалой в данной скважине, а остальные — в разрезах глубоководных скважин других районов (табл. 9 и 10), была составлена кривая скоростей осадконакопления (диаграмма «возраст/глубина ниже морского дна») (рис. 45 и 46). В целом, положение прослеживаемых датум-плейнов в изученном разрезе относительно такой кривой позволяет оценить их возраст. Однако при этом данные по калибровке всех уровней, с возрастом более чем 20 млн лет, путем прямых корреляций с палеомагнитной шкалой получены только в разрезах тропических широт и Южного океана. Поэтому оценки абсолютного возраста этих датированных уровней, прослеженных в разрезе скв. 884В, должны рассматриваться как предварительные и использоваться достаточно осторожно. Тем не менее, из рис. 45 и 46 видно, что большинство датум-плейнов находится именно на пересечении с кривой осадконакопления, выстраиваясь в относительно прямую линию, что, вероятно, может свидетельствовать об изохронности с другими районами. Исключением являются только уровни исчезновения *Recticulofenestra bisecta* (наннопланктон) и диатомеи *Lisitzinia ornata*, которые расположены на некотором расстоянии по отношению к линии: первый уровень находится ниже (т.е. является более древним), а второй — выше (т.е. — более молодой), чем можно было бы ожидать. Однако более раннее исчезновение в разрезе *Recticulofenestra bisecta*, возможно, обусловлено сохранностью карбонатов, которые редки в олигоценых и нижнемиоценовых отложениях разреза скв. 884В [Rea et al., 1993]. В то же время, более позднее исчезновение *Lisitzinia ornata* мо-

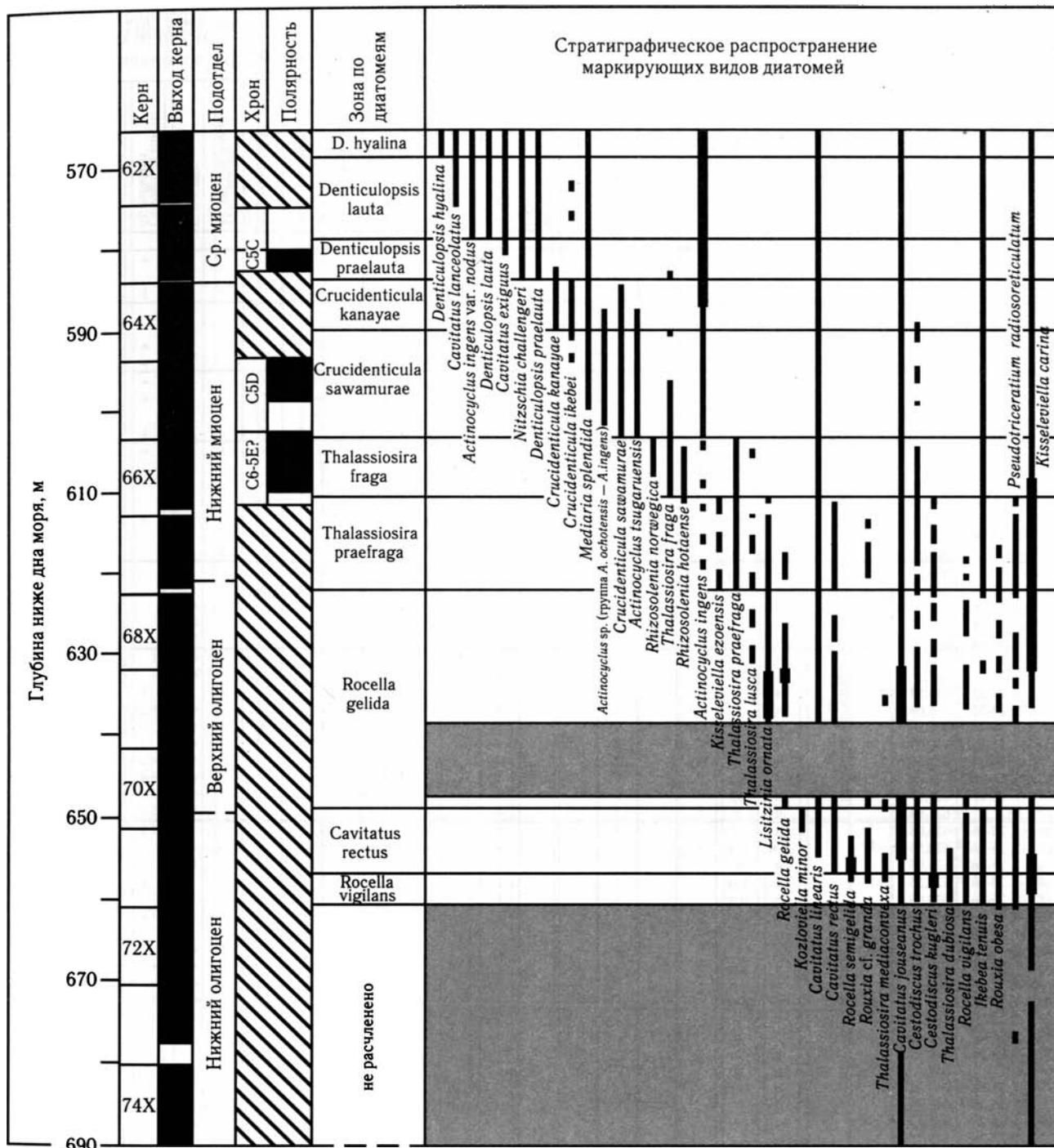


Рис. 44. Границы стратиграфического распространения маркирующих видов диатомей в разрезе олигоцена — нижнего миоцена в разрезе скв. 884В ODP и выделенные зональные подразделения (по: [Gladenkov, Bagon, 1995])

Утолщенные линии напротив таксонов указывают на относительно частое присутствие в комплексе, а пунктирные — на прерывистое распространение по разрезу. Серым цветом показаны интервалы разреза, в которых остатки диатомей имеют плохую сохранность или отсутствуют. Остальные условные обозначения см. на рис. 37

Примечание к табл. 8. Относительная численность створок диатомей в образце: м — в массе, ч — часто, н — нередко, р — редко, о — отсутствуют. Степень сохранности диатомей: хр — хорошая, у — удовлетворительная, п — плохая. Цифрами обозначено количество экземпляров таксонов в каждом препарате, встреченных при подсчете первых 200 створок всех диатомей (за исключением спор рода *Chaetoceros*).

Таблица 8. Стратиграфическое распространение, относительная численность и степень сохранности характерных и важных в стратиграфическом отношении таксонов диатомей в разрезе олигоцена — нижнего миоцена скв. 884В 145-го рейса ODP, на основе которых выделены зоны (по: [Gladenkov, Barrop, 1995], с дополнениями)

Интервал, номер образца	Глубина ниже дна моря, м	Зона по диатомеям	Относительная численность	Степень сохранности	<i>Actinoscyclus ingens</i>	<i>A. ingens</i> var. <i>nodus</i>	<i>A. octonarius</i>	<i>A. tsugarmensis</i>	<i>A. ochotensis-ingens</i> form	<i>Actinocyclus senarius</i>	<i>Asteromphalus</i> cf. <i>darwinii</i>	<i>A. aff. oligocenicus</i>	<i>A. aff. robustus-</i> <i>symmetricus</i>	<i>Azpeitia biradiata</i>	<i>Az. oligocenicus</i>	<i>Az. praenodulifera</i>	<i>Az. aff. praenodulifera</i>	<i>Az. salisburyana</i>	<i>Az. tabularis</i>	<i>Cavitatus exiguus</i>	<i>C. jouseanus</i>	<i>C. lanceolatus</i>
62X-4, 25-26	570,05	<i>D. hyalina</i>	ч-м	хр-у	90	5	+			3										1	6	7
62X-6, 25-26	573,05	<i>D. lauta</i>	м	хр	118	5	+			2									+	+	3	1
62X-CC	574,21		м	хр	134	8				+										+	3	
63X-2, 25-26	576,55		м	хр	96						18								1	+	1	+
63X-4, 25-26	579,55	<i>D. praelauta</i>	ч	у	170					2			+							+	+	
63X-5, 25-26	581,05		м	хр	30					1			1								+	+
63X-6, 25-26	582,55		м	хр-у	112					3										+	+	+
63X-CC	583,83		м	хр	118					5		+	+	+						+	+	1
64X-1, 25-26	584,65	<i>Cr. kanayae</i>	ч	хр	34					1			1			(+)				+	1	
64X-2, 25-26	586,15		ч-м	хр	47					5			1			1				+	+	+
64X-3, 25-26	587,65		ч-м	хр	14					+		+	+			1				+	+	+
64X-4, 28-29	589,15		ч-м	хр	8				+	2	1		+		(4)	+				1	+	1
64X-5, 25-26	590,65	<i>Cr. sawamurae</i>	м	у-хр	4		+			6	+	+	1			+	+			+	1	
64X-6, 28-29	591,48		ч	хр	6			2		3			3			+					1	
64X-CC	594,1		м	у	3			17		3			2			+					+	1
65X-2, 25-26	595,85		ч	у	6			+		5		+	2			+					+	1
65X-4, 25-26	598,85		ч	у	7			+		18	1		+			+				+	6	
65X-6, 25-26	601,85		ч	у	3			+		6	+		+			+					4	
65X-CC	603,8		ч	у	3			+	3		+		+			+	2				2	
66X-1, 25-26	604,05	<i>Th. fraga</i>	м	у-хр	+		+			+					(+)	+	1				2	
66X-2, 25-26	605,35		ч	у				3			+					6	3				2	
66X-3, 25-26	605,55		м	хр				3			+					(4)	7	3	1		10	
66X-4, 25-26	607,05		н	у	(+)			3					1			(3)					17	
66X-5, 25-26	608,55		ч	у				5			+					(+)					12	
66X-6, 25-26	610,05	<i>Thalassiosira praefraga</i>	ч	у			6			+											8	
66X-CC	612,3		н	у	1			1			1					(+)					4	
67X-1, 24-25	613,54		ч	у				1			8										1	
67X-2, 24-25	615,04		ч	у				1			8										4	
67X-3, 24-25	616,54		ч	х	(+)			1			3				+	10					11	
67X-4, 24-25	618,04		ч	у-хр				2			5										3	
67X-5, 24-25	619,54		ч	у-у	(+)			2			9										19	
67X-6, 24-25	621,04		ч	хр				1			4										7	
67X-7, 24-25	621,68		ч	хр				3			2										5	
67X-CC	621,84		ч	у				2			6										11	
68X-1, 25-26	623,05	<i>Rocella gelida</i>	н	п			3			4											11	
68X-2, 25-26	624,55		р-н	п-у				3			3										4	
68X-3, 25-26	626,05		н	у				1			1										20	
68X-4, 25-26	627,55		н	п-у				1			1										5	
68X-5, 25-26	629,05		р	п-у				1			1										3	
68X-6, 25-26	630,55		н	у				2			2										6	
68X-7, 25-26	632,05		н	у				+			1										5	
68X-CC	632,4		ч	у				3			2										19	
69X-1, 25-26	632,65		ч	хр				1			1					1					13	
69X-2, 25-26	634,15		ч	хр				+			2					+					31	
69X-3, 25-26	635,65		ч	у-хр							3		+								45	
69X-4, 25-26	637,15		ч	у				+			3										45	
69X-5, 25-26	638,65		р	п							3										3	
69X-6, 25-26	640,15		о																			
69X-CC	642,0		о	п																		
70X-1, 25-26	642,25		о																			
70X-2, 25-26	643,75		о																			
70X-3, 25-26	645,25	о																				
70X-4, 25-26	646,75	о																				
70X-5, 25-26	648,25	о	п				1			6					1						17	
70X-6, 25-26	649,75	<i>Cavitatus rectus</i>	ч	у			+			4					1						9	
70X-7, 25-26	651,25		ч	у				1			+				+	+					56	
70X-CC	651,7		ч	у				3			4										57	
71X-1, 25-26	651,95		ч	у				+			3					1					45	
71X-3, 25-26	654,95		ч	у				1			7					1			+		57	
71X-4, 25-26	656,45	ч	у				2			6					+					4		
71X-5, 25-26	657,95	<i>Rocella vigilans</i>	ч	у			4			4					+						2	
71X-6, 25-26	659,45		н	у				2			4										5	
71X-7, 25-26	660,95		р	у				1			6					2					2	
71X-CC	661,3		р	у			3			2												
72X-CC	671,0		р	п																		
73X-CC	678,02		р	п							7					1						
74X-CC	690,2		р	у							1											

Таблица 8. Продолжение

Интервал, номер образца	Глубина ниже дна моря, м	Зона по диатомкам	<i>Kozloviella minor</i>	<i>Listizinia ornata</i>	<i>L. ornata f. pentagona</i>	<i>Mediaria splendida</i>	<i>Nitzschia challengerii</i>	<i>N. aff. challengerii</i>	<i>N. maleinterpretaria</i>	<i>Paralia sulcata</i>	<i>Proboscia interposita</i>	<i>Pr. praearbaroi</i>	<i>Pseudodimerogramma elegans</i>	<i>Pseudotrifarctum radiosoreticulatum</i>	<i>Pyxilla</i> spp.	<i>Raphidodiscus marylandicus</i>	<i>Rhizosolenia hotsaense</i>	<i>Rh. norvegica</i>	<i>Rocella gelida</i>	<i>Rocella gelida</i> var. <i>schraderi</i>	<i>R. praeinitida</i>	<i>R. semigelida</i>		
62X-4, 25-26	570,05	<i>D. hyalina</i>				3	(+)			+		5												
62X-6, 25-26	573,05	<i>D. lauta</i>				4	+	+		+		6			+									
62X-CC	574,21					1	(+)	+				3												
63X-2, 25-26	576,55					3	(+)	+			+		21											
63X-4, 25-26	579,55	<i>D. praelauta</i>				+	+					7												
63X-5, 25-26	581,05					7	2	12				5												
63X-6, 25-26	582,55					5	1	+				10		+										
63X-CC	583,83					1	2				+	2			+									
64X-1, 25-26	584,65	<i>Cr. kanayae</i>				+				+		2												
64X-2, 25-26	586,15					+				+		4			+									
64X-3, 25-26	587,65					+				+		3			+									
64X-4, 28-29	589,15					+				+														
64X-5, 25-26	590,65	<i>Cr. sawamurae</i>				+				+		4		+	+		+							
64X-6, 28-29	591,48											6			2									
64X-CC	594,1					+				+		4												
65X-2, 25-26	595,85					+				+		4			+						+			
65X-4, 25-26	598,85					2				2		1												
65X-6, 25-26	601,85									2		3												
65X-CC	603,8									2		2			+									
66X-1, 25-26	604,05	<i>Th. fraga</i>							26	+							+	+						
66X-2, 25-26	605,35										+						2	2						
66X-3, 25-26	605,55			+							+						2	2						
66X-4, 25-26	607,05										2						2	2						
66X-5, 25-26	608,55										+						3	3						
66X-6, 25-26	610,05	<i>Thalassiosira praefraga</i>		+		610,05				5				+										
66X-CC	612,3					3									+									
67X-1, 24-25	613,54			+		2							+	+	1									
67X-2, 24-25	615,04			+		17							+	+	1									
67X-3, 24-25	616,54			2		2							+	+	+									
67X-4, 24-25	618,04			2		14							+	+	5									
67X-5, 24-25	619,54			3		3							+	+	3						+			
67X-6, 24-25	621,04			4		6					+		2	+	2						+			
67X-7, 24-25	621,68			2		9					+		3	+	2									
67X-CC	621,84			6		7							4	+	7									
68X-1, 25-26	623,05	<i>Rocella gelida</i>								8			3	1	4									
68X-2, 25-26	624,55										8		2		6									
68X-3, 25-26	626,05				1						4		+		1									
68X-4, 25-26	627,55				2						5		2		4									
68X-5, 25-26	629,05				1						4				4									
68X-6, 25-26	630,55				1						3				3									
68X-7, 25-26	632,05				2						4				5									
68X-CC	632,4			6		7					+		+	1	6									
69X-1, 25-26	632,65			+		+							+		1									
69X-2, 25-26	634,15			30	+	+							+		+									
69X-3, 25-26	635,65			46		+					6				+									
69X-4, 25-26	637,15			46							7				+									
69X-5, 25-26	638,65			1?																				
69X-6, 25-26	640,15																							
69X-CC	642,0																							
70X-1, 25-26	642,25																							
70X-2, 25-26	643,75																							
70X-3, 25-26	645,25																							
70X-4, 25-26	646,75																							
70X-5, 25-26	648,25										13				6									
70X-6, 25-26	649,75	<i>Cavitatus rectus</i>	2							3				+	+									
70X-7, 25-26	651,25										20				1	2								
70X-CC	651,7			3							2			+	1									
71X-1, 25-26	651,95										8				+	2								
71X-3, 25-26	654,95										10				+	1								
71X-4, 25-26	656,45									10				+	2									
71X-5, 25-26	657,95	<i>Rocella vigilans</i>								1	+			+	1									
71X-6, 25-26	659,45										4	1			2	14								
71X-7, 25-26	660,95										5				2	6								
71X-CC	661,3									3				2	2									
72X-CC	671,0									1					7									
73X-CC	678,02														13						+			
74X-CC	690,2									1					14									

Таблица 8. Окончание

<i>R. vigilans</i>	<i>Rouxia cf. granda</i>	<i>R. isopolita</i>	<i>R. naviculoides</i>	<i>R. obesa</i>	<i>Sceptroneis tenuis-pesplanus group</i>	<i>Stellarima spp.</i>	<i>Thalassionema nitischoides</i>	<i>Th. nitischoides var. parva</i>	<i>Thalassiosira dubiosa</i>	<i>Th. fraga</i>	<i>Th. irregulara</i>	<i>Th. lusca</i>	<i>Th. mediaconvexa</i>	<i>Th. praefraga</i>	<i>Thalassiothrix longissima</i>	<i>Yoshidaia divergens</i>	Споры <i>Chaetoceros</i>	Споры других родов	Бентосные диатомы	Общее количество подсчитанных в препарате створок
			1			1	3							23	+	15	4	+	215	
		+	+			+	3							18	+	22	1	+	222	
						+	15							16		6	+	+	206	
						+	6							26		5	+	+	205	
			+			+	1							13		3	1	+	203	
			7			+	1							14		2	+	+	202	
						10	4							15		21	3	+	221	
			2			7	3			+				13		26	4	+	226	
						2	10							19		36	2	+	236	
						3	5							16		15	+	+	215	
						21	4							40		14	2	+	214	
						29	4	68						16		10	5	+	210	
		1	+			31	9			1				53		40	5	+	240	
						37	2	11						62		21	2	+	221	
						29	3							57		21	1	2	221	
			(+)			69	3							25		14	1	+	214	
			(-)			55	7			+				42		13	3	+	216	
						110	3			+				30		9	8	+	209	
			(+)			109	5			+				27		18	5	+	218	
					+	93	3			1			1	23		12	6	+	212	
						63	9			4			4	15		16	9	+	216	
						71	4			37			14	8		22	3	+	222	
						66	2			17			10	1		34	18	2	234	
						43	2			4			8	2		69	16	+	269	
					(+)	7	2						+	4		89	54	5	289	
						24	7						7	4		68	28	3	268	
		+			+	10	1					+	+	5		122	30	2	322	
		+			+	2	9					+	+	5		62	20	17	262	
		+	+		+	19	6			+		(+)	1	17		138	12	2	338	
		+			+	2	12			+		(+)	+	5		63	25	14	263	
		+			+	2	1			+		(+)	+	7		53	17	3	253	
			(1)		+	1	7			+			+	3		51	18	6	251	
			(1)		+	1	3			+			+	11		82	20	9	282	
					+	4	2			+			1	9		99	40	7	299	
1				2	2	1	3							11		56	30	8	215	
1				1		12	2							6		52	20	8	171	
1			(1)			3	5							18		31	10	4	193	
						1	4							22		75	21	5	238	
						1	1							2		30	6	4	86	
						1	4							16		21	15	3	178	
						1	3							17		15	9	4	118	
						1	2							21		45	30	7	245	
						4	+							9		21	5	+	221	
						3	+							30		5	6		205	
						2	+				+			14		10	2	6	210	
							+							5		27	14	7	227	
														1			1		16	
							1								1				10	
1	2			4	2	3	2							4		4	9	4	165	
1	+			1	+	+	+							2		34	12	+	234	
1	+			3	+	+	+						+	2		37	9	1	237	
+				1	+	5	+			(+)				3		29	5	+	229	
+				2	1	1	+							3		34	3	+	234	
+	1		1	1	+	2	+						1	5		31	9	1	231	
1	2		1	5	(2)	6	+	+	+	(1)		1	8		36	9	2	236		
1	1		1	3	(+)	4	+					1		+		37	11	1	237	
3				8	(10)	2	+							4		22	11	4	222	
1				6	(4)	2	1							2		11	4	6	139	
				4		1	2							+		19	5	4	161	
					(3)										1		1	2	20	
			1		(2)	1											2	2	109	
					(2)												1	2	33	

Таблица 9. Стратиграфическая приуроченность и оценка возраста уровней появления и исчезновения маркирующих видов диатомей, наннопланктона и радиолярий, а также границ магнитостратиграфических подразделений в олигоцен-нижнемиоценовой части разреза скв. 884В ODP (по: [Gladenkov, Barron, 1995])

Датированные уровни		Возраст, млн лет	Л	Район	Интервал, номер образца	Глубина ниже дна моря, м
П	C5A _{cn} .In	14,076				559,0
УП	<i>Denticulopsis hyalina</i>	14,9–15,1	1	Скв. 887	62X-4, 25–26 см до 62X-6, 25–26 см	567,05–570,05
К	C5C _{cn} .In?	16,014				580,0
УП	<i>Denticulopsis lauta</i>	15,9	2	Северная Пацифика	63X-3, 25–26 см до 63X-4, 25–26 см	578,05–579,55
УП	<i>Denticulopsis praelauta</i>	16,2	2	То же	63X-CC до 64X-1, 25–26 см	583,83–584,65
К	C5D _n .In?	17,277				594,2
П	C5D _n .In?	17,615				599,0
К	C5E _n .In?	18,281				602,8
УП	<i>Crucidenticula sawamurae</i>	18,3–18,5	1	Скв. 887	65X-CC до 66X-1, 25–26 см	603,8–604,05
П	C6 _n .In?	20,131				610,0
УП	<i>Thalassiosira fraga</i>	20,1	4	Южный океан	66X-5, 25–26 см до 66X-6, 25–26 см	610,05–611,55
УИ	<i>Lisitzinia ornata</i>	24,3	3	То же	66X-CC до 67X-1, 25–26 см	613,3–613,55
УИ	<i>Rocella gelida</i>	22,4	2	Экваториальная Пацифика	67X-3, 25–26 см до 67X-4, 25–26 см	616,54–618,04
УП	<i>Cyrtocapsella tetrapera</i>	22,6	5	Средние широты	66X-CC до 67X-CC	613,3–632,4
УП	<i>Thalassiosira praeфрага</i>	24,0–24,3	4	Южный океан	67X-CC до 68X-1, 25–26 см	622,8–623,05
УМП	<i>Rocella gelida</i>	26,2–26,4	3	То же	69X-2, 25–26 см до 69X-3, 25–26 см	634,15–635,55
УП	<i>Lisitzinia ornata*</i>	27,9	3	”	69X-5, 25–26 см до 69X-6, 25–26 см	638,65–640,15
УИ	<i>Reticulofenestra bisecta</i>	23,8	5	Средние широты	69X-CC до 70X-1, 48 см	642,0–642,48
УП	<i>Rocella vigilans</i>	30,2	3	Южный океан	71X-7, 25–26 см до 71X-CC	660,95–661,3
УИ	<i>Reticulofenestra umbilica</i>	31,7	5	Средние широты	70X-CC см до 71X-CC	651,7–661,3
УИ	<i>Erisona formosa</i>	32,7	5	То же	73X-CC см до 74X-1, 50 см	680,6–681,1
УИ	<i>Discoaster saipanensis</i>	35,0	5	”	74X-CC см до 74X-CC	690,2–699,8

* Уровень выше интервала, характеризующегося растворением.

Примечание. Оценки возрастных датировок приведены по следующим литературным данным (Л): 1 — [Barron, Gladenkov, 1995]; 2 — [Barron, 1992в]; 3 — [Harwood, Maruyama, 1991]; 4 — [Baldauf, Barron, 1991]; 5 — [Shipboard Scientific Party, 1993c].

Условные обозначения: К — кровля, П — подошва, УИ — уровень исчезновения, УП — уровень появления, УМП — уровень массового появления.

←

Условные обозначения к табл. 8: (+) — таксоны, отмеченные при просмотре препарата после подсчета створок; в круглых скобках обозначены экземпляры не вполне ясной таксономической принадлежности (фрагменты створок и близкие к данному таксону формы); открытыми вверх квадратными скобками отмечено появление в разрезе зональных видов-индексов.

Таблица 10. Положение магнитостратиграфических подразделений, границы и возраст биостратиграфических датированных уровней олигоцена — нижнего миоцена в скв. 884В ODP (по: [Barron et al., 1995])

Датированные уровни			Возраст, млн лет	Интервал, номер образца	Глубина ниже дна моря, м
Д 25	УП	<i>Denticulopsis hyalina</i>	14,9–15,1	62X-4, 25/62X-6, 25	567,05–570,05
Р 15	УП	<i>Dictyophimis splendens</i>	15,3	61X-5, 135-136/62X-5, 135-136	563/572,7
Р 16	УП	<i>Eucyrtidium inflatum</i>	15,3	61X-5, 135-136/62X-5, 135-136	563/572,7
Р 17	УИ	<i>Corythospyris?</i> sp.	15,3	61X-5, 135-136/62X-5, 135-136	563/572,7
Р 18	УП	<i>Eucyrtidium asanoi</i>	15,8	62X-5, 135-136/63X-5, 135-136	572,7/582,2
	К	C5Cn.1n?	16,014		580
Д 26	УП	<i>Denticulopsis lauta</i>	15,9	63X-3, 25/63X-4, 25	578,05–579,55
Д 27	УП	<i>Denticulopsis praelauta</i>	16,2	63X-CC/64X-1, 25	584,4–584,65
Р 19	УП	<i>Theocorys redondoensis</i>	16,25	63X-5, 135-136/64X-4, 135-136	582,2/590,3
Р 20	УП	<i>Corythospyris?</i> sp.	16,7	63X-5, 135-136/64X-4, 135-136	582,2/590,3
Р 21	УИ	<i>Cenosphaera</i> sp.	16,7	63X-5, 135-136/64X-4, 135-136	582,2/590,3
Д 28	УП	<i>Crucidenticula kanayae</i>	16,9	64X-4, 28/64X-5, 25	589,15/590,65
	К	C5Dn.1n? #	17,277		594,2
	П	C5Dn.1n? #	17,615		599,0
	К	C5En.1n? #	18,281		602,8
Р 22	УП	<i>Cycladophora cosma cosma</i>	17,25	64X-4, 135-136/65X-5, 135-136	590,3/601,5
Д 29	УП	<i>Crucidenticula sawamurae</i>	18,4	65X-CC/66X-1, 25-26	603,8–604,05
	П	C6n.1n? #	20,131		610,0
Д 30	УП	<i>Thalassiosira fraga</i>	20,1	66X-5, 25-26/66X-6, 25-26	610,05–611,55
Д 31	УИ	<i>Rocella gelida</i>	22,4	67X-3, 25-26/67X-4, 25-26	616,54–618,04
Р 23	УП	<i>Cyrtocapsella tetrapera</i>	22,6	65X-5, 135-136/66X-5, 134-135	601,45/611,14
Н 1	УИ	<i>Dictyococcites bisectus</i>	23,8	66X-CC/69X-5, 18-19	612,3/638,58
Д 32	УП	<i>Thalassiosira praeфрага</i>	24,0–24,3	67X-CC/68X-1, 25-26	622,8–623,05
Д 33	УМП	<i>Rocella gelida</i>	26,2–26,4	69X-5, 25-26/69X-6, 25-26	638,65–640,15
Д34	УП	<i>Rocella vigilans</i>	30,2	71X-7, 25/71X-CC	660,95–661,3
Н 2	УИ	<i>Reticulofenestra umbilica</i>	31,7	70X-CC/71X-CC	651,7–661,3
Н 3	УИ	<i>Isthmolithus recurvus</i>	32,5	73X-4, 75-80/73X-5, 140-145	676,25/678,40
ИЗ		Повышение $\delta^{18}\text{O}$	34,3	74X-7, 10-15/75X-3, 128-133	689,7/694,48
Н 4	УИ	<i>Discoaster saipanensis</i>	35,0	74X-1, 0-5/74X-7, 10-15	680,6/689,7
Н 5	УИ	<i>Discoaster barbadiensis</i>	35,0	79X-3, 114-119/74X-5, 113-118	732,94/734,43
Н 6	УП	<i>Isthmolithus recurvus</i>	35,1	82X-3, 107-112/82X-4, 79-84	761,77/762,99

Примечание. Знаком # отмечены границы магнитостратиграфических подразделений, определенные на основе биостратиграфической корреляции с разрезом скв. 887 ODP.

Условные обозначения: Д, Р, Н — уровни появления и исчезновения маркирующих форм микроорганизмов (Д — диатомей, Р — радиолярий, Н — наннопланктона), ИЗ — данные по изотопии; остальные условные обозначения см. в Примечании к табл. 9.

жет объясняться переотложением олигоценовых форм в более молодые горизонты разреза.

Характер составленной для скв. 884В кривой осадконакопления свидетельствует о непрерывном осадконакоплении в течение олигоцена и раннего

миоцена, хотя согласно одной из интерпретаций, не исключена также возможность перерыва в интервале 31,7–30,2 млн лет назад, соответствующего несогласию на уровне 660 м ниже морского дна [Rea et al., 1993; Barron et al., 1995].

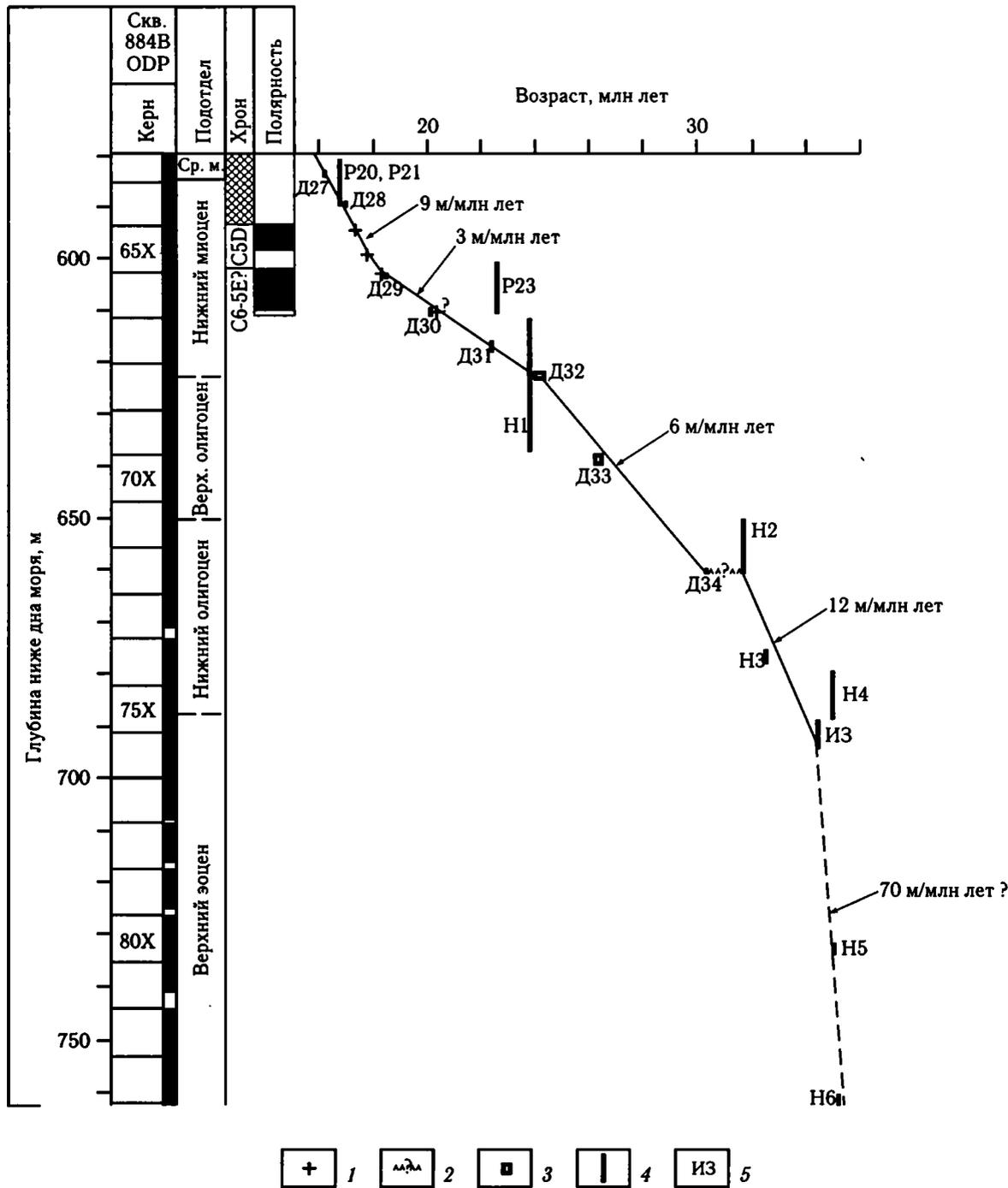


Рис. 45. Диаграмма «возраст/глубина ниже морского дна», построенная для палеогеновой–нижнемиоценовой части разреза скв. 884B ODP на основе табл. 10 (по: [Barron et al., 1995])

Показаны значения скоростей осадконакопления, рассчитанные для различных интервалов времени; в колонке «Керн» выход ядра показан черным цветом, отсутствие ядра — белым. Д, Р, Н — уровни появления и исчезновения маркирующих форм микроорганизмов (Д — диатомей, Р — радиолярий, Н — наннопланктона) (см. также табл. 9, 10)

1 — магнитостратиграфические уровни; 2 — возможное несогласие; 3 — прямоугольники, высота которых показывает рамки ограничения биостратиграфических уровней по глубине, а ширина — временной интервал оценки возраста уровня; 4 — отрезки, показывающие рамки ограничения по глубине биостратиграфических уровней; 5 — ИЗ — изотопные данные (см. также табл. 9, 10)

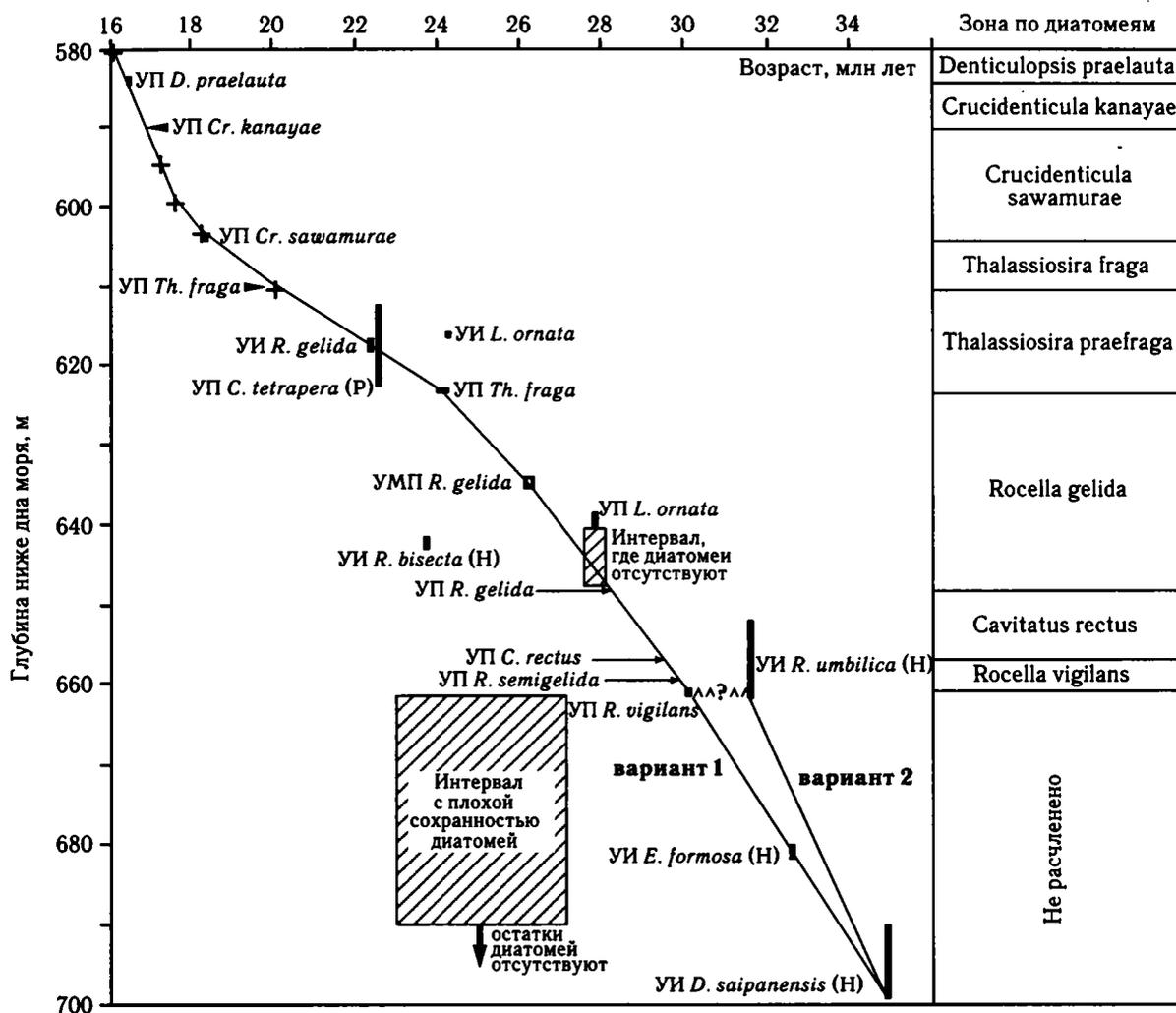


Рис. 46. Диаграмма «возраст/глубина ниже морского дна», построенная для олигоценовой–нижнемиоценовой части разреза скв. 884В ODP на основе анализа датированных уровней по диатомеям, наннопланктону (Н) и радиоляриям (Р), а также магнитостратиграфических уровней (+) (см. табл. 9, 10) (по: [Gladenkov, Barron, 1995])

Для нижнеолигоценовой части показаны два альтернативных варианта интерпретации

УП — уровень появления, УИ — уровень исчезновения, УМП — уровень массового появления. Остальные условные обозначения см. на рис. 45

Характеристика выделенных зон

Схема зонального расчленения олигоцена — нижнего миоцена по диатомеям, разработанная на основе обработки материалов 145-го рейса ODP, представлена на рис. 44 и ниже на рис. 50. Типичные для этого интервала виды изображены на фототаблицах I–VIII. Ниже дается характеристика выделенных зон.

1. Зона *Rocella vigilans* (верхняя часть нижнего олигоцена). Нижняя граница проводится по УП *Rocella vigilans*, верхняя — УП *Cavitatus*

rectus. Возраст нижней границы ~30,2 млн лет (субхрон C11г.2г в Южном океане [Harwood, Maguana, 1992], а верхней — ~29,6 млн лет (на основании оценки возраста по кривой осадконакопления в разрезе скв. 884В ODP). Выделенная зона отличается от одноименной зоны, предложенной Д.Феннер [Fenner, 1984 а,б] для низких широт как интервал от УП *Rocella vigilans* до УП *Bogorovia veniamini* — тепловодного вида, который крайне редко встречается в субарктической Пацифике.

Замечания. Вблизи подошвы зоны в разрезе скв. 884В фиксируется появление таких видов, как *Cestodiscus kugleri*, *C. trochus*, *Thalassiosira*

mediaconvexa, *Th. dubiosa* (последний найден в пределах Северной Пацифики впервые) (см. рис. 44 и табл. 8). Однако не исключено, что на самом деле нижние пределы стратиграфического распространения этих форм более древние, так как непосредственно ниже УП *Rocella vigilans* в разрезе находится интервал, где диатомеи имеют относительно плохую сохранность. Зональный же вид *Rocella vigilans* имеет сильно окремненные, устойчивые к растворению створки. Поэтому близкое соответствие его УП в разрезе (возраст которого оценен как 30,2 млн лет) с УИ наннопланктонного вида *Reticulofenestra bisecta* (31,72 млн лет) свидетельствует о том, что появление *Rocella vigilans* в обр. 145-884В-70Х, 25–26 см не является отражением последствий процесса растворения.

Дополнительные маркеры. В пределах зоны отмечено появление *Rocella semigelida*.

2. Зона *Cavitatus rectus* (самая верхняя часть нижнего олигоцена — базальная часть верхнего олигоцена). Нижняя граница проводится по УП *Cavitatus rectus*, верхняя — УП *Rocella gelida*. Возраст нижней границы ~29,6 млн лет, верхней — ~28,2 млн лет (рассчитаны по кривой осадконакопления в разрезе скв. 884В ODP). Таким образом, граница между олигоценом и миоценом (на уровне 28,5 млн лет) проходит вблизи верхней границы зоны.

Замечания. Зона с таким названием была ранее предварительно предложена Ф.Акибой с соавторами [Akiba et al., 1993] для интервала между УП *Rocella gelida* и УП *Thalassiosira fraga*. Однако установить возраст истинного вымирания вида *Rocella gelida* очень сложно, так как его толсто-стенные, устойчивые к растворению створки во многих случаях могут быть переотложенными.

Дополнительные маркеры. У верхней границы зоны в разрезе отмечено исчезновение *Kozloviella minor*, а вблизи нижней границы фиксируется появление *Cavitatus linearis*. К нижней части зоны приурочены верхние пределы стратиграфического распространения *Thalassiosira dubiosa* и *Rocella semigelida*, а распространение *Kozloviella minor* (вида, который найден в этих широтах Северной Пацифики впервые) ограничено верхней частью зоны.

3. Зона *Rocella gelida* (верхний олигоцен). Нижняя граница проводится по УП *Rocella gelida*, верхняя — УП *Thalassiosira praeфрага*. Возраст нижней (~28,2 млн лет) и верхней (~24,0 млн лет) зональных границ рассчитан по кривой осадконакоп-

ления в разрезе скв. 884В ODP. Отличается от одноименных зон Южного океана [Gombos, Ciesielski, 1983; Baldauf, Barron, 1991] и экваториальной Пацифики [Barron, 1983] по использованию разных датированных уровней.

Замечания. Зона *Rocella gelida*, предложенная для Южного океана Э.Гомбосом и П.Чижелски, выделялась как интервал между УП *Rocella gelida* и УИ *Rossiella* sp. [Gombos, Ciesielski, 1983]. Позднее Д.Балдауф и Д.Бэррон предложили проводить верхнюю границу этой зоны по УП *Thalassiosira spumellaroides* [Baldauf, Barron, 1991]. Одноименная зона для экваториальной Пацифики Д.Бэррона характеризует интервал распространения *Rocella gelida* до УП *Rossiella paleacea* [Barron, 1983]. В Северной Пацифике ни *Thalassiosira spumellaroides*, ни *Rossiella paleacea* не встречаются и поэтому не могут использоваться в качестве маркеров границ зоны *Rocella gelida*. Однако в нижнемиоценовых отложениях экваториальной Пацифики и Южного океана отмечена форма, отнесенная ранее к *Thalassiosira spinosa* [Barron, 1983; Baldauf, Barron, 1991]. Эта форма эквивалентна новому виду *Thalassiosira praeфрага* А. Гладенков и Д.Бэррон, описанному по материалам 145-го рейса ODP [Gladenkov, Barron, 1995]. Поэтому, возможно, зона *Rocella gelida* как интервал между УП *Rocella gelida* и УП *Thalassiosira praeфрага* может прослеживаться не только в Северной Пацифике, но и в Южном океане и экваториальной зоне Тихого океана.

Обр. 145-884В-70Х-5, 25–26 см, к которому приурочены первые находки *Rocella gelida* в разрезе скв. 884В, находится непосредственно ниже интервала, в котором диатомеи имеют плохую сохранность и который продолжается до обр. 145-884В-69Х-5, 25–26 см (см. рис. 44 и 45; табл. 8–10). К горизонту, перекрывающему этот интервал, приурочены первые находки *Lisitzinia ornata* в разрезе.

Дополнительные маркеры. В пределах зоны отмечаются УИ *Thalassiosira mediaconvexa* и УП *Thalassiosira lusca*. Последний вид найден в пределах Северной Пацифики впервые.

4. Зона *Thalassiosira praeфрага* (самая верхняя часть верхнего олигоцена — нижний миоцен). Нижняя граница проводится по УП индекс-вида (см. **Замечания** к зоне *Rocella gelida*), верхняя — УП *Thalassiosira fraga*. По кривой осадконакопления в разрезе скв. 884В ODP возраст нижней зональной границы оценен как ~24,0 млн лет, а верхней — 20,3 млн лет. (корреляция с субхроном

С6г.1г? в разрезе). Таким образом, граница между олигоценом и нижним миоценом (на уровне 23,8 млн лет) проходит вблизи нижней границы зоны.

Замечания. *Thalassiosira praefraga* — новое название для зоны *Thalassiosira spinosa* (см. раздел *Замечания* к зоне *Rocella gelida*), предложенной ранее для Северной Пацифики Д. Бэрроном [Barron, 1985c].

Дополнительные маркеры. В разрезе скв. 884В у нижней границы зоны фиксируется появление, а у верхней — исчезновение *Kisseleviella ezoensis*. Находки этого вида отмечались только в пределах более молодой диатомовой зоны *Thalassiosira fraga*, вплоть до ее верхней границы [Akiba, 1986]. Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о том, что в Северо-Тихоокеанской области *Kisseleviella ezoensis* имеет более древний предел стратиграфического распространения, который не ограничивается зоной *Thalassiosira fraga*.

В пределах зоны в разрезе фиксируются первые редкие находки *Actinocyclus ingens*, являясь при этом наиболее древними по сравнению со всеми, установленными в Северо-Тихоокеанском регионе ранее. Вблизи верхней границы зоны в разрезе скважины отмечены появление *Rhizosolenia hotaense* и исчезновение *Cavitatus rectus*. Подобное соотношение между УИ *Cavitatus rectus* и УП *Thalassiosira fraga* фиксируется и в разрезе Окубоносава о-ва Хоккайдо на севере Японии [Akiba et al., 1993], свидетельствуя о стратиграфической значимости этих двух биостратиграфических уровней.

В пределах зоны в разрезе скв. 884В отмечается исчезновение *Rocella vigilans*, *R. gelida*, *Rouxia obesa*, *R. cf. granda* и *Cestodiscus kugleri*. Однако ввиду спорадичности распространения этих таксонов в пределах зоны в разрезе, требуется большая осторожность при использовании уровней их исчезновения при региональных корреляциях. Так, например, в разрезе Окубоносава на о-ве Хоккайдо зафиксирован более узкий стратиграфический интервал распространения *Rocella vigilans* и *Rouxia obesa* [Akiba et al., 1993].

Следует отметить особо, что последние постоянные находки *Lisitzinia ornata* в разрезе скважины фиксируются в обр. 145-884В-67Х-1, 24–25 см (613,54 м ниже уровня морского дна), т.е. в верхней части зоны *Thalassiosira praefraga*. Полученные результаты в значительной мере отличаются от данных, полученных по распространению *Lisitzinia ornata* в разрезах других районов. В разрезе Окубоносава на о-ве Хоккайдо уровень исчезновения этого вида находится ниже УП *Rocella gelida*

[Akiba et al., 1993], тогда как в разрезах скважин в высоких широтах Южного океана — значительно ниже УИ *Rocella gelida* [Harwood, Maruyama, 1992]. Таким образом, последние постоянные находки *Lisitzinia ornata* в скв. 884В приурочены к более молодым горизонтам (низы миоцена) по сравнению с Японией и Южным океаном, где они отмечены в отложениях верхнего олигоцена.

5. Зона *Thalassiosira fraga* (нижний миоцен). Нижняя граница проводится по УП *Thalassiosira fraga*, верхняя — УП *Crucidenticula sawamurae*. При корреляциях с палеомагнитной шкалой в разрезе скв. 884В ODP возраст нижней зональной границы определен как 20,3 млн лет (субхрон С6г.1г?), а верхней — 18,4 млн лет (субхрон С5En.1н).

Замечания. Выделенная зона отличается от одноименной зоны, предложенной ранее Д.Бэрроном как интервал между УП *Thalassiosira fraga* и УП *Actinocyclus ingens* [Barron, 1985b]. Однако первые отдельные находки *Actinocyclus ingens* отмечены в разрезе скв. 884В уже в пределах зоны *Thalassiosira praefraga* (см. раздел *Дополнительные маркеры* при характеристике зоны *Thalassiosira praefraga*), что затрудняет определение точного положения уровня появления этого вида.

Ранее сообщалось о приблизительном совпадении УП *Actinocyclus ingens* и УП *Crucidenticula sawamurae* (прежде относимой к *Crucidenticula nicobarica* или *Denticulopsis nicobarica*) [Barron, 1992a]. Однако в разрезе скв. 884В первые находки *Actinocyclus ingens* приурочены к значительно более низким горизонтам (зона *Thalassiosira praefraga*) по сравнению с УП *Crucidenticula sawamurae*.

Дополнительные маркеры. В разрезе скв. 884В внутри зоны фиксируется появление *Rhizosolenia norwegica*, а у верхней границы — последние постоянные находки *Rhizosolenia hotaense*. Появление *Azpeitia praenodulifera* отмечается выше УП *Thalassiosira praefraga*, т.е. позже, чем установлено для этого тепловодного вида в разрезах экваториальной Пацифики [Barron, 1983].

В верхней части зоны, только в обр. 145-884В-66Х-2, 24–25 см, в достаточно большом количестве отмечены находки *Nitzschia maleinterpretaria* — первые в пределах Северной Пацифики. Заметим, что по имеющимся данным, кратковременный пик численности *Nitzschia maleinterpretaria* в экваториальной Пацифике (разрез скв. DSDP 71) фиксируется в узком интервале в нижнем миоцене, непосредственно ниже УП *Crucidenticula sawamurae*

[Yanagisawa, Akiba, 1990]. Это позволяет предположить возможность совпадения во времени всплеск развития *Nitzschia maleinterpretaria* в упомянутых частях Тихого океана.

6. Зона *Crucidenticula sawamurae* (нижний миоцен). Нижняя граница маркируется *Crucidenticula sawamurae*, а верхняя — УП *Crucidenticula kanayae*. Путем корреляций с палеомагнитной шкалой в разрезе скв. 884В возраст нижней границы определен как 18,4 млн лет (субхрон C5En.1n), а верхней — 16,9 млн лет (субхрон C5Cr.3r).

Дополнительные маркеры. У нижней границы зоны отмечается уровень, выше которого миоценовый интервал характеризуется постоянным и непрерывным присутствием *Actinocyclus ingens* (отдельные находки этого вида фиксируются в более древних отложениях зон *Thalassiosira praeфрага* и *Thalassiosira fraga*). По-видимому, данному уровню соответствует нижняя граница выделявшейся ранее зоны *Actinocyclus ingens* [Barron, 1980a, 1985b; Koizumi, 1985a].

В нижней части зоны фиксируется появление *Mediaria splendida* (вида, типичного для раннего–среднего миоцена) и *Crucidenticula ikebei*. В разрезе скв. 439 DSDP, пробуренной у северо-восточного побережья Японии, появление *Mediaria splendida* также отмечалось в интервале, соответствующем зоне *Crucidenticula sawamurae* [Akiba, 1986]. Соотношение между УП *Crucidenticula sawamurae* и УП *Crucidenticula ikebei*, полученными по разрезу скв. 884В, в целом согласуются с имеющимися данными по Северной Пацифике [Akiba, Yanagisawa, 1986; Yanagisawa, Akiba, 1990]. Однако ранее предполагалось, что УП *Crucidenticula ikebei* в северной части Тихого океана относится к еще более молодым горизонтам по сравнению с таковым *Crucidenticula sawamurae* [Yanagisawa, Akiba, 1990], а именно: к подошве зоны *Crucidenticula kanayae*, которая будет охарактеризована ниже.

В пределах зоны отмечаются последние постоянные находки *Thalassiosira fraga*.

7. Зона *Crucidenticula kanayae* (нижний миоцен). Нижняя граница проводится по УП *Crucidenticula kanayae*, верхняя — УП *Denticulopsis praelauta*. Путем корреляции с палеомагнитной шкалой в разрезе скв. 884В возраст нижней границы датирован 16,9 млн лет (субхрон C5Cr.3r), а верхней — 16,3 млн лет (субхрон C5Cn.1n). Таким образом, граница между нижним и средним миоценом (на уровне 16,4 млн лет) проходит вблизи верхней границы зоны.

Замечания. Одноименная зона для Северной Пацифики была предложена Ф.Акибой как более продолжительный интервал с нижней границей, характеризующейся УП *Actinocyclus ingens*, и верхней — УП *Denticulopsis praelauta* [Akiba, 1986]. Однако, как уже отмечалось выше, появление *Actinocyclus ingens* не является достаточно четким критерием для проведения зональной границы и относится к более древним горизонтам, чем предполагалось ранее.

Дополнительные маркеры. В верхней части зоны отмечается исчезновение *Crucidenticula sawamurae*; ранее предполагалось, что это происходит на более низком уровне [Yanagisawa, Akiba, 1990], в пределах зоны *Crucidenticula sawamurae*.

К верхней границе зоны приурочен УП *Azpeitia praeenodulifera*. Сходные результаты по верхнему пределу распространения этого вида получены при изучении разреза скв. 439 DSDP у северо-восточного побережья Японии [Akiba, 1986].

От верхней границы зоны *Crucidenticula kanayae* вверх по разрезу наблюдается последовательность диатомовых зон, начиная со среднемиоценовой зоны *Denticulopsis praelauta*, ранее уже выделенных и прослеженных в Северной Пацифике. Ниже кратко остановимся только на отдельных результатах по характеристике двух наиболее древних зон среднего миоцена — *Denticulopsis praelauta* и *Denticulopsis lauta*, полученных в результате обработки материалов 145-го рейса ODP.

Зона *Denticulopsis praelauta* (самая нижняя часть среднего миоцена). Вслед за Ф.Акибой, выделившим эту зону [Akiba, 1986], нижняя граница проводилась по УП индекс-вида, а верхняя — УП *Denticulopsis lauta*. Впервые путем прямой корреляции с палеомагнитной шкалой (в разрезе скв. ODP 884В) был определен возраст зональных границ: 16,3 млн лет (субхрон C5Cn.1n) для нижней границы и 15,9 млн лет (субхрон C5Bг.2r) для верхней. С нижней границей зоны в разрезе скв. 884В совпадает уровень появления *Nitzschia challengerii*. По полученным ранее данным по разрезам скв. 438В и 439 DSDP, у северо-восточного побережья Японии появление *Nitzschia challengerii* отмечалось на несколько более высоком уровне вблизи подошвы зоны [Akiba, 1986; Yanagisawa, Akiba, 1990]. В средней части зоны зафиксировано появление *Cavitatus exiguus*, что согласуется с нижним пределом стра-

тиграфического распространения этого вида [Akiba et al., 1993].

Зона *Denticulopsis lauta* (нижняя часть среднего миоцена). Вслед за Т.Маруямой [Maruyama, 1984b], нижняя граница прослеживалась по УП *Denticulopsis lauta*, а верхняя — по УП *Denticulopsis hyalina*. Впервые путем прямой корреляции с палеомагнитной шкалой (в разрезах скв. 884В и 887А) была получена оценка абсолютного возраста верхней границы — 14,9 млн лет (субхрон C5Bn.1r). К верхней границе зоны приурочены последние находки *Crucidentacula ikebei*. В средней части зоны в разрезе скв. 884В фиксируется УП *Cavitatus lanceolatus*, что согласуется с данными по нижнему пределу стратиграфического распространения этого вида в разрезах Японии [Akiba et al., 1993].

Подводя итог характеристике выделенных зональных подразделений, необходимо отметить, что последовательность нижнемиоценовых диатомовых зон, начиная с зоны *Thalassiosira fraga*, была прослежена также в разрезах скв. 887 ODP в заливе Аляска в восточной части Северной Пацифики и скв. 883 на подводной горе Детройт в ее западной части (см. рис. 40 и 43).

Таким образом, для верхней части нижнего олигоцена и для нижнего миоцена субарктической части Северной Пацифики были предложены зональные подразделения (семь интервал-зон) продолжительностью от 0,6 до 4,2 млн лет и проведена оценка возраста их границ. Однако при решении другой сложной задачи — расчленение нижней части олигоцена Северо-Тихоокеанского региона на зональном уровне — пришлось использовать другие материалы, так как в разрезах глубоководных скважин этот интервал диатомовыми не охарактеризован.

2.4.2. Выделения самой древней зоны олигоцена

За последние 15–20 лет достигнут значительный прогресс в детальном расчленении толщ нижнего олигоцена с помощью ископаемых диатомей, прежде всего, в высоких широтах Южного океана. Изучение материалов, полученных при глубоководном бурении в 119-м и 120-м рейсах ODP на подводном плато Кергелен и в Заливе Придз у побережья Восточной Антарктиды [Baldauf, Barron,

1991; Harwood, Maruyama, 1992], а также при бурении на шельфе моря Росса по проектам MSSTS-1 и CIROS-1 [Harwood, 1986, 1989; Harwood et al., 1989], позволило значительно модифицировать предложенные ранее зональные шкалы по диатомеям для южных высоких широт [Gombos, Ciesielski, 1983; Fenner, 1984 а,б, 1985] и уточнить возрастные датировки границ зональных и внутризональных подразделений. Привязка биотических событий в разрезах к палеомагнитной шкале впервые дала возможность точно оценить возраст уровней появления и исчезновения важных в стратиграфическом отношении форм диатомей. В результате этих работ были предложены детальные зональные шкалы, в частности, для нижнего олигоцена высоких широт Южного океана [Baldauf, Barron, 1991; Harwood, Maruyama, 1992]. Позже, дополнительные данные по олигоценовым комплексам были получены при изучении разрезов скважин, пробуренных на шельфе моря Росса в рамках проекта CRP [Scherer et al., 2000; Harwood, Bohaty, 2001].

Данные по зональной диатомовой стратиграфии олигоцена Южного полушария имеют большое значение и для расчленения разновозрастных толщ Северо-Тихоокеанского региона. Это объясняется тем, что в нескольких разрезах западного обрамления Северной Пацифики, как будет показано ниже, обнаружено большинство зональных и других стратиграфически важных видов нижнего олигоцена приантарктических районов. Ряд форм, имеющих стратиграфическую значимость и общих для этих двух регионов, зафиксирован также в высоких широтах Северной Атлантики. Однако прямая корреляция с зональными подразделениями этого региона затрудняется ввиду того, что в одних случаях (район Норвежско-Гренландского бассейна) они во многом отражают региональные особенности развития флоры [Schrader, Fenner, 1976; Dzinoridze et al., 1978; История..., 1979; Fenner, 1985; Scherer, Коç, 1996], а в других (море Лабрадор) — при расчленении части разреза использовалась шкала для низких широт [Baldauf, Monjanel, 1989]. Кроме того, олигоценовые разрезы этих районов охарактеризованы диатомеями не полностью, имеют ряд перерывов, а биотические события практически не привязаны к магнитостратиграфической шкале.

Один из наиболее полных разрезов Северо-Тихоокеанского региона с разнообразными раннеолигоценовыми диатомеями хорошей сохранности представлен на о-ва Беринга (Командорские острова).

**Характеристика раннеолигоценовой
диатомовой флоры разреза
Командорских островов и обоснование
ее использования для выделения новой зоны
для северитихоокеанской шкалы**

Командорские острова (о-в Беринга и о-в Медный) — самые западные в системе Алеутской островной дуги и географически близкие к Камчатке (см. ниже, рис. 51). Наиболее полный третичный разрез с диатомеями представлен на о-ве Беринга.

Приведем обзор геологического строения и дадим характеристику стратиграфического разреза о-ва Беринга. Основные стратиграфические схемы для расчленения слагающих остров кайнозойских образований были разработаны в 20–60-х годах прошлого столетия И.Морозевичем [Mogozewics, 1925] и Ю.В. Жегаловым [1961, 1964]. Последний выделял в разрезе (стратиграфически снизу вверх): свиту мыса Толстого (псаммитовые, псефитовые и алевроитовые туфы, туфобрекчии, лавы основного и среднего состава; мощность около 2500 м), буяновскую свиту (конгломераты, песчаники, псаммитовые туфы; мощность 200–400 м), каменскую свиту (опоки, песчаники, алевроитовые, пелитовые и псаммитовые туфы и туффиты, диатомиты, с конкрециями; мощность около 1000 м). Названные свиты объединялись в командорскую серию олигоцен — миоценового возраста.

Позднее, в 70-х годах XX в. О.А. Шмидт предложил иную схему расчленения разреза с другими названиями свит, в которой некоторые стратиграфические подразделения, ранее считавшиеся разновозрастными, рассматривались как различные фации одного возраста [Шмидт и др., 1973; Шмидт, 1978]. Это, например, относилось к разным частям каменской свиты, вулканогенно-конгломератовым и терригенным толщам северной части острова.

Однако геологические исследования, проведенные в последующие годы (в частности, и при участии автора), подтвердили принципиальную правильность схемы Ю.В. Жегалова [Шапино, 1976; Гладенков Ю., 1984; Иващенко и др., 1984; Федорчук и др., 1987; Цветков и др., 1989, 1990; Гладенков, Щербинина, 1991; и др.]. В этих работах, в частности, приведены новые данные по возрасту разных частей вулканогенно-осадочной каменской свиты (по моллюскам, наннопланктону и диатомеям), а также радиологические датировки магматических образований северной части острова. Кратко остановимся на характеристике каменской свиты, в которой были найдены палеогеновые диатомей, с рас-

смотрением ее соотношений с подстилающими и перекрывающими толщами.

Основание разреза о-ва Беринга в его южной и центральной частях сложено породами свиты мыса Толстого, занимающих около 70% площади острова (рис. 47). Они представлены в основном флишидным переслаиванием серых и зеленоватых песчаников, аргиллитов, алевролитов, конгломератов, кремней, алевроитовых и алевропелитовых туфов общей мощностью около 1000 м. В целом, обнаруженные в разрезе свиты комплексы моллюсков свидетельствуют об эоценовом возрасте [Гладенков Ю., 1984; Иващенко и др., 1984]. В 90-х годах прошлого столетия по найденным в верхней части свиты остаткам наннопланктона возраст вмещающих пород датирован средним эоценом не древнее поздней его части [Гладенков, Щербинина, 1991; Щербинина, 1997]. В центральной части острова породы свиты мыса Толстого без видимого несогласия перекрываются отложениями буяновской свиты (которые иногда относят к нижней части каменской свиты). Они узкой полосой прослеживаются в субширотном направлении с западного побережья на восточное и представлены конгломератами, гравелитами и песчаниками общей мощностью около 150 м. Возраст этих образований ранее считался олигоценовым. В северной же части острова основание разреза сложено потоками базальтов, андезибазальтов и андезитов (мощностью до 300 м), относимых к «нижней лавовой толще» [Цветков и др., 1989, 1990]. Радиологические датировки $(45-37) \pm 4$ млн лет — указывают на среднепозднеэоценовый возраст этих вулканитов. Эти образования перекрывается, а возможно, частично замещаются по простиранию толщей «конгломератов мыса Вакселя» (преимущественно крупногальчатые туфоконгломераты мощностью около 250 м). На основании стратиграфического положения этой тощи, состава гальки в породах, а также результатов радиологических датировок пород «нижней лавовой толщи» предполагалась одновозрастность туфоконгломератов северо-восточной части острова и «буяновских конгломератов» центральной ее части [Цветков и др., 1990].

Отложения буяновской свиты и «конгломератов мыса Вакселя» перекрываются осадочно-вулканогенными породами каменской свиты (рис. 48; см. рис. 47). В центральной части острова, в верховьях р. Каменка, наблюдается их согласный контакт с постепенным переходом. Образования каменской свиты залегают в моноклинали с падением пластов в северном и северо-восточном направлениях под

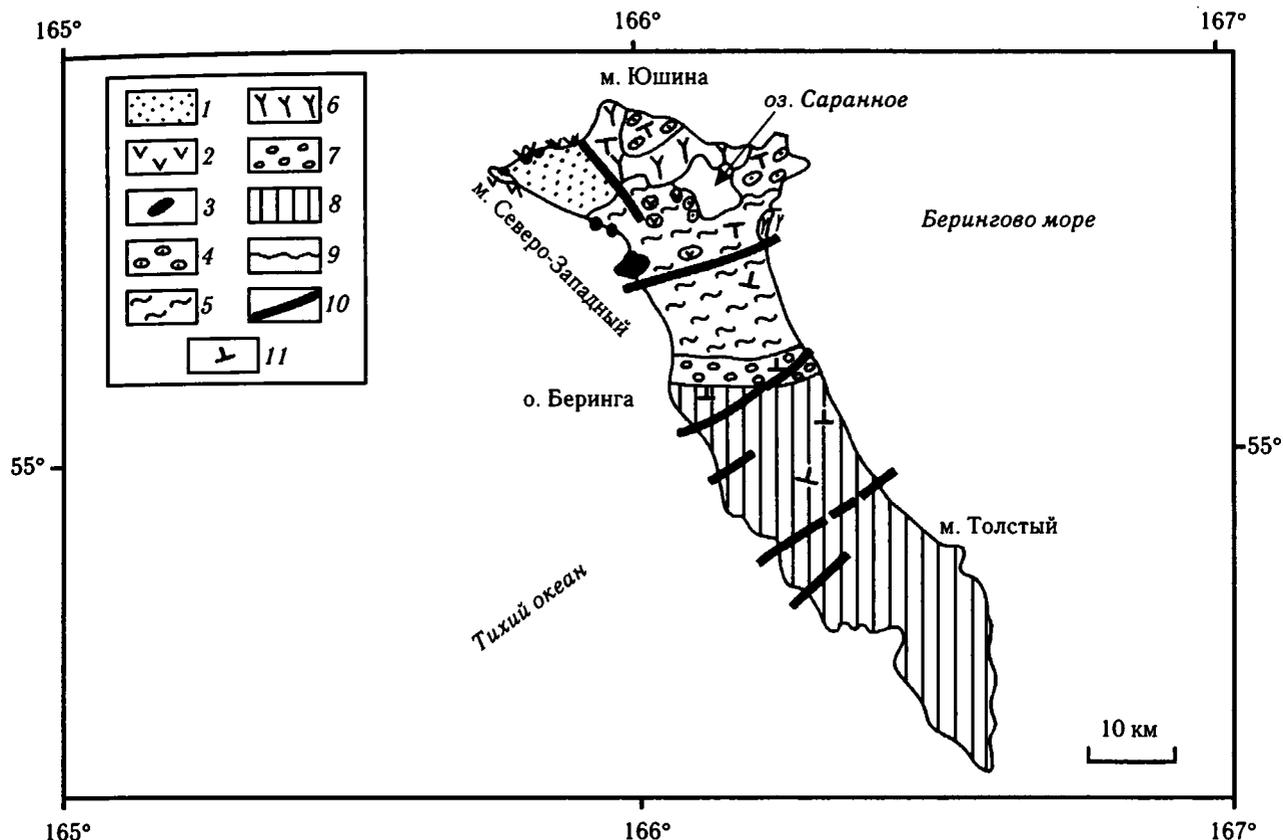


Рис. 47. Географическое положение и схема геологического строения о-ва Беринга (по: [Федорчук и др., 1987; Гладенков, Щербинина, 1991], с дополнениями)

1–3 — неогеновые: 1 — терригенные толщи, 2 — базальты и трахибазальты, 3 — силы и дайки трахидолеритов и трахиандезитов; 4 — олигоцен, «толща конгломератов мыса Вакселя»; 5 — средний эоцен — олигоцен, каменская свита (нерасчлененная); 6 — средний–верхний эоцен, «толща «мыса Юшина» (базальты, андезитобазальты, андезиты); 7 — средний эоцен(?), буяновская свита (конгломераты, гравелиты, песчаники); 8 — эоцен, свита мыса Толстого (нерасчлененная); 9 — стратиграфические границы; 10 — разломы; 11 — элементы залегания

углами 3–20°. Они представлены монотонным чередованием разнозернистых песчаников и туфопесчаников с глинистыми опоками, алевролитами и аргиллитами; часто встречаются пропластки пепловых туфов. Для пород характерны остатки углистого вещества, растительного детрита, а также «плавающая галька». Постоянно встречаются известковистые стяжения и отдельные конкреции, которые часто образуют линзы и прослои. В нижней части разреза преобладают песчаники, алевролиты и опоки (в самых низах наблюдаются многочисленные маломощные прослои и линзы гравелитов), в верхней — опоки и аргиллиты, часто ожелезненные. Южнее оз. Саранное верхняя часть каменской свиты сорвана разломом субширотного простираения (см. рис. 47 и 48). В приразломной зоне породы раздроблены и обохрены. Мощность разреза толщи от нижнего контакта с буяновской свитой до разлома составляет

около 500–550 м. Анализ найденных в основании разреза каменской свиты в центральной части острова остатков наннопланктона указывает, что их комплекс характерен для конца среднего эоцена (бартона) и, возможно, начала позднего эоцена (приабона) — интервал зон CP14–CP15 [Гладенков, Щербинина, 1991; Щербинина, 1997].

Датировки по наннопланктону внесли некоторые коррективы в намеченные ранее в пределах острова корреляции палеогеновых отложений верхней части мыса Толстого и буяновской свиты (верхняя часть среднего эоцена) и нижней части каменской свиты (верхи среднего эоцена — низы среднего эоцена(?)) с породами «нижней лавовой толщи» — $(45-37) \pm 4$ млн лет. «Конгломераты мыса Вакселя», вероятно, следует сопоставлять с нижними горизонтами каменской свиты (поскольку верхняя, «диатомитовая», часть последней, как будет показано ниже, имеет оли-

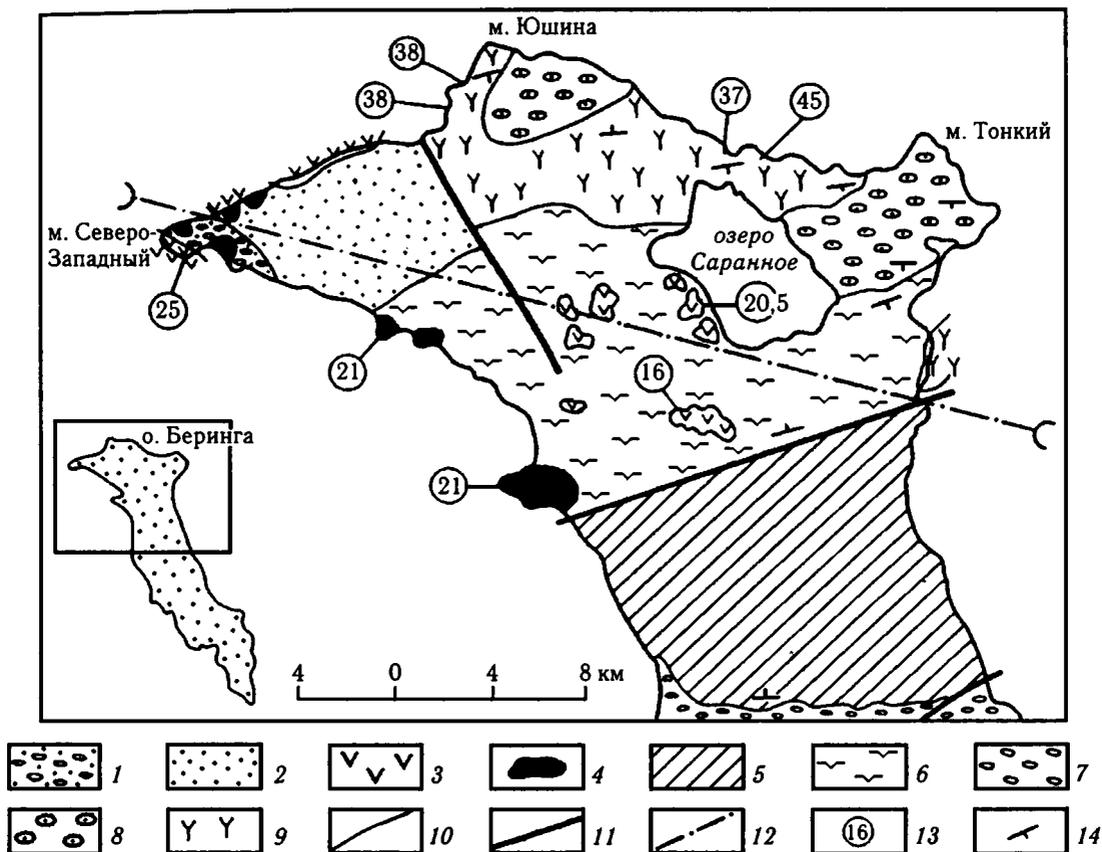


Рис. 48. Схема геологического строения северной части о-ва Беринга (по: [Цветков и др., 1989, 1990]; с учетом данных А.Ю. Гладенкова и Е.А. Щербининой [1991])

1 — плиоцен, косослоистые песчаники и гравелиты «толща мыса Северо-Западный»; 2 — средний миоцен, «северная терригенная толща» (туфопесчаники); 3 — нижний миоцен, «верхняя лавовая толща» (субщелочные базальты и трахибазальты); 4 — нижний миоцен, силы и дайки трахидолеритов, трахиандезитов, тешенитов; 5 — средний–верхний эоцен, нижняя часть каменной свиты (опоки, алевролиты, песчаники); 6 — нижний олигоцен, верхняя часть каменной свиты (диатомиты, туфодиатомиты); 7 — средний эоцен, буяновская свита (конгломераты, гравелиты, песчаники); 8 — олигоцен(?), «толща мыса Вакселя» (вулканомиктовые конгломераты, песчаники); 9 — средний–верхний эоцен, «нижняя лавовая толща» (базальты, андезитобазальты, андезиты); 10 — стратиграфические границы; 11 — разломы; 12 — ось грабен-синклинали; 13 — радиологические датировки возраста; 14 — элементы залегания

гоценовый возраст). Необходимо отметить, что непосредственно в обнажениях контакт каменной свиты и «конгломератов мыса Вакселя» не наблюдается, к тому же трудно сказать, какая часть разреза каменной свиты, нарушенного разломом, залегает выше этих туфоконгломератов.

К северу от упомянутой зоны разлома разрез представлен толщей опок (мощностью до первых десятков метров), которые стратиграфически выше сменяются туфодиатомитами, слагающими верхнюю, «диатомитовую» часть свиты (мощность около 150 м), в которой обнаружены остатки диатомей. Как предполагал А.О. Шмидт [1978], туфодиатомиты («неслоистые диатомитовые туфы», по Шмидту) фациально замещаются опоквидными породами

(«тонкослоистыми туффитами и тефроидами»). Вместе с тем, Ю.В. Жегалов [1961, 1964], М.Н. Шапиро [1976] и другие исследователи [Федорчук и др., 1987; Цветков и др., 1989, 1990; Гладенков, Щербинина, 1991; и др.] не усматривали фациальной изменчивости различных горизонтов каменной свиты и относили «диатомовую толщу» к верхней части разреза этой свиты. В частности, по некоторым данным породы верхней части каменной свиты вместе с перекрывающими ее неогеновыми образованиями выполняют осевую часть грабен-синклинали юго-восточного простирания [Цветков и др., 1989, 1990]. Возраст моллюсков, найденных в «диатомитовой толще», оценивался в пределах олигоцена — раннего миоцена [Гладенков Ю., 1984].

По фораминиферам эта часть разреза датируется ранним олигоценом [Крашенинников и др., 1988].

Характеристика и возраст диатомовой флоры из разреза верхней части каменной свиты

Первые данные о находках ископаемых диатомей в образцах, отобранных из верхней части каменной свиты (никольская свита, по О.А. Шмидту), были получены в первой половине 70-х годов XX в. Л.М. Долматовой [Шмидт и др., 1973; Долматова, 1974; Шмидт, 1978], которая в дальнейшем продолжала их исследования в 80-х годах [Долматова, 1980, 1985, 1986]. В качестве наиболее характерного признака флоры указывалось богатство и разнообразие в составе представителей рода *Puxidicula* (*Stephanopuxis*). Возраст флоры оценивался Л.М. Долматовой как ранний миоцен, а позже — в пределах олигоцена — раннего миоцена.

В дальнейшем, диатомей и силикофлагелляты из верхней части каменной свиты также изучались во второй половине 80-х — первой половине 90-х годов прошлого века автором по материалам, собранным им во время полевых работ на о-ве Беринга [Федорчук и др., 1987; Цветков и др., 1989, 1990; Gladenkov A., 1990; Гладенков, Щербинина, 1991; Гладенков А., 1991, 1992, 1993б]. В ходе этих работ проводилось изучение наиболее полного разреза верхней части каменной свиты в районе оз. Саранное (см. рис. 47 и 48). Из данного разреза, представленного толщей туфодиатомитов общей мощностью около 150–160 м, были отобраны образцы на диатомовый анализ.

Остатки кремнистых микроорганизмов были обнаружены автором в 35 образцах, в которых было определено более 200 видовых и внутривидовых таксонов диатомей и 25 — силикофлагеллят [Гладенков А., 1991, 1992]. Выделенные диатомовые ассоциации были отнесены к раннему олигоцену — началу позднего олигоцена [Гладенков А., 1990; Гладенков А., 1991, 1993б; и др.], чему не противоречили датировки по силикофлагеллятам [Гладенков А., 1992]. Однако сравнительный анализ новых данных, полученных в последние годы в результате детального изучения диатомей олигоцена, позволяет внести коррективы и уточнения в выводы по стратиграфическому положению и датированию Командорской флоры.

Для расчленения нижнего олигоцена высоких широт предложены два варианта зональных шкал по диатомеям [Baldauf, Barron, 1991; Harwood,

Maruyama, 1992]. В обоих случаях в нижнем олигоцене выделяется диатомовая зона *Rhizosolenia oligocaenica* (рис. 49).

В шкале, предложенной Д.Хэрвудом и Т.Маруямой [Harwood, Maruyama, 1992], нижняя граница этой зоны проводится по УП *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader (synonym: *Rhizosolenia gravida* Gombos et Ciesielski) на уровне 33,3 млн лет назад (C13n) (здесь и далее в скобках после радиологических датировок приводятся номера хронов и субхронов палеомагнитной шкалы С.Кэнде и Д.Кента [Cande, Kent, 1992, 1995] и У.Бергрена и др. [Berggren et al., 1995], а верхняя — по УП *Cavitatus jouseanus* (Sheshukova) Williams (= *Synedra jouseana* Sheshukova), 30,6 млн лет назад (C12n). Внутри зоны выделены три подзоны: подзона «а» — интервал от нижней границы зоны до УИ *Eurossia irregularis* (Greville) Sims (= *Triceratium polymorphus* Harwood et Maruyama = *Triceratium macroporum* Hajós sensu Gombos, Ciesielski, 1983 [Gladenkov A., 1990; Baldauf, Barron, 1991] на уровне 32,3 млн лет назад (C12г); подзона «b» — от уровня УИ *Eurossia irregularis* до уровня УИ *Rhizosolenia oligocaenica*, около 31,0 млн лет назад (C12г) и подзона «с» — от уровня УИ *Rhizosolenia oligocaenica* до УП *Cavitatus jouseanus* (см. рис. 49). Верхняя граница вышележащей зоны *Synedra jouseana* (*Cavitatus jouseanus*) определяется по УП *Rocella vigilans* Fenner — 30,2 млн лет назад (C11r).

В другом варианте шкалы [Baldauf, Barron, 1991] зона *Rhizosolenia oligocaenica* выделяется как интервал между первым появлением индекс-вида на уровне 33,7 млн лет назад (C13г) и первым появлением *Rocella vigilans* (вида-индекса вышележащей зоны), 30,9–30,7 млн лет назад (C12n). При этом она разбита на две подзоны («а» и «b»), граница между которыми проводится по УИ *Rhizosolenia oligocaenica*, 31,3 млн лет назад (C12г).

Как видно, наиболее существенные расхождения в этих шкалах касаются определения уровней первых появлений двух видов — *Cavitatus jouseanus* и *Rocella vigilans*. В первом случае возраст УП *Cavitatus jouseanus* и *Rocella vigilans* датирован 30,6 млн лет (C12n) и 30,2 млн лет (C11r), соответственно. В разрезах на ледовом шельфе моря Росса уровень УП *Cavitatus jouseanus* зафиксирован на отметке 31,0 млн лет назад [Harwood, 1986; Harwood et al., 1989]. Таким образом, появление этих двух видов фиксируется на разных уровнях, что и дало основание для выделения зоны *Synedra* (*Cavitatus*) *jouseana* [Harwood, Maruyama, 1992; Harwood et al., 1989]. Согласно датировкам второй схемы (см. рис. 49), УП *Cavitatus jouseanus* и

млн лет	Хрон	Полярность	Отдел	Подотдел	Зоны по диатомеям		
					[D.Harwood, T.Maruyama, 1992]	[J.Barron, J.Baldau, 1991]	
24	C6C		Олигоцен	верхний			
25	C7				Rocella gelida	c	Rocella gelida
26	C7A					b	
26	C8					a	
27	C9				Lisitzinia ornata		Rocella vigilans
28	C10				Azpeitia gombosi		
29	C10				Rocella vigilans		
30	C11						
31					Cavitatus jouseanus	c	
32	C12				Rhizosolenia oligocaenica	b	Rhizosolenia oligocaenica
33					a		
34	C13						
35	C15			Э.	в.	Не расчленено	Не расчленено

Рис. 49. Корреляция схем зонального расчленения океанических толщ олигоцена по диатомеям, разработанных для высоких южных широт по материалам бурения в районе подводного плато Кергелен и залива Придз у побережья Восточной Антарктиды в 119-м и 120-м рейсах ODP

а-с — подзоны, Э. — эоцен, в. — верхний

Rocella vigilans находятся в интервалах между 30,7–30,4 млн лет (C11г-C12п) и 30,9–30,7 млн лет назад (C12п), соответственно [Baldauf, Barron, 1991]. Ввиду частичного перекрытия этих интервалов авторы выделяют выше зоны *Rhizosolenia oligocaenica* только зону *Rocella vigilans*, определяя границу между ними по УП *Rocella vigilans* на уровне 30,9–30,7 млн лет назад. Оба этих вида (*Cavitatus jouseanus* и *Rocella vigilans*) в составе командорских ассоциаций отсутствуют. Однако в комплексах каменной свиты наряду с многочисленными представителями родов *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*), *Hemiaulus* и *Coscinodiscus* отмечается присутствие *Rouxia obesa* Schrader, *R. granda* Schrader, *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader, *Rh. antarctica* Fenner, *Eurossia irregularis* (Greville) Sims, *Asteromphalus oligocenicus* Schrader et Fenner, *Asterolampra schmidtii* Hajós, *Navicula udintsevii* Schrader et Fenner, *Sceptroneis pesplanus* Fenner et Schrader, *Hyalopoda spirialis* (Hajós) Kozyrenko et Jackovschikova (synonym: *Coscinodiscus hajosiae*

Fenner), *Pyxilla reticulata* Grove et Sturt, *P. gracilis* Tempere et Forti, *Hemiaulus incisus* Hajós, *Hemiaulus rectus* var. *twista* Fenner, *Triceratium unguiculatum* Greville, *Thalassiosira mediaconvexa* Schrader, *Azpeitia bukryi* (Barron) Barron, *Distephanosira architecturalis* (Brun) Gleser (synonym: *Melosira architecturalis* Brun), *Actinostephanos ridus* Chursevich et Tsoy, *Azpeitia* spp., *Cestodiscus* spp., *Kisseleviella* spp. и др. (см. фототаблицы IX–X).

Эти формы имеют ограниченный диапазон стратиграфического распространения и типичны для ассоциации диатомовой зоны нижнего олигоцена *Rhizosolenia oligocaenica* высоких широт Южного океана в обеих ее интерпретациях. Многие из найденных в составе командорской флоры видов имеют в приантарктических районах УП или УИ в пределах данной зоны. Виды же, появление которых маркирует границы перекрывающих зон (*Cavitatus jouseanus* и *Rocella vigilans*), напротив, отсутствуют. Поэтому, предполагая примерно одинаковое время формирования высокоширотных флор Южного

и Тихого океанов, можно сопоставить комплексы каменной свиты с таковыми зоны *Rhizosolenia oligosaenica* в интерпретации Д.Хэрвуда и Т.Маруямы [Harwood, Maruyama, 1992] или этой зоны без самых верхних ее горизонтов в понимании Д.Балдауфа и Д.Бэррона [Baldauf, Barron, 1991].

Необходимо также отметить, что по материалам, полученным при глубоководном бурении в море Лабрадор (скв. 647A ODP и 112 DSDP), некоторые УП и УИ стратиграфически важных олигоценовых видов несколько отличаются от таковых в высоких южных широтах [Baldauf, Monjanel, 1989]. Например, УИ *Rhizosolenia oligosaenica* и *Eurossia irregularis* (= *Ttinacria* sp. 1 sensu Baldauf, Monjanel, 1989: p. 344, pl. 1, fig. 10) здесь совпадают и фиксируются на более позднем уровне (около 30 млн лет назад). УП *Cavitatus jouseanus*, совпадающий в море Лабрадор с УИ *Asterolampra schmidtii*, напротив, находится на более древнем уровне — примерно 32,0 млн лет назад. В Южном океане время УИ *Asterolampra schmidtii* оценивается примерно в 30,6 млн лет назад [Baldauf, Barron, 1991]. УП *Rhizosolenia oligosaenica*, совпадающий в Северо-Западной Атлантике с УП *Asterolampra schmidtii* и УП *Asteromphalus oligocenicus*, почти сходен с таковым в высоких южных широтах — около 33,3–33,6 млн лет назад. При этом УП *Asterolampra schmidtii* в Южном океане оценен как 33,3–33,4 млн лет [Baldauf, Barron, 1991]. Первое появление *Rouxia obesa* фиксируется в нижней части зоны *Rhizosolenia oligosaenica* (C13N) в Южном полушарии [Baldauf, Barron, 1991] и примерно тогда же (около 33,7 млн лет назад) — в Северном [Baldauf, Monjanel, 1989]. Необходимо, однако, отметить, что прямые корреляции олигоценовых датированных уровней в разрезах моря Лабрадор в большинстве случаев отсутствуют, поэтому их возраст можно оценить только с долей условности.

Многие стратиграфически важные формы раннего олигоцена, типичные для высоких южных широт и Северной Пацифики, отмечены также в разрезах скважин глубоководного бурения в высоких широтах Северной Атлантики — в Норвежско-Гренландском бассейне [Schradet, Fenner, 1976; Dzinoridze et al., 1978; История микропланктона..., 1979; Scherer, Коç, 1996]. К таким видам относятся, например, *Navicula udintsevii*, *Rhizosolenia oligosaenica*, *Eurossia irregularis*, *Thalassiosira mediaconvexa*, *Hemialus incisus*, *Asteromphalus oligocenicus*, *Distephanosira architectularis*, *Asterolampra schmidtii*, *Costopyxis trochlea* (Hanna) Strelnikova, *Azpeitia oligocenicica* (Jousé) Sims, *Az. tuberculata* var. *atlantica* (Gleser et

Jousé) Sims, *Rouxia obesa*, *Cavitatus jouseanus*, *Pseudotriceratium radiosoreticulatum* Grunow. Однако, к сожалению, даже с учетом полученных недавно результатов [Scherer, Коç, 1996; Jansen et al., 1996], в настоящее время не представляется возможным надежно оценить, насколько диахронны или синхронны уровни появления или исчезновения олигоценовых биполярных элементов по сравнению с Южным полушарием. Это объясняется тем, что, во-первых, диатомовая флора характеризует только отдельные интервалы разрезов разных скважин, что не дает возможности проследить последовательную смену раннеолигоценовых комплексов, а во-вторых, для разрезов олигоцена Норвежско-Гренландского бассейна отсутствуют данные по магнитостратиграфии, поэтому абсолютные датировки реперных уровней не известны, а возраст выделенных биостратиграфических подразделений определен достаточно условно.

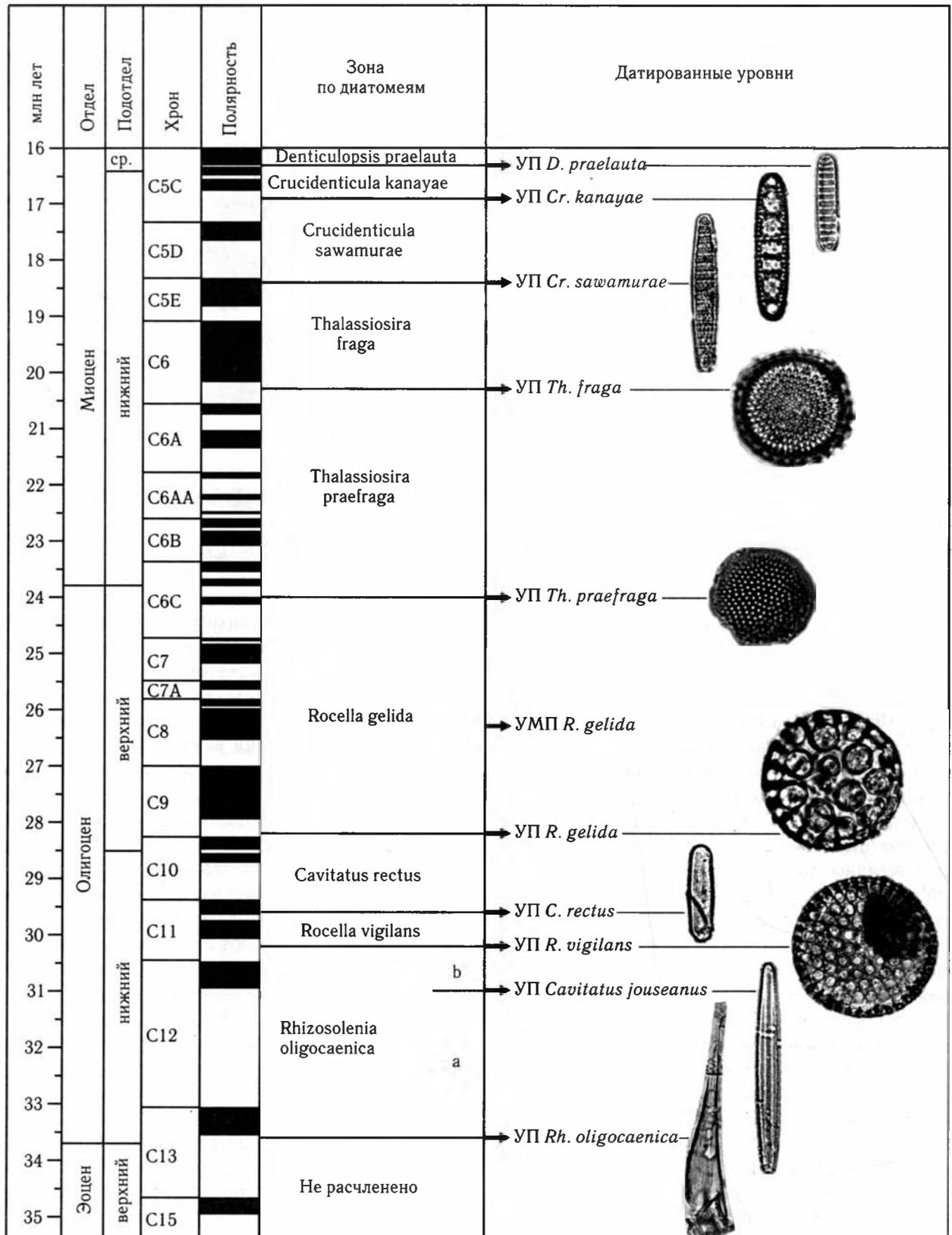
Обоснование выделения новой зоны для северотихоокеанской шкалы по диатомеям

Одной из причин, затрудняющих расчленение нижнеолигоценовых толщ Северо-Тихоокеанского региона по диатомеям, является отсутствие достоверных привязок биостратиграфических уровней к палеомагнитной шкале. Вторая причина — это отсутствие данных по непрерывным разрезам нижнего олигоцена, в которых можно было бы проследить последовательность уровней появления и исчезновения стратиграфически важных видов. Дополнительные трудности вносят также последствия процесса растворения, в результате которого во многих случаях в составе олигоценовых ассоциаций отсутствуют формы с тонкими створками. Однако, несмотря на это, результаты анализа стратиграфического распространения маркирующих форм диатомей в разрезах Командорских островов, Японии и скв. 884 ODP позволяют предложить следующую схему зонального расчленения низов олигоцена северной части Тихоокеанского региона [Гладенков А., 1998; Gladenkov A., 1999].

Для нижней половины нижнего олигоцена выделена зона *Rhizosolenia oligosaenica* со статусом интервал-зоны (рис. 50). Ее нижняя граница по аналогии с приантарктическими районами приурочена к уровню появления индекс-вида на уровне ~33,7 млн лет назад, а верхняя проводится по уровню появления *Rocella vigilans* (индекс-виду более молодой зоны), который в субарктической Пацифи-

ке относится к отметке 30,2 млн лет. В пределах предложенной зоны с долей условности выделены

две подзоны: подзона «а» — от нижней границы зоны до УП *Cavitatus jouseanus* (~31,0 млн лет на-



←

Рис. 50. Зональная шкала по диатомеям для расчленения олигоцена и нижнего миоцена Северо-Тихоокеанского региона по диатомеям, скоррелированная с геохронологической и магнитостратиграфической шкалами У.Бергрена и др. [Berggren et al., 1995] (по: [Gladenkov, Barron, 1995; Barron, Gladenkov, 1995, Гладенков А., 1998, Gladenkov, 1999])
Даны иллюстрации видов диатомей, маркирующих зональные границы (изображения на photographиях имеют разное увеличение).

УП — уровень появления, УМП — уровень массового появления, а, b — подзоны

зад) и подзона «b» — от УП *Cavitatus jouseanus* до верхней границы зоны (см. рис. 50). Основанием для выделения подзон служат находки *Cavitatus jouseanus* в разрезе скв. 884В ODP (керн 74X) ниже УП *Rocella vigilans* [Gladenkov, Barron, 1995] (см. рис. 44, табл. 8). Более древняя подзона «а» характеризуется комплексом диатомей, в составе которого *Cavitatus jouseanus* отсутствует. Эта ассоциация прослежена в разрезах каменной свиты Командорских островов (рис. 51) и формации Ширасака группы Ширамизу, развитой в области Джобан северо-восточной части о-ва Хонсю, Япония. Необходимо еще раз отметить хорошую сохранность раннеолигоценовой командорской диатомовой флоры, свидетельствующей о сравнительно небольшом влиянии на ее состав процесса растворения при диагенезе. На это указывают и находки диатомей, имеющих тонкие слабоокремненные створки, например, некоторых представителей родов *Kannoa*, *Rhizosolenia*, *Hemiaulus*, *Synedra*, *Chaetoceros* и др.

Диатомовая ассоциация из разреза формации Ширасака (рис. 52, 53) — одна из наиболее древних, обнаруженных в Японии [Yanagisawa, Suzuki, 1987; Yanagisawa et al., 1989]. Степень сохранности, таксономического разнообразия и численности флоры, характеризующей этот разрез (аргиллиты и алевроглинистые породы мощностью около 150 м), ниже по сравнению с командорской. Однако в ней также отмечены *Rouxia obesa*, *R. granda*, *Rhizosolenia oligocaenica* (= *Rhizosolenia* sp. sensu Yanagisawa, Suzuki, 1987, pl. 2, fig. 6), *Thalassiosira mediaconvexa*, *Sceptroneis pesplanus*, *Costopyxis trochlea* (= *Trochosira trochlea* Hanna sensu Yanagisawa, Suzuki, 1987, pl. 2, fig. 4; Yanagisawa et al., 1989, pl. 7, figs. 28–31), *Puxilla reticulata*, *P. gracilis*, *Asteromphalus oligocenicus* (= *Asteromphalus* sp. sensu Yanagisawa et al., 1989, pl. 7, fig. 10), *Distephanosira architecturalis* (= *Melosira architecturalis* Brun sensu Yanagisawa et al., 1989, pl. 7, fig. 8), *Pseudotrickeratium radiosoreticulatum*, *Stellarima microtrias* Hasle et Sims, Kisseleviella spp., а также представители родов *Stephanopyxis* (*Puxidicula*), *Cestodiscus* и *Hemiaulus*, характерных для комплекса каменной свиты. Кроме того, в отложениях каменной свиты и формации Ширасака обнаружены

сходные комплексы силикофлагеллят олигоцена, с типичными *Naviculopsis trispinosa* (Schulz) Glezer, *N. biapiculata* (Lemmermann) Frenguelli, *N. constricta* (Schulz) Frenguelli, *Corbisema triacantha* (Ehrenberg), *Dictyocha deflandrei* Frenguelli ex Glezer, *Bachmannocena apiculata* (Schulz) Bukry [Yanagisawa, Suzuki, 1987; Yanagisawa et al., 1989; Gladenkov A., 1991, 1992].

Для состава диатомовой ассоциации подзоны «b» предлагаемой схемы (см. рис. 50 и 53), в которой отсутствуют типичные для более древних отложений формы, характерен *Cavitatus jouseanus*. К этой подзоне могут быть отнесены толщи разреза скв. 884 ODP, представленные ниже УП *Rocella vigilans* (образцы 74X-CC — 71X-CC). В комплексе этой подзоны отсутствуют характерные для более древнего интервала раннего олигоцена *Rhizosolenia oligocaenica*, *Eurossia irregularis*, *Asteromphalus oligocenicus*, *Asterolampra schmidtii*, *Navicula udintsevii*, *Costopyxis trochlea* и др. Следует повторить, что смена комплексов предложенной зоны *Rhizosolenia oligocaenica* ассоциацией зоны *Rocella vigilans* в едином разрезе не прослеживается, а в отложениях из разреза скв. 884 ODP, отнесенных к подзоне «b» зоны *Rhizosolenia oligocaenica*, найдены редкие остатки диатомей посредственной сохранности. Точные датировки УП *Cavitatus jouseanus* в Северной Пацифике пока отсутствуют. Некоторые исследователи предполагают, что появление этого вида (в частности, в разрезах Японии) находится вблизи нижней границы зоны *Rocella vigilans* [Akiba et al., 1993; и др.], не исключая, однако, что оно может быть приурочено к более древним горизонтам нижнего олигоцена. Очевидно, что во многих случаях фиксация УП *Cavitatus jouseanus* в разрезах высоких-средних широт северной части Тихого океана находится в зависимости от степени сохранности створок диатомей в породах, обусловленной растворением.

Несмотря на отчасти предварительный характер предлагаемой схемы расчленения нижней половины нижнего олигоцена, по мнению автора, она отражает стратиграфическую последовательность смены диатомовых ассоциаций начала олигоцена [Гладенков А., 1998, Gladenkov A., 1999]. Основ-

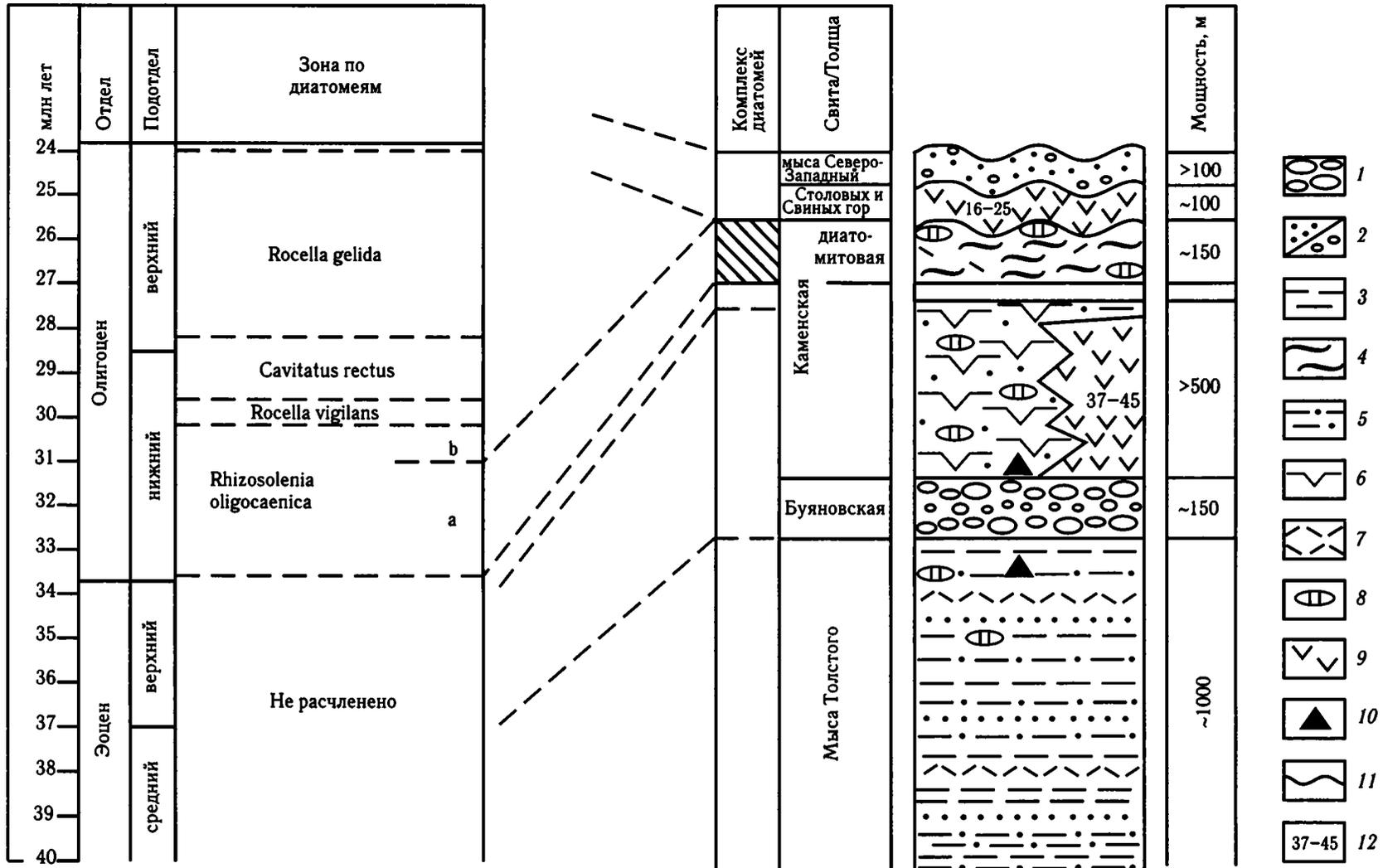


Рис. 51. Сопоставление олигоценового комплекса диатомей, выделенного в разрезе о-ва Беринга (Командорские острова), с северотихоокеанской зональной шкалой по диатомеям (по: [Гладенков А., 1998; Gladenkov, 1999], с использованием данных А.В. Федорчука и др., [1987], А.А. Цветкова и др. [1990], А.Ю. Гладенкова, Е.А. Щербининой [1991])

Заштрихованный прямоугольник — положение комплекса диатомей

1–9 — литологический состав: 1 — конгломераты, туфоконгломераты, 2 — песчаники, туфопесчаники, гравелиты, 3 — алевриты, туфоалевриты, 4 — диатомиты, туфодиатомиты, 5 — аргиллиты, туфодиатомиты, 6 — опоки, 7 — туфы, 8 — карбонатные конкреции, 9 — базальты, андезиты; 10 — находки остатков наннопланктона; 11 — несогласие; 12 — радиометрические датировки возраста (млн лет)

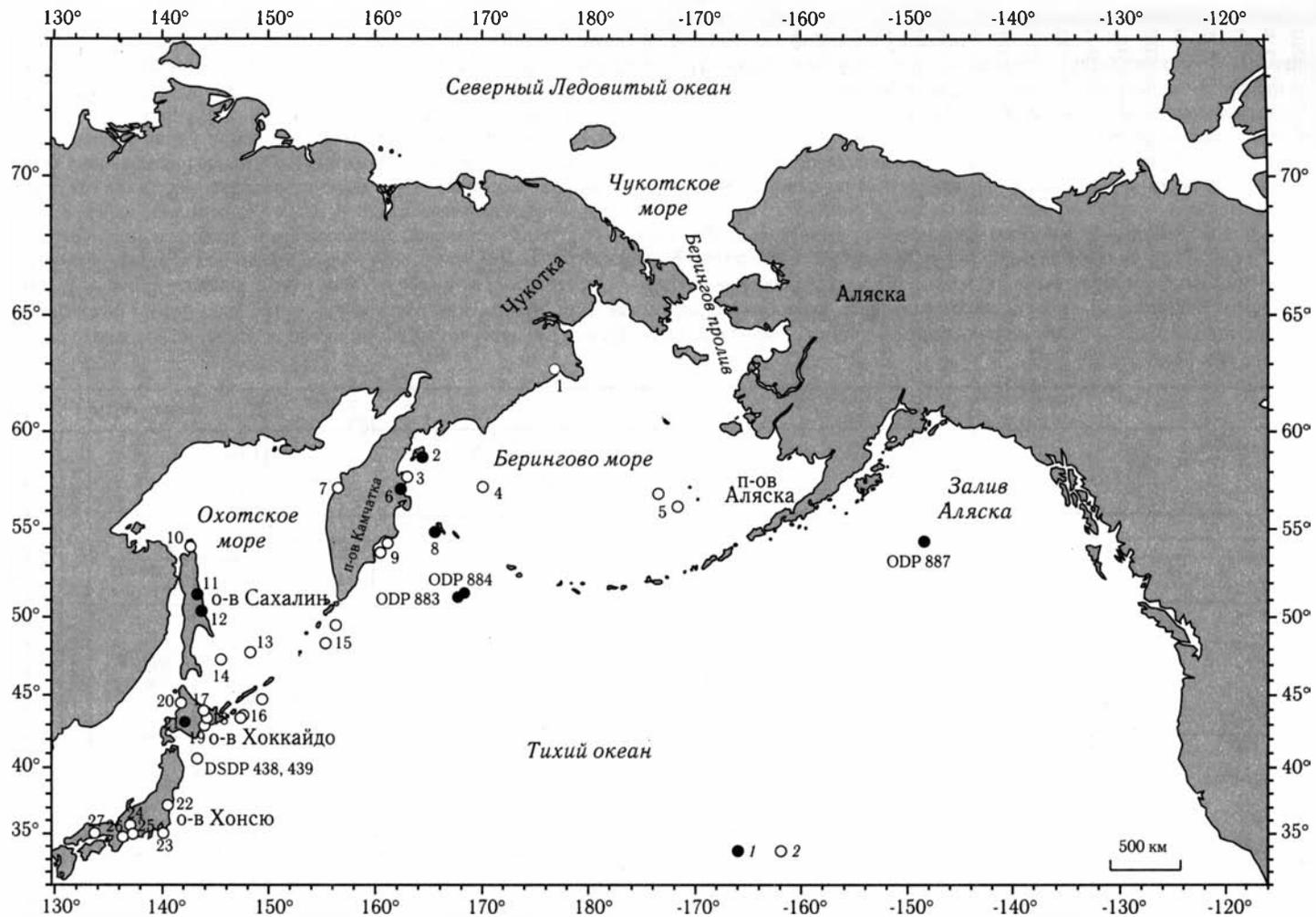


Рис. 52. Схема расположения основных разрезов Северной Пацифики и ее обрамления, в которых прослежены комплексы диатомей олигоцена и раннего миоцена

1 — разрезы, где диатомей изучались автором, 2 — разрезы, материалы по которым привлечены для сравнительного анализа по литературным источникам. ODP 883, 884, 887 — скважины глубоководного бурения программы ODP; DSDP 438, 439 — скважины глубоководного бурения проекта DSDP

1 — Нижнехатырский прогиб (скв. 32), 2 — о-в Карагинский, 3 — п-ов Озерной, 4 — подводный хребет Ширишова, 5 — Наваринский бассейн, 6 — залив Озерной (мыс Тупой), 7 — Точилинский разрез Западной Камчатки, 8 — о-в Беринга, 9 — Кроноцкий залив, 10 — п-ов Шмидта, 11 — Лунская впадина, 12 — Пограничный прогиб, 13 — Южно-Охотская котловина, 14 — подводный хребет Терпения, 15 — подводный хребет Витязя, 16 — внешняя зона Малой Курильской гряды; 17–21 — разрезы о-ва Хоккайдо: 17 — область Китами-Тсубетсу (разрезы Тсубетсу и Токомуро), 18 — провинция Токачи (разрез по р. Мораван), 19 — область Куширо (разрезы Окубоносавы и Хонбетсу), 20 — разрез Санкебетсу, 21 — район Караматсу (верхняя часть формации Поранай); 22–27 — разрезы о-ова Хонсю: 22 — области Джобан и Матсushima, 23 — п-ов Босо, 24–27 — серия разрезов южной части острова

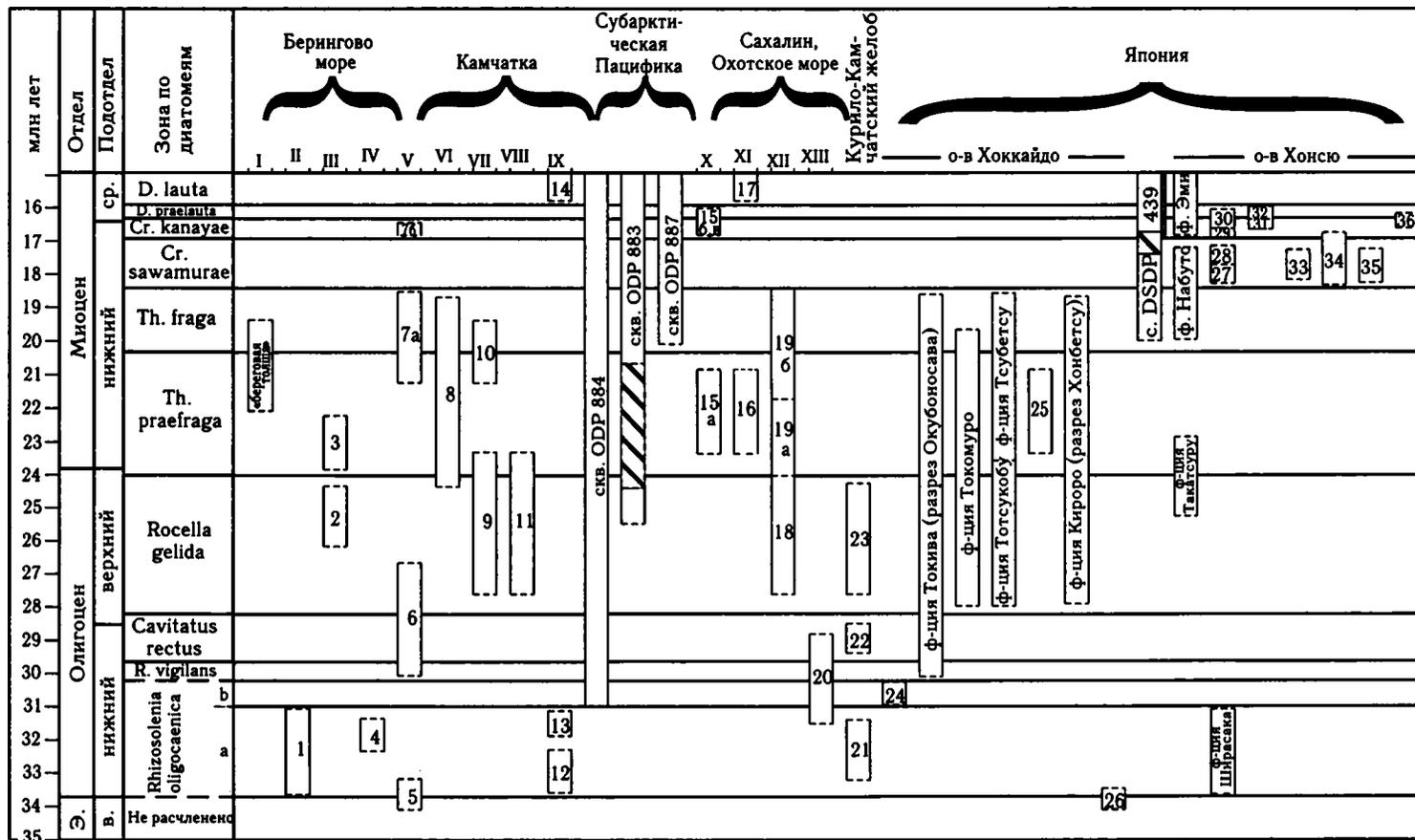


Рис. 53. Схема стратиграфической корреляции разрезов Северо-Тихоокеанского региона с зональной шкалой олигоцена — нижнего миоцена по диатомеям

I — Нижне-Хатырский прогиб (скв. 32), II — Командорские острова, III — континентальный склон Наваринского бассейна, IV — подводный хребт Ширшова, V — о-ов Карагинский, VI — залив Озерной (мыс Тупой), VII — п-ов Озерной, VIII — Кроноцкий залив, IX — Точилинский разрез Западной Камчатки, X — южная часть Охотского моря (Южно-Охотская котловина, хребт Терпения), XI — п-ов Шмидта, XII — Пограничный прогиб, XIII — Лунская впадина

1–35 — свиты, формации и проч.: 1 — верхняя часть каменной свиты, 2–3 — породы, драгированные в Наваринском бассейне, 4 — породы, драгированные на хребте Ширшова, 5 — верхняя часть свиты мыса Тонс, 6 — ильхатунваямская свита и свита песчаников с *Laternula*, 7 — пестроцветная свита (7a — нижняя часть, 76 — верхняя часть), 8 — озерновская свита, 9 — шагаевская свита, 10 — македонская свита, 11 — породы, драгированные в Кроноцком заливе, 12 — верхняя часть гакхинской свиты, 13 — верхняя часть вивентекской свиты, 14 — нижняя часть какертской свиты, 15 — породы, драгированные в южной части Охотского моря (15a — подводный хребт Терпения, 15 б, в — склон Южно-Охотской котловины), 16 — верхняя часть мацгарской свиты, 17 — нижняя часть пильской свиты, 18 — верхняя часть пиленгской свиты, 19 — борская свита (19a, 196 — нижне- и верхнеборская подсвиты), 20 — нерасчлененные мутновская и пиленгская свиты, 21 — подводный хребт Витязя, 22–23 — районы внешней зоны Малой Курильской гряды, 24 — формация Мораван, 25 — верхняя часть формации Санкебетсу, 26 — верхняя часть формации Поронай, 27 — формация Каменоо, 28 — формация Таира, 29 — группа Ширандо, 30 — группа Такаку, 31 — формация Ажири, 32 — формация Матусушима, 33 — формация Яманаучи, 34 — группа Морозаки, 35 — группа Икучисе, 36 — верхняя часть группы Бихоку и средняя часть формации Такакура

Прямоугольник серого цвета — отложения, пробуренные скв. 438 DSDP; заштрихованный прямоугольник — интервал возможного перерыва или размыва

ная цель последующих исследований видится в поиске и изучении полных, палеонтологически хорошо охарактеризованных (в том числе и диатомеями) разрезов олигоцена. При этом должны быть точно датированы уровни появления и исчезновения стратиграфически важных видов диатомей путем определения радиологического возраста, привязки к палеомагнитной шкале и корреляции с границами зональных подразделений по другим группам микрофоссилий. Одновременно необходимо выяснить, в какой мере совпадают последовательность и время реперных биостратиграфических событий в развитии диатомовых флор высоких широт Северной Пацифики, Северной Атлантики и Южного океана. Это касается прежде всего определения степени изохронности уровней УП и УИ *Rhizosolenia oligocaenica*, *Eurossia irregularis*, *Asteromphalus oligocenicus*, *Asterolampra schmidtii*, *Rouxia obesa*, *R. granda*, *Cavitatus jouseanus*. Практика последних лет показала, что такие уровни могут не вполне совпадать не только в разных регионах, но даже в разрезах, расположенных в пределах одной области. Это можно объяснить как региональными особенностями развития флор, так и разными обстановками осадконакопления и последующего диагенеза, находящих отражение в разрезах. Например, последние данные указывают на возможность некоторого несовпадения возраста ряда биостратиграфических уровней (таких, как УП *Rocella gelida*, УП и УИ *Lisitzinia ornata*) в Южном океане и в Северной Пацифике. В первом случае они фиксируются на отметках 26,3, 27,9 и 24,3 млн лет, соответственно [Harwood, Maugueta, 1992], а во втором — на уровнях 28,2; после 28,2 и примерно 20,3 млн лет назад [Gladenkov, Baggon, 1995]. Кроме того, часто трудно точно оценить соотношение между реальным временем вымирания многих таксонов и уровнями их исчезновения в разрезах. Это обусловлено не только особенностями формирования разных флор, но и воздействием процесса переотложения. Так, если УИ *Pyxilla reticulata* у побережья Антарктиды относится к отметке 30,3 млн лет (C11r) [Harwood, Maugueta, 1992], то в других разрезах высоких широт Южного океана, а также в Северо-Западной Пацифике остатки этой формы прослеживаются вплоть до нижнего миоцена [Fenner, 1985; Gladenkov, Baggon, 1995]. Это заставляет исследователей отдавать предпочтение в первую очередь УП ввиду их большей объективности. Поэтому использовать датированные уровни в каждом конкретном случае надо с определенной долей осторожности и с возмож-

ным учетом дополнительной информации, полезной для контроля.

Предложенное выше зональное расчленение (см. подразделы 2.4.1–2.4.2) позволяет перейти к корреляции олигоцена и нижнего миоцена в масштабе всей Северной Пацифики и ее обрамления.

2.4.3. Расчленение и корреляция олигоцена и нижнего миоцена разных частей Северо-Тихоокеанского региона

Диатомовые комплексы, возраст которых предварительно датировался олигоценом или ранним миоценом, начали изучаться в Северо-Тихоокеанском регионе в 60–70-х годах XX столетия. Однако отсутствие полных разрезов не позволяло проследить последовательную смену ассоциаций и предложить обоснованную схему зонального расчленения. Во второй половине 70-х — начале 90-х годов, в результате изучения керна глубоководного бурения, для расчленения морского олигоцена и нижнего миоцена разных районов Мирового океана (низкие широты, высокие южные широты, Норвежско-Гренландский бассейн) были предложены схемы по диатомеям с биостратиграфическими подразделениями ранга зон или слоев с флорой. Однако для Северной Пацифики такие данные до 145-го рейса ODP практически отсутствовали. Поэтому до середины 90-х годов прошлого века возраст диатомовых ассоциаций этого региона определялся прежде всего путем попыток сопоставлений этих ассоциаций с комплексами подразделений других, достаточно отдаленных, областей. Однако, учитывая определенную степень провинциализма различных флор, а также то, что ряд стратиграфически важных форм имеют в разных регионах неодинаковые пределы временного распространения, такие корреляции во многом были условными.

Таким образом, зональная шкала для Северной Пацифики, разработанная в последние годы в результате изучения диатомовых комплексов и последовательности их смены в относительно полных разрезах, дает возможность более обоснованно и точно датировать возраст вмещающих толщ. Использование разработанной шкалы при расчленении разрезов олигоцена и нижнего миоцена [Morita et al., 1996; Gladenkov A., 1998; Gladenkov и др., 1998; Решения..., 1998; Yanagisawa, Akiba, 1998, 1999; Экосистемы..., 1999; Цой и др., 1998; Гладен-

ков Ю., Гладенков А., 1999; Цой, 2000, 2002 а,б; Цой, Шастина, 2000, 2005; Gladenkov et al., 2000; и др.] свидетельствует о реальной возможности ее применения в пределах региона.

Как уже говорилось, предложенная выше схема зонального расчленения олигоцена и нижнего миоцена по диатомеям (см. подразделы 2.4.1–2.4.2) позволяет на основе анализа ископаемых комплексов этого возраста впервые подойти к подробному расчленению и корреляции разрезов в масштабе всей Северной Пацифики и ее обрамления. При этом необходимо, однако, отметить, что при осуществлении этой задачи в некоторых случаях приходится сталкиваться со следующими трудностями.

Во-первых, неполнота разрезов или фрагментарность их палеонтологической характеристики (в некоторых случаях, остатки диатомей приурочены к отдельным редким образцам) часто не дают возможности проследить последовательность смены стратиграфически важных видов.

Во-вторых, избирательное растворение створок в породах может приводить к отсутствию в составе комплексов форм, которые являются четкими индикаторами возраста.

В-третьих, даже одновозрастная третичная диатомовая флора в разрезах разных районов может иметь неодинаковый таксономический состав в зависимости от условий, при которых проходило ее формирование (прежде всего, степень удаленности от побережья, глубина морского бассейна, температурный режим вод, обогащенность питательными элементами). Поэтому в ряде случаев диатомовые ассоциации не содержат в своем составе зональные индекс-виды и другие важные в стратиграфическом отношении формы.

В-четвертых, определенные трудности возникают при анализе некоторых литературных данных по таксономическому составу диатомовой флоры, изученной ранее в ряде районов, с целью сравнения и сопоставления с одновозрастными ассоциациями выделенных зональных подразделений. Это объясняется прежде всего тем, что в некоторых публикациях отсутствуют полные списки таксономического состава изучавшейся флоры и/или не приведены изображения форм, которые в настоящее время используются при определении точного возраста. Кроме того, ряд важных в стратиграфическом отношении форм (*Rhizosolenia oligocaenica*, *Kisseleviella ezoensis*, *Crucidenticula sawamurae* и др.), в том числе описанных в последние годы (*Cavitatus rectus*, *Thalassiosira praeфрага*, *Odontella sawamurae* и др.), не являлись объектом специального внимания

и часто не учитывались ранее при исследовании упомянутых комплексов, что препятствует прослеживанию видов, характерных для зональных комплексов.

Однако, несмотря на перечисленные трудности, корреляция олигоценовых и нижнемиоценовых отложений от Камчатки и Берингова моря на севере до Японии на юге на зональной основе приобретает реальные черты. Ниже, на основе материалов автора, а также литературных данных, сделана попытка проведения такой корреляции с помощью сравнительного анализа олигоценовых и нижнемиоценовых диатомовых ассоциаций, известных в разных районах Северной Пацифики. Где это представлялось возможным, даны новые оценки возраста (или уточнены датировки) описанных в литературе ископаемых комплексов на основе сравнения их таксономического состава с таковым выделенных зональных подразделений. Схема расположения разрезов, в которых найдены рассматриваемые комплексы, приведена на рис. 52. Корреляция анализируемых ассоциаций с северотихоокеанской шкалой по диатомеям представлена на рис. 53. При характеристике и анализе диатомовых комплексов приведено подробное описание только тех разрезов, в изучении которых автор принимал непосредственное участие в последние годы и по которым получены новые данные на основе диатомовой стратиграфии. Описание литологических и других особенностей остальных разрезов можно найти в цитируемой литературе, ссылки на которую сопровождают соответствующие разделы анализа.

Чукотка и Корякское нагорье

Диатомовые комплексы из разрезов Чукотки и Корякского нагорья, которые могут относиться к морской флоре олигоцена и нижнего миоцена, изучены крайне слабо и данные по ним скудны. В этом отношении интерес представляет разрез параметрической скв. 32 на Янракоимской площади, пробуренной в пределах северо-восточной части Нижнехатырского прогиба в ходе нефтегазоразведочных работ (см. рис. 52 и 53). Прогиб расположен в восточной части Корякского нагорья, протягиваясь примерно на 250 км вдоль Берингова моря. Скважиной пройден разрез общей мощностью более 2000 м, представленный в основном переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами и их туфогенными разностями [Митрофанова, Бол-

дырева, 1989; Агапитов, Митрофанова, 1999]. В интервале глубин 988–835 м здесь вскрыты слабоуплотненные мелкозернистые песчаники с пластинами диатомовых глинисто-кремнистых алевролитов, отнесенными к «береговой толще», согласно залегающей на отложениях моржовской свиты. В диатомовых алевролитах в интервале глубин 960–955 м В.П. Болдыревой обнаружен комплекс морских диатомей разнообразного таксономического состава. К доминантам и субдоминантам относятся *Kisseleviella carina*, *K. ezoensis*, *Ikebea tenuis*, *Hyalopyxis concava*, *Cosmiodiscus insignis*, *Stictodiscus kittonianus*, *Actinocyclus octonarius*, *Pseudotriceratium* aff. *radiosoreticulatum*, *Ps. notable*, *Stellarima microtrias*, *Sceptroneis* aff. *caducea*, отмечены также *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*) *petaliformis*, *P. spinosissima*, *Hyalodiscus dentatus*, *Hemiaulus polymorphus*, *Pyxilla* sp. и др. Находки в составе этой неритической ассоциации *Kisseleviella ezoensis*, а также отсутствие представителей рода *Crucidenticula*, свидетельствуют о возможности ее сопоставления с комплексами нижнемиоценовых зон *Thalassiosira praeфрага* и *Thalassiosira fraga*. Необходимо отметить, что в более верхней части разреза скв. 32 (интервал глубин 580–583 м) выделен среднемиоценовый комплекс диатомей зоны *Denticulopsis praeditomorpha*, в составе которого, наряду с зональным индекс-видом, отмечены также *Actinocyclus ingens*, *Denticulopsis hustedtii*, *Thalassiosira brunii* и др. [Митрофанова, Болдырева, 1989].

Комплекс морских диатомей, по-видимому, раннемиоценового возраста, найден Т.Л. Невретдиновой в разрезе скважины, пробуренной на р. Волчь в предгорьях хребта Золотого, Корякское нагорье [Волобуева и др., 1990а]. Остатки диатомей приурочены к толще переслаивающихся песчаных глин, суглинков и песков мощностью 30 м, вскрытой на глубине 166 м. В составе комплекса преобладают *Paralia sulcata*, *Kisseleviella carina*, *Odontella aurita*, *Actinoptychus octonarius*, *Stephanopyxis* sp. Сопоставить этот обедненный неритический комплекс с зональными ассоциациями не представляется возможным, можно только условно предположить его раннемиоценовый возраст.

Берингово море

Впервые ископаемые диатомей на дне Берингова моря были найдены в образцах, отобранных в рейсе научно-исследовательского судна «Альбатрос» и изученных А.Манном в начале XX в. [Манн,

1907; Hanna 1929]. В этом материале был, в частности, впервые описан вид *Stictodiscus gelidus* (ныне — *Rocella gelida*), который в настоящее время является индекс-видом верхнеолигоценовой зоны *Rocella gelida*.

Во второй половине 80-х годов прошлого столетия данные по диатомеям, имеющим более древний, чем среднемиоценовый возраст, были получены в результате изучения материалов драгирования, проведенного на континентальном склоне Наваринского бассейна западной части Берингова моря [Baldauf, Barron, 1987]. Остатки диатомей обнаружены в четырех образцах, отобранных на станции с координатами 56°12,3' с.ш. и 171°42,2' з.д., и в одном образце — на станции с координатами 56°51,1' с.ш. и 173°32,7' з.д. (см. рис. 52).

В целом, диатомовая флора может быть отнесена к двум различным комплексам. Характерными для обеих ассоциаций являются такие элементы, как *Cavitatus miocenicus*, *Kisseleviella carina*, *Pseudotriceratium radiosoreticulatum*, *Azpeitia vetustissima*, *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*) *turris*, *Ikebea tenuis*, *Goniothecium decoratum*, *G. odontella*, представители родов *Stellarima*, *Cestodiscus*, *Paralia* и другие формы, часть из которых, вероятно, являются переотложенными из более древних отложений. Однако в составе одного из комплексов отмечены *Rocella gelida*, *Odontella sawamurae* Akiba (= *Odontella* sp. 1 sensu Baldauf, Barron, 1987, pl. 3, fig. 13, = *Odontella aurita* sensu Baldauf, Barron, 1987, pl. 3, figs. 7, 11), *Kisseleviella ezoensis* Akiba (= *Cymatosira compacta* sensu Baldauf, Barron, 1987, pl. 10, fig. 3) и *Thalassiosira mediaconvexa*, не характерные для состава второго. Учитывая находки перечисленных форм, а также отсутствие *Actinocyclus ingens*, первый из них, с долей условности, может быть скоррелирован с ассоциацией нижней части зоны *Thalassiosira praeфрага* (нижний миоцен), а второй — с таковой более древней зоны *Rocella gelida* (верхний олигоцен) северотихоокеанской шкалы (см. рис. 53).

Согласно данным, полученным в последние годы по разным разрезам северо-западного обрамления Пацифики (см. ниже), стратиграфическое распространение *Odontella sawamurae* фиксируется в пределах верхней части зоны *Rocella gelida* — нижней части зоны *Thalassiosira praeфрага* [Morita et al., 1996; Гладенков и др., 1998; Gladenkov et al., 2000; и др.].

Данные по диатомеям с возрастом, по-видимому, древнее, чем средний миоцен, имеются и по другому району западной части Берингова моря [Цу-

канов и др., 1984]. Остатки диатомовых были здесь найдены в образцах трепелов, кремнистых глин и туфов, драгированных в центральной части подводного хребта Ширшова, разделяющего Алеутскую и Командорскую впадины Берингова моря (см. рис. 52). Состав обнаруженного Г.Х. Казариной неритического комплекса диатомей отличается незначительным видовым разнообразием: в нем доминируют *Arachnoidiscus ehrenbergii*, виды и разновидности *Pyxidicula* (*P. turris*, *P. marginata*), нередко представители родов *Stephanogonia* и *Hemialus* (*H. polymorphus* var. *frigida*, *H. polymorphus* var. *polymorphus*, *H. polycystinorum*), единичны *Coscinodiscus marginatus*, *C. perforatus*, *C. aff. asteromphalus*, *Paralia sulcata*, *Sheshukovia* sp., *Triceratium* sp., *Navicula distans*, *Cymbella* sp. Из силикофлагеллят отмечены *Naviculopsis biapiculata* и *Corbisema triacantha*. Отсутствие четких индикаторов возраста не дает возможность точно определить возраст диатомовой ассоциации, видимо, формировавшейся в прибрежных мелководных условиях. Вероятнее всего, он может оцениваться в пределах олигоцена, на что указывает и присутствие характерного для олигоцена вида силикофлагеллят *Naviculopsis biapiculata*. Только с долей условности, по отсутствию в составе форм, появляющихся во второй половине нижнего олигоцена и выше, он может быть сопоставлен с комплексом нижнеолигоценовой зоны *Rhizosolenia oligosaenica* (см. рис. 53). Отметим, что в составе последнего содержатся все элементы, отмеченные в ассоциации с хребта Ширшова.

Камчатка

Олигоценовые диатомовые комплексы в пределах Камчатки впервые были установлены в 80-х годах XX столетия — в разрезах ее западной и северо-восточной частей [Атлас фауны..., 1984; Орешкина, 1982; Гладенков и др., 1982; Долматова, 1985]. Однако остатки диатомей найдены в редких образцах с отдельных уровней и часто имеют посредственную сохранность. Кроме того, в составе флоры практически не отмечены важные в стратиграфическом отношении планктонные формы. Поэтому границы биостратиграфических подразделений были проведены довольно условно. Находки диатомовых ассоциаций олигоцена и раннего миоцена, которые могут быть сопоставлены с зональными подразделениями, относятся к 90-м годам прошлого века.

Западная Камчатка

Основным местонахождением на Западной Камчатке, из которого известны диатомеи, отнесенные к олигоцену, является Точилинский разрез [Атлас фауны..., 1984] (см. рис. 52). Диатомеи найдены только на двух изолированных уровнях воямпольской серии, имеющей общую мощность более 2100 м. Остатки диатомей обнаружены в образцах карбонатных конкреций на одном уровне верхней части гакхинской свиты (опоки и туфоаргиллиты, с туфовыми прослоями и конкрециями, общая мощность около 950 м) и одном — самой верхней части вивентекской свиты (туфоаргиллиты, опоки с прослоями туфов и карбонатными конкрециями, общая мощность около 300 м). Уровни, на которых найдены диатомовые, разделены интервалом разреза, который имеет мощность более 1000 м и охватывает верхнюю часть гакхинской свиты, всю утлоокскую свиту и большую часть вивентекской свиты.

В диатомовой ассоциации, выделенной на более низком уровне разреза (гакхинская свита) отмечены *Pyxilla* aff. *reticulata*, *Pseudotriceratium radiosoreticulatum*, *Ps.* aff. *chenevieri*, *Kisseleviella carina*, *Actinostephanos ridus*, *Paralia sulcata*, *Coscinodiscus argus*, *Odontella* aff. *aurita*, *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*) spp. Состав этого комплекса указывает на то, что его формирование проходило в прибрежной морской зоне. Сопоставление его с зональными ассоциациями затрудняется из-за отсутствия видов, для которых намечены пределы стратиграфического распространения. В целом, вероятнее всего, возраст может быть оценен в пределах олигоцена. Только с большой долей условности данный комплекс можно отчасти сопоставить с раннеолигоценовым комплексом каменной свиты Командорских островов, отнесенному к нижней части предложенной зоны *Rhizosolenia oligosaenica*. В составе последнего отмечены все формы, характерные для ассоциации гакхинской свиты, при отсутствии представителей родов *Cavitatus* и *Rocella*, которые появляются на более высоких уровнях нижнего олигоцена.

Несколько отличается по составу ассоциация из вивентекской свиты, в которой, наряду с *Paralia sulcata*, *Kisseleviella carina*, *Odontella* aff. *aurita*, *Pyxilla* aff. *reticulata* дополнительно обнаружены *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*) *grunowii*, *P. spinosissima*, *Coscinodiscus asteromphalus*, *Aulacodiscus brunii*. Возраст этого комплекса, который тоже является относительно мелководным, как и в первом случае, не вполне ясен, так как зональные маркеры отсут-

ствуют. С долей условности он может быть датирован в пределах олигоцена, так как *Pyxidicula grunowii* и *P. spinosissima* наиболее характерны для этого времени, однако нельзя исключать и раннемиоценовый возраст.

Таким образом, в целом флора гакхинской и вентекской свит может быть условно отнесена к олигоцену (см. рис. 53). Обращает на себя внимание тот факт, что в составе этих обедненных комплексов не зафиксированы находки *Rocella vigilans* и *Rocella gelida* — индекс-видов одноименных зон, появляющихся соответственно во второй половине раннего олигоцена и начале позднего олигоцена. Как уже отмечалось выше, эти виды имеют сильно окремненные, устойчивые к растворению и поэтому хорошо сохраняющиеся в ископаемом состоянии створки. Однако, в то же время, их отсутствие (так же как и представителей рода *Cavitatus*, появившихся в раннем олигоцене), возможно, объясняется палеоэкологическими особенностями развития западнокамчатской флоры в относительно мелководных условиях морского бассейна.

Северо-Восточная и Восточная Камчатка

Остров Карагинский

Остатки палеогеновых и нижнемиоценовых диатомей, обнаруженных в разрезе о-ва Карагинский, Северо-Восточная Камчатка (см. рис. 52), изучались в 80-х — начале 90-х годов прошлого столетия [Орешкина, 1982; Гладенков и др., 1982; Долматова, 1985; Гладенков А., 1991; Опорный разрез неогена..., 1992; Детальное расчленение..., 1992]. Анализ полученных к настоящему времени данных показывает, что в разрезе палеогена — нижнего миоцена можно выделить несколько разновозрастных диатомовых ассоциаций.

Первая, наиболее древняя, приурочена к верхней части свиты мыса Тонс (туфоаргиллиты с прослоями песчаников и карбонатными конкрециями, общей мощностью около 80 м) (см. рис. 53), где остатки диатомей найдены в нескольких образцах конкреций. Среди характерных видов отмечены *Pyxilla reticulata*, *Biddulphia fossa*, *Sheshukovia castellata*, *Sh. exornata*, *Coscinodiscus argus*, *C. denarius*, *Paralia polaris*, *P. clavigera*, *Pseudotriceratium* spp., представители родов *Arachnoidiscus*, *Stictodiscus*, *Aulacodiscus*, *Rutilaria*, а также редкие *Odontella* aff. *aurita*, *Kisseleviella carina* и *Rocella* sp. Анализ таксономического состава этого мелководного

комплекса не позволяет оценить его возраст точнее, чем в пределах позднего эоцена — первой половины раннего олигоцена. Найденные в отложениях свиты горы Перешеек, которые соответствуют верхней части свиты мыса Тонс в другой части острова, бентосные фораминиферы указывают на позднеэоценовый возраст [Серова и др., 1975; Серова, 1985; Крашенинников и др., 1988]. В разрезе нижней части свиты мыса Тонс обнаружены остатки эоценового наннопланктона (зона C14), позволяющие датировать вмещающую толщу концом среднего эоцена (бартон) [Щербинина, 1997].

Вторая ассоциация выделена в отложениях нижней подсвиты ильхатунваямской свиты (туфопесчаники, туфоаргиллиты, туфоалевролиты, с прослоями туфов и карбонатными конкрециями; общая мощность около 650 м), без видимого несогласия перекрывающих свиту мыса Тонс. Остатки диатомей также найдены только в нескольких образцах из конкреций. Состав ископаемого комплекса отличается от такового из свиты мыса Тонс прежде всего отсутствием *Pyxilla reticulata*, а также присутствием характерных многочисленных представителей рода *Pyxidicula* (*P. spinosissima*, *P. marginata*, *P. grunowii*, *P. corona*, *P. superba*, *P. turris* s. ampl.). Отмечены также *Odontella* aff. *aurita*, *Rocella* cf. *vigilans* и *Kisseleviella carina*. С одной стороны, по наличию представителей *Pyxidicula* и отсутствию видов *Cavitatus* этот комплекс отчасти близок к таковому из нижней части нижнеолигоценовой зоны *Rhizosolenia oligocaenica*. С другой — присутствие формы, похожей на *Rocella vigilans*, сближает его с более молодой ассоциацией раннего олигоцена зоны *Rocella vigilans*, для которой, однако, наоборот, уже типичны представители рода *Cavitatus*. Исходя из сказанного, можно пока оценивать возраст флоры ильхатунваямской свиты в пределах раннего олигоцена, так как уверенное сопоставление с определенной нижнеолигоценовой зоной провести не удастся. Отметим, что найденные в разрезе ильхатунваямской свиты фораминиферы свидетельствуют о раннеолигоценовом возрасте вмещающих отложений [Серова и др., 1975; Серова, 1985; Крашенинников и др., 1988].

Третья диатомовая ассоциация выделена в отложениях свиты песчаников с *Laternula* (туфопесчаники, туффиты, конгломераты, с прослоями аргиллитов, карбонатными конкрециями; общая мощность около 450 м), согласно перекрывающих ильхатунваямскую свиту. Для состава комплекса характерны *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*) *turris*, *Rocella vigilans*, *Paralia fausta*, *Coscinodiscus*

канов и др., 1984]. Остатки диатомовых были здесь найдены в образцах трепелов, кремнистых глин и туфов, драгированных в центральной части подводного хребта Ширшова, разделяющего Алеутскую и Командорскую впадины Берингова моря (см. рис. 52). Состав обнаруженного Г.Х. Казариной неритического комплекса диатомей отличается незначительным видовым разнообразием: в нем доминируют *Arachnoidiscus ehrenbergii*, виды и разновидности *Pyxidicula* (*P. turris*, *P. marginata*), нередко представители родов *Stephanogonia* и *Hemialus* (*H. polymorphus* var. *frigida*, *H. polymorphus* var. *polymorphus*, *H. polycystinorum*), единичны *Coscinodiscus marginatus*, *C. perforatus*, *C. aff. asteromphalus*, *Paralia sulcata*, *Sheshukovia* sp., *Triceratium* sp., *Navicula distans*, *Cymbella* sp. Из силикофлагеллят отмечены *Naviculopsis biapiculata* и *Corbisema triacantha*. Отсутствие четких индикаторов возраста не дает возможность точно определить возраст диатомовой ассоциации, видимо, формировавшейся в прибрежных мелководных условиях. Вероятнее всего, он может оцениваться в пределах олигоцена, на что указывает и присутствие характерного для олигоцена вида силикофлагеллят *Naviculopsis biapiculata*. Только с долей условности, по отсутствию в составе форм, появляющихся во второй половине нижнего олигоцена и выше, он может быть сопоставлен с комплексом нижнеолигоценовой зоны *Rhizosolenia oligocaenica* (см. рис. 53). Отметим, что в составе последнего содержатся все элементы, отмеченные в ассоциации с хребта Ширшова.

Камчатка

Олигоценовые диатомовые комплексы в пределах Камчатки впервые были установлены в 80-х годах XX столетия — в разрезах ее западной и северо-восточной частей [Атлас фауны..., 1984; Орешкина, 1982; Гладенков и др., 1982; Долматова, 1985]. Однако остатки диатомей найдены в редких образцах с отдельных уровней и часто имеют посредственную сохранность. Кроме того, в составе флоры практически не отмечены важные в стратиграфическом отношении планктонные формы. Поэтому границы биостратиграфических подразделений были проведены довольно условно. Находки диатомовых ассоциаций олигоцена и раннего миоцена, которые могут быть сопоставлены с зональными подразделениями, относятся к 90-м годам прошлого века.

Западная Камчатка

Основным местонахождением на Западной Камчатке, из которого известны диатомеи, отнесенные к олигоцену, является Точилинский разрез [Атлас фауны..., 1984] (см. рис. 52). Диатомеи найдены только на двух изолированных уровнях воямпольской серии, имеющей общую мощность более 2100 м. Остатки диатомей обнаружены в образцах карбонатных конкреций на одном уровне верхней части гакхинской свиты (опоки и туфоаргиллиты, с туфовыми прослоями и конкрециями, общая мощность около 950 м) и одном — самой верхней части вивентекской свиты (туфоаргиллиты, опоки с прослоями туфов и карбонатными конкрециями, общая мощность около 300 м). Уровни, на которых найдены диатомовые, разделены интервалом разреза, который имеет мощность более 1000 м и охватывает верхнюю часть гакхинской свиты, всю утлоокскую свиту и большую часть вивентекской свиты.

В диатомовой ассоциации, выделенной на более низком уровне разреза (гакхинская свита) отмечены *Pyxilla* aff. *reticulata*, *Pseudotriceratium radiosoreticulatum*, *Ps.* aff. *chenevieri*, *Kisseleviella carina*, *Actinostephanos ridus*, *Paralia sulcata*, *Coscinodiscus argus*, *Odontella* aff. *aurita*, *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*) spp. Состав этого комплекса указывает на то, что его формирование проходило в прибрежной морской зоне. Сопоставление его с зональными ассоциациями затрудняется из-за отсутствия видов, для которых намечены пределы стратиграфического распространения. В целом, вероятнее всего, возраст может быть оценен в пределах олигоцена. Только с большой долей условности данный комплекс можно отчасти сопоставить с раннеолигоценовым комплексом каменной свиты Командорских островов, отнесенному к нижней части предложенной зоны *Rhizosolenia oligocaenica*. В составе последнего отмечены все формы, характерные для ассоциации гакхинской свиты, при отсутствии представителей родов *Cavitatus* и *Rocella*, которые появляются на более высоких уровнях нижнего олигоцена.

Несколько отличается по составу ассоциация из вивентекской свиты, в которой, наряду с *Paralia sulcata*, *Kisseleviella carina*, *Odontella* aff. *aurita*, *Pyxilla* aff. *reticulata* дополнительно обнаружены *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*) *grunowii*, *P. spinosissima*, *Coscinodiscus asteromphalus*, *Aulacodiscus brunii*. Возраст этого комплекса, который тоже является относительно мелководным, как и в первом случае, не вполне ясен, так как зональные маркеры отсут-

ствуют. С долей условности он может быть датирован в пределах олигоцена, так как *Pyxidicula grunowii* и *P. spinosissima* наиболее характерны для этого времени, однако нельзя исключать и раннемиоценовый возраст.

Таким образом, в целом флора гакхинской и вентекской свит может быть условно отнесена к олигоцену (см. рис. 53). Обращает на себя внимание тот факт, что в составе этих обедненных комплексов не зафиксированы находки *Rocella vigilans* и *Rocella gelida* — индекс-видов одноименных зон, появляющихся соответственно во второй половине раннего олигоцена и начале позднего олигоцена. Как уже отмечалось выше, эти виды имеют сильно окремненные, устойчивые к растворению и поэтому хорошо сохраняющиеся в ископаемом состоянии створки. Однако, в то же время, их отсутствие (так же как и представителей рода *Cavitatus*, появившихся в раннем олигоцене), возможно, объясняется палеоэкологическими особенностями развития западнокамчатской флоры в относительно мелководных условиях морского бассейна.

Северо-Восточная и Восточная Камчатка

Остров Карагинский

Остатки палеогеновых и нижнемиоценовых диатомей, обнаруженных в разрезе о-ва Карагинский, Северо-Восточная Камчатка (см. рис. 52), изучались в 80-х — начале 90-х годов прошлого столетия [Орешкина, 1982; Гладенков и др., 1982; Долматова, 1985; Гладенков А., 1991; Опорный разрез неогена..., 1992; Детальное расчленение..., 1992]. Анализ полученных к настоящему времени данных показывает, что в разрезе палеогена — нижнего миоцена можно выделить несколько разновозрастных диатомовых ассоциаций.

Первая, наиболее древняя, приурочена к верхней части свиты мыса Тонс (туфоаргиллиты с прослоями песчаников и карбонатными конкрециями, общей мощностью около 80 м) (см. рис. 53), где остатки диатомей найдены в нескольких образцах конкреций. Среди характерных видов отмечены *Pyxilla reticulata*, *Biddulphia fossa*, *Sheshukovia castellata*, *Sh. exornata*, *Coscinodiscus argus*, *C. denarius*, *Paralia polaris*, *P. clavigera*, *Pseudotriceratium* spp., представители родов *Arachnoidiscus*, *Stictodiscus*, *Aulacodiscus*, *Rutilaria*, а также редкие *Odontella* aff. *aurita*, *Kisseleviella carina* и *Rocella* sp. Анализ таксономического состава этого мелководного

комплекса не позволяет оценить его возраст точнее, чем в пределах позднего эоцена — первой половины раннего олигоцена. Найденные в отложениях свиты горы Перешеек, которые соответствуют верхней части свиты мыса Тонс в другой части острова, бентосные фораминиферы указывают на позднеэоценовый возраст [Серова и др., 1975; Серова, 1985; Крашенинников и др., 1988]. В разрезе нижней части свиты мыса Тонс обнаружены остатки эоценового наннопланктона (зона C14), позволяющие датировать вмещающую толщу концом среднего эоцена (бартон) [Щербинина, 1997].

Вторая ассоциация выделена в отложениях нижней подсвиты ильхатунваямской свиты (туфопесчаники, туфоаргиллиты, туфоалевролиты, с прослоями туфов и карбонатными конкрециями; общая мощность около 650 м), без видимого несогласия перекрывающих свиту мыса Тонс. Остатки диатомей также найдены только в нескольких образцах из конкреций. Состав ископаемого комплекса отличается от такового из свиты мыса Тонс прежде всего отсутствием *Pyxilla reticulata*, а также присутствием характерных многочисленных представителей рода *Pyxidicula* (*P. spinosissima*, *P. marginata*, *P. grunowii*, *P. corona*, *P. superba*, *P. turris* s. ampl.). Отмечены также *Odontella* aff. *aurita*, *Rocella* cf. *vigilans* и *Kisseleviella carina*. С одной стороны, по наличию представителей *Pyxidicula* и отсутствию видов *Cavitatus* этот комплекс отчасти близок к таковому из нижней части нижнеолигоценовой зоны *Rhizosolenia oligocaenica*. С другой — присутствие формы, похожей на *Rocella vigilans*, сближает его с более молодой ассоциацией раннего олигоцена зоны *Rocella vigilans*, для которой, однако, наоборот, уже типичны представители рода *Cavitatus*. Исходя из сказанного, можно пока оценивать возраст флоры ильхатунваямской свиты в пределах раннего олигоцена, так как уверенное сопоставление с определенной нижнеолигоценовой зоной провести не удастся. Отметим, что найденные в разрезе ильхатунваямской свиты фораминиферы свидетельствуют о раннеолигоценовом возрасте вмещающих отложений [Серова и др., 1975; Серова, 1985; Крашенинников и др., 1988].

Третья диатомовая ассоциация выделена в отложениях свиты песчаников с *Laternula* (туфопесчаники, туффиты, конгломераты, с прослоями аргиллитов, карбонатными конкрециями; общая мощность около 450 м), согласно перекрывающих ильхатунваямскую свиту. Для состава комплекса характерны *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*) *turris*, *Rocella vigilans*, *Paralia fausta*, *Coscinodiscus*

marginatus, *Arachnoidiscus ehrenbergii*, *Stellarima microtrias*. Присутствие *Rocella vigilans* указывает на то, что возраст этой обедненной ассоциации не древнее зоны *Rocella vigilans*. Однако отсутствие других стратиграфических маркеров позволяет оценить его только в пределах второй половины раннего олигоцена — позднего олигоцена (зоны *Rocella vigilans* — *Rocella gelida*).

Находки диатомей раннего миоцена в карагинском разрезе приурочены к отложениям пестроцветной свиты (песчаники, туфоаргиллиты, туфоалевролиты, туфодиатомиты, с прослоями туфов и карбонатными конкрециями; общая мощность около 400 м), с разрывом залегающих на свите песчаников с *Laternula*. В средней части разреза пестроцветной свиты (толща 12), в карбонатных конкрециях обнаружены остатки диатомовых, среди которых, в частности, отмечены *Kisseleviella carina*, *K. ezoensis*, *Crucidenticula kanayae*, *Azpeitia oligocenica* [Детальное расчленение..., 1992]. Этот комплекс коррелируется с ассоциацией зоны *Crucidenticula kanayae* верхов нижнего миоцена (при этом створки *Kisseleviella ezoensis*, очевидно, переотложены из более древних пород). В нижележащих отложениях свиты обнаружена, по-видимому, более древняя ассоциация диатомей, в составе которой при отсутствии *Crucidenticula kanayae* отмечены *Actinocyclus ingens* и *Kisseleviella ezoensis* [Опорный разрез неогена..., 1992]. С долей условности она может быть сопоставлена с комплексом нижнемиоценовой зоны *Thalassiosira fraga* и, возможно, верхней частью более древней миоценовой зоны *Thalassiosira graefraga*. Однако нельзя исключить и возможность переотложения *Kisseleviella ezoensis* (типичной для зон *Thalassiosira fraga* и *Thalassiosira graefraga*) в более молодые осадки, а также то, что отсутствие представителей рода *Crucidenticula* обусловлено растворением или палеоэкологическими особенностями формирования карагинской флоры в конце раннего миоцена (зоны *Crucidenticula sawamurae* и *Crucidenticula kanayae*).

Район залива Озерной

Представляющие большой интерес новые данные по диатомеям верхнего олигоцена и нижнего миоцена появились недавно у автора после изучения образцов из озерновской свиты мыса Тупой залива Озерной, Восточная Камчатка [Гладенков А., 1998; Гладенков Ю. и др., 1998] (рис. 54; см. рис. 52). Согласно геологическим данным, переход меж-

ду озерновской свитой и нижележащей густовской свитами, видимо, постепенный [Гладенков и др., 1998]. Последняя сложена гравелитами, песчаниками и черными аргиллитами и имеет общую мощность от 800 до 1000 м и более. Ее возраст предыдущие исследователи определяли в пределах палеоцена–олигоцена, хотя в последние годы свиту стали относить в основном к олигоцену. Ниже дается описание озерновской свиты по толщам (рис. 55), в их стратиграфической последовательности, которая намечена с учетом палеонтологических данных [Гладенков и др., 1998].

Толщи 1–3 озерновской свиты выделены в береговом разрезе между устьями р. Оленья и р. Извилистая (здесь они с несогласием перекрываются ольховской свитой плиоцена), а другие (толщи 4–6) — севернее р. Оленья (от тектонического контакта с климентьевской свитой среднего миоцена до устья р. Оленья, где также проходит тектоническое нарушение).

Озерновская свита

Мощность, м

Толща 1 — алевролиты темно-серые, ожелезненные, крепкие, неразмокающие, неяснослоистые. В линзах — скопления грубозернистых песчаников, гравелитов и гальки. Галька состоит из основных вулканических пород, туфов, аргиллитов и кремнистых пород. В нижней половине толщи скопления карбонатных конкреций: шаровидных и караваеподобных, мелких (2–5 см) и крупных (0,2–0,5 до 1,5 м). Многочисленные линзы карбонатных конкреций (часто будинированные) размером (0,1–0,2)х(1,2–1,5) м. Линзы в средней части приурочены к 14–15 горизонтам. Редкие небольшие глендониты (геннойши) в нижней части толщи. В средней части — прослой и пачки (до 3–5 м) черных, зеленовато-серых туфопесчаников. На трех уровнях — в нижней и средней частях и в низах верхней части толщи — в семи прослоях отмечены остатки моллюсков (обр. 1/1–1/10). Они найдены в конкрециях и, меньше, в алевролитах: *Acila tsytovichii* Slod., *Nuculana alferovi* Slod., *Yoldia chojensis* Sim., *Y. cf. longissima* Slod., *Portlandella cf. nitida* Slod., *Macoma izurensis* (Yok.), *Periploma yokoyamai* Mak., *Tectonatica ezoana* (Kanno et Matsuno), и др. 100

Толща 2 — аргиллиты и алевролиты черные, темно-серые, крепкие, неразмокающие, массивные, монолитные, с остроугольными обломками. В низах — будинированные линзовидные конкреции (0,2х1–3 м) и прослой черных туфопесчаников (до 1 м). Для верхней половины толщи характерны карбонатные конкреции — линзовидные и караваеобразные (0,3х0,7 м) и мелкие глендониты. В нижней

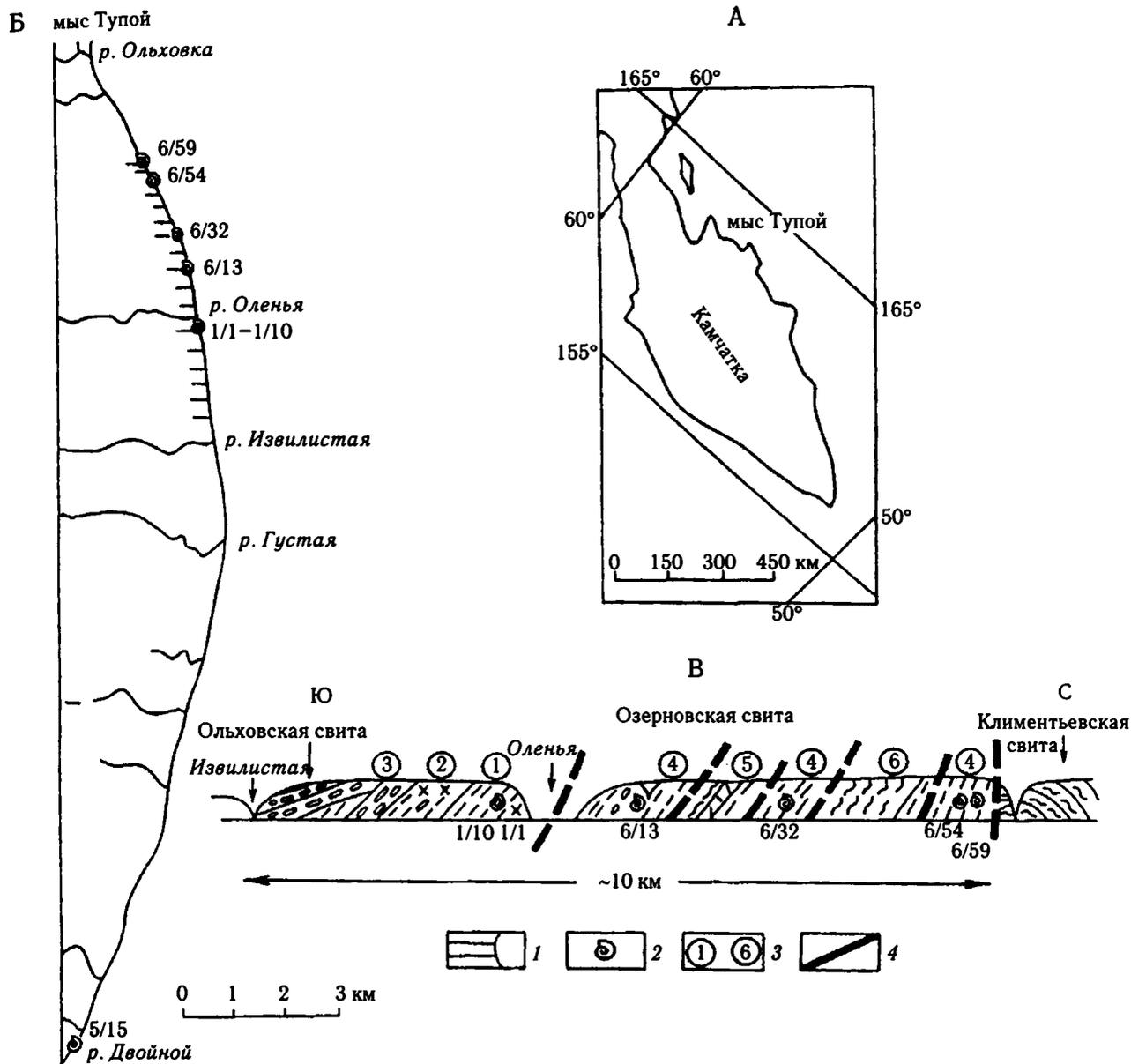


Рис. 54. Положение изученного разреза кайнозоя мыса Тупой (залив Озерной), Восточная Камчатка (по: [Гладенков и др., 1998])

А — местоположение мыса Тупой; Б — распространение озерновской свиты; В — схематический разрез озерновской свиты на морском побережье

1 — выходы озерновской свиты; 2 — находки моллюсков; 3 — толщи озерновской свиты; 4 — крупные тектонические нарушения. Остальные условные обозначения см. на рис. 55

части много остатков *Acila tsytovichi*, *Yoldia chojensis*, *Macoma izurensis*. В остальной части — редкие раковины *Yoldia*, *Nuculana*, *Macoma* 125

Толща 3 — те же породы, но в нижней части (до 30 м) с крупными карбонатными конкрециями (до 0,7–0,9 м). Конкрекции характерны и для более высоких частей разреза (линзы, глыбы, мелкие шарики), многие из них будинированы и

разбиты трещинами. Остатки моллюсков редки (*Yoldia* sp.) до 150

Толща 4 — туфоалевролиты и туфопесчаники с линзами туфов (0,1–0,5 м), аргиллитов и конгломератов (1–1,2 м). В гальке (до 4–7 см) — черные аргиллиты, черные кремни, яшмы, основные эффузивы, плагиограниты. Отмечаются тонкослоистые и флишоидные пачки (от 20 до 50 м).

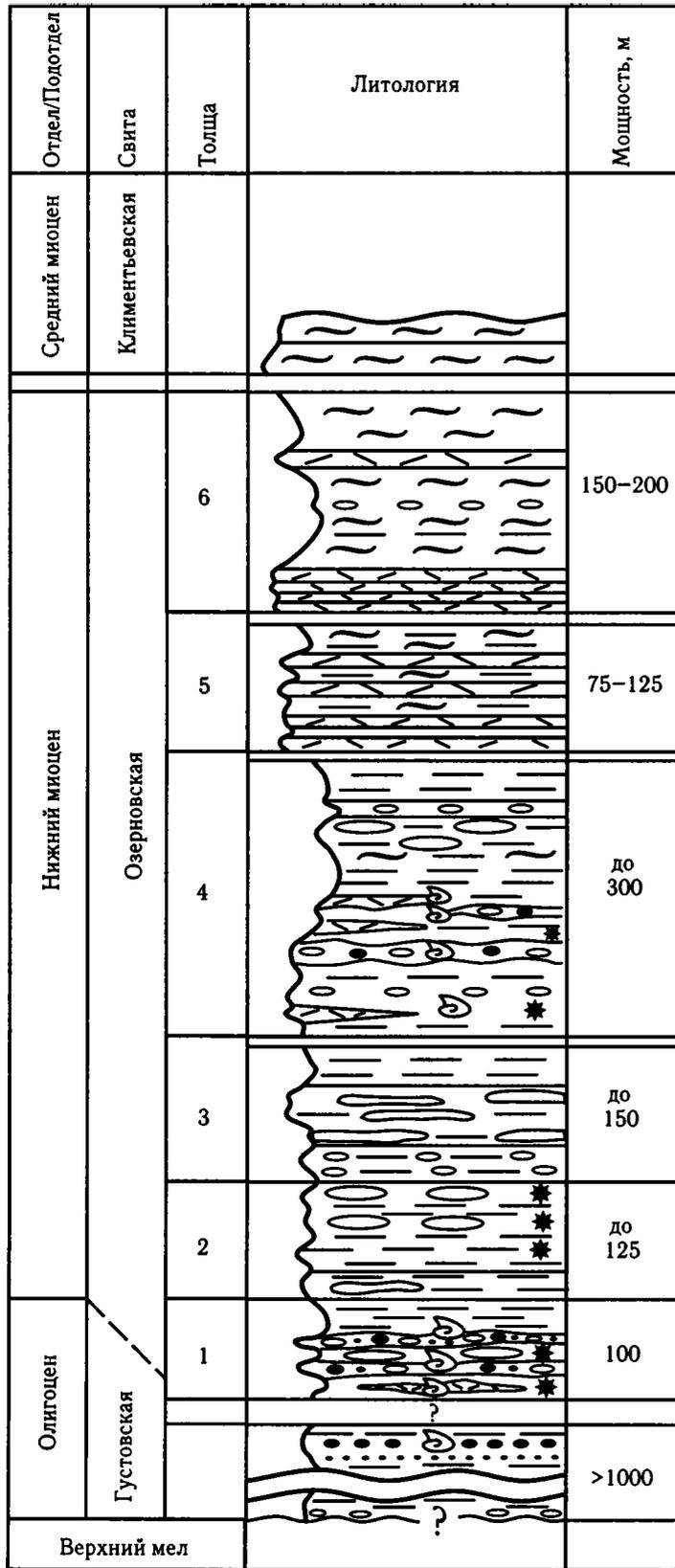
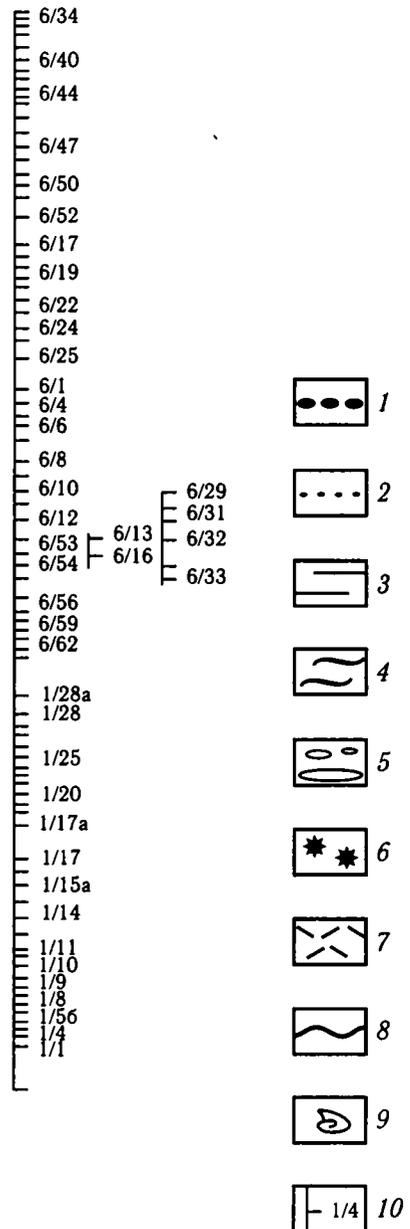


Рис. 55. Разрез олигоцен-нижнемиоценовых отложений мыса Тупой (по: [Гладенков и др., 1998])

1-7 — литологический состав: 1 — конгломераты, гравелиты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, аргиллиты, 4 — диатомиты, 5 — карбонатные конкреции, 6 — глендониты, 7 — туфы; 8 — несогласие; 9 — находки ископаемых моллюсков; 10 — номера образцов и уровни отбора проб на диатомовый анализ



В нижней части — пачка с карбонатными конкрециями (до 0,5–0,8 м) и гравелитами с *Acila tsytovochi*, *Periploma yokoyamai*, *Mytilus ochotensis* Slod., *M. addicotti* Kafanov и др. (обр. 5/59). В средней части толщи — линза с большим количеством мелких карбонатных конкреций (до 3–10 см) с многочисленными остатками (обр. 6/54) *Acila tsutovitchi*, *Megayoldia thraciaeformis* (Storer), *Tectonatica ezoana*. Более редки *Ennucula krishtofovichii* Sin., *Nuculana alferovi*, *Yoldia chojensis*, *Acilana tokunagai* (Yok.), *Cyclocardia ilpinensis* Pron., *Macoma izurensis*, *Periploma yokoyamai* и др. Единичны *Mytilus ochotensis*, *Lima sakhalinensis* Slod., *Spisula equilateralis* (Clark), *Mya salmonensis* Clark, *Panomya elongata* Kanno, *Fulgoraria* cf. *tokunagai* (Kaneh.) и др. Отмечены клешни крабов *Calianassa* sp. и позвонки рыб. Редкие глендониты. По всей видимости, эта толща частично замещается, а частично перекрывается алевролитовыми породами. Алевролиты темно-серые, с поверхности бурые, крепкие, мелкощебенчатые, неяснослоистые, туфогенные. В верхней части они обычно содержат конкреции разной формы и разных размеров (пластовые, линзовидные, шаровидные, неправильной формы от 5–10 см до 0,3–0,5 м). В них отмечаются флишоидные пачки (до 20 м). В средней части (песчаники и конгломераты) местами встречаются скопления моллюсков. В одном из горизонтов отмечены (обр. 6/31) *Acila tsutovichi*, *A. alugiensis* Pron., *Ennucula krishtofovichii*, *Nuculana alferovi*, *Yoldia chojensis*, *Cyclocardia yakatagensis* (Clark), *Macoma izurensis*, *M. osakaensis*, *Periploma yokoyamai*, *Tectonatica ezoana* и др., а также клешни крабов. Приблизительно на том же уровне в гравелитах и конкрециях (обр. 6/13) найдены те же *Acila*, *Yoldia*, *Acilana*, *Cyclocardia*, *Macoma*, *Periploma* и др. до 300

Толща 5 — туфоалевролиты и туфы. Туфоалевролиты — серые, крепкие, массивные, неразмокающие, с прослоями туфодиадомитов и туфопесчаников. Туфы — светло-серые, кислые, витрокластические, с пемзой, линзы и прослой от 2–3 см до 1–2 м до 125

Толща 6 — туфоалевролиты с прослоями туфодиадомитов. В основании пачка (до 35–40 м) туфов, туфопесчаников и туфоконгломератов. Туфы — серые, псаммитовые и псефитовые, иногда с пемзой, фарфоровидные. Туфоалевролиты — светло-серые, массивные, с конкрециями карбонатов (линзы мощностью 0,1–0,2 м и отдельные тела 0,3–0,4 м). Туфодиадомиты — желтоватые, неяснослоистые до 200

Общая мощность свиты до 900–1000

Стратиграфически выше залегает климентьевская свита, в основании которой отмечены остатки диатомей *Denticulopsis lauta* (начало среднего миоцена).

Анализ литологических особенностей пород, слагающих озерновскую свиту, в частности, показал, что диатомиты состоят на 40–60% из опаловых остатков диатомей, к которым примешиваются глинистые минералы, обломки кварца, плагиоклаза, вулканического стекла и глауконита. Для свиты характерны карбонатные конкреции. Они на 60–90% сложены мелко- или микрозернистым кальцитом, в котором присутствуют обломки пеллиципод и фораминифер, а также минералов и пород. В конкрециях имеются прожилки кальцита (реже цеолита). Из анализа состава озерновских пород следует, что они сходны с породами густовской свиты, но, вместе с тем, обнаруживают определенные различия. Большая роль в составе озерновской свиты туффитов и туфогенных осадочных пород указывает на достаточно активные эксплозивные извержения. Присутствие диатомитов может быть в какой-то мере отражением биопродуктивности диатомей озерновского бассейна.

Впервые диатомовые водоросли в озерновской свите были выявлены Л.М. Долматовой (неопубликованные данные). В одном образце из нижней части разреза она отмечала находки *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg. В шести образцах из средней части были встречены *Kisseleviella carina* Sheshukova и *Hyalodiscus dentatus* O.Korotkevich. Возраст вмещающих отложений определялся началом среднего миоцена.

В нашей коллекции остатки диатомей обнаружены в 44 образцах. Диатомовые в них различаются по разнообразию и оценкам обилия. В целом, в озерновской свите выделены пять комплексов диатомей (рис. 56). Присутствие в них форм, имеющих важное стратиграфическое значение, позволяет наметить корреляцию с северотихоокеанской зональной шкалой для этого интервала. Характерные для озерновской свиты виды диатомей изображены на фототабл. XI.

Первый диатомовый комплекс (I) приурочен к интервалу разреза озерновской свиты между обр. 1/1а–1/17а (толщи 1, 2). Диатомеи обнаружены в 19 образцах (снизу вверх): 1/1а, 1/2, 1/3а, 1/4, 1/4а, 1/5а, 1/5б, 1/6, 1/7, 1/8а, 1ПК/8, 1/8-1, 1/9, 1/9а, 1/11, 1/14-1, 1/15а, 1/17, 1/17а. Самой характерной особенностью ассоциации является присутствие *Rocella gelida* (Mann) Bukry — зонального вида позднего олигоцена, который найден в разрезах Камчатки впервые. Доминантами и субдоминантами являются *Kisseleviella carina*, *Coscinodiscus marginatus*, *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba. В ряде случаев к субдоминантам относится *Odontella sawamurae* Akiba.

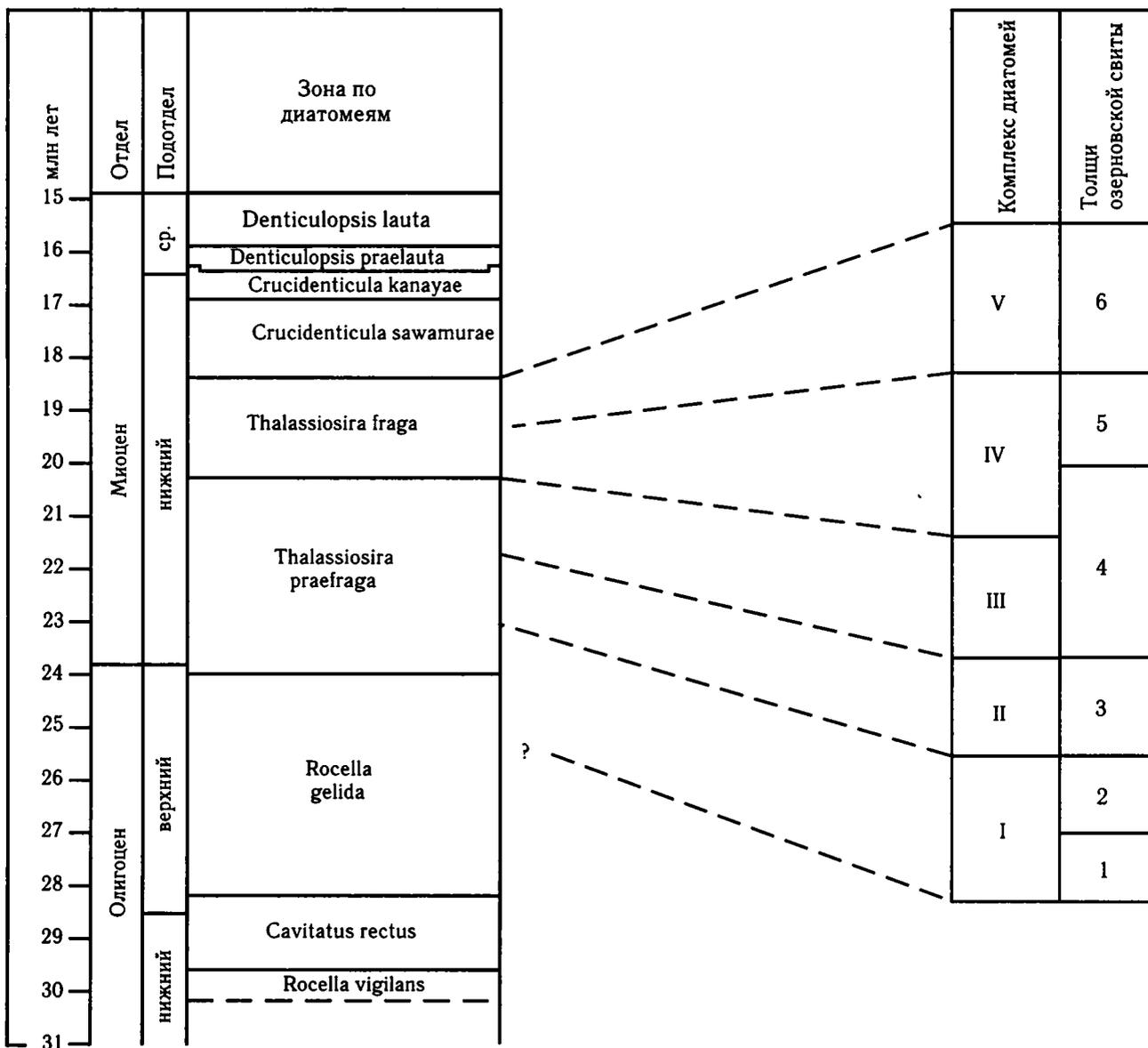


Рис. 56. Сопоставление диатомовых комплексов озерновской свиты с северитихоокеанской зональной шкалой для олигоцена — нижнего миоцена Северной Пацифики
Пояснение см. в тексте

Отмечаются единичные находки *Kisseleviella ezoensis* Akiba, *Lisitzinia ornata* Jouse (обр. 1/8a), *Rocella gelida* var. *schraderi* (Bukry) Barron (обр. 1/17a), *R. vigilans* (Rolbe) Fenner (обр. 1/11, 1/17a) и относительно тепловодного вида *Coscinodiscus rhombicus* Castracane (обр. 1/9, 1/9a), обнаруженного в разрезах Камчатки впервые. Кроме того, найдены *Cavitus rectus* Akiba et Hiramatsu, *C. miocenicus* (Schrader) Akiba et Yanagisawa, *C. jouseanus* (Sheshukova) Williams, *C. linearis* (Sheshukova) Akiba et Yanagisawa, *Azpeitia oligocenica* (Jousé) Sims, *Az.*

tabularis (Grunow) Fryxell et Sims, *Pyxilla* sp., представители родов *Cestodiscus*, *Pseudotriceratium*, *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*), *Coscinodiscus*, *Goniothecium*. На отдельных уровнях разреза обнаружены также единичные *Actinocyclus ingens* Rattray (обр. 1/56, 1/7, 1/15a), *Cosmidiscus insignis* Jousé, *Thalassiosira* aff. *irregularata* Schrader.

Интерпретация возраста данного комплекса не совсем однозначна. Сочетание найденных в комплексе *Rocella gelida*, *R. gelida* var. *schraderi*, *R. vigilans*, *Lisitzinia ornata*, *Thalassiosira* aff.

irregulata, *Cavitatus* spp. (включая *C. rectus*), с одной стороны, характерно для ассоциации северо-тихоокеанской диатомовой зоны *Rocella gelida* [Gladenkov, Barron, 1995]. Последняя отвечает верхнему олигоцену и датируется в пределах 28,2–24,0 млн лет. Нижняя граница этой зоны проводится по появлению индекс-вида, а верхняя — по появлению *Thalassiosira praeфрага* A. Gladenkov et Barron. Как было показано недавно, *Odontella sawamurae* (обнаруженная в озерновской свите) в разрезах Японии также наиболее типична для зоны *Rocella gelida* [Morita et al., 1996].

Вместе с тем, с другой стороны, в составе первого комплекса отмечена *Kisseleviella ezoensis*, распространение которой в разрезах Северной Пацифики и Японии ограничено нижнемиоценовыми зонами *Thalassiosira praeфрага* и *Thalassiosira fraga* [Akiba, 1986; Gladenkov, Barron, 1995; Morita et al., 1996]. Кроме того, на отдельных уровнях разреза (обр. 1/56, 1/7, 1/15a) найдены единичные экземпляры *Actinocyclus ingens* — вида, появление которого в Северо-Тихоокеанской области, по последним данным [Gladenkov, Barron, 1995], фиксируется в нижней части нижнего миоцена (зона *Thalassiosira praeфрага*) и по времени совпадает с последними находками *Rocella gelida*. Из восьми образцов озерновской свиты, в которых найдена *Rocella gelida* (обр. 1/2, 1/56, 1/8a, 1ПК/8, 1/9, 1/9a, 1/11, 1/17a), *Actinocyclus ingens* обнаружен только в одном (обр. 1/56).

Таким образом, диатомовая ассоциация данной части свиты может, по-видимому, коррелироваться с комплексом зоны *Thalassiosira praeфрага*, охватывающей интервал 24,0–20,3 млн лет. Индекс-вид в разрезе отсутствует. Именно к этой зоне в Северо-Западной Пацифике приурочены последние находки *Rocella gelida*, *R. vigilans*, *Lisizinia ornata*, *Cavitatus rectus*, *Thalassiosira irregulata*, *Coscinodiscus rhombicus*, появление *Kisseleviella ezoensis* и *Actinocyclus ingens* [Gladenkov, Barron, 1995], а в разрезах Японии — последние находки *Odontella sawamurae* [Morita et al., 1996].

Находки *Rocella gelida* var. *schraderi*, исчезающей в Северной Пацифике в зоне *Rocella gelida*, могут являться результатом переотложения или указывать на более длительный интервал распространения этой формы в более северных районах. Однако нельзя исключать, что первый комплекс озерновской свиты может коррелироваться и с ассоциацией верхней части зоны *Rocella gelida* (верхний олигоцен). При этом более раннее появление *Kisseleviella ezoensis* и *Actinocyclus ingens* по срав-

нению с другими разрезами может объясняться недостаточно точно установленными нижними пределами распространения этих форм в разных широтах и различных частях Северо-Тихоокеанского региона. Таким образом, вмещающие первый диатомовый комплекс отложения могут датироваться в пределах второй половины позднего олигоцена — первой половины раннего миоцена (см. рис. 56). При этом граница между олигоценом и миоценом (23,8 млн лет), видимо, проходит внутри толщ, где найдена данная ассоциация диатомей.

Второй диатомовый комплекс (II) выделен в толще 3 (обр. Д1/21a, 1/22a, 1/23, 1/24, Д1/28a). Эта обедненная ассоциация характеризуется единичными *Actinocyclus ingens*, *Ikebea tenuis*, а также находками пресноводных форм. Представители рода *Rocella* отсутствуют. Данный комплекс с определенной долей условности может быть скоррелирован с ассоциацией нижнемиоценовой зоны *Thalassiosira praeфрага* (см. рис. 56). Такое сопоставление проведено, исходя из наличия в его составе *Actinocyclus ingens* и отсутствия, с одной стороны, представителей рода *Rocella*, а с другой — форм, характерных для более молодого комплекса зоны *Thalassiosira fraga*. Однако необходимо еще раз отметить обедненность комплекса.

Третий диатомовый комплекс (III) включает диатомовые ассоциации, обнаруженные в нижней половине толщи 4. Представители рода *Rocella*, типичные для первого комплекса, и *Actinocyclus ingens*, характерный для второго комплекса, здесь отсутствуют. В целом, в составе флоры (обр. 6/33, 6/32, 6/31, 6/29, 6/52, 6/56, 6/59, 6/62) доминирует *Coscinodiscus marginatus*, характерны также *Kisseleviella carina*, *Ikebea tenuis*, *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, *Actinocyclus octonarius* Ehrenberg. В обр. 6/31 на фоне доминирования *Coscinodiscus marginatus*, *Kisseleviella carina* и субдоминирования *Stellarima microtrias* Hasle et Sims, *Ikebea tenuis*, отмечены *Azpeitia tabularis*, *Az. oligocenic*, единичные *Cestodiscus* spp., *Pseudotriceratium* spp., *Thalassiosira* aff. *irregulata*, *Cosmiodiscus insignis*, *Odontella sawamurae* и *Kisseleviella ezoensis*. Данный комплекс также может быть скоррелирован с ассоциацией зоны *Thalassiosira praeфрага* (возможно, верхней ее частью) (см. рис. 56). На это указывают находки *Kisseleviella ezoensis*, *Thalassiosira* aff. *irregulata*, *Odontella sawamurae* и отсутствие видов, типичных для комплекса зоны *Thalassiosira fraga*.

Четвертый диатомовый комплекс (IV) выделен в верхней части толщи 4 (обр. 6/16, 6/10, 6/6,

6/4) и в толще 5 (обр. 6/25, 6/19, Д6/19). В целом, эта ассоциация характеризуется единичными *Actinocyclus ingens*, находками *Kisseleviella carina*, *Ikebea tenuis*, *Coscinodiscus marginatis*, наличием пресноводных форм. Представители рода *Rocella*, а также *Odontella sawamurae* в составе комплекса отсутствуют. Среди диатомовых, обнаруженных в обр. 6/16 из толщи 4, на фоне доминирования *Kisseleviella carina* отмечены единичные *Thalassiosira fraga* Schrader, *Azpeitia praenodulifera* (Barron) Sims et Fryxell и *Az. tabularis*. Этот, более молодой, диатомовый комплекс может быть скоррелирован с ассоциацией нижнемиоценовой зоны *Thalassiosira fraga* (см. рис. 56). Нижняя граница этой зоны проводится в Северной Пацифике по появлению индекс-вида на уровне 20,3 млн лет, а верхняя — по появлению *Crucidenticula sawamurae* Yanagisawa et Akiba на уровне 18,4 млн лет. В составе озерновского комплекса отмечена находка *Thalassiosira fraga*, но отсутствуют формы, характерные для более молодой зоны *Crucidenticula sawamurae*.

Пятый диатомовый комплекс (V) — к нему отнесена ассоциация, приуроченная к толще 6, где диатомеи обнаружены в пяти образцах: 6/44, 6/45, 6/46, 6/47, 6/48. За исключением флоры, обнаруженной в обр. 6/47, этот комплекс характеризуется в целом единичными и редкими находками *Actinocyclus ingens*, *Kisseleviella carina*, *Ikebea tenuis*, *Paralia sulcata*. Представители рода *Rocella* и *Odontella sawamurae* отсутствуют. В обр. 6/47 найдена богатая флора, во многом отличающаяся по составу от первых трех комплексов. В ее составе на фоне доминирования представителей рода *Stellarima*, в частности, отмечены впервые найденные в разрезах Камчатки *Raphidodiscus marylandicus* Christian, *Rhizosolenia hotaense* Akiba, *Rh. norwegica* Schrader, а также *Thalassiosira fraga*, *Kisseleviella ezoensis*, *Lithodesmium* aff. *undulatum* Ehrenberg, *Pseudotriceratium* spp. и силикофлагеллята *Naviculopsis lata* var. *obliqua* Bukry.

Пятый комплекс по возрасту близок к четвертому, являясь при этом более представительным. Он также скоррелирован с ассоциацией нижнемиоценовой зоны *Thalassiosira fraga* (см. рис. 56). На возможность такого сопоставления указывают находки в составе комплекса *Thalassiosira fraga*, *Azpeitia praenodulifera* (отмеченные и в четвертом комплексе), *Rhizosolenia norwegica*, *Rh. hotaense*, *Actinocyclus ingens*, *Kisseleviella ezoensis* и *Raphidodiscus marylandicus* — относительно тепловодного вида, типичного для раннего–среднего миоцена (см. фототабл. XI).

Появление второй и третьей из упомянутых форм в разрезах Северо-Западной Пацифики и Японии фиксируется в зоне *Thalassiosira fraga* [Akiba, 1986; Gladenkov, Barron, 1995; Morita et al., 1996]. Для этой же зоны наиболее типична *Rhizosolenia hotaense*, хотя первые ее находки относятся к самой верхней части зоны *Thalassiosira praeefraga*, а последние — к зоне *Crucidenticula sawamurae* [Gladenkov, Barron, 1995]. Верхний предел распространения другого вида, *Kisseleviella ezoensis*, в разрезах Японии находится не выше верхней границы зоны *Thalassiosira fraga* [Akiba, 1986; Morita et al., 1996].

Дополнительным критерием для определения возраста четвертого и пятого комплексов является также отсутствие в их составе *Cavitatus rectus*, последние находки которого приурочены к верхней части зоны *Thalassiosira praeefraga* [Akiba et al., 1993; Gladenkov, Barron, 1995]. Отсутствуют и формы, появляющиеся в более молодой зоне *Crucidenticula sawamurae* и типичные для ее ассоциации: индекс-вид, *Proboscia praebarboi* (Schrader) Jordan et Priddle, *Mediaria splendida* Sheshukova и др. Кроме того, необходимо особо отметить, что в составе пятого комплекса (обр. 6/47) найдена силикофлагеллята *Naviculopsis lata* var. *obliqua* Bukry (см. фототабл. XI). По данным Д.Бакри, эта форма является северо-тихоокеанским эндемиком и типична для раннего миоцена [Bukry, 1995a]. В разрезе скв. 883 ODP в Северо-Западной Пацифике появление *Naviculopsis lata* var. *obliqua* фиксируется на уровне, отнесенном к диатомовой зоне *Thalassiosira fraga* [Bukry, 1995a; Barron, Gladenkov, 1995]. Поэтому находка данной формы силикофлагеллят также подтверждает корреляцию соответствующей части разреза озерновской свиты с зоной *Thalassiosira fraga*. Таким образом, вмещающие четвертый и пятый диатомовые комплексы отложения датируются в пределах первой половины раннего миоцена (20,3–18,4 млн лет).

При корреляции и оценке возраста выделенных комплексов возникают некоторые трудности в связи с недостаточной представительностью флоры в образцах. Так, флора, найденная в образцах из толщи 6 озерновской свиты, находящихся выше и ниже по разрезу, чем обр. 6/47, отнесена к пятому озерновскому комплексу с долей условности. Стратиграфически важных для нижнего миоцена видов, за исключением *Actinocyclus ingens*, она в составе не содержит. Это относится также к четвертому комплексу (толщи 4 и 5), в котором относительно представительная флора, включающая *Thalassiosira*

fraga, *Azpeitia tabularis*, *Az. praeodulifera*, найдена только в обр. 6/16. Это касается и третьего комплекса: например, в толще 4 находки *Kisseleviella ezoensis* и *Odontella sawamurae* отмечены только в обр. 6/31, 6/59 и 6/56, а *Azpeitia tabularis*, *Az. oligocena*, *Cestodiscus* spp., *Thalassiosira* aff. *irregulata* — только в обр. 6/31. Поэтому граница между первым и вторым комплексом проведена нами по уровню, на котором фиксируются последние находки представителей рода *Rocella* (обр. 1/17a). В других случаях границы между комплексами «размыты» и «подтянуты» к литологическим границам между толщами.

Таким образом, разрез озерновской свиты — первый из известных на сегодняшний день разрезов Камчатки, в котором представлена микропалеонтологически охарактеризованная последовательность толщ от верхов верхнего олигоцена до нижней части нижнего миоцена (см. рис. 53). Выделенные в этих отложениях диатомовые комплексы удаётся в целом сопоставить с ассоциациями зональной шкалы, разработанной для Северной Пацифики по материалам 145-го рейса ODP. Это представляется достаточно важным для стратиграфии кайнозоя Камчатки, так как даёт возможность обоснованно привязать к выделенным по диатомеям стратиграфическим подразделениям комплексы других, в первую очередь, бенгосных ископаемых организмов.

Полуостров Озерной

Материалы, имеющиеся в литературе по диатомеям разреза другого района Восточной Камчатки — п-ова Озерной (см. рис. 52) [Литвинов и др., 1990], также позволяют наметить корреляцию с зональными комплексами олигоцена. Остатки диатомовых обнаружены здесь в отложениях шагаевской свиты (туфоалевролиты, алевролиты, туфопесчаники, псаммитовые туффиты; общая мощность до 500 м), согласно перекрывающих конскую свиту, которая отнесена к среднему–верхнему эоцену. Для состава диатомовой ассоциации, выделенной в разрезе большей части свиты, характерными являются *Hyalodiscus dentatus*, *Pyxidicula (Stephanopyxis) marginata*, *P. petaliformis*, *Rocella vigilans* и *Lisitzinia ornata*. Совместное распространение последних двух видов при отсутствии форм, характерных для более верхних горизонтов, свидетельствует о возможности сопоставления с комплексами зон *Rocella gelida* верхнего олигоцена и *Thalassiosira praepraga* нижнего миоцена (см. рис. 53).

В отложениях македонской свиты (в основном туфопесчаники, туффиты, туфоалевролиты и туфы кислого состава; общая мощность до 350 м), согласно перекрывающих шагаевскую свиту, также обнаружены остатки диатомей [Литвинов и др., 1990]. Судя по приведенному для наиболее молодого из выделенных в свите диатомовых комплексов списку характерных видов, он должен относиться к средне-верхнемиоценовой зоне *Thalassiosira yabei*. Об этом свидетельствуют находки в его составе таких форм, как *Thalassiosira yabei*, *Cymatotheca weissflogi* (= *Th. brunii*?), *Rhizosolenia miocena*, *Hemidiscus cuneiformis*, *Actinocyclus ingens*, *Denticulopsis lauta* (?), *Ikebea tenuis*. В качестве характерных элементов более древней ассоциации, выделенной в нижележащих толщах македонской свиты, приводятся *Kisseleviella carina*, *Hyalodiscus dentatus*, *Ikebea tenuis*, *Pseudotriceratium notable*, *Delphineis miocena*. Вероятнее всего, эта ассоциация может относиться к нижнему миоцену и, с долей условности, коррелироваться с комплексами верхней части зоны *Thalassiosira praepraga* — зоны *Thalassiosira fraga*.

Залив Кроноцкий

Олигоценовые диатомеи найдены в донных отложениях вулканогенно-осадочного комплекса, драгированных в юго-западной части залива Кроноцкий (подводные каньоны бухт Ольги и Жупановская), у юго-восточного побережья Камчатки (см. рис. 52) [Глезер и др., 1986; Пушкарь, 1987]. В целом, характерными элементами выделенных ассоциаций являются *Rocella vigilans*, *Lisitzinia ornata*, *L. ornata* f. *pentagona*, *Kisseleviella carina*, *Cestodiscus muchinae*. Совместное распространение этих форм характерно для комплексов северо-тихоокеанской диатомовой зоны *Rocella gelida* позднего олигоценового возраста и, отчасти, нижней части зоны *Thalassiosira praepraga* (начало раннего миоцена), с которым и могут быть сопоставлены упомянутые ассоциации (см. рис. 53).

Район Курило-Камчатского желоба

Результаты анализа данных по диатомеям ассоциациям олигоцена — раннего миоцена Курило-Камчатского желоба приведены недавно И.Б. Цой [Цой, 2002a; Цой, Шастина, 2005]. Такой анализ выполнен на основе обобщения имевшихся материалов по дра-

гированию в этом районе [Васильев и др., 1979; Васильев, Суворов, 1979; Пушкарь, 1987; Tsoy, 1990b, 1999; Хурсевич, Цой, 1992; и др.], с переизучением некоторых образцов, а также новых данных, полученных при исследовании диатомей из пород, драгированных на склонах внешней зоны Малой Курильской гряды и подводного хребта Витязь. В целом, полученные результаты позволили установить в породах, драгированных на островном склоне Курило-Камчатского желоба (см. рис. 52), три разновозрастных олигоценых диатомовых комплекса. Анализ их состава дал возможность провести корреляцию этих комплексов с ассоциациями предложенных для олигоцена зон: *Rhizosolenia oligocaenica*, *Cavitatus rectus* и *Rocella gelida*, соответственно [Цой, 2002a; Цой, Шастина, 2005] (см. рис. 53). В составе изученных комплексов отмечена большая часть видов, типичных для ассоциаций зон, разработанных для расчленения олигоцена Северо-Тихоокеанского региона [Gladenkov, Barron, 1995; Гладенков А., 1998; Gladenkov A., 1999], включая, виды-индексы.

Сахалин

Находки олигоценых и нижнемиоценовых диатомей на Сахалине прурочены к разрезам его восточной и северной частей (см. рис. 52). На Восточном Сахалине к настоящему времени они известны из отложений нерасчлененных мутновской–пиленгской свит и борской свиты, развитых в пределах Лунской впадины [Болдырева, 1991; Тузов и др., 1991; Л.И. Митрофанова с коллегами, неопубликованные данные, 1994 г.], а также пиленгской и борской свит в Пограничном прогибе [Л.И. Митрофанова с сотрудниками, неопубликованные данные, 1994 г.; Орешкина, 1996б; Гладенков А., 1998; Гладенков Ю., Гладенков А., 1999; Gladenkov et al., 2000]. На Северном Сахалине их комплексы обнаружены в отложениях мацигарской свиты п-ова Шмидта [Экосистемы..., 1999]. Недавно ассоциации этого возраста установлены в породах, драгированных у юго-восточного побережья Сахалина — в Южно-Охотской котловине Охотского моря [Цой и др., 1998; Цой, 2000; Цой, Шастина, 2000, 2005].

Восточный Сахалин

Лунская впадина

В пределах Лунской впадины (см. рис. 52) данные по диатомеям олигоцена и нижнего миоцена

были получены в начале 90-х годов в результате изучения разрезов кремнисто-глинистой толщи, относимой к нерасчлененным мутновской и пиленгской свитам; общей мощностью до 1100 м [Тузов и др., 1991; Болдырева, 1991]. Нижняя часть толщи представлена переслаиванием глинистых алевролитов, кремнистых аргиллитов и кремнистых алевролитов, верхняя — переслаиванием силицитов и кремнистых аргиллитов с прослоями известковистых конкреций. Остатки диатомовых обнаружены в 12 образцах из карбонатных конкреций, в четырех из которых они имеют относительно хорошую сохранность. В целом, для диатомовой ассоциации, выделенной из этих отложений, характерны представители рода *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*) — *P. petalifirmis*, *P. spinosissima*, *P. turris*, *P. marginata*, *P. grunowii*, *P. marginata* и др., а также *Kisseleviella carina*, *Hemiaulus polymorphus*, *Proboscia interposita*, *Pseudotriceratium radiosoreticulatum*, *Thalassiosira mediaconvexa*, *Sheshukovia excavata*, *Goniothecium decoratum*, *Coscinodiscus argus*, *Rouxia* sp.

Комплекс не содержит в составе зональных видов и отличается неритическим «обликом» флоры, что затрудняет возрастную привязку. Однако практически все его элементы характерны для диатомовых ассоциаций каменной свиты Командорских островов и формации Ширасака, Япония. Сближает эти комплексы также и отсутствие представителей рода *Cavitatus* и *Rocella*. Таким образом, это свидетельствует о возможности сопоставления сахалинской ассоциации с комплексом зоны *Rhizosolenia oligocaenica* (вероятно, ее нижней подзоны «а») и указывает на раннеолигоценый возраст вмещающих отложений (см. рис. 53).

Необходимо отметить, что отличный от охарактеризованного выше комплекс диатомей в разрезе Лунской впадины был изучен из отложений борской свиты, согласно перекрывающих кремнисто-глинистую толщу [Болдырева, 1991; Л.И. Митрофанова с коллегами, неопубликованные данные, 1994 г.]. В составе свиты выделяются две подсвиты: нижняя (алевролиты и песчаники с известковистыми конкрециями; общая мощность 390–780 м) и верхняя (алевролиты, диатомиты, аргиллиты, песчаники, с прослоями туфов и карбонатными конкрециями; общая мощность 800–1950 м). Остатки диатомей найдены практически по всему разрезу верхнеборской подсвиты (в нижнеборской подсвите они не обнаружены). Для выделенного здесь комплекса характерны *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*) *petalifirmis*, *P. spinosissima*, *Hyalodiscus dentatus*, *Stellarima microtrias*, *Ikebea tenuis*, *Odontella* aff.

aurita (= *Odontella sawamurae*?), *Kisseleviella carina*, *Hemiaulus polymorphus*, *Pseudotriceratium radiosoreticulatum*, *Ps. notable*, *Cosmiodiscus* aff. *insignis*. По мнению В.П. Болдыревой, состав ассоциации, с учетом отсутствия в нем *Actinocyclus ingens* и представителей рода *Crucidentacula*, позволяет сопоставить его с комплексом диатомовой зоны *Kisseleviella carina* схем И.Коизуми [Koizumi, 1979] и Ф.Акибы с соавторами [Akiba, Yanagisawa, Ishii, 1982], которая соответствует верхней части зоны *Thalassiosira fraga* нижнего миоцена предложенной нами шкалы [Gladenkov, Barron, 1995]. Очевидно, с таким выводом можно согласиться, не исключая, однако, и вероятности корреляции с нижней частью зоны *Thalassiosira fraga* — верхней частью зоны *Thalassiosira praeфрага*.

Пограничный прогиб

В процессе полевых работ 1995 г. совместной российско-американской экспедиции сотрудниками Геологического института РАН под руководством Ю.Б. Гладенкова и геологических организаций США (Д.Блуфорд, Л.Уайт и Т.МакКинен) был исследован кайнозойский разрез Пограничного района Восточного Сахалина (см. рис. 52). Были изучены обнажения на реках Малая Хузи, Бора и Пион, а также по берегу моря от устья р. Бора на севере до р. Большая Хузи на юге (рис. 57). Исследование диатомовой флоры, обнаруженной в образцах, отобранных из разреза пиленгской и борской свит Пограничного района Восточного Сахалина и переданных автору для изучения, позволило внести определенные коррективы в биостратиграфическое расчленение отдельных частей данного разреза и уточнить возраст свит [Гладенков А., 1998; Гладенков Ю., Гладенков А., 1999; Gladenkov et al., 2000; Кайнозой Сахалина..., 2002].

Кайнозойские отложения Пограничного района слагают впадину (Пограничный прогиб), открывающуюся к Охотскому морю (см. рис. 57), и расчленяются на несколько свит: люкаминская (эоцен); мутновская и пиленгская (олигоцен); борская (нижний миоцен); уранайская (средний миоцен); хузинская (средний–верхний миоцен) [Савицкий и др., 1979]. Послойному анализу свит препятствуют многочисленные тектонические дислокации и фрагментарность разрезов. Тем не менее, их изучение на побережье и по рекам позволило составить достаточно полный разрез. Внимание было сосредоточено прежде всего на пиленгской и борской свитах, которые

отличаются нефтегазоносностью. С целью характеристики разреза было отобрано около 100 образцов (в основном из карбонатных конкреций) для последующего изучения в них остатков диатомей. Одновременно исследовались и остатки бентосных групп. Ниже кратко описываются свиты в их стратиграфической последовательности, с выделением в них толщ (со сквозной нумерацией по всему разрезу — рис. 58) согласно последним результатам [Гладенков Ю., Гладенков А., 1999; Gladenkov et al., 2000].

Мощность, м

Люкаминская свита (эоцен)

Свита залегает с несогласием и размывом на верхнемеловых отложениях. Контакт между ними наблюдается в разрезе по р. Малая Хузи, где черные слоистые крепкие неразмакающие аргиллиты и песчаники верхнего мела перекрываются люкаминскими конгломератами с обломками подстилающих отложений (включая уголь).

1. Конгломераты средне- и крупногалечные, с песчаным цементом мощностью от нескольких метров до, видимо, нескольких десятков метров. Они перекрываются серыми мягкими алевролитами с прослоями разнозернистых песчаников и аргиллитов; встречаются рассеянная галька, сидеритовые конкреции и углистые породы до 100–130 и более

2. Чередование песчаных алевролитов с песчаниками. Алевролиты серые, плотные, с карбонатными конкрециями. Песчаники серые, мелкозернистые, иногда косослоистые, с линзами угля, растительным детритом и остатками пресноводных моллюсков (*Viviparus* sp. и др.) 200 и более

3. Чередование слабо и крепко сцементированных серых алевролитов и песчаников, местами углистых и содержащих растительный детрит. В верхней части отмечены тонкие прослои туфов 120

К люкаминской свите относятся породы, которые ранее были выделены в ратмановскую свиту.

Мощность свиты, видимо, меняется по простиранию — она оценивается от первых метров до 400–600

Мутновская свита (олигоцен)

Свита, видимо, залегает согласно.

4. Алевролиты плотные, неяснослоистые, темно-серые и коричневатые. Отдельные карбонатные конкреции. Местами породы песчаные, содержат рассеянную гальку и прослой глауконитовых песчаников. В верхней части — окремненные породы. Остатки моллюсков *Nuculana* cf. *miocenica* L. Krisht., *N. cf. napanica* L. Krisht., *Portlandella* cf. *nitida* Slod. и др. 100–200

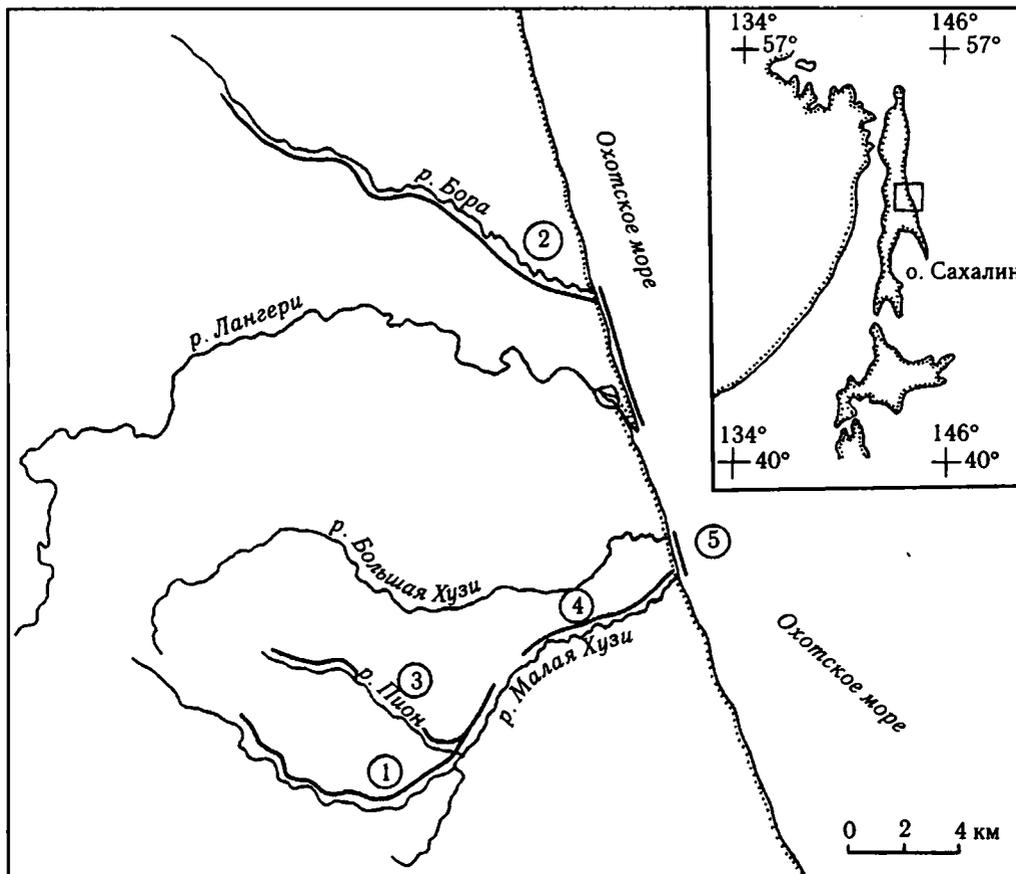


Рис. 57. Положение Пограничного района на Сахалине

Жирными линиями показано расположение изученных разрезов (по: [Гладенков Ю., Гладенков А., 1999; Gladenkov et al., 2000]): 1–5 — разрезы, где отобраны образцы (см. рис. 58)

5. Алевролиты и аргиллиты серые, слоистые, местами окремненные. Рассеянные глендониты и карбонатные конкреции. Моллюски *Conchocelle smekhovi* Kogan, *Solemya dalli* (Clark) и др. 200

В полном объеме свита выделяется в основном в северной и центральной частях впадины. К ней отнесены отложения, включаемые ранее в терешкинскую свиту. Мощность свиты оценивается в разных местах региона от 40 до 580

Пиленгская свита (олигоцен)

Нижний контакт свиты согласный. В свите выделяются две подсвиты.

Нижняя подсвита

6. Аргиллиты и алевролиты темно-серые, кремнистые, с ожелезненной поверхностью, тонкослоистые (0,1 м), крепкие, с желваками кремней и редкими карбонатными конкрециями (размер крупных конкреций с желтыми оболочками —

0,5x1,5 м, мелких — 0,1–0,2 м). Среди моллюсков найдены *Delectopecten watanabei* (Yok.), *Malletia inermis* (Yok.) и др. 100–200

Верхняя подсвита

7. Аргиллиты и алевролиты серые, с рыжей окраской по поверхности, кремнистые, крепкие, тонкослоистые (0,1–0,2 м), на плоскостях напластования более глинистые. Часто с полосчатой зебристой окраской благодаря чередованию серых и желтых пород с темными разностями. Центральные части слоев обычно темные (местами черные) и сложены кварц-халцедоновыми кремнями. Туфовые прослои до 5 см мощностью. Редкие карбонатные конкреции размером (0,2–0,5)x1 м. Моллюски представлены *Yoldia* cf. *kovatschensis* Slod., *Conchocella* cf. *bisecta* (Conrad) и др. 150–400

8. Аргиллиты и алевролиты темно-серые, кремнистые, тонкослоистые (0,1 м), крепкие, на поверхности коричневые. Местами содержат линзообразные желваки кварц-халцедоновых

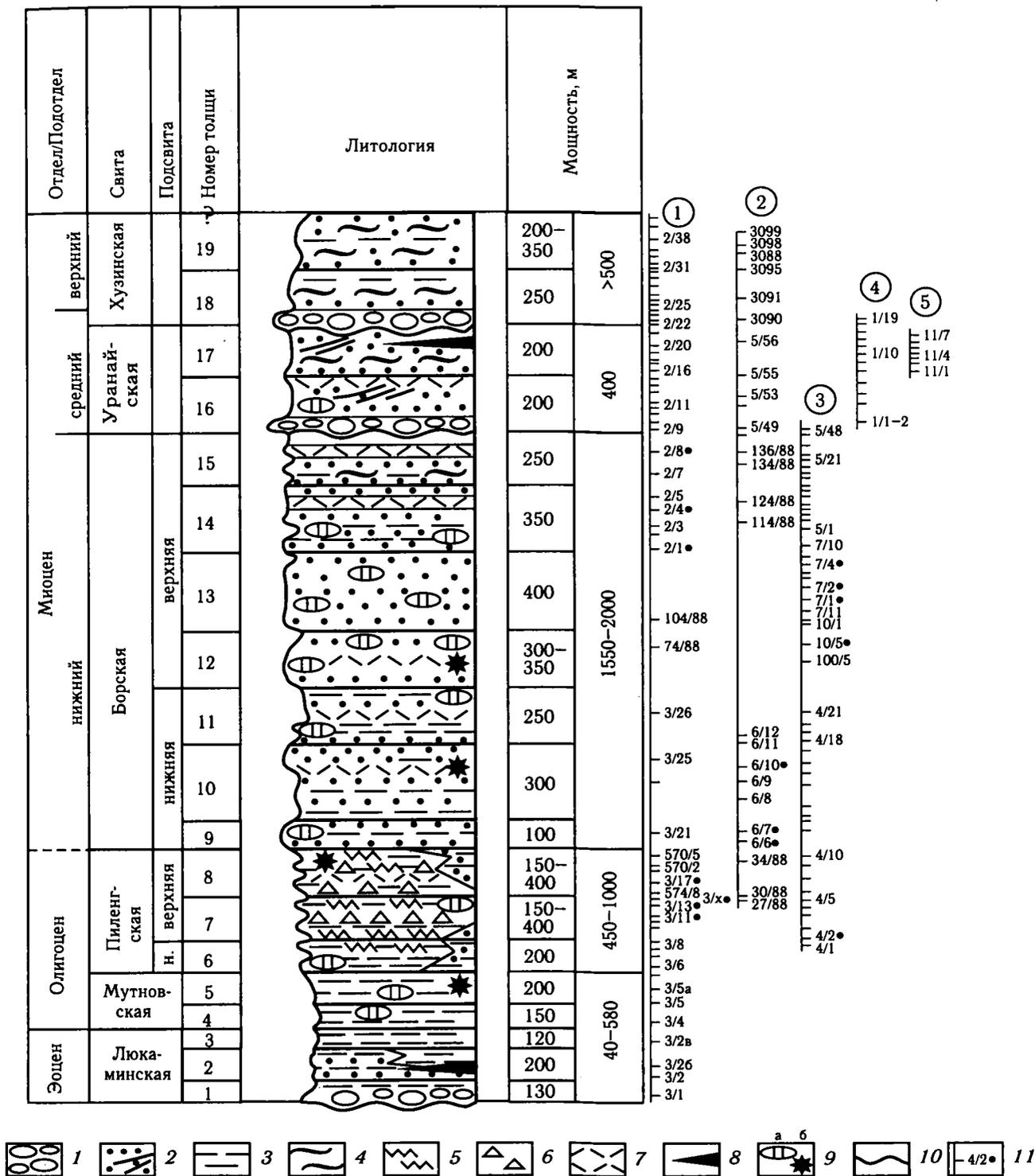


Рис. 58. Стратиграфическая колонка кайнозоя Пограничного района и положение отобранных образцов по разрезам 1-5 (по: [Гладенков Ю., Гладенков А., 1999; Gladenkov et al., 2000])

1-9 — литологический состав: 1 — конгломераты, гравелиты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, аргиллиты, 4 — диатомиты, 5 — кремнистые аргиллиты, 6 — кремни, 7 — туфы, 8 — уголь, лигнит, 9 — карбонатные конкреции (а) и глендониты (б); 10 — размыты; 11 — номер образца (засечки — стратиграфическое положение образцов в разрезе; точки — образцы, в которых обнаружены наиболее представительные остатки диатомей); н. — нижняя

кремней, белесоватых с поверхности. Тонкие прослой туфов. Редкие глендониты. Остатки моллюсков *Delectoptcten watanabei* (Yok.), *Yoldia* sp. и др. 150-400

Мощность свиты варьирует от 400 до 1000 м. Наибольшая мощность (более 1000 м) отмечена в западной части, а восточная часть имеет сокращенную мощность и представлена только верхней пачкой. Местами кремнистые породы замещены песчаниками и алевролитами.

Борская свита (нижний миоцен)

Свита залегает согласно, включает две под-свиты.

Нижняя подсвита

9. Алевролиты и песчаники серые, неясно-слоистые, голубоватые с поверхности. Отдельные шаровидные карбонатные конкреции диаметром 0,1 м (редко 0,4-1 м). Алевролиты, местами окременненные 100

10. Песчаники и плохо сортированные песчаные алевролиты с мелкой галькой и гравием, растительным детритом и конкрециями (0,1 м). В верхней части — редкие глендониты и тонкие прослой туфов. Отдельные остатки моллюсков *Nuculana cf. tumiensis* Laut., *Yoldia cf. chojensis* Sim. и др. 300

11. Алевролиты, серые, песчаные, крепкие, массивные, белесые при выветривании, содержат рассеянную гальку, прослой туфов (0,1 м), округлые карбонатные конкреции (0,1 м) и прослой среднезернистых песчаников (1-1,5 м). Моллюски *Conchocelle disjuncta ochotica* L. Krisht., *Macoma simizuensis* L. Krisht., *Periploma besshoensis* Yok. и др. 200-250

Верхняя подсвита

12. Песчаники желтовато-серые, плохо сортированные и алевролиты серые, мягкие, с небольшими (0,1 м) и, редко, крупными — (1,5-2)х4 м — карбонатными конкрециями. Значительное количество гальки и гравия, включая обломки черных кремнистых пород пиленгской свиты и, реже, вулканитов. Растительный детрит, отдельные прослой рыхлых туфов (0,1-0,2 м), редкие глендониты. Остатки моллюсков *Periploma besshoensis* Yok., *Modiolus wajampolkensis* Slod., *Mytilus ochotensis* Slod. от 100 до 100-350

13. Песчаники желтовато-серые, алевролитистые, с рассеянным гравием и галькой и карбонатными конкрециями разной формы. Скопления створок моллюсков *Periploma*, *Mytilus*, *Modiolus* и др. до 400

14. Чередование пачек крепко сцементированных песчаников (2-5 м) и более рыхлых глинисто-алевролитистых песчаников (10-15 м). Песчаники желто-серые, средне- и крупнозернистые, с галькой. Глинистые песчаники и алевролиты серые, плохо сортированные, слабо сцементированные, с округлыми и овальными карбонатными конкрециями — от 0,1 до 2-2,5 м — 5,5 м. Конкреции содержат гальку и раковины моллюсков *Mytilus ochotensis* Slod., *Conchocelle disjuncta ochotica* L. Krisht., *Crepidula princeps* Conr. и др. Прослой (0,3 м) белых и голубоватых витрокластических туфов 300-350

15. Чередование пачек алевролитов, диатомитов (обычно 10-15, до 30 м), песчаников и песков (обычно 2-5, до 15 м). Алевролиты и диатомиты серые, неяснослоистые, крепкие, с рассеянной галькой и гравием и прослоями алевроито-пелитовых туфов (0,2 м). Пески зеленовато-серые, с галькой и небольшими валунчиками. Остатки моллюсков *Mytilus ochotensis* Slod., *Modiolus wajampolkensis* Slod. и др. Вверху — прослой серого крепкого неслоистого туфа (до 2 м). Диатомиты и аргиллиты местами выклиниваются и замещаются песчаниками и песками 150-250

Общая мощность свиты 1550-2000

Свита широко развита в восточной и, в меньшем объеме, в западной частях Пограничной впадины.

Уранайская свита (средний миоцен)

Свита залегает согласно, но местами с размы-вом.

16. В основании — пачка (15-16 м) чередующихся конгломератов и песчаников. Конгломераты (прослой по 1-2 м) среднегалечные. Песчаники серые, массивные, разнозернистые, с галькой и карбонатными конкрециями (0,2-0,5 м). В гальке много пород пиленгской свиты. Выше конгломератов — песчаники зеленовато-серые, желтые и голубоватые, обычно слабо сцементированными средне- и мелкозернистые. В нижней части карбонатные конкреции — (0,5-1)х(1-3) м — образуют линзовидные горизонты, а в верхней — рассеяны. Песчаники обычно массивные, неяснослоистые, местами косослоистые, с редкой галькой. Редкие прослой туфа (до 5 м). Линзы гравелитов, конгломератов (0,1-0,3 м) и глауконитовых песчаников. Местами остатки моллюсков *Macoma optiva* (Yok.), *Yoldia nabiliana* Sim., *Serripes groenlandicus* (Brug.) и др. 200

17. Песчаники с прослоями алевролитов. Песчаники с гравелитами, массивные, иногда косослоистые, рыхловатые, часто буроватые, с прослоями туфов. Встречаются голубоватые диатомитовые породы (10-15 м) с конкрециями (0,2-0,4 м), туфами и лигнитами (0,1 м). Остатки моллюсков

Mascota optiva (Yok.), *Mya* cf. *karaginskiensis* Khark. и др. В верхней части (15 м) — песчаники с растительным детритом, линзой угля (до 0,5 м) и гравием. Флористические остатки *Fagus* (*F. ex gr. palaeojaponica* Tanai et Onoe) 200
 Общая мощность свиты 200–400
 Свита развита только в восточной части впадины.

Хузинская свита (средний–верхний миоцен)

Свита залегает с разрывом по неровной границе.
 18. В основании — конгломераты и песчаники (15 м) неяснослоистые, крепкие, с валунами размером 0,1–0,2 м. Выше — преимущественно алевролиты серые и голубоватые, иногда опоковидные, слабо сцементированные, часто мусорные, слоистые, с остатками моллюсков *Nuculana majamraphensis* Khom., *Megayoldia thraciaeformis* (Storer), *Spisula voyi* (Gabb) и др. Прослой (до 1 м) песчаников и песка, в линзах — много гальки и гравия, встречаются обломки древесины 200–250
 19. Пески и песчаники с алевролитами, местами диатомовыми аргиллитами 200–350
 Мощность свиты свыше 500, 800–900
 Свита развита только в восточной части Пограничного прогиба.
 Общая мощность кайнозойского разреза 3000–5000

Послойное изучение собранных ископаемых, в первую очередь диатомей, позволяет внести определенные коррективы в биостратиграфическое расчленение олигоцен-миоценовой части данного разреза и уточнить возраст свит.

Первые данные по диатомовой флоре разреза Пограничного прогиба по рекам Малая Хузи и Бора были получены В.П. Болдыревой [Савицкий и др., 1979]. Взяв за основу зональную шкалу по диатомеям, которая использовалась в то время для Северной Пацифики [Koizumi, 1975b; 1977], она коррелировала верхнюю часть борской свиты с диатомовой зоной *Denticula lauta* нижней части среднего миоцена, основную часть хузинской свиты — с зоной *Denticula hustedtii* верхнего миоцена, а верхи хузинской свиты — с нижней частью зоны *Denticula kamtschatica* (верхи верхнего миоцена). Позже В.П. Болдырева получила дополнительные данные по диатомовым из пиленгской, борской, хузинской и уранайской свит [Л.И. Митрофанова с коллегами, неопубликованные данные, 1994 г.]. В результате, комплекс, выделенный в пиленгской свите, был отнесен к олигоцену, ассоциация из верхней части борской свиты и нижней части уранайской свиты кор-

релировалась с диатомовой зоной *Kisseleviella carina* [Koizumi, 1979; Akiba, Yanagisawa, Ishii, 1982] верхней части нижнего миоцена, а комплексы хузинской свиты соответствовали зонам от *Denticulopsis praedimorpha* (верхняя часть среднего миоцена), *Denticulopsis dimorpha* (нижняя часть верхнего миоцена) и до нижней части зоны *Neodenticula kamtschatica* (верхи миоцена — нижний плиоцен) по шкале Ф.Акибы [Akiba, 1986]. Отметим, что в настоящее время, упомянутая зона *Kisseleviella carina* соответствует верхней части нижнемиоценовой зоны *Thalassiosira fraga* согласно шкале Д.Бэррона и А.Ю. Гладенкова [Barron, Gladenkov, 1995]. Недавно Т.В. Орешкина [1996] также опубликовала результаты по диатомеям из пиленгской и борской свит Пограничного прогиба. Согласно этим данным, диатомовые ассоциации упомянутых свит относятся к раннему олигоцену. Полученные нами новые данные позволяют существенно дополнить и уточнить имевшиеся возрастные датировки и корреляции с зональной шкалой, прежде всего, в отношении борской свиты.

Всего из отложений пиленгской и борской свит в Пограничном прогибе было отобрано около 100 образцов. В нашей коллекции остатки диатомей обнаружены в семи образцах из разреза по р. Малая Хузи, в семи — из разреза по р. Бора и в одном — из разреза по р. Пион (табл. 11; см. рис. 58). Пять из них относятся к отложениям пиленгской свиты, остальные — борской свиты. Диатомей различаются по разнообразию, обилию и сохранности. В целом, в пиленгской и борской свитах выделены четыре комплекса диатомей (см. табл. 11). Впервые в борской свите (включая самую нижнюю ее часть) найдены формы, имеющие важное стратиграфическое значение для нижнего миоцена. Все выделенные ассоциации в целом могут быть сопоставлены с комплексами зональной шкалы по диатомеям, разработанной для высоких широт Северной Пацифики (рис. 59). Характерные для пиленгской и борской свит виды диатомей приведены на фототабл. XII–XIII.

Первый диатомовый комплекс приурочен к пиленгской свите (толщи 6–8). В толщах 7–8 диатомей обнаружены в четырех образцах: 3/11, 3/13, 3х, 3/17 (разрез по р. Малая Хузи). Характерной его особенностью является присутствие *Sheshukovia excavata* (Heiberg) Nikolaev et Harwood, *Stephanopyxis* aff. *oamaruensis* Hajós (встречены только в составе данного комплекса), *Odontella sawamurae* Akiba, единичных *Azpeitia oligocenica* (Jousé) Sims, *Kisseleviella carina* Sheshukova, *Cavitatus* spp., преобладание

представителей *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*), прежде всего *P. petaliformis* (Dolmatova) Dolmatova, и доминирование *Actinocyclus senarius* (Ehrenberg) Ehrenberg. С долей условности, к этому комплексу отнесена обедненная ассоциация, найденная в обр. 4/2 из толщи 6 (разрез по р. Пион), в составе которой отсутствуют *Odontella sawamurae* и *Stephanopyxis* aff. *oamaruensis*.

Ввиду отсутствия в комплексе видов с узким диапазоном стратиграфического распространения оценить его точный возраст достаточно сложно. Кроме того, створки диатомей несут здесь следы частичного растворения, поэтому панцири некоторых видов могли по этой причине не сохраниться в породе. Однако в составе ассоциации присутствуют *Sheshukovia excavata*, *Azpeitia oligocena*, форма, близкая к *Stephanopyxis oamaruensis*, характерные для олигоцена. Кроме того, отмечена *Odontella sawamurae*, первое появление которой фиксируется в разрезах о-ва Хоккайдо в верхах нижнего олигоцена [Morita et al., 1996], и представители рода *Cavitatus*, появляющиеся в нижнем олигоцене. Это, наряду с отсутствием в комплексе форм, типичных для нижнего миоцена, позволяет отнести выделенную ассоциацию к олигоцену. Согласно данным В.П. Болдыревой [Л.И. Митрофанова с коллегами, неопубликованные данные, 1994 г.], в самой верхней части пиленгской свиты, соответствующей толще 8, ею обнаружена диатомовая ассоциация, в которой отмечены, в частности, *Rocella vigilans* (Kolbe) Fenner, *R. praenitida* (Fenner) Fenner, *Lisitzinia ornata* Jousé, *L. ornata* f. *pentagona* Harwood, *Thalassiosira mediaconvexa* Schrader. Совместное распространение этих форм характерно для комплекса верхнеолигоценовой зоны *Rocella gelida* Северной Пацифики [Gladenkov, Barron, 1995], с которым и может быть сопоставлена упомянутая ассоциация.

Таким образом, диатомовый комплекс верхней части пиленгской свиты может быть скоррелирован с зоной *Rocella gelida*, нижняя граница которой проводится на уровне 28,2 млн лет, а верхняя — 24,0 млн лет; вмещающие отложения датируются поздним олигоценом (при границе между олигоценом и миоценом на отметке 23,8 млн лет назад). Подстилающие толщи этой свиты, видимо, относятся к более древним уровням олигоцена (возможно, к нижнему олигоцену).

Вторая диатомовая ассоциация, выделенная в толщах 9 и 10 нижеборской подсвиты (обр. 6/6, 6/7, 6/10 по р. Бора), характеризуется единичными *Actinocyclus ingens* Rattray, *Lisitzinia ornata*,

Thalassiosira praeфрага A. Gladenkov et Barron, *Th. mediaconvexa*, *Cestodiscus kugleri* Lohman, *C. trochus* Castracane, *Cavitatus rectus* Akiba et Hiramatsu, *C. linearis* (Sheshukova) Akiba et Yanagisawa. Доминантами и субдоминантами являются *Odontella sawamurae*, *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, *Cavitatus jouseanus*; отмечены также *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba, *Cosmiodiscus insignis* Jousé, *Hyalopyxis concava* (Sheshukova) Makarova, *Hyalodiscus dentatus* O. Korotkevich, *Stellarima microtrias* (Ehrenberg) Hasle et Sims, *Cavitatus miocenicus* (Schrader) Akiba et Yanagisawa, *Actinocyclus* sp. sensu Akiba [Morita et al., 1996], *Rhizosolenia miocena* Schrader. Появление *Actinocyclus ingens*, а также исчезновение *Lisitzinia ornata*, *Cavitatus rectus* и *Thalassiosira mediaconvexa* в высоких широтах Северной Пацифики относится к диатомовой зоне *Thalassiosira praeфрага* [Gladenkov, Barron, 1995]. Нижняя граница этой зоны проводится по появлению индекс-вида, который также отмечен в комплексе нижеборской подсвиты. Кроме того, последние находки *Odontella sawamurae* в разрезах о-ва Хоккайдо приурочены к нижней части вышеупомянутой зоны [Morita et al., 1996].

Поэтому выделенный комплекс может быть скоррелирован с зоной *Thalassiosira praeфрага* нижнего миоцена (с нижней границей на уровне 24,0 млн лет и верхней — на уровне 20,3 млн лет), возможно, с нижней ее частью. Граница между олигоценом и миоценом проходит, видимо, вблизи подошвы борской свиты или по границе пиленгской и борской свит. Во взятом в самом основании борской свиты обр. 6/6 найдены единичные створки диатомей плохой сохранности, среди которых отмечены как виды (*Stellarima microtrias* и *Ikebea tenuis*), не встречающиеся в составе первого комплекса, так и формы, характерные для обоих комплексов (*Odontella sawamurae*). Вот почему данная обедненная ассоциация включена в состав второго комплекса несколько условно, так как многие типичные для него виды отсутствуют.

Отдельно следует сказать о третьем диатомовом комплексе, который выделен из толщ 12 и 13 нижней части вышеборской подсвиты, в разрезе по р. Бора (обр. 10/5, 7/1, 7/2, 7/4). Он характеризуется доминированием *Odontella sawamurae* и *Paralia sulcata*, а также присутствием *Cosmiodiscus insignis*, *Kisseleviella carina*, *Hyalopyxis concava*, *Ikebea tenuis*. В обр. 7/4 отмечены единичные *Hyalodiscus elegans* Strelnikova sensu Baldauf, Barron [1987], *Thalassiosira* cf. *praeфрага* и *Th.* cf. *mediaconvexa*. Эта ассоциация имеет определенное

млн лет	Отдел	Подотдел	Хрон	Полярность	Зона по диатомеям	Комплекс диатомей	Свита	Толща
0	К	Q	C1	[штрихованная]	<i>Neodenticula seminiae</i>	4	Хузинская	19
1					<i>Proboscia curvirostris</i>			
2	Миоцен	верх	C2	[штрихованная]	<i>Actinocyclus oculatus</i>	2-3	Борская	17
3					<i>Neodenticula koizumii</i>			
4		ср.	C2A	[штрихованная]	<i>Neodenticula koizumii</i> —			
5					<i>Neodenticula kamtschatica</i>			
6		нижний	C3	[штрихованная]	<i>Neodenticula kamtschatica</i> c			
7					b			
8		верхний	C3A	[штрихованная]	a			
9					<i>Thalassionema schraderi</i>			
10			C4	[штрихованная]	<i>Denticulopsis katayamae</i>			
11					<i>Denticulopsis dimorpha</i>			
12			C5	[штрихованная]	<i>Thalassiosira yabei</i>			
13					<i>Denticulopsis praedimorpha</i>			
14			средний	C5A	[штрихованная]			
15	<i>Denticulopsis hyalina</i>							
16	<i>Denticulopsis lauta</i>							
17	<i>Denticulopsis praelauta</i>							
18	нижний	C5C	[штрихованная]	<i>Crucidentacula kanayae</i>				
19				<i>Crucidentacula sawamurae</i>				
20				<i>Thalassiosira fraga</i>				
21				<i>Thalassiosira praeфрага</i>				
22	верхний	C6	[штрихованная]	<i>Thalassiosira fraga</i>				
23				<i>Thalassiosira praeфрага</i>				
24				<i>Thalassiosira praeфрага</i>				
25	Оligоцен	C7	[штрихованная]	<i>Rocella gelida</i>				
26				<i>Rocella gelida</i>				
27		нижний	C8	[штрихованная]	<i>Rocella gelida</i>			
28					<i>Rocella gelida</i>			
29	C9	[штрихованная]	<i>Cavitatus rectus</i>					
30			<i>Rocella vigilans</i>					
31			<i>Rocella vigilans</i>					
32	нижний	C10	[штрихованная]	<i>Rhizosolenia oligocaenica</i>				
33				<i>Rhizosolenia oligocaenica</i>				
34								



Рис. 59. Сопоставление комплексов диатомей кайнозоя Пограничного прогиба с северо-тихоокеанской зональной шкалой (по: [Barron, Gladenkov, 1995; Gladenkov, Barron, 1995; Гладенков А., 1998])

a-c — подзоны; Q — четвертичная система

Корреляция ассоциаций верхней части пиленгской свиты, уранайской и хузинской свит дана на основании анализа материалов В.П. Болдыревой [1991] и Л.И. Митрофановой с коллегами (неопубликованные данные, 1994 г.)

Пояснения см. в тексте

сходство со вторым диатомовым комплексом из нижнеборской подсвиты. Основное отличие состоит в отсутствии в ней *Actinocyclus ingens*, *Lisitzinia ornata*, *Cestodiscus kugleri*, *C. trochus* Castracane, *Cavitatus rectus*, *C. linearis* и присутствии *Hyalodiscus elegans*. С определенной долей условности, эта ассоциация также может быть скоррелирована с зоной *Thalassiosira praefraga*, вероятнее всего, с нижней ее частью. Однако эта часть разреза по р. Бора, где были отобраны образцы 10/5, 7/1, 7/2, 7/4, осложнена разломами. Поэтому здесь может иметь место не наращивание разреза (верхнеборская подсвита), а частичное повторение разреза нижнеборской подсвиты.

Четвертый комплекс приурочен к толщам 14 и 15 верхнеборской подсвиты (обр. 2/1, 2/4, 2/8 разреза по р. Малая Хузи). Главные его особенности — доминирование *Ikebea tenuis*, появление в составе *Kisseleviella ezoensis* Akiba, *Kisseleviella* sp. A sensu Akiba [Morita et al., 1996], *Cymatosira debyi* Tempère et Brun и отсутствие *Odontella sawamurae*. В обр. 2/8 отмечены также *Thalassiosira* cf. *fraga* Schrader, *Th. haynaldiella* Jousé, *Th. aff. manifesta* Sheshukova и *Porosira punctata* (Jousé) Makarova; в обр. 2/4 — *Rhizosolenia miocenica*, а в обр. 2/1 — *Rhizosolenia* cf. *norwegica* Schrader. В разрезах скважин ODP в субарктической Пацифике, скв. 439 DSDP у северо-восточного побережья о-ва Хонсю, а также о-ва Хоккайдо и Камчатки распространение *Kisseleviella ezoensis* ограничено зонами *Thalassiosira praefraga* и *Thalassiosira fraga* [Akiba, 1986; Gladenkov, Barron, 1995; Morita et al., 1996; Гладенков и др., 1998]. Поэтому, вероятнее всего, четвертый диатомовый комплекс может быть скоррелирован с вышеупомянутыми зонами. Заслуживает внимания находка в обр. 2/8 *Thalassiosira* cf. *fraga* — формы, близкой к виду-индексу зоны *Thalassiosira fraga*. Появление этого вида в высоких широтах Северной Пацифики маркирует нижнюю границу одноименной зоны на уровне 20,3 млн лет. Учитывая эту находку, а также отсутствие в комплексе как *Odontella sawamurae*, так и *Crucidenticula sawamurae* Yanagisawa et Akiba, по появлению которой проводится верхняя граница зоны на отметке 18,4 млн лет, выделенная ассоциация с долей

условности может быть сопоставлена с зоной *Thalassiosira fraga* нижнего миоцена.

Полученные данные по диатомовой флоре Пограничного прогиба позволили существенно уточнить и дополнить имевшиеся датировки по кайнозойским толщам этого района. Впервые диатомовые были найдены в нижнеборской подсвите. Выделенная ассоциация, включающая стратиграфически важные формы, скоррелирована с нижнемиоценовой зоной *Thalassiosira praefraga*. Уточнен также возраст верхнеборской подсвиты: выделенный здесь комплекс сопоставлен с зоной *Thalassiosira fraga* верхней части нижнего миоцена. Таким образом, с учетом результатов, полученных ранее В.П. Болдыревой [Л.И. Митрофанова с коллегами, неопубликованные данные, 1994 г.], верхняя часть пиленгской свиты может быть датирована поздним олигоценом, нижнеборская подсвита — ранним миоценом (первая половина), а верхнеборская подсвита — в пределах второй половины раннего миоцена (см. рис. 53, 59).

Эти результаты во многом отличаются от данных, опубликованных по разрезу Пограничного прогиба Т.В. Орешкиной [1996]. В результате изучения диатомей в образцах пиленгской и борской свит, отобранных в разрезах рек Бора и Малая Хузи Д.И. Витухиным, она пришла к выводу, что вся борская свита и вся пиленгская свита относятся к средней части нижнего олигоцена. Этот вывод сделан главным образом на основе находок в отложениях, относимых к нижне- и верхнеборской подсвитам в разрезе по р. Бора, таких форм как *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader, *Rh. antarctica* Fenner, *Tumilopsis fogedii* Hendeу, *Pyxilla reticulata* Grove et Sturt и *Thalassiosira mediaconvexa*. При этом отмечается, что *Rhizosolenia oligocaenica* является важным репером нижнего олигоцена прежде всего высоких южных широт. Это действительно так, тем более что по материалам разрезов Командорских островов, Японии и скважин глубоководного бурения для нижнего олигоцена Северной Пацифики по аналогии с высокими южными широтами была предложена новая диатомовая зона *Rhizosolenia oligocaenica* [Гладенков А., 1998; Gladenkov A., 1999], в которой

млн лет	Отдел	Подотдел	Хрон	Полярность	Зона по диатомеям	Комплекс диатомей	Свита	Толща
0	Q		C1	[Black]	<i>Neodenticula seminae</i>	4	Хузинская	19
1					<i>Proboscia curvirostris</i>			
2	верх	C2	[Black]	[Black]	<i>Actinocyclus oculatus</i>	4	Хузинская	18
3					<i>Neodenticula koizumii</i>			
4	нижний ср.	C2A	[Black]	[Black]	<i>Neodenticula koizumii</i> —	4	Хузинская	17
5					<i>Neodenticula kamtschatica</i>			
6	нижний	C3	[Black]	[Black]	c	4	Уранайская	16
7					b			
8	верхний	C3A	[Black]	[Black]	a	4	Уранайская	15
9					<i>Thalassionema schraderi</i>			
10	C3B	[Black]	[Black]	[Black]	<i>Denticulopsis katayamae</i>	4	Уранайская	14
11					<i>Denticulopsis dimorpha</i>			
12	C4	[Black]	[Black]	[Black]	<i>Thalassiosira yabei</i>	4	Борская	13
13					<i>Denticulopsis praedimorpha</i>			
14	средний	C5A	[Black]	[Black]	<i>Crucidentacula nicobarica</i>	4	Борская	12
15					<i>Denticulopsis hyalina</i>			
16	C5B	[Black]	[Black]	[Black]	<i>Denticulopsis lauta</i>	4	Борская	11
17					<i>Denticulopsis praelauta</i>			
18	C5C	[Black]	[Black]	[Black]	<i>Crucidentacula kanayae</i>	4	Борская	10
19					<i>Crucidentacula sawamurae</i>			
20	нижний	C5D	[Black]	[Black]	<i>Thalassiosira fraga</i>	4	Борская	9
21					<i>Thalassiosira praefraga</i>			
22	C6	[Black]	[Black]	[Black]	<i>Thalassiosira fraga</i>	4	Борская	8
23					<i>Thalassiosira praefraga</i>			
24	верхний	C6A	[Black]	[Black]	<i>Rocella gelida</i>	1	Пиленгская	7
25					<i>Rocella gelida</i>			
26	C6AA	[Black]	[Black]	[Black]	<i>Rocella gelida</i>	1	Пиленгская	6
27					<i>Rocella gelida</i>			
28	C6B	[Black]	[Black]	[Black]	<i>Rocella gelida</i>	1	Пиленгская	5
29					<i>Rocella gelida</i>			
30	нижний	C6C	[Black]	[Black]	<i>Cavitus rectus</i>	1	Мутновская	5
31					<i>Rocella vigilans</i>			
32	C7	[Black]	[Black]	[Black]	<i>Rhizosolenia oligocaenica</i>	1	Мутновская	5
33					<i>Rhizosolenia oligocaenica</i>			
34	C7A	[Black]	[Black]	[Black]	<i>Rhizosolenia oligocaenica</i>	1	Мутновская	5
					<i>Rhizosolenia oligocaenica</i>			
	C8	[Black]	[Black]	[Black]	<i>Rhizosolenia oligocaenica</i>	1	Мутновская	5
					<i>Rhizosolenia oligocaenica</i>			
	C9	[Black]	[Black]	[Black]	<i>Rhizosolenia oligocaenica</i>	1	Мутновская	5
					<i>Rhizosolenia oligocaenica</i>			
	C10	[Black]	[Black]	[Black]	<i>Rhizosolenia oligocaenica</i>	1	Мутновская	5
					<i>Rhizosolenia oligocaenica</i>			
	C11	[Black]	[Black]	[Black]	<i>Rhizosolenia oligocaenica</i>	1	Мутновская	5
					<i>Rhizosolenia oligocaenica</i>			
	C12	[Black]	[Black]	[Black]	<i>Rhizosolenia oligocaenica</i>	1	Мутновская	5
					<i>Rhizosolenia oligocaenica</i>			
	C13	[Black]	[Black]	[Black]	<i>Rhizosolenia oligocaenica</i>	1	Мутновская	5
					<i>Rhizosolenia oligocaenica</i>			

←

Рис. 59. Сопоставление комплексов диатомей кайнозоя Пограничного прогиба с северо-тихоокеанской зональной шкалой (по: [Barron, Gladenkov, 1995; Gladenkov, Barron, 1995; Гладенков А., 1998])

a-c — подзоны; Q — четвертичная система

Корреляция ассоциаций верхней части пиленгской свиты, уранайской и хузинской свит дана на основании анализа материалов В.П. Болдыревой [1991] и Л.И. Митрофановой с коллегами (неопубликованные данные, 1994 г.)

Пояснения см. в тексте

сходство со вторым диатомовым комплексом из нижнеборской подсвиты. Основное отличие состоит в отсутствии в ней *Actinocyclus ingens*, *Lisitzinia ornata*, *Cestodiscus kugleri*, *C. trochus* Castracane, *Cavitatus rectus*, *C. linearis* и присутствии *Hyalodiscus elegans*. С определенной долей условности, эта ассоциация также может быть скоррелирована с зоной *Thalassiosira praeфрага*, вероятнее всего, с нижней ее частью. Однако эта часть разреза по р. Бора, где были отобраны образцы 10/5, 7/1, 7/2, 7/4, осложнена разломами. Поэтому здесь может иметь место не наращивание разреза (верхнеборская подсвита), а частичное повторение разреза нижнеборской подсвиты.

Четвертый комплекс приурочен к толщам 14 и 15 верхнеборской подсвиты (обр. 2/1, 2/4, 2/8 разреза по р. Малая Хузи). Главные его особенности — доминирование *Ikebea tenuis*, появление в составе *Kisseleviella ezoensis* Akiba, *Kisseleviella* sp. A sensu Akiba [Morita et al., 1996], *Cymatosira debuyi* Tempère et Brun и отсутствие *Odontella sawamurae*. В обр. 2/8 отмечены также *Thalassiosira* cf. *фрага* Schrader, *Th. haynaldiella* Jousé, *Th. aff. manifesta* Sheshukova и *Porosira punctata* (Jousé) Макарова; в обр. 2/4 — *Rhizosolenia miocenica*, а в обр. 2/1 — *Rhizosolenia* cf. *norwegica* Schrader. В разрезах скважин ODP в субарктической Пацифике, скв. 439 DSDP у северо-восточного побережья о-ва Хонсю, а также о-ва Хоккайдо и Камчатки распространение *Kisseleviella ezoensis* ограничено зонами *Thalassiosira praeфрага* и *Thalassiosira фрага* [Akiba, 1986; Gladenkov, Barron, 1995; Morita et al., 1996; Гладенков и др., 1998]. Поэтому, вероятнее всего, четвертый диатомовый комплекс может быть скоррелирован с вышеупомянутыми зонами. Заслуживает внимания находка в обр. 2/8 *Thalassiosira* cf. *фрага* — формы, близкой к виду-индексу зоны *Thalassiosira фрага*. Появление этого вида в высоких широтах Северной Пацифики маркирует нижнюю границу одноименной зоны на уровне 20,3 млн лет. Учитывая эту находку, а также отсутствие в комплексе как *Odontella sawamurae*, так и *Crucidentricula sawamurae* Yanagisawa et Akiba, по появлению которой проводится верхняя граница зоны на отметке 18,4 млн лет, выделенная ассоциация с долей

условности может быть сопоставлена с зоной *Thalassiosira фрага* нижнего миоцена.

Полученные данные по диатомовой флоре Пограничного прогиба позволили существенно уточнить и дополнить имевшиеся датировки по кайнозойским толщам этого района. Впервые диатомовые были найдены в нижнеборской подсвите. Выделенная ассоциация, включающая стратиграфически важные формы, скоррелирована с нижнемиоценовой зоной *Thalassiosira praeфрага*. Уточнен также возраст верхнеборской подсвиты: выделенный здесь комплекс сопоставлен с зоной *Thalassiosira фрага* верхней части нижнего миоцена. Таким образом, с учетом результатов, полученных ранее В.П. Болдыревой [Л.И. Митрофанова с коллегами, неопубликованные данные, 1994 г.], верхняя часть пиленгской свиты может быть датирована поздним олигоценом, нижнеборская подсвита — ранним миоценом (первая половина), а верхнеборская подсвита — в пределах второй половины раннего миоцена (см. рис. 53, 59).

Эти результаты во многом отличаются от данных, опубликованных по разрезу Пограничного прогиба Т.В. Орешкиной [1996б]. В результате изучения диатомей в образцах пиленгской и борской свит, отобранных в разрезах рек Бора и Малая Хузи Д.И. Витухиным, она пришла к выводу, что вся борская свита и вся пиленгская свита относятся к средней части нижнего олигоцена. Этот вывод сделан главным образом на основе находок в отложениях, относимых к нижне- и верхнеборской подсвитами в разрезе по р. Бора, таких форм как *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader, *Rh. antarctica* Fenner, *Tumilopsis fogedii* Hendeу, *Pyxilla reticulata* Grove et Sturt и *Thalassiosira mediaconvexa*. При этом отмечается, что *Rhizosolenia oligocaenica* является важным репером нижнего олигоцена прежде всего высоких южных широт. Это действительно так, тем более что по материалам разрезов Командорских островов, Японии и скважин глубоководного бурения для нижнего олигоцена Северной Пацифики по аналогии с высокими южными широтами была предложена новая диатомовая зона *Rhizosolenia oligocaenica* [Гладенков А., 1998; Gladenkov A., 1999], в которой

распространение индекс-вида ограничено зональными границами.

Однако форма, изображенная на фототаблице в статье Т.В. Орешкиной [1996б] в качестве иллюстрации *Rhizosolenia oligocaenica* (с. 145, табл. II, фиг. 4), не вполне соответствует этому виду. У приведенной на фотографии в статье формы отсутствует самый характерный признак вида — несимметричная, сильно изогнутая по продольной оси створка. Поэтому, скорее всего, ее правильнее относить к группе *Rhizosolenia hebetata*. Присутствие же в составе комплекса *Rhizosolenia antarctica*, *Tumilopsis fogedii*, *Puxilla reticulata* и *Thalassiosira mediaconvexa* не дает достаточных оснований для определения возраста в относительно узком интервале средней части раннего олигоцена.

Например, верхний предел распространения *Puxilla reticulata* точно не известен, но, по крайней мере, этот вид развит и в позднем олигоцене [Fenner, 1985], а створки форм, близких к этому виду, постоянно отмечаются в Северной Пацифике в отложениях верхнего олигоцена и нижнего миоцена [Gladenkov, Barron, 1995]. Не ограничена средней частью нижнего олигоцена и *Thalassiosira mediaconvexa*: в субарктической Пацифике этот вид встречается и в более молодых отложениях [Gladenkov, Barron, 1995]. До конца не изучен и верхний предел распространения *Rhizosolenia antarctica*, однако, по данным Д.Феннер [Fenner, 1985], эта форма развита и в позднем олигоцене. Что касается *Tumilopsis fogedii*, характерного для верхнего эоцена — нижнего олигоцена Южного полушария, то границы распространения этой формы в Северо-Тихоокеанском регионе еще не установлены ввиду крайне редких находок в отдельных образцах. Например, по материалам из Берингова моря, в комплексе вместе с *Rocella gelida* (Mann) Вукру отмечены находки *Hyalodiscus elegans* Strelnikova sensu Baldauf, Barron [1987]. Судя по приведенному изображению (pl. 1, fig. 2), эта форма является аналогом *Tumilopsis fogedii*. Ее находка совместно с *Rocella gelida* (индекс-видом одноименной верхнеолигоценовой зоны), появляющейся в Северной Пацифике в низах верхнего олигоцена, может свидетельствовать, как минимум, о позднеолигоценовом возрасте. Отметим, что в Норвежско-Гренландском бассейне находки *Tumilopsis fogedii* также фиксируются в отложениях верхнего олигоцена [Scheeger, Коф, 1996].

Из всего сказанного следует, что приведенных в статье Т.В. Орешкиной аргументов явно недостаточно для отнесения борской свиты к средней час-

ти нижнего олигоцена, а пиленгской — к еще более древним горизонтам олигоцена. В первую очередь, этому противоречат находки В.П. Болдыревой в пиленгской свите комплекса диатомей, типичного для позднего олигоцена, и данные, полученные нами по диатомеям раннего миоцена из борской свиты. Необходимо отметить, что основные результаты по пиленгской свите и верхнеборской подсвите были получены нами и В.П. Болдыревой прежде всего по одному разрезу по р. Малая Хузи. Образцы же, изученные Т.В. Орешкиной, отобраны из разных разрезов: пиленгской свиты по р. Малая Хузи, а борской свиты — по р. Бора. Как уже говорилось, породы борской свиты в разрезе по р. Бора, видимо, осложнены разломами, поэтому стратиграфическая последовательность слоев здесь не всегда ясна. Кроме того, из выводов, сделанных Т.В. Орешкиной, следует, что между борской и уранайской свитами должен быть продолжительный перерыв. Это противоречит геологическим и палеонтологическим данным. В частности, по данным В.П. Болдыревой [Л.И. Митрофанова с коллегами, неопубликованные данные, 1994 г.], в пределах Пограничного прогиба в самой нижней части хузинской свиты найдена диатомовая ассоциация, скоррелированная с зоной *Denticulopsis praedimorpha* верхней части среднего миоцена, а отложения верхнеборской подсвиты и нижней части уранайской свиты характеризуются единым комплексом диатомей нижнего миоцена, который может быть сопоставлен с нижнемиоценовой зоной *Kisseleviella carina* (шкал по: [Koizumi, 1979] и [Akiba, Yanagisawa, Ishii, 1982] или с верхней частью зоны *Thalassiosira fraga* шкалы по [Gladenkov, Barron, 1995]). Этот факт не свидетельствует о перерыве в осадконакоплении между борской и уранайской свитами, по крайней мере, точно оценить продолжительность возможного перерыва с помощью диатомей очень сложно.

Если считать, что диатомовые нижней части уранайской свиты находятся *in situ*, то эту часть разреза, возможно, следует относить к нижнему миоцену. В таком случае, следуя выводам Т.В. Орешкиной, между борской и уранайской свитами должен быть перерыв продолжительностью около 10–11 млн лет, а из разреза выпадают четыре диатомовые зоны. В разрезе близко расположенной к данному району Лунской впадины, в низах хузинской свиты изучен диатомовый комплекс зоны *Denticulopsis praedimorpha* (верхняя часть среднего миоцена), в уранайской свите — комплексы более древних среднемиоценовых зон *Denticulopsis*

lauta, *Denticulopsis hyalina* и, возможно, *Crucidentacula picobarica* согласно зональности Ф.Акиба [Akiba, 1986] и Д.Бэррона и А.Ю.Гладенкова [Barroo, Gladenkov, 1995], а в верхнеборской подсвите — ассоциация нижнего миоцена [Болдырева, 1991; Л.И. Митрофанова с коллегами, неопубликованные данные, 1994 г.; В.П. Болдырева, устное сообщение, 1997 г.]. Иными словами, возможный перерыв здесь может быть оценен в лучшем случае в пределах 3–4 млн лет.

Примерно так же можно определить и продолжительность перерыва между борской и уранайской свитами в Пограничном прогибе, если предположить переотложение раннемиоценовых форм из верхнеборской подсвиты в нижнюю часть уранайской свиты. Подтверждением этого служит изменение комплексов фораминифер и моллюсков: от нижнемиоценовых ассоциаций верхнеборской подсвиты к среднемиоценовой фауне уранайской свиты [Гладенков Ю., Гладенков А., 1999]. Таким образом, если уранайскую свиту относить к среднему миоцену, то, согласно выводам Т.В. Орешкиной, между борской и уранайской свитами должен быть перерыв продолжительностью около 14–15 млн лет, а из разреза выпадают восемь диатомовых зон.

Таким образом, проведенное изучение ископаемых комплексов диатомей дало возможность провести зональное расчленение значительной части разреза палеогеновых (олигоценовых) и неогеновых отложений Восточного Сахалина с большой точностью. Одновременно впервые решился вопрос о проведении на зональной основе границы палеогена и неогена вблизи контакта пиленгской и борской свит.

Северный Сахалин (разрез п-ова Шмидта)

На Северном Сахалине диатомей, относимые к олигоцену — раннему миоцену, известны только из отложений мачигарской свиты, представляющей собой основание Мачигарского разреза п-ова Шмидта [Экосистемы..., 1999] (см. рис. 52). Свита сложена в целом терригенной ассоциацией пород от конгломератов до аргиллитов и в Мачигарском разрезе имеет мощность 415 м. Остатки наиболее древних диатомовых найдены Т.В. Орешкиной в карбонатных конкрециях, приуроченных к самой верхней части свиты — толще алевролитов, с конкрециями и геннойшами (толща 6) мощностью 40 м. В выделенном комплексе отмечены *Thalassiosira*

praeфрага, *Rocella vigilans*, *Actinocyclus ingens*, *Kisseleviella ezoensis*, *Kisseleviella* sp. A sensu Akiba [Morita et al., 1996], *Cestodiscus kugleri*, *Cosmiodiscus insignis*, *Ikebea tenuis*, *Coscinodiscus marginatus*, *C. cf. apiculatus*, *Pyxidicula* spp., *Paralia sulcata*. Совместное нахождение первых четырех из перечисленных форм позволяет скоррелировать эту ассоциацию с комплексом нижней части диатомовой зоны *Thalassiosira praeфрага*, относящейся к верхам олигоцена — низам миоцена (см. рис. 53).

В отложениях тумской свиты (опоки, алевролиты и туфоалевролиты, с прослоями песчаников, глин, туфов, с карбонатными конкрециями; общая мощность в Мачигарском разрезе около 475 м), согласно перекрывающих мачигарскую свиту, Т.В. Орешкиной выделен несколько иной, обедненный комплекс диатомей. Находки диатомей приурочены к верхней части тумской свиты — алевролитовой толще (толща 10), представленной алевролитами с прослоями опок, туфов, с карбонатными конкрециями; мощность около 70 м. Ассоциация плохой сохранности включает *Pyxidicula* spp., *Proboscia* sp., *Xanthiopyxis* sp. и силикофлагелляту *Naviculopsis constricta*. Отсутствие четких индикаторов возраста не дает возможности точно определить возраст этой ассоциации, ее возраст оценивается в широких пределах: поздний олигоцен — ранний миоцен.

Охотское море (Южно-Охотская котловина)

Недавно диатомей раннего — начала среднего миоцена найдены в образцах из туфодиатомитовой толщи, драгированных с восточного склона южной части подводного хребта Терпения (см. рис. 52), ограничивающего на западе Южно-Охотскую котловину Охотского моря [Цой и др., 1998; Цой, 2000, 2002б; Цой, Шастина, 2000, 2005]. Здесь установлены ассоциации, скоррелированные с зонами *Thalassiosira praeфрага* (верхи верхнего олигоцена — первая часть нижнего миоцена), *Crucidentacula kanayae* (верхи нижнего миоцена) и *Denticulopsis praelauta* (низы среднего миоцена) (см. рис. 53). Изученные комплексы содержат в составе зональные индекс-виды и ряд других стратиграфически важных форм. Интересно отметить, что спорадически остатки морских диатомей плохой сохранности, представленные полурасстворенными створками неопределимых до вида представителей родов *Coscinodiscus*, *Stephanopyxis*, *Rhizosolenia* и

Pseudotriceratium, встречаются также в более древних отложениях аргиллитовой толщи, в которой установлены палинокомплексы, отнесенные к палеоцену — началу эоцена и раннему олигоцену.

Скважины 439 и 438 DSDP (Северо-Западная Пацифика)

Эти скважины DSDP пробурены у северо-восточного побережья японского острова Хонсю (см. рис. 52). До 145-го рейса ODP они были единственными в средних–высоких широтах Северной Пацифики, вскрывшими отложения нижнего миоцена, которые охарактеризованы морскими диатомеями [Barron, 1980a; Akiba, Yanagisawa, Ishii, 1982; Akiba, 1986; Yanagisawa, 1993c]. В кернах 20-5 скв. 439 DSDP (координаты: 40°37,61' с.ш., 143°18,63' в.д.; глубина моря — 1656 м) обнаружены диатомовые комплексы, соответствующие ассоциациям зон от *Thalassiosira fraga* (верхняя часть нижнего миоцена) до *Denticulopsis lauta* (низы среднего миоцена) (см. рис. 53). При этом отложения, соответствующие части зоны *Crucidenticula sawatugaе* и части зоны *Crucidenticula kapaуае*, отсутствуют, что объясняется перерывом в осадконакоплении [Akiba, 1986]. Наиболее древний диатомовый комплекс, обнаруженный в разрезе скв. 438А и 438В DSDP (координаты: 40°37,79' с.ш., 143°14,15' в.д.; глубина моря — 1558 м), коррелируется с ассоциацией зоны *Crucidenticula kapaуае* верхней части нижнего миоцена.

Япония

Помимо раннеолигоценовой флоры формации Ширасака, отнесенной подзоне к «а» зоны *Rhizosolenia oligocaenica* (см. подраздел 2.4.2), диатомей олигоцен и раннего миоцена известны и из других разрезов Японии, расположенных на островах Хоккайдо и Хонсю (см. рис. 52).

Остров Хоккайдо

Олигоценовые диатомей обнаружены в отложениях формации Мораван (аргиллиты, сланцы, туфоаргиллиты, песчаники; общая мощность около 120 м), развитых в восточной части острова Хоккайдо [Saito et al., 1988]. Их остатки найдены в образцах из конкреций с двух уровней нижней части разреза (аргил-

литы, сланцы, песчаники; мощность около 30 м). В комплексе доминируют типичные для шельфа представители рода *Pyxidicula* (*P. petaliformis*, *P. cf. corona*, *P. superba*, *P. spinosissima*) и *Stephanopyxis eocaenica*, отмечены также *Rouxia* spp., *Azpeitia cf. bukryi*, *Rhizosolenia antarctica*, *Pseudotriceratium radiosoreticulatum*, *Stellarima microtrias*, *Thalassionema* sp., *Odontella cornuta*, *Stictodiscus kittonianus*, *Azpeitia tuberculata* var. *atlantica*, единичные *Cavitatus* sp. и *Thalassiothrix* sp. Ранее делался вывод о позднеолигоценовом возрасте этой флоры, главным образом на основании того, что она не содержит представителей рода *Pyxilla*, которые, как считают некоторые исследователи, вымирают к концу раннего олигоцен. Д.Бэррон, изучавший диатомей из формации Мораван, подчеркивал, однако, что данный комплекс по составу не похож на позднеолигоценовую ассоциацию, описанную им и Д.Балдауфом из Берингова моря [Baldauf, Barron, 1987]. Нетрудно заметить, что обедненный комплекс формации Мораван имеет определенное сходство с ассоциацией каменской свиты Командорских островов, отнесенной нами к подзоне «а» зоны *Rhizosolenia oligocaenica* нижнего олигоцен. В последней содержится большинство форм, обнаруженных в японском комплексе (см. подраздел 2.4.2). Основные же их различия заключаются в следующем. С одной стороны, во флоре формации Мораван найдены редкие представители рода *Cavitatus*, которые еще отсутствуют в подзоне «а», так как появляются в раннем олигоцене несколько позже. С другой стороны, в японском комплексе отсутствуют такие формы, как *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader, *Eurossia irregularis* (Greville) Sims, *Asteromphalus oligocenicus* Schrader et Fenner, *Asterolampra schmidtii* Hajós, *Navicula udintsevii* Schrader, *Costopyxis trochlea* (Hanna) Strelnikova и др., типичные для такового подзоны «а» (см. подраздел 2.4.2). Эти факты, наряду с отсутствием *Rocella vigilans* (Kolbe) Fenner, могут свидетельствовать о возможности сопоставления комплекса формации Мораван с ассоциацией предложенной нами подзоны «b» нижеолигоценовой зоны *Rhizosolenia oligocaenica* (см. рис. 53).

Один из наиболее полных разрезов от верхней части нижнего олигоцен до нижнего миоцена включительно, охарактеризованный диатомеями, представлен на Японских островах формацией Токива разреза Окубоносавы в восточной части о-ва Хоккайдо [Akiba et al., 1993; Morita et al., 1996]. В нем можно проследить последовательность диатомовых зон от нижеолигоценовой зоны *Rocella vigilans* до зоны *Thalassiosira fraga* средней части

нижнего миоцена включительно (см. рис. 53). При этом в диатомовых комплексах здесь представлены все маркирующие виды упомянутых биостратиграфических подразделений за исключением *Thalassiosira praeфрага*.

Другие находки олигоценовых и раннемиоценовых диатомей в отложениях, развитых в восточной части о-ва Хоккайдо, приурочены к разрезам формаций Токомуро, Тотсукобу и Тсубетсу [Morita et al., 1996; Ф.Акиба, Ю.Янагисава, устное сообщение, 1995 г.]. В формации Токомуро прослеживаются диатомовые ассоциации от зоны *Rocella gelida* до нижней части зоны *Thalassiosira fraga*, т.е. от верхнего олигоцена до средней части нижнего миоцена (см. рис. 53). В разрезе формации Татсукобу и перекрывающей ее формации Тсубетсу встречены комплексы, также сопоставляющиеся с ассоциациями от верхнеолигоценовой зоны *Rocella gelida* до нижнемиоценовой зоны *Thalassiosira fraga* включительно (представлены все зональные виды).

Комплекс диатомей, обнаруженный в верхней части формации Санкебетсу, северо-западная часть о-ва Хоккайдо [Ф.Акиба, Ю.Янагисава, устное сообщение, 1995 г.], сопоставляется с ассоциацией зоны *Thalassiosira praeфрага* (первая половина нижнего миоцена); вид-индекс при этом, однако, отмечен не был.

По мнению Ф.Акибы, с ассоциациями зон *Rocella gelida*, *Thalassiosira praeфрага* и *Thalassiosira fraga* могут сопоставляться комплексы, выделенные в отложениях формации Киоро разреза Хонбетсу в восточной части острова [Ф.Акиба, устное сообщение, 1995 г.; Morita et al., 1996]. В их составе, в частности, отмечались *Rocella gelida*, *Thalassiosira fraga* и *Lisitzinia ornata*. Однако ряд форм, описанных в последние годы и важных в стратиграфическом отношении (*Kisseleviella ezoensis*, *Cavitatus rectus*, *Thalassiosira praeфрага* и др.), не являлись объектом специального внимания и не учитывались ранее при исследовании упомянутых комплексов. Поэтому необходимы дополнительные детальные работы по переизучению этой флоры, а также по опробованию подстилающих горизонтов в отношении поиска остатков диатомей.

Остров Хонсю

Диатомовые комплексы средней–верхней части нижнего миоцена известны из нескольких местонахождений на востоке, северо-востоке и юге

о-ва Хонсю [Akiba, 1980, 1986; Koizumi, 1986a; Yanagisawa, 1993c, 1996; Suzuki et al., 1996; Yanagisawa, Akiba, 1999; Ю.Янагисава, Ф.Акиба, устные сообщения, 1995, 1996 гг.; Watanabe et al., 1999] (см. рис. 52, 53).

Большой интерес представляют толщи вулканогенно-осадочных пород (туфоаргиллиты, аргиллиты, песчаники, туфопесчаники, туфы), развитые на п-ове Босо в восточной части острова и объединенные в группу Хота. По-видимому, наиболее древний обедненный диатомовый комплекс найден здесь в нижней части разреза (формация Такатсуру). Он включает *Lisitzinia ornata*, *Kisseleviella magnaareolata*, *K. carina* и силикофлагелляту *Naviculopsis biapiculata*, что может свидетельствовать об одновозрастности с ассоциациями из верхней части зоны *Rocella gelida* — нижней части зоны *Thalassiosira praeфрага*. Комплексы из отложений формации Набуто, перекрывающей формацию Такатсуру, коррелируются с ассоциациями нижнемиоценовых зон *Thalassiosira fraga* и *Crucidentacula sawatugaе*. Флора, найденная в перекрывающей ее в свою очередь формации Эми, характеризуется ассоциациями зон *Crucidentacula kanayae*, *Denticulopsis praelauta* и более молодых зон начала среднего миоцена (*Denticulopsis lauta* и *Denticulopsis hyalina*).

Наиболее представительные находки нижнемиоценовых диатомей в северо-восточной части о-ва Хонсю приурочены к разрезам областей Джобан и Матсушима (см. рис. 52). К зоне *Crucidentacula sawatugaе* здесь относится диатомовая флора формаций Каменоо и Таира (верхняя часть группы Юнагая), а к зоне *Crucidentacula kanayae* (верхняя часть нижнего миоцена) — группы Ширадо и большая часть группы Такаку. Диатомовая ассоциация верхней части зоны *Crucidentacula kanayae* прослежена также в разрезе формации Ажири (входящей в состав группы Матсушимаван), развитой в расположенной несколько севернее области Матсушима. В согласно перекрывающих ее отложениях формации Матсушима фиксируется комплекс зоны *Denticulopsis praelauta*.

Раннемиоценовые диатомей найдены также в отложениях, развитых в южной части острова. Ассоциации, сопоставляемые с комплексом зоны *Crucidentacula sawatugaе*, приурочены к разрезам формации Яманаучи, группы Икучисе и большей части группы Морозаки (для самой верхней части последней характерен комплекс зоны *Crucidentacula kanayae*). С комплексами верхней части зоны *Crucidentacula kanayae* и нижней части зоны

Denticulopsis praelauta скоррелированы ассоциации из верхней части группы Бихоку и средней части формации Такакура.

Тихоокеанское побережье Северной Америки

Находки диатомовой флоры олигоцена и раннего миоцена в разрезах Тихоокеанского побережья США и Канады пока не известны. Остатки диатомей этого возраста обнаружены в отложениях формации Сан Грегорио (кремнистые и фосфатные сланцы, диатомиты, песчаники, туфы; мощность 75–130 м), развитых в северо-западной части п-ова Калифорния на территории Мексики [Kim, Barron, 1986]. Выделенные здесь ассоциации характеризуются смешанным составом диатомовой флоры, в котором представлены как высокоширотные, так и низкоширотные элементы. Однако в данном случае при биостратиграфическом расчленении использование подразделений зональных шкал высокоширотных областей не представлялось возможным. Это объясняется тем, что возрастные пределы стратиграфического распространения ряда важных видов в разрезе отличаются от таковых в более северных районах (что подтверждается и данными по радиометрии). Поэтому, несмотря на присутствие в их составе определенного числа холодноводных форм, комплексы из формации Сан Грегорио достаточно уверенно и надежно сопоставляются с зональными ассоциациями шкалы, разработанной для тропических районов [Fenner, 1984a, 1985; Barron, 1983, 1985b]. Анализ распространения таких маркирующих форм, как *Bogorovia veniamini*, *Cestodiscus muchinae*, *Rocella gelida*, *R. gelida* var. *schraderi*, *R. vigilans*, *Cavitatus jouseanus* показал, что в разрезе прослеживаются три разновозрастных комплекса, которые соответственно сопоставляются с ассоциациями следующих подразделений тропической схемы: верхней части зоны *Rocella vigilans* (нижний–верхний олигоцен), зоны *Bogorovia veniamini* (верхний олигоцен) и зоны *Rocella gelida* (верхний олигоцен — нижний миоцен). Корреляция биостратиграфических подразделений с радиометрической шкалой свидетельствует, что вмещающие комплексы отложения сформировались в интервале времени между ~28,5 и 23 млн лет назад [Kim, Barron, 1986].

Таким образом, анализ полученных к настоящему времени данных позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Разработанная зональная шкала по диатомеям (восемь зон) пригодна для расчленения олигоценых и нижнемиоценовых отложений различных районов высоких–средних широт обширной Северо-Тихоокеанской области. Это позволяет расширить диапазон применения северотихоокеанской зональной шкалы по диатомеям до нижнего олигоцена включительно и провести корреляцию разрезов олигоцена и нижнего миоцена Северной Пацифики и ее обрамления на зональной основе.

2. Диатомовые комплексы позднего олигоцена и раннего миоцена, коррелирующиеся с предложенной для этого интервала зональной шкалой, присутствуют в нескольких районах Северо-Тихоокеанской области и ее обрамления: в разрезах скважин глубоководного бурения (в первую очередь, в северо-западном секторе Пацифики), Камчатки, Сахалина, Охотского моря и Японии. Это впервые позволило трассировать упомянутый интервал и границу между олигоценом и миоценом на широкой площади северо-западной части Тихоокеанского региона. С той или иной долей уверенности с зональной шкалой коррелируются описанные ранее в литературе диатомовые ассоциации из разрезов Чукотки, Берингова моря, Курило-Камчатского желоба, Камчатки и Сахалина.

3. Находки диатомовых комплексов первой половины раннего олигоцена (зона *Rhizosolenia oligosaepica*) пока относительно редки: они фиксируются в разрезах Командорских островов, Японии, Курило-Камчатского желоба, а также, с долей условности, — Камчатки и Восточного Сахалина.

2.5. Общая характеристика зональной шкалы кайнозоя по диатомеям для бореальной и субарктической Пацифики

В разделах 2.3. и 2.4. суммированы полученные к настоящему времени достижения по совершенствованию зональной шкалы кайнозоя по диатомеям (уточнение возраста границ ее подразделений для среднего миоцена — плиоцена, расширение возрастного диапазона шкалы до начала олигоцена), а также по ее применению в детальном стратиграфическом расчленении с использованием широкого спектра материалов по разрезам Северной Пацифики и ее обрамления. В качестве ито-

гового обобщения результатов, полученных по зональной стратиграфии, ниже дается характеристика всех подразделений зональной шкалы кайнозоя по диатомеям (рис. 60) с определением возраста их границ. Основной акцент при этом делается на палеонтологическую характеристику, включающую положение и возраст датированных уровней, анализ общих особенностей зональных комплексов диатомей и изменения состава флористических ассоциаций во времени. Другими словами, упор сделан в первую очередь на биологическое содержание зон. При характеристике зон автор прежде всего руководствовался рекомендациями Международного стратиграфического справочника [International Stratigraphic Guide..., 1994] и Стратиграфического кодекса России [2006] последних редакций.

Зона *Rhizosolenia oligocaenica*

Авторы: Д.Бэлдауф, Д.Бэррон [Baldauf, Barron, 1991] для высоких широт Южного океана; для использования в Северо-Тихоокеанском регионе предложена А.Гладенковым [Гладенков, 1998; Gladenkov, 1999].

Категория: интервал-зона (Interval Zone).

Определение: нижняя граница проводится по УП *Rhizosolenia oligocaenica*, верхняя — УП *Rocella vigilans*.

Возраст: ранний олигоцен, ~33,7 млн лет (хрон C13п в Южном океане по: [Harwood, Maruyama, 1992] — ~30,2 млн лет (субхрон C11г.2г в Южном океане по: [Harwood, Maruyama, 1992]). Граница между эоценом и олигоценом (на уровне 33,7 млн лет назад) проходит в подошве зоны.

Примечание: в пределах зоны намечены две подзоны — «а» и «б», граница между которыми проводится по УП *Cavitatus jouseanus* (около 31,0 млн лет назад). К характерным элементам нижней подзоны относятся: *Rouxia obesa*, *R. granda*, *Rhizosolenia oligocaenica*, *Rh. antarctica*, *Eurossia irregularis*, *Asteromphalus oligocenicus*, *Asterolampra schmidtii*, *Navicula udintsevii*, *Sceptroneis pesplanus*, *Hyalopoda spirialis*, *Pyxilla reticulata*, *P. gracilis*, *Hemiaulus incisus*, *H. rectus* var. *twista*, *Triceratium unguiculatum*, *Pseudotriceratium radiosoreticulatum*, *Thalassiosira mediaconvexa*, *Azpeitia bukryi*, *Distephanosira architecturalis*, *Costopyxis trochlea*, *Kisseleviella* spp. Этот комплекс прослежен в каменной свите о-ва Беринга (Командорские острова) и формации Ширасака о-ва Хонсю (Япония). Ас-

социация подзоны «б», характеризующаяся присутствием в составе *Cavitatus jouseanus*, выделена по материалам глубоководного бурения (скв. 884 ODP) и прослеживается в формации Мораван о-ва Хоккайдо (Япония).

Точное положение нижней границы зоны в Северо-Тихоокеанском регионе не прослежено, и ее возраст определен согласно датировкам, полученным в Южном океане.

Зона *Rocella vigilans*

Авторы: А.Гладенков, Д.Бэррон [Gladenkov, Barron, 1995].

Категория: интервал-зона (Interval Zone).

Определение: нижняя граница проводится по УП индекс-вида, верхняя — УП *Cavitatus rectus*.

Возраст: ранний олигоцен, ~30,2–29,6 млн лет.

Характерная флора: *Kisseleviella carina*, *Cestodiscus kugleri*, *C. trochus*, *Pyxilla* spp., *Rocella semigelida*, *Cavitatus miocenicus*, *C. jouseanus*, *Ikebea tenuis*.

Зона *Cavitatus rectus*

Авторы: А.Гладенков, Д.Бэррон [Gladenkov, Barron, 1995].

Категория: интервал-зона (Interval Zone).

Определение: нижняя граница проводится по УП индекс-вида, верхняя — по УП *Rocella gelida*.

Возраст: конец раннего олигоцена — начало позднего олигоцена, ~29,6–28,2 млн лет. Граница между нижним и верхним олигоценом (на уровне 28,5 млн лет назад) проходит внутри зоны, вблизи ее кровли.

Характерная флора: *Kisseleviella carina*, *Ikebea tenuis*, представители рода *Cavitatus* (*C. jouseanus*, *C. miocenicus*, *C. linearis*, *C. rectus*), *Rocella vigilans*, *Kozloviella minor*, *Thalassiosira dubiosa*.

Примечание: вблизи подошвы зоны отмечено появление *Cavitatus linearis*, к нижней части зоны относятся последние находки *Thalassiosira dubiosa* и *Rocella semigelida*, а ее верхней частью ограничено распространение *Kozloviella minor*.

Зона *Rocella gelida*

Авторы: А.Гладенков, Д.Бэррон [Gladenkov, Barron, 1995].

Категория: интервал-зона (Interval Zone).

млн лет	Отдел	Подотдел	Ярус	Хрон	Полярность	Зона по диатомеям	Датированные уровни
0	Эоценовый	в.	Приабон	C1	[штрихованная]	<i>Neodenticula seminae</i>	УИ <i>Pr. curvirostris</i>
1						Q	<i>Proboscia curvirostris</i>
2	Плиоцен	ср.	Пьяч.	C2	[штрихованная]		<i>Actinocyclus oculatus</i>
3						<i>Neodenticula koizumii</i>	УСЧ <i>N. kamtschatica</i>
4	нижн.	Занкл.	C3	C2A	[штрихованная]	<i>Neodenticula koizumii</i>	УП <i>N. koizumii</i>
5						<i>Neodenticula kamtschatica</i>	УИ <i>Cosm. insignis</i>
6	Мiocен	верхний	Тортон	C3A	[штрихованная]	C3	УП <i>Th. oestrupii</i>
7							
8	C4A	C5	[штрихованная]	C5	УСЧ <i>D. hustedtii</i>		
9						C4A	C5A
10	C5	C5A	[штрихованная]	C5	УП <i>D. dimorpha</i>		
11						C5	C5A
12	C5	C5A	[штрихованная]	C5	УСЧ <i>D. praedimorpha</i>		
13						C5	C5A
14	C5	C5A	[штрихованная]	C5	УП <i>D. praedimorpha</i>		
15						C5	C5A
16	C5	C5A	[штрихованная]	C5	УП <i>D. praedimorpha</i>		
17						C5	C5A
18	C5	C5A	[штрихованная]	C5	УП <i>D. praedimorpha</i>		
19						C5	C5A
20	C5	C5A	[штрихованная]	C5	УП <i>D. praedimorpha</i>		
21						C5	C5A
22	C5	C5A	[штрихованная]	C5	УП <i>D. praedimorpha</i>		
23						C5	C5A
24	C5	C5A	[штрихованная]	C5	УП <i>D. praedimorpha</i>		
25						C5	C5A
26	C5	C5A	[штрихованная]	C5	УП <i>D. praedimorpha</i>		
27						C5	C5A
28	C5	C5A	[штрихованная]	C5	УП <i>D. praedimorpha</i>		
29						C5	C5A
30	C5	C5A	[штрихованная]	C5	УП <i>D. praedimorpha</i>		
31						C5	C5A
32	C5	C5A	[штрихованная]	C5	УП <i>D. praedimorpha</i>		
33						C5	C5A
34	C5	C5A	[штрихованная]	C5	УП <i>D. praedimorpha</i>		
35						C5	C5A

←

Рис. 60. Зональная шкала по диатомеям для расчленения олигоцена—кватера Северной Пацифики, скоррелированная с геохронологической и магнитостратиграфической шкалами Berggren et al. [1995] (диатомовая зона по: [Barron, Gladenkov, 1995; Gladenkov, Barron, 1995, Гладенков А., 1998; Gladenkov, 1999])

Условные обозначения: УП — уровень появления, УИ — уровень исчезновения, УМП — уровень массового появления, УСЧ — уровень резкого снижения численности, Э. — эоцен, в. — верхний, Q — четвертичная система, а-с — подзоны, ланг. — лангий, мессин. — мессиний, занкл. — занклий, пьач. — пьаченций, гелаз. — гелазий

Определение: нижняя граница проводится по УП индекс-вида, верхняя — по УП *Thalassiosira praeфрага*.

Возраст: поздний олигоцен, ~28,2–24,0 млн лет.

Характерная флора: *Lisitzinia ornata*, *Rocella gelida*, *R. vigilans*, *Kisseleviella carina*, *Ikebea tenuis*, представители рода *Cavitatus*, отмечены находки *Coscinodiscus rhombicus*.

Примечание: к этой зоне относится уровень появления *Lisitzinia ornata*, в верхней части зоны фиксируется появление *Kisseleviella magnaareolata* и *Thalassiosira lusca*.

Зона *Thalassiosira praeфрага*

Авторы: новое название [Gladenkov, Barron, 1995] для зоны *Thalassiosira spinosa*, предложенной ранее Д.Бэрроном [Barron, 1985c], так как форма *Thalassiosira spinosa sensu Barron [1985c]* описана как новый вид *Thalassiosira praeфрага* [Gladenkov, Barron, 1995].

Категория: интервал-зона (Interval Zone).

Определение: нижняя граница проводится по УП индекс-вида, верхняя — по УП *Thalassiosira прафрага*.

Возраст: конец позднего олигоцена — ранний миоцен, ~24,0–20,3 млн лет (субхрон С6г.1г?) — 18,4 млн лет (субхрон С5Еп.1п). Граница между олигоценом и миоценом (на уровне 23,8 млн лет назад) проходит вблизи подошвы этой зоны.

Характерная флора: к наиболее характерным элементам относятся *Kisseleviella carina*, *K. ezoensis*, *Cavitatus jouseanus*, *C. rectus*, *C. miocenicus*, *C. linearis*, *Ikebea tenuis*.

Примечание: нижняя граница зоны также маркируется появлением *Kisseleviella ezoensis*, вблизи кровли фиксируются УИ *Cavitatus rectus* и *Lisitzinia ornata*, УП *Rhizosolenia hotaense*, в нижней части зоны отмечены последние находки *Kisseleviella magnaareolata*, *Rocella vigilans*, *R. gelida*. В пределах верхней части зоны фиксируются первые отдельные редкие находки *Actinocyclus ingens*.

Зона *Thalassiosira прафрага*

Авторы: Д.Бэррон [Barron, 1985c], с изменением определения верхней границы [Gladenkov, Barron, 1995]. Критерием для проведения верхней границы зоны *Thalassiosira прафрага*, предложенной ранее Д.Бэрроном [Barron, 1985c] служил УП *Actinocyclus ingens*. Однако, как отмечалось выше, первые отдельные находки *Actinocyclus ingens* приурочены к более древним горизонтам раннего миоцена по сравнению УП *Thalassiosira прафрага*, что препятствует определению четкого положения УП *Actinocyclus ingens*.

Категория: интервал-зона (Interval Zone).

Определение: нижняя граница проводится по УП индекс-вида, верхняя — по УП *Crucidentricula sawamurae*.

Возраст: ранний миоцен, 20,3 млн лет (субхрон С6г.1г?) — 18,4 млн лет (субхрон С5Еп.1п)

Характерная флора: *Kisseleviella carina*, *Thalassiosira прафрага*, *Th. прафрага*, *Cavitatus jouseanus*, *C. miocenicus*, *C. linearis*, *Stellarima* spp.

Примечание: у кровли зоны отмечаются последние постоянные находки *Rhizosolenia hotaense*, а также *Rhizosolenia norwegica*, появляющейся в этой зоне. УИ *Thalassiosira прафрага* фиксируется у кровли зоны. Пределами зоны ограничено распространение *Nitzschia maleinterpretaria*. У верхней границы исчезает *Kisseleviella ezoensis* [Akiba, 1986].

Зона *Crucidentricula sawamurae*

Авторы: А.Гладенков, Д.Бэррон [Gladenkov, Barron, 1995].

Категория: интервал-зона (Interval Zone).

Определение: нижняя граница проводится по УП индекс-вида, верхняя — по УП *Crucidentricula kanayae*.

Возраст: ранний миоцен, 18,4 млн лет (субхрон С5Еп.1п) — 16,9 млн лет (субхрон С5Сг.3г).

Характерная флора: *Kisseleviella carina*, *Stellarima* spp., *Crucidentricula sawamurae*, *Cavitatus miocenicus*, *C. jouseanus*.

Примечание: к нижней части зоны приурочены УП *Mediaria splendida* и *Proboscia praebarboi*; начиная с подошвы, фиксируется начало постоянного присутствия *Actinocyclus ingens*. Внутри зоны фиксируются появление *Crucidentacula ikebei* и исчезновение *Thalassiosira fraga*.

Зона *Crucidentacula kanayae*

Авторы: Ф.Акиба [Akiba, 1986], с изменением определения нижней границы А.Гладенковым и Д.Бэрроном [Gladenkov, Barron, 1995]. Впервые зона *Crucidentacula kanayae* для Северной Пацифики была предложена Ф.Акибой как более продолжительный интервал с нижней границей, характеризующейся УП *Actinocyclus ingens* и верхней — УП *Denticulopsis praelauta* [Akiba, 1986]. Однако появление *Actinocyclus ingens* не является достаточно четким критерием для проведения зональной границы и относится к более древним горизонтам, чем предполагалось ранее.

Категория: интервал-зона (Interval Zone).

Определение: нижняя граница проводится по УП индекс-вида, верхняя — по УП *Denticulopsis praelauta*.

Возраст: ранний миоцен, 16,9 млн лет (субхрон С5Сг.3г) — 16,3 млн лет (субхрон С5Сп.1п). Граница между нижним и средним миоценом (на уровне 16,4 млн лет назад) проходит вблизи кровли этой зоны.

Характерная флора: *Actinocyclus ingens*, *Crucidentacula kanayae*, *Cr. ikebei*, *Stellarima* spp., *Kisseleviella carina*, *Thalassionema nitzschioides*, *Mediaria splendida*.

Примечание: вблизи от кровли зоны фиксируются УИ *Crucidentacula sawamurae* и *Azpeitia praenodulifera*. К нижней части зоны относится УМП *Actinocyclus ingens*. Пределами зоны ограничено массовое распространение *Crucidentacula kanayae*.

Зона *Denticulopsis praelauta*

Авторы: Ф.Акиба [Akiba, 1986].

Категория: зона родословной (Lineage Zone). Изучение эволюционного развития рода *Denticulopsis* показало, что виды *Denticulopsis praelauta*, *D. lauta* и *D. hyalina* представляют линию филогенетического развития [Akiba, Yanagisawa, 1986; Yanagisawa, Akiba, 1990]. В качестве характерис-

тик границ зоны *Denticulopsis praelauta* и более молодой зоны *Denticulopsis lauta* используются УП трех упомянутых видов (см. выше). Поэтому справедливо недавнее отнесение этих зон к категории филозон, или зон родословной [Yanagisawa, Akiba, 1998].

Определение: нижняя граница проводится по УП индекс-вида, верхняя — по УП *Denticulopsis lauta*.

Возраст: средний миоцен, 16,3 млн лет (субхрон С5Сп.1п) — 15,9 млн лет (субхрон С5Вг.2г).

Характерная флора: *Actinocyclus ingens*, *Nitzschia challengerii*, *Denticulopsis praelauta*, *Kisseleviella carina*, *Mediaria splendida*.

Примечание: к верхней части зоны приурочен УП *Cavitatus exiguus*, у подошвы зоны фиксируется УП *Nitzschia challengerii*.

Зона *Denticulopsis lauta*

Авторы: Т.Маруяма [Maruyama, 1984b].

Категория: зона родословной (Lineage Zone).

Определение: нижняя граница проводится по УП индекс-вида, верхняя — по УП *Denticulopsis hyalina*.

Возраст: средний миоцен 15,9 (субхрон С5Вг.2г) — 14,9 млн лет (субхрон С5Вп.1г).

Характерная флора: *Actinocyclus ingens*, *A. ingens* var. *nodus*, *Nitzschia challengerii*, *Denticulopsis lauta*, *Kisseleviella carina*, *Mediaria splendida*.

Примечание: в пределах зоны отмечены УП *Crucidentacula nicobarica* и УИ *Crucidentacula ikebei*, к подошве приурочен УП *Actinocyclus ingens* var. *nodus*, к нижней части зоны относится УИ *Denticulopsis praelauta*. Общий интервал распространения *Cavitatus lanceolatus* находится внутри данной зоны.

Зона *Denticulopsis hyalina*

Авторы: Т.Маруяма [Maruyama, 1984b], с изменением определения верхней границы Ф.Акибой [Akiba, 1986].

Категория: интервал-зона (Interval Zone).

Определение: нижняя граница проводится по УП индекс-вида, верхняя — по УМП *Denticulopsis hustedtii*.

Возраст: средний миоцен, 14,9 млн лет (субхрон С5Вп.1г) — 13,1 млн лет (субхрон С5ААп).

Характерная флора: *Denticulopsis hyalina*, *Actinocyclus ingens*, *A. ingens* var. *nodus*, *Mediaria splendida*.

Примечание: в нижней части зоны фиксируются УП *Denticulopsis hustedtii*, *Thalassiosira grunowii*, *Th. praeuabei*. УИ *Thalassiosira praeuabei* приурочен примерно к середине данной зоны. Вблизи кровли находится УИ *Actinocyclus ingens* var. *nodus*.

Зона *Crucidenticula nicobarica*

Авторы: Ф.Акиба и др. [Akiba, Yanagisawa, Ishii, 1982].

Категория: интервал-зона (Interval Zone).

Определение: нижняя граница проводится по УМП *Denticulopsis hustedtii*, верхняя — по УП *Denticulopsis praedimorpha*.

Возраст: средний миоцен, 13,1 млн лет (субхрон С5ААп) — 12,9 млн лет (субхрон С5Аг.3г)

Наиболее характерные элементы флоры: *Denticulopsis hustedtii*, *Crucidenticula nicobarica*, *Thalassiosira grunowii*.

Примечание: Вблизи подошвы зоны находятся УИ *Denticulopsis lauta*, УМП *Crucidenticula nicobarica* и УСЧ *Denticulopsis hyalina*.

Зона *Denticulopsis praedimorpha*

Авторы: Ф.Акиба и др. [Akiba, Yanagisawa, Ishii, 1982].

Категория: зона распространения таксона (Taxon-range Zone).

Определение: нижняя граница проводится по УП *Denticulopsis praedimorpha*, верхняя — по УСЧ *Denticulopsis praedimorpha*. В качестве критерия для определения верхней границы зоны предложено использовать УСЧ *Denticulopsis praedimorpha*, а не УИ этого вида из-за трудности в оценке его точной возрастной датировки [Baron, Gladenkov, 1995].

Возраст: средний миоцен, 12,9 млн лет (субхрон С5Аг.3г) — 11,5 млн лет (субхрон С5г.2п).

Наиболее характерные элементы флоры: *Denticulopsis hustedtii*, *D. praedimorpha*, *D. vulgaris*, *Thalassiosira grunowii*.

Примечание: в нижней части зоны фиксируются УИ *Crucidenticula nicobarica* и УП *Proboscia barboi*, а в верхней — УП *Thalassiosira yabei*.

Зона *Thalassiosira yabei*

Авторы: Т.Маруяма [Maruyama, 1984b] как зона *Coscinodiscus yabei*, с модификацией определения нижней границы Д.Бэрроном и А.Гладенковым [Baron, Gladenkov, 1995].

Категория: интервал-зона (Interval Zone).

Определение: нижняя граница зоны проводится по УСЧ *Denticulopsis praedimorpha* (см. Определение для зоны *Denticulopsis praedimorpha*), а верхняя — по УП *Denticulopsis dimorpha*.

Возраст: конец среднего миоцена — начало позднего миоцена, 11,5 млн лет (субхрон С5г.2п) — 9,9 млн лет (субхрон С5п.2п). Граница между средним и верхним миоценом (на уровне 11,2 млн лет назад) проходит вблизи подошвы зоны.

Наиболее характерные элементы флоры: *Denticulopsis hustedtii*, *Thalassiosira grunowii*, *Proboscia barboi*, *Actinocyclus ingens*.

Примечание: в пределах зоны фиксируются УИ *Mediaria splendida*, *Nitzschia heteropolica*, *Thalassiosira yabei* и УП *Hemidiscus cuneiformis*.

Зона *Denticulopsis dimorpha*

Авторы: Т.Маруяма [Maruyama, 1984b].

Категория: зона распространения таксона (Taxon-range Zone).

Определение: нижняя граница проводится по УП индекс-вида, а верхняя — по уровню его исчезновения.

Возраст: поздний миоцен, 9,9 млн лет (субхрон С5п.2п) — 9,2 млн лет (субхрон С4Аг.1г).

Наиболее характерные элементы флоры: *Denticulopsis dimorpha*, *D. hustedtii*.

Примечание: в пределах зоны фиксируются УП *Thalassionema schraderi*, *Denticulopsis katayamae*, *Thalassiosira minutissima*.

Зона *Denticulopsis katayamae*

Авторы: Т.Маруяма [Maruyama, 1984b], с изменением определения верхней границы Ф.Акибой [Akiba, 1986]

Категория: интервал-зона (Interval Zone).

Определение: нижняя граница проводится по УИ *Denticulopsis dimorpha*, верхняя — по УСЧ *Denticulopsis hustedtii*.

Возраст: поздний миоцен, 9,2 млн лет (субхрон С4Аг.1г) — 8,6 млн лет (субхрон С4г.2г).

Наиболее характерные элементы флоры: *Denticulopsis hustedtii*, *D. katayamae*, *Actinocyclus ingens*, *Thalassiosira minutissima*.

Примечание: вблизи кровли находится УИ *Thalassiosira grunowii*. Во многих работах в качестве критерия для определения верхней границы этой зоны выбран УИ *Denticulopsis katayamae* [Maquyama, 1984b; Koizumi, 1985a; Yanagisawa, Akiba, 1998; и др.]. Однако во многих случаях проследить его точное положение достаточно сложно. Кроме того, как показал анализ материалов 145-го рейса ODP и других данных [Barron, 1992a], этот уровень не вполне совпадает с верхней границей данной зоны и находится немного выше (т.е., имеет более молодые датировки), хотя определение его точного положения и оценки возраста в большинстве случаев затруднены.

Зона *Thalassionema schraderi*

Авторы: Ф.Акиба [Akiba, 1982], с изменением определения верхней границы Д.Бэрроном [Barron, 1989].

Категория: интервал-зона (Interval Zone).

Определение: нижняя граница проводится по УСЧ *Denticulopsis hustedtii*, верхняя — по УП *Neodenticula kamtschatica*.

Возраст: поздний миоцен, 8,6 млн лет (субхрон С4г.2г) — 7,3–7,4 млн лет (субхрон С3Вг).

Наиболее характерные элементы флоры: *Thalassionema schraderi*, *Coscinodiscus marginatus*, *Rouxia californica*, *Thalassiosira temperei*, *Th. nidulus*, *Nitzschia rolandii*, *Proboscia barboi*.

Примечание: в пределах зоны отмечается массовое развитие *Thalassionema schraderi* (с УСЧ вблизи кровли), в нижней части зоны фиксируются УП *Thalassiosira singularis*, *Th. gravida*, *Pyxidicula zabelinae*, *Nitzschia rolandii*, а в верхней — УП *Nitzschia pliocena*.

Зона *Neodenticula kamtschatica*

Авторы: И.Коизуми [Koizumi, 1973b,c] как зона *Denticula kamtschatica*.

Категория: интервал-зона (Interval Zone).

Определение: нижняя граница проводится по УП *Neodenticula kamtschatica*, верхняя — по УП *Neodenticula koizumii*.

Возраст: конец позднего миоцена — ранний плиоцен, 7,4–7,3 млн лет (субхрон С3Вг) —

4,0–3,9 млн лет (субхрон С2Аг). Как было показано в ряде исследований [Koizumi, Tanimura, 1985; Koizumi, 1986b, 1992 a,b; Barron, Gladenkov, 1995; и др.], уровень появления вида-индекса зоны (*Neodenticula koizumii*), который характеризует верхнюю границу зоны, в высоких и средних широтах Северной Пацифики диахронен в зависимости от широты и колеблется в пределах от 4,0 до 3,4 млн лет. Так как границы биостратиграфических зон ранга хронозон не могут иметь диахронные границы, очевидно, что в данном случае в качестве характеристики верхней зональной границы должен быть выбран наиболее древний УП *Neodenticula koizumii* — 4,0–3,9 млн лет.

Подзоны: в пределах зоны выделяются три подзоны [Barron, 1980a], снизу вверх: подзона «а», нижняя граница которой совпадает с нижней границей зоны, а верхняя проводится по УП *Thalassiosira oestrupii* (на уровне 5,5 млн лет назад); подзона «б» — с нижней границей, совпадающей с кровлей подзоны «а» и с верхней границей, проводящейся по УИ *Cosmidiscus insignis* (на уровне 4,8 млн лет назад); подзона «с», нижняя граница которой совпадает с кровлей подзоны «б», а верхняя — с кровлей зоны. Граница между миоценом и плиоценом (на уровне 5,32 млн лет назад) проходит внутри подзоны «б».

Характеристика флоры: к этой зоне приурочено начало формирования характерных арктобореальных диатомовых ассоциаций в Северной Пацифике. К типичным элементам флоры относятся *Neodenticula kamtschatica* (доминирующая форма), *Thalassiosira antiqua*, *Th. marujamica*, *Pyxidicula zabelinae*. В пределах зоны появляются разнообразные представители рода *Thalassiosira* (*Th. latimarginata*, *Th. jacksonii*, *Th. praeoestrupii*, *Th. oestrupii*, *Th. tertiaria*, *Th. manifesta*, *Th. jouseae*, *Th. hyalina*, *Th. sheshukovae*), а также *Detonula confervacea*, *Bacterosira fragilis*, *Actinocyclus ochotensis* и др.

Примечание: вблизи нижней границы зоны отмечается УИ *Thalassionema schraderi*, а вблизи кровли — УП *Actinocyclus oculatus*. К нижней части зоны приурочены УИ *Rouxia californica*, *Nitzschia rolandii*, *Thalassiosira singularis*, *Th. temperei*, *Ikebea tenuis*; пределами зоны ограничено стратиграфическое распространение таких форм, как *Thalassiosira praeoestrupii*, *Th. miocenica*, *Th. jacksonii* (пликатная форма), *Delphineis simonsenii*.

Зона *Neodenticula koizumii* — *Neodenticula kamtschatica*

Авторы: И.Коизуми [Koizumi, 1973 b,c] как зона *Denticula seminae* — *Denticula kamtschatica*; с модификацией определения верхней границы Д.Бэрроном и А.Гладенковым [Barron, Gladenkov, 1995].

Категория: зона совместного распространения (Concurrent-range Zone).

Определение: нижняя граница проводится по УП *Neodenticula koizumii*. В качестве критерия для определения верхней границы зоны предложено использовать УСЧ *Neodenticula kamtschatica*, а не УИ этого вида из-за трудности в оценке его точной возрастной датировки [Barron, Gladenkov, 1995].

Возраст: ранний плиоцен — средний плиоцен, 4,0–3,9 млн лет (субхрон C2Ag) — 2,68–2,61 млн лет (субхрон C2An.1n). Граница между нижним и средним плиоценом (на уровне 3,58 млн лет назад) проходит внутри зоны.

Наиболее характерные элементы флоры: в ассоциациях доминируют *Neodenticula kamtschatica* и *N. koizumii*.

Примечание: в верхней части зоны фиксируются УИ *Thalassiosira marujamica* и *Th. jacksonii*.

Зона *Neodenticula koizumii*

Авторы: И.Коизуми [Koizumi, 1975 b,d] как зона *Denticula seminae* f. *fossilis*, с переопределением характеристики верхней границы И.Коизуми [Koizumi, 1992b] и модификацией определения нижней границы Д.Бэрроном и А.Гладенковым [Barron, Gladenkov, 1995].

Категория: интервал-зона (Interval Zone).

Определение: нижняя граница зоны проводится по УСЧ *Neodenticula kamtschatica* (см. Определение зоны *Neodenticula koizumii* — *Neodenticula kamtschatica*), верхняя — по УИ *Neodenticula koizumii*.

Возраст: конец среднего плиоцена — поздний плиоцен, 2,68–2,61 млн лет (субхрон C2An.1n) — 2,0 млн лет (субхрон C2r.1r).

Наиболее характерные элементы флоры: в ассоциации зоны доминирует *Neodenticula koizumii*.

Примечание: к нижней границе зоны приурочен УП *Neodenticula seminae*, а к верхней — УИ

Pyxidicula zabelinae. В средней части зоны фиксируется УИ *Thalassiosira convexa*.

Зона *Actinocyclus oculatus*

Авторы: Д.Донахью [Donahue, 1970], с изменением определения нижней границы И.Коизуми [Koizumi, 1992b].

Категория: интервал-зона (Interval Zone).

Определение: нижняя граница проводится по УИ *Neodenticula koizumii*. В качестве критерия для определения верхней границы зоны предложено использовать УСЧ *Actinocyclus oculatus*, а не УИ этого вида из-за трудности в оценке его точной возрастной датировки [Barron, Gladenkov, 1995].

Возраст: поздний плиоцен — ранний плейстоцен, 2,0 млн лет (субхрон C2r.1r) — 1,0 млн лет (C1r.1n). Граница между плиоценом и квартером (на уровне 1,77 млн лет назад) проходит внутри зоны, вблизи ее подошвы.

Наиболее характерные элементы флоры: в ассоциации доминируют *Neodenticula seminae*, *Actinocyclus oculatus*, представители рода *Thalassiosira*.

Примечание: вблизи нижней границы зоны фиксируется УИ *Pyxidicula horridus*; к средней части зоны относится появление *Proboscia curvirostris*, а к ее нижней половине — исчезновение *Thalassiosira antiqua*.

Зона *Proboscia curvirostris*

Авторы: Д.Донахью [Donahue, 1970] как зона *Rhizosolenia curvirostris*, с модификацией определения нижней границы Д.Бэрроном и А.Гладенковым [Barron, Gladenkov, 1995].

Категория: интервал-зона (Interval Zone).

Определение: нижняя граница зоны проводится по УСЧ *Actinocyclus oculatus* (см. Определение зоны *Actinocyclus oculatus*), верхняя — по УИ *Proboscia curvirostris*.

Возраст: ранний–средний плейстоцен, 1,0 млн лет (C1r.1n) — 0,3 млн лет (субхрон C1n).

Наиболее характерные элементы флоры: для ассоциаций типично доминирование *Neodenticula seminae* и присутствие в составе *Proboscia curvirostris*.

Примечание: пределами зоны ограничено распространение *Rhizosolenia matuyamae*, вблизи

кровли фиксируется вымирание *Proboscia barboi* и *Thalassiosira jouseae*.

Зона *Neodenticula seminae*

Авторы: Д. Донахью [Donahue, 1970] как зона *Denticula seminae*.

Категория: интервал-зона (Interval Zone).

Определение: отложения, характеризующие интервал распространения *Neodenticula seminae* выше УИ *Proboscia curvirostris*.

Возраст: средний–поздний плейстоцен, 0,3 млн лет (субхрон C1n) — 0,0 млн лет (кровля субхрона C1n).

Примечание: состав ассоциаций характеризуется современной диатомовой флорой.

В заключение необходимо отметить, что недавно для расчленения неогена района Японских островов и прилегающих акваторий северо-западного сектора Пацифики был предложен несколько отличный от приведенного выше вариант зональной шкалы Ю. Янагисавы и Ф. Акибы [Yanagisawa, Akiba, 1998]. В целом, он во многом близок к схемам Ф. Акибы [Akiba, 1986] и Д. Бэррона и А. Гладенкова [Barron, Gladenkov, 1995], отличаясь от последней несколько иной трактовкой выделения границ верхнемиоценовых зон *Thalassionema schraderi* и *Neodenticula kamtschatica* (см. рис. 30). Между этими двумя зонами выделяется зона *Rouxia californica*, верхняя граница которой проводится по уровню УСЧ индекс-вида, так как этот уровень достаточно надежно прослеживается в неогене района Японии. Вместе с тем, внутри зон *Denticulopsis hyalina* и *Neodenticula kamtschatica* различаются по две подзоны: соответственно *Denticulopsis hyalina* — *Denticulopsis praehyalina* и *Denticulopsis simonsenii* (граница между подзонами проводится по УП *Denticulopsis simonsenii* (*Denticulopsis hustedtii* s. ampl.), *Neodenticula kamtschatica* — *Nitzschia rolandii* и *Thalassiosira oestrupii* (граница между подзонами прослеживается по уровню появления *Thalassiosira oestrupii*) (см. рис. 30).

Отметим, что для расчленения верхнего олигоцена — нижнего миоцена в рассматриваемом варианте шкалы сохранены все зоны, предложенные автором совместно с Д. Бэрроном [Gladenkov, Barron, 1995]. Одновременно для большинства дати-

ровок возраста зональных границ и других важнейших диатомовых датированных уровней использованы цифры абсолютного возраста (в соответствии с палеомагнитной шкалой С. Кэнде и Д. Кента [Cande, Kent, 1995], полученные при обработке материалов 145-го рейса ODP. В то же время, анализ этих датировок позволил японским исследователям дополнительно оценить возраст ряда других неогеновых датум-плейнов, рассчитав их по кривой осадконакопления, составленной для разрезов скв. 438А и 438В DSDP. К ним, например, относятся УП *Thalassiosira praeyabei* (14,5 млн лет), УП *Thalassiosira grunowii* s.l. (14,5 млн лет), УСЧ *Denticulopsis hyalina* (13,1 млн лет), УМП *Thalassionema schraderi* (8,4 млн лет), УИ *Nitzschia pliocena* (6,8 млн лет), УСЧ *Rouxia californica* (6,4 млн лет), УП и УИ *Thalassiosira castanea* (6,4 и 6,1 млн лет, соответственно), УИ *Thalassiosira tempereri* (5,4 млн лет) и др.

Обсуждаемый вариант шкалы был недавно использован Т. Маруямой также и при зональном расчленении неогеновых толщ среднего–верхнего миоцена, вскрытых скважинами глубоководного бурения в 167-м рейсе ODP в умеренных широтах Северо-Восточной Пацифики — в районе Калифорнийской окраины Северной Америки [Maruyama, 2000]. Однако при этом, так же как и при изучении материалов 145-го рейса ODP (см. подраздел 2.3.3.), не использовались новые таксоны в составе родов *Crucidentricula* и *Denticulopsis* (за исключением *Denticulopsis simonsenii*), выделенных в ранге видов и подвидов Ю. Янагисавой и Ф. Акибой [Yanagisawa, Akiba, 1990]. Поэтому соответственно не анализировались и основанные на этих формах датированные уровни, охарактеризованные в шкале 1998 г.

Детальная корреляция среднемиоценовых–плейстоценовых отложений в пределах Калифорнийской окраины (между 30° и 40° с.ш.) проводилась на основе использования более чем 30 диатомовых датум-плейнов. Изучение диатомовых комплексов в разрезах скважин этого района показало, с одной стороны, возможность применения при зональном расчленении важнейших датированных уровней среднего–верхнего миоцена зональной шкалы высоких–средних широт Северной Пацифики, а с другой — изохронность этих уровней в прикалифорнийском районе. К ним относятся УМП *Denticulopsis simonsenii* (*D. hustedtii* s. ampl.) (13,1 млн лет), УП *Denticulopsis praedimorpha* (12,9 млн лет), УСЧ *D. praedimorpha* (11,5 млн лет), УП *Denticulopsis dimorpha* (9,9 млн лет), УП

Thalassionema schraderi (9,5 млн лет), УИ *Denticulopsis dimorpha* (9,16 млн лет), УСЧ *D. simonsenii* (8,6 млн лет), УМП и УСЧ *Thalassionema schraderi* (8,4 и 7,6 млн лет, соответственно), УИ *Cavitatus jouseanus* (6,8–6,7 млн лет), УСЧ *Rouxia californica* (6,65 млн лет), УМП *Neodenticula kamtschatica* (6,4 млн лет), УП *Thalassiosira oestrupii* (5,49 млн лет). При этом *Thalassiosira oestrupii* была обнаружена в разрезах только двух скважин, что в большинстве случаев затрудняет выделение зоны, нижняя граница которой характеризуется появлением этого вида.

Одновременно необходимо отметить, что такой важный в стратиграфическом отношении и широко распространенный в Северной Пацифике со второй половины позднего миоцена до конца среднего плиоцена вид как *Neodenticula kamtschatica*, в разрезах прикалифорнийских скважин встречается редко или отсутствует. Поэтому практическое использование его в качестве надежного стратиграфического маркера при расчленении неогеновых отложений здесь крайне затруднено. Кроме того, как уже отмечалось, согласно имеющимся данным, *Neodenticula kamtschatica* появляется в разрезах Калифорнии позже (около 5,5 млн лет назад) по сравнению с северными и северо-западными районами Пацифики (7,4–7,3 млн лет назад), а *Rouxia californica* исчезает раньше — на уровне около 6,7 млн лет, а не 5,9 млн лет [Baggon, 1989, 1992a; Baggon, Gladenkov, 1995]. Все это препятствует четкому прослеживанию в районе калифорнийской окраины зональных подразделений северотихоокеанской шкалы, основанных на таких датум-плейнах.

Следует сказать и о некоторых других датированных уровнях, которые, очевидно, являются диахронными в разных широтах. Это относится, например, к УП *Proboscia barboi* и УИ *Denticulopsis katayamae* (соответственно 12,5 и 8,5 млн лет в Северной Пацифике): в разрезах калифорнийской окраины эти холодноводные виды имеют несколько более молодые датировки. Датированные уровни некоторых тепловодных форм также, вероятно, диахронны в зависимости от широты (УИ *Crucidentacula nicobarica*, УП *Hemidiscus cuneiformis*, УП *Nitzschia fossilis*, УП *Nz. reinholdii*), однако точно подтвердить это смогут только результаты детальной корреляции с палеомагнитной шкалой в разных районах средних широт Северной Пацифики.

Что касается плиоценовых и четвертичных диатомовых комплексов района калифорнийской окраины, то по характеру своего состава они занимают промежуточное положение между ассоциациями субтропической и субарктической облас-

тей. С одной стороны, в их составе обнаружены редкие представители только некоторых тепловодных субтропических видов (*Fragilariopsis doliolus*, *Nitzschia reinholdii*, *Nz. jouseae*, *Rhizosolenia praebergonii*, *Thalassiosira miocenica*), которые являются диагностическими в отношении возраста в зональной шкале для субтропиков. С другой стороны, постоянного присутствия *Neodenticula kamtschatica* в разрезах также не отмечалось. Поэтому для расчленения плиоцена и плейстоцена здесь не могут использоваться ни зональная шкала, разработанная для низких широт, ни таковая для высоких широт Тихого океана. Вот почему корреляция с зональной схемой Северной Пацифики была проведена на основании прослеживания датированных уровней (таких как УП и УИ *Neodenticula koizumii*, УП *Neodenticula seminae*, УИ *Neodenticula kamtschatica*, УИ *Thalassiosira convexa*, УП *Fragilariopsis doliolus*, УП и УИ *Proboscia curvirostris*, УИ *Actinocyclus oculatus*, УП и УИ *Rhizosolenia matuyamae*), которые изохронны в прикалифорнийском районе, но диахронны в пределах Северо-Тихоокеанского региона в зависимости от широтного положения.

Анализ данных по возрасту и прослеживанию диатомовых датированных уровней в разных районах Северотихоокеанского региона, проведенный выше в разделах 2.1, 2.3–2.5, указывает на определенную степень диахронности таких уровней в зависимости от широтного положения разрезов, а также от положения последних по отношению к континенту. По этой же причине не все стратиграфически важные маркеры одинаково четко прослеживаются в ископаемых ассоциациях в различных разрезах. Поэтому в заключительном разделе этой части работы (раздел 2.6) необходимо специально остановиться на ряде особенностей использования датум-плейнов и подразделений зональной шкалы по диатомеям в пределах изучаемой области Тихого океана и его обрамления.

2.6. Некоторые особенности использования подразделений зональной шкалы и датированных уровней

В ряде случаев использование имеющихся к настоящему времени вариантов зональной шкалы для кайнозоя бореальной и арктобореальной Пацифи-

ки сталкивается с некоторыми трудностями. Это связано прежде всего с тем, что Северо-Тихоокеанский регион включает геологически сложно построенную обширную зону перехода от океана к континенту, вкрест простирающаяся которой глубоководные фации образуют своеобразные «клинья» с вершиной к суше (см. раздел 2.1). К такой зоне, например, относится большая часть разрезов Чукотки, Аляски, Камчатки, Сахалина и других районов, для которых характерны пестрота фаций, невыдержанность мощностей и большое количество перерывов. Из-за «клиньевой» структуры многих шельфовых разрезов в них часто трудно проследить диатомовые зоны (выделенные в океанических толщах) в их полном объеме и определить их границы.

Поэтому уровни появления и исчезновения стратиграфически важных таксонов, используемых для обоснования границ хроностратиграфических подразделений, здесь во многих случаях не совпадают с таковыми их реального появления или вымирания, а отражают появление или исчезновение в конкретном разрезе. Кроме того, часто трудно определить реальный уровень вымирания вида, а также отличить его от уровня исчезновения вида в конкретном разрезе из-за возможного переотложения. Иными словами, в данных случаях стратиграфам приходится иметь дело с лонами или экостратиграфическими зонами. Кроме того, при переходе от океанических к разрезам более мелководных фаций число типично океанических видов, которые используются при обосновании зональных границ, в составе комплексов уменьшается, а в ассоциациях доминируют формы, характерные для прибрежных морских зон.

По этой причине, в ряде случаев достаточно трудно сопоставлять комплексы, формировавшиеся в разных частях окраинных бассейнов и открытого океана, так как они имеют разный таксономический состав. При этом в составе исследуемых ассоциаций зональные маркирующие виды могут вообще отсутствовать. Особую важность в связи с этим приобретают поиск и детальное изучение разрезов с «переходными» диатомовыми комплексами — от океанических к шельфовым, состав которых характеризуется наличием форм, типичных как для первых, так и для вторых ассоциаций. Решение такой задачи способствует осуществлению корреляций выделенных в относительно мелководных разрезах комплексов или слоев с флорой с диатомовой шкалой через их сопоставление с «переходными» ассоциациями. При этом очень важными представляются исследования палеоэкологических

особенностей как одновозрастных, так и разновозрастных комплексов.

Другими словами, проводится увязка границ биогоризонтов (с определением их возраста), выделяемых в шельфовых разрезах на основе стратиграфического распространения неритических форм, с зональной океанической шкалой. Таким образом, неритические комплексы приобретают маркирующее значение и могут использоваться при расчленении и корреляциях регионального масштаба. Отметим, что попытки разработки биостратиграфической схемы плиоцена–квартера для окраинно-морских частей Тихого океана уже предприняты [Пушкарь, 1998; Пушкарь, Черепанова, 2001; и др.].

Имеется и еще одно важное обстоятельство, которое надо иметь в виду при анализе датум-плейнов. Хорошо известно, что в северной части Тихого океана на протяжении неогена происходили климатические колебания разного порядка, отразившиеся в геологической летописи. К наиболее ярко выраженным и хорошо изученным относятся три периода потепления (в начале среднего и позднего миоцена и в середине плиоцена) и три периода похолодания (в среднем и позднем миоцене и в середине плиоцена). В целом, во время таких колебаний границы водных масс смещались главным образом в меридиональном направлении: к югу — в периоды климатических оптимумов и к северу — во время пессимумов, т.е. их объем менялся.

Поскольку в силу определенного провинциализма диатомовых флор многие виды в их составе имеют ограниченный ареал, приуроченный к области распространения определенной водной массы, их ареалы во время климатических колебаний также изменялись: в периоды потеплений шло проникновение тепловодных форм в более высокие широты, а в периоды похолоданий имела место инвазия холодноводных видов по направлению к югу. Этим объясняются неодинаковые пределы распространения ряда маркирующих видов в зависимости от широтного положения разрезов, например, для субтропической, умеренной и субарктической Пацифики. Проведенные исследования последних лет показали, что некоторые важные датум-плейны в разных частях Северной Пацифики являются диахронными — прежде всего при переходе из одной широтной области или подобласти в другую [Koizumi, Burckle, 1984; Burckle, Opdyke, 1985; Koizumi, 1985 b,c, 1986b, 1989, 1990 a,b; Koizumi, Tanimura, 1985; Barron, 1992c; Barron, Gladenkov, 1995; и др.] (рис. 61–63).

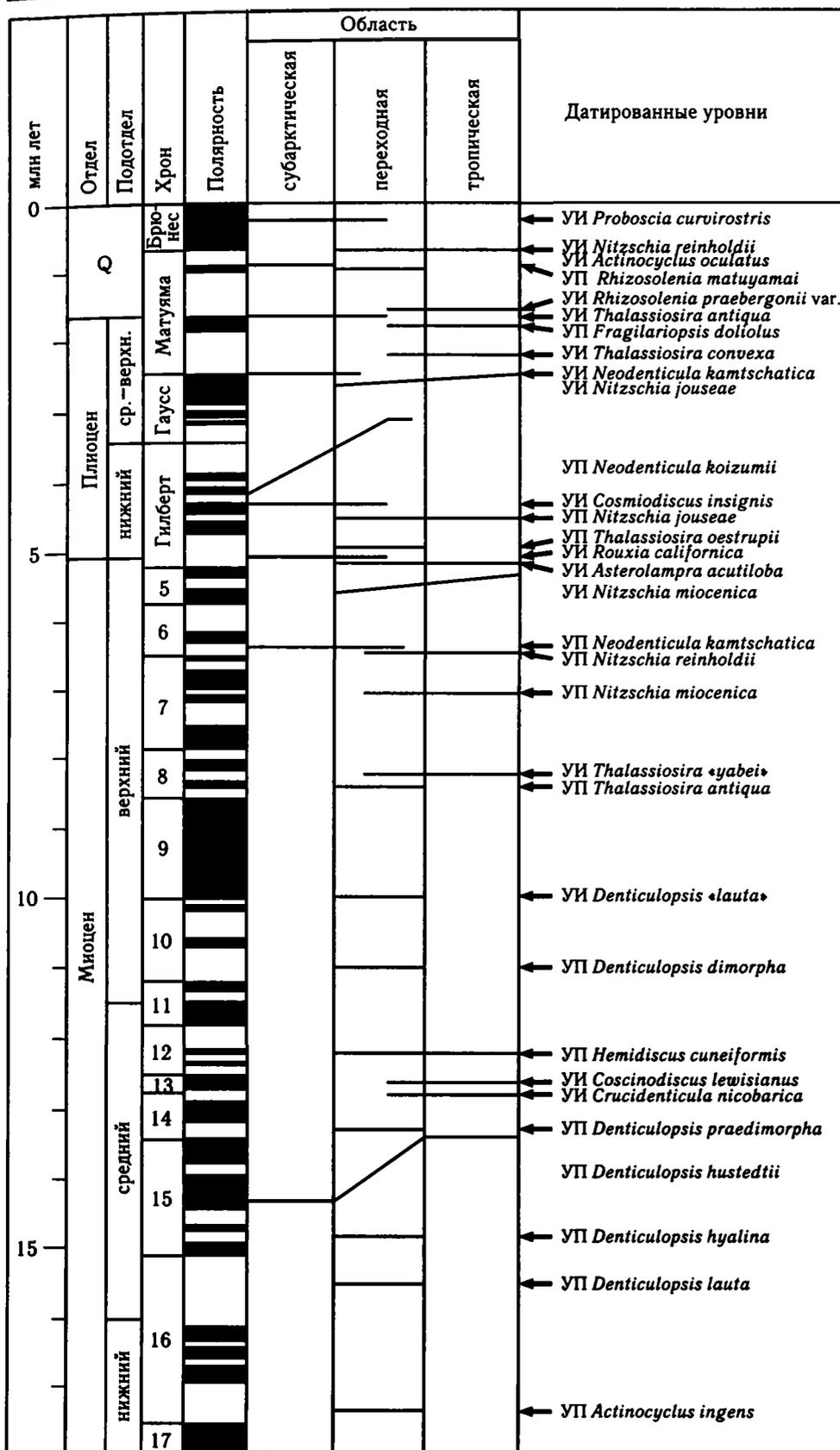


Рис. 61. Датированные уровни по диатомеям верхнего кайнозоя разных районов Северной Пацифики и пределы их использования в зависимости от географического положения (по: [Koizumi, Burckle, 1984])

Условные обозначения к рис. 61-63

УП — уровень появления, UI — уровень исчезновения, УСЧ — уровень резкого снижения численности

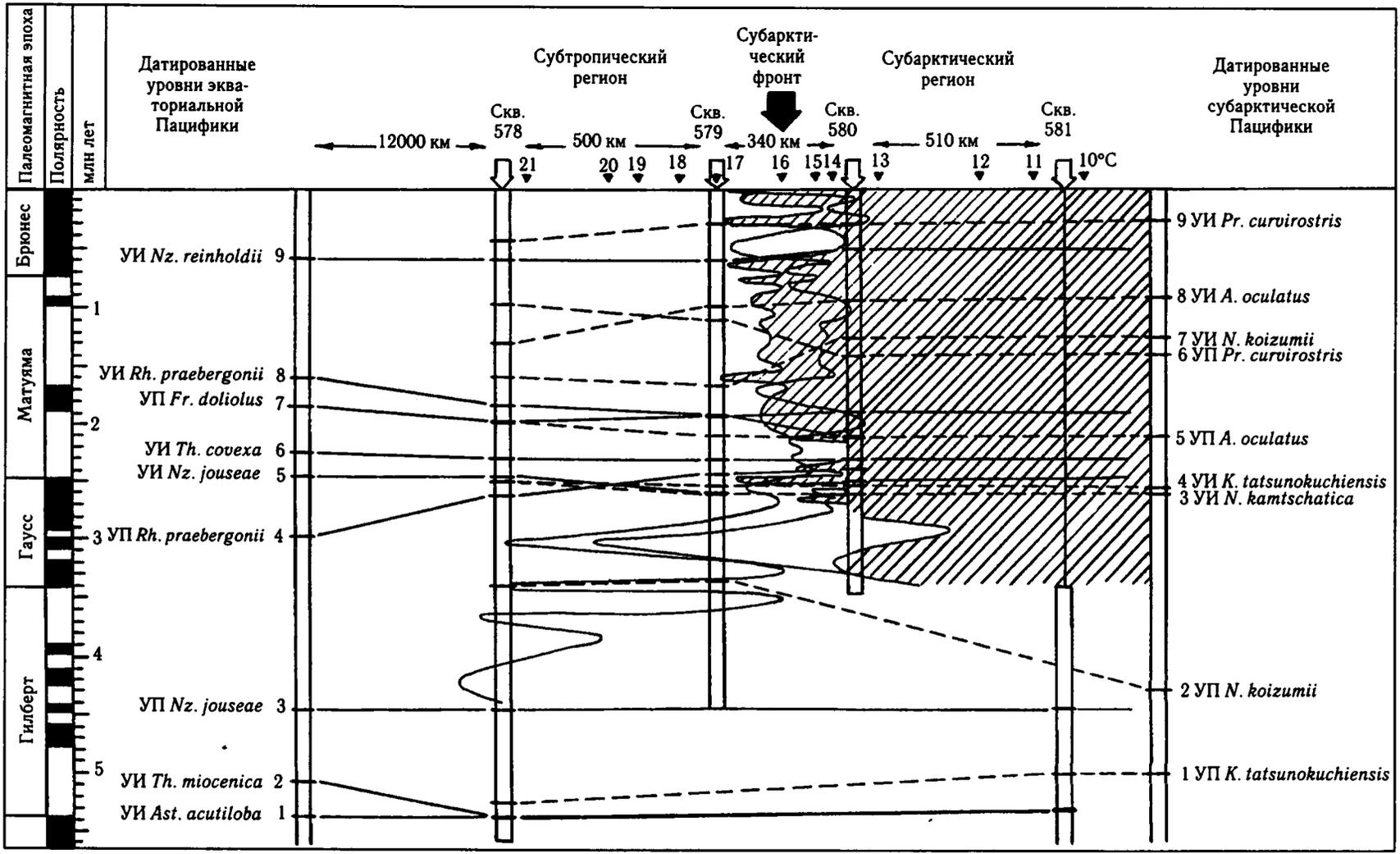
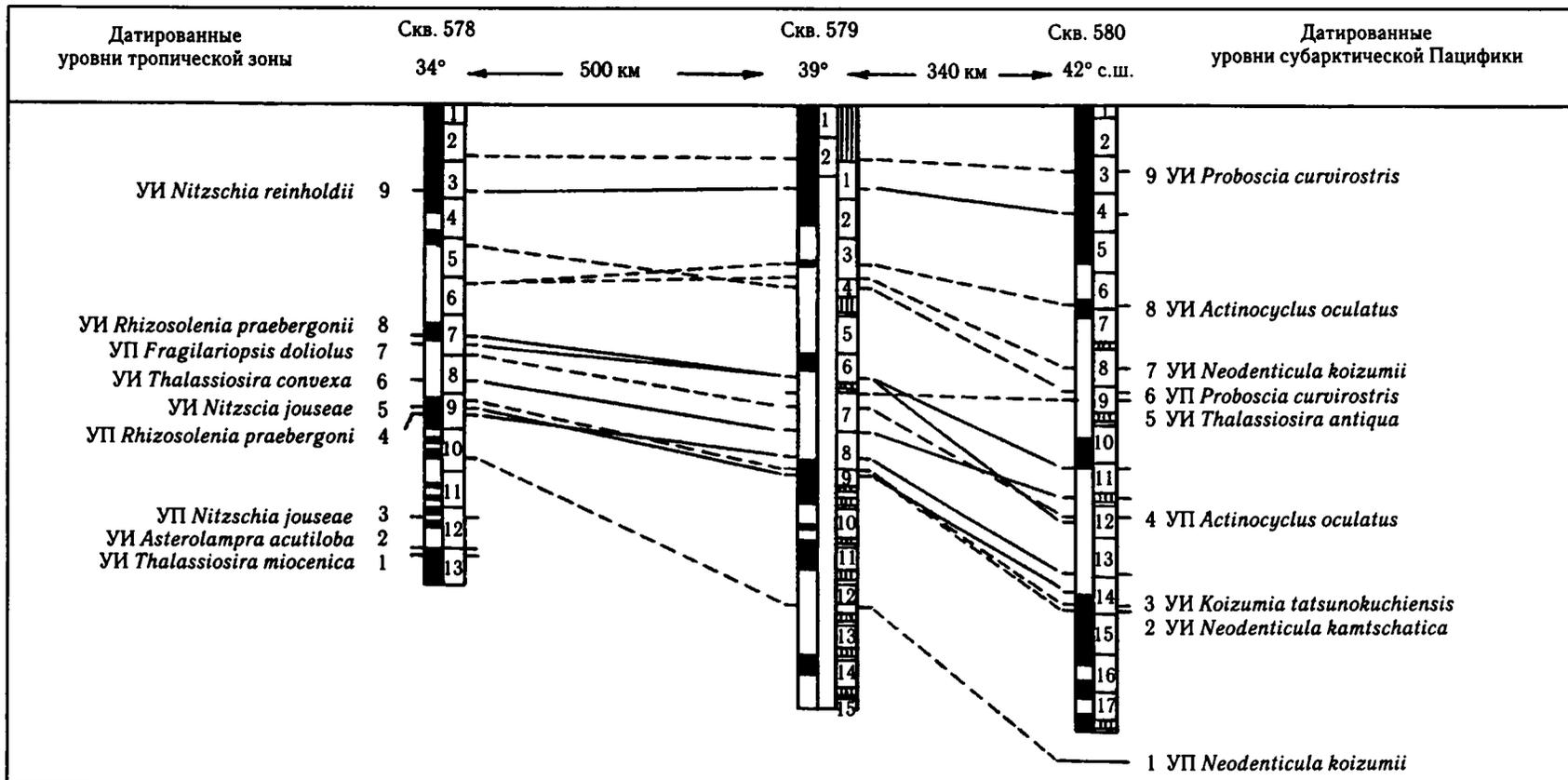


Рис. 62. Положение различных тихоокеанских датированных уровней (1–9) по диатомеям во времени и пространстве; изменение значений температур поверхностных вод и перемещение северной границы субарктического фронта в плиоцене — голоцене (по: [Koizumi, 1986b])

Заштрихованная область — положение субарктического фронта; кривые линии, начинающиеся от скв. 579 и 580 DSDP, показывают изменения температур поверхностных вод в этих точках во времени; цифры над верхней горизонтальной линией — значения современных температур поверхностных вод в отмеченных точках; 1–9 — уровни появления (УП) и исчезновения (УИ) отмеченных видов.

Схему расположения скважин см. ниже на рис. 65



181

Рис. 63. Распространение важных в стратиграфическом отношении датированных уровней (1–9) по диатомеям плиоцена–голоцена разных районов Северной Пацифики, скоррелированных с магнитостратиграфической шкалой (по: [Koizumi, 1985a])

УП — уровень появления, УИ — уровень исчезновения. Сплошные линии маркируют датированные уровни, установленные в тропических широтах, пунктирные линии — датированные уровни, установленные в субарктическом регионе; цифры справа от палеомагнитной шкалы обозначают номера кернов скважин; вертикальной штриховкой показаны интервалы пропуска отбора образцов.

Расположение скважин см. ниже на рис. 65

Поэтому «автоматическое» применение датированных уровней, используемых, например, в зональной шкале субтропиков при работе с разрезами субарктической Пацифики (и, наоборот) только на основании находок в разрезах тепловодных видов, может приводить к совершенно неправильным выводам. В то же время, появление тепловодных комплексов в высоких широтах может служить хорошим репером при корреляции разрезов разных регионов, так как в ряде случаев они отражают палеоклиматические колебания не только регионального, но и субглобального масштаба. Поэтому их прослеживание в разных районах, надежное датирование и осторожная интерпретация служат основой для обоснованных корреляций геологических, палеоклиматических и палеоокеанологических событий.

Отдельно следует отметить *проблему изохронности зональных границ*. Как уже отмечалось, хроностратиграфические подразделения, согласно их определению, не могут иметь диахронные границы, так же как не могут их иметь, например, подразделения палеомагнитной шкалы. Поэтому датированные уровни, выбранные в качестве характеристик границ диатомовых зон (ранга хронозон), должны быть изохронными в пределах той области, в которой используется данная стратиграфическая зональная шкала. И если уровень появления (или исчезновения) таксона, выбранный для обоснования границы, имеет разные датировки в пределах этой области, то для оценки его возраста должна, очевидно, использоваться наиболее древняя абсолютная датировка (и для исчезновения, соответственно, — наиболее молодая). В противном случае, придется иметь дело не с хронозо-

нами, а с экозонами, которые действительно имеют диахронные границы. При этом, однако, нельзя забывать, что в силу определенного провинциализма диатомовой флоры возрастные пределы некоторых стратиграфически важных видов, встречающихся в разных климатических зонах (характеризующихся различными типами водных масс), неодинаковы. Поэтому в таких случаях положение уровней появления или исчезновения подобных форм при переходе из одной области с определенными характеристиками водной массы в другую определяется их широтной приуроченностью (см. выше). Разумеется, такие уровни не могут использоваться в качестве изохронных реперов разных районов.



Результаты анализа, проведенного в главе 2, свидетельствуют о впечатляющих достижениях в обоснованном детальном расчленении и корреляции кайнозойских толщ Северо-Тихоокеанского региона с помощью диатомей. Использование высокой разрешающей способности диатомовых водорослей при стратиграфических исследованиях позволило создать дробную зональную шкалу, которая в качестве реального инструмента может применяться в пределах средних–высоких широт Пацифики. Однако геологическая практика постоянно предъявляет все более повышенные требования к степени точности и детальности проводимых исследований, которые касаются и стратиграфии. Поэтому в следующей главе обсуждаются пути дальнейшего совершенствования и детализации диатомовой шкалы на основе применения арсенала различных методов.

Глава 3

Пути дальнейшего совершенствования и детализации зональной шкалы. Проблема инфразональности

Если рассматривать проблему детализации северо-тихоокеанской зональной шкалы кайнозоя по диатомеям в целом, то здесь можно выделить несколько направлений.

3.1. Совершенствование расчленения относительно слабо стратифицированных участков шкалы и уточнение зональных границ

Первое направление связано с совершенствованием относительно слабо расчлененных пока интервалов шкалы. Это, прежде всего, относится к олигоценовой и нижнемиоценовой частям шкалы, которые к настоящему времени имеют наименьшую степень дробности. К тому же, уровни, по которым проводятся границы наиболее древних зон (с возрастом более 18 млн лет), а также другие стратиграфически важные реперы не имеют пока прямых привязок к палеомагнитной шкале. Поэтому задача состоит в поиске и детальном изучении возможно более полных непрерывных морских разрезов с удовлетворительной палеонтологической характеристикой и возможностью проведения прямых корреляций с палеомагнитной шкалой и радиологических датировок. В таких разрезах необходимо проследить смену зональных комплексов и наметить дополнительные датум-плейны с целью выделения более дробных подразделений с последующей проверкой степени их надежности и масштаба применения.

Дополнительные исследования необходимы также в отношении более верхней части шкалы и, в первую очередь, характеристик некоторых зональных границ. Например, ряд таких границ проводит-

ся по уровням резкого сокращения численности (УСЧ) или массового появления таксона (УМП). Однако в некоторых случаях границы, проведенные по такому принципу, могут отражать определенные палеоэкологические изменения регионального масштаба и поэтому они не всегда являются хроностратиграфическими. Следовательно, для проверки степени их изохронности необходим контроль со стороны дополнительных, хорошо датированных стратиграфических маркеров. При этом, очевидно, предпочтение должно отдаваться поиску уровней появления (УП) таксонов ввиду их большей объективности.

3.2. Поиск новых дополнительных стратиграфических маркеров

Выше речь шла о совершенствовании зональной шкалы в тех ее частях, которые имеют наименьшую степень дробности. Но, вместе с тем, есть целый блок методических направлений, исследования по которым могут оказать значительную помощь при усовершенствовании зональной шкалы в целом.

Детальные исследования в области систематики и таксономии диатомей. Прежде всего следует помнить, что эти исследования играют важную роль при выявлении дополнительных биостратиграфических уровней и датум-плейнов. К настоящему времени уже показано, что ряд видовых таксонов (например, относящихся к родам *Denticulopsis*, *Crucidenticula*, *Thalassiosira*, *Nitzschia*, *Cavitatus*, *Azpeitia* и др.) состоят из двух и более самостоятельных видов, имеющих разные пределы стратиграфического распространения. И некоторые из них уже широко используются сейчас для обоснования

границ зональных и внутризональных подразделений диатомовой шкалы. Выявление новых видов и подвидов даст возможность еще более детализировать зональные схемы.

Датированные уровни и интердаты. Помимо выделения датум-плейнов большую пользу могут также принести выявление и прослеживание внутризональных подразделений, на которые обращалось внимание еще в середине 80-х годов XX столетия и которые было предложено именовать «датированными интервалами» или «интердатами» (interdat) [Меннер, Гладенков, 1986]. Фактически они представляют собой слои между датум-плейнами, т.е. в отдельных случаях могут смыкаться, в других нет. Оценка устойчивости таких подразделений и их сочетаний позволит подойти к корреляции определенных интервалов внутри зон. Постепенное внедрение интердатов в практику в дальнейшем может существенно помочь в расчленении зональных подразделений. При этом большую пользу может принести комплексное использование биологических и физических методов, которое может обеспечить более точную, чем раньше, привязку стратиграфических подразделений к хроностратиграфической шкале и усилить контроль стратиграфических корреляций. Это, например, относится к возможности выделения и прослеживания интердатов на основе фиксации смены знаков прямой и обратной намагниченности палеомагнитной шкалы в пределах диатомовых зон и даже подзон.

Использование биостратиграфических данных и кислородно-изотопной стратиграфии. При проверке возраста датированных уровней и выяснении степени их изохронности большую ценность представляют собой также данные по корреляции биостратиграфических уровней с подразделениями кислородно-изотопной шкалы. Наиболее детально к настоящему времени эта шкала, состоящая из кислородно-изотопных стадий или ярусов, разработана для четвертичной системы (продолжительность выделяемых здесь подразделений, которые точно датированы, — до десятков тысяч лет). Стадии отражают периоды глобальных похолоданий и потеплений прошлого, что фиксируется по разным значениям соотношения изотопов кислорода. Поэтому корректные сопоставления с такой шкалой могут позволить, с одной стороны, реально оценивать точный возраст биостратиграфических маркеров, а с другой — подойти к детализации зональных схем на основе смены разновозраст-

ных флористических комплексов, состав которых различаются в зависимости от принадлежности к той или кислородно-изотопной стадии или ее части. Например, несмотря на определенную условность, для морских верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Северо-Западной Пацифики уже удалось наметить ряд зональных подразделений типа экозон продолжительностью 0,3–0,06 млн лет, скоррелированных с кислородно-изотопными ярусами [Пушкарь, 1998; Пушкарь, Черепанова, 2001; и др.]. Подобные комплексные исследования в отношении более древних горизонтов несомненно будут способствовать дальнейшей детализации зональных шкал.

Применение количественных методов. Дальнейшей детализации будет способствовать также применение количественного метода. В отличие от биостратиграфического метода, основанного на изучении эволюционного развития диатомей и имеющего определенный предел разрешаемой способности, использование и совершенствование упомянутого метода может позволить перейти к выделению более мелких стратиграфических подразделений на иных принципах.

а. В первую очередь, это относится к методу детального анализа ископаемых сообществ и построения палеотемпературных кривых по диатомеям или определения «диатомовых» температур (T_d), предложенному во второй половине 60-х годов прошлого столетия [Капауа, Koizumi, 1966] и получившему свое дальнейшее применение и развитие в последующие годы при изучении Северо-Тихоокеанской области. Метод основан на расчете для каждого из выбранных временных уровней в пределах надежно датированных интервалов температурного индекса T_d по формуле: $T_d = X_w / (X_w + X_c)$, где X_w — количество створок тепловодных видов, а X_c — количество створок холодноводных видов, встречаемых в препарате (рис. 64). Общее количество подсчитываемых створок обычно составляет 300 экземпляров. К тепловодным видам при этом относятся планктонные формы, характерные для современных осадков в пределах тропической и субтропической водных масс, а к холодноводным — субарктические, арктобореальные и арктические диатомеи.

Позже, при изучении плиоценовых отложений, для построения палеоклиматических кривых были также предложены несколько иные температурные индексы — T_w и T_{wt} [Barron, 1992c, 1995]. В отличие от вышеупомянутого индекса T_d , при расчете

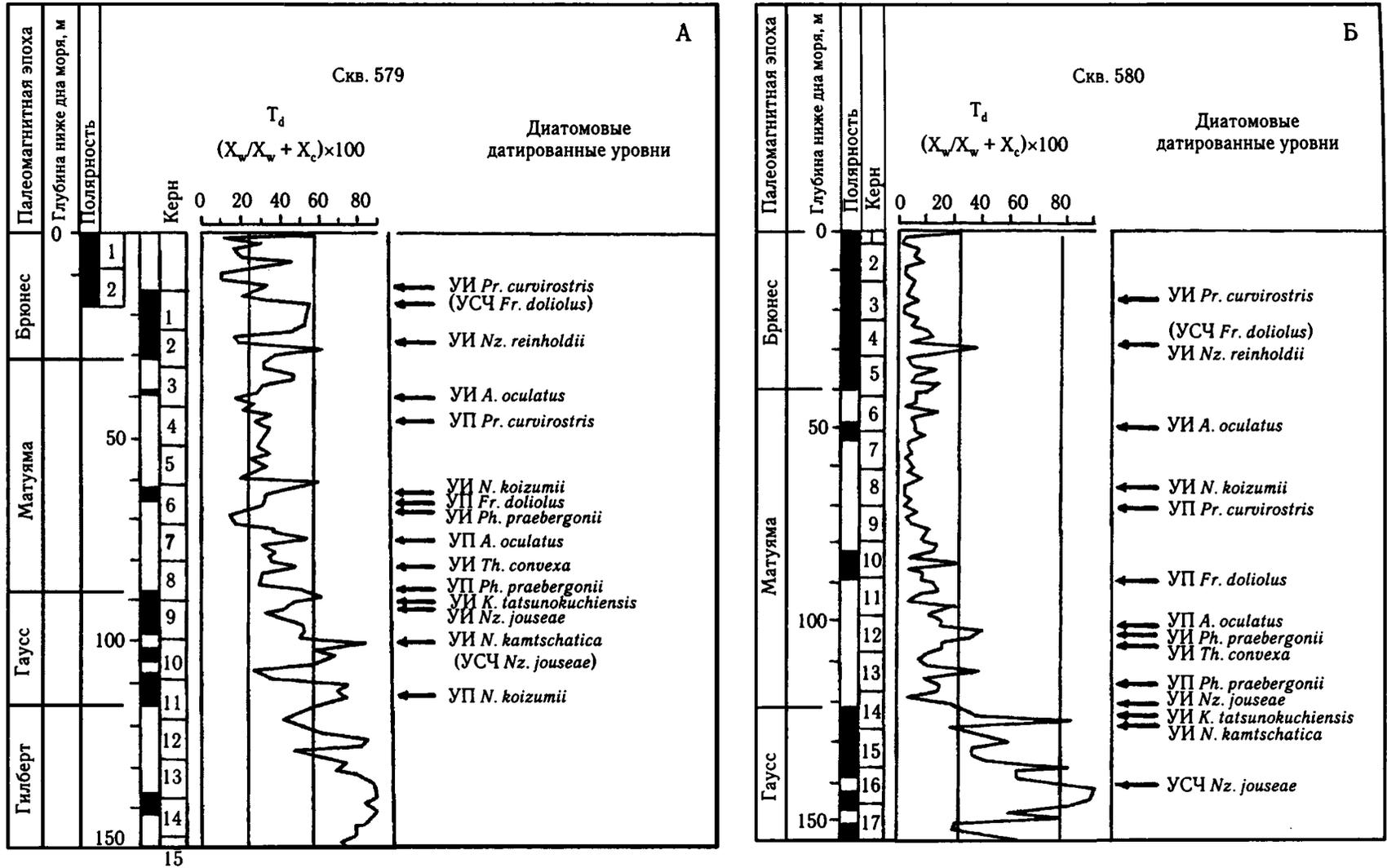


Рис. 64. Палеоклиматические кривые, построенные для отложений плиоцена–квартера разрезов скв. 579 (А) и 580 (Б) DSDP в Северной Пацифике на основе подсчета индекса T_d (по: [Koizumi, 1986b])

УИ — уровень исчезновения, УП — уровень появления, УСЧ — уровень резкого снижения численности. Расположение скважин см. на рис. 65

значения индекса T_w наряду с современными учитываются также вымершие плиоценовые холодноводные и тепловодные формы (*Neodenticula kamtschatica*, *N. koizumii*, *Thalassiosira convexa*, *Nitzschia jouseae* и др.). Другой индекс — T_{wt} рассчитывается по формуле $T_{wt} = (X_w + 0,5X_t) / (X_c + X_t + X_w)$, где X_w — количество створок субтропических и тропических видов, X_t — тепловодно-транзитных, а X_c — холодноводных. При определении этого индекса, с одной стороны, в отдельную группу выделены широко распространенные в Северной Пацифике «транзитные виды» (такие как *Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiosira oestrupii*, *Coscinodiscus radiatus*), а с другой — по аналогии с расчетом индекса T_w , используются вымершие формы (рис. 65). Подобные палеотемпературные кривые, основанные на количественном соотношении тепловодных и холодноводных форм, в первую очередь отражают изменения температур поверхностных вод и используются для палеоокеанографических реконструкций. Однако анализ таких флуктуаций представляется также очень важным с точки зрения выделения инфразональных подразделений диатомовой шкалы, так как они (флуктуации) нашли отражение в смене мелких стратиграфических единиц в разрезах. Анализ выдержанности таких подразделений в пространстве и во времени может показать, какие из них могут служить в качестве реперов при корреляции интервалов разрезов, более дробных по сравнению с зональными.

Необходимо, однако, отметить, что метод температурных индексов имеет определенные ограничения. Во-первых, сейчас он применяется в основном при изучении относительно молодых осадков (четвертичного и плиоценового возраста), так как для подсчетов используются виды с известным или с большой степенью надежности предполагаемым географическим распространением. Во-вторых, применение данного метода эффективно в пределах средних широт Северо-Тихоокеанской области, где развита умеренная водная масса (Полярный фронт), разделяющая субтропическую и субарктическую водные массы и поэтому являющаяся переходной. Для нее, в целом, характерны как тепловодные, так и холодноводные виды. Поэтому их количественное соотношение отражает даже не очень большие изменения температур поверхностных вод [Koizumi, 1986b; Barron, 1992c; Yanagisawa, 1993b]. При анализе же комплексов в районах, расположенных к северу и к югу от Полярного фронта, в составе которых с конца миоцена преобладают соответственно холодноводные и тепловодные формы, под-

счет их количественного соотношения не всегда позволяет судить о флуктуациях климата (рис. 66). Это объясняется тем, что даже во время потеплений в субарктической Пацифике количественно превалируют холодноводные виды (и чем дальше на север, тем больше), а процент тепловодных незначителен и поэтому не дает ярко выраженных пиков на температурных кривых. Схожая картина, но с противоположным знаком характерна для субтропической области, где и во время похолоданий доминируют тепловодные формы. Поэтому основными индикаторами климатических флуктуаций служат прежде всего диатомовые ассоциации переходной зоны, которая расширялась к северу во время потеплений и сжималась к югу в периоды похолоданий. Отметим, что для среднего и верхнего миоцена района Японии уже предприняты попытки оценки температур поверхностных вод с помощью определения диатомового температурного индекса [Maruyama, 1993].

б. Перспективными могут оказаться и дальнейшие исследования, связанные с методикой определения возрастных границ, основанной на прослеживании в разрезах количественных соотношений небольшого числа видов, для которых характерны различные палеоэкологические характеристики. Такой подход был, например, применен при определении и прослеживании границы плейстоцена и голоцена в осадках Берингова моря [Baldauf, 1982; Starratt, 1993]. Согласно полученным данным, эта граница в изученном районе характеризуется в первую очередь резким изменением в комплексах соотношения между количеством *Neodenticula seminae* и количеством *Fragilariopsis oceanica* и *Thalassiosira gravida*. Как установлено, первая из этих форм доминирует в открытых частях морских бассейнов Северо-Тихоокеанской области, а две другие — в шельфовых зонах, характеризующихся наличием льдов [Sancetta, 1982]. Таким образом, резкое увеличение количества *Neodenticula seminae* знаменует конец последней ледниковой эпохи и трассирует границу между плейстоценом и голоценом. Надо, однако, отметить, что при возможном применении подобных методик для анализа комплексов, более древних, чем четвертичные, необходимо будет иметь обоснованные данные по палеоэкологии и палеобиогеографии вымерших форм, соотношение между которыми будет использоваться при характеристике уровней, маркирующих смены эпох потеплений и похолоданий. Такие материалы по древним диатомовым могут быть получены только в результате будущих детальных

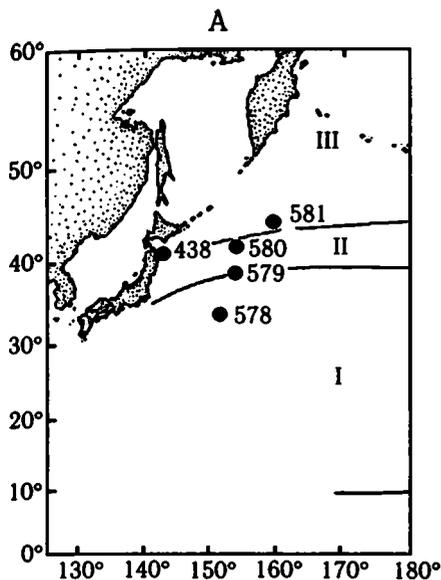
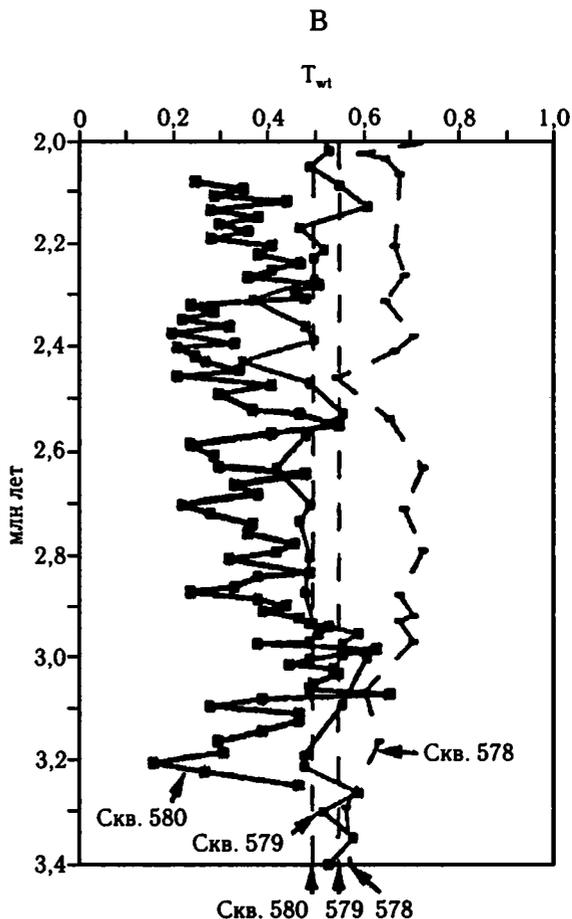
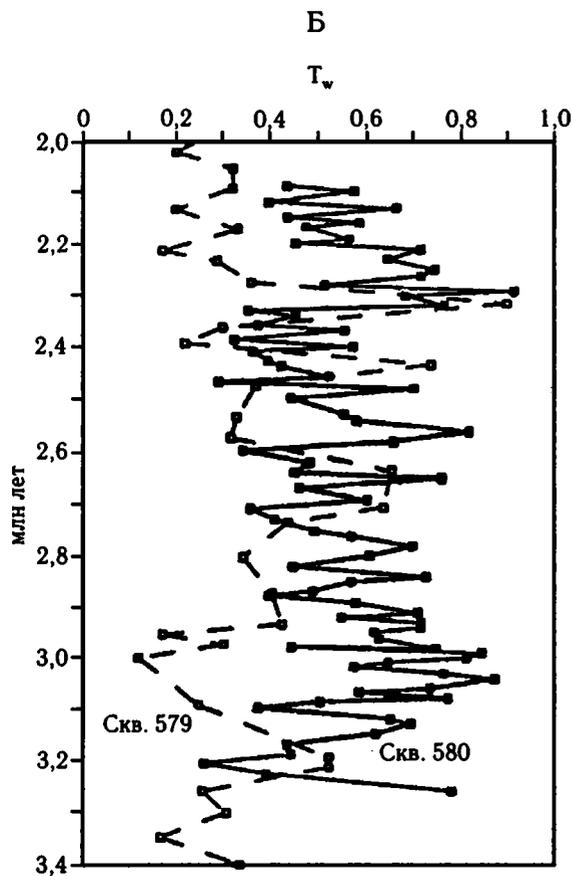


Рис. 65. Палеоклиматические кривые, построенные для плиоценовых отложений разрезов скв. 579 и 580 DSDP на основе подсчета индекса T_w (Б) и для скважин 578–580 на основе подсчета индекса T_{wt} (В) (по: [Ваггон, 1992с])

На фрагменте А показано положение скважин DSDP в Северной Пацифике

I–III — современные водные массы: I — субтропическая, II — переходная (субарктический фронт), III — субарктическая (по: [Koizumi, 1985a])



Современные значения температур

специальных исследований, что, по-видимому, также внесет вклад в детализацию зональной шкалы.

в. К другому направлению, которое также может способствовать детализации диатомовых шкал,

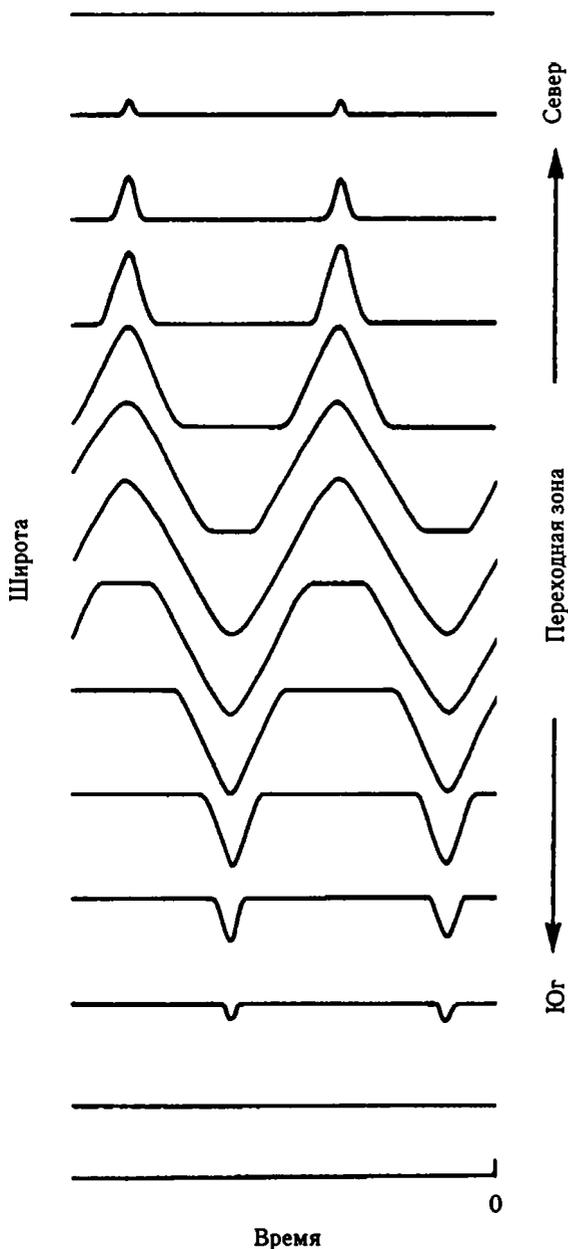


Рис. 66. Схематичное распределение значений индекса T_d в различных районах Северной Пацифики в зависимости от их широтного положения (по: [Yanagisawa, 1993a])

относится палеобиогеографический анализ неогеновых морских флор с определением характерных провинций и субпровинций. Такое районирование было предложено для средних–высоких широт Пацифики на основе анализа диатомовых ассоциаций в современных осадках [Sancetta, Silvestri, 1986]. Путем определения процентного содержания характерных диатомей в осадках разных частей Северо-

Тихоокеанской области этот регион был разделен на девять так называемых кластеров — фактически провинций (см. рис. 24). Для каждого кластера характерен определенный набор видов с их достаточно устойчивым процентным соотношением, что объясняется неодинаковыми океанологическими обстановками и гидрологическими режимами.

После этого были проанализированы ассоциации из более древних осадков (с возрастом до 2,5 млн лет). Анализ изменения состава диатомовых комплексов по площади и во времени и их сравнение с характеристиками голоценовых кластеров позволили выделить шесть уровней, на которых происходили изменения палеоокеанографических условий, включая изменения положения северной границы субарктического фронта и характеристик водных масс. Выделение и прослеживание подобных кластеров в более ранних горизонтах неогена, наряду с использованием факторного анализа, могут дать дополнительную основу для детализации диатомовой шкалы. Эта работа потребует детального изучения ареалов ископаемых маркирующих форм и анализа устойчивости комплексов с привлечением большого количества данных по палеоокеанографии, палеобиогеографии и стратиграфии.

3.3. Корреляция диатомовых шкал со шкалами по другим группам. Использование политаксонных зон и зон по разным планктонным группам

Большое значение для совершенствования диатомовых зон имеет их сопоставление с зонами и другими биостратиграфическими единицами по другим группам. Особенно важными являются прямые корреляции с комплексами планктонных фораминифер и наннопланктона, на основе которых по материалам разрезов низких широт разработаны субглобальные зональные шкалы, привязанные к стратотипам Европы и МСШ. Результаты, полученные при таких сопоставлениях, позволяют дополнительно контролировать возраст границ диатомовых зон и способствуют их более надежному сопоставлению с МСШ. Однако, возможность подобных корреляций в Северо-Тихоокеанском регионе достаточно ограничена, так как разновозрастные ассоциации карбонатного и кремнистого планктона встречаются здесь в одних и тех же разрезах олигоцена–неогена крайне редко. Но, несмотря на

это, детальные исследования в ряде случаев позволяют подойти к решению такой задачи для отдельных интервалов. Иллюстрацией этому служат, например, данные, полученные по разрезам среднего миоцена Японии [Yanagisawa et al., 1989; Watanabe, Takahashi, 1997; и др.]. Вместе с тем, для взаимной проверки зональных подразделений и более обоснованного трассирования комплексов при расчленении разрезов и их корреляциях очень важны сопоставления подразделений, выделенных по диатомеям и радиоляриям. Находки этих двух групп кремнистых микроорганизмов в пределах Северо-Тихоокеанского региона часто приурочены к разрезам одинакового возраста, однако шкала по диатомеям разработана намного лучше. Сопоставление предложенных зональных радиоляриевых шкал неогена средних–высоких широт со шкалой по диатомеям уже проведено в ряде работ [Shilov, 1995b; Motoyama, Maquyama, 1998; Витухин, 2001; и др.].

Отметим также, что большое значение при детальных стратиграфических работах имеет привязка к планктонным ассоциациям диатомей комплексов бентосных организмов (в первую очередь, моллюсков и бентосных фораминифер), которые играют важную роль при расчленении разрезов районов обрамления Северной Пацифики. С одной стороны, это позволяет точнее определить возраст бентосных ассоциаций и придавать им маркирующее значение. С другой стороны, в дальнейшем при изучении других шельфовых разрезов с помощью таких маркирующих комплексов бентоса в свою очередь можно будет более обоснованно подходить уже к оценке возраста диатомовых ассоциаций, в которых отсутствуют стратиграфически важные элементы.

Вполне естественно, что, стремясь к преемственности зональных комплексов при выделении зон, большинство исследователей стараются употреблять монотаксонные зоны. Политаксонные зоны используются реже, например, в случаях, когда возникают трудности при прослеживании монотаксонных единиц. Вместе с тем, рассмотрение шкал кайнозоя средних–высоких широт свидетельствует, что в них намечаются два отдельных сменяющих друг друга блока, каждый из которых базируется на зонах определенных таксонов (монотаксонные зоны), но которые, замещая друг друга, в целом приводят к политаксонному содержанию шкалы. Это прослеживается в смене зон по карбонатному планктону (наннопланктону и планктонным фораминиферам) палеоцена–эоцена зонами по кремнистым микроорганизмам (диатомеям и радио-

ляриям) олигоцена–квартера при отмечаемом их частичном перекрытии. Поэтому один из путей дробного расчленения может быть связан с использованием одновременно разных палеонтологических групп планктона. Проведение в пределах отдельных диатомовых зон более детального изучения остатков других организмов может привести к вычленению новых, более дробных единиц или внутри них наметить границы, которые проведены по другим группам.

3.4. Выделение новых зон и инфразональность

При решении проблем детализации зональной шкалы с использованием различных методов, в первую очередь палеонтологического, необходимо учитывать несколько важных обстоятельств. Если говорить о диатомовых зонах, то (как и в случаях зон по другим группам ископаемых) при их палеонтологической характеристике обычно используются один или несколько маркирующих видов и указывается типичный для данной зоны комплекс, т.е. наиболее часто зоны выделяются по смене сообществ на видовом уровне. Так как за зональные границы, выделяемые по планктону, принимаются датум-плейны, необходимы доказательства их изохронности. Возможность принятия и использования предлагаемых новых, более дробных подразделений в качестве хронозон в пределах определенной широтной области должна быть проверена и доказана на практике. Только такая проверка стратиграфических единиц может показать, удовлетворяют ли они необходимым требованиям в отношении смыкаемости, определенных возрастных ограничений, пространственного масштаба и пр., предъявляемым к зонам.

Если достаточные доказательства по отношению к выделенным подразделениям отсутствуют или они отвечают не всем требованиям, то их, вероятно, надо относить к эпиболям, экозонам и слоям, которые позволяют уточнять те или иные местные корреляции. Например, применение в качестве инфразональных единиц шкал по диатомеям находят подзоны, которые наполняют зону, представляя смыкаемую последовательность (из двух и более подзон) внутри нее. Ряд выделенных в 70–80-х годах XX столетия как подзоны подразделений северо-тихоокеанской шкалы получили впоследствии статус зон (см. подразделы 2.2–2.4) после апроба-

ции возможности их прослеживаемости и использования при корреляциях в пределах региона.

В других случаях, комплекс подзоны может «не дотягивать» до зонального и не прослеживаться достаточно широко, т.е. изменяться в пространстве, что может быть обусловлено зависимостью от условий фациальных условий и пр. При этом он характеризует внутризональное подразделение, которое используется на относительно ограниченном пространстве внутри региона, в котором его удастся трассировать. Выделенные же на экологической, климатической или другой основе подразделения могут не смыкаться или иметь диахронные границы. Поэтому они должны относиться к слоям и реперам местного масштаба, которые в определенной мере позволяют проверять или уточнять те или иные корреляции на внутризональном уровне, но не отвечают статусу хронозон. Иными словами, они являются вспомогательными и рабочими стратиграфическими подразделениями регионального масштаба, на основе которых при достаточной степени обоснованности в дальнейшем могут быть выделены зоны.



Как видно из представленного в предыдущих главах анализа, высокая разрешающая способность диатомей при стратиграфических исследованиях в пределах Северо-Тихоокеанского региона позволя-

ет в настоящее время с успехом использовать эту группу микроорганизмов для детального расчленения и обоснованных корреляций олигоценых и более молодых толщ. В результате получены впечатляющие результаты по разработке и применению на практике дробных зональных шкал по диатомеям (с перспективой их дальнейшей детализации). Все это свидетельствует о том, что диатомовые водоросли являются одной из основных групп планктона, на основе изучения которой в Северной Пацифике возможно на зональной основе датировать возраст отложений, моложе эоценовых, а также осуществлять их широкие корреляции. В то же время, данные по зональной стратиграфии представляют важную основу для выявления особенностей развития древней морской диатомовой флоры во времени, а также условий ее формирования. Этот анализ весьма актуален также с точки зрения решения вопросов по другому крупному блоку проблем: так как диатомеи являются важной и неотъемлемой составной частью морских экосистем, древние их комплексы в той или иной мере отражают состояние, характеристики и перестройки палеоэкосистем. В следующей главе сделана попытка проследить, каким образом диатомовая флора отражает развитие морских экосистем последних 45–40 млн лет и помогает расшифровывать его связь с геологическими процессами разного масштаба.

Глава 4

Палеоэкосистема Северо-Тихоокеанской области и особенности ее развития в позднем кайнозое

Изложенный выше фактический материал, который касался прежде всего стратиграфического положения кайнозойских диатомовых комплексов Северо-Тихоокеанского региона (зональное расчленение, возраст, корреляция и т.д.), позволяет проанализировать его с экосистемной точки зрения и наметить на этой основе определенные выводы. Разумеется, что в данном случае не ставится цель дать полную картину развития экосистем прошлого с охватом всех сторон их особенностей, строения и изменений, необходимых при проведении всестороннего экосистемного анализа, который очень сложен. Поэтому обсуждаемые результаты не претендуют на полноту и законченность в отношении воссоздания эволюции экосистем и комплекса всех причинно-следственных связей, обуславливающих их существование и развитие.

Тем не менее, представленные выше данные по диатомеям кайнозоя служат основой для понимания ряда закономерностей и тенденций развития таких систем. Имеющиеся материалы дают возможность провести экосистемный (палеоэкосистемный) анализ в двух аспектах — «узком» и «широком». Первый связан с рассмотрением диатомовой флоры с точки зрения ее существования и развития в верхних слоях вод, которые могут быть отнесены к «поверхностной морской экосистеме», входящей в состав океанической системы. Второй аспект учитывает то, что развитие диатомей происходит в рамках жизни океана как целостной экосистемы и поэтому находится в неразрывной связи с происходящими в нем глобальными процессами (циркуляция и перемешивание вод и т.д.). При таком подходе «поверхностная экосистема», в которую диатомовая флора входит в качестве одной из составляющих, может рассматриваться как часть большой океанической системы, изменения и перестройки в которой находят отражение в реакции

ее составных частей. В связи со сказанным, целесообразно осветить три вопроса: 1) каковы особенности экосистем (ЭС) и палеоэкосистем (ПЭС) и какова роль диатомей в морских ЭС, в частности, Северной Пацифики; 2) на «фоне» каких событий и в каких условиях проходило развитие кайнозойской диатомовой флоры в поверхностных водах северной части Тихого океана; 3) каковы соотношения и степень отражения событий глобального и регионального масштабов.

4.1. Экосистемы и палеоэкосистемы

Выше, в главе 1 (раздел 1.3) была дана общая краткая характеристика положения диатомовых водорослей в морских бассейнах, основные черты их продуктивности, географического распространения, роли как продуцентов биогенного кремнезема в океане, а также их значения в процессах осадконакопления и породообразования. Остановимся теперь на более детальном анализе роли диатомовой флоры как важнейшей составной части современных и древних морских экосистем и ее значении при палеоэкосистемных реконструкциях. Для этого необходимо вначале подробнее осветить свойства и особенности самих экосистем и дать оценку экосистемному подходу к изучению древних толщ.

4.1.1. Общие свойства экосистем

Понятие «экосистема». В 30-х годах XX столетия А.Тэнсли вводит в научную литературу термин «экосистема». Он и его последователи понимают под ЭС естественную единицу, представляющую собой совокупность живых и неживых элемен-

тов, находящихся во взаимодействии и связанных потоком энергии и круговоротом веществ. Отметим, что в отечественной литературе широкое распространение получило понятие «биогеоценоз», предложенное В.Н. Сукачевым и весьма близкое к такому «экосистема» [Сукачев, 1945, 1960, 1965]. Под биогеоценозом (БГЦ) понимался «участок земной поверхности, где на известном протяжении биоценоз (фитоценоз, зооценоз и микробиоценоз) и отвечающие ему части атмосферы, литосферы и педосферы остаются однородными, тесно связанными между собой также однородными взаимодействиями и поэтому в совокупности образующими единый внутренне взаимообусловленный комплекс» [Сукачев, 1965]. В настоящей работе эти термины понимаются и используются как синонимы. В связи с тем, что при анализе ЭС (=БГЦ) большое внимание приходится уделять и понятию «биоценоз» (БЦ), напомним, что оно было введено в 1887 г. К.Мебиусом для характеристики сообщества живых существ, которые соответствуют данным внешним условиям, взаимно обуславливают друг друга и путем размножения поддерживают свое существование в определенной области.

Основные особенности и свойства ЭС (=БГЦ). В тезисной форме рассмотрены в ряде работ Ю.Б. Гладенкова [19786, 1983, 1997 и др.].

В структуре ЭС выделяются четыре компонента: 1) абиотические вещества (основные элементы и составные части среды); 2) производители (продуценты, автотрофные элементы); 3) крупные потребители (макроконсументы — гетеротрофные организмы, поедающие другие существа или измельчающие органическое вещество); 4) разлагатели или микроконсументы (сапрофиты), гетеротрофные организмы (бактерии, грибы), которые разлагают сложные компоненты протоплазмы, абсорбируют продукты распада и освобождают простые вещества.

В свою очередь, биологическое сообщество в ЭС зависит от **четырёх** основных факторов: *энергии, вещества, условий существования и взаимоотношений в сообществе*. Анализу потока энергии и обмена веществ при разборе ЭС уделяется особое внимание, так как в природе четко проявляются два принципа, применимых ко всем условиям существования: наличие одностороннего потока энергии и круговорот веществ. Число и темп жизнедеятельности организмов определенного ареала биосферы зависят, в конечном счете, от скорости переноса энергии через биологическую часть системы и скорости циркуляции вещества в пределах

системы или обмена с окружающими системами. Перенос энергии осуществляется от ее источника через посредство ряда организмов, образующих пищевые цепи и сетки, в которых можно выделить несколько трофических уровней (продуцентов — первичных консументов — вторичных консументов и т.д.). Вертикальные (трофические связи разных уровней) и горизонтальные (конкурентные отношения) связи, в общем, и определяют функциональную структуру БЦ.

К важнейшим свойствам ЭС, как и каждой природной системы, относится *определенная степень замкнутости* (пространственно-временная целостность) и *устойчивости* (способность к сохранению целостности и регенерации, связанное с определенной жесткостью, в рамках общей дискретности — связей между компонентами). На всех уровнях ЭС действуют гомеостатические механизмы, т.е. регуляторы балансирования (или силы и противовесы), которые создают затухание колебаний. Причем установлено, что устойчивость сообщества организмов в ЭС тем выше, чем больше число составляющих его видов. Таким образом, ЭС обладают определенной «упругостью» (сопротивляемостью) по отношению к внешним воздействиям, ведущим к дисбалансу их состояния, и отличаются «своей жизнью» и саморазвитием при наличии сложного комплекса причинно-следственных связей. Однако следует помнить, что из-за отсутствия строгой детерминации в такого рода системах ЭС подчиняются вероятностным закономерностям. Это в значительной мере и объясняет трудности, возникающие при классификации ЭС.

Классификация ЭС. Исходя из учения В.Н. Сукачева, ЭС (=БГЦ) может рассматриваться как элементарная биохронологическая единица или элементарное подразделение биосферы Земли. Поэтому, если биосфера представляет собой открытую термодинамическую систему, то ЭС являются обычно открытыми или полузамкнутыми саморегулирующимися системами, которые характеризуются относительной стабильностью структуры во времени и пространстве и имеют вещественно-энергетические входы и выходы, связывающие между собой смежные ЭС в цепи. Но найти элементарную единицу самой ЭС очень трудно, что, однако, не устраняет возможности устанавливать определенную иерархию ряда ЭС и БГЦ (например, в зависимости от размера можно выделять микро-, мезо- и макросистемы). Фактически крупные подразделения биосферы лежат в основе так называемых адаптивных зон (крупных подразделений пространства,

охарактеризованных определенным комплексом факторов абиотической среды и почти всегда населенных биотическим комплексом).

Именно с учетом этого поверхность Земли обычно разделяют на фаунистические и флористические зоны, области, подобласти и т.д. (различные на суше и в океане), которые могут классифицироваться по своим признакам и по пространственной смежности. Исходя из этого, ряд исследователей считают, что ЭС могут рассматриваться как дискретные единицы биосферы или «блоки», из которых состоит биосфера и в которых протекают вещественно-энергетические круговороты, вызванные жизнедеятельностью организмов и в сумме составляющие общий биосферный круговорот. Таким образом, биосферу можно представить как иерархически построенное единство, включающее различные уровни жизни: особи, популяции, БЦ, ЭС (БГЦ) различных масштабов [Тимофеев-Ресовский и др., 1977 и др.]. Каждый из этих уровней обладает относительной независимостью, что и обеспечивает эволюцию всей макросистемы.

4.1.2. Некоторые особенности морских экосистем и роль планктона в их биотической характеристике

Одним из первых общую характеристику и анализ морских биогеоценозов дал Л.А. Зенкевич [1948] при разработке учения о биологической структуре океана (отражающей основные региональные особенности морских БГЦ), что может рассматриваться как начало биогеоценологического подхода к оценке распределения жизни в океане. Последовавшие за этим работы расширили и уточнили представления о биологической структуре океана и морских ЭС [Богоров, Зенкевич, 1966; Зенкевич, 1967, 1970; Богоров, 1959, 1967–1969; и др.].

В работах Л.А. Зенкевича, В.Г. Богорова и их коллег было обосновано положение о единстве и своеобразии ценоза океана как одной из наиболее крупных ЭС Земли: моря и океаны рассматривались как целостный природный комплекс взаимосвязанных и взаимообусловленных явлений и причин. Показано, что в океанах имеется единый океаноценоз, охватывающий благодаря широтной и меридиональной циркуляции вод весь океан, а природа такого БГЦ формируется в результате взаимовлияния биологических и физико-химических процессов. Единый океаноценоз создается в результате зависимости

жизни на всех глубинах океана от процессов биологической продуктивности, обращенной к фотосинтетической зоне. В этом состоит принципиальное отличие океаноценоза от БГЦ континентов, что связано, прежде всего, с «неподвижностью» основы наземного БГЦ — его высшей растительностью.

В то же время, в этих исследованиях дана общая характеристика морских биогеоценозов, составляющих океаноценоз, и подчеркивается их резкое отличие от ЭС (БГЦ) суши по многим признакам и, прежде всего, по составу органического мира. В формировании морских БГЦ принимают участие три группы факторов: косные (температура, свет, газовый состав, соленость и т.д.), биокосные (биогенные вещества, которые могут быть использованы в качестве пищи и т.д., растворенные органические вещества) и живые организмы. Определено несколько типовых зон и типовых групп и определяемых ими БГЦ первого порядка.

В географическом аспекте в океане выделяют пять основных широтных зон, различающихся по качественному разнообразию флоры и фауны: две приполярные, две умеренные и одна экваториальная. Одновременно ряд макробиогеоценозов прослеживается и в вертикальном направлении (от поверхности океана к его дну), в частности, несколько в пелагиали — от БГЦ поверхностного слоя до придонных глубин.

Существуют общие признаки, сближающие морские БГЦ и БГЦ суши: продуцирование органического вещества в обеих средах растениями, сходные формы процессов первичной продукции, выделение одних и тех же звеньев пищевых цепей (первичное, вторичное, конечное) и т.д. Однако между БГЦ океана и суши имеются и значительные различия, к которым, прежде всего, относятся состав органического мира, разные темпы продуцирования, различное развитие биокосного вещества (в морях оно охватывает всю водную толщу, а на суше — лишь около 1 м почвы). На суше гетеротрофы живут в окружении автотрофов (при этом биомасса растений в сотни раз превышает биомассу животных), а тип биоценоза в наземных ЭС в целом совпадает с растительной ассоциацией. В океане же автотрофы населяют только верхний слой (до 100–200 м), а гетеротрофы — всю водную толщу до самых больших глубин. В отличие от наземных ЭС, биомасса животных в океане превышает таковую растений почти в 20 раз, однако продукция водорослей почти в 10 раз больше продукции консументов. Таким образом, гетеротрофы обитают среди автотрофов только в 2,5%

всей водной толщи, тогда как животные и бактерии вне зоны фотосинтеза населяют 97,5% всей толщи вод.

Учитывая разницу в объеме поверхностных вод по сравнению с глубинными и прибрежными мелководья глубже фотической зоны, можно сделать вывод, что около 95% всей водной толщи населено только гетеротрофными организмами, то есть, что глубина проникновения света в достаточном для фотосинтеза количестве отделяет важнейшую часть БГЦ пелагиали, хотя вся водная толща от поверхности до максимальных глубин океана составляет единый БГЦ. Поэтому в последнем выделяются три существенно различающиеся зоны: *поверхностная* (до глубины 100–200 м), формирующаяся под непосредственным воздействием солнечной радиации и атмосферных процессов, в которой гетеротрофы живут в непосредственном окружении автотрофов; *промежуточная* (примерно до 1000 м), где постоянно обитает большое количество гетеротрофов, питающихся растениями из поверхностной зоны, а также поднимающимися сюда глубинными обитателями; *глубинная* (от 1000 м до максимальных глубин), в верхней части которой преобладают хищники, а глубже — детритоеды и эврифаги.

Таким образом, для морской среды типы БЦ вне фотической зоны зависят от количества и формы растительности и животных организмов, с которыми животные вступают в контакт. В морских водах преобладает разобщенность ассоциаций животного и растительного мира, т.е., в отличие от наземной среды, во многих случаях продуценты отделены от консументов сотнями и тысячами метров, так как большая часть водной массы находится вне непосредственного контакта с живой флорой, сосредоточенной в самой поверхностной зоне. За пределами этой зоны животные могут использовать только продукты разрушения растений или их жизнедеятельности. Отсюда также следует и другое отличие океанической среды от наземной, которое заключается в том, что в ней происходит опускание отмерших организмов и продуктов их распада и их выделений, богатых соединениями азота, фосфора и кремния, на глубины, где они уже не могут непосредственно быть использованы новыми поколениями автотрофов. В какой-то части эти огромные запасы органических веществ возвращаются из глубин океана в поверхностные воды, что, при прочих благоприятных условиях, вызывает вспышки развития фитопланктона, в значительной степени определяющего развитие и последующих звеньев экологической цепи.

Упомянув фитопланктон, необходимо отметить, что именно планктон и система планктонных БГЦ, аналоги которых отсутствуют в воздушной среде, в целом являются особенностью морских ЭС (если не принимать во внимание планктон пресноводных водоемов, площадь которых в пределах континентов относительно незначительна по сравнению с сушей) и играют в них важнейшую роль. Планктон — самый мощный агент биологической трансформации и обмена энергии и вещества в океане, а также в формировании морских БГЦ. Это обусловлено тем, что, если часть потока солнечной энергии, приходящей на поверхность океана, рассеивается при процессах в неживой природе (нагрев и движение вод и т.д.), то другая ее значительная часть утилизируется водорослями, создающими первичную продукцию: в процессе фотосинтеза часть этой энергии аккумулируется фитопланктоном (преимущественно диатомеями), а свободная энергия откладывается в органическом веществе водорослей.

Затем накопленная энергия многократно используется на различных трофических уровнях обитателями всей толщи вод и дна и в различных биохимических процессах, связанных с жизнедеятельностью организмов. Около 95% аккумулированной энергии используется в толще вод. При этом, несмотря на то, что вегетация фитопланктона существует в океане повсеместно, она количественно ограничена рядом условий, и в первую очередь движением вод, вызывающих подъем с глубин питательных веществ. Часть питательных веществ восполняется в поверхностном слое за счет регенерации в результате деятельности бактерий.

Таким образом, в результате особых типов взаимосвязи физических, химических, биологических и геологических процессов, характерных для различных географических зон океана, в этих зонах создаются условия, в разной степени благоприятные для развития жизни, т.е. на распределение жизни по всей глубине океана влияет закономерная цепь процессов, идущих в фотическом слое. В круговороте веществ именно в этом слое постоянно обращается не менее 75% всех веществ, участвующих в процессе продуцирования, и только около 25% опускается ниже.

Поэтому вся масса живых организмов океана обращена к зоне фотосинтеза, и количество всех обитателей от поверхности до дна зависит от процесса первичного продуцирования, связанного с использованием солнечной энергии, проникающей под морскую поверхность. Это объясняет особен-

ное значение процесса сложных вертикальных и горизонтальных миграций миллиардов организмов морских ЭС, при отсутствии которого глубины океана были бы безжизненными. В морской среде именно миграционные перемещения имеют всеобъемлющий характер и, наряду с подъемом глубинных вод (обеспечивающим поступление питательных солей в зону фотосинтеза отсюда, где отсутствует их потребление), они обеспечивают вертикальную сбалансированность БГЦ. Вот почему в океане межбиогеоценоотические связи играют гораздо большую роль, чем на суше, а границы отдельных БГЦ нарушаются массой вовлекаемых в перемещения организмов.

Все это осложняет решение вопроса о составе морских БГЦ и их границах: непрочность границ БГЦ и внутрибиогеоценоотических связей и усиление межбиогеоценоотических связей свидетельствуют о гораздо большей целостности биогеоценоотической системы океана, чем наземной среды. С одной стороны, относительная устойчивость распределения жизни и гидрологического режима в океане облегчает общее моделирование структур БГЦ. Но, с другой стороны, горизонтальная и вертикальная подвижность среды, система активных перемещений организмов и т.д. обуславливают неустойчивость границ БГЦ, что затрудняет моделирование происходящих в них процессов. Поэтому многие особенности морских ЭС и механизмы их изменения до сих пор остаются нерасшифрованными.

Из вышесказанного также следует, что с учетом фактора времени морские организмы оказывают огромное воздействие на физические, химические и геологические процессы и живут в условиях, в изменении которых они сами участвуют. Например, благодаря течениям изменяемые фитопланктоном условия не закреплены локально, и поэтому воздействие организмов сказывается в океане на громадные пространства. В процессе своей жизнедеятельности организмы регулируют окружающую косную природу таким образом, что все время живут в условиях, которые сами изменяют. В частности, в качестве иллюстрации таких изменений, вызываемых деятельностью фитопланктона, можно привести два наглядных примера. Первый — уровень продуктивности морского фитопланктона и объемы захвата им углекислоты в глобальных масштабах значительно влияют на «парниковый эффект», т.е. на климат [Лисицын, 2000]. Второй — планктонные водоросли, ежегодно извлекая из воды в процессе фотосинтеза 6 млрд т азота, фосфора и

железа, оказывают грандиозное влияние на химию вод океана [Богоров, 1967].

Иначе говоря, взаимовлияние биологических и небиологических процессов в Мировом океане во многом идет под контролем живых существ. При этом жизнь планктона определяет весь характер БГЦ океана, так как, во-первых, его флористическая часть является самым главным звеном биологической трансформации и обмена энергии и веществ, а во-вторых, по биомассе и продукции он превалирует над всеми другими вместе взятыми группами организмов. Аккумулируя в процессе фотосинтеза значительную часть потока солнечной энергии, фитопланктон (преимущественно диатомеи) создает первичную продукцию. Таким образом, масса и количество всех морских организмов в итоге зависят от продуцирования в зоне фотосинтеза, приуроченной к поверхностному водному слою. Одним из первых, кто осознал огромную роль, которую играют в развитии биосферы и нашей планеты в целом такие пленки и сгущения жизни, или участки, обогащенные жизнью, характерные для океана, был В.И. Вернадский. В работе «Биосфера» он подчеркивал, что именно в таких зонах протекают важнейшие биологические, химические, биохимические и седиментационные процессы [Вернадский, 1926]. В частности, в качестве основной формы концентрации жизни рассматривалась тонкая *верхняя живая пленка планктона*, которая покрывает поверхность океана и где сосредоточена главная масса одноклеточных фитопланктонных микроорганизмов. Вот почему без сомнений можно считать планктон, согласно определению В.И. Вернадского, самым грандиозным биоценозом нашей планеты.

4.1.3. Экосистемный подход к изучению древних толщ и органических остатков. Палеоэкосистемы

Выше (в подразделах 4.1.1–4.1.2) речь шла об особенностях современных ЭС, т.е. систем, характеризующих, с точки зрения геологической истории, только одно (современное) мгновение. Разумеется, что при изучении древних экосистем, или «палеоэкосистем» (термин, введенный в 1970 г. В.А. Красиловым), сразу встают несколько важных вопросов: что «улавливается» и что «не улавливается» из существенных характеристик палеоэкосистем (ПЭС), что можно использовать для восста-

новления таких систем и как можно оценить их эволюционные изменения, как определить их возрастные границы и т. д. [Красилов, 1977, 1980, 1985 а, б, 1986; Мейен, 1974, 1980; Зубаков, 1980; Гладенков Ю., 1978б, 1983, 1998; Соколов, 1986; и др.]. Поэтому необходимо кратко остановиться на рассмотрении некоторых проблем и ограничений, возникающих при реконструкциях ПЭС (прежде всего морских).

Согласно учению В.И. Вернадского о биосфере, она охватывает внешние оболочки от озонового экрана до 3–4 км в глубину земной коры [Вернадский, 1967]. В принципе, ЭС прошлого должны образовывать пространственно-временную целостную совокупность, отвечающую палеобиосферам, или «былым биосферам» (по определению В.И. Вернадского). Сейчас уже ясно, что «былые биосферы» играли огромную роль в становлении оболочек Земли по многим направлениям: энергетическому, концентрационному, транспортному, деструктивному, средообразующему. При этом, живое часто уже не рассматривается по отношению к внешним факторам как пассивное, что заставляет считать, что биота сама часто использует среду, а не только испытывает давление с ее стороны. Это согласуется, в частности, с известным «принципом Брауна — Ле-Шателье», согласно которому при возникновении внешних возмущений в биоте возникают процессы, компенсирующие эти возмущения. Поэтому многие склонны считать, что сама окружающая среда в значительной мере представляет собой результат деятельности биоты по всем существенным для жизни параметрам (состав океана и атмосферы и др.).

Следовательно, возможно, что часто так называемые кризисы в развитии отдельных групп организмов являлись прежде всего результатом саморазвития систем [Гладенков Ю., 1998]. Так как осадконакопление в пространстве и времени целиком заключено в пределах биосферы, осадочная оболочка Земли, в сущности, представляет собой метаболический продукт биосферы и, в то же время, летопись ее исторического развития [Красилов, 1985а]. Однако при анализе древних ЭС материалом служат только их следы — обычно смена фаций и орктоценозов. Поэтому, несмотря на то, что геологические данные дают массу полезной информации для проведения палеоэкосистемных реконструкций, последние по уровню значительно отличаются от действительно экосистемных. Основные причины этого разобраны, в частности, в ряде работ Ю.Б. Гладенкова [1978б, 1983, 1997 и др.]. Ниже

мы остановимся только на отдельных положениях его анализа.

Следует отметить, что разбор ПЭС затруднен наличием группы далеко не решенных *вопросов, относящихся непосредственно к самим экосистемам и их эволюции*. Развитие ПЭС должно было быть связано с палеоэкологической сукцессией — закономерным процессом направленных изменений сообществ во времени, протекающим в условиях определенного физического окружения и приводящим к установлению предельно стабильной системы. В широком смысле стратиграфия занимается именно выявлением смены состояний древних ЭС и их перестроек. Наиболее ярким проявлением этого является прежде всего сменяемость комплексов ископаемых организмов — как наиболее чувствительной части ЭС. В процессе развития ПЭС палеосообщества, стремясь к состоянию окончательно равновесия, проходили через отдельные (серийные) стадии, которые сопровождались сменой видов, увеличением биомассы органического вещества, увеличением видового разнообразия, изменениями плотности популяций и т. д. Однако в литературе термин «палеосукцессия» часто используется и в ином смысле — когда выявляется смена палеоценозов в связи с разными причинами: не только с их развитием, но и с миграциями и даже условиями захоронения, что всегда требует специальных оговорок.

Считается, что благодаря взаимодействию компонентов ЭС каждый из них может стать источником информации о другом компоненте. При этом изучение остатков живого компонента ЭС часто является единственным способом составить представление о системе. Поэтому, если связь между остатками организмов в изучаемых фациях первична, информация о древних ЭС представляется относительно достоверной. В целом, выделяемые смены фаций и захоронений доминирующих и характерных палеонтологических групп в разрезе можно использовать в качестве свидетельства изменений ПЭС. Разумеется, что для уверенного суждения о таких событиях необходим комплексный детальный анализ, который при реконструкциях позволяет выделять действительно существенные изменения в составе пород и органического мира, связанные с крупными перестройками системы, а не с изменениями локального масштаба. Следует особо подчеркнуть, что анализ фаций и палеобиоценозов, необходимый для характеристики ПЭС, может быть корректным только в случае надежной стратиграфической базы.

Реконструкции ПЭС всегда основываются на неполных данных, и многие главные части, составляющие суть современного экосистемного анализа, из разбора просто выпадают. В частности, в случае морских систем это касается по крайней мере одного из четырех их компонентов — разлагателей (и, отчасти, — продуцентов), а также круговорота веществ и потока энергии, границ и размеров систем и их частей и др. Выпадение из анализа разлагателей, объясняется тем, что оценить количественную роль бактерий (главных разлагателей) трудно даже в современных системах, а сделать это при анализе ПЭС вообще не представляется возможным. Если рассматривать продуцентов, то из разбора выпадают различные метаболиты (пигменты, витамины и т.д., выделявшиеся из организмов и пр.). Что касается фитопланктонных организмов, среди которых диатомеи являлись основными производителями в морских кайнозойских ПЭС, то практически невозможно точно оценить связанные с ними количественные характеристики. Ведь даже в современных акваториях из фотической зоны после прохождения столба воды в донные осадки попадает в среднем только 1–10% от общего количества панцирей диатомовых (см. подраздел 1.3.5). Кроме того, панцири подвергаются дополнительным воздействиям при диагенезе и катагенезе.

Важным шагом при системном анализе является сопоставление разных (по типу и масштабу) древних ЭС. Для его проведения необходимо установить признаки одной и той же геосистемной перестройки. Однако именно выделение таких признаков часто наталкивается на значительные трудности. Это объясняется, во-первых, тем, что ЭС как дискретные объекты подчиняются вероятностным закономерностям, с помощью которых крайне трудно (а иногда невозможно) интерпретировать процессы и события прошлого. При выделении признаков геосистемных перестроек имеется и целый ряд других трудностей, связанных с решением вопросов о времени существования ПЭС и соотношении времени существования разных их частей, что определяет границы систем в исторической последовательности, как проявляются в разных по масштабу ЭС перестройки биосферы и т.д.

В то же время, существуют *общие проблемы геологического и биологического плана*, изученные и понятые пока недостаточно. К ним, прежде всего, относятся проблемы взаимосвязи геологических и палеобиологических событий: можно ли считать установленными причинно-следственные свя-

зи этих событий и явлений, не принимаются ли хронологическое их совпадение (не всегда точное) за доказательство причинных связей; не является ли опосредственным влияние многих геологических событий на развитие биоты; не обусловлены ли многие перестройки в биосфере следствием главным образом развития самого живого вещества; не заключаются ли основные силы эволюции биосферы в самой жизни и т. п.

В этом отношении одна из основных трудностей, которую не удастся преодолеть, заключается в определении степени совпадения этапов развития органического мира и абиотической среды. Давно выяснено, что разные группы организмов по-разному реагируют на одно и то же изменение среды, и поэтому «совпадение этапов» будет достигаться не всегда. Более того, известны примеры, когда прямо связать эволюционные изменения отдельных групп с изменениями физико-географических условий очень трудно. Попытки, например, прямо увязать развитие органического мира с тектоническими циклами не представляются убедительными. Кроме того, вне зависимости от мнений о причинах эволюции живых организмов, прямолинейное связывание геологических преобразований с этой эволюцией, по существу, приводит к признанию катастрофизма. Поэтому, в частности, катастрофическими, очевидно, представляются и воззрения, согласно которым, основная причина этапности эволюции — климатические циклы (исходя из этого, выделение в качестве основного признака геосистемной перестройки предлагается реализовывать методом клиссерий). При этом подразумевается именно влияние климата на эволюцию, а не на смену ассоциаций организмов в тех или иных провинциях, что может быть обусловлено их миграциями.

Вместе с тем, согласно современной точке зрения на эволюцию, которую разделяют многие видные биологи и генетики [Тимофеев-Ресовский и др., 1977; Воронцов, 1999; и др.], физико-географические условия не оказывали прямолинейно решающего воздействия на эволюционный процесс, хотя колебания климата, тектонические процессы, вулканизм формировали среду, в которой проходил эволюционный процесс и которая могла влиять на интенсивность мутагенеза, модифицировать действие естественного отбора, вести к изоляции биотических группировок. При этом этапность в эволюции часто зависит от темпов, форм и направленности развития разных филумов, проходящих в рамках естественного отбора.

Из сказанного следует, что палеоэкосистемный анализ может дать только в той или иной мере приближенное представление об ЭС прошлого, освещающая частичные, хотя и важные для геологии их особенности и обычно не решающая однозначно вопросы о причинно-следственных связях геологических и палеобиологических событий. При этом анализу подвергаются сравнительно неполные следы существования древних ЭС, которые часто не позволяют судить о сущности многих их параметров, а дают информацию об одной из сторон ПЭС — эволюции отдельных групп органического мира (и, по возможности, об особенностях седиментации). Причем такая информация тоже не является полной, так как она обычно не раскрывает такие важные компоненты ЭС, как связи разных уровней, закономерности переноса энергии и т.д. Поэтому полученные на ее основе результаты помогают с разной степенью достоверности судить лишь о некоторых физико-географических условиях существования организмов и о некоторых особенностях структуры древних сообществ. Вместе с тем, получаемый в разрезах древних толщ ископаемый материал позволяет наметить вполне определенный ход развития тех или иных блоков палеобиосферы и высветить ряд особенностей такого развития. Это относится и к экосистеме кайнозоя Северной Пацифики, которую в качестве одного из характерных звеньев представляли диатомовые сообщества. Именно они, как доминанты «поверхностной экосистемы», позволяют осветить ряд важных особенностей ее развития.

4.1.4. Диатомовые водоросли как часть экосистемы поверхностных вод

Ввиду того, что в морской среде межбиогенотические связи играют гораздо большую роль, чем на суше, а границы отдельных БГЦ нарушаются массой вовлекаемых в перемещения организмов (см. подраздел 4.1.2.), подойти к решению вопроса о составе морских БГЦ и их границах достаточно сложно. Тем не менее, несмотря на некоторую степень условности, очевидно, что в пределах океаноценоза может быть выделена ЭС поверхностных вод, охватывающая фотическую зону, в биотической характеристике которой важнейшее место занимают фитопланктонные организмы (прежде всего, диатомовые водоросли). При оценке массы первичной продукции океанов (количество органиче-

ских веществ, образуемых растениями в процессе фотосинтеза) Ж.Эрхард и Ж.Сежен [1984] приводят цифру 42 млрд т органических веществ, что эквивалентно 230 трлн кал. Согласно другим данным, биомасса фитопланктона составляет около $1,5 \cdot 10^9$ т из $1,7 \cdot 10^9$ т общей биомассы всех морских водорослей, которая меньше биомассы животных почти в 20 раз; однако продукция фитопланктона громадна и составляет около $550 \cdot 10^9$ т/год (из $550,2 \cdot 10^9$ т/год всех водорослей), что примерно в 10 раз превышает показатель продукции всех консументов [Богоров, 1969, 1970 и др.]. Биомасса фитопланктона, выраженная в единицах органического углерода, составляет всего $0,08 \cdot 10^9$ т, однако ежегодная продукция фитопланктона равна $20 \cdot 10^9$ т/год $C_{орг}$. [Галеркин и др., 1982], что свидетельствует об огромной роли фотосинтеза. При этом наиболее распространенными организмами фитопланктона являются диатомеи: составляя по биомассе более 90% массы всех водорослей, они поставляют около 70% органического вещества, или первичной продукции, океана в целом [Лисицын, 1981]. Именно фитопланктон, развитый только в поверхностном слое морских вод, является главнейшим продуцентом в водной среде и занимает здесь первый трофический уровень в пищевой цепи.

Таким образом, отличительная биотическая характеристика «поверхностной» экосистемы в Мировом океане заключается в наличии в ней основного звена биологической трансформации и обмена энергии и веществ — фитопланктонных организмов. От результата деятельности (продукции) этого звена зависит не только биотические особенности поверхностных вод, но и, в конечном счете, вся жизнедеятельность в пределах морской среды в целом. Прямо или косвенно от грандиозных по масштабу процессов, связанных с биологической трансформацией энергии и вещества в «поверхностной пленке» океана, зависят не только многие биологические, но и физико-химические и геологические особенности природы океана.

Хотя вегетация фитопланктона происходит в океане повсеместно, количественно она ограничена условиями, о которых уже говорилось выше (насыщенность поверхностных вод питательными веществами, температура, степень освещенности и др.). Это приводит к тому, что количества фитопланктона (а, в свою очередь, и других организмов) распределены в зоне фотосинтеза очень неравномерно. Поэтому во всех географических зонах имеются богатые и бедные жизнью районы, что предопределяет «пятнистое» распределение

количества планктона в пределах каждой области. Одной из главных общих черт распределения продукции фитопланктона является ее увеличение (в десятки раз) при переходе к прибрежным водам. Одновременно, широтная климатическая зональность обуславливает «качественное» распределение фитопланктона, т.е. различие видового состава комплексов и их доминант в зависимости от приуроченности к той или иной географической зоне. Кроме того, по своему составу фитопланктонные ассоциации открытых частей морских бассейнов отличаются от таковых периферических районов, где преимущественно развита неритическая флора.

Исходя из отмеченных особенностей распределения фитопланктона, в рамках морской «поверхностной» ЭС возможно наметить более дробные, входящие в ее состав подсистемы. В пространстве они относительно отграничены друг от друга в результате широтной зональности, деятельности морских течений и круговоротов (поверхностной циркуляции), ввиду разной степени удаленности их от суши и т.д. Параметры окружающей среды в таких ЭС определяют различия в «облике» планктонных сообществ.

Состав и распределение ископаемых диатомовых комплексов в осадках и осадочных толщах в определенной мере отражают основные характеристики, которые были свойственны ассоциациям диатомей в биоценозах (см. раздел 1.3.). После отмирания клеток панцири диатомовых опускаются сквозь толщу воды на дно бассейна и попадают в осадки, т.е. в пределах единого океаноценоза перемещаются из «поверхностной» ЭС через пелагиаль в экосистему бентали. С долей условности (с учетом попадания на дно только определенного процента панцирей существовавших в биоценозе особей), комплексы в осадках могут, тем не менее, рассматриваться как «спроецированная» на дно часть «поверхностного» фитопланктонного сообщества. Соответственно, качественные и количественные изменения в структуре живущих планктонных сообществ и их пространственном распространении, обусловленные как влиянием среды обитания, так и эволюционным процессом, также в определенной мере должны фиксироваться в комплексах танатоценозов и тафоценозов.

Другими словами, современные осадки участка дна как бы являются частичным отражением определенного участка поверхностного водного слоя и несут определенную информацию о характеристиках «поверхностной» ЭС. Таким образом, с одной

стороны, попавшие на дно бассейна остатки планктонных организмов уже входят в состав ЭС бентали, а с другой — представляют собой часть формирующейся «поверхностной» палеоэкосистемы. Из этого следует, что временная последовательность морских осадков и осадочных толщ представляет собой своеобразную летопись, в которой, в частности, должны быть запечатлены характеристики «поверхностных» ПЭС, некоторые из которых могут расшифровываться при помощи изучения этапности развития диатомовых комплексов. Очевидно, на этой основе при наличии надежной стратиграфической базы могут быть выявлены изменения, происходившие в морских «поверхностных» ПЭС, а также проведены оценки совпадений таких изменений во времени с разномасштабными геологическими, палеоокеанологическими, палеоклиматическими, эволюционными процессами и выяснение их возможной связи.

4.1.5. Северная Пацифика как часть океанической экосистемы: специфика, структура и границы

Единый океаноценоз, охватывающий весь Мировой океан, можно разделить на четыре огромных самостоятельных океаноценоза: Северного Ледовитого, Тихого, Атлантического и Индийского океанов [Богоров, 1970].

Антарктические воды (особенно в поверхностных слоях, где господствует широтный перенос вод) объединяют ценозы последних трех океанов в их южных частях (Южный океан). В силу этого особенно отличаются между собой ценозы северных частей этих океанов. В этой связи, Северную Пацифику одновременно можно рассматривать как часть единого океаноценоза и как часть обширной тихоокеанской ЭС. Однако, при достаточной условности границ, по ряду признаков она также может быть выделена и в качестве менее обширной экосистемы, а именно: охватывающей собственно северную часть Тихого океана. В данном случае, в географическом отношении под термином «Северная Пацифика» подразумевается не часть Тихого океана к северу от экватора, а его бореальная и арктобореальная (субарктическая) физико-географическая области, охватывающие средние и высокие широты к северу примерно от 35–40° с.ш. Общая специфика этой части Тихого океана заключается в том, что в ней расположен субарктический (суб-

полярный) циклонический круговорот с общим подъемом глубинных вод, что находит отражение в химическом составе поверхностных вод (см. подраздел 1.3.3).

К югу от него расположен субарктический фронт (переходная зона), охватывающий несколько градусов по широте и протягивающийся в субширотном направлении. Именно эта зона (в целом соответствующая умеренной области) отделяет субарктический циклонический круговорот, поверхностный поток которого в основном имеет восточное направление, от субтропического антициклонического круговорота с западной интенсификацией.

Таким образом, неоднородные поверхностные водные массы с различными физическими свойствами, формирующиеся под воздействием неодинаковых температурных и гидродинамических режимов этих круговоротов, разделены субарктическим фронтом. По комплексу своих характеристик поверхностные воды субарктического фронта занимают промежуточное положение между субарктическими и субтропическими водами, находясь в зоне их смешения.

Наше внимание, в первую очередь, сосредоточено на «поверхностной» морской ЭС в пределах субарктической (холодноводной) и умеренной (бореальной) физико-географических областей, в которых распространены соответственно субарктическая и переходная водные массы (см. рис. 21). Вот почему в качестве южной границы этой системы целесообразней всего выбрать субарктический фронт, находящийся между субарктической и субтропической поверхностными водными массами. Соответственно за восточную, западную и северную границы могут быть приняты побережья крупных континентальных блоков Северной Америки и Азии, ограничивающие акваторию Северной Пацифики; по Берингову проливу на самом севере будет проходить граница с системой Северного Ледовитого океана.

Таким образом, определенная условность границ на юге и частично на севере (проходящих по акваториям) свидетельствует о незамкнутости выделяемой морской экосистемы. Количественные показатели, состав и характер распределения ассоциаций диатомей в биоценозах поверхностных вод этого региона Пацифики в целом отражают особенности существующих здесь поверхностной гидродинамической циркуляции и климатических условий, степень обогащенности питательными веществами, обусловленную подъемом глубинных вод и т.д., т.е. условия и обстановки, в которых происхо-

дит развитие поверхностной ЭС. Одновременно в усеченном виде такая информация содержится и в диатомовых комплексах современных донных осадков. Поэтому анализ отличий состава и характера площадного распространения разновозрастных ассоциаций из кайнозойских осадков и осадочных толщ дает ценный материал для реконструкции ряда параметров древних систем, связанных с изменением положения их границ, температур поверхностных вод, характера и скорости седиментации, глубины бассейна и др.

Разумеется, в виду зыбкости границ между морскими ЭС и их сложной иерархии, в пределах поверхностной ЭС Северной Пацифики в свою очередь могут быть выделены более дробные единицы, такие как открытая часть океана, окраинные моря, неритические зоны, шельфы и т.д. Каждая такая система характеризуется некоторой спецификой и особенностями, детальное изучение которых требует отдельного специального исследования. Однако в целом, все они имеют и общие черты и в той или иной степени отражают общие характеристики и тенденции развития. Поэтому в настоящей работе они будут рассматриваться в пределах единой системы в рамках границ, о которых говорилось выше.

Причинами перестроек палеосообществ, отраженных в смене ископаемых комплексов, могли быть процессы разного типа (геологические, климатические, эволюционные) и неодинакового масштаба. Поэтому для выяснения совпадения уровней или отрезков изменения флоры кайнозойских ПЭС Северной Пацифики необходимы выполненные на надежной стратиграфической основе сопоставления с региональными и субглобальными геологическими, палеоокеанологическими и палеоклиматическими событиями. В разделе 4.3. будут рассмотрены особенности развития морских ПЭС Северной Пацифики в позднем кайнозое, соотношения и степень отражения разномасштабных событий в этапности развития диатомовой флоры и другие вопросы, касающиеся расшифровки истории Северо-Тихоокеанского региона. Однако, прежде чем приступить к такому анализу, необходимо в общем виде рассмотреть на «фоне» каких условий и событий в целом проходило развитие кайнозойской диатомовой флоры в поверхностных водах северной части Тихого океана, а также дать краткий обзор механизма основных преобразований, которые в кайнозое сопровождалась кардинальными перестройками климата и режимов океанической циркуляции на Земле.

4.2. Основные особенности развития комплексов диатомей кайнозоя. Изменения океанологического и климатического режимов на Земле на рубеже эоцена–олигоцена

Благодаря глубоководному бурению в океанах за последние 20–30 лет получено большое количество новых геологических материалов по морским кайнозойским разрезам различных районов Земли. Обработка этих материалов, проведенная с использованием различных методов (геологических, палеонтологических, физических и др.), дала возможность существенно уточнить, а в ряде случаев и изменить представления об эволюции океанической циркуляции в кайнозое и ее связи с развитием климата и других природных процессов. Полученные результаты очень важны для выяснения того, в какой мере эти процессы отражали перестройки режимов океанической циркуляции и климата, т.е. каким образом «поверхностная» ЭС реагировала на такие изменения. Обобщающие выводы, сделанные на основе таких исследований, приведены в ряде публикаций 80–90-х годов прошлого столетия [Fenner, 1985, 1986; Barron, Baldauf, 1989; Baldauf, Barron, 1990; Baldauf, 1993; и др.]. Проведенный в этих работах анализ основан, прежде всего, на материалах, полученных по изучению флоры в палеогеновых разрезах глубоководных скважин, пробуренных в акваториях низких широт, приантарктических районов и Северной Атлантики.

4.2.1. Характер распространения кайнозойских биогенных кремнистых отложений в океанах как отражение изменений условий развития диатомей

Средний–поздний эоцен

Анализ пространственного расположения биогенных кремнистых толщ раннепалеогенового возраста свидетельствует о том, что в начале среднего эоцена произошло увеличение масштаба распространения и скоростей накопления биогенных кремнистых толщ, в которых диатомеи имеют хорошую степень сохранности. Широко развитые отложения этого возраста приурочены к низкоширотным райо-

нам Мирового океана, а также к Северной Атлантике. Составы диатомовых ассоциаций (которые характеризуются формами, унаследованными с палеоцена и раннего эоцена) очень близки, что указывает на низкую степень провинциализма флоры. Эти данные свидетельствуют о существовании в океане широкого циркумокеанического тропическо-субтропического апвеллингового пояса, в котором кремненакопление проходило с постоянными скоростями, с их увеличением в начале среднего эоцена. Подобный несложный характер регионального расположения апвеллинговых зон с высокопродуктивными поверхностными водами и соответственно областями биогенного кремнистого осадконакопления должен отражать определенный режим существовавшей тогда океанической циркуляции.

Такой режим подразумевает наличие минимальных температурных контрастов между высокими и низкими широтами, что определяло существование в древнем океане субглобальной однообразной медленной циркуляции поверхностных вод и незначительные меридиональные и вертикальные температурные градиенты. В географическом аспекте это предполагало широкомасштабный подъем обогащенных вод с глубины и сравнительно широкое распространение продуктивных поверхностных вод. В то же время, относительная однородность насыщенных кремнеземом глубинных вод являлась благоприятной в отношении сохранности остатков кремнистых микроорганизмов в донных осадках. Таким образом, полученные данные и сделанные на их основе выводы, свидетельствуют о том, что характер развития кремнистого планктона и накопления связанных с ним осадков в среднем эоцене определялся режимом океанической циркуляции и климата, который значительно отличался от такового современной эпохи.

Большой интерес представляет сравнение полученных результатов с палеоокеанологическими реконструкциями, выполненными для раннего палеогена на основе изучения количественного изменения изотопного состава кислорода в раковинах глубоководных бентосных фораминифер. Метод определения соотношения тяжелых и легких изотопов кислорода в состоящих из карбоната кальция раковинах бентосных фораминифер является основным инструментом для получения информации о температурных градиентах палеосреды и изменениях состава морских вод, а также для восстановления абсолютных значений палеотемператур глубинных вод. Одновременно анализ изотопно-углеродного состава раковин бентосных фораминифер дает цен-

ную информацию о потоке питательных веществ и крупных изменений в круговороте этих веществ и углекислого газа в океанских глубинах. Он основан на выявлении соотношения редких стабильных изотопов и обычных изотопов углерода в раковинах и обычно проводится параллельно с изотопно-кислородным анализом. Согласно реконструкциям, выполненным на основе использования изотопного метода, в начале кайнозоя, на протяжении почти всего палеоэоцена, на Земле в целом господствовал одинаково теплый и ровный климат с небольшими температурными градиентами между экватором и полюсами. Термическая структура океана была относительно однородной, с температурами донных вод около $+10^{\circ}\text{C}$. Заметные меридиональные термические градиенты отсутствовали, а тропические зоны были более широкими по сравнению с современными. Поэтому океан характеризовался широтной теплопроводной циркуляцией. Циркуляция и температура донных вод были обусловлены в целом не термической, а солёностной стратификацией.

В конце палеоэоцена (около 56 млн лет назад) фиксируется повышение температур донных вод, продолжавшееся в раннем эоцене [Miller et al., 1987, 1992; Kennett, Stott, 1990, 1991; Pak, Miller, 1992; Zachos et al., 1994, 2001]. Согласно полученным к настоящему времени данным, климат раннего эоцена был самым теплым во всем кайнозое с температурами донных вод в высоких широтах $+10^{\circ}$ – $+14^{\circ}\text{C}$; около 50 млн лет назад температуры вод достигали $+15^{\circ}\text{C}$ [Miller et al., 1987, 1992; Zachos et al., 1994, 2001; и др.].

После этого температурного пика, в самом конце раннего эоцена, в океанах по соотношению изотопов кислорода фиксируется начало общего тренда глобального кайнозойского похолодания, характеризующего историю развития Земли за последние 50 млн лет [Kennett, 1982; Miller et al., 1987; 1992; Kennett, Stott, 1990; Miller, 1993; Zachos et al., 1994, 2001; и др.]. Этот климатический тренд, однако, имел сложный и неоднородный характер, при котором эпизоды скачкообразного падения температур водных масс чередовались с интервалами стабильных условий и относительных потеплений.

Полученные данные свидетельствуют о том, что в палеогене прослеживаются по крайней мере, три основных достаточно кратковременных эпизода падения температур океанических донных вод на фоне общего поздекайнозойского тренда похолодания [Miller et al., 1992; Zachos et al., 2001; и др.]. И первый из них фиксируется у границы раннего и среднего эоцена, или ипрского и лютетского веков

(кровля палеомагнитного хрона C22n — подошва хрона C21r). С начала среднего эоцена прослеживается усиление темпов биогенного кремненакопления и масштаба развития диатомовых водорослей в районе циркумэкваториального пояса. Очевидно, это отражает увеличение степени продуктивности поверхностных вод вследствие усиления апвеллинга, что было вызвано интенсификацией вертикальной циркуляции в этой зоне. Такой процесс, вероятно, был связан с некоторым усилением контраста между температурами вод низких и высоких широт по причине падения температур последних во время эпизода похолодания.

Отметим, что настоящее время многие ученые связывают происходившие в кайнозое изменения в океанической циркуляции и климате с палеоокеанографическими перестройками, которые явились следствием тектонической эволюции литосферы. Согласно господствующим ныне в геологии мобилистическим воззрениям, движения литосферных плит существенно изменили как конфигурацию и объем самих океанических бассейнов, так и пространственные соотношения между морем и сушей в кайнозое. Как следует из большинства палеотектонических реконструкций, в Южном полушарии в конце раннего эоцена (около 50–49 млн лет назад) Австралия, составлявшая до этого единое целое с Антарктидой, отделилась и начала отодвигаться в северном направлении. Этот процесс, наряду с движением на север Индийской плиты, вел к ликвидации основных барьеров для циркуляции донных и поверхностных вод вокруг Антарктиды, что обусловило начало формирования Циркумантарктического течения и термической изоляции Антарктиды. В Северном полушарии, к концу палеоэоцена — началу эоцена (около 56–53 млн лет назад) приурочено начало открытия Норвежского моря и южной части Гренландского моря, связанного с тем, что Гренландии стала отодвигаться в северо-западном направлении в результате спрединга океанического дна [Talwani, Eldholm, 1977; Eldholm et al., 1987]. С этими процессами связывают начало формирования связи поверхностных вод практически изолированного до этого времени Арктического бассейна с Северной Атлантикой, и, вместе с тем, — начало нарушения устойчивых ранее континентальных связей между Европейским и Северо-Американским континентами.

Определенные изменения в характере биогенного кремненакопления и составе диатомовых ассоциаций отмечаются в конце среднего эоцена. Происходит некоторое обособление между района-

ми биогенной седиментации в пределах единого обширного пояса, а, кроме того, кремнистые отложения начинают накапливаться у побережий Калифорнии, Перу, Новой Зеландии, т.е. в прибрежных апвеллинговых зонах Тихого океана. В это время происходят усиление провинциализма диатомовой флоры низких и высоких широт, а также изменения в составах диатомовых ассоциаций — в частности, вымирание ряда типично среднеэоценовых видов и появление форм, получивших широкое развитие в позднем эоцене.

Такие процессы, по-видимому, во многом отражают увеличение широтных различий вследствие изменений, вызванных похолоданием, которое имело место в конце среднего эоцена и фиксируется изотопным методом. Согласно палеоокеанологическим реконструкциям, в это время температуры вод приполярных областей понизились и поэтому здесь могло идти формирование более холодных донных вод. Как известно, градиенты свойств поверхностных вод закономерно меняются от места к месту и изменения эти могут быть очень быстрыми, что отражается в смене состава планктонных комплексов. Придонные же воды отличаются от поверхностных тем, что они после формирования и растекания в горизонтальном направлении мало меняются на огромных океанических пространствах. Поэтому их проникновение по направлению к экватору могло вызывать усиление температурного контраста между поверхностными и донными водами в низких и средних широтах, а также приводить к усилению широтного термического градиента. Увеличение вертикального температурного градиента вело к появлению термоклина, который обуславливал «разъединение» поверхностных и глубинных вод, что препятствовало подъему богатых питательными веществами вод и соответственно влияло на продуктивность фотической зоны.

Такие изменения режима океанической циркуляции большинство ученых связывают с процессом термической изоляции Антарктиды в результате формирования в конце среднего эоцена циркумантарктического течения. Как уже говорилось, согласно плейттектоническим реконструкциям, это было вызвано движением литосферных плит, приведшим к ликвидации палеогеографических барьеров вокруг Антарктиды. Термическая изоляция Антарктиды (43–37 млн лет назад) явилась причиной постепенного отделения теплых субтропических круговоротов от более холодных субантарктических и антарктических круговоротов. Это вело к началу образования оледенений в южной приполярной области.

Согласно данным, полученным при обработке материалов глубоководного бурения у восточного побережья Антарктиды [Baron et al., 1988, 1989; Baron, Larsen, Baldauf, 1991], оледенение на участках побережья Восточной Антарктиды и образование морских льдов на ее шельфе, вероятно, могли иметь место уже в конце среднего эоцена (около 38 млн лет назад). Как считают некоторые авторы [Corliss, Keigwin, 1986; и др.], магнитуа падения температур донных вод в это время была достаточно значительной, чтобы привести к существенным изменениям состава и температуры глубинных вод. Одновременно в среднем эоцене происходило расширение и углубление Атлантического океана, сокращение площади Тихого океана, а также начался процесс сжатия в области Тетиса с уничтожением там океанических частей (и завершением закрытия Тетиса в олигоцене). Это вело к началу нарушения тесных связей между Атлантическим, Индийским и Тихим океанами, существовавших благодаря циркумэкваториальной системе течений в Тетическом бассейне, что влияло на ширину и интенсивность экваториального течения и связанного с ним апвеллинга, а также на баланс питательных веществ и биологическую продуктивность.

Конец позднего эоцена — начало раннего олигоцена

Значительные изменения в характере распространения, темпах накопления биогенных кремнистых толщ, а также в структуре диатомовых ассоциаций фиксируются у границы эоцена и олигоцена. В начале раннего олигоцена происходит увеличение интенсивности накопления кремнистых отложений и продуктивности диатомовой флоры в экваториальных частях Тихого и Индийского океанов. В Экваториальной и Северной Атлантике, напротив, фиксируется существенное уменьшение таких показателей. Одной из отличительных особенностей этого времени является начало процесса активного кремненакопления в южных высоких широтах.

Как показано Д.Феннер [Fenner, 1985, 1986], существенное уменьшение продуктивности планктонных диатомей в низкоширотных районах Атлантики в начале раннего олигоцена сопровождалось значительным увеличением численности и разнообразия неритических и пресноводных видов. Это обусловлено уменьшением поступления в фотическую зону питательных веществ, интенсификацией поверхностных течений и ветров (при возможной

аридизации близлежащей суши), а не изменениями температур поверхностных вод, которые были незначительными. Кроме того, в начале олигоцена происходит значительная перестройка структуры океанических ассоциаций низких широт: доминантами комплексов становятся представители родов *Cestodiscus* и *Coscinodiscus* (*C. excavatus*). Численность многих видов, характерных для позднего эоцена, у границы эоцена и олигоцена резко снижается, а позже (в олигоцене) они вымирают. Напротив, в высоких южных широтах фиксируются высокие скорости осадконакопления и высокая продуктивность океанических диатомей. Существенной перестройки структуры диатомовых ассоциаций здесь в это время не фиксируется — исчезают только несколько форм, которые, к тому же, не преобладали в составе эоценовой флоры и являлись тепловодными, а появившиеся в начале раннего олигоцена редкие новые виды не получают доминирующего значения. Такой характер развития высокоширотной флоры указывает на то, что при понижении температур поверхностных вод их насыщенность питательными веществами в этих районах была высокой и не являлась лимитирующим фактором для развития кремнистого фитопланктона.

В целом, имеющиеся данные по разным районам океанов (при отсутствии анализа результатов по Северной Пацифике) указывают, что, начиная с раннего олигоцена, в Мировом океане прослеживается провинциализм диатомовых флор низких и высоких широт. Новые формы, появившиеся в раннем олигоцене, уже приурочены или только к низким-средним широтам, или только к высоким широтам. В начале раннего олигоцена происходила перестройка состава диатомовых комплексов в экваториальных широтах в сторону доминирования новых элементов рода *Cestodiscus* (до 50–80% в составе ассоциаций), чего не наблюдалось в разновозрастных ассоциациях Циркумантарктического региона [Fenner, 1985, 1986]. Причем новые доминирующие виды являлись общими для экваториальной Пацифики и для экваториальной Атлантики (с одинаковой последовательностью появления в обоих регионах).

Такой однородный состав циркумэкваториальных элементов с одинаковым временем их появления свидетельствует о водообмене между низкими широтами Тихого и Атлантического океанов и наличии циркумэкваториальной циркуляции в Тетическом бассейне [Fenner, 1984a]. Существенная перестройка в составе диатомовых комплексов экваториальных районов указывает на то, что стра-

тификация вод вместе с изменениями в вертикальной и горизонтальной циркуляции оказали главное влияние на распределение (круговорот) питательных веществ в экваториальных районах. Только несколько форм, типичных для планктона Циркумантарктической области, найдены в отложениях верхнего эоцена — нижнего олигоцена средних широт Атлантики. Это свидетельствует об отсутствии еще в позднем эоцене и начале раннего олигоцена устойчивых связей между экваториальными частями Пацифики и Атлантики с Циркумантарктической областью [Fenner, 1984 a,b, 1985].

Из приведенных выше данных следует, что существенные изменения, которые наблюдаются в характере распространения и масштабе накопления биогенных кремнистых толщ, а также в структуре диатомовых ассоциаций в конце позднего эоцена — начала раннего олигоцена, отражают коренную перестройку режима океанической циркуляции и климата. Этот процесс, в частности, должен был предопределить зависимость степени продуктивности диатомовой флоры, а также систематического состава и разнообразия ассоциаций диатомей разных районов от воздействия различных факторов или первоочередность действия таких факторов.

Глобальное похолодание и формирование холодных океанических придонных вод в кайнозое

Результаты многочисленных исследований по соотношению изотопов кислорода в раковинах глубоководных бентосных фораминифер свидетельствуют о том, что в конце позднего эоцена — начале раннего олигоцена, в интервале 35–33 млн лет назад (палеомагнитные эпохи C15–C13 — средняя часть зоны по планктонным фораминиферам, P16 — нижняя часть зоны P18) произошло значительное падение температур донных вод Мирового океана: от -12°C до $-4,5^{\circ}\text{C}$, а также поверхностных вод в южной приполярной области [Shackleton, Kennett, 1975; Kennett, Shackleton, 1976; Haq, 1981; Kennett, 1982; Corliss et al., 1984; Miller, Thomas, 1985; Corliss, Keigwin, 1986; Keigwin, Corliss, 1986; Miller et al., 1987, 1992; Barron et al., 1988, 1989, 1991; Miller, 1993; Zachos et al., 1992, 1994, 2001; и др.]. Многочисленные геологические данные указывают, что к этому времени относится начало формирования постоянного континентального оледенения Восточной Антарктиды и морских льдов на ее шельфовой окраине. Предполагается, что это было

связано с окончательной термической изоляцией Антарктиды в результате действия сформировавшегося циркумантарктического течения, которое в итоге отделило относительно теплые субтропические круговороты от более холодных субантарктических и антарктических круговоротов. Это приводило к образованию и росту антарктического оледенения, а позднее — к формированию ледникового щита, т.е. к возникновению в итоге иного климатического режима [Kennett, 1982].

Таким образом, за счет охлаждения и опускания ко дну поверхностных вод с нормальной соленостью в прилегающих к Антарктиде мелководных районах началось образование низкотемпературных плотных антарктических придонных вод, растекавшихся к северу. Этот отток стал компенсироваться подъемом менее плотных циркумполярных глубинных вод, что формировало зону антарктической дивергенции повышенной биологической продуктивности. Поэтому анализ изотопного состава раковин бентосных фораминифер этих районов одновременно дает информацию не только об объеме ледников, составе и температурах донных вод, но и о температурах приполярных поверхностных вод. Процесс формирования холодных донных вод во время пика похолодания в самом начале раннего олигоцена привел к появлению в высоких широтах Южного полушария криосферы, а в океанических глубинах — психросферы, т.е. к изменению всего температурного режима планеты (так называемый режим «green house» сменился режимом «ice house»).

Значительно возросшее влияние полярных областей на формирование глобальной океанической циркуляции и климатического режима в целом к началу олигоцена привело к смене режимов общей океанической циркуляции и климата. Появление резких широтных температурных градиентов между высокими и низкими широтами вследствие высокоширотного похолодания вызвало усиление вертикальной и поверхностной океанической циркуляции. Возникновение в водной толще выраженных температурных градиентов обусловило изменение комплекса характеристик и циркуляции поверхностных вод, а также интенсификацию поверхностных течений. Преимущественно широтная тепловодная циркуляция на всех глубинах, характерная в целом для вод Мирового океана в раннем палеогене, сменилась преимущественно меридиональной термогалинной холодноводной циркуляцией [Kennett, 1982]. Переход от соленостной стратификации вод Мирового океана в раннем палеогене к термической явился причиной появления выраженных вертикальных

температурных градиентов в океанах. Одновременно увеличение широтного температурного градиента обусловило появление выраженной климатической зональности, также нетипичной для более ранней эпохи.

Появление резких широтных температурных градиентов между высокими и низкими широтами вследствие высокоширотного похолодания вызвало усиление вертикальной и поверхностной океанической циркуляции. Это, в свою очередь, приводило к усилению деятельности прибрежных ветров и пассатов, вызывавшей активизацию прибрежных и экваториальных апвеллингов. Изменения в океанической циркуляции особенно ярко выразились в высоких южных широтах, где в начале олигоцена появился циркумполярный пояс кремненакопления, который отражает обширную зону подъема глубинных вод, богатых питательными веществами. Термические барьеры в высоких южных широтах в виде зон антарктической и субтропической конвергенции стали основными биогеографическими преградами, влияющими на распространение планктонных организмов [Kennett, 1982]. В первую очередь, последствия этих процессов коснулись южных высокоширотных районов Тихого, Индийского и Атлантического океанов, где к началу раннего олигоцена в течение 0,4–0,5 млн лет произошло глобальное падение температур донных и поверхностных вод до 4–2°C [Miller et al., 1987, 1992; Miller, 1993; Zachos et al., 1992, 1994, 2001; и др.]. О формировании выраженного вертикального градиента в субтропических и тропических областях океана свидетельствует появление значительной разницы между изотопно-кислородным составом раковин планктонных и батинальных бентосных фораминифер [Kennett, Shackleton, 1976; Kennett, 1982; Miller, Thomas, 1985; Corliss et al., 1984; Keigwin, Corliss, 1986; Miller et al., 1987, 1992; Zachos et al., 1992, 2001; и др.]. Несмотря на увеличение широтного температурного градиента, температуры поверхностных вод низких широт оставались постоянными (около 24–25°C) или, возможно, уменьшались в некоторых районах до 18–22°C [Zachos et al., 1994 и др.].

На формирование режимов океанической циркуляции и климата большое влияние также оказало установление связи Северной Атлантики и Арктики через Норвежско-Гренландский бассейн. Согласно тектоническим реконструкциям [Talwani, Eldholm, 1977; Eldholm et al., 1987; Myhre et al., 1995; Thiede et al., 1996; и др.], продолжавшееся с начала раннего эоцена в результате спрединга ото-

движение Гренландии в северо-западном направлении к концу эоцена привело к формированию глубоководных впадин в Норвежском море и в южной части Гренландского моря. В конце эоцена — начале олигоцена началось отодвигание Гренландии в более западном направлении и отделение Шпицбергена от Гренландии. Такие процессы привели к опусканию дна в зоне рифтинга между Гренландией и Шпицбергом и раскрытию северной части Гренландского моря. Вследствие этого в начале раннего олигоцена (около 33 млн лет назад) произошло усиление связей между Арктическим и Норвежско-Гренландским бассейнами, что значительно повлияло на изменение глубоководной циркуляции. В результате установившейся связи Северной Атлантики и Арктики через Норвежско-Гренландское море после отделения Шпицбергена от Гренландии в Северную Атлантику с севера стали поступать более холодные поверхностные воды. Их опускание привело к интенсификации образования в начале раннего олигоцена глубинных «вод северной компоненты» (NCW) — предшественника современных «Северо-Атлантических донных вод» (NADW). На формирование таких донных вод в интервале около 33–30,5 млн лет назад указывают данные, полученные при использовании различных методов, в частности, физических — изотопного и др. [Miller, Fairbanks, 1985; Miller et al., 1987; Davies et al., 2001; и др.]. Таким образом, в результате установившейся связи с высокоширотными холодными водами Арктики, в Северной Атлантике имелись донные воды уже из двух разных источников. Первым источником образования глубинных вод оставались высокие южные широты, поставлявшие в Атлантику относительно «древние» воды типа ABW и CDW. Вторым был северный источник, где формировались более «молодые» воды типа NADW.

4.2.2. Перестройки океанической циркуляции и климата и значение изменений параметров окружающей среды для развития ассоциаций диатомей

Понятно, что степень корректности проводимых тектонических и палеоокеанографических реконструкций во многом зависит от подтверждения их палеонтологическими данными. Биота древних ЭС в той или иной мере реагировала на происходившие разномасштабные изменения окружающей среды,

тем более, если они приводили к коренной перестройке физико-географических условий. Это должно было отражаться в характере развития и миграций ассоциаций органического мира. Поэтому анализ состава и особенностей пространственного распространения разновозрастных палеонтологических комплексов, в частности, дает возможность судить о том, каким образом изменения среды повлияли на палеобиоценозы. Такой анализ очень важен при оценке обоснованности разного рода реконструкций. Если говорить об изменении климатического режима, происходившего на границе эоцена и олигоцена, то это находит подтверждение в характере распространения как наземной, так и морской биоты. Ухудшение климата в высоких широтах Северного полушария обусловило, например, появление в этих районах к олигоцену наземных флоры и фауны, характеризующих холодную субполярную область, о чем свидетельствует смена ископаемых комплексов из разрезов континентальных толщ [Wolfe, 1978, 1980, 1993]. Происходивший в океанах процесс расширения зон приполярных холодных вод находит отражение в смещении в раннем олигоцене теплолюбивых субтропических ассоциаций наннопланктона и планктонных фораминифер по направлению к экватору [Haq et al., 1977; Sancetta, 1979b; Keller, 1983 a,b; Wei, 1989, 1991; и др.].

Однако важно отметить, что изменение общего характера распространения и развития морских планктонных ассоциаций (и, в первую очередь, диатомовых) является не только результатом прямого действия температурного фактора. Падение или увеличение температур поверхностных вод вызывают смещение планктонных комплексов, приуроченных к водным массам с определенными параметрами, в широтном направлении и приводит к усилению степени их провинциализма. Но температуры поверхностных вод внутри тропическо-субтропической зоны (при некотором ее сужении) либо практически не менялись, либо менялись незначительно, поэтому изменение температур сказывалось в основном в южной приполярной области. Решающее же значение для развития кремнистого фитопланктона в морских постэоценовых бассейнах имела коренная перестройка океанической циркуляции, от которой в итоге зависит распределение питательных солей в глубинных водах, а также насыщенность ими поверхностного слоя.

Важнейшее значение для распределения и степени продуктивности планктонных диатомей в постэоценовых океанах, прежде всего, имели становле-

ние термической стратификации и увеличение контраста между температурами глубинных и поверхностных вод, которые привели к появлению разделяющего промежуточные и поверхностные воды термоклина, который препятствует их перемешиванию. Глубина, на которой расположен термоклин, становится решающим фактором, определяющим количество привноса питательных веществ обогащенными глубинными водами в поверхностные слои. А от концентрации в этих слоях питательных солей и кремнекислоты в итоге зависит развитие кремнистого фитопланктона и его продукция, а далее — биопродуктивность и жизнь всей фотической зоны данного участка морского бассейна, режим биогенного осадконакопления и т.д., т.е. условий, в которых происходит развитие всей ЭС. Именно термоклин препятствует подъему обогащенных питательными солями глубинных вод наверх, который происходит только в зонах апвеллинга. По мере прогрессирующего кайнозойского похолодания происходило дальнейшее обособление водных масс как по широте, так и по вертикали [Barron, Baldauf, 1989]. «Разъединение» поверхностных водных масс способствовало усилению широтного термального градиента, а «разъединение» по вертикали обуславливало возрастание региональных отличий в характеристиках профиля и глубины термоклина.

Таким образом, общая перестройка океанической циркуляции, определяющая закономерности распределения питательных солей в глубинных водах, а также насыщенность ими поверхностного слоя, вела к появлению принципиально иных закономерностей в распространении и развитии фитопланктона (и в накоплении кремнистых осадков) по сравнению с таковыми в раннем палеогене.

Заканчивая общий анализ существенных перестроек, происходивших на Земле в конце эоцена — начале олигоцена, необходимо подчеркнуть следующее. Полученные к настоящему времени геологические и палеонтологические данные свидетельствуют о том, что глобальное похолодание имело на протяжении кайнозоя сложный и неоднородный характер. Хотя палеоокеанографические изменения, произошедшие в конце среднего эоцена, привели к некоторому усилению широтного температурного градиента и контраста между глубинными и поверхностными водами, коренная перестройка океанической циркуляции и климата имела место в конце позднего эоцена — начале раннего олиго-

цена. Именно в это время был нарушен общий циркуляционный и температурный баланс, существовавший в раннем палеогене, что явилось толчком к формированию психросферы и криосферы и началу перехода планеты от общего температурного режима «green house» к режиму «ice house».

Однако происходившие изменения не сразу привели к современной широтной зональности с температурами в высоких широтах, которые отличаются самыми низкими значениями по сравнению с предыдущими эпохами. Начиная с олигоцена, эпизоды скачкообразного падения температур чередовались с интервалами стабильных условий и периодами относительных потеплений, которые в олигоцене — раннем миоцене приводили к исчезновению оледенения Восточной Антарктиды [Zachos et al., 2001]. Анализ изотопов кислорода показывает, что температуры вод приполярных областей до конца среднего миоцена (время начала постепенного похолодания) оставались на несколько градусов выше по сравнению с современными, а постоянных континентальных льдов не существовало [Miller et al., 1987, 1992; Miller, 1993; Zachos et al., 2001; и др.]. Постоянное оледенение Восточной Антарктиды формируется только, начиная с конца среднего миоцена, а Западной — с начала плиоцена. Начало же континентального оледенения Северного полушария относится к среднему плиоцену.

Таким образом, в начале раннего олигоцена тропические и субтропические зоны были шире современных. Климат на Земле был мягче по сравнению с современным, оледенения высоких южных широт не были постоянными, а значения температур вод в этих районах не были такими низкими, как сейчас. Однако несмотря на это, формирование психросферы и образование термической стратификации вод имели необратимый характер. Это, наряду с изменением поверхностной циркуляции, имело решающее значение для изменения закономерностей развития и распространения планктонной диатомовой флоры в «поверхностных» ПЭС, а в итоге — и биоты всего океаноценоза.

4.3. Диатомовый анализ в расшифровке палеособытий в Северо-Тихоокеанской экосистеме

Для расшифровки процессов, которые происходили в морских бассейнах кайнозоя, необходимо знание регионального распространения разновоз-

растных диатомовых комплексов и этапности их развития. Именно на этой основе можно попытаться понять характер и направленность геологических событий, которые имели место в Северо-Тихоокеанской области в кайнозое. В данном разделе обращается внимание, в частности, на восстановление специфики развития «поверхностной» ЭС, отраженной в кайнозойских ассоциациях диатомей. Из многих возникающих при этом вопросов представляется целесообразным остановиться на следующих: 1) прослеживание характера распространения биогенных кремнистых толщ разного возраста и приуроченных к ним ископаемых ассоциаций; 2) выявление основных этапов развития диатомовых комплексов по изменению их структуры и состава; 3) определение тенденций изменения в продуктивности диатомей во времени и пространстве; 4) расшифровка палеособытий на основе данных диатомового анализа, реконструкции условий существования разновозрастных флор (палеоокеанографические, палеогеографические и палеоклиматические события); 5) корреляция изменений палеобиоценозов разных районов. Рассмотрение этих вопросов удобнее проводить по отдельным срезам или интервалам геологической истории с учетом особенностей в развитии диатомовых ассоциаций и формировании кремнистых толщ в пелагической и шельфовой частях Северо-Тихоокеанской ЭС.

4.3.1. Особенности распространения биогенных кремнистых толщ и характер развития диатомовых комплексов кайнозоя как отражение изменений в поверхностной экосистеме

В этой части рассмотрено несколько аспектов: распространение в Северо-Тихоокеанском регионе кремнистых толщ, в формировании которых принимали участие диатомовые водоросли; степень биопроductивности; климатические и палеогеографические обстановки. На основе изменений площадного распространения биогенных кремнистых толщ и темпов их накопления, сопровождавшихся перестройками в диатомовых палеофитоценозах и изменениями в продуктивности флоры, в кайнозое выделено *шесть* основных этапов развития комплексов диатомей в регионе, которые нашли отражение в шести крупных периодах накопления кремнезема в донных осадках (см. ниже рис. 72).

Этап 1:

Средний эоцен — середина раннего олигоцена (до ~31 млн лет назад)

Эоцен. Отсутствие единой зональной стратиграфической основы затрудняет надежную корреляцию северотихоокеанских эоценовых диатомовых комплексов. Однако имеющиеся данные свидетельствуют о том, что диатомовые ассоциации в целом относятся к среднему—позднему эоцену и приурочены в Северо-Тихоокеанском регионе только к разрезам его северо-западного и восточного обрамления. Наиболее древние кайнозойские диатомовые ассоциации (среднего и позднего эоцена) установлены только в районах северо-западного и восточного обрамления Северной Пацифики [Barron et al., 1984; McLean, Barron, 1988; Долматова, 1985; Цой и др., 2000; Цой, 2003; Цой, Шастина, 2005; и др.].

Из имеющихся данных следует, что присутствие диатомей прослеживается, начиная, по крайней мере, с конца лютетского века (~43 млн лет назад) среднего эоцена. В открытоокеанической части региона в эоценовое время имела место преимущественно карбонатная седиментация, с накоплением наннопланктонных и фораминиферовых илов [Rea et al., 1995]. Наиболее благоприятные условия для развития диатомей существовали в приконтинентальных апвеллинговых зонах. Неритические ассоциации развивались в прибрежных зонах или заливах окраинных морей (существовавших в районах Чукотки и Северо-Западной Камчатки), связь которых с водами открытого океана была незначительна. Вероятно, находки диатомей в Охотоморской области отражают этап развития морского бассейна, связанный с трансгрессией, которая фиксируется здесь в среднем эоцене [Эоцен..., 1991; Гладенков, Шанцер, 1993; и др.]. Влияние океанических вод было намного более значительным вблизи юго-восточного побережья Камчатки, где апвеллинг мог быть связан с деятельностью околобереговых течений. Наиболее продуктивно кремнистый планктон во второй половине среднего эоцена — позднем эоцене развивался в районе восточной периферии Северной Пацифики — в зонах интенсивного апвеллинга у побережья Калифорнии под воздействием Палео-Калифорнийского течения [Barron et al., 1984; McLean, Barron, 1988].

По мнению некоторых исследователей, редкость находок или отсутствие остатков диатомовых в породах могут быть обусловлены следствием диагенетических и катагенетических изменений первичной органогенной структуры кремнезема, из кото-

рого состоят панцири диатомей. Исходя из этого, эоценовые кремнистые толщи, представленные, например, в нижней части каменной свиты Командорских островов (средний эоцен — низы верхнего эоцена?), в верхнеэоценовой формации Эндрю Лэйк о-ва Адак Алеутской гряды или в ковачинской свите Западной Камчатки среднего–верхнего эоцена, по своему генезису могут рассматриваться как биогенные осадки, которые формировались за счет фитопланктона и затем утратили свою изначально биогенную структуру в результате переработки в активных тектонических зонах.

Район восточного обрамления Северной Пацифики является единственным, где развиты морские толщи эоцена с существенной долей биогенной кремнистой компоненты. Они слагают разрезы Калифорнии, в которых найдены диатомовая флора и фауна радиолярий среднего и позднего эоцена.

В океанической части Северо-Тихоокеанского региона отложения эоцена в целом представлены карбонатными толщами (прежде всего, пясчистым мелом), сложенными наннопланктоном и планктонными фораминиферами. Необходимо, однако, отметить, что в разрезах скв. 883 и 884 ODP, пробуренных в северной части Императорского хребта, отмечены комплексы радиолярий среднего–позднего эоцена хорошей сохранности [Shilov, 1995a]. Они обнаружены в отложениях, представленных мелями с пачками аргиллитов, в которых остатки диатомей или отсутствуют, или на отдельных уровнях найдены единичные створки *Coscinodiscus marginatus* и фрагменты створок *Pyxilla* sp. [Rea et al., 1993, 1995].

Таким образом, несмотря на неполноту имеющихся данных по эоцену, их анализ позволяет сделать некоторые выводы. Первые достоверные следы постоянного присутствия диатомей в кайнозойских северотихоокеанских ЭС прослеживаются, начиная по крайней мере со среднего эоцена. Их ассоциации были развиты в продуктивных приконтинентальных прибрежных зонах, где они принимали участие в процессе осадконакопления. Вероятно, первые находки диатомей в разрезах Охотоморской провинции отражают этап возникновения бассейна Охотского моря и начало трансгрессии, фиксирующейся здесь во второй половине лютетского века среднего эоцена (снатольская трансгрессия). В океанической части Северо-Тихоокеанского региона в среднем–позднем эоцене имела место преимущественно карбонатная седиментация и происходило накопление наннопланктонных и фораминиферовых илов.

Можно констатировать, что роль кремнистого планктона при формировании осадков здесь была незначительной, однако продуктивность диатомей оценить трудно. Это связано с тем, что концентрация диатомовых в осадках в области накопления биогенных карбонатных илов (которое идет выше уровня карбонатной компенсации) резко понижена, так как количество поступающих на дно створок диатомей уступает количеству осаждающихся раковин фораминифер и наннопланктона. Присутствие в эоценовых отложениях остатков радиолярий свидетельствует также и об определенной роли кремнистого разбавления в эоценовых осадках, в результате чего в них захоронялись только редкие, сильно окремненные створки диатомей достаточно больших размеров.

В районе западной периферии Северной Пацифики шло накопление терригенных толщ при отсутствии биогенных кремнистых осадков. Неритические диатомовые ассоциации развивались в прибрежных зонах или заливах окраинных морей (существовавших в районах Чукотки и Северо-Западной Камчатки), связь которых с водами открытого океана была очень незначительна. Влияние океанических вод было несколько больше у юго-восточного побережья Камчатки, где в составе флоры отмечаются элементы океанического планктона, типичные для среднего эоцена низких широт и Норвежского моря.

Наиболее продуктивной в отношении кремнистого планктона зоной Северной Пацифики в эоцене был район ее восточной периферии, где во второй половине среднего эоцена — позднем эоцене диатомовая флора развивалась вблизи побережья Калифорнии под воздействием сильного апвеллинга. Состав диатомовых комплексов свидетельствует о том, что развитие происходило под воздействием Палео-Калифорнийского течения, температуры вод которого были более низкими по сравнению с таковыми тропическо-субтропического круговорота, а накопление осадков было приурочено к глубинам в пределах внешнего шельфа — верхней части континентального склона [Baggon et al., 1984; McLean, Baggon, 1988]. В составе калифорнийских ассоциаций присутствуют также планктонные формы, типичные для эоценовых океанических комплексов низких широт. Из анализа калифорнийских и восточно-камчатских диатомовых ассоциаций следует, что к концу среднего эоцена комплексы, для которых характерны низкоширотные океанические виды, сменялись комплексами, включающими относительно более холодноводные элементы,

растных диатомовых комплексов и этапности их развития. Именно на этой основе можно попытаться понять характер и направленность геологических событий, которые имели место в Северо-Тихоокеанской области в кайнозое. В данном разделе обращается внимание, в частности, на восстановление специфики развития «поверхностной» ЭС, отраженной в кайнозойских ассоциациях диатомей. Из многих возникающих при этом вопросов представляется целесообразным остановиться на следующих: 1) прослеживание характера распространения биогенных кремнистых толщ разного возраста и приуроченных к ним ископаемых ассоциаций; 2) выявление основных этапов развития диатомовых комплексов по изменению их структуры и состава; 3) определение тенденций изменения в продуктивности диатомей во времени и пространстве; 4) расшифровка палеособытий на основе данных диатомового анализа, реконструкции условий существования разновозрастных флор (палеоокеанографические, палеогеографические и палеоклиматические события); 5) корреляция изменений палеобиоценозов разных районов. Рассмотрение этих вопросов удобнее проводить по отдельным срезам или интервалам геологической истории с учетом особенностей в развитии диатомовых ассоциаций и формировании кремнистых толщ в пелагической и шельфовой частях Северо-Тихоокеанской ЭС.

4.3.1. Особенности распространения биогенных кремнистых толщ и характер развития диатомовых комплексов кайнозоя как отражение изменений в поверхностной экосистеме

В этой части рассмотрено несколько аспектов: распространение в Северо-Тихоокеанском регионе кремнистых толщ, в формировании которых принимали участие диатомовые водоросли; степень биопроductивности; климатические и палеогеографические обстановки. На основе изменений площадного распространения биогенных кремнистых толщ и темпов их накопления, сопровождавшихся перестройками в диатомовых палеофитоценозах и изменениями в продуктивности флоры, в кайнозое выделено *шесть* основных этапов развития комплексов диатомей в регионе, которые нашли отражение в шести крупных периодах накопления кремнезема в донных осадках (см. ниже рис. 72).

Этап I:

Средний эоцен — середина раннего олигоцена (до ~31 млн лет назад)

Эоцен. Отсутствие единой зональной стратиграфической основы затрудняет надежную корреляцию северотихоокеанских эоценовых диатомовых комплексов. Однако имеющиеся данные свидетельствуют о том, что диатомовые ассоциации в целом относятся к среднему—позднему эоцену и приурочены в Северо-Тихоокеанском регионе только к разрезам его северо-западного и восточного обрамления. Наиболее древние кайнозойские диатомовые ассоциации (среднего и позднего эоцена) установлены только в районах северо-западного и восточного обрамления Северной Пацифики [Barron et al., 1984; McLean, Barron, 1988; Долматова, 1985; Цой и др., 2000; Цой, 2003; Цой, Шастина, 2005; и др.].

Из имеющихся данных следует, что присутствие диатомей прослеживается, начиная, по крайней мере, с конца лютетского века (~43 млн лет назад) среднего эоцена. В открытоокеанической части региона в эоценовое время имела место преимущественно карбонатная седиментация, с накоплением наннопланктонных и фораминиферовых илов [Rea et al., 1995]. Наиболее благоприятные условия для развития диатомей существовали в приконтинентальных апвеллинговых зонах. Неритические ассоциации развивались в прибрежных зонах или заливах окраинных морей (существовавших в районах Чукотки и Северо-Западной Камчатки), связь которых с водами открытого океана была незначительна. Вероятно, находки диатомей в Охотоморской области отражают этап развития морского бассейна, связанный с трансгрессией, которая фиксируется здесь в среднем эоцене [Эоцен..., 1991; Гладенков, Шанцер, 1993; и др.]. Влияние океанических вод было намного более значительным вблизи юго-восточного побережья Камчатки, где апвеллинг мог быть связан с деятельностью околобереговых течений. Наиболее продуктивно кремнистый планктон во второй половине среднего эоцена — позднем эоцене развивался в районе восточной периферии Северной Пацифики — в зонах интенсивного апвеллинга у побережья Калифорнии под воздействием Палео-Калифорнийского течения [Barron et al., 1984; McLean, Barron, 1988].

По мнению некоторых исследователей, редкость находок или отсутствие остатков диатомовых в породах могут быть обусловлены следствием диагенетических и катагенетических изменений первичной органогенной структуры кремнезема, из кото-

рого состоят панцири диатомей. Исходя из этого, эоценовые кремнистые толщи, представленные, например, в нижней части каменной свиты Командорских островов (средний эоцен — низы верхнего эоцена?), в верхнеэоценовой формации Эндрю Лэйк о-ва Адак Алеутской гряды или в ковачинской свите Западной Камчатки среднего–верхнего эоцена, по своему генезису могут рассматриваться как биогенные осадки, которые формировались за счет фитопланктона и затем утратили свою изначально биогенную структуру в результате переработки в активных тектонических зонах.

Район восточного обрамления Северной Пацифики является единственным, где развиты морские толщи эоцена с существенной долей биогенной кремнистой компоненты. Они слагают разрезы Калифорнии, в которых найдены диатомовая флора и фауна радиолярий среднего и позднего эоцена.

В океанической части Северо-Тихоокеанского региона отложения эоцена в целом представлены карбонатными толщами (прежде всего, пясчистым мелом), сложенными наннопланктоном и планктонными фораминиферами. Необходимо, однако, отметить, что в разрезах скв. 883 и 884 ODP, пробуренных в северной части Императорского хребта, отмечены комплексы радиолярий среднего–позднего эоцена хорошей сохранности [Shilov, 1995a]. Они обнаружены в отложениях, представленных мелями с пачками аргиллитов, в которых остатки диатомей или отсутствуют, или на отдельных уровнях найдены единичные створки *Coscinodiscus marginatus* и фрагменты створок *Pyxilla* sp. [Rea et al., 1993, 1995].

Таким образом, несмотря на неполноту имеющихся данных по эоцену, их анализ позволяет сделать некоторые выводы. Первые достоверные следы постоянного присутствия диатомей в кайнозойских северотихоокеанских ЭС прослеживаются, начиная по крайней мере со среднего эоцена. Их ассоциации были развиты в продуктивных приконтинентальных прибрежных зонах, где они принимали участие в процессе осадконакопления. Вероятно, первые находки диатомей в разрезах Охотоморской провинции отражают этап возникновения бассейна Охотского моря и начало трансгрессии, фиксирующейся здесь во второй половине лютетского века среднего эоцена (снатольская трансгрессия). В океанической части Северо-Тихоокеанского региона в среднем–позднем эоцене имела место преимущественно карбонатная седиментация и происходило накопление наннопланктонных и фораминиферовых илов.

Можно констатировать, что роль кремнистого планктона при формировании осадков здесь была незначительной, однако продуктивность диатомей оценить трудно. Это связано с тем, что концентрация диатомовых в осадках в области накопления биогенных карбонатных илов (которое идет выше уровня карбонатной компенсации) резко понижена, так как количество поступающих на дно створок диатомей уступает количеству осаждающихся раковин фораминифер и наннопланктона. Присутствие в эоценовых отложениях остатков радиолярий свидетельствует также и об определенной роли кремнистого разбавления в эоценовых осадках, в результате чего в них захоронялись только редкие, сильно окремненные створки диатомей достаточно больших размеров.

В районе западной периферии Северной Пацифики шло накопление терригенных толщ при отсутствии биогенных кремнистых осадков. Неритические диатомовые ассоциации развивались в прибрежных зонах или заливах окраинных морей (существовавших в районах Чукотки и Северо-Западной Камчатки), связь которых с водами открытого океана была очень незначительна. Влияние океанических вод было несколько больше у юго-восточного побережья Камчатки, где в составе флоры отмечаются элементы океанического планктона, типичные для среднего эоцена низких широт и Норвежского моря.

Наиболее продуктивной в отношении кремнистого планктона зоной Северной Пацифики в эоцене был район ее восточной периферии, где во второй половине среднего эоцена — позднем эоцене диатомовая флора развивалась вблизи побережья Калифорнии под воздействием сильного апвеллинга. Состав диатомовых комплексов свидетельствует о том, что развитие происходило под воздействием Палео-Калифорнийского течения, температуры вод которого были более низкими по сравнению с таковыми тропическо-субтропического круговорота, а накопление осадков было приурочено к глубинам в пределах внешнего шельфа — верхней части континентального склона [Baggon et al., 1984; McLean, Baggon, 1988]. В составе калифорнийских ассоциаций присутствуют также планктонные формы, типичные для эоценовых океанических комплексов низких широт. Из анализа калифорнийских и восточно-камчатских диатомовых ассоциаций следует, что к концу среднего эоцена комплексы, для которых характерны низкоширотные океанические виды, сменялись комплексами, включающими относительно более холодноводные элементы,

в частности, типичные для Норвежского моря, а также неритические формы.

Таким образом, общие элементы океанического планктона в составе диатомовых ассоциаций низких широт и Северной Пацифики (в первую очередь, Калифорнии и, отчасти, района северо-западного обрамления) могут указывать на отсутствие резко выраженного провинциализма эоценовой флоры Тихого океана. Вероятно, это является свидетельством небольших температурных широтных градиентов поверхностных вод Пацифики в среднем — позднем эоцене и обширности тропическо-субтропической зоны, северная граница которой могла простираться до высоких широт. На это указывает и широкое распространение комплексов карбонатного планктона, которые прослеживаются на север до широт Северной Камчатки и Корякского Нагорья. Вместе с тем, режим апвеллинга, вызывавший подъем к поверхности обогащенных вод с глубины у побережья Калифорнии и, вероятно, Восточной Камчатки, может свидетельствовать об усилении океанической циркуляции, начиная со второй половины среднего эоцена, вследствие появления некоторого контраста между температурами донных и поверхностных вод, что вызывало формирование термоклина [Barron, Baldauf, 1989; Baldauf, Barron, 1990]. Появление в конце среднего эоцена различий с низкоширотными комплексами, вероятно, может говорить об усилении широтного термического градиента и сужении субтропической зоны. На это указывают и данные по карбонатному планктону, полученные при изучении разрезов северо-западного обрамления Пацифики. Несмотря на то, что комплексы планктонных фораминифер и наннопланктона бартонского и приабонского возраста прослеживаются в регионе до широт Северной Камчатки и Корякского нагорья, тепловодные элементы в них редки [Беньямовский, Гладенков, 1996; Щербинина, 1997; Серова, 2001; и др.].

Начало раннего олигоцена. Диатомовые ассоциации конца позднего эоцена в Северо-Тихоокеанском регионе к настоящему времени не установлены, и проследить переходные комплексы от эоцена к олигоцену не удастся. Перерывы в осадконакоплении и активный процесс переотложения, фиксирующиеся вблизи границы между эоценом и олигоценом, а также в начале олигоцена в разрезах Северо-Тихоокеанского региона, могут свидетельствовать о размывах вследствие падения уровня океана и действия придонных течений в это время. Результатом этого могло быть

усиление эрозии континентальных окраин, что в дальнейшем приводило в итоге к поставке дополнительных объемов питательных солей со стороны суши в морские воды, обуславливая увеличение их продуктивности.

Самые древние олигоценовые комплексы диатомей (начала раннего олигоцена) найдены только в районах северо-западного обрамления Северной Пацифики. Из них наиболее представительные и достоверные приурочены к разрезам Командорских островов, северо-восточной части Японии и Курило-Камчатского желоба. Морская диатомовая флора отражает условия формирования в пределах продуктивных шельфовых зон, расположенных вдоль северо-восточной окраины Азиатского континента, где к этому времени сложилась система активных островных дуг. Достаточно уверенно можно судить о том, что в начале раннего олигоцена высокопродуктивными в отношении развития кремнистого планктона были поверхностные воды в районе западного окончания Алеутской гряды (Командорские острова), где, вероятно, существовала зона локального апвеллинга. Благодаря высокой скорости биогенной седиментации и существованию благоприятных условий захоронения, на дне бассейна происходило накопление биогенных кремнистых осадков с примесью вулканического материала. В результате, сформировалась толща диатомитов и туфодиатомитов (мощностью более 100 м), в которой первичная органогенная структура кремнезема не претерпела существенных изменений при диагенезе и катагенезе, о чем свидетельствует хорошая сохранность панцирей диатомей.

Роль биогенной кремнистой составляющей меньше в районах японского о-ва Хонсю и Курило-Камчатского желоба. Однозначно оценить палеопродуктивность фитопланктона в поверхностных водах этих бассейнов трудно, так как осадконакопление происходило под влиянием терригенного сноса и биогенные кремнистые толщи не развиты. В целом ассоциации здесь менее представительны, а панцири диатомей имеют худшую сохранность по сравнению с таковой в каменной свите. Очевидно, это объясняется большей степенью переработки пород во время диагенеза и катагенеза.

Вероятнее всего, примерно в это же время или несколько позже начинается накопление кремнисто-глинистых отложений в прибрежной зоне района хребта Ширшова, а также мощных вулканогенно-осадочных кремнистых толщ в шельфовых морских зонах, примыкающих к Западной Камчатке (гакхинская свита) и Восточному Сахалину (нерас-

члененные мутновская и пиленгская свиты Лунской впадины). В процессах диагенеза и катагенеза отложения Западной Камчатки и Сахалина претерпели изменения и переработаны в опоки и кремнистые аргиллиты, к которым приурочены редкие находки диатомей на отдельных уровнях. Можно предполагать, что накопление этих толщ происходило во многом за счет биогенного кремненакопления с дальнейшей утерей органогенной структуры кремнезема в породах.

Появление диатомей в осадочных толщах океанической части региона (в Северо-Западной Пацифике) относится к середине раннего олигоцена (около 31–30 млн лет назад). Численность диатомовых низкая, что может свидетельствовать об их незначительной продуктивности или плохой сохраняемости при захоронении и фоссилизации. К этому же времени приурочено начало накопления кремнисто-терригенных отложений, в которых отмечены диатомовые, в неглубоководной морской зоне у побережья северной части о-ва Хоккайдо (формация Мораван), и прекращение биогенного кремненакопления в районе Командорских островов.

Таким образом, характер распространения кремнистых толщ свидетельствует о некотором усилении процесса биогенного морского кремненакопления и увеличении его ареала в северо-западной и северной частях рассматриваемого региона, начиная с раннего олигоцена. Хотя этот процесс не было повсеместным и, вероятно, не играл тогда еще ведущей роли в осадконакоплении, можно говорить о его интенсификации. Наиболее интенсивное развитие диатомей, участвовавших в формировании осадочных толщ в начале олигоцена, было характерно для шельфовых зон и районов локальных апвеллингов в пределах нынешних Охотского и, отчасти, Берингова морей. Вероятно, это являлось следствием насыщенности морских вод кремнеземом и другими питательными веществами, а также сравнительно благоприятных условий захоронения осадков в районах окраинных морей и прибрежных частях океана западного сектора Северной Пацифики. Зона перехода от океана к континенту в Северо-Западной Пацифике в раннем олигоцене характеризовалась в целом активной вулканической деятельностью и быстрыми темпами осадконакопления с большой долей привноса терригенного и вулканогенного материала. В открытоокеанической части кремненакопление еще не играло ведущей роли и, по-видимому, только начиналось.

Анализ таксономического состава диатомовых ассоциаций начала раннего олигоцена свидетельст-

вует о том, они развивались в прибрежных или неритических зонах, имеющих разную степень связи с поверхностными водами открытого океана. Необходимо отметить, что после эоцена состав океанической флоры в значительной мере изменился: В целом, флора начала олигоцена во многом является унаследованной от эоценовой — в ее структуре важное место продолжают занимать представители родов *Hemialus*, *Coscinodiscus*, *Pyxilla*, *Pseudotriceratium*, *Sheshukovia*, *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*), *Azpeitia* и др., имеющие относительно толстостенные, сильноокремненные створки больших размеров. Однако в составе океанических элементов наблюдаются и существенные изменения: исчезли типичные для эоцена *Lisitzinia* (*Triceratium*) *kanayae*, *L. (Tr.) inconspicua*, *Praecymatosira monomenbranacea*, *Coscinodiscus decrescens*, представители родов *Riedelia*, *Brightwellia*, *Rylandsia*, *Ratrayella* и др. и появились *Rhizosolenia oligocaenica*, *Rh. antarctica*, *Thalassiosira mediaconvexa*, *Asteromhalus oligocenicus*, *Eurossia irregularis*, новые представители рода *Rouxia* и др.

Наличие элементов океанического планктона в комплексах Командорских островов, Курило-Камчатского желоба и Японии указывает на связь вод в этих районах с поверхностными водами открытого океана. Практически все пелагические формы, представленные в составе этих ассоциаций, типичны также для планктона районов высоких южных широт, а также высоких широт Северной Атлантики, но не характерны для одновозрастных комплексов низких широт, которые имеют другой состав (при доминировании представителей рода *Cestodiscus*). Это может свидетельствовать об усилении в океанах в начале олигоцена провинциализма диатомовых флор высоких—средних и низких широт.

Существенные перестройки диатомовых комплексов отражают реакцию диатомей на масштабные изменения условий окружающей среды в северотихоокеанской «поверхностной» ПЭС. Вероятнее всего, такие изменения произошли в результате усиления широтных температурных градиентов между поверхностными водами высоких и низких широт и сужения тропической зоны, что было вызвано похолоданием. Холодноводной по сравнению с эоценовыми является и наиболее древняя раннеолигоценовая ассоциация радиолярий Северо-Тихоокеанского региона — в ее составе практически отсутствуют тепловодные элементы, а наибольшее сходство прослеживается с одновозрастными комплексами высоких широт Северной Атлантики [Витухин, 2001; Шилов, 2001]. О понижении темпера-

туры вод в районе северо-западного обрамления Пацифики свидетельствуют более холодноводные комплексы моллюсков и бентосных фораминифер олигоцена по сравнению с эоценовыми [Гладенков Ю., 1988а; Гладенков, Шанцер, 1993; Крашенинников и др., 1988, 1989; и др.].

Олигоценовый этап был переломным в развитии неглубоководной морской бентосной фауны, когда фактически сформировалось ядро неогеновых комплексов [Гладенков, Шанцер, 1993]. Доказательством похолодания служит и факт отсутствия или крайне редких находок в отложениях олигоцена остатков тепловодных карбонатных планктонных микроорганизмов, характерных для среднего–верхнего эоцена.

Как показано в последние годы на примере наиболее полных осадочных разрезов морского палеогена Японии, Сахалина, Камчатки, Корякского нагорья, Калифорнии и субарктической Пацифики, известковый наннопланктон и планктонные фораминиферы найдены во всей эоценовой части разреза и практически отсутствуют в олигоценовых горизонтах [Ваггон et al., 1984; Крашенинников и др., 1988; Гладенков и др., 1988; Okada, Kaiho, 1992; Беньямовский и др., 1992, 1999; Опорный разрез морского палеогена..., 1994; Beaufort, Olafsson, 1995; Беньямовский, Гладенков, 1995, 1996; Basov, 1995; Басов, 1997, 1999; Щербинина, 1997; Гладенков, Щербинина, 2001; и др.].

Таким образом, к раннему олигоцену тепловодная продуктивная зона карбонатного осадконакопления значительно сузилась, а ее северная граница сдвинулась по направлению к экватору, что, вероятно, указывает на усиление широтных температурных градиентов и растворение карбонатов. Происходивший в океанах процесс общего расширения зон приполярных холодных вод находит отражение в смещении в раннем олигоцене теплолюбивых субтропических ассоциаций наннопланктона и планктонных фораминифер по направлению к экватору [Наг et al., 1977; Sancetta, 1979b; Keller, 1983 a,b; Wei, 1989, 1991; и др.].

«Дрифт Мейджи». К раннему олигоцену приурочено начало формирования и непрерывного накопления в северо-западном секторе субарктической Пацифики «осадочного тела Мейджи», которое в иностранной литературе получило название «Дрифт Мейджи». В плане, осадочные толщи, слагающие это тело, имеют форму полосы или языка и протягиваются вдоль северо-восточного края северного окончания Императорских подводных гор (рис. 67). При ширине около 350 км тело протяги-

вается более чем на 1000 км с севера на юг и имеет максимальную мощность — до 1800 м в своей северо-западной части в районе Камчатского пролива. Происхождение и формирование толщи Мейджи связано с разгрузкой и аккумуляцией терригенного материала, выносимого с севера донными течениями, идущими со стороны Берингова моря на юг через Камчатский пролив [Rea et al., 1993, 1995]. В нижних горизонтах, слагающих осадочное тело, найдены раннеолигоценовые неритические и бентосные диатомеи, характерные для мелководных частей Берингоморского бассейна, что указывает на их перемещение течениями из более северных районов. Таким образом, анализ комплексов диатомей свидетельствует о том, что формирование «Дрифта Мейджи» началось в раннем олигоцене, когда донные течения из Берингова моря получили доступ в более южные районы океанической части Северной Пацифики. Проникновение этих вод в южном направлении определялось положением одного или двух глубоких проливов, образовавшихся в районе западной части Алеутской гряды, и существованием северо-западного продолжения подводного Императорского хребта.

Образование глубоких проливов и связанное с этим начало формирования «осадочного тела Мейджи» имело большое значение для изменения физической океанографии Северной Пацифики. В настоящее время процесс привноса терригенного материала с севера продолжается и осуществляется течениями через глубоководный Камчатский пролив, расположенный между Восточной Камчаткой и Командорскими островами. Необходимо отметить, что начало формирования «Дрифта Мейджи» по времени совпадает с началом образования аналогичных «дрифтовых тел» в Северной Атлантике. Вероятно, эти процессы отражают существование в северных частях обоих океанов близких палеоокеанографических и палеоклиматических обстановок, явившихся следствием коренных изменений глубоководной океанической циркуляции и климата в начале раннего олигоцена [Rea et al., 1993, 1995].

Таким образом, общий анализ распространения кремнистых толщ, темпов их накопления, характера и продуктивности диатомовых комплексов в эоцене — раннем олигоцене свидетельствует о том, что процесс биогенного кремнеаккумуляции в Северо-Тихоокеанском регионе до середины раннего олигоцена в целом происходил в неглубоководных

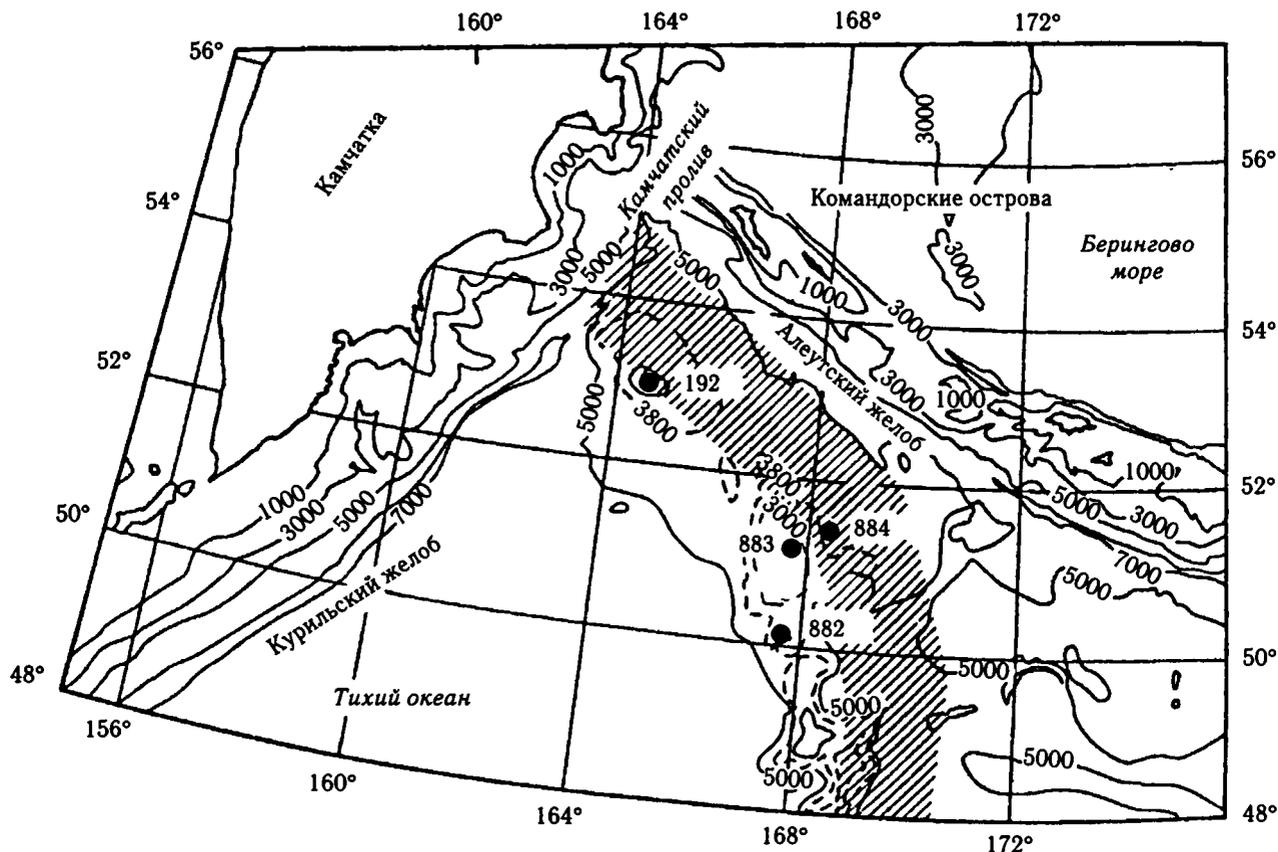


Рис. 67. Расположение «Дрифта Мейджи» (заштрихован) в северо-западном секторе субарктической Пацифики (по: [Rea et al., 1995])

Показано положение скв. 192 DSDP и 882–884 ODP

приконтинентальных продуктивных зонах окраинных морей и локальных апвеллингов.

Этап 2:

Вторая половина раннего олигоцена — начало раннего миоцена (~31–20 млн лет назад)

Вторая половина раннего олигоцена — поздний олигоцен. Вторая половина раннего олигоцена (около 31–30 млн лет назад) отмечена началом непрерывного развития диатомовой флоры в северо-западном секторе океанической части Северо-Тихоокеанского региона. Однако удельная интенсивность накопления (УИН) биогенного кремнезема (БК) в осадках достаточно низкая: около 0,025 г/(см²·тыс. лет) [Ваггон, 1998]. Диатомовые ассоциации формируются также в морских бассейнах у восточной окраины Азии (острова Хоккайдо, Сахалин, Карагинский) и у южного побережья Калифорнии, что может свидетельствовать о повышении уровня океана.

К этому времени из комплексов исчезают многие формы, унаследованные с эоцена, а широкое развитие получают типичные для позднего кайнозоя представители родов *Cavitatus*, *Kisseleviella*, *Rocella*, *Thalassionema* и др. Необходимо отметить, что многие элементы океанического планктона, входящие в состав северо-тихоокеанских ассоциаций (*Cavitatus jouseanus*, *C. miocenicus*, *Coscinodiscus lewisianus*, представители рода *Rocella* и др.), являются космополитными для олигоценовых океанов и, по данным Д.Феннер [Fenner, 1985], в одинаковой последовательности появляются в районах низких широт, высоких широтах Северной Атлантике и приантарктическом районе. В частности, это может указывать на наличие связей поверхностных вод Северной Пацифики и более южных частей Тихого океана. О влиянии более теплых вод во второй половине раннего олигоцена в Северо-Западной Пацифике говорят находки здесь планктонных форм, которые типичны для флоры низких широт [*Kozloviella minor*, *Cymatosira lorenziana*, пред-

ставители рода *Cestodiscus* и др.], причем некоторые из них (*Cestodiscus kugleri*) имеют достаточно высокую численность.

Поздний олигоцен. Характер распространения кремнистых толщ позднего олигоцена не говорит об увеличении их площадного ареала — они остаются приуроченными к северной, северо-западной и восточной частям региона. Удельная интенсивность накопления биогенного кремнезема в океанической части не увеличивается [Rea et al., 1993; Ваггон, 1998]. В разрезах фиксируются интервалы, в которых остатки диатомовых либо отсутствуют, либо редки и имеют плохую сохранность. Вероятно, это может указывать на периодические изменения уровня океана при общей тенденции к его понижению. Низкое стояние уровня моря могло приводить к размыву осадков и перерывам в осадконакоплении, или сокращению ареала развития диатомовых ассоциаций. В результате понижения уровня моря шельфовые участки могли быть выведены на поверхность, и осадконакопление в них отсутствовало. Однако развитие диатомовой флоры в районах Берингова моря, Восточной Камчатки, Курило-Камчатского желоба, Охотоморской провинции, Восточной Японии указывает на возможность в отдельные периоды благоприятных условий для ее существования и на относительно высокую продуктивность поверхностных вод. В целом, позднеолигоценовые комплексы являются относительно холодноводными. В их составе некоторые элементы, типичные для разновозрастных ассоциаций низких широт, либо отсутствуют (такие как *Rossiella symmetrica*, *Bogorovia veniamini*, *Thalassiosira primalabiata* и др.), либо встречаются очень редко (например, *Coscinodiscus rhombicus*, *Azpeitia* spp.). Исключением являются более тепловодные переходные комплексы восточной части Тихоокеана, сформировавшиеся в условиях околоберегового апвеллинга у южного побережья п-ова Калифорния (занимающего наиболее южное положение по широте по сравнению с другими районами).

Более холодноводный характер позднеолигоценовой северотихоокеанской флоры отражает, вероятно, некоторое общее усиление широтных температурных градиентов между поверхностными водами высоких и низких широт в позднем олигоцене. Однако как в высоких, так и в низких широтах Мирового океана в позднем олигоцене широко представлены планктонные космополитные формы, такие как *Lisitzinia ornata*, *Rocella vigilans*, *R. gelida* и др. Это может указывать на определенную степень связи и взаимовлияния поверхностных вод

разных районов и отражать некоторую «упругую» реакцию морской биоты в экосистемах на изменения окружающей среды.

Начало раннего миоцена. Распространение кремнистых отложений и диатомовых ассоциаций конца позднего олигоцена — первой половины раннего миоцена не указывает на существенное увеличение продуктивности и расширение масштабов развития флоры в это время. Формирование комплексов по-прежнему приурочено в основном к окраинам северо-западной и северной частей региона (включая Охотоморскую и, отчасти, Берингово-морскую провинции). Как правило, в составе ассоциаций зоны *Thalassiosira praeфрага*, доминируют неритические виды (прежде всего, *Kisseleviella carina*) и широко распространены пелагические элементы (*Coscinodiscus marginatus*, представители родов *Cavitatus* и *Stellarima*). Часто отмечается большое количество спор (в первую очередь, представителей рода *Chaetoceros*), а также неритические и бентосные формы, что характерно для продуктивных прибрежных морских зон. Важно отметить, что в составе ассоциаций начала раннего миоцена происходит определенная перестройка: исчезают или становятся единичными древние (палеогеновые) представители родов *Goniothecium*, *Hemiaulus*, *Pseudotrickeratum*, *Rouxia*, *Pyxilla*, типичные для олигоцена *Lisitzinia ornata* и представители рода *Rocella*. На смену архаичным палеогеновым *Thalassiosira* (*Th. mediaconvexa*, *Th. irregulata*, *Th. lusca*) приходит *Thalassiosira praeфрага*, вероятно, дающая начало развитию типично неогеновых талассиосир, которые впоследствии доминируют в составе ассоциаций Северной Тихоокеана. Появляется *Actinocyclus ingens*, также получающий затем широкое распространение в миоцене высоких—средних широт. Таким образом, в целом, в палеофитоценозах в раннем миоцене наблюдаются изменения, выражающиеся в утере многих древних элементов и переходе от палеогеновой к преимущественно неогеновой флоре. Следовательно, в поверхностной ЭС это связано с началом освоения экологических ниш новыми элементами флоры.

Таким образом, с середины раннего олигоцена наблюдается начало процесса развития диатомовой флоры в океанической части Северо-Тихоокеанского региона (северо-западный сектор). Однако до второй половины раннего миоцена продуктивность диатомей оставалась здесь сравнительно низкой и биогенное кремнезема не играло ведущей роли — оно было приурочено в первую очередь к периферийным и окраинным частям.

Этап 3:

Вторая половина раннего миоцена —
начало среднего миоцена ~20–15 млн лет назад

В середине раннего миоцена, в интервале около 20–18 млн лет назад в Северо-Тихоокеанском регионе наблюдается начальная фаза усиления процесса биогенного кремненакопления. В западной части субарктической Пацифики — в разрезе скв. 884 ODP преимущественно глинистые и карбонатные отложения сменяются диатомитами и близкими к ним разностями в верхней части зоны *Thalassiosira fraga*, а в разрезе скв. 883 ODP диатомей, игравшие до этого незначительную роль в составе осадков, становятся существенной компонентой отложений — около 20–25% от их состава [Rea et al., 1993]. В интервале около 19–18 млн лет назад фиксируется некоторое увеличение УИН БК в осадках — до значений около 0,2–0,3 г/(см²·тыс. лет) [Rea et al., 1993, 1995; Barron, 1998] (рис. 68). Примерно такие же значения скоростей аккумуляции характерны для северо-восточного сектора субарктической Пацифики (залив Аляска), где диатомей появляются и начинают развиваться с уровня около 18,5 млн лет назад.

Увеличение количества диатомей в осадках, наряду с улучшением их сохранности, отмечается также и в разрезах обрамления. Это может свидетельствовать о повышении обогащенности поверхностных вод питательными веществами. Таким образом, в отличие от предыдущего этапа биопродук-

тивность диатомей и темпы биогенного кремненакопления в океанической части во второй половине раннего миоцена несколько увеличиваются. Однако характер распространения кремнистых толщ свидетельствует еще о достаточно большой степени изолированности биопродуктивных районов.

В целом, для комплексов раннего миоцена характерны элементы океанического планктона, развитые в разновозрастных ассоциациях как низких широт, так и высоких южных широт. Часть из них унаследована с олигоцена (представители родов *Cavitatus*, *Hemiaulus*, *Pseudotrickeratum*, *Azpeitia*, *Cestodiscus*, *Lisitzinia*, *Rocella* и др.), другая появляется в самом конце позднего олигоцена (*Thalassiosira praepraga*) и в раннем миоцене (*Thalassiosira fraga*, *Actinocyclus ingens*, *Raphidodiscus marylandicus*, *Azpeitia praenodulifera*, *Az. salisburyana*, *Az. biradiata*, *Nitzschia maleinterpretaria* и др.). В интервале зоны *Thalassiosira fraga* отмечено проникновение до широт о-ва Хонсю тепловодного океанического вида *Bogorovia barroni*, типичного для тропической зоны, в которой он появляется в более раннее время [Yanagisawa, 1995].

Таким образом, присутствие данных элементов в Северной Пацифике может свидетельствовать о сравнительно тепловодном характере раннемиоценовых ассоциаций и обширность субтропической зоны. Однако некоторые из этих форм встречаются в северотихоокеанских ассоциациях относительно редко и в большинстве случаев прослеживаются только на отдельных уровнях. Кроме того, ряд форм, типичных для раннего миоцена приэкваториальных областей (*Bogorovia veniamini*, *Rossiella paleacea*, *Thalassiosira spumellaroides*, *Actinocyclus hajosiae*, *Craspedodiscus elegans* и др.), в северной части Тихого океана практически отсутствует. Вероятно, это было обусловлено двумя основными причинами. Во-первых, температуры поверхностных вод северной части Тихого океана (в силу ее широтного положения) были более низкими по сравнению с более южными районами, где формирование диа-

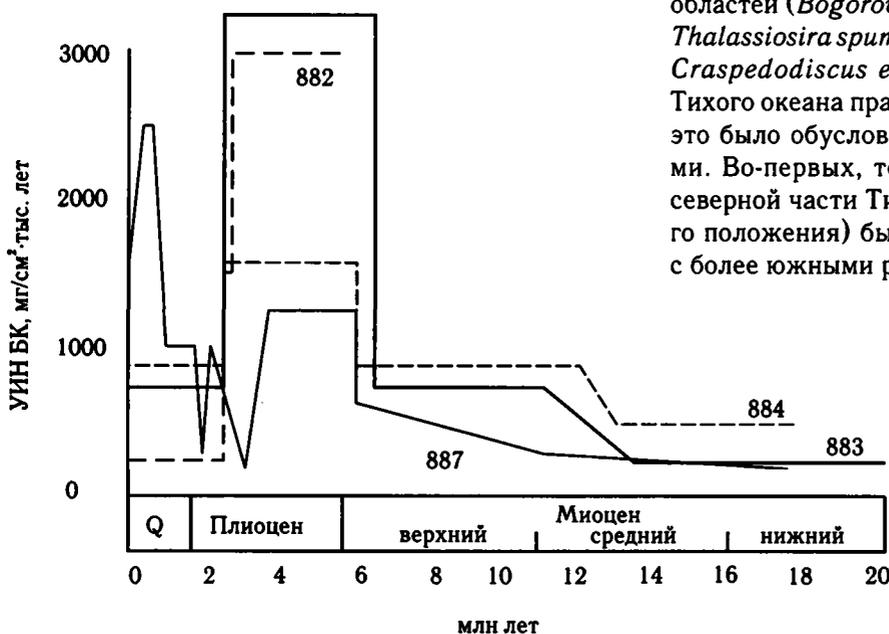


Рис. 68. Диаграмма изменения значений удельной интенсивности накопления (УИН) биогенного кремнезема (БК) за последние 20 млн лет в разрезах глубоководных скважин 882–884, 887, пробуренных в субарктической Пацифике в 145-м рейсе ODP (по: [Rea et al., 1995])

томовых ассоциаций шло в апвеллинговых зонах под воздействием теплых приэкваториальных течений. В более северных широтах, куда действие этих течений не распространялось, диатомовые ассоциации развивались в периферийных зонах северных тихоокеанских круговоротов. Поэтому для поверхностных вод этих районов в первую очередь были характерны элементы планктона, являвшиеся убиквистами, или наиболее эврибиотными океаническими формами. Тем не менее, четкого обособления поверхностных ЭС разных широтных зон еще не существовало, на что указывает также отсутствие в северотихоокеанских комплексах эндемичных планктонных форм. Во-вторых, большинство ассоциаций Северной Пацифики продолжали формироваться в ее приконтинентальной части, поэтому их состав в целом характеризуется меньшим количеством элементов океанического планктона. Одновременно развивались неритические диатомы, как унаследованные с олигоцена, так и появившиеся в раннем миоцене. Вероятно, высокоширотная неритическая флора уже начинала приобретать определенные черты провинциализма, так как некоторые раннемиоценовые виды (например, *Kisseleviella ezoensis*, *K. magnaareolata*, *Rhizosolenia hotaense*, *Rh. norwegica*) в приэкваториальных районах не известны.

Интересно отметить, что данные по северотихоокеанским моллюскам тоже свидетельствуют о том, что, в отличие от позднего олигоцена, климат раннего миоцена был в целом более теплым и умеренным — в это время на широте Камчатки появились южнобореальные виды бентосных групп [Гладенков, Шанцер, 1993].

Интервал, охватывающий конец раннего миоцена — начало среднего миоцена (около 18–15 млн лет назад), характеризуется значительным увеличением масштаба биогенного кремненакопления в Северо-Тихоокеанском регионе и, в первую очередь, в его окраинных частях. С уровня примерно 18 млн лет назад диатомовые глины и илы, диатомиты и близкие к ним породы или осадки со значительной биогенной кремнистой компонентой преобладают в Северо-Западной Пацифике (скв. 884, 883 ODP). В северо-восточной части, в заливе Аляска, с этого времени появляются и начинают преобладать кремнисто-глинистые илы, которые приблизительно на 80% сложены остатками диатомей и радиолярий удовлетворительной сохранности [Rea et al., 1993]. Около 17,5 млн лет назад (зона *Crucidenticula sawamurae*) начинается активный

процесс формирования биогенных кремнистых толщ формации Монтерей у побережья Калифорнии, т.е. в районе восточного обрамления Северной Пацифики [Barron, 1986a; Barron, Baldauf, 1990; и др.]. В интервале 16–15 млн лет назад (зона *Denticulopsis lauta*) диатомиты, туфодиатомиты и связанные с ними породы, в которых органогенная структура кремнезема во многих случаях не изменена, начинают получать широкое распространение в пределах всего Северо-Тихоокеанского региона: как в его океанической части, так и в районах прилегающих морей. По-видимому, к этому периоду приурочена первая фаза широкомасштабной экспансии биогенного кремненакопления в высоких и средних широтах Северной Пацифики, сопровождавшаяся значительным увеличением первичной продуктивности диатомей и улучшением степени их сохранности в осадках. Такие перестройки во всей ЭС должны свидетельствовать о существенном повышении в поверхностных водах концентрации питательных веществ. Так как степень обогащенности такими питательными солями зависит от интенсивности их подъема в фотическую зону с глубин, это соответственно отражает и изменение свойств и характера самих глубинных вод.

Состав северотихоокеанских диатомовых комплексов конца раннего и начала среднего миоцена свидетельствует об их относительно тепловодном характере. К уровню 18,4 млн лет назад в Северо-Западной Пацифике приурочено появление рода *Crucidenticula*, представители которого широко распространены в океанических планктонных комплексах конца раннего — среднего миоцена. Наиболее типичны они для районов низких широт, где достигают максимального обилия и являются неотъемлемыми элементами планктонных ассоциаций. Находки видов этого рода в средних–высоких северных и южных широтах, наряду с другими теплолюбивыми элементами планктона (*Coscinodiscus lewisianus*, *Azpeitia praenodulifera*, *Az. salisburyana*, *Az. oligocenica* и др.) свидетельствуют об относительно тепловодном характере комплексов и связях поверхностных вод тропических и внетропических районов. В Северо-Тихоокеанском регионе, по имеющимся данным, находки наиболее древнего представителя рода *Crucidenticula* (*Cr. sawamurae*) фиксируются в конце раннего миоцена примерно до 51° с.ш. в северо-западном секторе Пацифики и до 54° с.ш. — в ее северо-восточном секторе, а более молодой вид *Crucidenticula kanayae* распространен еще далее к северу — севернее 58-й параллели

[Barron, Gladenkov, 1995; Детальное расчленение..., 1992].

Интересно, однако, то, что другой представитель рода *Crucidenticula* — *Cr. ikebei* — известен пока только в средних и высоких широтах Северной Пацифики. Практически одновременно с первыми *Crucidenticula* в конце раннего миоцена (около 18 млн лет назад) в составе северотихоокеанской флоры появляется новый род *Mediaria*, типичный для комплексов средних–высоких широт Мирового океана, но не для одновозрастных тропических ассоциаций. Такие факты могут свидетельствовать в пользу того, что на фоне развития в структуре ассоциаций Северной Пацифики планктонных океанических убиквистов уже во второй половине раннего миоцена просматривается тенденция некоторого их обособления от флоры более южных областей, что отражалось как в появлении черт провинциализма, так и в начале постоянного развития форм, получивших в дальнейшем широкое распространение в средних–высоких широтах (например, *Actinocyclus ingens* и представителей рода *Proboscia*).

У границы между ранним и средним миоценом в составе северотихоокеанских ассоциаций появляется новый род *Denticulopsis*, представители которого прежде всего преобладают в планктоне средних и высоких широт и поэтому являются более холодноводным по сравнению с представителями рода *Crucidenticula*.

Появление в северной части Тихого океана таких видов, как *Nitzschia challengerii* (эндемик северных средних–высоких широт Пацифики), *Denticulopsis praelauta* (отсутствующий в тропических районах), *D. lauta* (широко распространенный в средних–высоких широтах и редкий в низких), указывает на возникновение в начале среднего миоцена элементов планктона, имеющих средне-высокоширотный ареал распространения. Вероятно, к этому времени относится начало формирования ядра неогеновой диатомовой флоры данного региона и признаков ее провинциализма. Однако на фоне преобладания тепловодных видов бореальные элементы, включая представителей *Denticulopsis* и *Coscinodiscus marginatus*, в океанических комплексах имеют пока подчиненное значение, а в мелководных ассоциациях продолжают доминировать древние неритические формы. В целом, пелагические и неритические комплексы в пределах всей Северной Пацифики очень близки, что свидетельствует об однородности флоры средних и высоких широт (до Чукотки на севере) и отсутствии значительных температурных градиентов.

Таким образом, полученные данные подтверждают вывод о том, что ко второй половине раннего миоцена — началу среднего миоцена (интервал 18–15 млн лет назад) во всей Северной Пацифике относится начало масштабного биогенного кремне-накопления, в первую очередь, за счет развития диатомовой флоры и увеличения ее продуктивности [Barron, Baldauf, 1989, 1990; Baldauf, Barron, 1990; и др.]. Однако самая ранняя начальная его фаза, очевидно, приурочена к еще более раннему времени — уровню примерно 20–19 млн лет назад. Как будет показано ниже, этот процесс, начиная со среднего миоцена, становится в регионе преобладающим.

Этап 4:

Средний миоцен — поздний миоцен (–15–6,5 млн лет назад)

В середине неогена, с уровня ~15 млн лет назад (начало среднего миоцена), во всем Северо-Тихоокеанском регионе фиксируется основное изменение общего характера осадочного процесса — преобладание биогенного кремне-накопления (в целом, этот режим сохраняется до настоящего времени). Диатомиты и близкие к ним толщи получают широкое распространение как в океанической, так и в окраинных частях Северной Пацифики. Кремнистые толщи представлены в многочисленных морских и наземных разрезах.

Феномен интенсивной экспансии биогенного кремне-накопления в этот регионе хорошо известен и изучается достаточно давно. Большое количество работ последних 20 лет посвящено проблемам, связанным с причинами его возникновения, определением времени его начала, масштабностью, этапами развития и т.д. [Ingle, 1981; Keller, Barron, 1983; Koizumi, 1983; Akiba, 1986; Barron, 1986a, 1989, 1998; Barron, Baldauf, 1989, 1990; Baldauf, Barron, 1990; Rea et al., 1993, 1995; и др.]. При этом значительное внимание было уделено изучению особенностей и этапов развития неогеновой диатомовой флоры Северо-Тихоокеанского региона, а также ее продуктивности [Barron, 1980a, 1981a, 1985c, 1992a; 1998; Barron, Keller, 1983; Koizumi, 1983, 1985c, 1990a; 1992b; Koizumi, Tanimura, 1985; Maquyama, 1984b; Пушкарь, 1985; Пушкарь, Гребенникова, 1984; Akiba, 1986; Akiba, Yanagisawa, 1986; Barron, Baldauf, 1989, 1990; Baldauf, Barron, 1990; Орешкина, 1985, 1986, 1989, 1993; Орешкина, Радионова, 1987, 1996; Мухина, Казарина, 1989; Oreshkina, Radionova, 1990; и др.].

Анализ имеющихся данных показывает, что с начала среднего миоцена в развитии морской диатомовой флоры Северной Пацифики прослеживается несколько этапов, отражающих существенные изменения поверхностной ЭС. Несмотря на различия в составе одновозрастных ассоциаций, обусловленных их широтным положением и степенью удаленности от суши, в изменениях и развитии их экологической структуры прослеживается схожая направленность. Основная общая тенденция развития заключается в появлении, начиная с уровня около 15 млн лет назад, выраженного тренда увеличения темпов накопления и площадного распространения биогенного кремненакопления (а соответственно — продуктивности диатомей), а также в усилении провинциализма диатомовых флор разноширотных районов. Кратко остановимся на основных характеристиках этих процессов во времени, прослеживающихся на фоне данного тренда.

Начало этого периода отмечено усилением в регионе темпов накопления биогенного кремнезема в осадках, которое прослеживается в разных районах и свидетельствует об увеличении биопродуктивности диатомей. В западной части субарктической Пацифики значения УИН БК увеличиваются до 3,5 раз и к интервалу 12–11,5 млн лет назад достигают значений 0,7 г/(см²·тыс. лет) и более [Rea et al., 1993, 1995] (см. рис. 68). Затем эти значения остаются относительно постоянными до уровня около 6,5 млн лет. Схожая картина наблюдается и в восточной части, где в заливе Аляска УИН БК к уровню около 11,5–11 млн лет удваивается, достигая значений ~0,5 г/(см²·тыс. лет), и остается в этих пределах до конца позднего миоцена [Rea, Snoeckx, 1995] (рис. 69). В районе калифорнийской окраины относительно высокая концентрация БК в осадках фиксируется в интервалах 13,0–11,5 и 10–7,6 млн лет назад и существенное ее падение — в диапазонах 11,5–10 и 7,6–6,5 млн лет назад [Barron et al., 2002]. При этом необходимо подчеркнуть, что темпы накопления биогенного кремнезема в осадках в северо-западной части Пацифики на протяжении всего неогена превышают таковые в ее северо-восточном секторе.

Одновременно значительные изменения фиксируются также в составе и структуре ассоциаций диатомей. Комплексы конца раннего — начала среднего миоцена являлись относительно тепловодными, что указывает на значительную степень связи поверхностных вод высоких—средних и низких широт. Однако к уровню 14,9 млн лет назад приурочено появление (с последующим массовым развитием) новых представителей рода *Denticulopsis*,

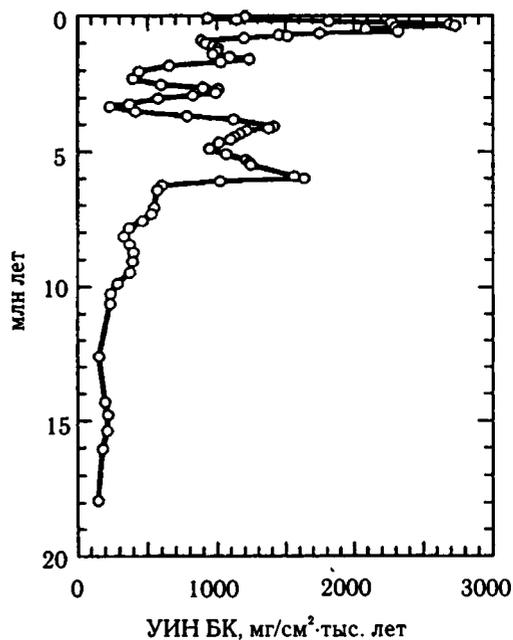


Рис. 69. Изменения значений удельной интенсивности накопления (УИН) биогенного кремнезема (БК) за последние 18 млн лет в разрезе скв. 887 ODP, залив Аляска (по: [Rea, Snoeckx, 1995])

имеющего преимущественно высоко-среднеширотный ареал, т.е. более холодноводного по сравнению с родом *Crucidentricula*. Хотя на начальной стадии представители *Crucidentricula* продолжают развитие, с уровня 14,5 млн лет назад они постепенно вытесняются массово развивающимися в планктоне видами *Denticulopsis*. Таким образом, вероятно, род *Denticulopsis* во второй половине среднего миоцена в основном осваивает экологическую нишу, занятую до этого более тепловодным родом *Crucidentricula*, представители которого постепенно вымирают до конца среднего миоцена. Около 14,5 млн лет назад появляются первые представители группы пликтных *Thalassiosira*, которые являются характерными элементами северотихоокеанской флоры среднего—позднего миоцена.

Наиболее отчетливо изменения экологической структуры комплексов прослеживаются в интервале: середина среднего миоцена — начало позднего миоцена, начиная с уровня примерно 13 млн лет назад, когда повышается роль и других бореальных холодноводных элементов. В океанических ассоциациях, наряду с видами *Denticulopsis*, в планктоне широкое распространение получает *Coscinodiscus marginatus*, появляется *Proboscia barboi*. Появляются новые (бореальные) неритические диатомей (*Thalassiosira manifesta*); увеличивается также чис-

ленность форм (*Thalassionema* и *Thalassiothrix*), характерных для зон апвеллингов. Роль в комплексах древних, относительно тепловодных видов (*Mediaria splendida*, *Actinocyclus ingens*, *Cavitatus jouseanus* и др.), напротив, существенно снижается. В дальнейшем, на разных уровнях позднего миоцена, происходит их полное исчезновение.

В начале позднего миоцена (в интервале –9,5–8,5 млн лет назад) структура как океанических, так и неритических комплексов уже характеризуется преобладанием в их составе холодноводных элементов флоры, с появлением новых бореальных представителей, значительным сокращением количества тепловодных форм, увеличением процентного содержания видов, характерных для зон перемешивания контрастных вод [Barron, 1980a, Akiba, 1986; Орешкина, 1985, 1986, 1989; Barron, Gladenkov, 1995]. В океанических ассоциациях господствуют представители рода *Denticulopsis* и вида *Coscinodiscus marginatus* — при общем доминировании *Denticulopsis* в комплексах западной части субарктической Пацифики и *Coscinodiscus marginatus* — в ее восточной части. В шельфовых ассоциациях появляется своеобразная неритическая флора — с преобладанием неритических *Thalassiosira*, *Pyxidicula*, *Chaetoceros*.

Иными словами, сформировавшаяся экологическая структура ассоциаций этого периода во многом схожа с таковой в северных широтах современной Пацифики [Sancetta, 1979a, 1982; Sancetta, Silvestri, 1984, 1986; и др.]. К этому времени относится наиболее высокая численность и видовое разнообразие представителей рода *Denticulopsis*, достигающего пика своего развития. По-видимому, в это время уже могло происходить формирование близких к современным температурных широтных градиентов между субтропическими и более северными поверхностными водами.

Анализ диатомовых ассоциаций указывает на то, что в средней части позднего миоцена (в интервале около 8,5–7,5 млн лет назад) в их структуре происходили существенные изменения. В это время фиксируется исчезновение типичных ранее представителей рода *Denticulopsis*, широкое развитие форм, характерных для зон перемешивания контрастных вод, появление новых элементов и увеличение количества относительно тепловодных видов (представители родов *Thalassiosira*, *Nitzschia* и др.). Иначе говоря, во многом нарушатся сложившаяся к этому времени структура, схожая с современной.

В то же время, внутри рассматриваемого интервала отмечено появление некоторых холодноводных неритических и океанических форм, таких, на-

пример, как *Thalassiosira gravida*, *Nitzschia rolandii*, *Actinocyclus curvatulus*. Важно отметить, что в интервале 8,5–7,5 млн лет назад фиксируются различия в комплексах средних широт восточной и западной частей региона [Barron, 2003]. На это указывает появление в ассоциациях северо-западного сектора Пацифики ряда характерных видов (*Porosira punctata*, *Thalassiosira singularis*, *Pyxidicula zabelinae*, *Cosmiodiscus insignis*), которые отсутствуют в одновозрастных комплексах ее восточного сектора [Barron, 1980a, 2003; и др.].

После отметки –8 млн лет назад более холодноводные неритические формы, типичные для прибрежных сообществ северо-западной части и Берингова моря, в районе Калифорнии не прослеживаются. Это свидетельствует о том, что формировавшиеся здесь поверхностные воды уже занимали промежуточное положение между субтропическими (развитыми к югу) и субарктическими (развитыми к северу и северо-западу) водными массами [Barron, 1980a, 2003]. Для района разделяющей эти водные массы переходной зоны (древний субарктический фронт) характерны ассоциации переходного типа, в которых, в частности, велика роль форм, развивающихся в зоне перемешивания контрастных вод. В целом анализ диатомовых ассоциаций северо-западной и северной частей региона указывает на то, что в пределах обширной зоны от умеренных широт до –60° с.ш. в интервале –8,5–7,5 млн лет прослеживаются во многом схожие комплексы, экологическая структура которых характерна для современной области субарктического фронта [Орешкина, 1986, 1989, 1993]. Это указывает на возможность формирования близких к современным температурных градиентов между средними и приарктическими широтами. Однако разделявшая субарктические и субтропические воды переходная зона была гораздо шире по сравнению с нынешней — ее граница находилась севернее на 10° или более [Barron, 1980a, 2003; Орешкина, 1986, 1989; и др.].

С уровня –7,5 млн лет назад в комплексах отмечается тенденция определенных изменений: происходит обеднение видового состава, резко снижают численность или исчезают доминирующие и реликтовые тепловодные виды (*Thalassionema schraderi*, *Cavitatus jouseanus* и др.), появляются холодноводные элементы. К важным событиям относится появление первых представителей нового планктонного рода *Neodenticula* (*N. kamtschatica*) — типичного для северных широт, где он впоследствии получил широкое развитие.

Таким образом, со второй половины среднего миоцена бореальные элементы становятся характерными и преобладающими, что свидетельствует о дифференциации комплексов флоры высоких—средних и низких широт. Начало этапа экологической перестройки диатомовых ассоциаций, которая заключается в появлении и широком развитии бореальных элементов, приурочено к уровню ~15 млн лет. В результате, во второй половине среднего миоцена эти элементы становятся характерными и начинают преобладать (несмотря на отдельные интервалы с повышенным содержанием тепловодных форм), что свидетельствует о дифференциации комплексов флоры высоких—средних и низких широт. Такая перестройка, по-видимому, отражает существенные изменения во всей «поверхностной» ЭС Тихого океана, которые вели к обособлению различных ее частей в середине среднего миоцена, с установлением между ними широтных температурных барьеров и началом формирования переходных зон, т.е. установлением основных черт современной океанической циркуляции. Это явилось причиной прекращения миграций планктонных видов из средних—высоких широт через экватор и углубления различий фитоценозов разных зон. Провинциализм северотихоокеанской флоры усилился в начале позднего миоцена. Проявление в дальнейшем различий в комплексах средних широт восточной и западной частей региона, а также умеренной зоны и субполярных районов в середине позднего миоцена свидетельствует о формировании широкой переходной зоны и близких к современным температурных градиентов между субтропическими и субарктическими поверхностными водами.

Этап 5:

Конец позднего миоцена — конец среднего плиоцена (~6,5–2,7 млн лет назад)

Этот период отличается самыми высокими темпами накопления биогенных кремнистых осадков в пределах субарктической Пацифики, отмеченных на протяжении всего кайнозоя [Rea et al., 1993, 1995; Haug et al., 1995; Rea, Snoeckx, 1995; Barron, 1998]. В западной части, где осадки представлены преимущественно диатомовыми илами, с уровня 6,4 млн лет назад скорости осадконакопления значительно возрастают и остаются высокими до уровня 2,7 млн лет. Максимальные их значения фиксируются в интервале 4,6–3,1 млн лет назад, когда

они увеличиваются до 4,5 раз, достигая значений 14–15 см/тыс. лет (рис. 70). Одновременно в несколько раз возрастает и поступление в осадки опа-ла: показатели УИН БК повышаются от значений ~0,7 г/(см²·тыс. лет) до 3 г/(см²·тыс. лет) и более (см. рис. 68). С отметки 2,7 млн лет назад эти значения резко падают. Схожие изменения наблюдаются и в заливе Аляска, где с уровня 6,4 млн лет скорости осадконакопления увеличиваются примерно в 4 раза, достигая максимальных значений, превышающих 4 см/тыс. лет (рис. 71). С этого времени возрастают также темпы поступления кремнезема в осадки: показатели УИН БК возрастают от 0,6 до 1,5–2 г/(см²·тыс. лет) (см. рис. 69), УИН диатомей — до примерно 1,3 г/(см²·тыс. лет). Скорости осадконакопления здесь начинают уменьшаться от 3 см/тыс. лет на уровне около 3,1 млн лет до 1,5 см/тыс. лет на уровне 2,7 млн лет назад. В этом же интервале уменьшаются также показатели УИН БК и диатомей — от ~1,0 до 0,2–0,3 г/(см²·тыс. лет).

В средних широтах увеличение количества диатомей и концентрация БК в осадках отмечаются в интервале ~6,5–4,6 млн лет назад в восточной части (район калифорнийской окраины) и ~5,5 млн лет назад — в западной (у северо-восточного побережья Японии), а их понижение — в диапазоне 4,6–3,5 и ~4,6 млн лет назад, соответственно [Barron, 1998; Barron et al., 2002].

Анализ диатомовых ассоциаций показывает, что в конце позднего миоцена (начиная с интервала около 6,4–6,0 млн лет назад) в результате обновления комплексов происходит восстановление типа нарушившейся в середине позднего миоцена структуры, с усилением провинциализма субарктической флоры. Об этом свидетельствуют широкое развитие и преобладание в океанических ассоциациях холодноводных *Neodenticula kamtschatica* и *Coscinidiscus marginatus*, а в неритических — *Pyxidicula zabelinae*, при участии *Thalassiosira gravida*. Увеличивается также роль других бореальных и арктобореальных форм (в том числе и новых), происходит исчезновение или сокращение численности ранее характерных элементов (например, *Ikebea tenuis*, *Rouxia californica*). Род *Neodenticula*, который, как было показано [Yanagisawa, Akiba, 1990], происходит от эндемика северотихоокеанских высоких—средних широт *Nitzschia rolandii*, появляется на уровне 7,4 млн лет назад именно в Северной Пацифике. Он занимает в планктоне экологическую нишу близкого рода *Denticulopsis*. Однако, по сравнению с последним, *Neodenticula* — более холодноводный: он имеет более ограниченный ареал гео-

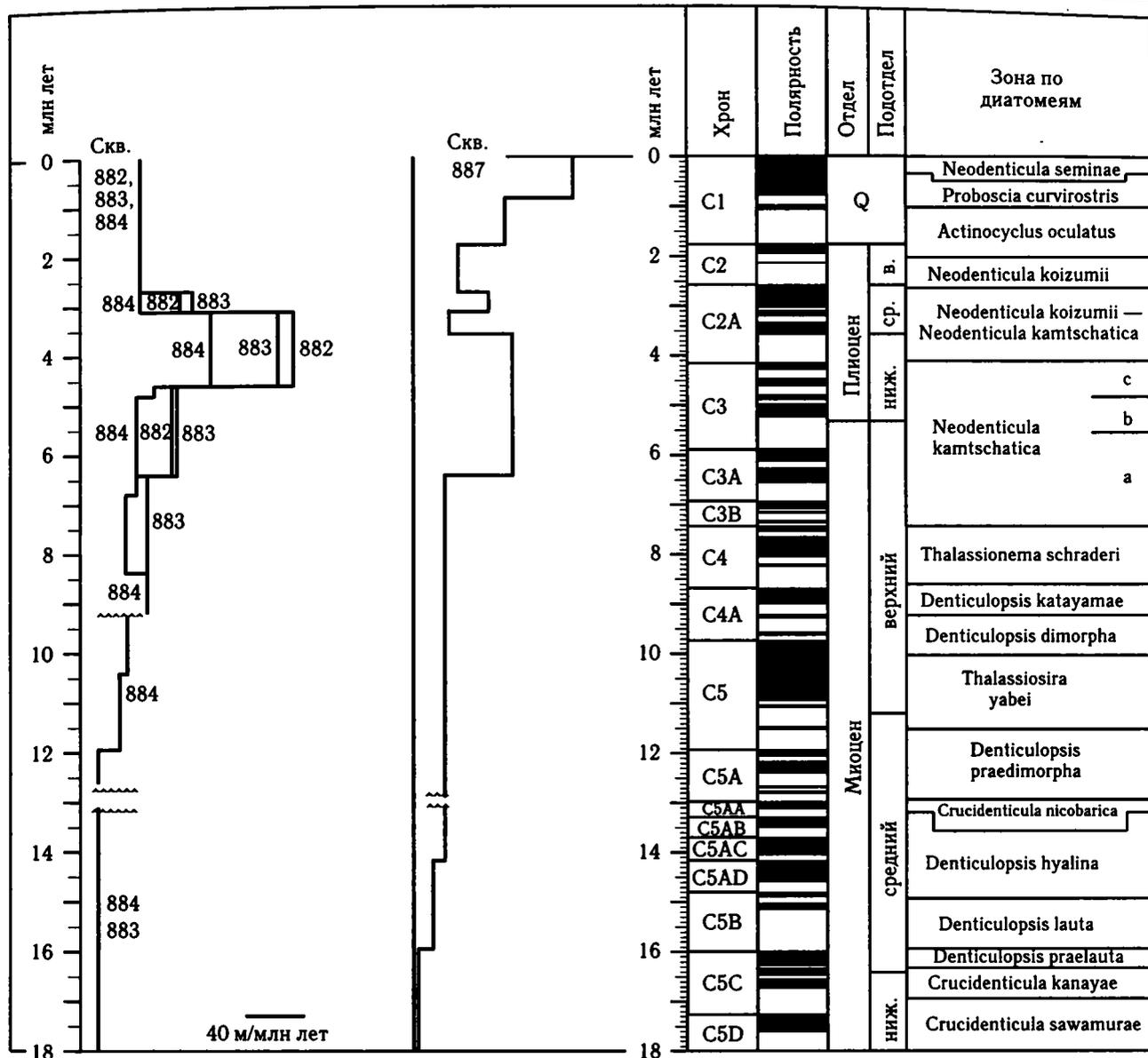


Рис. 70. Изменение значений линейных скоростей осадконакопления за последние 18 млн лет, рассчитанных для разрезов скв. 882–884 и 887 ODP (по: [Rea et al., 1993, 1995; Barron, Gladenkov, неопубликованные данные]) (зоны по диатомеям по: [Barron, Gladenkov, 1995; Gladenkov, Barron, 1995])

a–c — подзоны

графического распространения и является эндемиком высоких–средних широт Северного полушария, при этом массово развиваясь и доминируя в высоких широтах Северной Пацифики. Представители *Neodenticula* (*N. seminae*) преобладают в современном планктоне субарктической зоны и в настоящее время, указывая на близость структуры ассоциаций с таковыми конца позднего миоцена.

В целом, ассоциации самого конца позднего миоцена — начала раннего плиоцена демонстриру-

ют увеличение тепловодных элементов, что говорит об относительном потеплении. Однако вблизи границы между миоценом и плиоценом в прибрежных комплексах северо-западной части региона, а также района Аляски характерными становятся виды, развивающиеся в ледово-неритических обстановках (*Bacterosira fragilis*, *Detonula confervacea*, *Porosira glacialis*, *Fragilariopsis cylindrus*, *Fr. oceanica*) [Akiba, 1986; Детальное расчленение..., 1992; Gladenkov, 2003; Гладенков А., 2006; и др.].

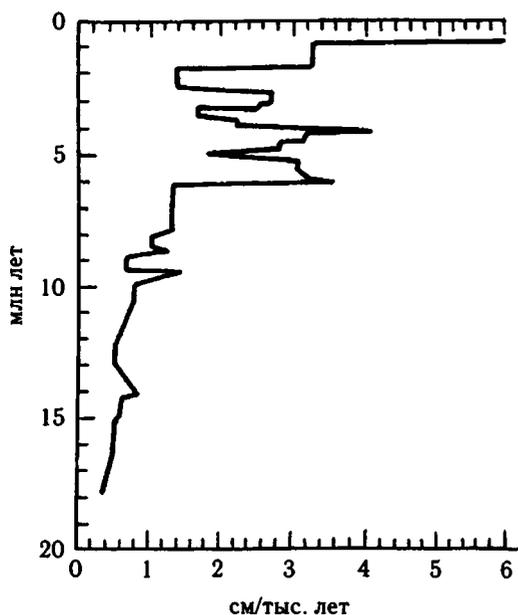


Рис. 71. Изменение значений линейных скоростей осадконакопления за последние 20 млн лет в разрезе скв. 887 ODP, залив Аляска (по: [Rea, Snoeckx, 1995])

В раннем плиоцене, с уровня примерно 5,1–5,0 млн лет назад, 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. Это свидетельствует о значительном потеплении, которое по времени совпадает с максимальными темпами биогенного осадконакопления и показателями продуктивности диатомей в северо-западной части субарктической Пацифики в кайнозое. Вслед за этим, в комплексах среднего плиоцена начинают доминировать холодноводные *Neodenticula kamtschatica*, *N. koizumii*, *Coscinodiscus marginatus*, *Thalassiosira gravida*, *Actinocyclus curvatulus*, а также присутствуют *Thalassiosira nordenskioldii*, *Th. latimarginata*, *Bacterosira fragilis*, *Detonula confervacea* и др., характерные для современных районов с существованием сезонных льдов.

Таким образом, в конце позднего миоцена характер распределения комплексов диатомей и структуры их ассоциаций в общих чертах уже соответствует современному. Комплексы в умеренных восточных широтах с конца позднего миоцена начинают в значительной мере отличаться от более высокоширотных и являются более тепловодными. Поэтому, например, в районе Калифорнии появление

в них *Neodenticula kamtschatica* фиксируется позже — только на уровне 5,5 млн лет назад, а исчезновение *Rouxia californica*, — наоборот, раньше: на уровне 6,7 млн лет, а не 5,9 млн лет [Baggon, 1981a, 1986a и др.]. Это свидетельствует о более северном положении границы переходной зоны в восточном секторе уже в конце позднего миоцена.

Этап 6:

Конец среднего плиоцена по настоящее время (последние 2,7 млн лет)

К последнему этапу (2,7–0 млн лет) приурочены значительные изменения в процессе осадконакопления, что отражено в характере распространения биогенных кремнистых толщ и скоростях их накопления. В разрезах верхней части плиоцена в Северо-Тихоокеанском регионе фиксируются многочисленные перерывы, а в окраинных зонах морские отложения конца плиоцена в большинстве случаев отсутствуют. В целом, вблизи границы между средним и поздним плиоценом, на уровне около 2,7 млн лет назад, в Северной Пацифике фиксируется резкое падение скоростей биогенного кремнеосаждения. С отметки 2,7 млн лет назад в океане резко уменьшаются как линейные скорости осадконакопления, так и показатели УИН БК в осадках [Rea et al., 1993, 1995; Baggon, 1998]. Величины УИН БК уменьшаются в несколько раз — примерно до значений, которые были характерны до уровня 6,4 млн лет назад (менее 1 г/(см²·тыс. лет) (см. рис. 68). Единственным местом, где в это время происходило значительное кремнеосаждение, являлся район Калифорнии [Baggon, 1992b; 1998].

В целом, с этого времени в регионе прослеживаются все основные закономерности и черты распределения биогенных кремнистых отложений, а также темпов их накопления, характерные для современного осадконакопления, т.е. в его пределах под влиянием близкой к современной циркуляции происходит окончательное формирование нынешних зон седиментации. Скорости накопления биогенного кремнеоса остаются везде практически постоянными, несмотря на флуктуации в среднем плиоцене — квартере. Исключением является район залива Аляска, где, в интервале 0,8–0,2 млн лет назад фиксируется значительное увеличение показателей УИН БК в осадках (с пиком на отметках 0,4–0,3 млн лет назад) от величин ~1 г/(см²·тыс. лет) до 2,7 г/(см²·тыс. лет), с последующим их резким падением [Rea, Snoeckx, 1995] (рис. 72).

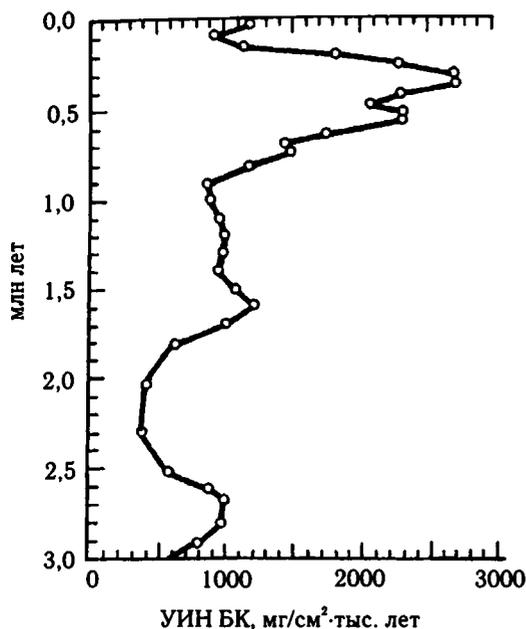


Рис. 72. Изменения значений удельной интенсивности накопления (УИН) биогенного кремнезема (БК) за последние 3 млн лет в разрезе скв. 887 ODP, залив Аляска (по: [Rea, Snoeckx, 1995])

К этому этапу приурочены и значительные изменения в структуре диатомовых ассоциаций. За счет почти полного отсутствия тепловодных форм, а также общего сокращения видового разнообразия происходит резкое обеднение диатомовых комплексов. В начале этапа в ассоциациях фиксируется резкое снижение численности *Neodenticula kamtschatica* (за которым почти сразу следует исчезновение этого вида) и начало широкого развития *Neodenticula koizumii*. На значительную часть субарктической Пацифики распространяется холодноводный неритический комплекс с преобладанием *Pyxidicula (Stephanopyxis) horridus* и *P. zabelinae*, в котором отмечается большое количество ледово-неритических и пресноводных диатомей. Холодноводные неритические элементы становятся характерными, в том числе и для комплексов северо-восточного сектора, в которых они до этого были малочисленны. В океанических ассоциациях увеличивается также содержание холодноводных *Proboscia barboi*, *Actinocyclus ochotensis*, *A. oculatus*, *A. curvatulus*, *Thalassiosira jouseae*, *Th. latimarginata* и др., что характерно и для более южных районов, включая Японское море. На уровне 2,4 млн лет назад появляется самый молодой представитель рода *Neodenticula* — *N. seminae* (который доминирует в современном планктоне

Северной Пацифики), к отметке 2,0 млн лет назад приурочено вымирание *Neodenticula koizumii*.

Таким образом, шестой этап характеризуется общей экспансией холодноводной флоры в Северную Пацифику, с проникновением холодноводных неритических диатомей в открытоокеанические районы. В комплексах позднего плиоцена преобладают типичные холодноводные бореальные и арктобореальные элементы (представители родов *Neodenticula*, *Thalassiosira*, *Actinocyclus*, *Porosira*, *Bacterosira*, *Detonula* и др.), многие из которых являются неритическими, а часть — криофильными. Все это указывает на значительное похолодание и понижение температур поверхностных вод в начале позднего плиоцена, приводивших к формированию ледовых режимов. В четвертичное время изменения в составе комплексов преимущественно отражают климатические флуктуации, соответствующие периодам оледенений и межледниковий.

4.3.2. Корреляция перестроек и изменений в поверхностной экосистеме с геологическими событиями — проблема синхронности и причинных связей

Развитие комплексов диатомей и палеогеографические перестройки

Изменения характера распространения и степени продуктивности диатомей во времени, в конечном счете, отражают этапы трансформации характера глубинных морских вод, которые обусловлены сменой режимов океанической циркуляции (глубинных течений), т.е. палеоокеанографическими перестройками. История развития палеоциркуляции или океанических течений связана с образованием проливов, через которые осуществляется движение глубинных вод, и с их закрытием, т.е. в первую очередь обусловлена тектоническими причинами. Из всех океанов Тихий океан является самым древним, и именно за счет него в течение мезозоя и кайнозоя разрастались другие океаны. Однако, несмотря на уменьшение своих размеров в результате появления Атлантического и Индийского океанов, Тихий океан в целом сохранил свою прежнюю конфигурацию. Система циркуляции в нем не менялась так резко, как в более молодых океанах, где условия седиментации в значительной мере определялась связанной с их развитием эволюцией палеоциркуляции [Kennett, 1982]. Од-

нако палеоокеанографические перестройки, происходившие в кайнозое в других регионах в результате тектонических процессов, в значительной мере определили палеоокеанологические изменения в Тихоокеанском регионе, в частности, в северной его части. Прежде всего, это касается изменения природы и направления придонных течений. Становление режима океанической циркуляции с преобладанием холодных донных вод, механизм образования которых близок к современному, относится к началу раннего олигоцена. С этого времени Северной Пацифике развиты, так называемые, древние холодные донные воды, которые образуются у побережья Антарктиды. Непосредственно в самой Северной Пацифике формирование донных вод в кайнозое не происходило по причине низкой солености поверхностных вод. Поэтому даже во время охлаждения эти воды не становятся достаточно плотными, чтобы опускаться на глубины.

Основываясь на том, что интенсивность донных течений и химическая агрессивность их вод по отношению к кремнезему и карбонатам зависят от количества формирующихся в приполярных областях глубинных вод, изменения этих параметров рассматривают как индикаторы изменений климатического режима. Так как донные воды образуются за счет сильного охлаждения и опускания вниз поверхностных вод, их производительность (количество) в олигоцене–квартере в итоге определялась климатическими флуктуациями — она увеличивается в эпохи похолоданий и оледенений в высоких широтах.

В ряде работ проанализирована степень связи и синхронности между изменениями в распространении биогенных кремнистых осадков, а также продуктивности диатомей в кайнозойских океанах и этапами высокоширотных похолоданий, вызванных палеоокеанографическими перестройками [Barron, Baldauf, 1989; Baldauf, Barron, 1990; и др.]. В них, в частности, показано, что периоды основных похолоданий (совпадающих с развитием антарктических оледенений в начале олигоцена, в среднем миоцене и плиоцене) сопровождалась изменениями в интенсивности донных течений и химической агрессивности их вод по отношению к кремнезему, а также усилением циркуляции поверхностных вод. В итоге это приводило к региональной дифференциации областей апвеллингов и повышению в них биопродуктивности поверхностных вод. Между тем, в периоды похолоданий происходило общее падение уровня моря. Поэтому на поверхность оказывались выведенными участки шельфа, континентального

склона или подводных возвышенностей, в которых морское осадконакопление прекращалось, и происходила эрозия осадков. В результате, за счет их сноса речным стоком, а также сползания осадков с суши в сторону морского бассейна, в океаны поступало дополнительное количество питательных солей и кремнезема, что дополнительно увеличивало биологическую продуктивность вод.

Как свидетельствуют результаты исследований последних лет, на изменение океанической циркуляции большое влияние оказывал характер связи между Тихим и Атлантическим океанами. Это объясняется тем, что существовавший до среднего миоцена взаимообмен глубинными водами Карибского бассейна и восточной части экваториальной Пацифики через Панамский пролив («Центрально-Американский морской путь») предполагает близкие характер и природу донных вод обоих океанов [Keller, Barron, 1983; Woodruff, Savin, 1989; и др.]. Соответственно, схожим в это время являлся и характер биогенного осадконакопления. Предполагается, что проникающие через Панамский пролив низкосолёные воды Тихого океана разбавляли поверхностные воды Атлантики, что препятствовало образованию в ней NADW [Maier-Reimer et al., 1990]. Отсутствие вод такой природы делало невозможным наличие в океанах глубоководной циркуляции в режиме глобального «конвейерного пояса», близкого к современному [Вгоекер, Пенг, 1982; Вгоекер, 1991, 1997; и др.], что означало уменьшение насыщенности донных вод Северной Пацифики в отношении кремнезема, нитратов и фосфатов. Следовательно, концентрация этих веществ в поверхностных водах рассматриваемого региона, как и продуктивность диатомей, до среднего миоцена должна была быть более низкой [Woodruff, Savin, 1989; Maier-Reimer et al., 1990]. Поэтому можно предположить, что на изменения степени биопродуктивности, а соответственно и на темпы биогенного кремненакопления в Северо-Тихоокеанском регионе в неогене, в значительной мере влияло наличие в океане глобального «конвейерного пояса», который, в конечном счете, зависел от характера водообмена через Панамский пролив [Keller, Barron, 1983; Barron, 1998; и др.].

В зависимости от природы донных вод интенсификация глубинной циркуляции оказывала неодинаковое воздействие на процесс осадконакопления в разных районах. С одной стороны, в глубоководных частях океанов это приводило к размытию пелагических осадков донными течениями, а также к растворению в них кремнезема или кар-

бонатов, а с другой — вызывало увеличение биологической продуктивности в результате усиления апвеллингов. Как следствие, в районах с высокой биологической продуктивностью поверхностных вод в донных осадках прослеживаются очень непродолжительные перерывы, отражающие однократное кратковременное событие, во время которого происходила эрозия или отсутствовало осадконакопление. В областях же с низкой продуктивностью, напротив, в разрезах наблюдаются продолжительные перерывы, отражающие два или несколько этапов эрозионной деятельности. Таким образом, изменения в интенсивности донных течений и химической агрессивности их вод, вызванные палеоокеанографическими перестройками, должны маркироваться в геологической летописи глубокоководными перерывами.

Одними из первых исследования по площадному распространению и датированию в океанах глубокоководных перерывов в интервале конец позднего олигоцена — плиоцен провели в 80-х годах прошлого столетия на основе имевшихся к тому времени данных Г.Келлер и Д.Бэррон [Keller, Barron, 1982, 1983, 1987; Barron, Keller, 1983; Barron et al., 1985]. Анализ распространения выделенных перерывов выявил связь основных палеоокеанографических перестроек в неогене с этапами изменений в характере осадконакопления, биогеографическом распространении и продуктивности планктонных комплексов.

Полученные результаты, в частности, позволили установить, что вспышка продуктивности диатомей и начало накопления диатомовых илов в Северной Пацифике в конце среднего миоцена по времени соответствуют затуханию активного образования биогенных кремнистых осадков в Северной Атлантике. Процесс такого «перемещения» из одного региона в другой получил название «кремнистого переключения», или «кремнистого перемещения» («silica switch», или «silica shift»). Отмечалось, что, согласно всем данным, интервал времени, когда происходил данный процесс, характеризовался потеплением климата, а значения температур донных вод были наиболее высокими, чем когда-либо в миоцене. Поэтому такое событие не могло быть связано с похолоданием в районе Антарктиды.

Причину «перемещения» кремненакопления в Пацифику авторы связали с процессом формирования в Северной Атлантике вод северной компоненты (NCW) — аналога современных североатлантических донных вод (NADW), на что указывают результаты изучения соотношения изотопов углерода. Предполагается, что в это время в Северную

Атлантику усилился поток холодных вод из Норвежского бассейна. Это вызывало охлаждение теплых и соленых поверхностных атлантических вод в высоких широтах, что приводило к увеличению их плотности и опусканию ко дну. Как следствие, сравнительно «молодые» глубинные и промежуточные воды Северной Атлантики стали бедны в отношении питательных веществ (нитраты, фосфаты, кремнезем), необходимых для развития и жизнедеятельности диатомей, а также возросла степень растворения кремнезема в донных осадках. Распространяясь в южном направлении, донные течения не давали возможность доступа в регион обогащенным «древним» антарктическим водам. В Тихом океане подобный процесс образования «молодых» вод отсутствовал, вот почему в Пацифику поступали только «древние», обогащенные, донные воды, что обуславливало как интенсивную поставку этих веществ к поверхности, так и сохранность кремнистых осадков на дне. Это приводило к значительному усилению продуктивности диатомей и широкомасштабному биогенному кремненакоплению. Таким образом, в результате своеобразного межконтинентального фракционирования произошло региональное «перемещение» биогенного кремненакопления.

Северная Пацифика

Из сказанного следует, что палеоокеанографические перестройки сопровождались значительными изменениями окружающей среды, т.е. абиотических компонентов в пределах морских ЭС. В свою очередь, это влекло за собой и существенные изменения в поверхностной ЭС — распределении и продуктивности планктонных комплексов, что отражалось в характере и темпах биогенного осадконакопления. Разные районы Мирового океана имеют свои особенности геологического развития, которые обусловлены суммарным действием разномасштабных процессов. Поэтому поверхностная ЭС в этих районах, и, в частности, их биота, неодинаково реагировали на геологические события, приводившие к существенным палеоокеанографическим и палеоклиматическим перестройкам. Результаты по основным изменениям, происходившим в поверхностной ЭС Северо-Тихоокеанского региона в кайнозой, приведены в подразделе 4.3.1.

Попытаемся с учетом данных по глубокоководному бурению и наземным разрезам проанализировать степень синхронности и возможной связи изменений, имевших место в Северо-Тихоокеанской

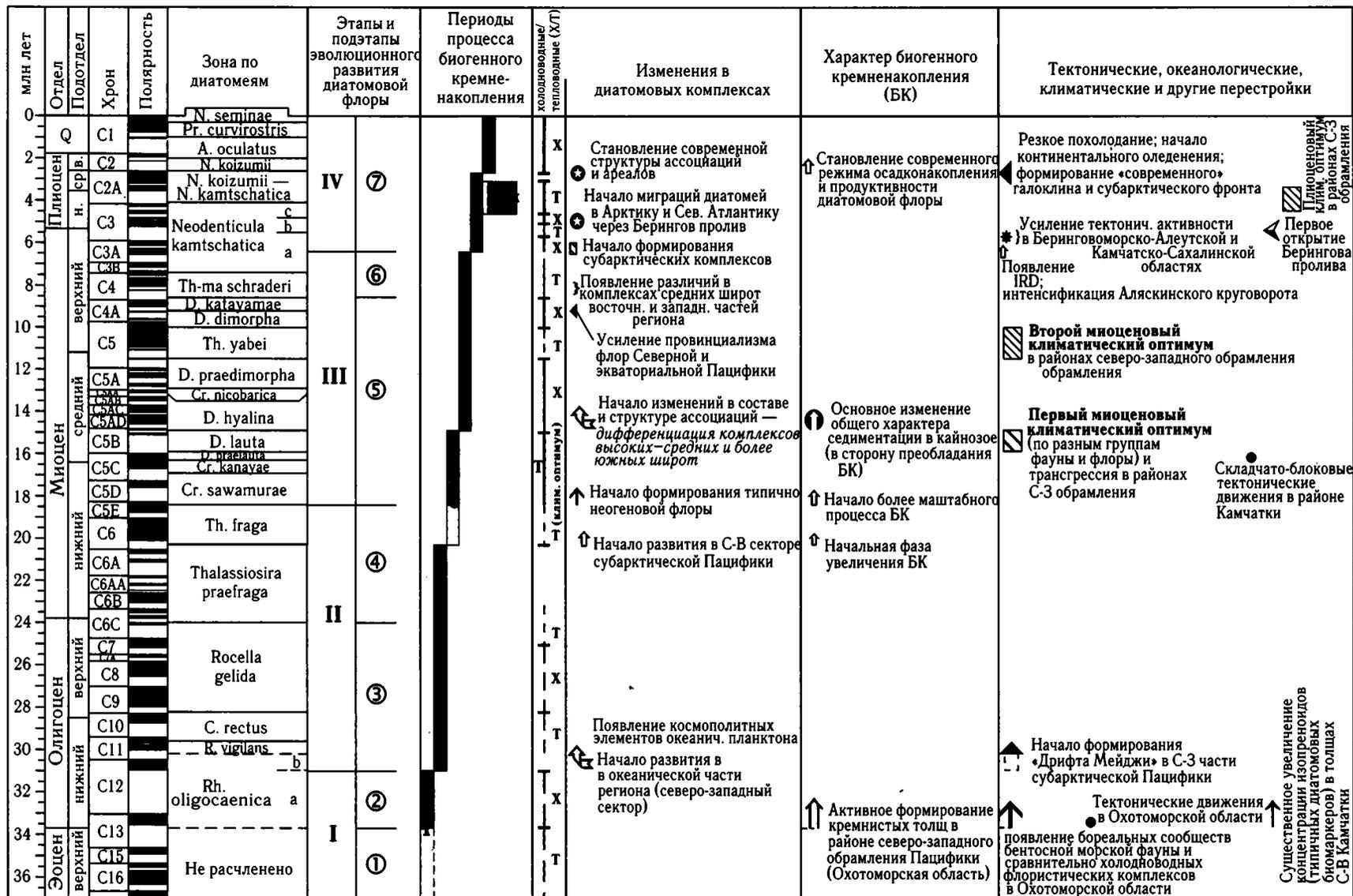


Рис. 73. Развитие комплексов диатомей и геологические события олигоцена–неогена в Северо-Тихоокеанском регионе
Пояснения см. в тексте

ЭС, с разномасштабными геологическими событиями и палеоокеанографическими перестройками, которые отразились в истории развития морских экосистем Мирового океана (рис. 73, 74). Другими словами, по отношению к рассматриваемому региону частично применим методика, использованную при проведении глобальных палеоокеанографических реконструкций и выяснении их связи с изменением биопродуктивности поверхностных вод разных районов Земли [Keller, Barron, 1983; Barron, Baldauf, 1989; Baldauf, Barron, 1990; и др.]. При этом важным представляется также анализ данных, полученных по истории развития Берингова и Панамского проливов.

Очевидно, что наличие или отсутствие водообмена между Тихим океаном и соответственно Атлантикой и Северным Ледовитым океаном через эти проливы должно было по-разному сказываться на формировании ЭС Северной Пацифики. При анализе и оценке характера и последовательности разномасштабных геологических событий кайнозоя, отразившихся в истории развития морских экосистем, использованы материалы работ: [Kennett, 1982; Haq et al., 1987; Miller et al., 1987; Davies et al., 2001; Zachos et al., 2001; Pak, Miller, 1995; Barron et al., 1995; Barron, Baldauf, 1989; Baldauf, Barron, 1990; Wright et al., 1991, 1992; Barron, 1980a, 1985a, 1986b, 1992 a,c, 1995, 1998, 2003; Krissek, 1995; Haug, Tiedemann, 1998; Haug et al., 1999; Koizumi, 1985 b,c; Sancetta, Silvestri, 1986; Орешкина, 1986, 1989, 1993; Marinovich, 2000; Гладенков, Шацер, 1989, 1993; Rea et al., 1993, 1995; Akiba, 1986; Shackleton et al., 1995; Shiine et al., 2005; и др.].

Усиление процесса биогенного морского кремнеаккумуляции в апвеллинговых прибрежных зонах северо-западной и северной частей Северо-Тихоокеанского региона отмечается в начале раннего олигоцена. К этому времени в составе диатомовых ассоциаций происходят изменения — исчезает целый ряд типично эоценовых форм и появляются новые, относительно холодноводные элементы, характерные для планктона высоких—средних широт (т.е., происходит усиление провинциализма). Согласно данным по изучению разрезов палеогена глубоководных скв. 883 и 884 ODP, в субарктической Пацифике вблизи границы эоцена и олигоцена фиксируется значительное понижение температур донных вод [Pak, Miller, 1995], а также несогласие на границе между эоценом и олигоценом [Barron et al., 1995], которое может указывать на

эрозию осадков. Во времени эти события совпадают с основным олигоценовым оледенением восточной части Антарктиды, вызвавшим процесс образования холодных глубинных вод, т.е. формирование психросферы.

Перестройка в диатомовых комплексах Северной Пацифики, происшедшая во второй половине раннего олигоцена (около 31–30 млн лет назад), вероятно отражает следующую стадию реакции флоры на становление иного, по сравнению с эоценовым, циркуляционного режима. Из ассоциаций исчезают многие формы, унаследованные с эоцена, а широкое развитие получают элементы, типичные для позднего кайнозоя. К этому времени, которое, однако, не характеризуется похолоданием, относится начало процесса непрерывного развития диатомовой флоры в северо-западном секторе океанической части Северо-Тихоокеанского региона. В раннем олигоцене, в интервале 33–30,5 млн лет назад, фиксируется образование аналога современных «североатлантических глубинных вод» [Miller, Fairbanks, 1985; Miller et al., 1987; Davies et al., 2001; и др.], что совпадает с резким снижением темпов биогенного кремнеаккумуляции в Северной Атлантике. В результате межконтинентального фракционирования, по мнению Д.Бэррона и Д.Балдауфа, происходило «перемещение» кремнеаккумуляции в экваториальные районы Пацифики и Южный океан [Barron, Baldauf, 1989; Baldauf, Barron, 1990]. В Северной Пацифике подобные резкие изменения не происходили, однако начало развития диатомей в открытом океане может указывать на определенное влияние обогащенных донных вод.

В позднеолигоценовое время в Северо-Тихоокеанском регионе диатомей имеют ограниченное распространение. За некоторыми исключениями, типично тепловодные элементы для состава ассоциаций не характерны. Этот период совпадает с крупным циклом регрессии в Мировом океане, охватывающим большую часть позднего олигоцена [Haq et al., 1987, 1988]. Известно, что вблизи границы между олигоценем и миоценом (24–23 млн лет назад) произошло существенное событие — открытием пролива Дрейка для глубинных вод. Соответственно, окончательно сформировалось Циркумантарктическое глубоководное течение, приведшее к становлению глубоководной циркуляции, близкой к современной. Изменения в циркуляции происходили одновременно с похолоданием в Антарктиде в конце олигоцена, которое, вероятно, явилось следствием завершения ее термической изоляции.

Согласно данным по исследованиям соотношения изотопов кислорода и эвстатическим колебаниям [Miller et al., 1987; Haq et al., 1987, 1988; и др.], следующий за этим интервал первой половины раннего миоцена характеризовался потеплением климата на Земле и повышением уровня моря. Биогенные кремнистые осадки раннемиоценового возраста широко распространены в Южном океане, Карибском бассейне и низких широтах Северной Атлантики, но редки в экваториальной Пацифике [Keller, Barron, 1983; Fenner, 1985; Baldauf, Barron, 1990]. Некоторые исследователи считают, основываясь на данных по уменьшению контраста между возрастом глубинных вод Северной Атлантики и Пацифики [Barron, Baldauf, 1989], что такие особенности в пространственном распределении биогенного кремненакопления в океанах были связаны с ослаблением в начале раннего миоцена межконтинентального фракционирования. Отчасти эта точка зрения находит подтверждение и по отношению к району Северной Пацифики, где увеличения продуктивности диатомей не происходило.

Увеличение продуктивности диатомей, улучшение степени сохранности их остатков и начало накопления диатомовых биогенных кремнистых толщ в Северной Пацифике в конце раннего миоцена (18–15 млн лет назад) связывается с процессом «silica switch», который был обусловлен не похолоданием и развитием оледенения Антарктиды, а межконтинентальным фракционированием по причине формирования аналога современных североатлантических донных вод — вод северной компоненты (NCW). На значительное потепление климата и повышение температур вод в Северо-Тихоокеанском регионе в это время указывает не только состав диатомовых ассоциаций. О климатическом оптимуме конца раннего — начала среднего миоцена (с пиком в начале среднего миоцена) свидетельствуют также наиболее теплолюбивые бентосные ассоциации неогена, в частности, моллюсков, состоящие из субтропических и южнобореальных форм, которые проникали до субарктических широт [Гладенков Ю., 1988а; Гладенков, Шанцер, 1989; Гладенков, Синельникова, 1990; Детальное расчленение..., 1992; и др.].

Однако последние данные по северной части Тихого океана указывают на приуроченность самой ранней (начальной) фазы усиления биогенного кремненакопления, происходившего на фоне потепления, к интервалу ~20–18 млн лет назад. Некоторые результаты по изучению соотношения изото-

пов углерода свидетельствуют о возможности формирования «молодых» донных вод в Северной Атлантике в раннем миоцене уже в интервале около 20–16 млн лет назад [Wright et al., 1992]. Таким образом, начало процессов увеличения продуктивности диатомей и улучшения степени их сохранности в осадках в Северной Пацифике и образования NCW в Северной Атлантике совпадают. Это может говорить о том, что первые проявления эффекта «перемещения» кремненакопления из Атлантики в Тихий океан прослеживаются уже около 20–18 млн лет назад, предопределив существенные изменения в поверхностных ЭС этих регионов.

Вспышка продуктивности диатомей и широко-масштабное накопление биогенных кремнистых толщ в Северной Пацифике, сопровождавшиеся перестройкой структуры диатомовых ассоциаций и усилением провинциализма флор тропических и внетропических районов, относятся к началу среднего миоцена. Начало таких процессов совпадает со временем основного полярного похолодания и формирования постоянного оледенения Восточной Антарктиды (~15–13 млн лет назад). На резкое понижение температур донных вод в высоких и средних широтах указывают многочисленные данные по соотношению изотопов кислорода [Zachos et al., 2001]. В это же время фиксируется резкое глобальное понижение уровня моря [Haq et al., 1987, 1988]. Эти события привели к формированию на Земле, начиная со второй половины среднего миоцена, основных черт современной океанической циркуляции и главных продуктивных зон, что хорошо иллюстрирует пример Северной Пацифики. Несмотря на последующие климатические флуктуации, изменения в океанах происходили в рамках относительно холодноводного режима — с чередованием холодных и относительно теплых интервалов, при общем тренде падения температур поверхностных вод.

Дальнейшее увеличение темпов накопления биогенного кремнезема в Северной Пацифике к уровню ~11,5–11,0 млн лет назад, происходит после периода значительного похолодания. Согласно ряду данных, в интервале ~12,8–11,5 млн лет назад в донных водах Северной Атлантики отмечается повышение роли вод северной компоненты (NCW) [Wright et al., 1992], что связывается с возможным уменьшением обмена между донными водами Пацифики и Карибского бассейна в результате начала процесса постепенного обмеления Панамского пролива около 13 млн лет назад [Barron, 1998]. Таким образом, этот процесс мог приводить к усиле-

ЭС, с разномасштабными геологическими событиями и палеоокеанографическими перестройками, которые отразились в истории развития морских экосистем Мирового океана (рис. 73, 74). Другими словами, по отношению к рассматриваемому региону частично применим методика, использованную при проведении глобальных палеоокеанографических реконструкций и выяснении их связи с изменением биопродуктивности поверхностных вод разных районов Земли [Keller, Barron, 1983; Barron, Baldauf, 1989; Baldauf, Barron, 1990; и др.]. При этом важным представляется также анализ данных, полученных по истории развития Берингова и Панамского проливов.

Очевидно, что наличие или отсутствие водообмена между Тихим океаном и соответственно Атлантикой и Северным Ледовитым океаном через эти проливы должно было по-разному сказываться на формировании ЭС Северной Пацифики. При анализе и оценке характера и последовательности разномасштабных геологических событий кайнозоя, отразившихся в истории развития морских экосистем, использованы материалы работ: [Kennett, 1982; Haq et al., 1987; Miller et al., 1987; Davies et al., 2001; Zachos et al., 2001; Pak, Miller, 1995; Barron et al., 1995; Barron, Baldauf, 1989; Baldauf, Barron, 1990; Wright et al., 1991, 1992; Barron, 1980a, 1985a, 1986b, 1992 a,c, 1995, 1998, 2003; Krissek, 1995; Haug, Tiedemann, 1998; Haug et al., 1999; Koizumi, 1985 b,c; Sancetta, Silvestri, 1986; Орешкина, 1986, 1989, 1993; Marinovich, 2000; Гладенков, Шацер, 1989, 1993; Rea et al., 1993, 1995; Akiba, 1986; Shackleton et al., 1995; Shiine et al., 2005; и др.].

Усиление процесса биогенного морского кремненакопления в апвеллинговых прибрежных зонах северо-западной и северной частей Северо-Тихоокеанского региона отмечается в начале раннего олигоцена. К этому времени в составе диатомовых ассоциаций происходят изменения — исчезает целый ряд типично эоценовых форм и появляются новые, относительно холодноводные элементы, характерные для планктона высоких—средних широт (т.е., происходит усиление провинциализма). Согласно данным по изучению разрезов палеогена глубоководных скв. 883 и 884 ODP, в субарктической Пацифике вблизи границы эоцена и олигоцена фиксируется значительное понижение температур донных вод [Pak, Miller, 1995], а также несогласие на границе между эоценом и олигоценом [Barron et al., 1995], которое может указывать на

эрозию осадков. Во времени эти события совпадают с основным олигоценовым оледенением восточной части Антарктиды, вызвавшим процесс образования холодных глубинных вод, т.е. формирование психросферы.

Перестройка в диатомовых комплексах Северной Пацифики, происходившая во второй половине раннего олигоцена (около 31–30 млн лет назад), вероятно отражает следующую стадию реакции флоры на становление иного, по сравнению с эоценовым, циркуляционного режима. Из ассоциаций исчезают многие формы, унаследованные с эоцена, а широкое развитие получают элементы, типичные для позднего кайнозоя. К этому времени, которое, однако, не характеризуется похолоданием, относится начало процесса непрерывного развития диатомовой флоры в северо-западном секторе океанической части Северо-Тихоокеанского региона. В раннем олигоцене, в интервале 33–30,5 млн лет назад, фиксируется образование аналога современных «североатлантических глубинных вод» [Miller, Fairbanks, 1985; Miller et al., 1987; Davies et al., 2001; и др.], что совпадает с резким снижением темпов биогенного кремненакопления в Северной Атлантике. В результате межконтинентального фракционирования, по мнению Д.Бэррона и Д.Балдауфа, происходило «перемещение» кремненакопления в экваториальные районы Пацифики и Южный океан [Barron, Baldauf, 1989; Baldauf, Barron, 1990]. В Северной Пацифике подобные резкие изменения не происходили, однако начало развития диатомей в открытом океане может указывать на определенное влияние обогащенных донных вод.

В позднеолигоценовое время в Северо-Тихоокеанском регионе диатомей имеют ограниченное распространение. За некоторыми исключениями, типично тепловодные элементы для состава ассоциаций не характерны. Этот период совпадает с крупным циклом регрессии в Мировом океане, охватывающим большую часть позднего олигоцена [Haq et al., 1987, 1988]. Известно, что вблизи границы между олигоценом и миоценом (24–23 млн лет назад) произошло существенное событие — открытием пролива Дрейка для глубинных вод. Соответственно, окончательно сформировалось Циркумантарктическое глубоководное течение, приведшее к становлению глубоководной циркуляции, близкой к современной. Изменения в циркуляции происходили одновременно с похолоданием в Антарктиде в конце олигоцена, которое, вероятно, явилось следствием завершения ее термической изоляции.

Согласно данным по исследованиям соотношения изотопов кислорода и эвстатическим колебаниям [Miller et al., 1987; Haq et al., 1987, 1988; и др.], следующий за этим интервал первой половины раннего миоцена характеризовался потеплением климата на Земле и повышением уровня моря. Биогенные кремнистые осадки раннемиоценового возраста широко распространены в Южном океане, Карибском бассейне и низких широтах Северной Атлантики, но редки в экваториальной Пацифике [Keller, Barron, 1983; Fenner, 1985; Baldauf, Barron, 1990]. Некоторые исследователи считают, основываясь на данных по уменьшению контраста между возрастом глубинных вод Северной Атлантики и Пацифики [Barron, Baldauf, 1989], что такие особенности в пространственном распределении биогенного кремненакопления в океанах были связаны с ослаблением в начале раннего миоцена межконтинентального фракционирования. Отчасти эта точка зрения находит подтверждение и по отношению к району Северной Пацифики, где увеличения продуктивности диатомей не происходило.

Увеличение продуктивности диатомей, улучшение степени сохранности их остатков и начало накопления диатомовых биогенных кремнистых толщ в Северной Пацифике в конце раннего миоцена (18–15 млн лет назад) связывается с процессом «silica switch», который был обусловлен не похолоданием и развитием оледенения Антарктиды, а межконтинентальным фракционированием по причине формирования аналога современных североатлантических донных вод — вод северной компоненты (NCW). На значительное потепление климата и повышение температур вод в Северо-Тихоокеанском регионе в это время указывает не только состав диатомовых ассоциаций. О климатическом оптимуме конца раннего — начала среднего миоцена (с пиком в начале среднего миоцена) свидетельствуют также наиболее теплолюбивые бентосные ассоциации неогена, в частности, моллюсков, состоящие из субтропических и южнобореальных форм, которые проникали до субарктических широт [Гладенков Ю., 1988а; Гладенков, Шанцер, 1989; Гладенков, Синельникова, 1990; Детальное расчленение..., 1992; и др.].

Однако последние данные по северной части Тихого океана указывают на приуроченность самой ранней (начальной) фазы усиления биогенного кремненакопления, происходившего на фоне потепления, к интервалу –20–18 млн лет назад. Некоторые результаты по изучению соотношения изото-

пов углерода свидетельствуют о возможности формирования «молодых» донных вод в Северной Атлантике в раннем миоцене уже в интервале около 20–16 млн лет назад [Wright et al., 1992]. Таким образом, начало процессов увеличения продуктивности диатомей и улучшения степени их сохранности в осадках в Северной Пацифике и образования NCW в Северной Атлантике совпадают. Это может говорить о том, что первые проявления эффекта «перемещения» кремненакопления из Атлантики в Тихий океан прослеживаются уже около 20–18 млн лет назад, предопределив существенные изменения в поверхностных ЭС этих регионов.

Вспышка продуктивности диатомей и широко-масштабное накопление биогенных кремнистых толщ в Северной Пацифике, сопровождавшиеся перестройкой структуры диатомовых ассоциаций и усилением провинциализма флор тропических и внетропических районов, относятся к началу среднего миоцена. Начало таких процессов совпадает со временем основного полярного похолодания и формирования постоянного оледенения Восточной Антарктиды (~15–13 млн лет назад). На резкое понижение температур донных вод в высоких и средних широтах указывают многочисленные данные по соотношению изотопов кислорода [Zachos et al., 2001]. В это же время фиксируется резкое глобальное понижение уровня моря [Haq et al., 1987, 1988]. Эти события привели к формированию на Земле, начиная со второй половины среднего миоцена, основных черт современной океанической циркуляции и главных продуктивных зон, что хорошо иллюстрирует пример Северной Пацифики. Несмотря на последующие климатические флуктуации, изменения в океанах происходили в рамках относительно холодноводного режима — с чередованием холодных и относительно теплых интервалов, при общем тренде падения температур поверхностных вод.

Дальнейшее увеличение темпов накопления биогенного кремнезема в Северной Пацифике к уровню ~11,5–11,0 млн лет назад, происходит после периода значительного похолодания. Согласно ряду данных, в интервале –12,8–11,5 млн лет назад в донных водах Северной Атлантики отмечается повышение роли вод северной компоненты (NCW) [Wright et al., 1992], что связывается с возможным уменьшением обмена между донными водами Пацифики и Карибского бассейна в результате начала процесса постепенного обмеления Панамского пролива около 13 млн лет назад [Barron, 1998]. Таким образом, этот процесс мог приводить к усиле-

нию межокеанического фракционирования, увеличивая продуктивность вод в Северной Пацифике.

Исчезновение на уровне ~9,4 млн лет назад в экваториальной Пацифике *Denticulopsis hustedtii* s. ampl. маркирует фактическое прекращение миграции планктонных средне-высокоширотных элементов через тропическую зону с возможностью пересечения экватора [Baggon, 1985 a,b, 2003]. С этого времени провинциализм тропических и северных ассоциаций Тихого океана возрастает, указывая на усиление барьеров между поверхностными водными массами в результате увеличения контраста широтных температурных градиентов вследствие похолодания. Более молодой по сравнению с *Denticulopsis dimorpha* планктонный вид *D. katayamae*, который появляется в северных районах Пацифики ~9,3 млн лет назад и получает здесь широкое развитие в позднем миоцене, уже не характерен ни для низких широт, ни для Южного океана. Усиление провинциализма флор разноширотных областей Тихого океан в первой половине позднего миоцена (~9,5–9,0 млн лет назад), происходившее на фоне похолодания, совпадает с изменениями в системе циркуляции течений в экваториальной Пацифике, которые, по-видимому, были вызваны процессом закрытия Индонезийского водного пути [Baggon, 1985a, 1986b, 2003]. Увеличение вследствие этого контраста между поверхностными водными массами могло вести к усилению широтных барьеров на пути миграции планктона, в частности, с севера в экваториальную область.

В этот период в Северо-Тихоокеанском регионе происходило продуктивное развитие диатомей. С одной стороны, это могло быть обусловлено падением уровня моря и интенсификацией циркуляции в Северной Пацифике в результате усиления полярного похолодания и развития оледенения в Западной Антарктиде [10,6–10,2 млн лет] с пиком ~10,2 млн лет назад [Miller et al., 1987; Wright et al., 1991, 1992; и др.]. С другой стороны, высокая продуктивность диатомей (~9,0–8,7 млн лет назад) приурочена к интервалу, который соответствует периоду относительного потепления, следующего за пиком похолодания. Поэтому не вполне ясно, именно ли похолодание явилось причиной сравнительно высокой продуктивности диатомей в Северо-Тихоокеанском регионе. Причиной в итоге могло оказаться и дальнейшее уменьшение доступа глубинных и промежуточных вод из Карибского бассейна в Тихий океан, происходившее в это время в результате обмеления Панамского пролива к уровню 9,2 млн лет назад [Baggon, 1998].

Начиная с отметки ~9,0 млн лет назад, в Северной Атлантике происходит образование аналога современных NCW [Wright et al., 1991], что в итоге вело к дальнейшему увеличению продуктивности диатомей в Северной Пацифике. Важно отметить, что начало формирования в регионе структуры диатомовых комплексов, близкой к современной, относится к уровню ~8 млн лет назад. К этому времени относится начало существенной дифференциации относительно тепловодных среднеширотных ассоциаций восточной (прикалифорнийской) и более холодноводных прибрежных сообществ северо-западной части и Берингова моря. Это совпадает с периодом интенсификации океанических круговоротов, в результате которого в районе Калифорнии получили распространение поверхностные водные массы, характерные для переходной зоны, которая занимала промежуточное положение между субарктическими и субтропическими водами и находилась в зоне их смешения [Baggon, 1980a, 2003 и др.].

Существенное увеличение продуктивности диатомей с конца позднего миоцена происходило в разных частях Северо-Тихоокеанского региона не одновременно. В средних широтах восточной (в районе Калифорнии) и западной (у северо-восточного побережья Японии) частей его начало этого процесса относится соответственно к уровням ~6,5 и ~5,5 млн лет назад [Baggon, 1998]. Данные уровни совпадают с периодами похолоданий в приантарктической области, фиксируемых по изотопным данным. Поэтому повышение темпов накопления биогенных кремнистых осадков в Северной Пацифике могло быть связано с увеличением продуктивности диатомей в результате интенсификации апвеллингов в среднеширотных районах во время похолоданий [Baggon, 1998]. Что касается субарктической Пацифики, то период максимальных темпов накопления биогенного кремнезема и продуктивности диатомей в кайнозое фиксируется здесь в конце позднего миоцена — среднем плиocene в интервале 6,4–2,7 млн лет назад (с пиком в интервале 4,6–3,1 млн лет). Этому периоду предшествует появление ряда холодноводных элементов флоры, с последующим развитием в диатомовых ассоциациях бореальных и арктобореальных форм и усилением провинциализма субарктической диатомовой флоры.

В интервале 6,7–4,4 млн лет назад на отдельных уровнях в разрезах глубоководных скважин, пробуренных в северо-западной части Пацифики и заливе Аляска, отмечается обломочный терригенный материал, являющийся индикатором ледо-

вого 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 Аляска в интервале 6,2–4,4 млн лет [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. В разрезах скважин глубоководного бурения материал ледового разноса в интервале 6,7–4,4 млн лет встречен в небольшом количестве, которое, кроме того, существенно уменьшается при удалении от побережий, а также по направлению на юг.

Таким образом, уже в это 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 [Gladenkov A., 2003; Гладенков, 2006]. В то же время, находки на отдельных уровнях элементов океанического планктона, характерных для субтропической и умеренной областей (*Thalassiosira leptopus*, *Th. temperei*, *Th. oestrupii*, *Auliscus* sp., *Bacteriasrum varians* и др.) говорят о влиянии относительно теплых поверхностных вод. Приведенные данные могут свидетельствовать о совпадении этапа формирования структуры диатомовых комплексов, близкой к современной, с началом периода похолодания в высоких широтах Северо-Тихоокеанского региона в конце позднего миоцена. Однако

увеличение темпов накопления биогенного кремнезема и продуктивности диатомей в субарктической Пацифике происходило несколько позже — начиная с уровня 6,4 млн лет назад. Поэтому начало такого процесса могло быть связано и с увеличением количества минеральных солей в донных водах этого региона в результате ограничения водообмена между Тихим и Атлантическим океанами из-за обмеления Панамского пролива [Baggon, 1998].

Увеличение тепловодных элементов в составе диатомовых ассоциаций субарктической Пацифики в самого конца позднего миоцена — начала раннего плиоцена говорит об относительном потеплении [Орешкина, 1986 и др.]. Затем, в раннем плиоцене, с уровня 5,1–5,0 млн лет назад 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; Baggon, 1995 и др.]. В этом же интервале в разрезах обрамления субарктической Пацифики тепловодные элементы фиксируются и в ассоциациях бентосных групп [Детальное расчленение..., 1992; и др.].

К интервалу 4,6–3,1 млн лет назад в западной части субарктической Пацифики приурочен пик темпов накопления биогенного кремнезема и продуктивности диатомей в кайнозое, в восточной же ее части (залив Аляска) столь большие изменения, однако, не наблюдаются. В районах средних широт Северо-Тихоокеанской области, напротив, в начале этого периода фиксируется значительное понижение величин упомянутых параметров. Причинами таких изменений могли быть следующие процессы. К уровню 4,6 млн лет относится начало периода масштабного потепления, которое в океанах фиксируется по изотопным данным. В Северо-Тихоокеанском регионе к этому времени относится широкое развитие тепловодных форм в комплексах диатомей, а также бентосных групп. Кроме того, в разрезах высоких широт, включая район залива Аляска, потепление в интервале около 4,6–3,1 млн лет прослеживается по отсутствию или резкому сокращению материала ледового разноса [Lagoe et al., 1993; Krissek, 1995]. В то же время, согласно последним данным, к уровню 4,6 млн лет назад глубина Панамского пролива стала составлять менее чем 100 м, что явилось причиной прекращения связи донных и промежуточных вод между Тихоокеанским и Карибским бассейнами [Haug, Tiedemann,

1998]. Перестройки климата и системы течений, которые вызвало это события, еще будут в дальнейшем обсуждаться в следующем подразделе 4.3.3, посвященном истории развития Берингова пролива. Здесь же отметим, что вследствие этого произошла интенсификация Гольфстрима и усиление поступления соленых теплых вод из Карибского моря (которые уже не распреснялись так значительно, как ранее, в результате воздействия тихоокеанских вод) в высокие широты Северной Атлантики. Такой процесс приводил к значительному изменению глубинной циркуляции, так как в результате охлаждения соленых поверхностных вод они опускались на дно и формировали «молодые» североатлантические донные воды (NADW). Таким образом, в океанах происходило становление режима глобального «конвейерного пояса», что приводило к межконтинентальному фракционированию. Поэтому в Тихий океан усилился приток обогащенных «древних» донных вод из высоких южных широт.

Между тем, потепление могло вызвать значительный приток в Северную Пацифику теплых соленых поверхностных вод с юга [Baggon, 1995]. Наличие в то время широкой переходной зоны (с северной границей примерно у 48° с.ш. и южной — у 41° с.ш.), разделявшей теплые и более холодные поверхностные воды [Sancetta, Silvestri, 1986], должно было приводить к проникновению в высокие широты сравнительно теплых соленых поверхностных вод, что вызывало ослабление вертикальной стратификации и усиление подъема к поверхности глубинных вод, насыщенных питательными солями [Baggon, 1998]. Уменьшение же широтного термического градиента при потеплении вело к ослаблению прибрежных ветров в средних широтах и уменьшению здесь интенсивности апвеллинга в околорегиевых зонах. Таким образом, увеличение продуктивности диатомей в высоких широтах Северной Пацифики и ее уменьшение в средних широтах могут объясняться результатом как палеоклиматической (потепление), так и палеоокеанографической перестройки.

Вблизи границы между средним и поздним плиоценом в Северной Пацифике отмечаются значительное усиление провинциализма диатомовой флоры и резкие падения темпов накопления биогенного кремнезема в высокоширотных районах. Эти события совпадают по времени с началом широкомасштабного похолодания во всем Северном полушарии, которое фиксируется различными методами около 2,7 млн лет назад. В это время происходит существенная морская регрессия с падением уров-

ня океана до отметок, которые на 50 м и более ниже современных [Hag et al., 1987, 1988]. В разрезах субарктической части Тихого океана и его обрамления к уровню 2,7 млн лет назад приурочено появление большого количества материала ледового разноса [Гладенков, Шанцер, 1989; Lagoe et al., 1993; Krissek, 1995; Rea et al., 1995; Haug et al., 1995; и др.]. Наиболее обильен такой материал в разрезах обрамления этой области, включая районы Камчатки — Курильских островов и залива Аляска на юге. Это свидетельствует о развитии оледенения на континентальных окраинах, которые являлись главным источником образования материала деятельности ледников и последующего его разноса в океан плавающими льдами [Krissek, 1995; и др.].

Таким образом, климат начала позднего плиоцена с установлением ледовых обстановок был более холодным по сравнению с современным. В результате значительного похолодания и оледенения происходили охлаждение и опреснение поверхностных вод Северной Пацифики, что вело к усилению вертикальной стратификации вод в высоких широтах. Согласно последним данным, именно к уровню 2,7 млн лет назад в субарктической Пацифике приурочено начало быстрого формирования резкого галоклинического барьера между поверхностными и более глубинными водами [Haug et al., 1999]. Препятствие для подъема к поверхности глубинных вод приводило к уменьшению продуктивности диатомей, а соответственно и падению темпов накопления биогенных кремнистых осадков.

Одновременно изменения климата, вероятно, явились причиной усиления действия ветров в прибрежных районах средних широт и интенсификации околорегиевых апвеллингов [Baggon, 1981a, 1992b, 1998]. Такой процесс вызывал увеличение продуктивности у побережья Калифорнии и Северо-Восточной Японии. Похолодание также явилось причиной отодвигания переходной зоны субарктического фронта к югу, на что указывают данные по составу диатомовых комплексов и количественному соотношению в них тепловодных и холодноводных форм [Koizumi, 1985 b,c, 1986b; Sancetta, Silvestri, 1986; Орешкина, 1989; и др.].

Таким образом, широкомасштабное похолодание вблизи границы между средним и поздним плиоценом привело к формированию в Северной Пацифике водных масс, по характеристикам близким к современным. В результате таких изменений, по существу, произошло становление практически аналогичных современным как структуры диатомовых ассоциаций и их ареалов, так и продуктивнос-

ти флоры, биогенного кремненакопления и его темпов. С этого времени в масштабе Северо-Тихоокеанского региона в целом, эти черты не претерпели кардинальных трансформаций. Диатомовые комплексы со сложившейся структурой приурочены к определенным поверхностным водным массам (и развитым в их пределах круговоротам), границы между которыми несколько смещались по широте во время климатических колебаний. Климатические и эвстатические флуктуации находят отражение в составе и распространении диатомовых ассоциаций. Однако причинами некоторых локальных изменений могли также являться интенсификация или ослабление циркуляции отдельных круговоротов вод в пределах региона. Так, например, значительное увеличение продуктивности диатомей около 0,8 млн лет назад фиксируется в районе залива Аляска, что связывается с усилением апвеллинга в аляскинском круговороте [Rea, Spocckx, 1995] (см. рис. 72).

Таким образом, корреляция этапов развития комплексов диатомей с перестройками окружающей среды, проведенная на основе выявленных общих особенностей развития Северо-Тихоокеанской экосистемы в кайнозое (см. рис. 73, 74), позволяет сделать следующие основные выводы. Главные структурные перестройки в планктонных диатомовых ассоциациях Северной Пацифики, в частности, отражающие усиление провинциализма, прослеживаются во время наиболее значительных похолоданий. Именно последние, видимо, приводили к усилению температурных широтных и вертикальных градиентов, а также к изменению интенсификации апвеллингов и поверхностной циркуляции. Однако продуктивность диатомей и их сохранность в осадках, зависящих в итоге от насыщенности глубинных вод питательными веществами, не всегда напрямую связаны с климатическими флуктуациями.

Так, начало периодов существенного увеличения биопродуктивности флоры и масштабов ее пространственного распространения, а также усиления темпов накопления кремнезема в донных осадках фиксируются в середине раннего олигоцена, конце раннего миоцена, конце среднего миоцена и во второй половине позднего миоцена, когда похолодания и понижения температур вод не фиксируются. Вероятно, это, прежде всего, явилось следствием изменения глубинной циркуляции Мирового океана и усиления контраста между свойствами донных вод разной природы в результате палеоокеанографических перестроек. К этим периодам приурочено формирование «молодых» североатлантических глубин-

ных вод (см. рис. 74), недонасыщенных питательными солями. Такой процесс в итоге приводил к снижению продуктивности диатомей и темпов биогенного кремненакопления в Северной Атлантике и, напротив, к их усилению в Пацифике, где подобные глубинные воды «северной компоненты» отсутствовали. Наиболее ярко межрегиональное «перемещение» процесса кремненакопления («silica shift») проявилось в конце раннего — начале среднего миоцена, когда в Северо-Тихоокеанском регионе произошло основное изменение общего характера седиментации в кайнозое в сторону преобладания биогенного кремненакопления, связанное со «вспышкой» развития диатомей. Наглядным и обоснованным доказательством этого служат результаты, полученные при обработке материалов бурения океанического дна в ходе 145-го рейса ODP.

Однако, как показано, увеличение продуктивности флоры в высоких широтах Тихого океана и ее уменьшение в средних широтах в раннем—среднем плиоцене могут объясняться результатом как климатической (потепление), так и океанографической (формирование NCW) перестроек. Резкое же уменьшение продуктивности диатомей в субарктической Пацифике вблизи границы среднего и позднего плиоцена явилось, прежде всего, следствием широкомасштабного похолодания в Северном полушарии.

Далее, отдельно остановимся еще на одной проблеме — формировании Берингова пролива. Важное значение не только для развития поверхностной ЭС Северной Пацифики, но и морских и наземных экосистем (прежде всего, их биоты) Северного полушария в целом имело открытие Берингова пролива и появление связи между Арктическим и Тихоокеанским бассейнами, чему посвящен следующий подраздел.

4.3.3. Появление связи между Арктическим и Тихоокеанским бассейнами в кайнозое через Берингов пролив

В настоящее время через Берингов пролив, разделяющий Северную Америку и Евразию (рис. 75), осуществляется водообмен между Тихим и Северным Ледовитым океанами. Это означает, что поверхностная ЭС Северной Пацифики не является замкнутой в самой северной части региона. При этом через пролив сейчас происходит своеобразная

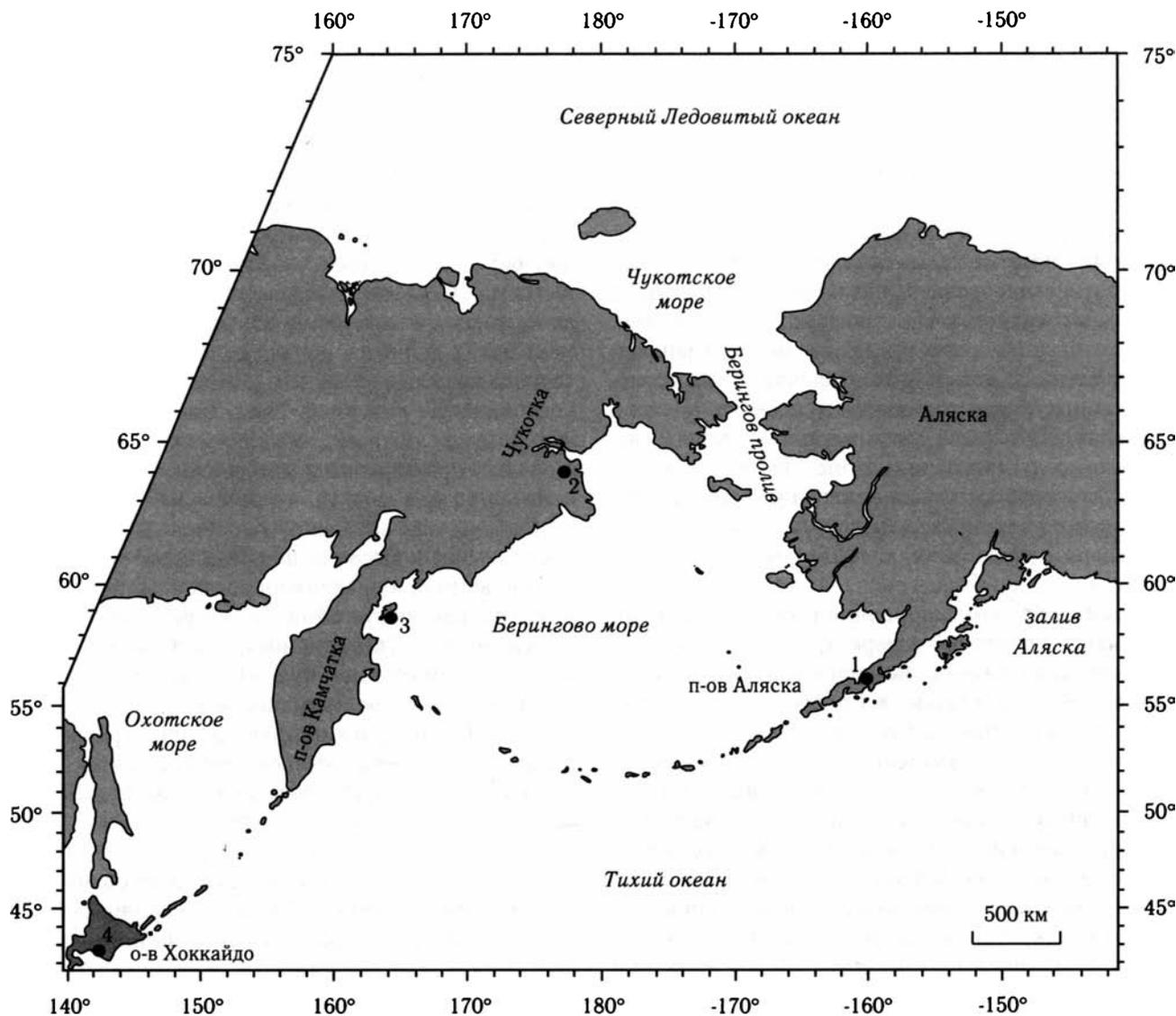


Рис. 75. Схема расположения разрезов неогена с древнейшими *Astarte* в Северо-Тихоокеанском регионе
 1–4 — разрезы неогена: 1 — п-ов Аляска, 2 — Анадырская впадина (Чукотка), 3 — о-в Карагинский (Северо-Восточная Камчатка), 4 — о-в Хоккайдо (Северная Япония)

«перекачка» тихоокеанских вод в Арктический бассейн со скоростью, которая оценивается в пределах 10^6 – 15^6 м³/с [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 т

терригенного вещества и 60 млн т биогенного [Павлидис, 1982]. Последнее в виде створок диатомей участвует в осадочном процессе в количестве около 10% от общей массы. Это определяет высокое содержание биогенного кремнезема в донных осадках Чукотского моря и в этом отношении 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 Северо-Тихоокеанского и Аркти-

ческого 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 типично межokeаническим наряду с иными «проходами», 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, в частности, 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; то есть, 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, 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 XX в., 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 межokeанические миграции моллюсков [Gladenkov Yu., 1995]. Между тем,

периоды открытия пролива чередовались с периодами его закрытия, о которых свидетельствуют миграции наземных организмов между Азией и Америкой [Gladenkov Yu., 1995]. Неоднократное закрытие пролива было также в четвертичное время, и только около 13 тыс. 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 межokeанической связи, причинах этого, а также особенностях характера миграций морских организмов и др. Полученные в последние годы результаты позволяют пролить свет на решение некоторых из них.

Новые данные по возрасту первого открытия Берингова пролива

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

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 60–90-е годы прошлого столетия 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 [MacNeil, 1973; и др.]. Эти выводы основывались, прежде всего, на датировании появления неогеновых моллюсков тихоокеанского происхождения в разрезах Северной Европы [Einarsson et al., 1967; Strauch, 1970, 1972; Durham, MacNeil, 1967; Эйнарссон, Гладенков, 1973; Гладенков Ю., 1974, 1976, 1978а; Гладенков и др., 1980; и мн. др.], а также анализе стратиграфического положения ископаемых моллюсков рода *Astarte* в разрезах обрамления Северной Пацифики — Камчатки, Японии и Аляски [Allison, 1978; Гладенков и др., 1991; Gladenkov et al., 1991; Suzuki, Akamatsu, 1994; 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 Атлан-

тики и Арктики, которая в целом характеризовалась биотой североатлантического, а не тихоокеанского происхождения. И только после открытия пролива *Astarte* проникли в Тихий океан.

Иными словами, самые древние находки моллюсков этого рода в разрезах Северной Пацифики, как показано рядом исследований, могут маркировать первое такое открытие в неогене [Durham, MacNeil, 1967; Гладенков Ю., 1976, 1978а; Евсеев, Краснов, 1976; Ogasawara, 1986; Vermeij, 1991, Gladenkov Yu., 1995; и др.]. Однако установить точный возраст наиболее древних астартов в Северо-Тихоокеанской 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 (см. рис. 75 и ниже, рис. 77) на основании оценки возраста находок астартов в верхней части лимимтеваямской свиты (подошве толщи 12) с помощью диатомей и привлечения данных по палеомагнетизму [Гладенков и др., 1991; 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 и более молодой возраст [Gladenkov A., Gladenkov Yu., 2003; Гладенков А., Гладенков Ю., 2004]. Последнее 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. 76). 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 *S3n.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 [Barron, 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 *S2Ag* 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 [Гладенков Ю., 1972], т.е. около 160 м ниже по разрезу от уровня с первыми *Astarte limimtensis* (рис. 77). Определение их точного возраста затруднено, так как во вмещающих отложениях микрофоссилии найдены не были. Комплекс диатомей, обнаруженный в подстилающих породах юньювьямской свиты (около 140 м ниже по разрезу), может коррелироваться с подзоной «а» северотихоокеанской диатомовой зоны *Neodenticula kamtschatica* (по: [Barron, Gladenkov, 1995]) (см. рис. 76), 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 юньювьямской свит, 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.

Между тем, примерно в 35 м выше по разрезу от уровня первых находок *Astarte* sp. обнаружены остатки моллюска *Fortipecten kenyoshiensis* [Детальное расчленение..., 1992] (см. рис. 77), появление которого в разрезах Западной Камчатки, Са-

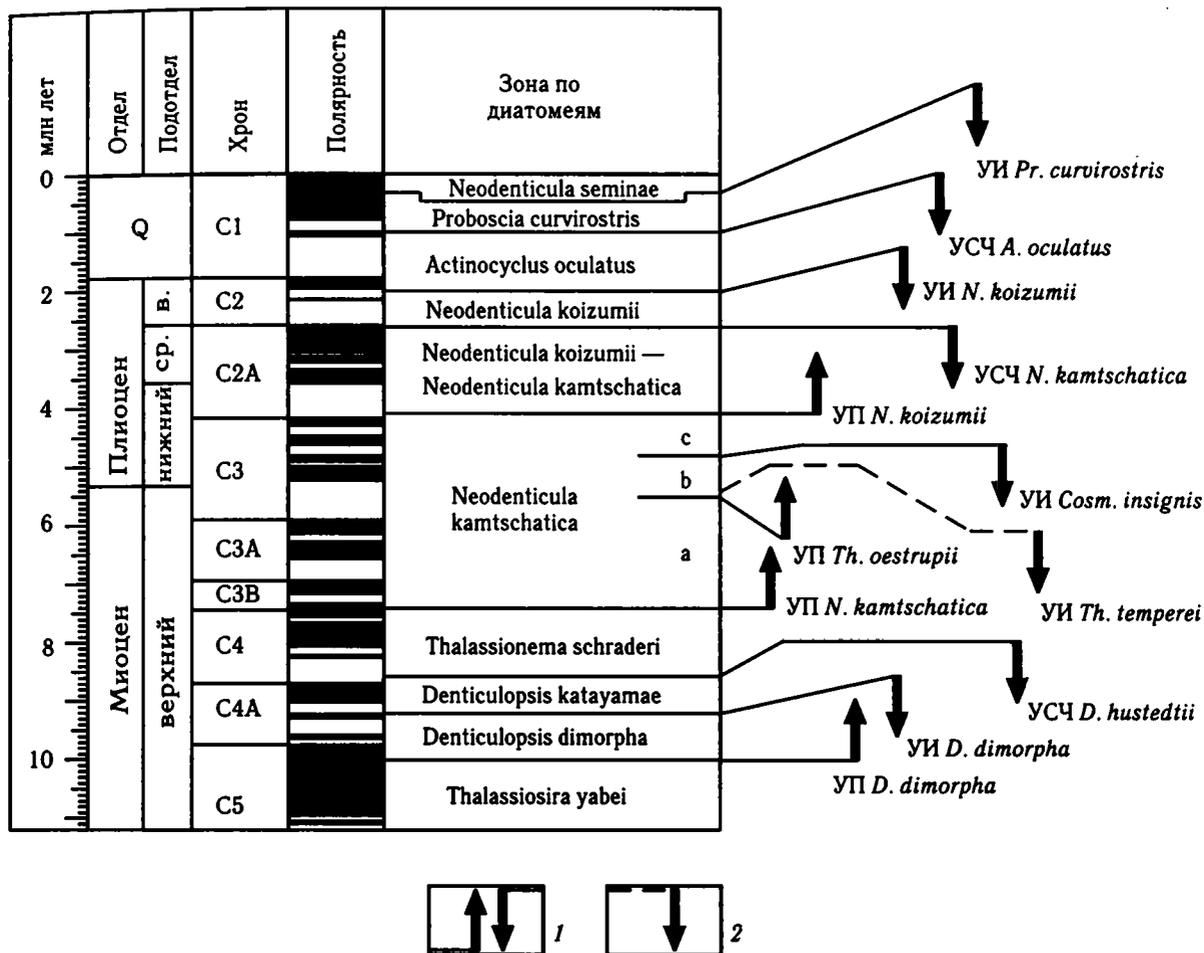


Рис. 76. Северотихоокеанская зональная шкала по диатомеям (по: [Barron, Gladenkov, 1995]) для последних 11 млн лет, скоррелированная с геохронологической и магнитостратиграфической шкалами У.Бергрена и др. [Berggren et al., 1995]

1 — положение датированных уровней, маркирующих зональные границы; 2 — уровень исчезновения *Thalassiosira temperei* Akiba et Yanagisawa (по: [Yanagisawa, Akiba 1999])

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. — *Cosmodiscus*, A. — *Actinocyclus*, Pr. — *Proboscia*

халина и Японии относится к началу раннего плиоцена [Гладенков Ю., 1988а и др.]. Из вышесказанного следует, что появление *Astarte* в разрезе о-ва Карагинский, вероятнее всего, приурочено к интервалу, соответствующему подзоне «в» 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 [Gladenkov A., Gladenkov Y., 2003; Гладенков А., Гладенков Ю., 2004] (рис. 78; см. рис. 77).

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 [Агапитов и др., 1976; Агапитов, 1991] (см. рис. 75, 78). 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 вме-

тики и Арктики, которая в целом характеризовалась биотой североатлантического, а не тихоокеанского происхождения. И только после открытия пролива *Astarte* проникли в Тихий океан.

Иными словами, самые древние находки моллюсков этого рода в разрезах Северной Пацифики, как показано рядом исследований, могут маркировать первое такое открытие в неогене [Durham, MacNeil, 1967; Гладенков Ю., 1976, 1978а; Евсеев, Краснов, 1976; Ogasawara, 1986; Vermeij, 1991, Gladenkov Yu., 1995; и др.]. Однако установить точный возраст наиболее древних астартов в Северо-Тихоокеанской 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 (см. рис. 75 и ниже, рис. 77) на основании оценки возраста находок астартов в верхней части лимимтеваямской свиты (подошве толщи 12) с помощью диатомей и привлечения данных по палеомагнетизму [Гладенков и др., 1991; 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 и более молодой возраст [Gladenkov A., Gladenkov Yu., 2003; Гладенков А., Гладенков Ю., 2004]. Последнее 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. 76). 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 *S3n.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 [Baron, 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 *S2Ag* 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 [Гладенков Ю., 1972], т.е. около 160 м ниже по разрезу от уровня с первыми *Astarte limimtensis* (рис. 77). Определение их точного возраста затруднено, так как во вмещающих отложениях микрофоссилии найдены не были. Комплекс диатомей, обнаруженный в подстилающих породах юньювьямской свиты (около 140 м ниже по разрезу), может коррелироваться с подзоной «а» северотихоокеанской диатомовой зоны *Neodenticula kamtschatica* (по: [Baron, Gladenkov, 1995]) (см. рис. 76), 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 юньювьямской свит, 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.

Между тем, примерно в 35 м выше по разрезу от уровня первых находок *Astarte* sp. обнаружены остатки моллюска *Fortipecten kenyoshiensis* [Детальное расчленение..., 1992] (см. рис. 77), появление которого в разрезах Западной Камчатки, Са-

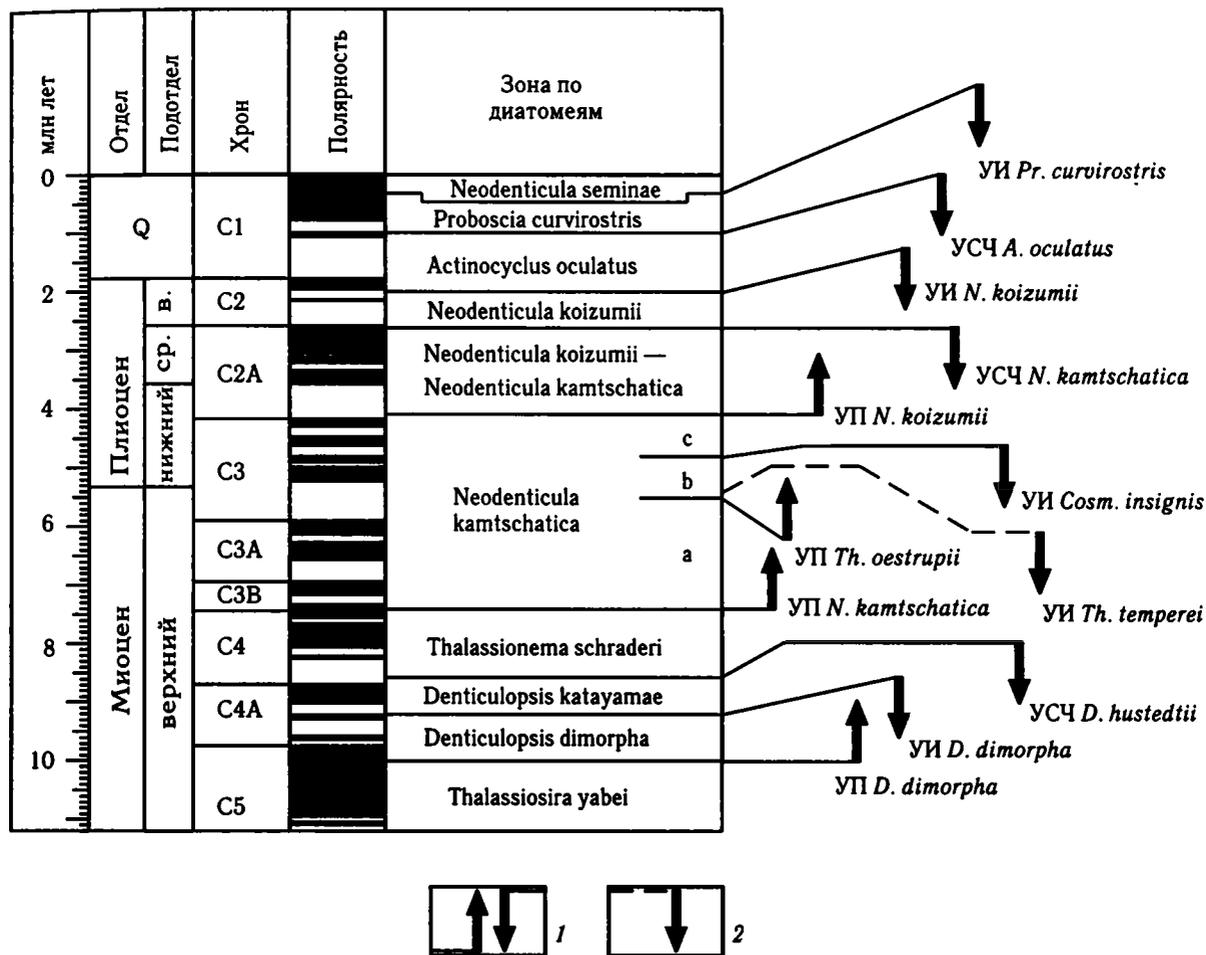


Рис. 76. Северотихоокеанская зональная шкала по диатомеям (по: [Barron, Gladenkov, 1995]) для последних 11 млн лет, скоррелированная с геохронологической и магнитостратиграфической шкалами У.Бергрена и др. [Berggren et al., 1995]

1 — положение датированных уровней, маркирующих зональные границы; 2 — уровень исчезновения *Thalassiosira temperei* Akiba et Yanagisawa (по: [Yanagisawa, Akiba 1999])

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*

халина и Японии относится к началу раннего плиоцена [Гладенков Ю., 1988а и др.]. Из вышесказанного следует, что появление *Astarte* в разрезе о-ва Карагинский, вероятнее всего, приурочено к интервалу, соответствующему подзоне «в» 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 [Gladenkov A., Gladenkov Y., 2003; Гладенков А., Гладенков Ю., 2004] (рис. 78; см. рис. 77).

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 [Агапитов и др., 1976; Агапитов, 1991] (см. рис. 75, 78). 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 вме-

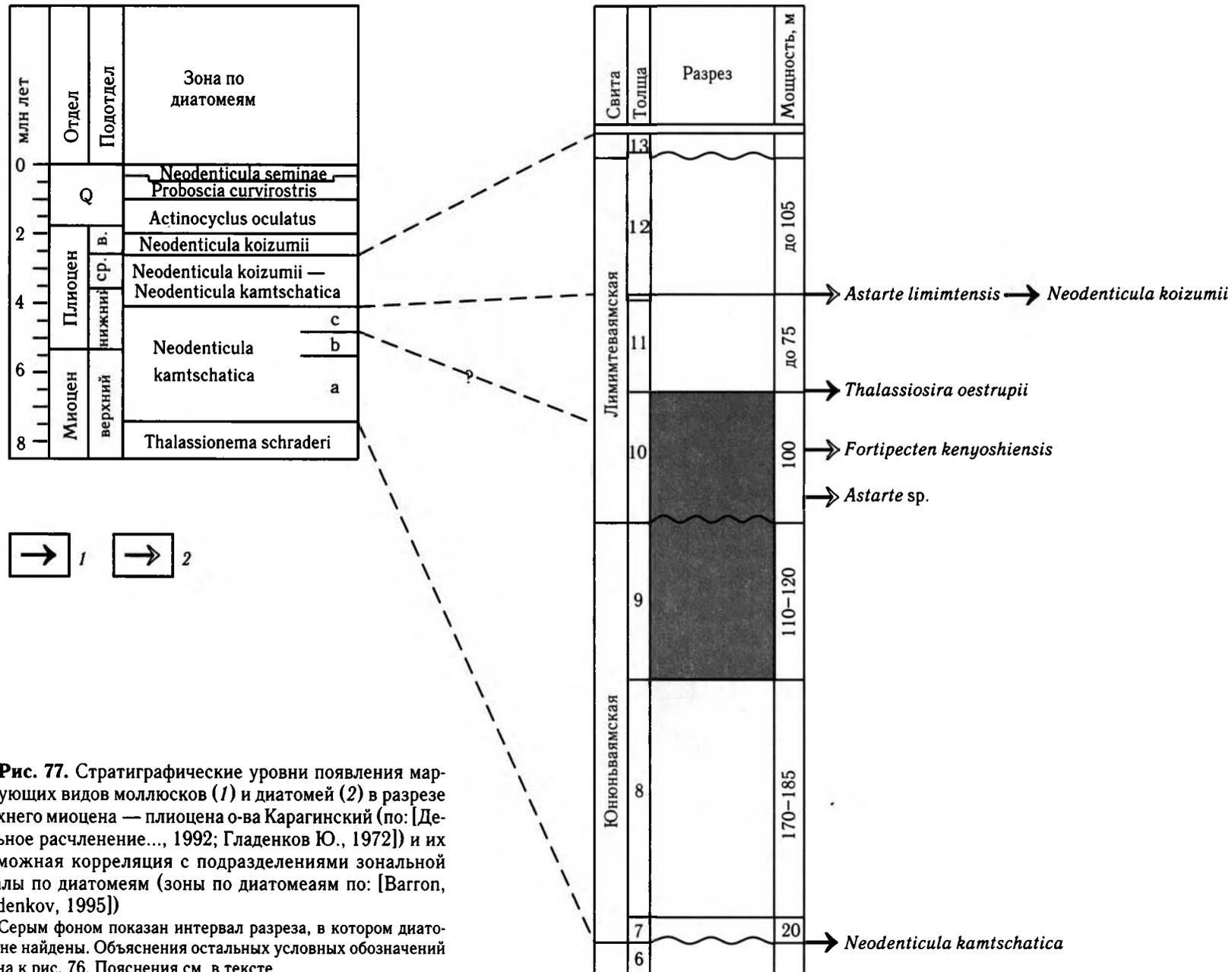


Рис. 77. Стратиграфические уровни появления маркирующих видов моллюсков (1) и диатомей (2) в разрезе верхнего миоцена — плиоцена о-ва Карагинский (по: [Детальное расчленение..., 1992; Гладенков Ю., 1972]) и их возможная корреляция с подразделениями зональной шкалы по диатомеям (зоны по диатомеям по: [Barron, Gladenkov, 1995])

Серым фоном показан интервал разреза, в котором диатомей не найдены. Объяснения остальных условных обозначений см. на к рис. 76. Пояснения см. в тексте

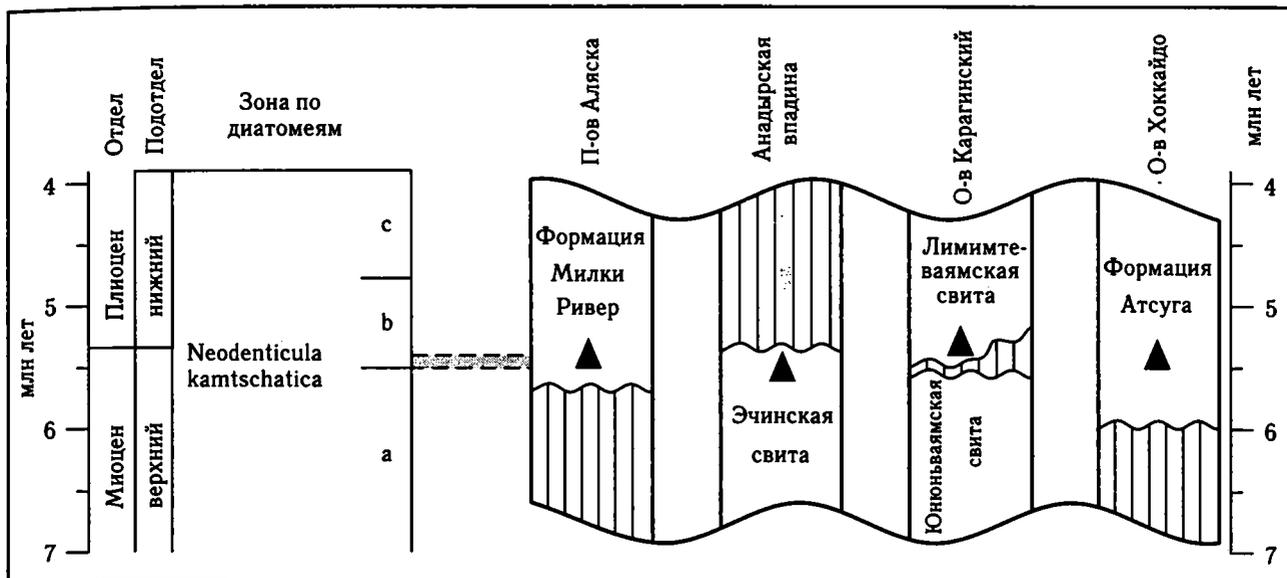


Рис. 78. Положение древнейших неогеновых *Astarte* (показано треугольниками) в разрезах обрамления Северной Пацифики (по: [Gladenkov A., Gladenkov Yu., 2003; Гладенков А., Гладенков Ю., 2004])
а-с — подзоны

щающих отложений оценивается в пределах позднего миоцена, возможно, его конца [Агапитов, 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, 1997, 1998] (см. рис. 75, 78). 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 астарта микрофоссилии найдены не были, однако радиометрическое датирование туфов из горизонтов, залегающих в 250 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 90-х годов прошлого столетия в четырех образцах с отдельных уровней разреза формации Атсуга были обнаружены остатки диатомей [Sagayama et al., 1992], комплекс которых коррелируется с подзоной «а» зоны *Neodenticula kamtschatica*. Такие данные указывают на то, что возраст вмещающих отложений, вероятно 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 (см. рис. 78).

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 Бэр Лэйк разреза Сэнди Ридж, юго-западная часть п-ова Аляска [Marincovich, Gladenkov, 1997, 1999, 2001; Gladenkov, Marincovich, 1998, 1999; Marincovich, 2000; и др.] (см. рис. 75 и 78). В 70-х годах здесь проводились тематические работы геологами нефтяной компании «Мобил» и были собра-

ны остатки морских моллюсков, которые затем были переданы в Калифорнийскую академию наук (г. Сан-Франциско, США).

Переизучение этой коллекции позволило, с одной стороны, установить наличие астарт в составе комплексов, а с другой — 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 автором была впервые обнаружена морская неогеновая диатомовая флора: остатки диатомей (около 100 видов) хорошей и удовлетворительной сохранности были найдены в пяти образцах, которые были отобраны на двух уровнях разреза, непосредственно охарактеризованных находками наиболее древних *Astarte* [Гладенков А., 1999, 2001а 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, Gladenkov, 1995] (см. рис. 76). 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 астарт 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, Gladenkov, 1999, 2001; и др.].

Однако проведенное группой геологов под руководством Л.Маринковича в 1998–1999 гг. 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 [Гладенков А., 2001в; Marincovich et al., 2002; Gladenkov et al., 2002; Gladenkov A., 2003].

Прежде всего 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]. Контакт между двумя этими формациями, представлен угловым несогласием и прослеживается в 28 м ниже по разрезу от уровня появления первых *Astarte* (*A. borealis*) (рис. 79). В образцах, отобранных с уровня появления *Astarte* в разрезе, автором данной монографии выявлена богатая ассоциация диатомей хорошей сохранности [Гладенков А., 2001в; Gladenkov et al., 2002; Gladenkov A., 2003]. Для нее характерны все формы, которые были обнаружены в ранее изученных образцах [Marincovich, Gladenkov, 1999, 2001; Гладенков, 1999, 2001б], что в целом подтверждает сделанные выводы об их возрасте. Однако помимо ранее найденных видов в составе флоры дополнительно обнаружено несколько важных в стратиграфическом отношении форм (фототабл. XIV–XVI), среди которых наибольший интерес представляют находки вида *Thalassiosira temperei* (Brun) Akiba et Yanagisawa. Уровень его исчезновения является важным неогеновым биостратиграфическим маркером в пределах Северо-Тихоокеанского региона [Barron, 1980a, 1992a; Akiba, 1986; Akiba, Yanagisawa, 1986; Yanagisawa, 1990, 1998; и др.]. Согласно последним данным, возраст этого уровня — 5,4 млн лет [Yanagisawa, Akiba, 1998] (см. рис. 76).

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 (см. рис. 78 и 79). Это позволяет уточнить полученные ранее данные по возрасту первых астарт 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 (см. рис. 73). Такой вывод, как показано выше, в целом подтверждается пале-

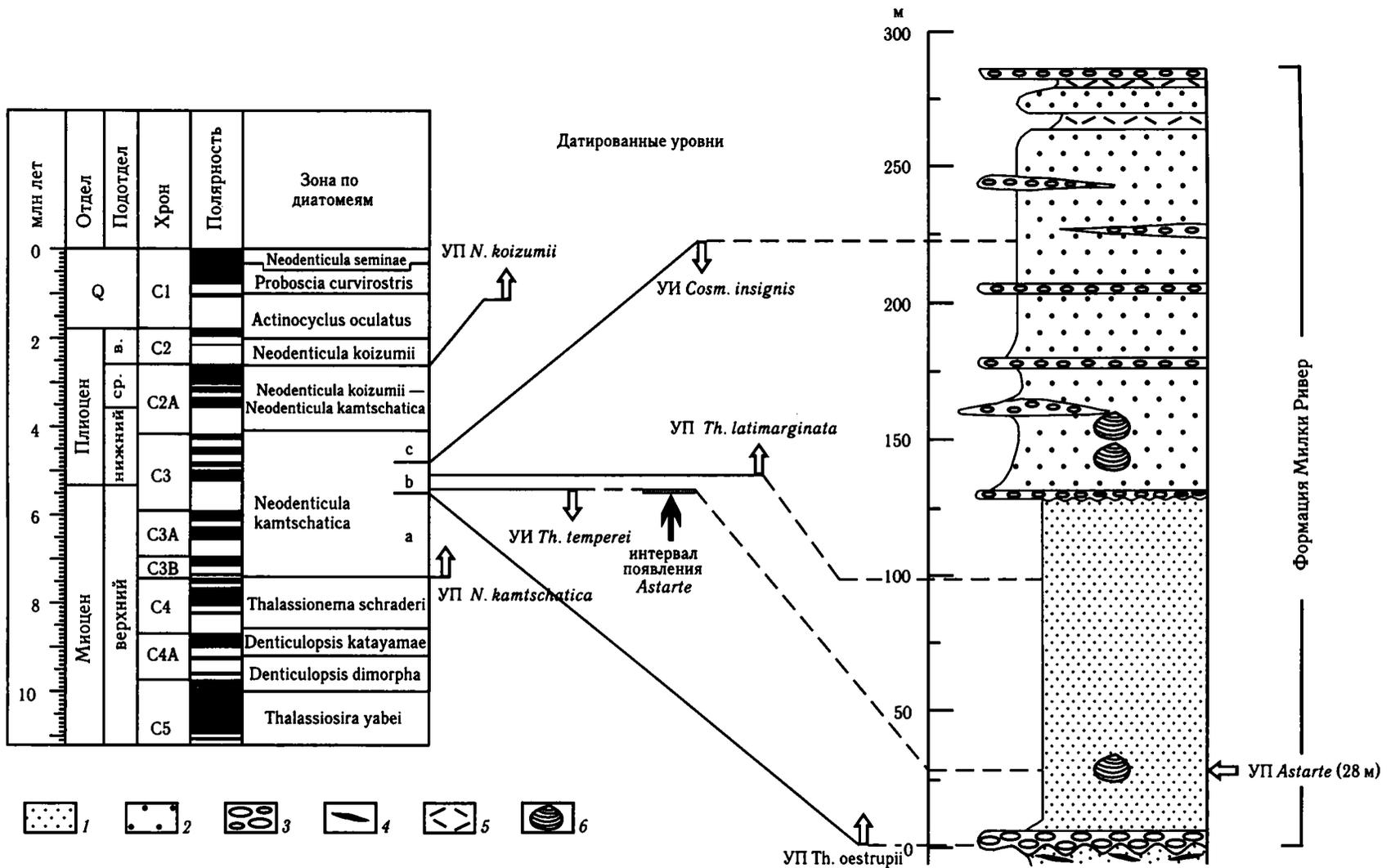


Рис. 79. Расчленение неогеновых отложений разреза Сэнди Ридж и положение стратиграфического уровня, к которому приурочены находки наиболее древних *Astarte* (по: [Gladenkov et al., 2002; Gladenkov, 2003; Гладенков, 2006])

УП — уровень появления, UI — уровень исчезновения

1–5 — литологический состав: 1 — тонко-среднезернистые песчаники, 2 — крупно-грубозернистые песчаники, 3 — конгломераты и гравелиты, 4 — угли, 5 — туфы; 6 — находки моллюсков рода *Astarte*

онтологических 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 [Gladenkov A., Gladenkov Y., 2003; Гладенков А., Гладенков Ю., 2004] (см. рис. 78).

Межокеанические миграции морской биоты

Свидетельством того, что миграции морской биоты через Берингов пролив не имели места 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 [Гладенков Ю., 1976, 1978а, 1988а; Гладенков и др., 1980 и др.]. В разрезах Голландии появление моллюсков северо-тихоокеанского происхождения (таких как *Mytilus edulus*, *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].

Между тем, 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 Северо-Тихоокеанского 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 вибро-скважины, пробуренной

на шельфе Чукотского моря на станции с координатами 70°55,8' с.ш. и 165°57,6' з.д., глубина воды 44 м [Д.Бэррон, персональное сообщение, 2001 г.]. 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. [Д.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, до последнего времени по причине ледовой обстановки глубоководное бурение в Арктике не проводилось. Поэтому отсутствие 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 недавно опубликованной сводке 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 указанной 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 северо-тихоокеанское происхождение (основываясь на близости систематического состава ассоциаций арктических и тихоокеанских районов) и определяет их миоценовый и плиоценовый возраст путем привязки к зональной шка-

ле 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.

Во-первых, дело 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 [Schrader, Fenner, 1976; Dzinoridze et al., 1978; История микропланктона..., 1979; Schrader, 1979; Baldauf, 1984; Monjanel, Baldauf, 1989; Кос, Scherer, 1996; Jansen et al., 1996], т.е. широко распространены в бореальных и арктобореальных

Таблица 12. Распространение в различных арктобореальных районах отдельных таксонов диатомей, которые были найдены в разрезах побережья арктических низменностей и использованы для определения возраста вмещающих толщ (все формы известны также в Северо-Тихоокеанском регионе)

Арктическое побережье Северо-Восточной Евразии	Северная Атлантика	Норвежское море		Исландское плато	Море Лабрадор
[Зырянов и др., 1992; Полякова, 1997]	[Baldauf, 1984; Schrader, 1979]	[Schrader, Fenner, 1976]	[Dzinoridze et al., 1978; История микропланктона..., 1979]	[Кос, Scherer, 1996]	[Monjanel, Baldauf, 1989]
Северная Якутия					
<i>Actionocyclus ingens</i>	+	+	+	+	-
<i>Pyxidicula schenckii</i>	-	+	+	-	-
<i>Azpeitia endoi</i>	-	+	+	-	-
Северная Чукотка					
Валькарайская низменность (нижняя часть рыхильской свиты)					
<i>Actinocyclus ingens</i>	+	+	+	+	-
<i>Ikebea tenuis</i>	+	+	+	+	-
<i>Pterotheca kittoniana</i> var. <i>kamtschatica</i>	-	+	+	+	+
<i>Pyxidicula schenckii</i>	-	+	+	-	-
<i>Thalassiosira yabei</i>	+	+	<i>C. plicatus</i> group (+)	+	+
<i>Th. grunowii</i>	+	+		+	+
<i>Pseudopyxilla americana</i>	-	+	+	-	+
<i>Kisseleviella carina</i>	-	?	+	-	-
Ванкаремская низменность (верхневельмайская свита, комплекс 1)					
<i>Denticulopsis dimorpha</i>	+	+	-	-	-
<i>D. hustedtii</i>	+	+	+	+	+
<i>Thalassiosira antiqua</i>	-	-	+	-	+ (?)
<i>Th. grunowii</i>	+	+	<i>C. plicatus</i> group (+)	+	+
<i>Th. yabei</i>	+	+		+	+
<i>Th. gravida</i> f. <i>fossilis</i>	+ (?)	+	+	+ (?)	+ (?)
<i>Ikebea tenuis</i>	+	+	+	+	-
<i>Cosmiodiscus insignis</i>	-	+	+	-	+

районах Северного полушария (табл. 12). Поэтому можно предположить, что миграция этих видов в Арктику могла идти не из Пацифики, а со стороны бассейнов Северной Атлантики [Гладенков А., 2001б; Marinovich, Gladenkov, 2001]. 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, отсутствует.

Во-вторых, как известно, остатки ископаемых диатомей могут перемещаться на значительные расстояния от места захоронения в результате деятельности ветров [Burckle et al., 1988; Kellogg D., Kellogg T., 1987, 1996; и др.]. Поэтому нельзя исключать и вероятности переноса створок миоценовых диатомовых северотихоокеанского происхождения в районы арктического побережья и дальнейшего их перетолжения. Вот почему к предположениям Е.И. Поляковой следует относиться пока с большой осторожностью.

Возможные причины открытия Берингова пролива в конце позднего миоцена

Таким образом, полученные палеонтологические данные по неогеновым моллюскам и диатомеям указывают, что первое открытие Берингова пролива в кайнозое 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 [Гладенков, Шанцер, 1989; 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; см. рис. 73).

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 превышавшими современные [Haq et al., 1987, 1988] (рис. 80; см. рис. 74). 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, 1988] (см. рис. 80).

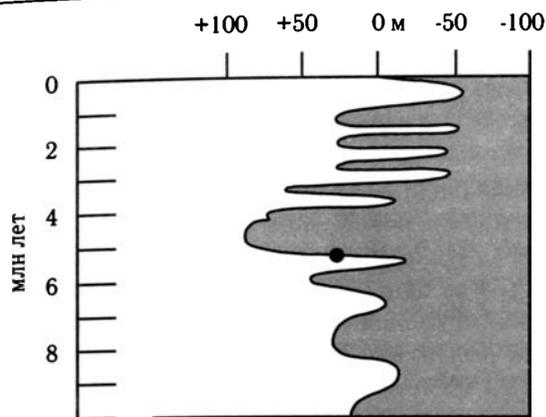


Рис. 80. Кривая эвстатических колебаний уровня моря (по: [Haq et al., 1987]) для последних 10 млн лет, скоррелированная с геохронологической шкалой У. Бергрена и др. [Berggren et al., 1995]

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

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

скв. 846 ODP 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] (рис. 81), 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 (см. рис. 73).

Разумеется, что трансгрессия в Средиземном море и открытие Берингова пролива могли явиться следствием разных процессов, вызвавших неодинаковое повышение морского уровня в удаленных

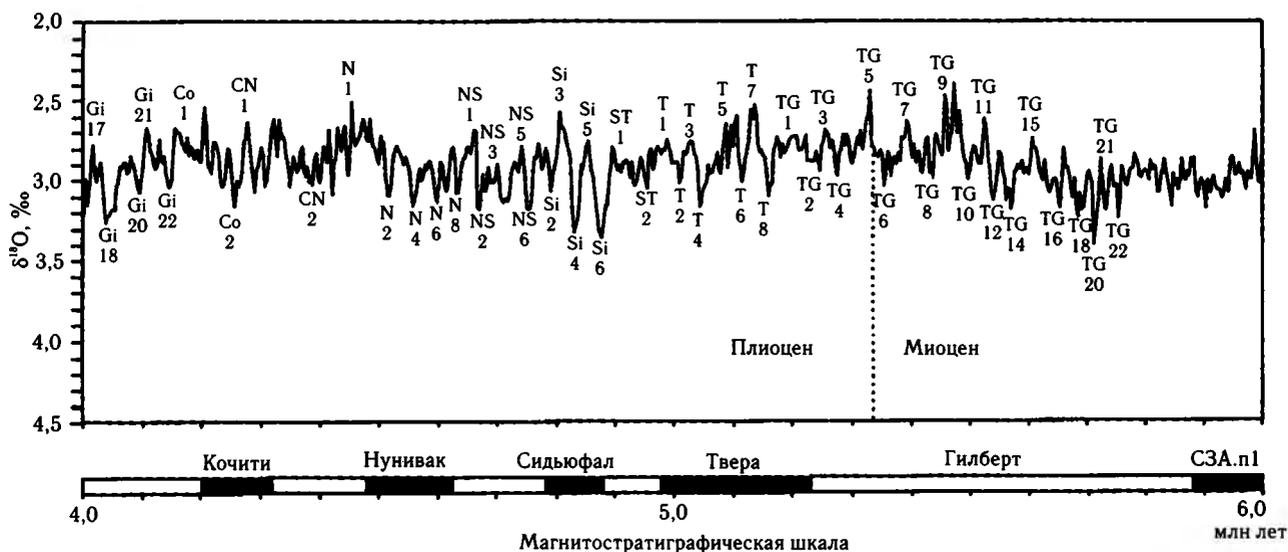


Рис. 81. Количественные изменения изотопов кислорода (значения $\delta^{18}\text{O}$, ‰) и выделяемые изотопные ярусы в кайнозойском разрезе скв. 846 ODP в восточной части экваториальной Пацифики, скоррелированные с магнитостратиграфической шкалой (по: [Shackleton et al., 1995])

Выделяемые изотопные ярусы обозначены латинскими буквами с цифрами. Во временном интервале, соответствующем нижней части палеомагнитного хрона С3г (эпоха Гилберт), отчетливо прослеживаются быстрые и резкие флуктуации величин $\delta^{18}\text{O}$ и тренд понижения значений $\delta^{18}\text{O}$, на фоне которого минимальные величины фиксируются в пределах изотопного яруса TG9 на отметке 5,46 млн лет назад

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 назад). Между тем, 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.

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 [Gladenkov A., 2003; Gladenkov A., 2006]. Отметим, 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

Прекращение связи донных и промежуточных вод между Тихоокеанским и Карибским бассейнами через Панамский пролив 4,6 млн лет назад [Haug, Tiedemann, 1998] привело к усилению формирования «молодых» донных вод (NADW) в Северной Атлантике и, в конечном итоге, к значительным изменениям в системе океанической циркуляции, характере 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]. Иначе говоря, 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 не только стали причинами изменений 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 том,

что направление потока вод через Берингов пролив менялось в плиоцене [Magincovich, 2000]. При первых фазах открытия пролива, в конце позднего миоцена — начале раннего плиоцена (до закрытия Центрально-Американского 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 [Гладенков Ю., 1978а, 1988а; Gladenkov Yu., 1995; и др.].

Что касается комплексов диатомей, то обоснованных доказательств проникновения видов северотихоокеанского происхождения в высокие широты Северной Атлантики через Берингов пролив до начала плиоцена нет (см. рис. 73). 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.

Из вышесказанного следует, что начало формирования Берингова пролива относится к концу позднего миоцена — возможно, к 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 межконтинентального 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 пос-

ле 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).

4.3.4. Особенности эволюции диатомовой флоры кайнозоя Северной Пацифики (этапность и тип развития)

Как было показано выше, практически непрерывную последовательность смены зональных комплексов диатомей в Северо-Тихоокеанском регионе удается проследить в разрезах, начиная со второй половины нижнего олигоцена. Наряду с имеющимися данными по началу нижнего олигоцена и эоцену, это дает возможность наметить основные этапы развития диатомовых ассоциаций. Напомним, однако, что границы зональных подразделений в стратиграфических шкалах кайнозоя по диатомеям основаны, как правило, на отдельных датированных уровнях. Такая методика выделения зональных границ во многих случаях предполагает, что по своему таксономическому составу зональная ассоциация может быть близка к более древнему (или более молодому) комплексу подстилающей (перекрывающей) зоны. В некоторых случаях это отличие состоит в появлении или исчезновении всего одного таксона — рода или, чаще, вида. При этом виды, появление или исчезновение которых маркируют подошву или кровлю зоны, не обязательно относятся к одному и тому же роду.

Таким образом, смена зональных ассоциаций, отражая определенный этап развития флоры, часто не приурочена к рубежу перестройки ее структуры и не всегда связана со значительными эволюционными изменениями. Вместе с тем, этапы существенных перестроек комплексов также могут быть не связаны с эволюционным процессом, а отражать миграции, обусловленные изменениями параметров окружающей среды поверхностной ЭС в результате действия различных процессов. Поэтому часто установить тождественность уровней появления или исчезновения таксонов в той или иной области от моментов их действительно эволюционного возникновения или вымирания без данных по биогеографии очень сложно. В ряде случаев, этому также препятствуют неполнота геологической летописи и недостаточная изучен-

ность систематики многих таксонов диатомей на уровне родов, семейств и т. д.

Изучение эволюции диатомовой флоры кайнозоя, которое должно включать решение широкого круга проблем, связанных с направленностью флорогенеза, этапами развития диатомовых флор в разных климатических зонах, темпами или скоростями эволюции таксонов различного ранга и прочее, представляет собой крайне трудную задачу. Для ее решения необходима обработка огромного количества палеонтологического материала с привлечением арсенала современных геологических, биологических, математических и других методов. Хотя исследованию таких проблем до сих пор посвящено относительно небольшое количество публикаций, можно говорить о том, что последние три десятилетия совпадают с существенным прогрессом в изучении этапности развития и эволюции морской диатомовой флоры кайнозоя. С одной стороны, это было вызвано тем, что благодаря глубоководному бурению, ученые получили возможность для изучения и прослеживания смены диатомовых комплексов в относительно полных морских разрезах разных районов океана. С другой стороны, широкое внедрение в практику исследований сканирующего и трансмиссионного электронных микроскопов позволило получить новые сведения по морфологии диатомей и на основе строения ультраструктуры панциря коренным образом пересмотреть систематику этой группы.

Такие достижения дали возможность подойти к изучению общей этапности развития и эволюции диатомовых флор кайнозоя, а также к пониманию закономерностей формирования флор экваториально-тропической и внутритропических областей на основе анализа таксономического состава разного ранга и распространения разновозрастных комплексов [Jouse, 1978; Fenner, 1985; Barron, 1985c, 1992a; Strelnikova, 1990; Стрельникова, 1992; Baldauf, 1993; Глезер, 1994; и др.].

Среди этих работ необходимо выделить фундаментальную сводку Н.И. Стрельниковой [1992], в которой в результате обобщения огромного фактического материала по диатомеям палеогена проведено всестороннее исследование систематической структуры флор палеоцена–олигоцена различных климатических зон, дано их общее сопоставление, прослежены закономерности их развития и охарактеризованы критические уровни в эволюции. Среди основных полученных в этой работе выводов можно выделить следующие.

1. Несмотря на имеющиеся особенности смены флор в разных географических зонах, намечается

единая принципиальная картина последовательности этапов флорогенеза. Общую направленность флорогенеза можно рассматривать как отражение естественной этапности эволюционного развития диатомовых водорослей.

2. В палеогеновой истории развития флор диатомовых водорослей выделяются три периода вымираний: в раннем палеоцене, в конце палеоцена — раннем эоцене и в олигоцене. Эти периоды сопровождалась последующим формированием трех типов флор: биддульфиоидной с максимумом в позднем палеоцене, биддульфиоидно-косцинодискоидной с максимумом в среднем эоцене и косцинодискоидной с участием пеннатных диатомей, с началом становления в позднем олигоцене.

3. Минимальные величины изменения родового и видового состава фиксируются в раннем палеоцене и позднем олигоцене, а максимальные — в среднем эоцене.

4. К концу эоцена и в раннем олигоцене вымерла большая часть родов меловой флоры.

5. Начало формирования диатомовых флор существующих в современном Мировом океане фитогеографических областей (арктобореальная, тропическая, антарктическая), по-видимому, относится к среднему эоцену, когда тропическая флора достигает высокой степени эндемизма на уровне родов и видов. В позднеэоценовое и раннеолигоценное время сохраняется приблизительно такая же географическая дифференциация родов, более резкие отличия отмечаются в позднеолигоценное время.

Публикации, посвященные проблемам эволюционного развития кайнозойских диатомей высоких–средних широт Северной Пацифики, в первую очередь касались эволюции отдельных родов, которые появились в неогене, реже — в олигоцене [Schrader, 1973b; Maruyama, 1984a; Akiba, Yanagisawa, 1986; Yanagisawa, Akiba, 1990; Akiba et al., 1993; и др.]. В данной работе не ставилась цель детально изучить закономерности и особенности эволюционного развития северотихоокеанской диатомовой флоры — это является предметом сложного специального биологического исследования с привлечением разнообразных методов и огромного материала. На основе данных, полученных, прежде всего по зональной стратиграфии кайнозоя, этапности развития комплексов и изменениям в ЭС, ниже делается попытка остановиться только на самых основных чертах эволюции диатомей в регионе, таких как этапность, тип и скорость развития.

В развитии северотихоокеанской кайнозойской диатомовой флоры можно выделить четыре этапа развития крупного ранга и семь подэтапов, границы между которыми характеризуются определенными эволюционными изменениями (см. рис. 73).

Э т а п 1 (эоцен — начало раннего олигоцена). Хотя переходные комплексы от эоцена к олигоцену в Северной Пацифике не изучены в единых разрезах, имеющиеся данные по составу ассоциаций эоцена и раннего олигоцена указывают, что этот возрастной рубеж характеризовался наиболее существенными изменениями в кайнозойе как на родовом, так и на видовом уровнях. Несмотря на то, что флора начала олигоцена во многом является унаследованной от эоценовой, из ее состава исчезают по крайней мере пять родов (*Riedelia*, *Brightwellia*, *Rylandsia*, *Ratrayella*, *Praecymatosira*), а также ряд видов, типичных для эоцена. Между тем, в начале раннего олигоцена в северотихоокеанских комплексах получают развитие представители некоторых новых родов (например, *Rouxia*) и видов родов *Asteromphalus*, *Asterolampra*, *Thalassiosira*, *Rhizosolenia*, *Cestodiscus*, *Sceptroneis*, *Navicula*). Известно, что переход от эоцена к олигоцену является одним из основных рубежей в развитии диатомей. В это время происходила дифференциация флоры экваториально-тропической области от флор средних-высоких широт [Fenner, 1985; Baldauf, Monjanel, 1989; Baldauf, Barron, 1990; Стрельникова, 1992; Baldauf, 1993; и др.]. По данным Н.И. Стрельниковой [1992], к этому рубежу приурочена перестройка систематического состава флоры внетропических районов Северного полушария, затронувшая соотношение таксонов разного ранга, до классов включительно, которая привела к формированию флоры нового типа, где существенную роль начали играть представители класса Pennatophyceae. Изменения на границе эоцена и олигоцена привели к резкому вымиранию родов с незначительной долей новообразования, поэтому ранний олигоцен характеризуется флорой переходного типа (она имеет относительно небольшой процент специфических родов — около 10%), но уже с элементами нового [Стрельникова, 1992]. Отметим также, что анализ имеющихся материалов показывает, что состав раннеолигоценовых ассоциаций средних-высоких широт во всем Северном полушарии достаточно близок, указывая на отсутствие в то время специфической северотихоокеанской флоры. Кроме того, в составе комплексов высокоширотных северных и южных областей отмечается большое количество общих элементов на видо-

вом уровне, что свидетельствует о биполярности их развития.

Э т а п 2 (середина раннего олигоцена — конец раннего миоцена). К середине раннего олигоцена в северотихоокеанских ассоциациях исчезает большинство типично эоценовых элементов, относящихся в первую очередь к родам *Hemiaulus*, *Stephanopyxis*, *Sheshukovia*, *Costopyxis*, *Pyxilla*, *Hyalopoda*, *Drepanotheca*. Появляются и получают широкое распространение космополитные представители новых родов (*Cavitatus*, *Rocella*) и видовых таксонов, которые, наряду с возникшими в конце позднего эоцена — начале раннего олигоцена формируют флору олигоценового облика. Таким образом, флора переходного типа (от эоцена к олигоцену) начинает сменяться собственно постэоценовой.

В конце позднего олигоцена — начале раннего миоцена (верхняя часть зоны *Rocella gelida* — зона *Thalassiosira praeфрага*) происходит постепенное исчезновение родов *Rocella* и *Lisitzinia*, типичных для олигоцена, а также более древних родов — *Pyxilla*, *Goniothecium*, *Distephanosira*. В этом интервале исчезает и ряд видовых таксонов, характерных для олигоцена (*Thalassiosira mediaconvexa*, *Th. irregulata*, *Cavitatus rectus* и др.). Среди появившихся в начале миоцена следует отметить виды — *Thalassiosira praeфрага*, *Kisseleviella ezoensis*, *Actinocyclus ingens*, *Raphidodiscus marylandicus*. Таким образом, для конца позднего олигоцена — первой половины раннего миоцена характерна флора переходного типа (от олигоценовой к неогеновой), т.е. к первой половине раннего миоцена относится начало формирования флоры неогена. Этот процесс продолжается в середине раннего миоцена, для которой характерны тепловодные комплексы. В это время появляются *Thalassiosira fraga*, а также род *Nitzschia*, широко распространение в океанах. Однако отмечается также и появление представителей рода *Rhizosolenia* с коротким стратиграфическим распространением, населяющих воды только высоких-средних широт Северного полушария (*Rh. norwegica*) и Северной Пацифики (*Rh. hotaense*). Это может указывать на некоторую специфику эволюции этого рода в это время в пределах северных областей.

Э т а п 3 (конец раннего миоцена — поздний миоцен). Развитие типично неогеновой морской диатомовой флоры начинается с конца раннего миоцена. Имеющиеся данные позволяют говорить о том, что

эволюционный процесс, протекавший в это время, можно отнести к градуалистическому типу. На родовом и видовом уровнях в этом периоде не наблюдается массового появления или исчезновения таксонов. За последние 18,5 млн лет происходит постепенное вымирание по крайней мере трех родов, возникших до неогена (*Ikebea*, *Cavitatus*, *Kisseleviella*) и четырех неогеновых родов (*Mediaria*, *Raphidodiscus*, *Crucidenticula*, *Denticulopsis*). На разных временных уровнях появляются роды *Mediaria*, *Crucidenticula*, *Denticulopsis*, *Delphineis*, *Neodenticula*, *Lithodesmium*, *Porosira*, *Detonula*, из которых пять последних развиты и сейчас. Процесс вымирания и появления видов также в целом является постепенным, но отличается некоторой неравномерностью.

В этом отношении показательны данные, полученные Д.Бэрроном на основании подсчетов среднего количества появлений и вымираний видовых таксонов в Тихом океане в неогене при анализе датированных уровней [Baggon, 1992a, 2003]. Результаты по Северной Пацифике свидетельствуют, что скорости появления и исчезновения планктонных форм на протяжении последних 18,5–18 млн лет несколько варьируют. В интервале –18–4,5 млн лет назад наблюдается тенденция чередования периодов с относительно повышенной (3–5 за 0,5 млн лет) и пониженной (0–2 за 0,5 млн лет) скоростью появления видов, а также с разной скоростью вымирания (соответственно 3–4 и 0–2 вида за 0,5 млн лет). Цикличность с максимальными значениями скоростей появления (до 5 видов за 0,5 млн лет) и вымирания (до 4 видов за 0,5 млн лет) прослеживается в пределах интервала –9,5–4,5 млн лет назад. В течение предшествующей эпохи (18–9,5 млн лет назад) значения скорости вымираний видов не превышают 2 за 0,5 млн лет, а появлений — 3–4 за 0,5 млн лет. В течение же последних 4,5 млн лет количество как появляющихся, так и вымирающих видов находится в пределах 0–2 за отрезок 0,5 млн лет. Возможно, такой тренд отражает происходивший процесс освоения новых экологических ниш в связи с усилением похолодания.

На фоне градуалистического типа развития диатомей, в их эволюции, однако, отмечаются отдельные интервалы, которые, характеризуются «вспышками» ароморфоза. В первую очередь, к таким событиям относятся появление родов пеннатных шовных диатомей *Crucidenticula*, *Denticulopsis* и *Neodenticula*, возникших в результате эволюции на разных уровнях неогена от различных представителей рода *Nitzschia* [Yanagisawa, Akiba, 1990]. К

времени появления и развития в океанах рода *Crucidenticula*, очевидно, относится начало формирования типично неогеновой флоры. Первые представители *Crucidenticula* (*Cr. sawamurae*) произошли от *Nitzschia maleinterpretaria* в результате появления нового морфологического признака — псевдосепт. Эволюционные линии развития этого рода включают шесть видов, появившихся на протяжении около 2,5 млн, что указывает на идиоадаптации в процессе достаточно быстрого эволюционного развития. Пик развития и быстрая экспансия рода совпадает со временем климатического оптимума в конце раннего — начале среднего миоцена, после которого происходит постепенное затухание и полное вымирание в конце среднего миоцена.

Род *Denticulopsis* появляется вблизи границы между ранним и средним миоценом, т.е. примерно на 2 млн лет позже по сравнению с *Crucidenticula*. Вероятно, первые *Denticulopsis* (*D. praelauta*) и *Nitzschia challengerii* (эндемики средних–высоких широт) имели общего предка, входящего в состав рода *Nitzschia*, на что указывает их морфологическое сходство. В процессе эволюции у *D. praelauta* появляются первичные псевдосепты с базальными утолщениями — морфологические признаки, которые отсутствуют у рода *Nitzschia*. В результате быстрой эволюции у видов *Denticulopsis* происходит развитие морфологических особенностей (величина и характер расположения пор, расположение и развитие краевых зубцов и вторичных псевдосепт и т.д.), которые, очевидно, направлены на улучшение адаптации к изменениям условий окружающей среды. В самом начале среднего миоцена (до климатического пессимума) конвергентные роды *Crucidenticula* и *Denticulopsis* развиваются параллельно в близких экологических нишах, однако в средних–высоких широтах преобладают представители *Denticulopsis* (*D. lauta*). С уровня около 15 млн лет назад (начало похолодания) начинаются затухание рода *Crucidenticula* и быстрая адаптивная радиация вытесняющего его рода *Denticulopsis*. Вероятно, это связано с закреплением и развитием более совершенных признаков, позволяющих адаптироваться и увеличивать численность популяций в более холодных водах, что отсутствовало у представителей *Crucidenticula*.

Пика своего развития (наиболее высокая численность и видовое разнообразие) *Denticulopsis* достигает в первой половине позднего миоцена, когда в Северной Пацифике формировалась близкая к современной структура диатомовой флоры. В

результате, в интервале средний — начало позднего миоцена в пределах рода происходил процесс кладогенеза с быстрой адаптивной радиацией, который сопровождался совершенствованием и усложнением морфологии створок. За общий период существования рода, длившийся около 8 млн лет, появилось по крайней мере 10 видов (по мнению некоторых исследователей, — 17 видов), не считая разновидностей. Вымирание последних *Denticulopsis* приурочено к середине позднего миоцена (к уровню около 8,5 млн лет назад), что совпадает с началом периода нарушения сложившейся структуры диатомовых комплексов, схожей с современной. По-видимому, вымирание связано с тем, в процессе эволюционного развития род исчерпал возможности в отношении совершенствования для дальнейшей конкуренции в изменяющихся условиях окружающей среды в ЭС.

Во второй половине позднего миоцена (около 8,5–6,5 млн лет назад) в Северной Пацифике развивается флора переходного типа (от комплексов первой половины позднего миоцена к ассоциациям конца позднего миоцена). За период 8,5–7,4 млн лет возникают и развиваются новые неритические элементы — прежде всего, представители родов *Thalassiosira* (*Th. antiqua*, *Th. singularis*, *Th. gravida*, *Th. nidulus*), *Pyxidicula* (*P. zabelinae*), а также нового рода *Porosira* (*P. punctata*, *P. haynaldiella*) и др., характерные для средних–высоких широт или являющиеся их эндемиками. На уровне 7,4 млн лет назад в высоких–средних широтах Пацифики появляется род *Neodenticula*, который постепенно начинает осваивать экологическую нишу, занимаемую до вымирания родом *Denticulopsis*.

Несмотря на то, что между двумя этими родами прослеживаются определенные черты сходства (строение, размеры и форма панциря), они возникают в процессе эволюции от разных предков, имеют морфологические и экологические отличия, а также существуют в разные периоды геологического времени. Предком первых *Neodenticula* (*N. kamtschatica*) является *Nitzschia rolandii* — эндемик средних–высоких широт Северной Пацифики [Yanagisawa, Akiba, 1990]. Основные отличия *Neodenticula kamtschatica* состоят в больших размерах створки, большем расстоянии между псевдосептами, более выраженном разветвлении псевдосепт в районе краевой шовной зоны, а также в развитии базальных утолщений на гипотеке. Среди основных морфологических особенностей, отличающих *Neodenticula* от *Denticulopsis* — строение

шва, характер перфорированности панциря и краевых зубцов. Приобретенные в ходе эволюции морфологические элементы позволили представителям рода *Neodenticula*, вероятно, хорошо адаптироваться в дальнейшем, при существовании в условиях более низких температур. На это, в частности, указывает тот факт, что *Neodenticula kamtschatica* является эндемиком высоких–средних широт Северного полушария. После момента своего появления (7,4 млн лет назад) и до интервала 6,5–6,0 млн лет назад этот вид относится к «переходной» флоре и еще не играет ведущей роли в составе ассоциаций. К этому же периоду в Северной Пацифике приурочено появление новых видов рода *Thalassiosira* (*Th. marujamica*, *Th. jacksonii*) и вымирание древнего рода *Cavitatus*, а также типичного для первой половины позднего миоцена вида *Thalassionema schraderi*.

Э т а п 4 (конец позднего миоцена по настоящее время). Уже в интервале 8,5–6,5 млн лет назад в составе ассоциаций появляются новые элементы (прежде всего, представители родов *Neodenticula*, *Porosira*, *Thalassiosira*, *Pyxidicula*, *Actinocyclus*), которые в процессе эволюции приобретают черты, позволяющие адаптироваться и развиваться в новых условиях, связанных с изменениями окружающей среды, в частности, с ухудшением климата. Они составляют ядро будущей северотихоокеанской флоры. Начиная с уровня около 6,5–6,0 млн лет, когда происходит усиление провинциализма субарктической флоры и восстановление типа нарушившейся в середине позднего миоцена структуры комплексов, *Neodenticula kamtschatica* получает широкое развитие и преобладает в океанических ассоциациях. К этому времени относятся начало формирования к северу от полярного фронта субарктической тихоокеанской флоры (со структурой, близкой к современной) и ее дифференциации от флор более южных областей. На протяжении этого этапа, в самом конце позднего миоцена — раннем плиоцене, исчезает древний род *Ikebea*, появляются новые виды родов *Thalassiosira* (*Th. jouseae*, *Th. latimarginata*, *Th. tertiaria*, *Th. sheshukovae*, *Th. hyalina*, *Th. kryophila*), *Porosira* (*P. glacialis*) и др. К этому же периоду относится появление двух монотипных родов — *Bacterosira* и *Detonula*, которые являются эндемиками бореальных и арктобореальных районов.

Таким образом, с конца позднего миоцена в процессе эволюции формируется субарктическая флора, со структурой, близкой к современной, которая

в первую очередь характеризуется преобладанием представителей родов *Neodenticula*, *Thalassiosira*, *Actinocyclus* и *Coscinodiscus* (*C. marginatus*). Эволюция рода *Neodenticula* менее сложна по сравнению с развитием родов *Crucidenticula* и *Denticulopsis*, в которых прослеживаются боковые линии развития, возникающие в результате кладогенеза. Род *Neodenticula* имеет только одну установленную эволюционную линию, которая состоит из последовательно возникающих видов (всего три вида), что указывает на результат процесса анагенеза.

В процессе эволюции у родов *Crucidenticula*, *Denticulopsis* и *Neodenticula* наблюдается параллелизм развития. Это касается близости не только в размерах и форме створок, но и в направленности развития морфологических особенностей у их представителей — развитие краевых зубцов и базальных утолщений на гипотеке, возникновение в эволюции первичных, а затем — вторичных псевдосепт, формирование закрытых вставочных ободков и др.

Широкое развитие в составе северотихоокеанской флоры представителей рода *Thalassiosira*, которое начинается во второй половине позднего миоцена, вероятно, обусловлено тем, что в процессе эволюции шло развитие, совершенствование и закрепление определенных морфологических особенностей элементов и структуры панциря. К ним, прежде всего, можно отнести количество, размеры и характер расположения на створке различных по строению типов выростов (краевые и центральные выросты с опорами, двугубый вырост, замкнутые выросты, шипы), форму и размеры наружных фораменов ареол локулярного строения, закрытых велумом (крибрумом) с внутренней стороны [Макарова, 1988]. Вероятно, прогрессивное развитие этих структурных элементов и их морфологических особенностей в результате адаптивной радиации позволило приспособиться к жизни и развитию в занимаемых экологических нишах в условиях изменения окружающей среды. В частности, краевые выросты с опорами как

специализированные органы, характерные для ограниченной группы: водорослей, в эволюционном плане рассматриваются как прогрессивные структуры [Fryxell, 1975; Hasle, Fryxell, 1977; Генкал, Макарова, 1984; Макарова, 1988; и др.].

Таким образом, анализ используемых данных показывает, что до позднего миоцена развитие северотихоокеанской флоры во многих отношениях отражает эволюцию внетропической флоры Мирового океана или средних–высоких широт Северного полушария, что было связано с более широкими, чем в последующие эпохи, ареалами последней. Преобразования в рамках субарктической флоры Северной Пацифики происходили, начиная с конца позднего миоцена.



Проведенный в Главе 4 анализ свидетельствует о том, что ЭС Северной Пацифики (включая ее «поверхностную» часть) как блок биосферы прошла в кайнозое большой и сложный путь развития. Этапы этого развития во многих случаях находят отражение в изменениях «поверхностной» ЭС, которые, в частности, расшифровываются с помощью изучения комплексов диатомей в морских осадочных толщах. Подобные исследования свидетельствуют о сложном характере причинно-следственных связей в этой ЭС, о ее саморазвитии, которому присуща сопротивляемость к внешним воздействиям («упругость»). Изменения степени продуктивности диатомовой флоры, характера распространения ассоциаций, а также этапность развития диатомей не всегда напрямую связаны с климатическими событиями и в большей мере обусловлены результатом палеоокеанографических перестроек. Процесс эволюции диатомовых водорослей имел более сложный характер, и, вероятно, во многих случаях физико-географические условия могли не оказывать на него прямолинейно решающего воздействия.

Заключение

Результаты, полученные в ходе проведенных исследований и обобщения имеющихся данных, позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Для стратиграфического расчленения олигоцен-квартера бореальной и арктобореальной областей Северной Пацифики и ее обрамления разработана зональная шкала, состоящая из 23 зон по диатомеям. Показана возможность ее применения в пределах региона от районов его западного до восточного обрамления. Впервые выделенные для олигоцена и нижнего миоцена подразделения (восемь зон) значительно расширяют диапазон применения используемой ранее шкалы (средний миоцен — квартер). Проведенная корреляция диатомовых ассоциаций этого интервала из разных частей региона (от Берингова моря на севере до Японии на юге) свидетельствует о возможности реального использования шкалы для расчленения отложений в пределах высоких-средних широт Северной Пацифики и ее обрамления. Впервые выявлена граница между олигоценом и миоценом в разрезах Камчатки и Сахалина, которая до последнего времени оставалась условной. В результате сопоставления комплексов планктонных (диатомей) и бентосных (моллюски и фораминиферы) групп олигоцена и раннего миоцена в разрезах этих районов бентосные ассоциации, имеющие маркирующее значение, получили более строгую стратиграфическую привязку.

Полученные результаты позволили перейти к реальному выделению и использованию при стратиграфических работах дробных зональных подразделений, начиная с олигоцена.

2. Изучение материалов 145-го рейса ODP позволило в результате прямой корреляции с палеомагнитной шкалой впервые для высоких-средних широт Пацифики определить абсолютный возраст более 40 датированных диатомовых уровней в интервале 18,8–6,9 млн лет назад. Это дало возможность на реальной основе датировать границы зональных подразделений миоцена, точно определить продолжительность зон, а также сопоставить их с МСШ.

3. Оценка разрешающей способности диатомей при стратиграфических работах показала, что на основе использования комплекса биологических, количественных, физических и других методов могут быть предложены реальные пути дальнейшей детализации стратиграфических схем кайнозоя Северо-Тихоокеанского региона и создания дробных шкал нового поколения. В частности, применение методики датированных уровней дает возможность выделять интервалы продолжительностью до десятков тысяч лет.

4. Выявлено шесть крупных периодов биогенного кремненакопления в Северо-Тихоокеанском регионе, для которых характерны различные степень продуктивности диатомей, масштаб распространения и темпы поступления кремнезема в осадки. Эти этапы охватывают следующие временные интервалы: эоцен — середина раннего олигоцена, вторая половина раннего олигоцена — начало раннего миоцена, вторая половина раннего миоцена — начало среднего миоцена, средний-поздний миоцен, конец позднего миоцена — средний плиоцен, конец среднего плиоцена — по настоящее время. Установлено неоднократное перераспределение диатомовых ассоциаций в пространстве и времени, что отражает действие различных событий (палеоокеанографических, палеоклиматических и др.) неодинакового масштаба. Полученные данные позволяют внести вклад в расшифровку истории развития процесса морского осадконакопления и его связи с палеособытиями различного ранга.

5. Анализ диатомовых ассоциаций как характерной части морской экосистемы позволил выделить ряд особенностей развития палеоэкосистемы Северо-Тихоокеанской области в кайнозое, с проведением корреляции перестроек режимов океанической циркуляции и изменений окружающей среды с этапами развития диатомовой флоры. Среди основных событий кайнозоя — изменение палеоокеанологических и палеоклиматических обстановок при переходе от эоцена к олигоцену (смена ре-

жима «green house» режимом «ice house»), которое отразилось в составе и структуре диатомовых комплексов.

6. Установлено время первого открытия Берингова пролива в кайнозой (5,5–5,4 млн лет назад) и показано влияние этого события на развитие морской биоты высокоширотных районов. Полученные результаты позволяют более обоснованно проводить палеоокеанологические, палеоклиматические и палеобиогеографические реконструкции и вносят коррективы в понимание закономерностей развития биоты северных областей.

7. Выявлены определенные особенности эволюции диатомовой флоры Северо-Тихоокеанского региона в кайнозой. Показано, что на фоне общего градуалистического типа развития сообществ намечается определенная этапность их эволюции,

отразившаяся в составе и структуре ископаемых комплексов. Установлено четыре этапа развития крупного ранга: 1) эоцен — начало раннего олигоцена; 2) середина раннего олигоцена — конец раннего миоцена; 3) конец раннего миоцена — поздний миоцен; 4) конец позднего миоцена — по настоящее время) и семь подэтапов (начало раннего олигоцена, середина раннего олигоцена — поздний олигоцен, конец позднего олигоцена — ранний миоцен, конец раннего миоцена — начало позднего миоцена, вторая половина позднего миоцена, конец позднего миоцена — средний плиоцен, конец среднего плиоцена — по настоящее время). Учитывая более мелкие изменения таксономического состава диатомовых ассоциаций, можно говорить о 23 фазах развития, которые находят отражение в прослеживаемых зональных подразделениях.

Summary

The book is devoted to one from the important tasks of the geology of the vast North Pacific region — construction of detailed stratigraphic schemes and deciphering of its Cenozoic history. Solution of the concerned problems is based on new attainments on marine Cenozoic detailed stratigraphy and analysis of the North Pacific past ecosystems' development. Study of diatom algae (one of widespread groups of siliceous microorganisms) contributes significantly to this analysis. Results on investigations of the Cenozoic geology, stratigraphy and paleogeography of the North Pacific region based on fossil marine diatom assemblages are considered in the monograph. The obtained results and summarized available data make it possible to draw the following main conclusions.

1. The Oligocene through Quaternary biostratigraphic diatom zonation including 23 zones was elaborated for the North Pacific. These zones include numerous biohorizons based on the datum levels of planktic species. The zonation is shown to be applicable as a real tool for detailed age determination and correlation of the post-Eocene marine sediments in the region from its western to eastern areas. The first proposed 8 zones for the Oligocene and Lower Miocene considerably extend the application of previously used diatom zonation (covering the Middle Miocene to Quaternary) up to the basal Oligocene. The available data allow a new correlation scheme on the zonal basis to be proposed for the North Pacific Oligocene and Lower Miocene. This scheme is based on the comparative characteristic of the diatom assemblages from more than thirty localities of the region: from the Bering Sea in the north to Japan in the south. It demonstrates a real efficiency of the proposed Oligocene — Lower Miocene diatom zonation in the high-middle latitudes of the North Pacific and its margins. The Oligocene/Miocene boundary has been first established in the sections of Kamchatka and Sakhalin. Until recently it was very relative. Correlation of Oligocene and Early Miocene planktonic groups (diatoms) and benthic ones (mollusks and benthic foraminifers) from

these sections provided more strict stratigraphic tying of benthic assemblages used as markers.

The obtained results made it possible to really establish and use the zonal stratigraphic units up to the Oligocene.

2. Based on the study of materials from ODP Leg 145 the ages of more than forty Miocene datum levels were first estimated in North Pacific high-middle latitudes from direct correlations with magnetostratigraphic record in the interval of 18.8–6.9 Ma to show their general isochronism. This enables the boundaries of zonal Miocene units to be dated on the factual basis, and the duration of zones to be precisely determined and correlated with the International Geological Time Scale.

3. The current knowledge on diatoms provides the high-resolution Cenozoic stratigraphy in the North Pacific comparable with the zonations based on calcareous planktonic microfossils. The application of zones that are established on the basis of the successive diatom evolution, in combination with available physical methods (paleomagnetic, radiometric, isotopic, and others) has brought the Cenozoic stratigraphy of the region on a higher level. Moreover, the units of the current diatom zonation can further be detailed. The high-resolution of diatom zonation suggests that a combination of biological, quantitative, physical and other methods may provide real ways for further refining of the North Pacific Cenozoic stratigraphic schemes and elaboration of detailed scales of new generation. In particular, an application of datum levels method makes it possible to distinguish intervals with a duration up to tens of thousands years.

4. The high-resolution of diatoms of diatom successions and their common occurrence in sediments allow detailed subdivision of the Upper Cenozoic and reliable correlation within the entire region. The application and interpretation of diatom data are important also in terms of historic geology. The development of diatom assemblages occurred

against the background of various geological events, and results of detailed biostratigraphic and paleontological studies are valuable for deciphering the geological history of the region and paleoenvironmental reconstructions. This idea is embodied in calendars of geological events and their analysis. They provide a basis for revealing changes in past ecosystems as well as for estimating degree of their synchronism and possible relation to processes of different nature and scale.

Six prominent periods of biosiliceous sedimentation are revealed in the North Pacific region. The periods are characterized by different degree of diatom productivity, scale of spatial distribution, and accumulation rates of biogenic silica. These periods are: 1) the Eocene to middle Early Oligocene, 2) a second half of the Early Oligocene to earliest Miocene, 3) a second half of the Early Miocene to earliest Middle Miocene, 4) the latest Middle Miocene to Late Miocene, 5) the latest Miocene to Middle Pliocene, 6) the latest Middle Pliocene to recent.

The repeated temporal and spatial rearrangements of diatom assemblages are determined. This reflects influence of different events with different nature and scale (paleoceanographic, paleoclimatic and others). The obtained data are a contribution for deciphering the history of marine sedimentation process and its relations with paleoevents of different rank.

5. Analysis of diatom assemblages as an essential part of marine ecosystems revealed a number of peculiarities for the North Pacific paleoecosystem evolution in the Cenozoic. The stages of diatom flora development have been correlated with reorganizations in oceanic circulation and environmental

changes. Among the major Cenozoic events there were paleoceanological and paleoclimatic changes of the transitional period from the Eocene to Oligocene (the «green house» regime was replaced by the «ice house» regime), which affected composition and structure of diatom assemblages.

6. It was revealed that the Bering Strait first opened very near the end of the Miocene (5,5 – 5,4 Ma). This event greatly influenced development of high latitude marine biota. The obtained results enabled more substantiated paleoceanological, paleoclimatic and paleobiogeographic reconstructions and amend in understanding of patterns of biotic evolution in the northern areas.

7. Some features of the North Pacific diatom flora evolution in the Cenozoic are revealed. At the background of general gradualistic type of assemblages' development, certain evolutionary stages reflected in composition and structure of fossil assemblages can be outlined. Four stages of large rank and seven substages are determined. The stages are: 1) the Eocene to earliest Oligocene; 2) the middle Early Oligocene to late Early Miocene; 3) the late Early Miocene to Late Miocene; 4) latest Miocene to recent. The substages are the following: 1) the earliest Oligocene; 2) the middle Early Oligocene to Late Oligocene; 3) the latest Oligocene to Early Miocene; 4) latest Early Miocene to earliest Late Miocene; 5) a second half of the Late Miocene; 6) the latest Miocene to Middle Pliocene; 7) the latest Middle Pliocene to recent. Taking into account less significant taxonomic changes of taxonomic composition in diatom assemblages, 23 evolutionary phases reflected in zonal units can be distinguished.

Литература

- Агапитов Д.И.* Новые данные о стратиграфии неогеновых и палеогеновых отложений Анадырской впадины // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. 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. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 89–98.
- Агапитов Д.И., Митрофанова Л.И.* Стратиграфия неогеновых отложений Хатырской впадины (Чукотка) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 2. С. 123–133.
- Алексеев М.Н., Борисов Б.А., Величко А.А. и др.* Об общей стратиграфической шкале четвертичной системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 5. С. 105–108.
- Атлас микроорганизмов в донных осадках океанов (диатомеи, радиолярии, силикофлагелляты, кокколиды) / Ред. А.П. Жузе. М.: Наука, 1977. 192 с.
- Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки / Ред. В.В. Меннер. М.: Наука, 1984. 335 с.
- Баженова О.К.* Ранняя генерация нефти и перспективы нефтеносности небольших глубин // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья: Обзор. М.: МГП «Геоинформмарк», 1992. 52 с.
- Баженова О.К.* Нефтегазоматеринский потенциал и нефтегазоносность // Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. С. 137–194.
- Басилян А.Э., Витухин Д.И., Орешкина Т.В.* Верхний кайнозой Восточной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 5. С. 79–94.
- Басов И.А.* Планктонные фораминиферы и стратиграфия палеогена поднятия Обручева (Северная Пацифика) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 6. С. 40–50.
- Басов И.А.* Биогеография планктонных фораминифер Северной Пацифики в палеоцене и эоцене // Там же. 1999. Т. 7, № 1. С. 86–98.
- Беклемышев К.В., Парин Н.В., Семина Г.И.* Биогеография океана. 1: Пелагиаль // Биологическая структура океана. М.: Наука, 1977. С. 219–261 (Океанология. Биология океана; Т. 1).
- Беклемышев К.В., Семина Г.И.* География планктонных диатомей высоких и умеренных широт Мирового океана // Биотопическая основа распределения морских организмов. М.: Наука, 1986. С. 7–23.
- Беньямовский В.Н., Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Фрегатова Н.А.* Первые находки планктонных фораминифер в нижнем эоцене Северо-Западной Камчатки // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 3. С. 29–35.
- Беньямовский В.Н., Гладенков Ю.Б.* Климатические колебания и миграции планктонных комплексов фораминифер в бореальных морских экосистемах палеогена // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 2. М.: ПИН РАН, 1995. С. 124–128.
- Беньямовский В.Н., Гладенков Ю.Б.* Климатические колебания и миграции биоты в палеогене Северной Пацифики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 5. С. 67–82.
- Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В. и др.* Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогене Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 100–113.
- Бискэ С.Ф., Волобуева В.И.* Палеогеновые и неогеновые отложения нижнего течения р. Анадырь // Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии (стратиграфия, корреляция, палеоклиматы). Новосибирск: Наука, 1979. С. 62–73.
- Богоров В.Г.* Биологическая структура океана // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128, № 4. С. 812–822.
- Богоров В.Г.* Биологическая трансформация и обмен энергии и вещества в океане // Океанология. 1967. Т. 7, № 5. С. 839–859.
- Богоров В.Г.* Продуктивность океана, первичная продукция и ее использование в пищевых целях // Основные проблемы океанологии. М.: Наука, 1968. С. 138–145.
- Богоров В.Г.* Роль планктона в обмене веществ в океане // Океанология. 1969. Т. 9, № 1. С. 156–161.
- Богоров В.Г.* Биогеоценозы пелагиали океана // Программа и методика изучения биогеоценозов водной среды // Биогеоценозы морей и океанов. М.: Наука, 1970. С. 28–46.
- Богоров В.Г., Зенкевич Л.А.* Биологическая структура океана // Экология водных организмов. М.: Наука, 1966. С. 3–14.

- Болдырева В.П.** Диатомовые комплексы и стратиграфия верхнего кайнозоя Лунской впадины острова Сахалин // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 23–32.
- Брутман Н.Я., Архипова А.Д., Выпова И.Ю.** Палинологическая и диатомовая характеристика палеоген-неогеновых отложений разреза р. Хейсли (Западная Камчатка) // Стратиграфия кайнозоя Дальнего востока СССР. Л.: ВНИГРИ, 1985. С. 46–53.
- Бурков В.А.** Общая циркуляция вод Тихого океана. М.: Наука, 1972. 196 с.
- Бурков В.А., Булатов Р.П., Нейман В.Г.** Крупномасштабные черты циркуляции вод Мирового океана // Океанология. 1973. Т. 12, вып. 3. С. 395–403.
- Васильев Б.И., Корнилова Р.М., Болдырева В.П.** Неогеновые отложения внешней зоны Малой Курильской гряды // Новые данные по геологии Дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 40–57.
- Васильев Б.И., Суворов А.А.** Геологическое строение района подводной долины Буссоль (Курильские острова) // Новые данные по геологии Дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 58–68.
- Векшина В.Н.** Среднемиоценовый комплекс диатомей Курильских островов // Ископаемые диатомовые водоросли СССР. М.: Наука, 1968. С. 37–41.
- Вернадский В.И.** Биосфера. Л.: Гостехиздат, 1926. 170 с.
- Вернадский В.И.** Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1967. 574 с.
- Витухин Д.И.** Зональные радиоляриевые шкалы кайнозоя боральной области Пацифики и ее северо-западного обрамления (история, современное состояние и проблемы) // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 159–168.
- Витухин Д.И., Орешкина Т.В., Пушаровский Ю.М., Цуканов Н.В.** Новые данные по геологии острова Итуруп (Курильская островная дуга) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 6. С. 61–74.
- Волбуева В.И., Белая Б.В., Половова Т.П., Нархинова В.Е.** Морской и континентальный неоген Северо-Востока СССР. Вып. 1: Миоцен. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1990а. 75 с.
- Волбуева В.И., Белая Б.В., Половова Т.П., Нархинова В.Е.** Морской и континентальный неоген Северо-Востока СССР. Вып. 2: Плиоцен. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1990б. 48 с.
- Волбуева В.И., Невретдинова Т.Л.** Новые данные об осадочных отложениях эоцена на севере хребта Рарыткин // Кайнозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межведом. стратигр. совещ. Магадан, 1975. С. 88–90.
- Воронцов Н.Н.** Развитие эволюционных идей в биологии. М.: Издат. отдел УНЦ ДО МГУ: Прогресс-Традиция: АБФ, 1999. 640 с.
- Выпова И.Ю.** Комплексы диатомей верхнемиоценовых–плиоценовых отложений шельфа Охотского моря // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989а. С. 77–82.
- Выпова И.Ю.** Морские диатомовые водоросли неогена Сахалина // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989б. С. 83–89.
- Выпова И.Ю.** Стратиграфия миоценовых отложений залива Анива Охотского моря по диатомеям // Новые данные по стратиграфии Дальнего Востока и Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 112–117.
- Галеркин Л.И., Бараш М.С., Сапожников В.В., Пастернак Ф.А.** Тихий океан. М.: Мысль, 1982. 316 с. (Природа и ресурсы Мирового океана).
- Гапонов Е.А.** Ископаемые диатомовые водоросли полуострова Камчатки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. № 49. Владивосток: Геол. ком. Дальнего Востока, 1927. С. 5–28.
- Генкал С.И., Макарова И.В.** О роли подпертых выростов в жизнедеятельности водорослей из рода *Thalassiosira* Cl // Новости систематики низших растений. Т. 21. Л.: Наука, 1984. С. 9–12.
- Гладенков А.Ю.** Стратиграфия кайнозоя Камчатского региона по диатомеям (олигоценовый и пограничный плиоцен-четвертичный уровни) // Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИЛСАН, 1991. 30 с.
- Гладенков А.Ю.** О находках силикофлагеллят в палеогене Командорских островов // Докл. РАН. 1992. Т. 326, № 3. С. 493–496.
- Гладенков А.Ю.** Диатомовые комплексы пограничных плиоцен-четвертичных слоев Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993а. Т. 68, вып. 5. С. 95–108.
- Гладенков А.Ю.** Олигоценовый этап развития диатомовой флоры Северо-Западной Пацифики (Командорские острова) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993б. Т. 68, вып. 3. С. 91–95.
- Гладенков А.Ю.** Зональная стратиграфия олигоцена и нижнего миоцена Северо-Тихоокеанского региона по диатомеям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 2. С. 50–64.
- Гладенков А.Ю.** Когда открылся Берингов пролив? // Природа. 1999. № 9. С. 29–31.
- Гладенков А.Ю.** Зональная шкала морского неогена Северо-Тихоокеанского региона по диатомеям: становление, современное состояние и перспективы детализации // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001а. С. 85–108.
- Гладенков А.Ю.** Особенности распространения арктобореальной диатомовой флоры в морских экосистемах позднего кайнозоя // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы: Вып. 4. М.: ПИН РАН, 2001б. С. 124–130.
- Гладенков А.Ю.** Развитие и миграции комплексов диатомей неогена в морских бассейнах северных высоких широт // Эволюция жизни на Земле: Материа-

- лы II Междунар. симпоз. «Эволюция жизни на Земле». Томск: Изд-во НТЛ, 2001в. С. 52–54.
- Гладенков А.Ю. Находки неогеновых диатомей в разрезе Сэнди Ридж п-ова Аляска: значение для стратиграфических и палеогеографических реконструкций // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 1. С. 79–97.
- Гладенков А.Ю., Гладенков Ю.Б. Начало формирования межookeанических связей Пацифики и Арктики через Берингов пролив в неогене // Там же. 2004. Т. 12, № 2. С. 72–89.
- Гладенков А.Ю., Щербинина Е.А. Первые находки наннопланктона в палеогеновых отложениях Командорских островов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 126–128.
- 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. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 33–39.
- Гладенков Ю.Б. Общие стратиграфические подразделения // Итоги науки и техники. Сер. Стратиграфия. Палеонтология. Т. 8. М.: ВИНТИ, 1977. С. 25–41.
- Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978а. 194 с.
- Гладенков Ю.Б. Экосистемный подход в стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978б. № 1. С. 5–23.
- Гладенков Ю.Б. Реальности корреляции древних толщ на экостратиграфической основе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 69–83.
- Гладенков Ю.Б. Комплексы моллюсков из третичных толщ Командорских островов // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, № 3. С. 678–680.
- Гладенков Ю.Б. Дальневосточный неоген в свете экостратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 17–34.
- Гладенков Ю.Б. Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса (анализ стратиграфических схем дальневосточных районов СССР, Северной Америки и Японии). М.: Наука, 1988а. 212 с.
- Гладенков Ю.Б. Фациальные клинья — одна из особенностей кайнозойских толщ Дальнего Востока (зона перехода от океана к континенту) // Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988б. С. 4–8.
- Гладенков Ю.Б. Современные проблемы зональной стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 10. С. 3–8.
- Гладенков Ю.Б. Зоны перехода от океанов к континентам: опыт стратиграфических и палеоэкологических исследований // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 9. С. 11–34.
- Гладенков Ю.Б. Морские экосистемы кайнозоя и палеосукцессии // Палеонтол. журн. 1997. № 3. С. 21–24.
- Гладенков Ю.Б. Тенденции развития стратиграфии на рубеже XX и XXI веков // Изв. Секции наук о Земле РАЕН. 1998. Вып. 1. С. 86–96.
- Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала XXI века). М.: GEOS, 2004. 120 с.
- Гладенков Ю.Б., Багдасарян Г.П., Беньямовский В.Н. и др. Планктон в палеогене п-ова Ильпинский (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 85–91.
- Гладенков Ю.Б., Баринов К.Б., Базилян А.Э. Детальная стратиграфия плиоцена Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 79–86.
- Гладенков Ю.Б., Витухин Д.И., Орешкина Т.В. Корреляция кайнозоя Восточной Камчатки с океаническими толщами // Неоген Тихоокеанской области (материалы II Международного конгресса по тихоокеанскому неогену). Ч. 1, 2. 1982. М.: ГИН АН СССР. С. 62–65.
- Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю. Новые данные по биостратиграфии олигоцена и нижнего миоцена Восточного Сахалина (Пограничный район) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 5. С. 35–47.
- Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю., Титова Л.В. Нижний миоцен Восточно-Камчатского региона // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 3–21.
- Гладенков Ю.Б., Музылев Н.Г. Морские диатомовые водоросли неогена Восточной Камчатки и Северного Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 8. С. 92–104.
- Гладенков Ю.Б., Нортон П., Спайнк Г. Верхний кайнозой Исландии (стратиграфия плиоцена–плейстоцена и палеонтологические комплексы). М.: Наука, 1980. 116 с.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н. Моллюски и климатические оптимумы миоцена Камчатки. М.: Наука, 1990. 172 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. М.: Наука, 1989. С. 127–134. (28-я сес. МГК. Докл. сов. геологов).
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Геологические события палеогена Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 97–108.
- Гладенков Ю.Б., Щербинина Е.А. Первые находки наннопланктона в палеогене Сахалина // Там же. 2001. Т. 9, № 1. С. 108–109.
- Глезер З.И. Позднеэоценовые комплексы диатомовых, кремневых жгутиковых водорослей и эбриидей юго-западной части Тургайского прогиба // Биостратиграфический сборник. Вып. 4. Л.: ВСЕГЕИ, 1969. С. 67–85 (Тр. ВСЕГЕИ. Н. С.; Т. 130).
- Глезер З.И. Значение комплексов диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей палеогена Западной Сибири для межрегиональных корреляций // Палеоген и неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. С. 56–64.

- Болдырева В.П.* Диатомовые комплексы и стратиграфия верхнего кайнозоя Лунской впадины острова Сахалин // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 23–32.
- Брутман Н.Я., Архипова А.Д., Выпова И.Ю.* Палинологическая и диатомовая характеристика палеоген-неогеновых отложений разреза р. Хейсли (Западная Камчатка) // Стратиграфия кайнозоя Дальнего востока СССР. Л.: ВНИГРИ, 1985. С. 46–53.
- Бурков В.А.* Общая циркуляция вод Тихого океана. М.: Наука, 1972. 196 с.
- Бурков В.А., Булатов Р.П., Нейман В.Г.* Крупномасштабные черты циркуляции вод Мирового океана // Океанология. 1973. Т. 12, вып. 3. С. 395–403.
- Васильев Б.И., Корнилова Р.М., Болдырева В.П.* Неогеновые отложения внешней зоны Малой Курильской гряды // Новые данные по геологии Дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 40–57.
- Васильев Б.И., Суворов А.А.* Геологическое строение района подводной долины Буссоль (Курильские острова) // Новые данные по геологии Дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 58–68.
- Векшина В.Н.* Среднемиоценовый комплекс диатомей Курильских островов // Ископаемые диатомовые водоросли СССР. М.: Наука, 1968. С. 37–41.
- Вернадский В.И.* Биосфера. Л.: Гостехиздат, 1926. 170 с.
- Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1967. 574 с.
- Витухин Д.И.* Зональные радиоляриевые шкалы кайнозоя boreальной области Пацифики и ее северо-западного обрамления (история, современное состояние и проблемы) // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 159–168.
- Витухин Д.И., Орешкина Т.В., Пущаровский Ю.М., Цуканов Н.В.* Новые данные по геологии острова Итуруп (Курильская островная дуга) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 6. С. 61–74.
- Волбуева В.И., Белая Б.В., Половова Т.П., Нархинова В.Е.* Морской и континентальный неоген Северо-Востока СССР. Вып. 1: Миоцен. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1990а. 75 с.
- Волбуева В.И., Белая Б.В., Половова Т.П., Нархинова В.Е.* Морской и континентальный неоген Северо-Востока СССР. Вып. 2: Плиоцен. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1990б. 48 с.
- Волбуева В.И., Невретдинова Т.Л.* Новые данные об осадочных отложениях эоцена на севере хребта Рарыткин // Кайнозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межведом. стратигр. совещ. Магадан, 1975. С. 88–90.
- Воронцов Н.Н.* Развитие эволюционных идей в биологии. М.: Издат. отдел УНЦ ДО МГУ: Прогресс-Традиция: АБФ, 1999. 640 с.
- Выпова И.Ю.* Комплексы диатомей верхнемиоценовых–плиоценовых отложений шельфа Охотского моря // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989а. С. 77–82.
- Выпова И.Ю.* Морские диатомовые водоросли неогена Сахалина // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989б. С. 83–89.
- Выпова И.Ю.* Стратиграфия миоценовых отложений залива Анива Охотского моря по диатомеям // Новые данные по стратиграфии Дальнего Востока и Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 112–117.
- Галеркин Л.И., Бараш М.С., Сапожников В.В., Пастернак Ф.А.* Тихий океан. М.: Мысль, 1982. 316 с. (Природа и ресурсы Мирового океана).
- Гапонов Е.А.* Ископаемые диатомовые водоросли полуострова Камчатки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. № 49. Владивосток: Геол. ком. Дальнего Востока, 1927. С. 5–28.
- Генкал С.И., Макарова И.В.* О роли подпертых выростов в жизнедеятельности водорослей из рода *Thalassiosira* Cl // Новости систематики низших растений. Т. 21. Л.: Наука, 1984. С. 9–12.
- Гладенков А.Ю.* Стратиграфия кайнозоя Камчатского региона по диатомеям (олигоценовый и пограничный плиоцен-четвертичный уровни) // Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИЛСАН, 1991. 30 с.
- Гладенков А.Ю.* О находках силикофлагеллят в палеогене Командорских островов // Докл. РАН. 1992. Т. 326, № 3. С. 493–496.
- Гладенков А.Ю.* Диатомовые комплексы пограничных плиоцен-четвертичных слоев Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993а. Т. 68, вып. 5. С. 95–108.
- Гладенков А.Ю.* Олигоценовый этап развития диатомовой флоры Северо-Западной Пацифики (Командорские острова) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993б. Т. 68, вып. 3. С. 91–95.
- Гладенков А.Ю.* Зональная стратиграфия олигоцена и нижнего миоцена Северо-Тихоокеанского региона по диатомеям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 2. С. 50–64.
- Гладенков А.Ю.* Когда открылся Берингов пролив? // Природа. 1999. № 9. С. 29–31.
- Гладенков А.Ю.* Зональная шкала морского неогена Северо-Тихоокеанского региона по диатомеям: становление, современное состояние и перспективы детализации // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001а. С. 85–108.
- Гладенков А.Ю.* Особенности распространения арктобореальной диатомовой флоры в морских экосистемах позднего кайнозоя // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы: Вып. 4. М.: ПИН РАН, 2001б. С. 124–130.
- Гладенков А.Ю.* Развитие и миграции комплексов диатомей неогена в морских бассейнах северных высоких широт // Эволюция жизни на Земле: Материа-

- лы II Междунар. симпоз. «Эволюция жизни на Земле». Томск: Изд-во НТЛ, 2001в. С. 52–54.
- Гладенков А.Ю. Находки неогеновых диатомей в разрезе Сэнди Ридж п-ова Аляска: значение для стратиграфических и палеогеографических реконструкций // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 1. С. 79–97.
- Гладенков А.Ю., Гладенков Ю.Б. Начало формирования межокеанических связей Пацифики и Арктики через Берингов пролив в неогене // Там же. 2004. Т. 12, № 2. С. 72–89.
- Гладенков А.Ю., Щербинина Е.А. Первые находки наннопланктона в палеогеновых отложениях Командорских островов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 126–128.
- 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. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 33–39.
- Гладенков Ю.Б. Общие стратиграфические подразделения // Итоги науки и техники. Сер. Стратиграфия. Палеонтология. Т. 8. М.: ВИНТИ, 1977. С. 25–41.
- Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978а. 194 с.
- Гладенков Ю.Б. Экосистемный подход в стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978б. № 1. С. 5–23.
- Гладенков Ю.Б. Реальности корреляции древних толщ на экостратиграфической основе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 69–83.
- Гладенков Ю.Б. Комплексы моллюсков из третичных толщ Командорских островов // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, № 3. С. 678–680.
- Гладенков Ю.Б. Дальневосточный неоген в свете экостратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 17–34.
- Гладенков Ю.Б. Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса (анализ стратиграфических схем дальневосточных районов СССР, Северной Америки и Японии). М.: Наука, 1988а. 212 с.
- Гладенков Ю.Б. Фациальные клинья — одна из особенностей кайнозойских толщ Дальнего Востока (зона перехода от океана к континенту) // Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988б. С. 4–8.
- Гладенков Ю.Б. Современные проблемы зональной стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 10. С. 3–8.
- Гладенков Ю.Б. Зоны перехода от океанов к континентам: опыт стратиграфических и палеоэкологических исследований // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 9. С. 11–34.
- Гладенков Ю.Б. Морские экосистемы кайнозоя и палеосукцессии // Палеонтол. журн. 1997. № 3. С. 21–24.
- Гладенков Ю.Б. Тенденции развития стратиграфии на рубеже XX и XXI веков // Изв. Секции наук о Земле РАЕН. 1998. Вып. 1. С. 86–96.
- Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала XXI века). М.: ГЕОС, 2004. 120 с.
- Гладенков Ю.Б., Багдасарян Г.П., Беньямовский В.Н. и др. Планктон в палеогене п-ова Ильпинский (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 85–91.
- Гладенков Ю.Б., Баринов К.Б., Базилян А.Э. Детальная стратиграфия плиоцена Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 79–86.
- Гладенков Ю.Б., Витухин Д.И., Орешкина Т.В. Корреляция кайнозоя Восточной Камчатки с океаническими толщами // Неоген Тихоокеанской области (материалы II Международного конгресса по тихоокеанскому неогену). Ч. 1, 2. 1982. М.: ГИН АН СССР. С. 62–65.
- Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю. Новые данные по биостратиграфии олигоцена и нижнего миоцена Восточного Сахалина (Пограничный район) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 5. С. 35–47.
- Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю., Титова Л.В. Нижний миоцен Восточно-Камчатского региона // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 3–21.
- Гладенков Ю.Б., Музылев Н.Г. Морские диатомовые водоросли неогена Восточной Камчатки и Северного Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 8. С. 92–104.
- Гладенков Ю.Б., Нортон П., Спайнк Г. Верхний кайнозой Исландии (стратиграфия плиоцена–плейстоцена и палеонтологические комплексы). М.: Наука, 1980. 116 с.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н. Моллюски и климатические оптимумы миоцена Камчатки. М.: Наука, 1990. 172 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. М.: Наука, 1989. С. 127–134. (28-я сес. МГК. Докл. сов. геологов).
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Геологические события палеогена Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 97–108.
- Гладенков Ю.Б., Щербинина Е.А. Первые находки наннопланктона в палеогене Сахалина // Там же. 2001. Т. 9, № 1. С. 108–109.
- Глезер З.И. Позднеэоценовые комплексы диатомовых, кремневых жгутиковых водорослей и эбриидей юго-западной части Тургайского прогиба // Биостратиграфический сборник. Вып. 4. Л.: ВСЕГЕИ, 1969. С. 67–85 (Тр. ВСЕГЕИ. Н. С.; Т. 130).
- Глезер З.И. Значение комплексов диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей палеогена Западной Сибири для межрегиональных корреляций // Палеоген и неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. С. 56–64.

- Глезер З.И.* Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям // Сов. геология. 1979. № 11. С. 19–30.
- Глезер З.И.* Корреляции зон по диатомеям и силикофлагеллатам палеоцена–эоцена Западно-Сибирской низменности с зональными шкалами по планктонным фораминиферам и наннопланктону // Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 113–117.
- Глезер З.И.* Сопоставление этапов развития палеогеновой диатомовой флоры морских эпиконтинентальных и океанических бассейнов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 1. С. 103–107.
- Глезер З.И.* Комплексы диатомей и силикофлагеллат — показатели синхронности диатомитов Среднего Поволжья, Дании и океанических донных осадков нижнего палеогена // Современный и ископаемый микропланктон Мирового океана. М.: Наука, 1995. С. 57–63.
- Глезер З.И.* Проблемы зональной стратиграфии эоцена по кремниевому фитопланктону (на примере эоцена Прикаспийской Впадины) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 4. С. 83–94.
- Глезер З.И., Долматова Л.М., Лупкина Е.Г.* Морские палеогеновые диатомовые водоросли Восточной Камчатки // Ботан. журн. 1986. Т. 71, № 7. С. 851–859.
- Глезер З.И., Жузе А.П.* Диатомей и силикофлагеллаты эоцена экваториальной Атлантики // Микропалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974. С. 49–62.
- Глезер З.И., Зосимович В.Ю., Ключников М.Н.* Диатомовые водоросли палеогеновых отложений бассейна р. Северный Донец и их стратиграфическое положение // Палеонтологический сборник. Вып. 2, № 2. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1965. С. 73–87.
- Глезер З.И., Кузнецова Т.А., Афанасьева Н.И.* О возрасте и фацальной принадлежности диатомитов Среднего Поволжья // Сов. геология. 1977. № 8. С. 113–119.
- Глезер З.И., Степанова Г.В.* Расчленение и корреляция палеогеновых отложений Карского моря по диатомеям и силикофлагеллатам // Региональная геология и металлогения. 1994. № 2. С. 148–153.
- Глезер З.И., Табачникова И.П.* Биостратиграфия палеогеновых отложений Северного и Восточного Прикаспия // Сов. геология. 1985. № 8. С. 56–64.
- Глезер З.И., Шешукова-Порецкая В.С.* Позднеэоценовые диатомовые, золотистые и перидиниевые водоросли и эбриидеи северо-восточной окраины Украинского кристаллического массива // Палеонтологический сборник. Вып. 1, № 5. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1968. С. 117–124.
- Гречин В.И.* Миоценовые отложения Западной Камчатки (сидеритация и катагенез). М.: Наука, 1976. 138 с.
- Гречин В.И.* Кремнистые осадки и породы северной части Тихого океана и его обрамления // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 74–109.
- Гурьянова Е.Ф.* Закономерности распределения современной морской фауны и принципы районирования Мирового океана // Вопросы палеобиогеографии и биостратиграфии. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 15–24.
- Гурьянова Е.Ф.* Зоогеографическое районирование моря // Фауна Тонкинского залива и условия ее существования. Л.: Наука, 1972. С. 8–21 (Исследования фауны морей; Т. 10(18)).
- Детальное расчленение неогена Камчатки / Ред. Ю.Б. Гладенков, Е.В. Девяткин. М.: Наука, 1992. 208 с.
- Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные) / Ред. А.И. Прошкина-Лавренко Л.: Наука, 1974. Т. 1. 403 с.
- Добровольский А.Д.* Об определении водных масс // Океанология. 1961. Т. 1, вып. 1. С. 12–24.
- Долматова Л.М.* Диатомовые водоросли неогеновых отложений северо-западной части Тихого океана (Командорские острова, остров Карагинский) // Микропалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974. С. 76–82.
- Долматова Л.М.* Новые виды диатомей из палеогеновых отложений Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. № 22. Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1975. С. 260–262.
- Долматова Л.М.* Диатомовая флора позднего кайнозоя Камчатки и ее стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. 25 с.
- Долматова Л.М.* Лональные комплексы диатомовых водорослей кайнозоя Камчатки: Тез. докл. XXVIII сессии Всесоюзного палеонтологического общества. Ташкент, 1982. С. 13–14.
- Долматова Л.М.* Диатомей эоцена Северо-Востока СССР // Геология и полезные ископаемые Корьякско-Камчатской складчатой области (материалы V Камчатской геологической конференции). Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 113–120.
- Долматова Л.М.* Новые виды *Stephanopyxix* (Bacillariophyta) кайнозоя Камчатки // Палеонтол. журн. 1986. № 1. С. 96–104.
- Долматова Л.М., Невретдинова Т.Л.* Комплексы диатомей позднего плиоцена и раннего плейстоцена Камчатки и Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. № 22. Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1975. С. 36–41.
- Евсеев Г.А., Краснов Е.В.* Роль Берингии в формировании и миграциях фаун морских беспозвоночных // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 43–53.
- Жамойда А.И., Ковалевский О.П., Моисеева А.И.* Стратиграфические кодексы. Теория и практическое использование. СПб.: ВСЕГЕИ, 1996. 144 с.
- Жамойда А.И., Прозоровская Е.Л.* Зональная стратиграфическая основа фанерозоя СССР // Геология

- и палеонтология (к 100-летию со дня рождения академика Д.В. Наливкина). Л.: Наука, 1989. С. 34–43.
- Жегалов Ю.В.* Стратиграфия третичных отложений Командорских островов // Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М.: Гостехиздат, 1961. С. 198–204.
- Жегалов Ю.В.* Командорские острова // Геология СССР. Т. 31: Камчатская область, Курильские и Командорские острова. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1964. С. 645–676.
- Жидкова Л.С., Мишаков Г.С., Неворова Т.И. и др.* Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 251 с.
- Жидкова Л.С., Сальников Б.А., Брутман Н.Я. и др.* Макаровский опорный стратиграфический разрез палеоген-неогеновых отложений Сахалина // Неоген Тихоокеанской области (материалы II Международного конгресса по тихоокеанскому неогену). Ч. 1, 2. М.: ГИН АН СССР, 1982. С. 50–61.
- Жузе А.П.* О диатомовых третичного возраста в донных осадках дальневосточных морей // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. Т. 9. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 119–135.
- Жузе А.П.* Диатомовые в поверхностном слое осадков Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. Т. 22. М.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 164–220.
- Жузе А.П.* Диатомовые в донных отложениях северо-западной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1959а. Т. 125, № 4. С. 891–894.
- Жузе А.П.* Основные этапы развития флоры морских диатомовых водорослей (Diatomeae) на Дальнем Востоке в третичном и четвертичном периодах // Ботан. журн. 1959б. Т. 44, № 1. С. 44–55.
- Жузе А.П.* Диатомовые водоросли и их роль в выяснении истории океанов // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1961а. № 2. С. 13–20.
- Жузе А.П.* Морские диатомовые водоросли миоценового и плиоценового возраста Дальнего Востока // Ботанические материалы Отдела споровых растений БИН АН СССР. Т. 14. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1961б. С. 59–70.
- Жузе А.П.* Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 260 с.
- Жузе А.П.* Вопросы стратиграфии и палеогеографии северной части Тихого океана (по данным диатомового анализа) // Океанология. 1963. Т. 3, вып. 6. С. 1017–1028.
- Жузе А.П.* Древние диатомей и диатомовые породы Тихоокеанского бассейна // Литология и полез. ископаемые. 1968а. № 1. С. 16–32.
- Жузе А.П.* Значение водорослей в познании геологической истории современных морей и океанов // Ископаемые диатомовые водоросли СССР. М.: Наука, 1968б. С. 5–16.
- Жузе А.П.* Новые виды диатомовых водорослей в донных осадках Тихого океана и Охотского моря // Новости систематики низших растений. Л.: Наука, 1968в. С. 12–21.
- Жузе А.П.* Стратиграфия отложений плейстоцена в Тихом океане // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1968г. Т. 35. С. 3–19.
- Жузе А.П.* Диатомей в осадках плейстоценового и позднелистоценового возраста бореальной области Тихого океана // Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969. С. 5–27.
- Жузе А.П.* Новые и интересные виды и формы диатомей из донных осадков Тихого океана // Новости систематики низших растений. Л.: Наука, 1971. С. 12–18.
- Жузе А.П.* Олигоцен-миоценовые биостратиграфические зоны диатомей тропической области Тихого океана // Микропалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974. С. 34–48.
- Жузе А.П.* Стратиграфия позднемиоценовых и кайнозойских отложений океанов по планктонным диатомеям и силикофлагеллятам // Геология океана: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С. 142–172.
- Жузе А.П.* Диатомей и силикофлагелляты палеоцена в осадках Тихого, Индийского и Атлантического океанов // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1982. С. 131–145.
- Жузе А.П., Мухина В.В., Козлова О.Г.* Диатомей и силикофлагелляты в поверхностном слое осадков Тихого океана // Тихий океан: В 8 т. Т. 8: Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. М.: Наука, 1969. С. 7–47.
- Жузе А.П., Семин Г.И.* Общие закономерности в распределении диатомовых в планктоне Берингова моря и в поверхностных осадках // Докл. АН СССР. 1955. Т. 100, № 3. С. 52–76.
- Жузе А.П., Сечкина Т.В.* Диатомовые водоросли в отложениях Курило-Камчатской впадины // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. Т. 12. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 130–144.
- Забелина М.М.* Диатомовые водоросли третичных отложений восточного побережья Камчатки // Тр. НГРИ. Сер. А. 1934. Вып. 48. С. 3–17.
- Зенкевич Л.А.* Биологическая структура океана // Зоол. журн. 1948. Т. 27, № 2. С. 113–124.
- Зенкевич Л.А.* Биология морей СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 739 с.
- Зенкевич Л.А.* Материалы к сравнительной биогеоценологии суши и океана // Журн. общ. биологии. 1967. Т. 28, № 5. С. 523–536.
- Зенкевич Л.А.* Общая характеристика биогеоценозов океана и сравнение их с биогеоценозами суши // Программа и методика изучения биогеоценозов водной среды. Биогеоценозы морей и океанов. М.: Наука, 1970. С. 7–27.
- Зубаков В.А.* Стратиграфическая классификация и геологическая периодизация: поиски новых путей и решений // Экосистемы в стратиграфии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 22–37.

- Зырянов Е.В., Лаухин С.А., Полякова Е.И.* Морские диатомы и палинокомплексы миоцена Восточной Чукотки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 4. С. 97–105.
- Иващенко Р.У., Казакова Э.Н., Сергеев К.Ф. и др.* Геология Командорских островов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. 193 с.
- 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) / Ред. О.А. Скарлато. Л.: Наука, 1979. 192 с. (Сер. Исследования фауны морей; Вып. 33(31)).
- Казарина Г.Х.* Зоны диатомей в осадках восточной части тропической области Индийского океана // Океанология. 1975. Т. 15, № 6. С. 1073–1078.
- Казарина Г.Х.* Диатомы в верхнемиоценовых–плейстоценовых осадках восточной части тропической области Индийского океана // Морская микропалеонтология (диатомы, радиолярии, силикофлагелляты, фораминиферы и известковый наннопланктон). М.: Наука, 1978. С. 5–18.
- Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность / Ред. Ю.Б. Гладенков. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
- Кайнозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межведом. стратигр. совещ. / Ред. А.В. Ложкин. Магадан, 1975. 129 с.
- Козлова О.Г.* Количественное распределение и видовой состав диатомей и силикофлагеллят в поверхностном слое осадков Индийского океана // Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969. С. 28–51.
- Козлова О.Г., Мухина В.В.* Диатомовые и силикофлагелляты во взвеси и в донных осадках Тихого океана // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 192–218.
- Козыренко Т.Ф.* Новые и редкие диатомовые водоросли из неогеновых отложений южных Курильских островов // Новости систематики низших растений. Л.: Наука, 1971. С. 34–41.
- Козыренко Т.Ф., Шешукова-Порецкая В.С.* Материалы к изучению диатомовых водорослей неогена южных Курильских островов // Вестн. ЛГУ. Биология. 1967. Вып. 4, № 21. С. 88–104.
- Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии (стратиграфия, корреляция, палеоклиматы) / Ред. Н.А. Шило, Ю.П. Баранова Новосибирск: Наука, 1979. 232 с.
- Короткевич О.С.* Новые виды диатомовых водорослей из неогеновых отложений Камчатки // Новости систематики низших растений. М.; Л.: Наука, 1964. С. 104–114.
- Короткевич О.С.* Диатомовые водоросли из ваямпольской и кавранской серий Западной Камчатки // Ископаемые диатомовые водоросли СССР. М.: Наука, 1968. С. 33–37.
- Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока (Труды Восточной комплексной геологической экспедиции) / Ред. Ю.М. Пушаровский, Ю.Б. Гладенков. М.: ГИН СССР, 1985. Ч. 1, 2. 249 с.
- Красилов В.А.* Палеоэкосистемы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 4. С. 144–150.
- Красилов В.А.* Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Красилов В.А.* Дискуссионные проблемы классификации и номенклатуры в экостратиграфии // Экосистемы в стратиграфии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 8–15.
- Красилов В.А.* Анализ и корреляция разрезов // Экостратиграфия. Теория и методы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985а. С. 47–80.
- Красилов В.А.* Геологическое время: направленные и периодические процессы // Экостратиграфия. Теория и методы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985б. С. 11–46.
- Красилов В.А.* Глобальные события как основа экостратиграфической корреляции // Теория и опыт экостратиграфии. Таллин: Валгус, 1986. С. 19–24.
- Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А.* Стратиграфия и планктонные фораминиферы палеогена высоких широт Тихого океана. М.: Наука, 1988. 120 с.
- Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А.* Зональная шкала палеогена по планктонным фораминиферам и ее значение для стратиграфической схемы палеогена высоких широт Тихоокеанской области // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 4–22.
- Кротов А.И.* Диатомовые водоросли верхнемеловых и палеогеновых отложений восточного склона Урала и Зауралья // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г.: Докл. по стратигр. мезозойских и кайнозойских отложений. Л.: Гостоптехиздат, 1957а. С. 298–302.
- Кротов А.И.* Стратиграфия верхнемеловых и палеогеновых отложений восточного склона Северного и Среднего Урала и Зауралья по диатомовым водорослям // Сборник по вопросам стратиграфии. Свердловск, 1957б. С. 17–33 (Тр. Горно-геол. ин-та Филла АН СССР; Вып. 28, № 4).
- Кротов А.И., Шибкова К.Г.* Комплексы диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей в верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложениях восточного склона Урала и Зауралья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 9. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 191–249.
- Лебедев В.Л., Добровольский А.Д., Марков К.К.* Физико-географическое районирование // Тихий океан: Сер. География Мирового океана. Л.: Наука, 1981. С. 115–128.
- Леонов Г.П.* Основы стратиграфии. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1973. 254 с.
- Лисицын А.П.* Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с

- климатической зональностью // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 90–191.
- Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Лисицын А.П.* Зональность природной среды и осадкообразование в океанах // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 5–45.
- Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
- Лисицын А.П.* Современные гидротермальные системы Мирового океана // Смирновский сборник 2000 (научно-литературный альманах). М.: Фонд им. Академика В.И. Смирнова, 2000. С. 32–74.
- Литвинов А.Ф., Лопатин В.Б., Крикун Н.Ф. и др.* Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений п-ова Озерной (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1990. № 6. С. 68–77.
- Макарова И.В.* Диатомовые водоросли морей СССР: род *Thalassiosira* Cl. Л.: Наука, 1988. 117 с.
- Мейен С.В.* Введение в теорию стратиграфии. М.: ВИНТИ, 1974. 186 с.
- Мейен С.В.* Экосистемы и принцип взаимозаменяемости признаков // Экосистемы в стратиграфии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 16–21.
- Меннер В.В.* Общая шкала стратиграфических подразделений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 11. С. 8–15.
- Меннер В.В.* Общая шкала стратиграфических категорий в свете последних результатов геологических работ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 2. С. 31–48.
- Меннер В.В.* Зоны в практике стратиграфических исследований (история установления, типы и природа) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 3. С. 5–17.
- Меннер В.В., Гладенков Ю.Б.* К детализации стратиграфических шкал // Там же. 1986. № 11. С. 5–18.
- Меннер В.В., Никифорова К.В., Певзнер М.А. и др.* Палеомагнетизм в детальной стратиграфии верхнего кайнозоя // Там же. 1972. № 6. С. 3–17.
- Митрофанова Л.И., Болдырева В.П.* Расчленение и корреляция разрезов неогеновых отложений Северо-Западной Пацифики (Хатырский прогиб) // Возраст геологических образований Охотоморского региона и прилегающих территорий. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 34–47.
- Митрофанова Л.И., Тузов В.П., Данченко Р.В. и др.* Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений Лунской впадины // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 3–21.
- Моисеева А.И.* Биостратиграфическое расчленение и корреляция неогеновых отложений Сахалина по диатомовым водорослям (на примере Макаровского и Шмидтовского опорных разрезов) // Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока СССР. Л.: ВНИГРИ, 1985. С. 31–45.
- Моисеева А.И., Ремизовский В.И.* Комплексы диатомовых водорослей и палеомагнетизм неогеновых отложений Макаровского района (Южный Сахалин) // Тихоокеан. геология. 1983. № 1. С. 86–91.
- Моисеева А.И., Шешукова-Порецкая В.С., Болдырева В.П.* Неогеновые комплексы диатомовых водорослей Макаровского опорного разреза и их значение для стратиграфии и корреляции // XIV Тихоокеанский научный конгресс. Секция VIII: Стратиграфия и палеобиогеография кайнозоя Тихоокеанского кольца: В 2 т.: Тез. докл. Т. 2. М., 1979. С. 82–84.
- Моисеева А.И., Шешукова-Порецкая В.С., Болдырева В.П.* Неогеновые комплексы диатомовых водорослей Макаровского опорного разреза Сахалина и их биостратиграфическое значение // Неоген Тихоокеанской области (материалы II Международного конгресса по тихоокеанскому неогену). Ч. 1, 2. 1982. М.: ГИН АН СССР. С. 66–74.
- Мурдмаа И.О.* Фациальная зональность современного осадкообразования в Тихом океане // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 97–102.
- Мурдмаа И.О.* Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
- Мухина В.В., Казарина Г.Х.* Биогеографическая зональность Мирового океана в неогене по диатомеям // Неоген-четвертичная палеоокеанология по микропалеонтологическим данным. М.: Наука, 1989. С. 165–171.
- Назаров Б.Б., Витухин Д.И.* Методы выделения ископаемых радиолярий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 2. С. 95–102.
- Невретдинова Т.Л.* Комплексы диатомовой флоры из палеогеновых, неогеновых и плейстоценовых отложений Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. № 26. Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1982. С. 93–100.
- Неоген Тихоокеанской области (материалы II Международного конгресса по тихоокеанскому неогену): В 2 ч. М.: ГИН АН СССР, 1982. Ч. 1, 130 с.; Ч. 2. Приложение: Рисунки к текстовой части. 57 с.
- Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события) / Ю.Б. Гладенков, А.Е. Шанцер, А.И. Челебаева и др. М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
- Николаев В.А., Харвуд Д.М., Самсонов Н.И.* Диатомовые водоросли раннего мела. СПб.: Наука, 2001. 76 с.
- Ольштынская А.П.* Позднеэоценовые диатомовые водоросли и силикофлагеллаты северо-востока Украины // Геол. журн. 1977. Т. 37, вып. 3. С. 46–52.
- Ольштынская А.П.* Кайнозойский этап развития диатомовой флоры Украины: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Киев.: ГН НАН Украины, 1999. 35 с.
- Опорный разрез морского палеогена севера Дальнего Востока (п-ов Ильпинский): В 2 ч / В.И. Волобуева, Ю.Б. Гладенков, В.Н. Беньямовский и др. Магадан:

- СВКНИИ ДВО РАН, 1994. Ч. 1: Стратиграфия. 64 с.; Ч. 2: Систематическая часть. 115 с.
- Опорный разрез неогена северо-востока Азии на о-ве Карагинском: В 2 ч / В.И. Волобуева, Б.В. Белая, Л.М. Долматова и др. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. Ч. 1: Стратиграфия. 109 с.; Ч. 2: Систематическая часть. 167 с.
- Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений Юго-Восточного Сахалина (Макаровский разрез) / Ред. Л.С. Жидкова, Б.А. Сальников СПб.: ВНИГРИ, 1992. 358 с.
- Орешкина Т.В. Комплексы диатомей морских неогеновых отложений о. Карагинского (Восточная Камчатка) и их стратиграфическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 11. С. 57–66.
- Орешкина Т.В. Морские диатомеи из палеогеновых отложений о-ва Карагинского (Восточная Камчатка) // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1982. С. 159–162.
- Орешкина Т.В. Диатомовые комплексы и стратиграфия верхнего кайнозоя Прикамчатского района Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 5. С. 60–73.
- Орешкина Т.В. Палеоклиматы неогена субарктической области Тихого океана по данным изучения диатомей // Там же. 1986. № 11. С. 27–34.
- Орешкина Т.В. Диатомовые водоросли неогена умеренных и субарктических районов Тихого океана: Стратиграфия и палеоокеанография // Вопросы микропалеонтологии. Вып. 30. М.: Наука. 1989. С. 90–100.
- Орешкина Т.В. Неогеновые диатомеи северо-западной части Тихого океана (стратиграфия и палеоокеанография): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М: ГИН АН СССР, 1990. 22 с.
- Орешкина Т.В. Диатомеи и неогеновые события в субарктической Пацифике // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 3. С. 84–90.
- Орешкина Т.В. Диатомеи и палеообстановки плиоцен-плейстоцена северной части Татарского пролива // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996а. Т. 4, № 3. С. 81–87.
- Орешкина Т.В. Олигоцен Дальневосточного сектора Тихого океана: комплексы диатомей из пиленгской и борской свит Сахалина // Ископаемые организмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. М.: ГЕОС, 1996б. С. 133–148.
- Орешкина Т.В., Витухин Д.И. Стратиграфия верхнекайнозойских отложений Северного Сахалина по диатомеям и радиоляриям // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 3. С. 86–99.
- Орешкина Т.В., Радионова Э.П. Корреляция зональных диатомовых шкал миоцена экваториально-тропических и умеренных широт Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 2. С. 59–72.
- Орешкина Т.В., Радионова Э.П. Диатомеи в зоне перехода от тепловодной области к холодноводной: биостратиграфия и палеоокеанография средних широт западной части Тихого океана (по материалам скв. 578, 580, 581 DSDP) // Ископаемые организмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. М.: ГЕОС, 1996. С. 102–116.
- Павлидис Ю.А. Обстановка осадконакопления в Чукотском море и фашиально-седиментационные зоны его шельфа // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. 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.
- Парамонова Н.В. Материалы по диатомовым водорослям из палеогеновых отложений севера Западной Сибири // Палеофитологический сборник. Л.: Недра, 1964. С. 232–246 (Тр. ВНИГРИ; Вып. 239).
- Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.
- Пушкарь В.С. Диатомеи и возраст маруямской свиты (стратотип) острова Сахалин // Палеоботаника и фитостратиграфия Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 116–127.
- Пушкарь В.С. Зональная биостратиграфия глубоководных отложений Северо-Западной Пацифики // Древние климаты и осадконакопление в восточной окраине Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 60–76.
- Пушкарь В.С. Диатомеи палеогеновых отложений Северо-Западной Пацифики // Палинология Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 60–70.
- Пушкарь В.С. Палеогеография Северной Пацифики в позднем плиоцене и плейстоцене: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Владивосток: ДВО РАН, 1998. 51 с.
- Пушкарь В.С., Гребенникова Т.А. Миоцен-плиоценовый и плиоцен-плейстоценовый рубежи северо-западной части Тихого океана (по данным диатомового анализа) // Палеогеографические рубежи и методы их изучения. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 20–37.
- Пушкарь В.С., Куклина Т.А., Синельникова В.С. Диатомеи кавранской серии Западной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 6. С. 101–110.
- Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Диатомеи плиоцена и антропогена Северной Пацифики (Стратиграфия и палеоэкология). Владивосток: Дальнаука, 2001. 228 с.
- Радзиховская М.А., Леонтьева В.В. Структура вод и водные массы // Тихий океан: Гидрология Тихого океана. М.: Наука, 1968. С. 20–68.
- Радионова Э.П. Стратиграфия неогена тропической области Тихого океана по диатомеям. М.: Наука, 1991. 109 с.
- Радионова Э.П. Сравнительное изучение эоценовых диатомей приокеанических и внутриплатформенных разрезов (Северная Атлантика и Русская платформа) // Ископаемые организмы как основа стратигра-

- фии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. М.: ГЕОС, 1996. С. 83–101.
- Радионова Э.П.* О методике построения эпиконтинентальных зональных шкал палеогена по диатомеям (на примере расчленения эоценовых отложений скв. СП-1, Северо-Восточный Прикаспий) // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 206–218.
- Раузер-Черноусова Д.М.* О зонах единых и региональных стратиграфических шкал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 7. С. 104–118.
- Ратновский И.И.* Геологическое строение полуострова Шмидта на Сахалине // Тр. ВНИГРИ, 1960. Вып. 146. С. 1–103.
- Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина. Петропавловск-Камчатский, 1982. 134 с.
- Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России — Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов: Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
- Рубина Н.В.* Комплексы диатомей в отложениях туртасской свиты Западно-Сибирской низменности // Ископаемые диатомовые водоросли СССР. Наука, 1968. С. 61–66.
- Рубина Н.В., Дрознес М.А.* Эоценовые отложения Нижнего Приобья // Решения и труды межведомственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л., 1961. С. 264–271.
- Рудкевич М.Я., Рубина Н.В., Пермяков А.И.* Материалы к стратиграфии палеогена Нижнего Приобья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1957. Т. 32, вып. 1. С. 75–92.
- Савицкий В.О., Болдырева В.П., Данченко Р.В., Митрофанова Л.И.* Олигоцен-миоценовые отложения Южного Сахалина (Пограничный прогиб) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1979. № 1. С. 81–86.
- Савицкий В.О., Маргулис Л.С., Болдырева В.П.* Маруямская свита Южного Сахалина (Анивский район) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 5. С. 65–76.
- Савицкий В.О., Митрофанова Л.И., Болдырева В.П.* Нижняя и верхняя границы миоцена в морском разрезе кайнозоя Сахалина // Неоген Тихоокеанской области (материалы II Международного конгресса по тихоокеанскому неогену). Ч. 1, 2. М.: ГИН АН СССР. 1982. С. 88–95.
- Серова М.Я.* Планктонные фораминиферы палеогена и неогена северной части Тихоокеанской провинции // Вопросы микропалеонтологии. 1978. Вып. 21. С. 162–179.
- Серова М.Я.* Олигоцен северо-западной части Тихоокеанской провинции // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. М.: ГИН АН СССР, 1985. С. 210–243 (Тр. Вост. комплексн. геол. эксп.; Ч. 2).
- Серова М.Я.* Фораминиферы и биостратиграфия верхнего палеогена Северной Пацифики. М.: Наука, 2001. 215 с.
- Серова М.Я., Борзунова Г.П., Шапиро М.Н.* Палеоген южной части острова Карагинского (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 11. С. 73–83.
- Семина Г.И.* Фитопланктон (Тихий океан) // Биология Тихого океана: Планктон. М.: Наука, 1967. С. 27–85.
- Семина Г.И.* Фитопланктон Тихого океана. М.: Наука, 1974. 239 с.
- Семина Г.И., Зернова В.В.* Биомасса фитопланктона Тихого океана // Океанология. 1989. Т. 29, вып. 4. С. 637–642.
- Семина Г.И., Тархова И.А.* Фитопланктон и фосфаты в Тихом океане // Программа и методика изучения биогеоценозов водной среды: Биогеоценозы морей и океанов. М.: Наука, 1970. С. 47–65.
- Синельникова В.Н., Скиба Л.А., Фотьянова Л.И. и др.* Ранний плиоцен Западной Камчатки (энемтемская свита). М.: Наука, 1979. 238 с.
- Смехов Е.М.* К проблеме нефтегазоносности нижнетретичных отложений Северного Сахалина // Тр. НИГРИ. 1936. Сер. Б, вып. 68. С. 1–46.
- Смехов Е.М.* Месторождение диатомитов на полуострове Шмидта // Там же. 1937. Сер. Б, вып. 70. С. 63–72.
- Соколов Б.С.* Биохронология и стратиграфические границы // Проблемы общей и региональной стратиграфии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 155–178.
- Соколов Б.С.* Экостратиграфия, ее место и роль в современной стратиграфии // Теория и опыт экостратиграфии. Таллин: Валгус, 1986. С. 9–18.
- Степанов В.Н.* Мировой океан: Динамика и свойства вод. М.: Знание, 1974. 256 с.
- Степанова Г.В.* Находка морских неогеновых диатомей на острове Айон (Восточно-Сибирское море) // Ежегодник Всесоюзного палеонтологического общества. Т. 32. Л.: Наука, 1989. С. 200–217.
- Стратиграфический кодекс. Издание второе, дополненное. СПб.: МСК, 1992. 120 с.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: ВСЕГЕИ, МСК, 2006. 95 с.
- Стрельникова Н.И.* Диатомовые водоросли и кремневые жгутиковые из палеогеновых отложений Обско-Пурского междуручья // Новые данные о геологии севера Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостоптехиздат, 1960. С. 33–65 (Тр. ВНИГРИ; Вып. 158).
- Стрельникова Н.И.* Об условиях образования диатомитов, диатомовых глин и опоковидных пород Западной Сибири // Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1963. С. 97–101 (Тр. ВНИГРИ; Вып. 225).
- Стрельникова Н.И.* Диатомей позднего мела. М.: Наука, 1974. 203 с.
- Стрельникова Н.И.* Палеогеновые диатомовые водоросли высоких широт Северного и Южного полуша-

- рий: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. Л.: ЛГУ, 1987. 33 с.
- Стрельникова Н.И.* Палеогеновые диатомовые водоросли приантарктического района Атлантического и Тихого океанов // Морская стратиграфия и микропалеонтология. М.: Наука, 1988. С. 128–148.
- Стрельникова Н.И.* Палеогеновые диатомовые водоросли. СПб.: Изд-во СПб ун-та, 1992. 312 с.
- Стрельникова Н.И.* Стратиграфия палеогеновых отложений северной половины Атлантического океана по диатомовым водорослям // Современный и ископаемый микропланктон Мирового океана. М.: Наука, 1995. С. 48–56.
- Стрельникова Н.И., Мартirosян Г.Н.* Нижнемеловые диатомовые водоросли Ставрополя // Вестн. ЛГУ. Биология. 1981. № 3. С. 52–57.
- Сукачев В.Н.* Биогеоценология и фитоценология // Докл. АН СССР. 1945. Т. 47, № 6. С. 447–449.
- Сукачев В.Н.* Соотношение понятий биогеоценоз, экосистема и фация // Почвоведение. 1960. № 6. С. 1–10.
- Сукачев В.Н.* Основные современные проблемы современной биоценологии // Журн. общ. биологии. 1965. Т. 26, № 3. С. 249–260.
- Тимофеев-Ресовский Н.В., Воронцов Н.Н., Яблоков А.В.* Краткий очерк теории эволюции. М.: Наука, 1977. 301 с.
- Тузов В.П., Болдырева В.П., Гладенков А.Ю.* О возрасте пиленгской и даехуриинской свит Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 133–136.
- Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М.: Гостоптехиздат, 1961. 339 с.
- Федорчук А.В., Гладенков А.Ю., Дмитриев Д.А.* Вулканогенно-осадочные серии о-ва Беринга (Командорские острова) и их возраст // Вопросы строения литосферы. М.: Наука, 1987. С. 16–22.
- Хоменко И.П.* Успехи изучения стратиграфии третичных отложений советского Сахалина за 10 лет // Вестн. Дальневост. фил. АН СССР. 1935. № 15. С. 7–17.
- Хурсевич Г.К., Цой И.Б.* Новый вид рода *Actinostephanos* Churs. (Bacillariophyta) из палеогеновых отложений Курило-Камчатского желоба // Альгология. 1992. Т. 2, № 2. С. 106–107.
- Цветков А.А., Федорчук А.В., Гладенков А.Ю., Аракелянц М.М.* Новые данные о геологическом строении о-ва Беринга (Командорские острова) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, № 6. С. 1427–1431.
- Цветков А.А., Федорчук А.В., Гладенков А.Ю.* Геологическое строение и магматизм острова Беринга (Командорские острова) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 40–56.
- Цой И.Б.* Миоценовые комплексы диатомей и силикофлагеллят из отложений юго-восточной части Японского моря // Новые данные по стратиграфии Дальнего Востока и Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 108–111.
- Цой И.Б.* Неогеновые комплексы диатомей и силикофлагеллят Японского моря (стратиграфия и палеогеография): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1991. 26 с.
- Цой И.Б.* Bacillariophyta нижнего и среднего миоцена северного склона Южно-Охотской котловины (Охотское море) // Альгология. 2000. Т. 10, № 1. С. 91–105.
- Цой И.Б.* Кайнозойские комплексы диатомей из отложений Кроноцкого залива (Восточная Камчатка) // Геология морей и океанов: Тез. докл. XIV Междунар. шк. морской геологии: В 2 т. М.: ГЕОС, 2001. Т. 1. С. 86–87.
- Цой И.Б.* Олигоценые диатомовые комплексы из отложений островного склона Курило-Камчатского желоба // Океанология. 2002а. Т. 42, № 2. С. 267–280.
- Цой И.Б.* Палеонтологическая характеристика и био-стратиграфия осадочного чехла Охотского моря // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002б. С. 323–331.
- Цой И.Б.* Эоценовые диатомей и силикофлагелляты из отложений Кроноцкого залива (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 4. С. 71–86.
- Цой И.Б., Горовая М.Т., Шастина В.В.* Микропалеонтологическая характеристика кайнозойских отложений подводного хребта Терпения (Охотское море) // Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН. Владивосток, 1998. 35 с. (Деп. в ВНИИТИ № 3814-B98).
- Цой И.Б., Шастина В.В.* Кремнистый микропланктон неогена Японского моря (диатомей и радиолярии). Владивосток: Дальнаука, 1999. 241 с.
- Цой И.Б., Шастина В.В.* Кайнозойские комплексы кремнистого микропланктона из отложений хребта Терпения (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 4. С. 105–115.
- Цой И.Б., Шастина В.В.* Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 2005. 181 с.
- Цой И.Б., Шастина В.В., Горовая М.Т.* Микропалеонтологическая характеристика кайнозойских отложений Кроноцкого залива (Восточная Камчатка) // Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН. Владивосток, 2000. 27 с. (Деп. в ВНИИТИ № 2638-B00).
- Цуканов Н.В., Вишневская В.С., Казарина Г.Х., Витухин Д.И.* Состав и возраст кремнистых пород хребта Ширшова (Берингово море) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 80–85.
- Шаинян С.Х., Большаков А.К., Большакова Р.А. и др.* Стратиграфия кайнозойских образований Северо-Охотского прогиба по био- и сейсмостратиграфическим данным // Там же. 1989. № 4. С. 23–34.
- Шапиро М.Н.* Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 123 с.
- Шешукова-Порецкая В.С.* К ископаемой диатомовой флоре Южного Сахалина (морской неоген) // Вестн. ЛГУ. Биология. 1959. Вып. 3. № 15. С. 36–55.

- Шешукова-Порецкая В.С.* Диатомовые водоросли некоторых свит морского неогена Камчатки // Там же. 1961. Вып. 3. № 15. С. 46–59.
- Шешукова-Порецкая В.С.* Новые и редкие Bacillariophyta из диатомовой свиты Сахалина // Учен. зап. ЛГУ. Сер. биол. наук. 1962. Вып. 49. № 313. С. 203–211.
- Шешукова-Порецкая В.С.* Новые и редкие морские диатомовые водоросли из неогена Сахалина и Камчатки // Новости систематики низших растений. М.; Л.: Наука, 1964. С. 69–77.
- Шешукова-Порецкая В.С.* Неогеновые морские диатомовые водоросли Сахалина и Камчатки. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. 432 с.
- Шешукова-Порецкая В.С.* Морские диатомеи неогеновых отложений Дальнего Востока // Ископаемые диатомовые водоросли СССР. М.: Наука, 1968. С. 26–32.
- Шибкова К.Г.* Диатомеи палеогеновых отложений Южного Казахстана // Ископаемые диатомовые водоросли СССР. М.: Наука, 1968. С. 21–26.
- Шилов В.В.* Основные этапы развития отдельных родов радиолярий позднего кайнозоя Северной Пацифики и их связь с климатическими изменениями // 7-я Международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна: Тез. докл. М.: Научный мир, 2001. С. 488–489.
- Шмидт О.А.* Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 99 с.
- Шмидт О.А., Орешкина Т.В.* Структурное положение плиоценовых вулканитов на острове Кунашир (южные Курилы) // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 118–124.
- Шмидт О.А., Серова М.Я., Долматова Л.М.* Стратиграфия и палеонтологическая характеристика вулкано-генных толщ Командорских островов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 4. С. 77–87.
- Щербинина Е.А.* Наннопланктон палеогеновых отложений Восточно-Камчатского региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 2. С. 60–70.
- Эйнарсон Т., Гладенков Ю.Б.* Верхний кайнозой Исландии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 5. С. 93–103.
- Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (пов. Шмидта): стратиграфия, палеогеография и геологические события / Ред. Ю.Б. Гладенков М.: ГЕОС, 1999. 132 с.
- Эоцен Западной Камчатки / Ю.Б. Гладенков, В.Н. Синельникова, А.Е. Шанцер и др. М.: Наука, 1991. 184 с.
- Эрхард Ж.П., Сежен Ж.* Планктон: Состав, экология, загрязнение. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 256 с.
- Abbott W.H.* Temporal and spatial distribution of Pleistocene diatoms from the southeast Indian Ocean // Beihefte zur Nova Hedwigia. 1974. V. 25. P. 291–347.
- Akiba F.* The morphology of *Denticula dimorpha* and its related species, and the Neogene diatom biostratigraphy of Japan // Bull. Tech. Lab. JAPEx. 1979. V. 22, No 3. P. 9–55.
- Akiba F.* A Lower Miocene diatom flora from the Boso Peninsula, Japan, and the resting spore formation of an extinct diatom, *Kisseleviella carina* Sheshukova-Poretzkaya // Ibid. 1980. V. 23, No 2. P. 81–94.
- Akiba F.* Taxonomy and biostratigraphic significance of new diatom, *Thalassionema schraderi* // Bacillaria. 1982. V. 5. P. 43–61.
- Akiba F.* Revised Neogene diatom zonation of the middle-to-high latitudes of the North Pacific // Monthly Marine Science (Gekkan-Kaiho-Kagaku). 1983. V. 15, No 12. P. 717–724.
- 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. Rep. DSDP. Wash., U.S. Govt. Print. Off. 1986. V. 87. P. 393–481.
- Akiba F.* Neogene diatom biostratigraphy of the Nakayama-Toge section, Sado Island, Japan, and its relation to the Funakawa floral change plane of Yamanoi // Bull. Sado Museum. 1987. No 9. P. 85–101.
- Akiba F., Hiramatsu C.* The Neogene diatom biostratigraphy in the Ajigasawa, Goshogawara and Shimokita areas, Aomori Prefecture, northeast Japan // Study of Neogene Siliceous Rocks / A. Iijima (Ed.). Japan, 1988. P. 35–51.
- Akiba F., Hiramatsu C., Yanagisawa Y.* A Cenozoic diatom genus *Cavitatus* Williams; an emended description and two biostratigraphically useful species, *C. lanceolatus* and *C. rectus* from Japan // Bull. Natn. Sci. Mus., Tokyo. Ser. C. 1993. V. 19, No 1. P. 11–39.
- Akiba F., Hoshi K., Ichinoseki T.* Litho- and biostratigraphy of the Miocene Atsunai Group distributed in the Southwestern part of the Kushiro Coal field, Eastern Hokkaido // Bull. Tech. Lab. JAPEx. 1982. V. 25, No 1. P. 13–52.
- Akiba F., Ichinoseki T.* The Neogene micro- and chronostratigraphies in Hokkaido — special reference to those of the southwestern part of the Kushiro Coal Field area, eastern Hokkaido, Japan // J. Japan Assoc. Petrol. Tech. 1983. V. 48, No 1. P. 49–61.
- Akiba F., Ichinoseki T.* The Neogene micro- and chronostratigraphies in Hokkaido (Supplement) // Ibid. 1984. V. 49, No 4. P. 222–224.
- 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. Rep. DSDP. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1986. V. 87. P. 483–554.
- Akiba F., Yanagisawa Y., Ishii T.* Neogene diatom biostratigraphy of the Matsushima area and its environs, Miyagi Prefecture, Northeast Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 1982. V. 33, No 5. P. 215–239.
- Allison R.S.* Late Oligocene through Pleistocene molluscan faunas in the Gulf of Alaska region // Veliger. 1978. V. 21. P. 171–188.
- Arends R.G., Blake G.H.* Biostratigraphy and paleoecology of the Naples Bluff coastal section based on diatoms and foraminifera // Siliceous Microfossil and Micro-

- plankton of the Monterey Formation and Modern Analogs / R.E. Casey, J.A. Barron (Eds.). SEPM, Pacific Section. 1986. No 45. P. 121-135.
- Aubry M.-P., Berggren W.A., Kent D.V. et al.* Paleogene geochronology: an integrated approach // *Paleoceanography*. 1988. V. 3. P. 707-742.
- Baldauf J.G.* Identification of the Holocene-Pleistocene boundary in the Bering Sea by diatoms // *Boreas*. 1982. V. 11. P. 113-118.
- Baldauf J.G.* Cenozoic diatom biostratigraphy and paleoceanography of the Rockall Plateau region, North Atlantic, Deep Sea Drilling Project Leg 81 // *Init. Rep. DSDP*. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1984. V. 81. P. 439-478.
- Baldauf J.G.* A high resolution late Miocene-Pliocene diatom biostratigraphy for the eastern Equatorial Pacific // *Init. Repts. DSDP*. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1985. V. 85. P. 457-475.
- Baldauf J.G.* Biostratigraphic and paleoceanographic interpretation of lower and middle Miocene sediments, Rockall Plateau region, North Atlantic Ocean // *Init. Rept. DSDP*. Wash. U.S. Print. Off. 1986a. V. 94. P. 1033-1043.
- Baldauf J.G.* Diatom biostratigraphic and paleoceanographic interpretations for the middle to high latitude North Atlantic Ocean // *North Atlantic Paleoceanography / C.P. Summerhayes, N.J. Shackleton (Eds.)*. Geol. Soc. Spec. Publ. 1986b. No 21. P. 243-252.
- Baldauf J.G.* Diatom biostratigraphy of the middle- and high-latitude North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 94 // *Init. Rept. DSDP*. Wash. U.S. Print. Off. 1986c. V. 94. P. 729-762.
- Baldauf J.G.* Middle Eocene through early Miocene diatom floral turnover // *Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution / D.R. Prothero, W.A. Berggren (Eds.)*. Princeton; New Jersey: Princeton University Press, 1993. P. 310-326.
- Baldauf J.G., Barron J.A.* *Actinocyclus ingens* var. *nodus* — a new, stratigraphically useful diatom of the circum-North Pacific // *Micropaleontology*. 1980. V. 26, No 1. P. 103-110.
- Baldauf J.G., Barron J.A.* Diatom biostratigraphy and paleoecology of the type section of the Luisian Stage, central California // *Ibid.* 1982. V. 28, No 1. P. 59-84.
- Baldauf J.G., Barron J.A.* Oligocene marine diatoms recovered in dredge samples from the Navarin Basin Province, Bering Sea // *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1765. 1987. 17 p.
- Baldauf J.G., Barron J.A.* Evolution of biosiliceous sedimentation patterns — Eocene through Quaternary: paleoceanographic response to polar cooling // *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic / U. Bleil, J. Thiede (Eds.)*. Netherlands: Kluwer Publishers, 1990. P. 575-607.
- Baldauf J.G., Barron J.A.* Diatom biostratigraphy: Kerguelen Plateau and Prydz Bay regions of the Southern Ocean // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1991. V. 119. P. 547-598.
- Baldauf J.G., Iwai M.* Neogene diatom biostratigraphy for the eastern Equatorial Pacific Ocean, Leg 138 // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1995. V. 138. P. 105-128.
- Baldauf J.G., Monjanel A.-L.* An Oligocene diatom biostratigraphy for Labrador Sea: DSDP Site 112 and ODP Hole 647A // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1989. V. 105. P. 323-347.
- Baldauf J.G., Pokras E.M.* Diatom biostratigraphy of Leg 108 sediments: eastern tropical Atlantic Ocean // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1989. V. 108. P. 23-34.
- Barron J.A.* Late Miocene-early Pliocene paleotemperatures for California from marine diatom evidence // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1973. V. 14. P. 277-291.
- Barron J.A.* Late Miocene-early Pliocene marine diatoms from southern California // *Palaeontographica*. 1975a. Band 151 (B). P. 97-170.
- Barron J.A.* Marine diatom biostratigraphy of the upper Miocene — lower Pliocene strata of southern California // *J. Paleontology*. 1975b. V. 49, No 4. P. 619-632.
- Barron J.A.* Marine diatom and silicoflagellate biostratigraphy of the type Delmontian Stage and the type *Bolivina obliqua* Zone, California // *J. Research U.S. Geol. Survey*. 1976a. V. 4, No 3. P. 339-351.
- Barron J.A.* Middle Miocene-lower Pliocene marine diatom and silicoflagellate correlations in the California area // *Neogene Symposium Pacific Section S.E.P.M. Mtg. San Francisco, CA*. 1976b. P. 117-124.
- Barron J.A.* Revised Miocene and Pliocene diatom biostratigraphy of Upper Newport Bay, Newport Beach, California // *Marine Micropaleontology*. 1976c. V. 1. P. 27-63.
- Barron J.A.* Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off Northeastern Japan, Deep Sea Drilling Project // *Scientific Party, Init. Rep. DSDP*. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1980a. V. 56/57, Pt. 2. P. 641-685.
- Barron J.A.* Upper Pliocene and Quaternary diatom biostratigraphy of Deep Sea Drilling Project Leg 54, tropical eastern Pacific // *Init. Rep. Wash. U.S. Govt. Print. Off.* 1980b. V. 54. P. 455-485.
- Barron J.A.* Late Cenozoic diatom biostratigraphy and paleoceanography of the middle-latitude eastern North Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 63 // *Init. Rep. DSDP*. Wash., U.S. Govt. Print. Off. 1981a. V. 63. P. 507-538.
- Barron J.A.* Marine diatom biostratigraphy of the Montesano Formation near Aberdeen, Washington // *Pacific Northwest Cenozoic Biostratigraphy / J.M. Armentrout (Ed.)*. Geol. Soc. Am. Special Paper 184, 1981b. P. 113-126.
- Barron J.A.* Middle Miocene diatom biostratigraphy of DSDP Site 77B in the eastern equatorial Pacific // *Geoscience J.* 1981c. V. 2, No 2. P. 137-144.

- Barron J.A.* Latest Oligocene through early middle Miocene diatom biostratigraphy of the eastern tropical Pacific // *Marine Micropaleontology*. 1983. V. 7. P. 485–515.
- Barron J.A.* Diatom paleoceanography and paleoclimatology of the central and eastern Equatorial Pacific between 18 and 6,2 Ma // *Init. Rep. DSDP. Wash., D.C.: U.S. Govt. Printing Office*. 1985a. V. 85. P. 935–945.
- Barron J.A.* Late Eocene to Holocene diatom biostratigraphy of the Equatorial Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 85 // *Init. Rep. DSDP. Wash. U.S. Govt. Print. Off.* 1985b. V. 85. P. 413–456.
- Barron J.A.* Miocene to Holocene planktic diatoms // *Plankton Stratigraphy* / H.M. Bolli, J.B. Saunders, K.Perch-Nielsen (Eds.). Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985c. P. 641–691.
- Barron J.A.* Paleoceanography and tectonic controls on deposition of the Monterey Formation and related siliceous rocks in California // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1986a. V. 53. P. 27–45.
- Barron J.A.* Response of equatorial Pacific diatoms to polar cooling during the middle Miocene // *Proceedings 8th Intern. Diatom Symposium, Paris, August 27 — September 1, 1984* / M.Ricard (Ed.). Koenigstein: Koeltz Sci. Books, W. Germany, 1986b. P. 591–600.
- Barron J.A.* Updated diatom biostratigraphy for the Monterey Formation of California // *Siliceous Microfossil and Microplankton of the Monterey Formation and Modern Analogs* / R.E. Casey, J.A. Barron (Eds.). SEPM, Pacific Section. 1986c. No 45. P. 105–119.
- Barron J.A.* Diatomite: environmental and geologic factors affecting its distribution // *Siliceous sedimentary rock-hosted ores and petroleum* / J.R. Hein (Ed.). N. Y.: Van Nostrand Reinhold Company, Inc., 1987. P. 164–178.
- Barron J.A.* The late Cenozoic stratigraphic record and hiatuses of the northeast Pacific; Results from the Deep Sea Drilling Project // *The Geology of North America, v. N. The Eastern Pacific Ocean and Hawaii* / E.L. Winterer, D.M. Hussong, R.W. Decker (Eds.). Boulder, Colorado: Geol. Soc. Am., 1989. P. 311–322.
- Barron J.A.* Neogene diatom datum levels in the Equatorial and North Pacific // *Centenary of Japanese Micropaleontology* / K.Ishizaki, T.Saito (Eds.). 1992a. Tokyo: Terra Scientific Publishing Company. P. 413–425.
- Barron J.A.* Paleoceanographic and Tectonic Controls on the Pliocene Diatom Record of California // *Pacific Neogene — Environment, Evolution, and Events* / R.Tsuchi, J.C. Ingle, Jr. (Eds.). Tokyo: University of Tokyo Press, 1992b. P. 25–41.
- Barron J.A.* Pliocene paleoclimatic interpretation of DSDP Site 580 (NW Pacific) using diatoms // *Marine Micropaleontology*. 1992c. V. 20. P. 23–44.
- Barron J.A.* High resolution diatom paleoclimatology of the middle part of the Pliocene of the northwest Pacific // *Proc. ODP, Sci. Res. 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, No 1. P. 85–95.
- Barron J.A.* Planktonic marine diatom record of the past 18 m.y.: appearances and extinctions in the Pacific and Southern Oceans // *Diatom Res.* 2003. V. 18. P. 203–224.
- Barron J.A.* Diatom biochronology for the Early Miocene of the Equatorial Pacific // *Stratigraphy*. 2005. V. 2, № 4. P. 281–309.
- Barron J.A., Baldauf J.G.* Diatom stratigraphy of the lower Pliocene part of the Sisquoc Formation, Harris Grade section, California // *Micropaleontology*. 1986. V. 32, No 4. P. 357–371.
- Barron J.A., Baldauf J.G.* Tertiary cooling steps and paleoproductivity as reflected by diatoms and biosiliceous sediments // *Productivity of the Ocean: Present and Past* / W.H. Berger, V.S. Smetacek, G.Wefer (Eds.). Chichester, England: Wiley-Interscience, 1989. P. 341–354.
- Barron J.A., Baldauf J.G.* Development of biosiliceous sedimentation in the North Pacific during the Miocene and Early Pliocene // *Pacific Neogene Events. Their Timing, Nature and Interrelationship* / R.Tsuchi (Ed.). Tokyo: University of Tokyo Press, 1990. P. 43–63.
- Barron J.A., Baldauf J.G.* Cenozoic marine diatom biostratigraphy and applications to paleoclimatology and paleoceanography // *Siliceous microfossils. Short courses in paleontology. No 8* / P.Blome, P.M. Whalen, K.M. Reed (Eds.). Univ. of Tennessee, Knoxville: Publication of the Paleontological Society, 1995. P. 105–118.
- Barron J.A., Baldauf J.G., Barrera E. et al.* Biochronologic and magnetostratigraphic synthesis of Leg 119 sediments from the Kerguelen Plateau and Prydz Bay, Antarctica // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1991. V. 119. P. 813–847.
- Barron J.A., Basov I.A., Beaufort L. et al.* Biostratigraphic and magnetostratigraphic summary // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1995. V. 145. P. 559–575.
- Barron J.A., Bukry D., Poore R.Z.* Correlation of the middle Eocene Kellogg Shale of northern California // *Micropaleontology*. 1984. V. 30, No 2. P. 138–170.
- Barron J.A., Fourtanier E., Bohaty S.M.* Oligocene and earliest Miocene diatom biostratigraphy of ODP Leg 199 Site 1220, Equatorial Pacific // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 2004. V. 199. http://www-odp.tamu.edu/publications/199_SR/2004/204.htm
- Barron J.A., Gladenkov A.Y.* Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1995. V. 145. P. 3–19.
- Barron J.A., Harper H.E.Jr., Keller G. et al.* Biostratigraphic summary of the Japan Trench Transect, Legs 56 and 57, Deep Sea Drilling Project // *Init. Rep. DSDP. Wash. U. S. Govt. Print. Off.* 1980. V. 56/57. P. 507–517.
- Barron J.A., Keller G.* Paleotemperature oscillations in the Middle and Late Miocene of the northeastern Pacific // *Micropaleontology*. 1983. V. 29, No 2. P. 150–181.

- Barron J.A., Keller G., Dunn D.A.** A multiple microfossil biochronology for the Miocene // *The Miocene Ocean: Paleooceanography and Biogeography* / J.P. Kennett (Ed.). Geol. Soc. Amer. Mem. 1985. V. 163. P. 21–36.
- Barron J.A., Larsen B., Baldauf J.G. et al.** Early glaciation of Antarctica // *Nature*. 1988. V. 333. P. 303–304.
- Barron J.A., Larsen B., Baldauf J.G.** Evidence for late Eocene to early Oligocene Antarctic glaciation and observations on late Neogene glacial history of Antarctica: results from Leg 119 // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1991. V. 119. P. 869–891.
- Barron J.A., Larsen B., Baldauf J.G. et al.** Proceedings of the Ocean Drilling Program // *Init. Rep. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 1989. V. 119. 942 p.
- Barron J.A., Lyle M., Koizumi I.** Late Miocene and early Pliocene biosiliceous sedimentation along the California margin // *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*. 2002. V. 19. P. 161–169.
- Barron J.A., Mahood A.D.** Exceptionally well-preserved early Oligocene diatoms from glacial sediments of Prydz Bay, East Antarctica // *Micropaleontology*. 1993. V. 39, No 1. P. 29–45.
- Barron J.A., Nigrini C.A., Pujos A. et al.** Synthesis of biostratigraphy, central Equatorial Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 85: refinement of Oligocene to Quaternary biochronology // *Init. Rep. DSDP*. Wash. U.S. Govt. Printing Office. 1985. V. 85. P. 905–934.
- Barron J.A., Poore R.Z., Wolfart R.** Biostratigraphic summary, DSDP Leg 63 // *Init. Rep. DSDP*. Wash. U.S. Govt. Printing Office. 1981. V. 63. P. 927–941.
- Basov I.A.** Paleogene planktonic foraminifer biostratigraphy of Sites 883 and 884, Detroit Seamount (Subarctic Pacific) // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1995. V. 145. P. 157–170.
- Bazhenova O.K., Arefiev O.A.** Immature oils as the products of early catagenetic transformation of bacterial-algal organic matter // *Organic Geochemistry*. 1990. V. 16, No 1/3. P. 307–311.
- Beaufort L., Olafsson G.** Upper Cretaceous and Paleogene calcareous nanofossils from the North Pacific // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 1995. V. 145. P. 633–638.
- Berger W.H.** Biogenous deep-sea sediments: fractionation by deep-sea circulation // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1970. V. 81. P. 1385–1402.
- Berggren W.A., Kent D.V., Flynn J.J., Van Couvering J.A.** Cenozoic geochronology // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1985. V. 96. P. 1407–1418.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher III C.C., Aubry M.-P.** A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation* / W.A. Berggren, D.V. Kent, M.-P. Aubry, J. Hardenbol (Eds.). SEPM Special Publication. 1995. No 54. P. 129–212.
- Blueford J.R., Murchey B., Barron J., Gonzales J.** Mesozoic and Cenozoic siliceous sediments of California // *Mesozoic and Cenozoic siliceous sediments of California / 28th International Geological Congress Field Trip Guidebook T109*. American Geophysical Union, Wash., D.C., 1989. P. 1–19.
- Boden P.** Reproducibility in the random settling for quantitative diatom analysis // *Micropaleontology*. 1991. V. 37, No 3. P. 313–319.
- Boden P.** Quantitative biostratigraphy of Neogene diatoms from the Norwegian Sea, North Atlantic and North Pacific // *Stockholm Contributions in Geology*. 1992. V. 42, No 3. P. 123–202.
- Boden P.** Taxonomy and stratigraphic occurrence of *Thalassiosira tetraoestrupii* sp. nov. and related species in upper Miocene and lower Pliocene sediments from the Norwegian Sea, North Atlantic and North West Pacific // *Terra Nova*. 1993. V. 5. P. 61–75.
- Broecker W.S.** The great ocean conveyor // *Oceanography*. 1991. V. 4, No 2. P. 79–89.
- Broecker W.S.** Will our ride into the Greenhouse future be a smooth one? // *GSA Today*. 1997. V. 7, No 5. P. 1–7.
- Broecker W.S., Peng T.-H.** Tracers in the Sea. N. Y.: Eldigio Press, Palisades, 1982. 690 p.
- Brun J., Tempere J.** Diatomees fossiles du Japon. Espèces marines & nouvelles des calcaires argileux de Sendai & de Yedo // *Mem. Soc. Phys. Hist. Nat. Jeneve*. 1889. V. 30, No 9. P. 1–75.
- Bukry D.** Silicoflagellate zonation of Upper Cretaceous to Lower Miocene deep-sea sediment // *J. Res. U.S. Geol. Surv.* 1974a. V. 2, No 3. P. 303–310.
- Bukry D.** Stratigraphic value of silicoflagellates in nontropical regions // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1974b. V. 85. P. 1905–1906.
- Bukry D.** Synthesis of silicoflagellate stratigraphy for Maestrichtian to Quaternary marine sediment // *The Deep Sea Drilling Project: a decade of Progress* / J.E. Warme, R.G. Douglas, E.L. Winterer (Eds.). SEPM Special Publication No 32. 1981. P. 433–444.
- Bukry D.** Oligocene and Miocene silicoflagellates from the Northern Emperor Seamounts Chain, Site 883 // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1995a. V. 145. P. 639–643.
- Bukry D.** Silicoflagellates and their geological applications // *U.S. Geol. Surv. Open-File Report* 95-260. 1995b. 27 p.
- Bukry D., Foster J.H.** Silicoflagellate and diatom stratigraphy, Leg 16, Deep Sea Drilling Project // *Init. Rep. DSDP*. Wash. U.S. Govt. Printing Office. 1973. V. 16. P. 815–871.
- Burckle L.H.** Late Cenozoic planktonic diatom zones from the eastern equatorial Pacific // *Beihefte zur Nova Hedwigia*. 1972. V. 39. P. 217–246.
- Burckle L.H.** Pliocene and Pleistocene diatom datum levels from the Equatorial Pacific // *Quatern. Res.* 1977. V. 7. P. 330–340.
- Burckle L.H.** Early Miocene to Pliocene diatom datum levels for the equatorial Pacific // *Proceedings of the Second Working Group Meeting, Biostratigraphic Datum-Planes of the Pacific Neogene, IGCP Project 114, Badung, Indonesia, Geological Research and*

- Development Centre, Indonesia, Special Publications, 1. 1978. P. 25–44.
- 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.
- Burckle L.H., Opdyke N.D.* Late Neogene diatom correlations in the Circum-Pacific // *Proceedings of the First International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy* / T.Saito, H.Ujiiie (Eds.). Tokyo: Kaiyo Shuppan Co. Ltd., 1977. P. 255–284.
- Burckle L.H., Opdyke N.D.* Latest Miocene/earliest Pliocene diatom correlations in the North Pacific // *The Miocene Ocean: Paleooceanography and Biogeography* / J.P. Kennett (Ed.) // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1985. V. 163. P. 37–48.
- Burckle L. H., Trainer J.* Middle and late Pliocene diatom datum levels from the central Pacific // *Micropaleontology*. 1979. V. 25. P. 281–293.
- Calvert S.E.* Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1966. V. 77. P. 569–596.
- Calvert S.E.* Deposition and diagenesis of silica in marine sediments // *Pelagic sediments on land and under the sea* / K.J. Hsu, H.Jenkyns (Eds.) // *Special Publication of the International Association on Sedimentology No 1*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1974. P. 273–299.
- Cande S.C., Kent D.V.* A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 13917–13951.
- Cande S.C., Kent D.V.* Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 6093–6095.
- Ciesielski P.F.* The Neogene and Quaternary diatom biostratigraphy of subantarctic sediments, Deep Sea Drilling Project Leg 71 // *Init. Rep. DSDP*. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1983. V. 71, pt. 2. P. 635–665.
- Ciesielski P.F.* Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Deep Sea Drilling Project Site 594, Chatham Rise, southwest Pacific // *Init. Rep. DSDP*. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1986. V. 90, pt 2. P. 863–885.
- Corliss B.H., Aubry M.-P., Berggren W.A. et al.* The Eocene/Oligocene boundary event in the deep sea // *Science*. 1984. V. 226. P. 806–810.
- Corliss B.H., Keigwin L.D.* Eocene-Oligocene paleoceanography // *Mezozoic and Cenozoic Oceans* / K.J. Hsu (Ed.). Am. Geophys. Union Geodyn. Ser., 15. 1986. P. 101–118.
- Correlation of Cenozoic stratigraphic units of Western Oregon and Washington // *Oil and gas investigation 7*. State of Oregon, Department of Geology and mineral industries, 1983. 90 p.
- Cowie T.W., Bassett M.G.* Global stratigraphic chart with geochronometria and magnetostratigraphic calibration // *Episodes*. 1989. No 2 (Supplement).
- Davies R., Cartwright J., Pike J., Line C.* Early Oligocene initiation of North Atlantic Deep Water formation // *Nature*. 2001. V. 410. P. 917–920.
- Dell'agnese D.J., Clark D.I.* Siliceous microfossils from the warm late Cretaceous and early Cenozoic Arctic Ocean // *J. Paleontology*. 1994. V. 68, No 1. P. 31–47.
- de Prado C.A., Ling H.Y.* Early to early middle Paleocene diatom zonation // *Antarct. J. U.S.* 1981. V. 14. P. 124–125.
- Detterman R.L., Case J.E., Miller J.W. et al.* Stratigraphic framework of the Alaska Peninsula // *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1996. 1969-A, 74 p.
- Donahue J.G.* Diatoms as indicators of Pleistocene climatic fluctuations in the Pacific sector of the Southern Ocean // *Progress in oceanography*. V. 4 (The Quaternary History of the Ocean Basins). Oxford & N.Y.: Pergamon Press, 1967. P. 133–140.
- Donahue J.G.* Pleistocene diatoms as climate indicators in North Pacific sediments // *Geological Investigations of the North Pacific* / J.D. Hays (Ed.). *Mem. Geol. Soc. Amer.* 1970. V. 126. P. 121–138.
- Dumont M.P., Baldauf J.G., Barron J.A.* *Thalassiosira praeoestrupii* — a new diatom species for recognizing the Miocene/Pliocene Epoch boundary in coastal California // *Micropaleontology*. 1986. V. 32, No 4. P. 372–377.
- Dumont M.P., Barron J.A.* Diatom biochronology of the Sisquoc Formation in the Santa Maria Basin, California, and its paleoceanographic and tectonic implication // *Evolution of sedimentary basins/onshore oil and gas investigations — Santa Maria Province* / M.A. Keller (Ed.). *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1995. P. K1–K17.
- Durham J.W., MacNeil F.S.* Cenozoic migrations of marine invertebrates through the Bering Strait region // *The Bering Land Bridge* / D.M. Hopkins (Ed.). Stanford, California: Stanford University Press, 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. Rep. DSDP*. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 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* / D.M. Hopkins (Ed.). Stanford, California: Stanford University Press, 1967. P. 312–325.
- Eldholm O., Feleide J.I., Myhre A.M.* Continent-ocean transition at the western Barents Sea/Svalbard continental margin // *Geology*. 1987. V. 15. P. 1118–1122.
- Fenner J.* Cenozoic diatom biostratigraphy of the Equatorial and Southern Atlantic Ocean // *Init. Rep. DSDP*. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1978. V. 38, 39, 40, 41 (Supplement). P. 491–623.
- Fenner J.* Eocene-Oligocene planktic diatom stratigraphy in the low latitudes and the high southern latitudes // *Micropaleontology*. 1984a. V. 30, No 4. P. 319–342.
- Fenner J.* Middle Eocene to Oligocene planktonic diatom stratigraphy from Deep Drilling Sites in the South Atlantic, Equatorial Pacific, and Indian Oceans // *Init.*

- Rep. DSDP. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 19846. V. 75. P. 1245–1271.
- Fenner J.* Late Cretaceous to Oligocene planktic diatoms // *Plankton Stratigraphy* / H.M. Bolli, J.B. Saunders, K.Perch-Nielsen (Eds.). Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985. P. 713–762.
- Fenner J.* Information from diatom analysis concerning the Eocene-Oligocene boundary // *Terminal Eocene Events* / C.Pomerol, I.Premoli-Silva (Eds.). Amsterdam: Elsevier Science Publishers B. V., 1986. P. 283–287.
- Fenner J.* Taxonomy, stratigraphy, and paleoceanographic implications of Paleocene diatoms // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 1991. V. 114. P. 123–154.
- Fenner J.* Diatoms of the Fur Formation, their taxonomy and biostratigraphic interpretation. — Results from the Harre borehole, Denmark // *Aarhus Geoscience*. 1994. V. 1. P. 99–163.
- Fenner J., Mikkelsen N.* Eocene-Oligocene diatoms in the Western Indian Ocean: taxonomy, stratigraphy, and paleoecology // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 1990. V. 115. P. 433–463.
- Fourtanier E.* Paleocene and Eocene diatom biostratigraphy and taxonomy of Eastern Indian Ocean Site 752 // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 1991a. V. 121. P. 171–187.
- Fourtanier E.* Diatom biostratigraphy of equatorial Indian Ocean Site 758 // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 1991b. V. 121. P. 189–208.
- Fryxell G.A.* Three new species of *Thalassiosira*, with observation on the occluded process, a newly observed structure of diatom valves // *Proceedings Third Symposium on Recent and Fossil diatoms* / R.Simonsen (Ed.). Nova Hedwigia Beiheft. 1975. V. 53. P. 57–81.
- Fundamental data on Japanese Neogene bio- and chronostratigraphy / R.Tsuci (Ed.). IGCP-114, National Working Group of Japan. 1979. 156 p.
- Fundamental data on Japanese Neogene bio- and chronostratigraphy — Supplement / R.Tsuci (Ed.). IGCP-114, National Working Group of Japan. 1981. 126 p.
- 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.
- Garrison R.E.* Neogene Diatomaceous sedimentation in East Asia: a review with recommendations for further study // *United Nations Economic and Social Commission for Asia and Pacific, Committee for Coordination of Joint Prospecting for Mineral Resources in Asia Offshore Areas*. 1975. Technical Bulletin 9. P. 57–69.
- Gersonde R., Burckle L.H.* Neogene diatom biostratigraphy of ODP Leg 113, Weddel Sea (Antarctic Ocean) // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 1990. V. 113. P. 761–789.
- Gersonde R., Harwood D.M.* Lower Cretaceous diatoms from ODP Leg 113 Site 693 (Weddel Sea). Pt 1: Vegetative cells // *Proc. ODP, Sci. Res. 113. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1990. P. 365–402.
- Gladenkov A.Yu.* The Paleogene Diatom Flora of the Komandorsky Islands (the Bering Sea) // *Proceedings of the Tenth International Diatom Symposium, Joensuu, Finland* / H.Simola (Ed.). Koenigstein: Koeltz. Sci. Books, Germany, 1990. P. 243–247.
- Gladenkov A.Yu.* Diatom assemblages from the Pliocene-Pleistocene Boundary beds in Kamchatka, Russia // *Micropaleontology*. 1994. V. 40, No 1. P. 79–94.
- Gladenkov A.Yu.* A new lower Oligocene zone for the North Pacific diatom scale // *Proceedings of the Fourteenth International Diatom Symposium, Tokyo, Japan* / S.Mayama, M.Idei, I.Koizumi (Eds.). Koenigstein: Koeltz Sci. Books, Germany, 1999. P. 581–590.
- Gladenkov A.Yu.* Diatom biostratigraphy of the Neogene Milky River Formation, Alaska Peninsula, southwestern Alaska // *Proc. California Acad. Sci.* 2003. V. 54, No 3. P. 27–64.
- Gladenkov A.Yu., Barron J.A.* Oligocene and Early Miocene Diatom Biostratigraphy of Hole 884B // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1995. P. 21–41.
- Gladenkov A.Yu., Barron J.A.* Main results on the North Pacific diatom biostratigraphy and paleogeography based on ODP Leg 145 materials // *Proceedings 6th International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy and IGCP-355: Neogene evolution of Pacific: biotic, oceanographic and tectonic development* / S.Nishimura, E.P. Utomo, R.Tsuchi (Eds.). Kyoto Inst. Nat. History Co, Ltd., Japan, 1996. P. 2–7.
- Gladenkov A.Yu., Gladenkov Y.B.* Problem of the Bering Strait's opening in the Neogene: a present state // *Pacific Paleoenvironments and Their Evolution. Proceedings of the 8th International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy* / B.Ratanasathien, S.L. Rieb, S.Chantraprasert (Eds.). Chiang Mai University, Chiang Mai, Thailand, 2003. P. 265–283.
- Gladenkov A.Yu., Marincovich L., Jr.* New data on the first opening of Bering Strait, based on finds of Neogene marine diatoms in the Bear Lake Formation, SW Alaska // *Abstracts of 6th International Conference on Paleoceanography*. Lisbon, Portugal, 1998. P. 115.
- Gladenkov A.Yu., Marincovich L., Jr.* The earliest age of the Bering Strait's first opening in the Neogene: paleontological evidence // *J. Conf. Abs.* 1999. V. 4, No 1. P. 179–180.
- Gladenkov A.Yu., 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 A.Yu., White L.D., Gladenkov Y.B., Blueford J.R.* Cenozoic biostratigraphy of the Pogranichnyi

- region, Eastern Sakhalin, Russia // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2000. V. 158. P. 45–64.
- Gladenkov Yu.B.* Some subsequences of the Bering Strait in the Neogene: solved and unsolved problems // *Proceedings of International Symposium on Neogene evolution of Pacific Ocean Gateways, IGCP-355 / S.Nishimura, T.Ohno, T.Tagami (Eds.)*. Kyoto, Japan: Kyoto University, 1995. P. 2–8.
- Gladenkov Yu.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, No 2/3. P. 239–245.
- Gladenkov Yu.B., Shantser A.E.* Neogene of Kamchatka: stratigraphy and correlation of geological events // *Pacific Neogene Events. Their Timing, Nature and Interrelationship / R.Tsuchi (Ed.)*. Tokyo: University of Tokyo Press, 1990. P. 173–181.
- Gombos A.M.Jr.* Fossil diatoms from Leg 7, Deep Sea Drilling Project // *Micropaleontology*. 1975. V. 21, No 3. P. 306–333.
- Gombos A.M.Jr.* Paleogene and Neogene diatoms from the Falkland Plateau and Malvinas Outer Basin, Leg 36, Deep Sea Drilling Project // *Init. Rep. DSDP*. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1976. V. 36. P. 575–690.
- Gombos A.M.Jr.* Early and middle Eocene diatom evolutionary events // *Bacillaria*. 1982. V. 5. P. 225–242.
- Gombos A.M.Jr.* Survey of diatoms in the Upper Oligocene and Lower Miocene in Holes 515B and 516F // *Init. Rep. DSDP*. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1983. V. 72. P. 793–804.
- Gombos A.M.Jr.* Late Paleocene diatoms in the Cape Basin // *Init. Rep. DSDP*. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1984. V. 73. P. 495–512.
- Gombos A.M.Jr.* Middle Eocene diatoms from the North Atlantic, Deep Sea Drilling Project Site 605 // *Init. Repts DSDP / van Hinte J.E., Wise S.W.Jr. et al. (Eds.)*. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1987. V. 92. P. 793–799.
- Gombos A.M.Jr., Ciesielski P.F.* Late Eocene to Early Miocene diatoms from the southwest Atlantic // *Init. Rep. DSDP*. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1983. V. 71, pt 2. P. 583–634.
- Hajos M.* Upper Eocene and Lower Oligocene diatomaceae, archaeomonadaceae, and silicoflagellatae in southwestern Pacific sediments, DSDP Leg 29 // *Init. Rep. DSDP*. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1976. V. 35. P. 817–883.
- Hajos M., Stradner H.* Late Cretaceous archaeomonadaceae, diatomaceae and silicoflagellatae from the south Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 29, Site 275 // *Init. Rep. DSDP*. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1975. V. 29. P. 913–1009.
- Hanna G.D.* Geological notes on the Pribilof Islands, Alaska, with an account of the fossil diatoms // *Amer. J. Sci.* 1919. V. 48. P. 216–224.
- Hanna G.D.* The lowest known Tertiary diatoms in California // *J. Paleontology*. 1927. V. 1, No 2. P. 103–127.
- Hanna G.D.* The Monterey shale of California: at its type locality with a summary of its fauna and flora // *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.* 1928. V. 12, No 10. P. 969–983.
- Hanna G.D.* Fossil diatoms dredged from Bering Sea // *San Diego Soc. Nat. Hist.* 1929. V. 5, № 20. P. 287–296.
- Hanna G.D.* The diatoms of Sharktooth Hill, Kern County, California // *Proc. Calif. Acad. Sci., Ser. 4*. 1932. V. 20, No 6. P. 161–263.
- Hanna G.D.* Fossil diatoms from the Pribilof Islands, Alaska // *Ibid.* Ser. 4. 1970. V. 37, No 5. P. 167–234.
- Hanna G.D., Grant W.M.* Expedition to the Revillagigedo Islands, Mexico, in 1925, II. Miocene diatoms from Maria Madre Island, Mexico // *Ibid.* Ser. 4. 1926. V. 15, No 2. P. 115–193.
- Haq B.U.* Paleogene paleoceanography: Early Cenozoic oceans revisited // *Oceanologica Acta*. 1981. V. 4. P. 71–82.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science*. 1987. V. 235. P. 1156–1167.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change // *Sea-Level Changes — An integrated Approach*. SEPM Special Publication No 42. 1988. P. 71–108.
- Haq B.U., Premoli Silva I., Lohmann G.P.* Calcareous plankton paleobiogeographic evidence for major climatic fluctuations in the early Cenozoic Atlantic Ocean // *J. Geophys. Res.* 1977. V. 82. P. 3861–3876.
- Harper H.Jr.* Diatom biostratigraphy // *Biostratigraphy, paleomagnetism and sedimentology of Late Cenozoic sediments in northwestern Hokkaido, Japan / Bull. Nat. Sci. Mus., Tokyo. Ser. C (Geol. and Paleontol.)*. 1977. V. 3, No 2. P. 85–90.
- Harwood D.M.* Diatoms // *Antarctic Cenozoic history from the MSSTS-1 drillhole, McMudro Sound / P.J. Barrett (Ed.)*. DSIR Bull. N.Z. 1986. V. 237. P. 69–107.
- Harwood D.M.* Upper Cretaceous and lower Paleocene diatom and silicoflagellate biostratigraphy from Seymour Island, eastern Antarctic Peninsula // *Seymour Island Geology and Paleontology / R.M. Feldmann, M.O. Woodburne (Eds.)*. Geol. Soc. Amer. Mem. 169. 1988. P. 55–129.
- Harwood D.M.* Siliceous microfossils // *Antarctic Cenozoic history from the CIROS-1 drillhole, McMudro Sound / P.J. Barrett (Ed.)*. DSIR Bull. N.Z. 1989. V. 245. P. 67–97.
- Harwood D.M., Barrett P.J., Edwards A.R. et al.* Biostratigraphy and chronology // *Antarctic Cenozoic history from the CIROS-1 drillhole, McMudro Sound / P.J. Barrett (Ed.)*. DSIR Bull. N.Z. 1989. V. 245. P. 231–239.
- Harwood D.M., Bohaty S.M.* Early Oligocene siliceous microfossil biostratigraphy of Cape Roberts Project Core CRP-3, Victoria Basin, Antarctica // *Terra Antarctica*. 2001. V. 8, No 4. P. 315–338.
- Harwood D.M., Gersonde R.* Lower Cretaceous diatoms from ODP Leg 113 Site 693 (Weddel Sea). Pt 2: Resting spores, chrysopycean cysts, an endoskeletal dinifla-

- gellate, and notes on the origin of diatoms // Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. V. 113. P. 365–402.
- Harwood D.M., Maruyama T.* Middle Eocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Southern Ocean sediments from the Kerguelen Plateau, Leg 120 // Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. V. 120. P. 683–733.
- Harwood D.M., Nikolaev V.A.* Cretaceous diatoms: morphology, taxonomy, biostratigraphy // Siliceous microfossils. Short courses in paleontology. No 8 / P.Blome, P.M. Whalen, K.M. Reed (Eds.). Univ. of Tennessee, Knoxville: Publication of the Paleontological Society, 1995. P. 81–106.
- Hasegawa Y.* Late Miocene diatoms from the Nakayama Formation in the Sado Island, Niigata Prefecture, Japan // Bull. Sado Museum, Japan. 1977. No 7. P. 77–101.
- Hasegawa Y., Oishi M., Taketani Y., Maruyama T.* A Pliocene Whale from Futaba-cho, Fukushima Prefecture, Japan // Res. Report of Fukushima Museum. 1993. No 23. 45 p.
- Hasle G.R., Fryxell G.A.* The genus *Thalassiosira*: some species with a linear areola array // Proceedings Fourth symposium on Recent and Fossil diatoms / R.Simonsen (Ed.). Beihefte zur Nova Hedwigia. 1977. V. 54. P. 15–66.
- Haug G.H., Maslin M.A., Sarnstein M. et al.* Evolution of northwest Pacific sedimentation patterns since 6 Ma: Site 882 // Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. P. 293–314.
- Haug G.H., Sigman D.M., Tiedemann R. et al.* Onset of permanent stratification in the subarctic Pacific Ocean // Nature. 1999. V. 401. P. 779–782.
- 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.
- Hein J.R., Scholl D.W., Barron J.A. et al.* Diagenesis of late Cenozoic diatomaceous deposits and formation of the bottom simulating reflector in the southern Bering Sea // Sedimentology. 1978. V. 25, No 2. P. 155–181.
- Hein J.R., Yeh H.-W., Barron J.A.* Eocene diatom chert from Adak Island, Alaska // J. Sediment. Petrol. 1990. V. 60, No 2. P. 250–257.
- 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 (northern Morocco): A high-resolution chronology for the Messinian stage // Paleoceanography. 1994. V. 9, No 6. P. 835–855.
- Ichikawa W., Fuji N., Bachman A.* Fossil diatoms, pollen grains and spores, silicoflagellates and archaemonads in the Miocene Hojuji diatomaceous mudstone, Noto Peninsula, Central Japan // Sci. Repts. Kanazawa Univ. 1964. V. 9, No 1. P. 25–118.
- Ikebe N.* Neogene biochronology of Japan // J. Inst. Polytechn. Osaka City Univ. Ser. G. 1954. V. 1. P. 73–86.
- Ingle J.C.Jr.* Summary comments on Neogene biostratigraphy, physical stratigraphy, and paleo-oceanography in the marginal northeastern Pacific Ocean // Init. Rep. DSDP. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1973. V. 18. P. 949–960.
- Ingle J.C.Jr.* Summary of late Neogene planktic foraminiferal biofacies, biostratigraphy of the marginal North Pacific Ocean // Proceedings of the First International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy / T.Saito, H.Ujiie (Eds.). Kaiyo Shuppan Co. Ltd., Tokyo, 1977. P. 177–182.
- Ingle J.C.Jr.* Origin of Neogene diatomites around the North Pacific Rim // The Monterey Formation and Related Siliceous Rocks of California / R.E. Garrison, R.G. Douglas, K.A. Pisciotto et al. (Eds.). SEPM Spec. Publ. 1981. No 15. P. 159–179.
- International Stratigraphic Guide — A Guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure / H.D. Hedberg (Ed.). N. Y.: John Willey and Sons, Inc., 1976. 200 p.
- International Stratigraphic Guide — A Guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. Second Edition / A.Salvador (Ed.). USA: The Geological Society of America, Inc., 1994. 214 p.
- Isaacs C.M.* Outline of diagenesis in the Monterey Formation examined laterally along the Santa Barbara coast, California // Guide to the Monterey Formation in the California Coastal Area, Ventura to San Luis Obispo / C.M. Isaacs (Ed.). Pacific Section American Association of Petroleum Geologists, 1981. V. 52. P. 25–38.
- Isaacs C.M.* Field trip to the Miocene Monterey Formation, Salinas and Santa Barbara areas, California // Mesozoic and Cenozoic siliceous sediments of California. Field trip guidebook T 109 / J.R. Blueford, C.M. Isaacs (Ed.). Wash. D.C.: American Geophysical Union, 1989. P. 21–50.
- Isaacs C.M., Pisciotto K.A., Garrison R.E.* Facies and diagenesis of the Miocene Monterey Formation, California: A summary // Siliceous deposits of the Pacific Region / A.Iijima, J.R. Hein, R.Siever (Eds.). Amsterdam: Elsevier Sci. Publishing Company, 1983. P. 247–282.
- Ito Y.* On the microfossils of the Miocene Ichishi Group, Southwest Japan // News of Osaka Micropaleontologists, Japan. 1982. No 9. P. 1–10.
- Ito Y.* Diatom biostratigraphy of the Neogene system in the Hokuriku Province, central Japan // News of Osaka Micropaleontologists, Japan. 1986. No 14. P. 1–27.
- Jansen E., Raymo M.E., Blum P. et al.* Proc. ODP, Init. Rep. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1996. V. 162. 1182 p.
- Jouse A.P.* Diatom floras and the history of Okhotsk and Bering Seas // The Bering Land Bridge / D.M. Hopkins (Ed.). Stanford, California: Stanford University Press, 1967. P. 369–372.
- Jouse A.P.* Diatoms in Pleistocene sediments from the northern Pacific Ocean // The micropaleontology of

- oceans / B.M. Funnell, W.R. Riedel (Eds.). Ldn: Cambridge Univ. Press, 1971. P. 407-421.
- Jouse A.P.* Diatoms in the Oligocene-Miocene biostratigraphic zones of the tropical areas of the Pacific Ocean // Proceedings Second symposium on Recent and Fossil diatoms / R.Simonsen (Ed.). Beihefte zur Nova Hedwigia. 1974. V. 45. P. 333-364.
- Jouse A.P.* Diatom biostratigraphy on the generic level // Micropaleontology. 1978. V. 24. P. 316-326.
- Jouse A.P.* Diatom biostratigraphic zones of the Eocene // Beihefte zur Nova Hedwigia. 1979. V. 64. P. 427-445.
- Kaiho K.* Geological ages of the Paleogene of Hokkaido, Japan, based upon planktonic foraminifera: the relationship between the hiatuses and sea-level movements // Kaseki (Fossils). 1983. No 34. P. 41-49.
- Kanaya T.* Eocene diatom assemblages from the Kellogg and «Sidney» shales, Mt. Diablo area, California // Sci. Repts. Tohoku Univ. Second Ser. (Geol.). 1957. V. 28. P. 27-124.
- Kanaya T.* Miocene diatom assemblages from the Onnagawa Formation and their distribution in the correlative formations in northeast Japan // Ibid. 1959. V. 30. P. 1-130.
- Kanaya T.* Diatom micropaleontology and deep-sea stratigraphy of the North Pacific // La mer. 1969. T. 7, No 3. P. 183-196.
- Kanaya T.* Some aspects of pre-Quaternary diatoms in the oceans // The micropaleontology of oceans / B.M. Funnell, W.R. Riedel (Eds.). Ldn: Cambridge Univ. Press, 1971. P. 545-565.
- Kanaya T., Koizumi I.* Interpretation of diatom thanatocoenoses from the north Pacific applied to a study of core V20-130 (Studies of a deep-sea core V20-130. Part IV) // Sci. Repts. Tohoku Univ. Second Ser. (Geol.). 1966. V. 37, No 2. P. 89-130.
- Kanaya T., Koizumi I.* The progress in the younger Cenozoic diatom biostratigraphy in the northern circum-Pacific region // J. Marine Geol. 1970. V. 6, No 2. P. 47-66.
- Keigwin L.D., Corliss B.H.* Stable isotopes in late middle Eocene to Oligocene foraminifera // Geol. Soc. Amer. Bull. 1986. V. 97. P. 335-345.
- Keller G.* Biochronology and paleoclimatic implications of middle Eocene to Oligocene planktonic foraminiferal faunas // Marine Micropaleontol. 1983a. V. 7. P. 463-486.
- Keller G.* Paleoclimatic analyses of middle Eocene through Oligocene planktonic foraminiferal faunas // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1983b. V. 43. P. 73-94.
- Keller G., Barron J.A.* Integrated planktonic foraminiferal and diatom biochronology for the Northeast Pacific and the Monterey Formation // The Monterey Formation and Related Siliceous Rocks of California / R.E. Garrison, R.G. Douglas (Eds.). Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1981. Los Angeles, U.S.A. P. 43-54.
- Keller G., Barron J.A.* widespread Miocene deep-sea hiatuses: coincidence with periods of global cooling // Geology. 1982. V. 10. P. 577-581.
- Keller G., Barron J.A.* Paleoclimatic implications of Miocene deep-sea hiatuses // Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. V. 94. P. 590-613.
- Keller G., Barron J.A.* Paleodepth distribution of Neogene deep-sea hiatuses // Paleoclimatology. 1987. V. 2, No 6. P. 697-713.
- Keller G., Barron J.A., Burckle L.H.* North Pacific late Miocene correlations using microfossils, stable isotopes, percent CaCO₃, and magnetostratigraphy // Marine Micropaleontol. 1982. V. 7. P. 327-357.
- Keller M.A., Isaacs C.M.* An evaluation of temperature scales for silica diagenesis in diatomaceous sequences including a new approach based on the Miocene Monterey Formation, California // Geomarine Letters. 1985. V. 5. P. 31-35.
- Keller R.A., Duncan R.A., Fisk M.R.* Geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of basalts from ODP Leg 145 (North Pacific transect) // Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 333-344.
- 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.
- Kennett J.P.* Marine Geology. Prentice-Hall: Englewood Cliffs, USA, 1982. 813 p.
- Kennett J.P., Shackleton N.J.* Oxygen isotopic evidence for the development of the psychrosphere 38 m.y. ago // Nature. 1976. V. 260. P. 513-515.
- Kennett J.P., Stott L.D.* Proteus and Proto-Oceanus: ancestral Paleogene Oceans as revealed from Antarctic stable isotopic results; ODP Leg 113 // Proc. ODP, Sci. Res. / P.F. Barker, J.P. Kennett et al. (Eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. V. 113. P. 865-880.
- Kennett J.P., Stott L.D.* Abrupt deep-sea warming, paleoclimatic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene // Nature. 1991. V. 353. P. 225-229.
- Kim W.H., Barron J.A.* Diatom biostratigraphy of the upper Oligocene to lowermost Miocene San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico // Diatom Research. 1986. V. 1, No 2. P. 169-187.
- Kleinpell R.M., Harnaday G., Warren A.D., Tipton A.* The Miocene stratigraphy of California revisited // Amer. Assoc. Pet. Geol. Studies in Geology. 1980. No 11. P. 1-182.
- Koc N., Flower B.P.* High-resolution Pleistocene diatom biostratigraphy and paleoclimatology of Site 919 from the Irminger Basin // Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1998. V. 152. P. 209-219.
- Koc N., Hodel D.A., Kleiven H., Labeyrie L.* High-resolution Pleistocene diatom biostratigraphy of Site 983 and correlations with isotope stratigraphy // Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1999. V. 162. P. 51-62.

- gellate, and notes on the origin of diatoms // Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. V. 113. P. 365–402.
- Harwood D.M., Maruyama T.* Middle Eocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Southern Ocean sediments from the Kerguelen Plateau, Leg 120 // Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. V. 120. P. 683–733.
- Harwood D.M., Nikolaev V.A.* Cretaceous diatoms: morphology, taxonomy, biostratigraphy // Siliceous microfossils. Short courses in paleontology. No 8 / P.Blome, P.M. Whalen, K.M. Reed (Eds.). Univ. of Tennessee, Knoxville: Publication of the Paleontological Society, 1995. P. 81–106.
- Hasegawa Y.* Late Miocene diatoms from the Nakayama Formation in the Sado Island, Niigata Prefecture, Japan // Bull. Sado Museum, Japan. 1977. No 7. P. 77–101.
- Hasegawa Y., Oishi M., Taketani Y., Maruyama T.* A Pliocene Whale from Futaba-cho, Fukushima Prefecture, Japan // Res. Report of Fukushima Museum. 1993. No 23. 45 p.
- Hasle G.R., Fryxell G.A.* The genus *Thalassiosira*: some species with a linear areola array // Proceedings Fourth symposium on Recent and Fossil diatoms / R.Simonsen (Ed.). Beihefte zur Nova Hedwigia. 1977. V. 54. P. 15–66.
- Haug G.H., Maslin M.A., Sarnstein M. et al.* Evolution of northwest Pacific sedimentation patterns since 6 Ma: Site 882 // Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. P. 293–314.
- Haug G.H., Sigman D.M., Tiedemann R. et al.* Onset of permanent stratification in the subarctic Pacific Ocean // Nature. 1999. V. 401. P. 779–782.
- 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.
- Hein J.R., Scholl D.W., Barron J.A. et al.* Diagenesis of late Cenozoic diatomaceous deposits and formation of the bottom simulating reflector in the southern Bering Sea // Sedimentology. 1978. V. 25, No 2. P. 155–181.
- Hein J.R., Yeh H.-W., Barron J.A.* Eocene diatom chert from Adak Island, Alaska // J. Sediment. Petrol. 1990. V. 60, No 2. P. 250–257.
- 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 (northern Morocco): A high-resolution chronology for the Messinian stage // Paleoceanography. 1994. V. 9, No 6. P. 835–855.
- Ichikawa W., Fuji N., Bachman A.* Fossil diatoms, pollen grains and spores, silicoflagellates and archaemonads in the Miocene Hojuji diatomaceous mudstone, Noto Peninsula, Central Japan // Sci. Repts. Kanazawa Univ. 1964. V. 9, No 1. P. 25–118.
- Ikebe N.* Neogene biochronology of Japan // J. Inst. Polytechn. Osaka City Univ. Ser. G. 1954. V. 1. P. 73–86.
- Ingle J.C.Jr.* Summary comments on Neogene biostratigraphy, physical stratigraphy, and paleo-oceanography in the marginal northeastern Pacific Ocean // Init. Rep. DSDP. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1973. V. 18. P. 949–960.
- Ingle J.C.Jr.* Summary of late Neogene planktic foraminiferal biofacies, biostratigraphy of the marginal North Pacific Ocean // Proceedings of the First International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy / T.Saito, H.Ujiie (Eds.). Kaiyo Shuppan Co. Ltd., Tokyo, 1977. P. 177–182.
- Ingle J.C.Jr.* Origin of Neogene diatomites around the North Pacific Rim // The Monterey Formation and Related Siliceous Rocks of California / R.E. Garrison, R.G. Douglas, K.A. Pisciotto et al. (Eds.). SEPM Spec. Publ. 1981. No 15. P. 159–179.
- International Stratigraphic Guide — A Guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure / H.D. Hedberg (Ed.). N. Y.: John Willey and Sons, Ink., 1976. 200 p.
- International Stratigraphic Guide — A Guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. Second Edition / A.Salvador (Ed.). USA: The Geological Society of America, Ink., 1994. 214 p.
- Isaacs C.M.* Outline of diagenesis in the Monterey Formation examined laterally along the Santa Barbara coast, California // Guide to the Monterey Formation in the California Coastal Area, Ventura to San Luis Obispo / C.M. Isaacs (Ed.). Pacific Section American Association of Petroleum Geologists, 1981. V. 52. P. 25–38.
- Isaacs C.M.* Field trip to the Miocene Monterey Formation, Salinas and Santa Barbara areas, California // Mesozoic and Cenozoic siliceous sediments of California. Field trip guidebook T 109 / J.R. Blueford, C.M. Isaacs (Ed.). Wash. D.C.: American Geophysical Union, 1989. P. 21–50.
- Isaacs C.M., Pisciotto K.A., Garrison R.E.* Facies and diagenesis of the Miocene Monterey Formation, California: A summary // Siliceous deposits of the Pacific Region / A.Iijima, J.R. Hein, R.Siever (Eds.). Amsterdam: Elsevier Sci. Publishing Company, 1983. P. 247–282.
- Ito Y.* On the microfossils of the Miocene Ichishi Group, Southwest Japan // News of Osaka Micropaleontologists, Japan. 1982. No 9. P. 1–10.
- Ito Y.* Diatom biostratigraphy of the Neogene system in the Hokuriku Province, central Japan // News of Osaka Micropaleontologists, Japan. 1986. No 14. P. 1–27.
- Jansen E., Raymo M.E., Blum P. et al.* Proc. ODP, Init. Rep. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1996. V. 162. 1182 p.
- Jouse A.P.* Diatom floras and the history of Okhotsk and Bering Seas // The Bering Land Bridge / D.M. Hopkins (Ed.). Stanford, California: Stanford University Press, 1967. P. 369–372.
- Jouse A.P.* Diatoms in Pleistocene sediments from the northern Pacific Ocean // The micropaleontology of

- oceans / B.M. Funnell, W.R. Riedel (Eds.). Ldn: Cambridge Univ. Press, 1971. P. 407–421.
- Jouse A.P. Diatoms in the Oligocene-Miocene biostratigraphic zones of the tropical areas of the Pacific Ocean // Proceedings Second symposium on Recent and Fossil diatoms / R. Simonsen (Ed.). Beihefte zur Nova Hedwigia. 1974. V. 45. P. 333–364.
- Jouse A.P. Diatom biostratigraphy on the generic level // Micropaleontology. 1978. V. 24. P. 316–326.
- Jouse A.P. Diatom biostratigraphic zones of the Eocene // Beihefte zur Nova Hedwigia. 1979. V. 64. P. 427–445.
- Kaiho K. Geological ages of the Paleogene of Hokkaido, Japan, based upon planktonic foraminifera: the relationship between the hiatuses and sea-level movements // Kaseki (Fossils). 1983. No 34. P. 41–49.
- Kanaya T. Eocene diatom assemblages from the Kellogg and «Sidney» shales, Mt. Diablo area, California // Sci. Repts. Tohoku Univ. Second Ser. (Geol.). 1957. V. 28. P. 27–124.
- Kanaya T. Miocene diatom assemblages from the Onnagawa Formation and their distribution in the correlative formations in northeast Japan // Ibid. 1959. V. 30. P. 1–130.
- Kanaya T. Diatom micropaleontology and deep-sea stratigraphy of the North Pacific // La mer. 1969. T. 7, No 3. P. 183–196.
- Kanaya T. Some aspects of pre-Quaternary diatoms in the oceans // The micropaleontology of oceans / B.M. Funnell, W.R. Riedel (Eds.). Ldn: Cambridge Univ. Press, 1971. P. 545–565.
- Kanaya T., Koizumi I. Interpretation of diatom thanatocoenoses from the north Pacific applied to a study of core V20-130 (Studies of a deep-sea core V20-130. Part IV) // Sci. Repts. Tohoku Univ. Second Ser. (Geol.). 1966. V. 37, No 2. P. 89–130.
- Kanaya T., Koizumi I. The progress in the younger Cenozoic diatom biostratigraphy in the northern circum-Pacific region // J. Marine Geol. 1970. V. 6, No 2. P. 47–66.
- Keigwin L.D., Corliss B.H. Stable isotopes in late middle Eocene to Oligocene foraminifera // Geol. Soc. Amer. Bull. 1986. V. 97. P. 335–345.
- Keller G. Biochronology and paleoclimatic implications of middle Eocene to Oligocene planktonic foraminiferal faunas // Marine Micropaleontol. 1983a. V. 7. P. 463–486.
- Keller G. Paleoclimatic analyses of middle Eocene through Oligocene planktonic foraminiferal faunas // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1983b. V. 43. P. 73–94.
- Keller G., Barron J.A. Integrated planktonic foraminiferal and diatom biochronology for the Northeast Pacific and the Monterey Formation // The Monterey Formation and Related Siliceous Rocks of California / R.E. Garrison, R.G. Douglas (Eds.). Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1981. Los Angeles, U.S.A. P. 43–54.
- Keller G., Barron J.A. widespread Miocene deep-sea hiatuses: coincidence with periods of global cooling // Geology. 1982. V. 10. P. 577–581.
- Keller G., Barron J.A. Paleoclimatic implications of Miocene deep-sea hiatuses // Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. V. 94. P. 590–613.
- Keller G., Barron J.A. Paleodepth distribution of Neogene deep-sea hiatuses // Paleoclimatology. 1987. V. 2, No 6. P. 697–713.
- Keller G., Barron J.A., Burckle L.H. North Pacific late Miocene correlations using microfossils, stable isotopes, percent CaCO₃, and magnetostratigraphy // Marine Micropaleontol. 1982. V. 7. P. 327–357.
- Keller M.A., Isaacs C.M. An evaluation of temperature scales for silica diagenesis in diatomaceous sequences including a new approach based on the Miocene Monterey Formation, California // Geomarine Letters. 1985. V. 5. P. 31–35.
- Keller R.A., Duncan R.A., Fisk M.R. Geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of basalts from ODP Leg 145 (North Pacific transect) // Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 333–344.
- 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.
- Kennett J.P. Marine Geology. Prentice-Hall: Englewood Cliffs, USA, 1982. 813 p.
- Kennett J.P., Shackleton N.J. Oxygen isotopic evidence for the development of the psychrosphere 38 m.y. ago // Nature. 1976. V. 260. P. 513–515.
- Kennett J.P., Stott L.D. Proteus and Proto-Oceanus: ancestral Paleogene Oceans as revealed from Antarctic stable isotopic results; ODP Leg 113 // Proc. ODP, Sci. Res. / P.F. Barker, J.P. Kennett et al. (Eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. V. 113. P. 865–880.
- Kennett J.P., Stott L.D. Abrupt deep-sea warming, paleoclimatic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene // Nature. 1991. V. 353. P. 225–229.
- Kim W.H., Barron J.A. Diatom biostratigraphy of the upper Oligocene to lowermost Miocene San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico // Diatom Research. 1986. V. 1, No 2. P. 169–187.
- Kleinpell R.M., Harnaday G., Warren A.D., Tipton A. The Miocene stratigraphy of California revisited // Amer. Assoc. Pet. Geol. Studies in Geology. 1980. No 11. P. 1–182.
- Koc N., Flower B.P. High-resolution Pleistocene diatom biostratigraphy and paleoclimatology of Site 919 from the Irminger Basin // Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1998. V. 152. P. 209–219.
- Koc N., Hodel D.A., Kleiven H., Labeyrie L. High-resolution Pleistocene diatom biostratigraphy of Site 983 and correlations with isotope stratigraphy // Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1999. V. 162. P. 51–62.

- Koc N., Scherer R.P.* Neogene diatom biostratigraphy of the Iceland Sea Site 907 // Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1996. V. 151. P. 61–74.
- Koizumi I.* Tertiary diatom flora of Oga Peninsula, Akite Prefecture, Northeast Japan // Sci. Rep. Tohoku Univ. Second Ser. (Geol.). 1968. V. 40, No 3. P. 171–240.
- Koizumi I.* Marine diatom flora of the Pliocene Tatsunokuchi Formation in Fukushima Prefecture // Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S. 1972. No 86. P. 340–359.
- Koizumi I.* Marine diatom flora of the Pliocene Tatsunokuchi Formation in Miyagi Prefecture // Ibid. 1973a. No 79. P. 126–136.
- Koizumi I.* The late Cenozoic diatoms of Sites 183–193, Leg 19, Deep Sea Drilling Project // Init. Repts DSDP. Wash. U. S. Govt. Print. Off. 1973b. V. 19. P. 805–855.
- Koizumi I.* The stratigraphic ranges of marine planktonic diatoms and diatom biostratigraphy in Japan // Mem. Geol. Soc. Japan. 1973c. No 8. P. 35–44.
- Koizumi I.* Diatom events in Late Cenozoic deep-sea sequences in the North Pacific // J. Geol. Soc. Japan. 1975a. V. 81, No 9. P. 567–578.
- Koizumi I.* Late Cenozoic diatom biostratigraphy in the Circum-North Pacific region // Ibid. 1975b. V. 81, No 10. P. 611–627.
- Koizumi I.* Neogene diatoms from the Northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project // Init. Rep. DSDP. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1975c. V. 32. P. 865–889.
- Koizumi I.* Neogene diatoms from the western margin of the Pacific Ocean, Leg 31, Deep Sea Drilling Project // Init. Rep. DSDP. Wash. U. S. Govt. Print. Off. 1975d. V. 31. P. 779–819.
- Koizumi I.* Diatom biostratigraphy in the North Pacific region // Proceedings of the First International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy / T.Saito, H.Ujiiie (Eds.). Tokyo: Kaiyo Shuppan Co. Ltd. 1977. P. 235–251.
- Koizumi I.* Diatom biostratigraphy of deep sea cores and land-exposed sections // Chikyū (Earth Monthly). 1979. V. 1, No 3. P. 226–229.
- Koizumi I.* Neogene diatoms from the Emperor Seamount Chain, Leg 55, Deep Sea Drilling Project // Init. Rep. DSDP. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1980. V. 55. P. 387–407.
- Koizumi I.* Paleooceanography of Early-Middle Miocene in Japan by means of diatom fossils // Kaseki (Fossils). 1981. No 30. P. 87–100.
- Koizumi I.* Sedimentary environments of Neogene diatomaceous sediments, west coast of Japan // Siliceous Deposits in the Pacific Region / A.Iijima, J. R. Hein, R.Siever (Eds.). Amsterdam: Elsevier Sci. Publishing Company, 1983. P. 347–360.
- Koizumi I.* Diatom biochronology for Late Cenozoic Northwest Pacific // J. Geol. Soc. Japan. 1985a. V. 91, No 3. P. 195–211.
- Koizumi I.* Late Neogene diatom temperature record in the Northwest Pacific Ocean // Sci. Rep. Col. Gen. Educ. Osaka Univ. 1985b. V. 34, No 2. P. 145–153.
- Koizumi I.* Late Neogene paleoceanography in the Western North Pacific // Init. Rep. DSDP. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1985c. V. 86. P. 429–438.
- Koizumi I.* Diatom biochronostratigraphy of the Neogene in the Joban coal-field, Northeast Japan — Yunagaya, Shirado, and Takaku Groups // Essays in Geology, Prof. N. Kitamura Commem. Vol / H.Nakagawa, T.Kotaka, Y.Takayanagi (Eds.). Tokyo Printing Co. Ltd., Sendai. 1986a. P. 175–191.
- Koizumi I.* Pliocene and Pleistocene diatom datum levels related with paleoceanography in the Northwest Pacific // Marine Micropaleontology. 1986b. V. 10. P. 309–325.
- Koizumi I.* Holocene pulses of diatom growths in the warm Tsushima current in the Japan Sea // Diatom Research. 1989. V. 4, No 1. P. 55–68.
- Koizumi I.* Successional changes of middle Miocene diatom assemblages in the northwestern Pacific // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1990a. V. 77. P. 181–193.
- Koizumi I.* The disappearance of the *Coscinodiscus yabei* Zone in the subarctic Hokkaido region // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4. 1990b. V. 22, No 4. P. 577–589.
- Koizumi I.* Biostratigraphy and paleoceanography of the Japan Sea based on diatoms: ODP Leg 127 // Pacific Neogene — Environment, Evolution and Events / R.Tsuchi, J.C.Jr. Ingle (Eds.). Tokyo: Univ. of Tokyo Press, 1992a. P. 15–24.
- Koizumi I.* Diatom biostratigraphy of the Japan Sea: Leg 127 // Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992b. V. 127/128. Pt. 1. P. 249–289.
- Koizumi I.* Correlation between the samples bored by ODP in the Sea of Japan and the onland sections of coastal sites of the Sea of Japan and the Sea of Okhotsk // Monthly Earth. 1994. V. 16, No 3. P. 154–163.
- Koizumi I., Barron J.A., Harper H.E.Jr.* Diatom correlation of Legs 56 and 57 with onshore sequences in Japan // Init. Rep. DSDP. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1980. V. 56/57, Pt. 2. P. 687–693.
- Koizumi I., Burckle L.H.* Evaluation of diatom datum planes of the Pacific Neogene // Pacific Neogene datum planes / N.Ikebe, R.Tsuchi (Eds.). Tokyo: Univ. of Tokyo Press, 1984. P. 41–46.
- Koizumi I., Iwabuchi Y.* The geology of some banks off the Japan Sea coast of Northeast Japan on the basis of the fossil diatom assemblages // J. Marine Geol. 1969. V. 5, No 1. P. 39–49.
- Koizumi I., Kanaya T.* Late Cenozoic marine diatom sequences from the Choshi district, Pacific coast, Centerl Japan // Progress in Micropaleontology / Y.Takayanagi, T.Saito (Eds.). N. Y.: Micropaleontol. Press, Spec. Publ. 1976. P. 144–159.
- Koizumi I., Kanaya T.* Correlation of Late Neogene sections on the Oga Peninsula and Akita City,

- Northeast Japan // Prof. Kazuo Huzioka Memorial Volume. Akita, Japan. 1977. P. 401–412.
- Koizumi I., Matoba Y.* On the top of the Nishikurosawa Stage // Mem. Geol. Soc. Japan. 1989. V. 32. P. 187–195.
- Koizumi I., Tanimura Y.* Neogene diatom biostratigraphy of the middle latitude western North Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 86 // Init. Rep. DSDP. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1985. V. 86. P. 269–300.
- Koizumi I., Ujiie H.* On the age of the Nobori formation, Shikoku, Southwest Japan — particularly based on diatoms // Mem. Natn. Sci. Mus., Tokyo. Ser. C. (Geol.). 1976. No 9. P. 61–72.
- Krissek L.* 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. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 179–194.
- Lagoe 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.
- Lisitzin A.P.* Sedimentation in the World Ocean // SEPM Special Publ. 1972. No 17. 218 p.
- Lohman K.E.* Pliocene diatoms from the Kettleman Hills, California // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1938. 189-C. P. 81–102.
- 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. Spec. Vol., No 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.
- Mallory V.S.* Lower Tertiary biostratigraphy of the California coast ranges. Tulsa, Oklahoma: Amer. Assoc. Pet. Geol., 1959. 416 p.
- Mann A.* Report on the diatoms of the Albatros voyages in the Pacific Ocean, 1988–1904 // Contributions from the United States National Herbarium, Smithsonian Institution / Washington: Govt. Printing Office. 1907. V. 10, pt 5. P. 221–442.
- 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, No 2. 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 / A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeney (Eds.). Boulder, Colorado: Geol. Soc. Am., 1990. P. 403–426.
- Marincovich L.Jr., Gladenkov A.Y.* New paleontological information about the first opening of Bering Strait // Program and Abstracts of Beringian Paleoenvironments Workshop. Florissant, Colorado, USA, 1997. P. 103–104.
- 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.
- Martini E.* Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // Proceedings 2nd Conf. Planktonic Microfossils, Roma, 1970 / A. Farinacci (Ed.). Roma: Tecnoscienza, 1971. P. 739–785.
- Maruyama T.* Miocene diatom biostratigraphy of onshore sequences on the Pacific side of Northeast Japan, with references to DSDP Hole 438A (Pt 1) // Tohoku Univ. Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.). 1984a. V. 54, No 2. P. 141–164.
- Maruyama T.* Miocene diatom biostratigraphy of onshore sequences on the Pacific side of Northeast Japan, with references to DSDP Hole 438A (Pt 2) // Ibid. 1984b. V. 55, No 1. P. 77–140.
- Maruyama T.* Diatom temperature index and surface water during the middle and late Miocene along the Pacific side of northeast Japan // Kaseki (Fossils). 1993. No 55. P. 53–64.
- Maruyama T.* Middle Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 167 // Proc. ODP, Sci. Res. / M. Lyle, I. Koizumi, C. Richter, T.C. Jr. Moore (Eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program). 2000. V. 167. P. 63–110.
- McCollum D.W.* Diatom stratigraphy of the Southern Ocean // Init. Repts DSDP. Wash. U.S. Govt. Print. Off. 1975. V. 28. P. 515–571.
- McLean H., Barron J.A.* A late middle Eocene diatomite in northwestern Baja California Sur, Mexico: Implication for tectonic translation // Paleogene Stratigraphy, West Coast of North America / M.V. Filewicz, R.L. Squires (Eds.). Los Angeles, California, U.S.A.: Pacific Section SEPM. 1988. V. 58. P. 1–7.
- 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.
- Miller K.G.* Middle Eocene to Oligocene stable isotopes, climate, and deep-water history: the Terminal Eocene Event? // Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution / D.R. Prothero, W.A. Berggren (Eds.). Princeton, New Jersey: Princeton Univ. Press, 1993. P. 160–177.
- Miller K.G., Fairbanks R.G.* Oligocene to Miocene global isotope cycles and abyssal circulation changes // The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present / E.T. Sundquist, W.S.

- Broecker (Eds.). Geophys. Monogr. 32. Wash., D.C.: Amer. Geophys. Union, 1985. P. 469–486.
- Miller K.G., Fairbanks R.G., Mountain G.S. Tertiary isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion // *Paleoceanography*. 1987. V. 2, No 1. P. 1–19.
- Miller K.G., Katz M.E., Berggren W.A. Cenozoic deep-sea benthic foraminifera: a tale of three turnovers // *Studies in Benthic Foraminifera. BENTHOS'90*, Sendai: Tokai University Press, 1992. P. 67–75.
- Miller K.G., Thomas E. Late Eocene to Oligocene benthic foraminiferal isotopic record, Site 574, Equatorial Pacific // *Init. Rep. DSDP / L.Mayer, F.Theyer, E.Thomas et al. (Eds.)*. Wash. U.S. Govt. Print. Off., 1985. V. 85. P. 771–777.
- Monjanel A.-L., Baldauf J.G. Miocene to Holocene diatom biostratigraphy from Baffin Bay and Labrador Sea, Ocean Drilling Program sites 645 and 646 // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1989. V. 105. P. 305–322.
- Mori S. Diatom fossils from the lower part of the Oidawara Formation in the Mizunami Group // *Bull. Mizunami Fossil Museum, Japan*. 1974. V. 1. P. 293–303.
- Morita R., Titova L.V., Akiba F. Oligocene-Early Miocene molluscs and diatoms from the Kitami-Tsubetsu area, Eastern Hokkaido, Japan // *Sci. Rep. Tohoku Univ.* 2nd ser. (Geol.). 1996. V. 63, No 2. P. 55–213.
- Morozewics I. Komandory. Studium geograficznj-pszwrodcnicze. Warszawa, 1925. 224 p.
- Motoyama I., Maruyama T. Neogene stratigraphy, radiolarians and diatoms of the central western part of the Tsugaru Peninsula, northern Honshu, Japan // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1995. V. 6, No 7. P. 333–374.
- Motoyama I., Maruyama T. Integrated radiolarian and diatom biostratigraphy of the Neogene strata in the Tsugaru Peninsula, Aomori Prefecture, northern Honshu, Japan // *J. Geol. Soc. Japan*. 1996. V. 102, No 6. P. 481–499.
- Motoyama I., Maruyama T. Neogene diatom and radiolarian biochronology for the middle-to-high latitudes of the Northwest Pacific region: Calibration to the Cande and Kent's geomagnetic polarity time scale (CK 92 and CK 95) // *Ibid.* 1998. V. 104, No 3. P. 171–183.
- Myhre A.M., Thiede J., Firth J.V. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program // *Init. Rep. DSDP. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 1995. V. 151. 956 p.
- Neogene of Japan: Its biostratigraphy and chronology // *IGCP-114 National Working Group of Japan / R. Tsuchi (Ed.)*. Shizuoka, Japan, 1981. 140 p.
- Nikolaev V.A., Harwood D.M. Taxonomy of Lower Cretaceous diatoms // *Proceedings of the Fourteenth International Diatom Symposium, Tokyo, Japan / S.Mayama, M.Idei, I.Koizumi (Eds.)*. Koenigstein: Koeltz Scientific Books, Germany, 1999. P. 101–112.
- Nikolaev V.A., Kocielek J.P., Fourtanier E. et al. Late Cretaceous diatoms (Bacillariophyceae) from the Marca Shale member of the Moreno Formation, California // *Cal. Acad. Sci. Occas. Pap.*, 2001. No 152. 119 p.
- Oda M., Hasegawa S., Honda N. et al. Integrated biostratigraphy of planktonic foraminifera, calcareous nannofossils, radiolarians and diatoms of Middle and Upper Miocene sequences of central and northeast Honshu, Japan // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1984. V. 46. P. 53–69.
- Ogasawara K. Paleoenvironmental significance of the late Cenozoic «Astarte» (Bivalvia) in the Northern Pacific region // *Monograph of the Mizunami Fossil Museum, Japan*. 1986. No 6. P. 183–201.
- Ogasawara K. Late Cenozoic paleoenvironmental history of the Bering Land Bridge area // *Abstract Volume of International Conference, IGCP-355. Kyongju, Korea*, 1997. P. 44–45.
- Ogasawara K. Review and comments on late Neogene climatic fluctuations and the intermittence of the Bering Land Bridge // *J. Asian Earth Sci.* 1998. V. 16, No 1. P. 45–48.
- Oka T., Koshimizu S., Takahashi K., Akiba F. Age and correlation of the Otarunaigawa and Nishino Formations below the urban and in Nishino areas, Sapporo, Japan // *J. Geol. Soc. Japan*. 1991. V. 97, No 1. P. 25–38.
- Okada H., Kaiho K. Paleogene calcareous nannofossils from Hokkaido, Japan // *The Centenary of Japanese Micropaleontology / K.Ishizaki, T.Saito (Eds.)*. Tokyo: Tokyo Univ. Press, Japan, 1992. P. 461–471.
- Omarzal S.K., Coe R.S., Barron J.A. Magnetostratigraphy: A powerful tool for high-resolution age-dating and correlation in the Miocene Monterey Formation of California: results from Shell Beach Section, Pismo Basin // *Application of Paleomagnetism to Sedimentary Geology. SEPM Spec. Publ.*, No 49. 1993. P. 95–111.
- Oreshkina T.V. Late Cenozoic transgressive diatom assemblages of the southern Kuril Islands // *Proceedings of the Fourteenth International Diatom Symposium, Tokyo, Japan / S.Mayama, M.Idei, I.Koizumi (Eds.)*. Koenigstein: Koeltz Sci. Books, Germany, 1999. P. 629–638.
- Oreshkina T.V. New data on early Eocene diatom successions of the West Polar Ural margin: Biostratigraphic and paleogeographic implications // *GFF*. 2000. V. 122, pt. 1. P. 124–126.
- Oreshkina T.V., Aleksandrova G.N., Kozlova G.E. Early Eocene marine planktonic record of the East Urals margin (Sverdlovsk region): biostratigraphy and paleoenvironments // *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* 2004. V. 234, No 1/3. P. 201–222.
- Oreshkina T.V., Oberhansli H. Diatom turnover in the early Paleogene diatomite of the Sengeley section, Middle Povolzhie, Russia: A response to the Initial Eocene Thermal Maximum // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 369. 2003. P. 169–179.
- Oreshkina T.V., Radionova E.P. The turnover of Pacific diatom complexes at the Middle-Late Miocene

- boundary and its paleoceanographic significance // Proceedings of the Tenth International Diatom Symposium, Joensuu, Finland / H. Simola (Ed.). Koenigstein: Koeltz. Sci. Books, Germany, 1990. P. 205–212.
- Orr W.N., Ehlen J., Zaitzeff J.B. A late Tertiary diatom flora from Oregon // Proc. Calif. Acad. Sci., Ser. 4. 1971. V. 37, No 16. P. 489–500.
- Pacific Neogene Datum Planes: Contribution to Biostratigraphy and Chronology / N. Ikebe, R. Tsuchi (Eds.). Tokyo: University of Tokyo Press, 1984. 288 p.
- Pacific Neogene Events: Their Timing, Nature and Interrelationship / R. Tsuchi (Ed.). Tokyo: University of Tokyo Press, 1990. 206 p.
- Pacific Neogene: Environment, Evolution, and Events / R. Tsuchi, J.C. Jr. Ingle, (Eds.). Tokyo: University of Tokyo Press, 1992. 257 p.
- Pacific Northwest Cenozoic Biostratigraphy / J.M. Armentrout (Ed.). Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1981. V. 184. 172 p.
- Pak D.K., Miller K.G. Paleocene to Eocene benthic foraminiferal isotopes and assemblages: implications for deepwater circulation // Paleoceanography. 1992. V. 7. P. 405–422.
- Pak D.K., Miller K.G. Isotopic and faunal record of Paleogene deep-water transitions in the North Pacific // Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1995. V. 145. P. 265–281.
- Perch-Nielsen K. Silicoflagellates // Plankton Stratigraphy / H.M. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen (Eds.). Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985. P. 811–846.
- Pisciotta K.A. Diagenetic trends in the siliceous facies of the Monterey Shale in the Santa Maria region, California // Sedimentology. 1981. V. 28. P. 547–571.
- 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 / G. Plafker, H.C. Berg (Eds.). Boulder, Colorado: Geol. Soc. Amer., 1994. P. 989–1021.
- Poore R.Z., Barron J.A., Addicott W.O. Biochronology of the Northern Pacific Miocene // Pacific Neogene datum planes / N. Ikebe, R. Tsuchi (Eds.). Tokyo: Univ. Tokyo Press, 1984. P. 165–169.
- Poore R.Z., McDougall K., Barron J.A., Kling S.A. Microfossil biostratigraphy and biochronology of the type Relizian and Luisian Stages of California // The Monterey Formation and Related Siliceous Rocks of California / R.E. Garrison, R.G. Douglas (Eds.). Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1981. Los Angeles, USA. P. 15–41.
- Proceedings of IGCP-114 International Workshop on Pacific Neogene biostratigraphy / N. Ikebe, M. Chiji, R. Tsuchi et al. (Eds.). Osaka, Japan: Osaka Museum of Natural History, 1981. 150 p.
- Proceedings of the First International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy / T. Saito, H. Ujiie (Eds.). Tokyo: Kaiyo Shuppan Co. Ltd., 1977. 433 p.
- Radionova E.P., Khokhlova I.E., Beniamovskiy V.N. et al. Paleocene/Eocene transition in the northeastern Peri-Tethys area: Sokolovskii key section of the Turgay Passage (Kazakhstan) // Bull. Soc. Geol. France. 2001. V. 172, No 2. P. 245–256.
- Rau W.A. Stratigraphy and foraminiferal zonation in some of the Tertiary rocks of southwestern Washington // U.S. Geol. Surv., Oil and Gas Invest. Chart OC-57, 1958. P. 1–33.
- Rau W.A. A overview of state and federal studies in foraminiferal biostratigraphy of the Pacific Northwest Tertiary province // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1979. No 184. P. 409–427.
- Rau W.A., Plafker G., Winkler C. Preliminary foraminiferal biostratigraphic and correlation of selected stratigraphic sections and wells in the Gulf of Alaska Tertiary province. U.S. Geol. Surv., Menlo Park (Cal.), 1977. 54 p.
- Rea D.K., Basov I.A., Janacek T.R., Palmer-Julson A. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Init. Rep. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1993. V. 145. 1040 p.
- Rea D.K., Basov I.A., Krissek L.A. et al. Scientific results of drilling the North Pacific Transect // Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 577–596.
- 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. Res. 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.
- Rowell H.C. Diatom biostratigraphy of the Monterey Formation, Palos Verdes Hills, California // The Monterey Formation and Related Siliceous Rocks of California / R.E. Garrison, R.G. Douglas, K.A. Pisciotta et al. (Eds.). SEPM Special Publication. 1981. No 15. P. 55–70.
- Sagayama T., Hoyanagi K. Neogene diatom biostratigraphy and the sea-level fall around 10 Ma in the northern Hokkaido, Japan // Earth Sci. 1993. V. 47, No 5. P. 423–438.
- 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, No 4. P. 309–321.
- Saito T., Barron J.A., Sakamoto M. An early Late Oligocene age indicated by diatoms for a primitive Desmostylian Mammal *Behemotops* from eastern Hokkaido, Japan // Proc. Japan Acad. Ser. B. 1988. No 9. P. 269–273.
- Sancetta C. Oceanography of the North Pacific during the last 18,000 years: evidence from fossil diatoms // Marine Micropaleontol. 1979a. V. 4. P. 103–123.

- Sancetta C.* Paleogene Pacific microfossils and paleoceanography // *Ibid.* 1979b. V. 4. P. 363–398.
- Sancetta C.* Use of semiquantitative microfossil data for paleoceanography // *Geology*. 1979c. V. 7. P. 88–92.
- Sancetta C.* Diatoms as hydrographic tracers: example from Bering Sea sediments // *Science*. 1981a. V. 211. P. 279–281.
- Sancetta C.* Oceanographic and ecologic significance of diatoms in surface sediments of the Bering and Okhotsk seas // *Deep-Sea Res.* 1981b. V. 28A, No 8. P. 789–817.
- Sancetta C.* Distribution of diatom species in surface sediments of the Bering and Okhotsk seas // *Micro-paleontology*. 1982. V. 28, No 3. P. 221–257.
- Sancetta C.* Diatoms in sediments as indicators of the shelf-slope break // *SEPM Special Publications*, No 33 / D.J. Stanley, G.T. Moore (Eds.). 1983a. P. 373–380.
- Sancetta C.* Effect of Pleistocene glaciation upon oceanographic characteristics of the North Pacific Ocean and Bering Sea // *Deep-Sea Res.* 1983b. V. 30, No 8A. P. 851–869.
- Sancetta C.* Fossil diatoms and the oceanography of the Bering Sea during the last glacial event // *Siliceous Deposits in the Pacific Region* / A.Iijima, J.R. Hein, R. Siever (Eds.). Elsevier Sci. Publishing Company, Amsterdam, 1983c. P. 333–345.
- Sancetta C., Robinson S.W.* Diatom evidence on Wisconsin and holocene Events in the Bering Sea // *Quatern. Res.* 1983. V. 20. P. 232–245.
- Sancetta C., Silvestri S.* Diatom stratigraphy of the late Pleistocene (Bruhnes) Subarctic Pacific // *Marine Micropaleontol.* 1984. V. 9. P. 263–274.
- Sancetta C., Silvestri S.* Pliocene-Pleistocene evolution of the North Pacific Ocean-atmosphere system, interpreted from fossil diatoms // *Paleoceanography*. 1986. V. 1, No 2. P. 163–180.
- Sawamura K.* On the correlation of the Miocene of the Joban, Tomamae Coal fields and thea of east Hokkaido // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1963. V. 14, No 1. P. 91–94.
- Sawamura K., Yamaguchi S.* Correlation of the Hard Shales by diatoms in the Abashiri-Urahoro area, East Hokkaido // *Ibid.* 1961. V. 12, No 11. P. 885–890.
- Sawamura K., Yamaguchi S.* Subdivision of Miocene by fossil diatoms in the Tsubetsu area, East Hokkaido // *Ibid.* 1963. V. 14, No 11. P. 777–782.
- Scherer R.P., Bohaty S.M., Harwood D.M.* Oligocene and lower Miocene siliceous microfossil biostratigraphy of the Cape Roberts Project Core CRP-2/2A, Victoria Land Basin, Antarctica // *Terra Antarctica*. 2000. V. 7, No 4. P. 417–442.
- Scherer R.P., Koc N.* Late Paleogene diatom biostratigraphy and paleoenvironments of the northern Norwegian-Greenland Sea // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1996. V. 151. P. 75–99.
- Schindewolf O.* *Stratigraphie und stratotypus*. Mainz: Verlag der Akademie der Wissenschaften und der Literatur, 1970. 135 p.
- 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* / M. Flower et al. (Eds.). College Station: Texas A&M Univ., 1992. P. 57–63.
- Schrader H.-J.* Cenozoic diatoms from the northeast Pacific, Leg 18 // *Init. Rep. Wash. U.S. Govt. Print. Off.* 1973a. V. 18. P. 673–797.
- Schrader H.-J.* Stratigraphic distribution of marine species of the diatom *Denticula* in Neogene North Pacific sediments // *Micropaleontology*. 1973b. V. 19. P. 417–430.
- Schrader H.-J.* Cenozoic marine planktonic diatom biostratigraphy of the tropical Indian Ocean // *Init. Rep. DSDP. Wash. U.S. Govt. Print. Off.* 1974a. V. 24. P. 887–967.
- Schrader H.-J.* Revised diatom stratigraphy of the Experimental Mohole Drilling, Guadalupe Site // *Proc. Calif. Acad. Sci., Ser. 4.* 1974b. V. 39, No 23. P. 517–562.
- Schrader H.-J.* Cenozoic planktonic diatom biostratigraphy of the Southern Pacific Ocean // *Init. Repts DSDP. Wash. U.S. Govt. Print. Off.* 1976. V. 35. P. 605–671.
- Schrader H.-J.* Opal phytoplankton in DSDP Leg 49 samples // *Init. Rep. DSDP. Wash. U.S. Govt. Print. Off.* 1979. V. 49. P. 589–593.
- Schrader H.-J., Fenner J.* Norwegian Sea Cenozoic diatom biostratigraphy and taxonomy // *Init. Repts DSDP. Wash. U.S. Govt. Print. Off.* 1976. V. 38. P. 921–1099.
- Seiji H., Yanagisawa Y.* Diatom biostratigraphy of the Miocene sequence of Iwadono hill, Saitama Prefecture, Central Japan // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1994. V. 45, No 11. P. 655–675.
- Shackleton N.J., Hall M.A., Pate D.* Pliocene stable isotope stratigraphy of ODP site 846 // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1995. V. 138. P. 337–355.
- Shackleton N.J., Kennett J.P.* Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotopes analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281 // *Init. Rep. DSDP. Wash. U.S. Govt. Print. Off.* 1975. V. 29. P. 743–755.
- Shaffer G., Bendtsen J.* Role of the Bering Strait in controlling North Atlantic ocean circulation and climate // *Nature*. 1994. V. 367. P. 354–357.
- Shiine H., Suzuki N., Motoyama I. et al.* Diatom biomarkers across the Eocene — Oligocene boundary in the Northeast Kamchatka Peninsula // *Organic Geochemistry: Challenges for the 21st Century. Book of Abstracts of the Communications presented to the 22nd International Meeting on Organic Geochemistry* / F.J. Gonzalez-Vila, J.A. Gonzalez-Perez, G. Almendros (Eds) Seville, Spain, 2005. V. 2. P. 795–796.

- Shilov V.V.* Eocene-Oligocene radiolarians from Leg 145, North Pacific // Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995a. V. 145. P. 117–132.
- Shilov V.V.* Miocene-Pliocene radiolarians from Leg 145, North Pacific // Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995b. V. 145. P. 93–116.
- Shipboard Scientific Party. Site 881 // D.K. Rea, I.A. Basov, T.R. Janacek et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Rep. V. 145. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1993a. P. 37–83.
- Shipboard Scientific Party. Site 882 // D.K. Rea, I.A. Basov, T.R. Janacek et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Rep. V. 145. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1993b. P. 85–119.
- Shipboard Scientific Party. Site 883 // D.K. Rea, I.A. Basov, T.R. Janacek et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Rep. V. 145. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1993c. P. 121–208.
- Shipboard Scientific Party. Site 884 // D.K. Rea, I.A. Basov, T.R. Janacek et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Rep. V. 145. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1993d. P. 209–302.
- Shipboard Scientific Party. Site 887 // D.K. Rea, I.A. Basov, T.R. Janacek et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Rep. V. 145. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1993e. P. 335–391.
- Starratt S.W.* Late Quaternary paleoceanography of the Pervenets Canyon area of the Bering Sea: evidence from the diatom flora // Diatom Res. 1993. V. 8, No 1. P. 159–170.
- Strauch F.* Die Thule-Landbrücke als Wanderweg und Faunenscheide zwischen Atlantic und Skandinavien im Tertiär // Geol. Rundschau. 1970. V. 60, No 1. P. 381–417.
- Strauch F.* Phylogenie, adaptation und Migration einiger nordischer mariner Molluskengenera (*Neptunea*, *Panomya*, *Cyrtodaria* und *Mya*). Abhandl. Senckenberg: Naturforsch. Ges. 1972. No 531. 211 p.
- Strelnikova N.I.* Evolution of diatoms during the Cretaceous and Paleogene periods // Proceedings of the Tenth International Diatom Symposium. Joensuu, Finland / H. Simola (Ed.). Koenigstein: Koeltz. Sci. Books, Germany, 1990. P. 195–204.
- Suzuki A., Akamatsu M.* Post-Miocene cold-water molluscan faunas from Hokkaido, Northern Japan // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1994. V. 108. P. 353–367.
- Suzuki Y., Akiba F., Kamiya M.* Latest Oligocene siliceous microfossils from Hota Group in southern Boso Peninsula, eastern Honshu, Japan // J. Geol. Soc. Japan. 1996. V. 102, No 12. P. 1068–1071.
- Tabata S.* The general circulation of the Pacific Ocean and brief account of the oceanographic structure of the north Pacific Ocean. Pt I: Circulation and volume transports // Atmosphere. 1975. V. 13, No 4. P. 133–168.
- Tabata S.* Evidence of westward-flowing «Subarctic Countercurrent» in the North Pacific Ocean // J. Fish. Res. Bd. Canada. 1976. V. 33. P. 2168–2196.
- Takayanagi Y., Oda M., Hasegawa S. et al.* Some Middle Miocene planktonic microfossil datum planes in northern Honshu, Japan: their paleoceanographic implications // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1984. V. 46. P. 71–84.
- Talwani N., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian Greenland Sea // Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. V. 88. P. 969–999.
- Tapia P.M., Harwood D.M.* Upper Cretaceous diatom biostratigraphy of the Arctic archipelago and northern continental margin, Canada // Micropaleontology. 2002. V. 48, No 4. P. 303–342.
- Teshima J.* The boundary between the Neogene and Paleogene strata in the Yubari Coalfield — especially by means of the zonation of the Poronai Formation // Fossils (Paleont. Soc. Japan). 1962. No 4. P. 53–56.
- The Monterey Formation and related siliceous rocks of California / R.E. Garrison, R.G. Douglas, K.A. Pisciotto et al. (Eds.). SEPM Special Publ. 1981. No 15. 327 p.
- Thiede J., Myhre A.M., Firth J.V. et al.* Proceedings ODP, Sci. Results, V. 151. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1996. 685 p.
- Tsoy I.B.* Neogene diatom assemblages of the Japan Sea / Proceedings of the Tenth International Diatom Symposium. Joensuu, Finland / H. Simola (Ed.). Koenigstein: Koeltz. Sci. Books, Germany, 1990a. P. 223–241.
- Tsoy I.B.* Oligocene diatom assemblages of the Kuril-Kamchatka Trench: Abstracts 11th International Symposium on living and fossil diatoms. San Francisco, USA, 1990b. P. 121.
- Tsoy I.B.* A Eocene to Oligocene diatom assemblages in dredge samples from the Kronotsky Gulf (Eastern Kamchatka) and Kuril-Kamchatka Trench // VII International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy. Abstracts Volume. Mexico, 1999. P. 34.
- Tsuchi R., Takayanagi Y., Shibata K.* Neogene bio-events in the Japanese Islands // Neogene of Japan — Its biostratigraphy and chronology // IGCP-114 National Working Group of Japan / R. Tsuchi (Ed.). Shizuoka, Japan, 1981. P. 15–32.
- Uozumi S., Akamatsu M., Takagi T.* Takikawa-Honbetsu and Tatsunokuchi faunas (*Fortipecten takahashii* — bearing Pliocene faunas) // Japanese Cenozoic molluscs — their origin and migration / T. Kotaka, L. Jr. Marinovich (Eds.) // Paleont. Soc. Jap. Spec. Pap. 1986. No 29. P. 211–226.
- Utashiro T., Kuroda K., Kobayashi T. et al.* Tertiary stratigraphy and diatoms at the Sawada area, Sado Island, Niigata Prefecture, Japan // Publ. Sado Museum, Japan. 1977. No 7. P. 45–66.
- Vermeij G.L.* Anatomy of an invasion: the trans-Arctic interchange // Paleobiology. 1991. V. 17. P. 281–307.
- Watanabe M., Miyake M., Nozaki S. et al.* Miocene diatom fossils from the Bihoku Group in Koyamaichi Area and the Katsuta Group in Tsuyama Area,

- Okayama Prefecture, southwest Japan // *J. Geol. Soc. Japan*. 1999. V. 105, No 2. P. 116–121.
- Watanabe M., Okamura Y., Satoh M. Diatom fossil and geologic structure of the southeastern margin (off Tohoku) of the Japan Sea // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1994. V. 45, No 7. P. 405–436.
- Watanabe M., Takahashi M. Diatom biostratigraphy of the Middle Miocene Kinone and lower Amatsu Formations in the Boso Peninsula, Central Japan // *J. Japan Assoc. Petrol. Tech.* 1997. V. 62, No 3. P. 215–225.
- Weaver F.M., Gombos A.M., Jr. Southern high-latitude diatom biostratigraphy // *The Deep Sea Drilling Project: a decade of progress* / J.E. Warme, R.G. Douglas, E.L. Winterer (Eds.). *SEPM Special Publ.* 1981. No 32. P. 445–470.
- Weeks R.J., Roberts A.P., Verosub K.L. et al. Magnetostratigraphy of Upper Cenozoic sediments from Leg 145, North Pacific Ocean // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 1995. V. 145 P. 491–521.
- Wei W. Latitudinal thermal gradient of the middle Eocene/Oligocene South Atlantic Ocean; calcareous nannoplankton evidence // *Antarct. J. U.S.* 1989. V. 24. P. 110–112.
- Wei W. Evidence for an earliest Oligocene abrupt cooling in the surface waters of the southern ocean // *Geology*. 1991. V. 19. P. 780–783.
- White L.D. Stratigraphy and paleoceanographic history of the Monterey Formation at Pt. Reyes and Pt. Ano Nuevo, California // *Geology and Tectonics of the Central California Coastal Region, San Francisco to Monterey* / R.E. Garrison, H.G. Greene (Eds.). *Pacific Section, Amer. Assoc. Pet. Geol. Vol. Guidebook*. 1990. 67. P. 91–104.
- White L.D. Diatom biostratigraphy of chert intervals in the Miocene Monterey Formation at Pt. Reyes, Pt. Ano Nuevo, Mussel Rock, and Lions Head, California // *Proceedings of the 11th International Diatom Symposium* / J.P. Kocielek (Ed.) // *Mem. Califor. Acad. Sci.* 1994. No 17. P. 411–424.
- White L.D., Garrison R.E., Barron J.A. Miocene intensification of upwelling along the California margin as record in siliceous facies of the Monterey Formation and offshore DSDP sites // *Upwelling Systems: Evolution Since the Early Miocene* / W.L. Prell, K.C. Emeis (Eds.). *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1992. No 64. P. 429–442.
- Whiting M.C., Schrader H. Late Miocene to Early Pliocene marine diatom and silicoflagellate floras from the Oregon coast and continental shelf // *Micropaleontology*. 1985. V. 31, No 3. P. 249–270.
- Wolfe J.A. A paleobotanical interpretation of Tertiary climates in the northern hemisphere // *Amer. Sci.* 1978. V. 66. P. 694–703.
- Wolfe J.A. Tertiary climates and floristic relationships at high latitudes in the northern hemisphere // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1980. V. 30. P. 313–323.
- Wolfe J.A. Climatic, floristic/vegetational changes near the Eocene/Oligocene boundary in the North America // *Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution* / D.R. Prothero, W.A. Berggren (Eds.). Princeton, New Jersey: Princeton Univ. Press, 1993. P. 421–436.
- Woodruff F., Savin S.M. Miocene deepwater oceanography // *Paleoceanography*. 1989. V. 4. P. 87–140.
- Wornardt W.W.Jr. Miocene and Pliocene marine diatoms from California // *Cal. Acad. Sci. Occas. Pap.*, 1967. No 63. 108 p.
- Wornardt W.W.Jr. Diatoms, past, present, future // *Proceedings 1st Intern. Conf. on planktonic microfossils, Geneva, 1967* / P. Bronnimann, H.H. Renz (Eds.). Leiden: E. J. Brill, 1969. V. 2. P. 690–714.
- Wornardt W.W.Jr. Stratigraphic distribution of diatom genera in marine sediments in western North America // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1972. V. 12. P. 49–74.
- Wright J.D., Miller K.G., Fairbanks R.G. Evolution of modern deepwater circulation: evidence from the late Miocene Southern Ocean // *Paleoceanography*. 1991. V. 6. P. 275–290.
- Wright J.D., Miller K.G., Fairbanks R.G. Early and middle Miocene stable isotopes: implications for deepwater circulation and climate // *Ibid.* 1992. V. 7. P. 357–389.
- Yanagisawa Y. Diatom biostratigraphy of the Neogene Sendai Group, northeast Honshu, Japan // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1990. V. 41, No 1. P. 1–25.
- Yanagisawa Y. Middle Miocene fossil diatom assemblages from carbonate concretions in the Nanatani Formation and a formation equivalent to the Teradomari Formation in the Neogene Niigata sedimentary basin of Japan // *Diatom*. 1993a. V. 8. P. 51–62.
- Yanagisawa Y. Note on diatom temperature index (Td) // *Kaseki (Fossils)*. 1993b. V. 55. P. 1–8.
- Yanagisawa Y. Phylogenetic significance of a new araphid diatom species, *Delphineis kamenooensis* sp. nov // *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N.S.* 1993c. No 172. P. 251–263.
- Yanagisawa Y. Cenozoic diatom genus *Bogorovia* Jouse: An emended description // *Ibid.* 1995. No 177. P. 21–42.
- Yanagisawa Y. Diatom biostratigraphy of the Neogene Taga Group in Otsu district, Kitaibaraki Prefecture, Japan // *Mem. Natn. Sci. Mus., Tokyo*. 1996. V. 29. P. 41–59.
- Yanagisawa Y. Diatom biostratigraphy of the Neogene Tatsunokuchi Formation in the western Kitakami City, Iwate Prefecture, Japan // *Res. Repts. Iwate Prefec. Mus.* 1998. V. 14. P. 29–36.
- Yanagisawa Y., Akiba F. Taxonomy and phylogeny of the three marine diatom genera, *Crucidenticula*, *Denticulopsis* and *Neodenticula* // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1990. V. 41, No 5. P. 197–301.
- 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, No 6. P. 395–414.
- Yanagisawa Y., Akiba F.* Revised marine diatom biostratigraphy of the Miocene sequence in the Matsushima area, northeastern Japan // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1999. V. 50, No 7. P. 431–448.
- Yanagisawa Y., Nakamura K., Suzuki K. et al.* Tertiary biostratigraphy and subsurface geology of the Futaba district, Joban Coalfield, northeast Japan // *Ibid.* 1989. V. 40, No 8. P. 405–467.
- Yanagisawa Y., Suzuki Y.* Diatoms and silicoflagellates from the Oligocene Shirasaka Formation of the Joban Coalfield, northeast Japan // *Ibid.* 1987. V. 38, No 2. P. 81–98.
- Zachos J.C., Berggren W.A., Aubry M.-P., Mackensen A.* Isotope and trace element geochemistry of Eocene and Oligocene foraminifers from Site 748, Kerguelen Plateau // *Proc. ODP, Sci. Res. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1992. V. 120. P. 893–854.
- Zachos J., Pagani M., Sloan L. et al.* Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present // *Science*. 2001. V. 292. P. 686–693.
- Zachos J.C., Stott L.D., Lohmann K.C.* Evolution of early Cenozoic marine temperatures // *Paleoceanography*. 1994. V. 9. P. 353–387.

Фототаблицы I–XVI

и объяснения к ним

Т а б л и ц ы I–VIII

Характерные и важные в стратиграфическом отношении формы диатомей, обнаруженные в разрезе олигоцена — нижнего миоцена скв. 884В ODP (по: [Gladenkov, Barron, 1995])

Масштабные линейки = 10 мкм; а, б, в — разные фокусы

Таблица I

1, 2 — *Rocella vigilans* (Kolbe) Fenner; 3, 7 — *Rocella gelida* (Mann) Bukry; 4, 8 — *Rocella gelida* var. *schraderi* (Bukry) Barron; 5, 6, 9, 10, 12 — *Rocella semigelida* Gombos; 11 — *Raphidodiscus marylandicus* Christian; 13, 20 — *Kozloviella minor* Jousé; 14 — *Coscinodiscus lewisianus* var. *levis* (Jousé) Harwood et Maruyama; 15–18 — *Lisitzinia ornata* Jousé; 19 — *Lisitzinia ornata* f. *pentagona* Harwood

Таблица II

1 — *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve; 2 — *Distephanosira architecturalis* (Brun) Gleser; 3–6, 9 — *Thalassiosira praeфрага* A. Gladenkov et Barron; 7 — *Thalassiosira dubiosa* Schrader; 8 — *Thalassiosira mediaconvexa* Schrader; 10, 11 — *Thalassiosira lusca* Schrader; 12, 13 — *Thalassiosira irregulata* Schrader; 14, 15, 18 — *Thalassiosira fraga* Schrader; 16 — *Thalassiosira* aff. *mediaconvexa* Schrader; 17 — *Chaetoceros* Ehrenberg sp. (снопа); 19 — *Goniothecium odontella* Ehrenberg; 20 — *Azpeitia salisburyana* (Lohman) Sims; 21 — *Azpeitia praenodulifera* (Barron) Sims et Fryxell

Таблица III

1 — *Azpeitia* aff. *praenodulifera* (Barron) Sims et Fryxell; 2–6 — *Cestodiscus kugleri* Lohman; 7 — *Cestodiscus kugleri* Lohman?; 8, 10 — *Cestodiscus trochus* Castracane; 9, 11 — *Azpeitia tabularis* (Grunow) Fryxell et Sims; 12 — *Coscinodiscus rhombicus* Castracane; 13 — *Coscinodiscus lewisianus* Greville

Таблица IV

1, 2 — *Proboscia praebarboi* (Schrader) Jordan et Priddle; 3, 4 — *Rhizosolenia norwegica* Schrader; 5, 16 — *Rhizosolenia hotaense* Akiba; 6, 15, 17 — *Pyxilla* Greville spp.; 7, 13, 14 — *Hemiaulus* Ehrenberg sp. (*pyxiloides* form); 8, 9 — *Sceptroneis* Ehrenberg spp. (группа *Sc. tenue* Schrader et Fenner — *Sc. pesplanus* Fenner et Schrader); 10 — *Goniothecium odontella* Ehrenberg; 11, 12 — *Pseudotriceratium radiosoreticulatum* Grunow

Таблица V

1, 2, 27 — *Cavitatus miocenicus* (Schrader) Akiba et Yanagisawa; 3, 15, 18, 19, 22, 23 — *Cavitatus jouseanus* (Sheshukova) Williams; 4 — *Cavitatus exiguous* Yanagisawa et Akiba; 5, 6 — *Cavitatus lanceolatus* Akiba et

Hiramatsu; 7–10 — *Cavitatus rectus* Akiba et Hiramatsu; 11, 12 — *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) H. et M. Peragallo; 13 — *Thalassionema nitzschioides* var. *parva* Heiden; 14, 20, 21 — *Cymatosira* cf. *lorenziana* Grunow; 16, 17, 25 — *Cavitatus linearis* (Sheshukova) Akiba et Yanagisawa; 24, 26 — *Azpeitia oligocenica* (Jousé) Sims; 28 — *Thalassiothrix longissima* Cleve et Grunow

Таблица VI

1, 2 — *Rouxia isopolica* Schrader; 3, 4 — *Rouxia* cf. *granda* Schrader; 5 — *Rouxia naviculoides* Schrader; 6, 7 — *Rouxia obesa* Schrader; 8 — *Pseudodimerogramma elegans* Schrader; 9, 19, 20 — *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba; 10–12 — *Kisseleviella ezoensis* Akiba; 13, 14 — *Mediaria splendida* Sheshukova; 15 — *Actinocyclus octonarius* Ehrenberg; 16, 17 — *Kisseleviella carina* Sheshukova; 18, 21 — *Kisseleviella magnaareolata* Akiba et Yanagisawa; 22 — *Goniothecium decoratum* Brun; 23 — *Azpeitia biradiata* (Greville) Sims

Таблица VII

1, 2 — *Actinocyclus ingens* Ratray; 3, 6 — *Actinocyclus tsugaruensis* Kanaya; 4, 5 — *Actinocyclus* Ehrenberg sp. (группа *A. ochotensis* Jousé — *A. ingens* Ratray); 7 — *Actinocyclus ingens* var. *nodus* Baldauf

Таблица VIII

1, 2 — *Nitzschia challengerii* Schrader; 3–8 — *Nitzschia* aff. *challengerii* Schrader; 9–19 — *Denticulopsis praelauta* Akiba et Koizumi; 20–26 — *Denticulopsis lauta* (Bailey) Simonsen; 27 — *Yoshidaia divergens* Komura; 28–30 — *Nitzschia maleinterpretaria* Schrader; 31–33, 36, 41, 42 — *Crucidentricula sawamurae* Yanagisawa et Akiba; 34, 35 — *Crucidentricula ikebei* Akiba et Yanagisawa; 37–40, 44–47 — *Crucidentricula kanayae* Akiba et Yanagisawa; 43 — *Denticulopsis hyalina* (Schrader) Simonsen

Т а б л и ц ы IX, X

Характерные и важные в стратиграфическом отношении представители раннеолигоценового комплекса диатомей каменной свиты о-ва Беринга (Командорские острова)

Таблица IX

1, 2 — *Pseudotriceratium radiosoreticulatum* Grunow; 3, 4 — *Pyxilla reticulata* Grove et Sturt; 5, 9, 14 — *Eurossia irregularis* (Greville) Sims; 6 — *Triceratium unguiculatum* Greville; 7 — *Sheshukovia excavata* (Heiberg) Nikolaev et Harwood; 8 — *Costopyxis trochlea* (Hanna) Strelnikova; 10, 11 — *Pyxilla gracilis* Tempere et Forti; 12 — *Asterolampra schmidtii* Hajós; 13, 16 — *Rouxia obesa* Schrader; 15 — *Actinostephanos ridus* Chursevich et Tsoy; 17, 18 — *Hemialus incisus* Hajós; 19 — *Azpeitia oligocenica* (Jousé) Sims; 20 — *Proboscia interposita* (Hajós) Jordan et Priddle; 21 — *Coscinodiscus monicae* Grunow

Масштабные линейки = 10 мкм (А — для фиг. 3, 5, 9, 11, 15, 17; Б — для фиг. 1, 2, 4, 6, 7, 10, 12, 20, 21; В — для фиг. 8, 13, 14, 16, 18, 19); а, б — разные фокусы

Таблица X

1, 2 — *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader; 3, 4 — *Rh. antarctica* Fenner; 5 — *Sceptroneis pesplanus* Fenner et Schrader; 6 — *Kisseleviella cuspidata* Gleser, Dolmatova et Lupikina; 7 — *Rouxia granda* Schrader; 8, 15 — *Distephanosira architecturalis* (Brun) Gleser; 9, 10 — *Navicula udintsevii* Schrader et Fenner; 11 — *Hemialus rectus* var. *twista* Fenner; 12, 14 — *Thalassiosira mediaconvexa* Schrader; 13 — *Asteromphalus oligocenicus* Schrader et Fenner; 16 — *Hyalopoda spirialis* (Hajós) Kozyrenko et Jackovschikova; 17 — *Azpeitia bukryi* (Barron) Barron; 18 — *Drepanotheca bivittata* (Grunow et Pantocsek) Schrader

Масштабные линейки = 10 мкм (А — для фиг. 1, 2, 5, 13; Б — для фиг. 11, 16–18; В — для фиг. 3, 4, 6–10, 12, 14, 15); а, б — разные фокусы

Т а б л и ц а X I

Характерные и важные в стратиграфическом отношении формы диатомей и силикофлагеллят, обнаруженные в разрезе озерновской свиты Восточной Камчатки (по: [Гладенков и др., 1998])

1 — *Raphidodiscus marylandicus* Christian; 2 — *Rocella gelida* var. *schraderi* (Bukry) Barron; 3 — *Rocella gelida* (Mann) Bukry; 4 — *Rocella vigilans* (Kolbe) Fenner; 5 — *Rhizosolenia hotaense* Akiba; 6 — *Rhizosolenia norwegica* Schrader; 7 — *Lisitzinia ornata* Jousé; 8 — *Cavitatus jouseanus* (Sheshukova) Williams; 9 — *Kisseleviella carina* Sheshukova; 10 — *Coscinodiscus rhombicus* Castracane; 11 — силикофлагеллята *Naviculopsis lata* var. *obliqua* Bukry; 12 — *Cavitatus rectus* Akiba et Hiramatsu; 13 — *Kisseleviella ezoensis* Akiba; 14 — *Thalassiosira fraga* Schrader; 15 — *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg; 16 — *Actinocyclus ingens* Rattray; 17 — *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba; 18 — *Lithodesmium* aff. *undulatum* Ehrenberg

Масштабные линейки = 10 мкм (А — для фиг. 1–2, 4–18; Б — для фиг. 3)

Т а б л и ц а X I I

Характерные и важные в стратиграфическом отношении формы диатомей, обнаруженные в разрезах пиленгской и борской свит Пограничного прогиба Сахалина (по: [Gladenkov et al., 2000])

1, 2 — *Sheshukovia excavata* (Heiberg) Nikolaev et Harwood; 3, 4 — *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*) *petaliformis* (Dolmatova) Dolmatova; 5 — *Stephanogonia hanzawae* Kanaya; 6 — *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*) *marginata* (Grunow) Strelnikova et Nikolaev; 7 — *Stephanopyxis* aff. *oamaruensis* Hajós; 8, 9 — *Odontella sawamurae* Akiba; 10 — *Actinoptychus senarius* (Ehrenberg) Ehrenberg; 11 — *Kisseleviella ezoensis* Akiba; 12 — *Kisseleviella* sp. A sensu Akiba (Morita et al., 1996); 13, 14 — *Kisseleviella carina* Sheshukova; 15 — *Rhizosolenia miocenica* Schrader; 16 — *Hemiaulus polymorphus* Grunow; 17, 18 — *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba; 19 — *Cavitatus linearis* (Sheshukova) Akiba et Yanagisawa; 20 — *Cavitatus miocenicus* (Schrader) Akiba et Yanagisawa; 21 — *Cavitatus jouseanus* (Sheshukova) Williams; 22, 23 — *Cavitatus rectus* Akiba et Hiramatsu; 24, 25 — *Chaetoceros* Ehrenberg spp. (споры)

Масштабные линейки = 10 мкм (А — для фиг. 1, 3 — 19, 22 — 25; Б — для фиг. 2, 20, 21)

Т а б л и ц а X I I I

Характерные и важные в стратиграфическом отношении формы диатомей, обнаруженные в разрезе борской свиты Пограничного прогиба Сахалина (по: [Gladenkov et al., 2000])

1 — *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*) *turris* (Greville et Arnott) Strelnikova et Nikolaev; 2 — *Pyxidicula* (*Stephanopyxis*) *grunowii* (Grove et Sturt) Strelnikova et Nikolaev; 3 — *Cestodiscus kugleri* Lohman; 4 — *Actinocyclus octonarius* Ehrenberg; 5 — *Actinocyclus* sp. sensu Akiba (Morita et al., 1996); 6 — *Actinocyclus ingens* Rattray; 7 — *Hyalodiscus dentatus* O. Korotkevich; 8 — *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve; 9 — *Hyalodiscus elegans* Strelnikova sensu Baldauf, Barron (1987); 10 — *Stellarima microtrias* Hasle et Sims; 11 — *Lisitzinia ornata* Jousé; 12 — *Hyalopyxis concava* (Sheshukova) Makarova; 13 — *Thalassiosira haynaldiella* Jousé; 14 — *Thalassiosira mediaconvexa* Schrader; 15 — *Coscinodiscus oculus-iridis* Ehrenberg; 16 — *Thalassiosira dubiosa* Schrader; 17, 18, 21 — *Thalassiosira* cf. *fraga* Schrader; 19 — *Thalassiosira praepraga* A. Gladenkov et Barron; 20 — *Coscinodiscus argus* Ehrenberg; 22 — *Porosira punctata* (Jousé) Makarova; 23, 24 — *Cosmidiscus insignis* Jousé

Масштабные линейки = 10 мкм (А — для фиг. 1–3, 5–9, 11–14, 16–19, 21–24; Б — для фиг. 4, 10, 15, 20)

Т а б л и ц ы XIV–XVI

Важные в стратиграфическом отношении и для проведения палеогеографических реконструкций таксоны, а также характерные представители комплексов диатомей формации Милки Ривер разреза Сэнди Ридж п-ова Аляска

Масштабные линейки = 10 мкм; а, б — разные фокусы

Таблица XIV

1, 2 — *Thalassiosira oestrupii* (Ostenfeld) Proshkina-Lavrenko; 3–5 — *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawa; 6, 7 — *Cosmiodiscis insignis* Jousé; 8 — *Thalassiosira antiqua* (Grunow) Cleve-Euler; 9 — *Fragilariopsis oceanica* (Cleve) Hasle; 10 — *Thalassiosira hyalina* (Grunow) Gran; 11–13 — *Thalassiosira* cf. *convexa* Mukhina; 14, 15 — *Fragilariopsis cylindrus* (Grunow) Krieger; 16 — *Hyalopyxis concava* (Sheshukova) Makarova; 17 — *Nitzschia rolandii* Schrader; 18, 23 — *Thalassiosira dolmatovae* Oreshkina; 19 — *Th. latimarginata* Makarova; 20, 21 — *Rhaphoneis angularis* Lohman; 22 — *Detonula confervacea* (Cleve) Gran; 24 — *Thalassiosira gravida* Cleve; 25 — *Th. jouseae* Akiba; 26 — *Cymatosira debyi* Tempère et Brun; 27, 28 — *Delphineis simonsenii* (Mertz) Akiba; 29 — *Bacterosira fragilis* (Gran) Gran; 30, 31 — *Thalassiosira marujamica* Sheshukova emend. Makarova; 32 — *Th. temperei* (Brun) Akiba et Yanagisawa

Масштабные линейки: А — для фиг. 1, 2; Б — для фиг. 3 — 32

Таблица XV

1 — *Thalassiosira undulosa* (Mann) Sheshukova; 2, 3 — *Pyxidicula zabelinae* (Jousé) Makarova et Moisseeva; 4 — *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg; 5 — *Thalassiosira praeoestrupii* Dumont et al. emend. Bodén; 6 — *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve; 7 — *Thalassiosira latimarginata* Makarova; 8 — *Odontella aurita* (Lyngbye) Agardh; 9, 10 — рывна *Delphineis angustata* (Pantocsek) Andrews; 11 — *Thalassiosira hyalina* (Grunow) Gran; 12 — *Th. kryophila* (Grunow) Jørgensen; 13, 14 — *Lithodesmium minusculum* Grunow; 15 — *Thalassiosira sheshukovae* Makarova; 16 — *Th. jacksonii* Koizumi et Barron; 17 — *Detonula confervacea* (Cleve) Gran; 18, 19 — *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) H. et M. Peragallo; 20 — *Thalassiosira manifesta* Sheshukova; 21 — *Porosira glacialis* (Grunow) Jørgensen

Таблица XVI

1, 10 — *Porosira punctata* (Jousé) Makarova; 2, 3 — *Dicladia capreolus* Ehrenberg; 4 — *Adoneis pacifica* Andrews et Rivera; 5 — *Thalassiosira leptopus* (Grunow) Hasle et Fryxell; 6 — *Bacteriastrum varians* Lauder; 7, 13 — *Actinocyclus curvatulus* Janisch; 8 — *Cladogramma dubium* Lohman; 9 — *Pseudopyxilla americana* (Ehrenberg) Forti; 11 — *Actinocyclus ochotensis* Jousé; 12 — *Thalassiosira orientalis* Sheshukova emend. Makarova; 14 — *Actinocyclus octonarius* Ehrenberg; 15 — *Thalassiothris robusta* (Schrader) Akiba; 16 — *Actinoptychus splendens* (Shadbolt) Ralfs; 17 — *A. senarius* (Ehrenberg) Ehrenberg

Таблица I

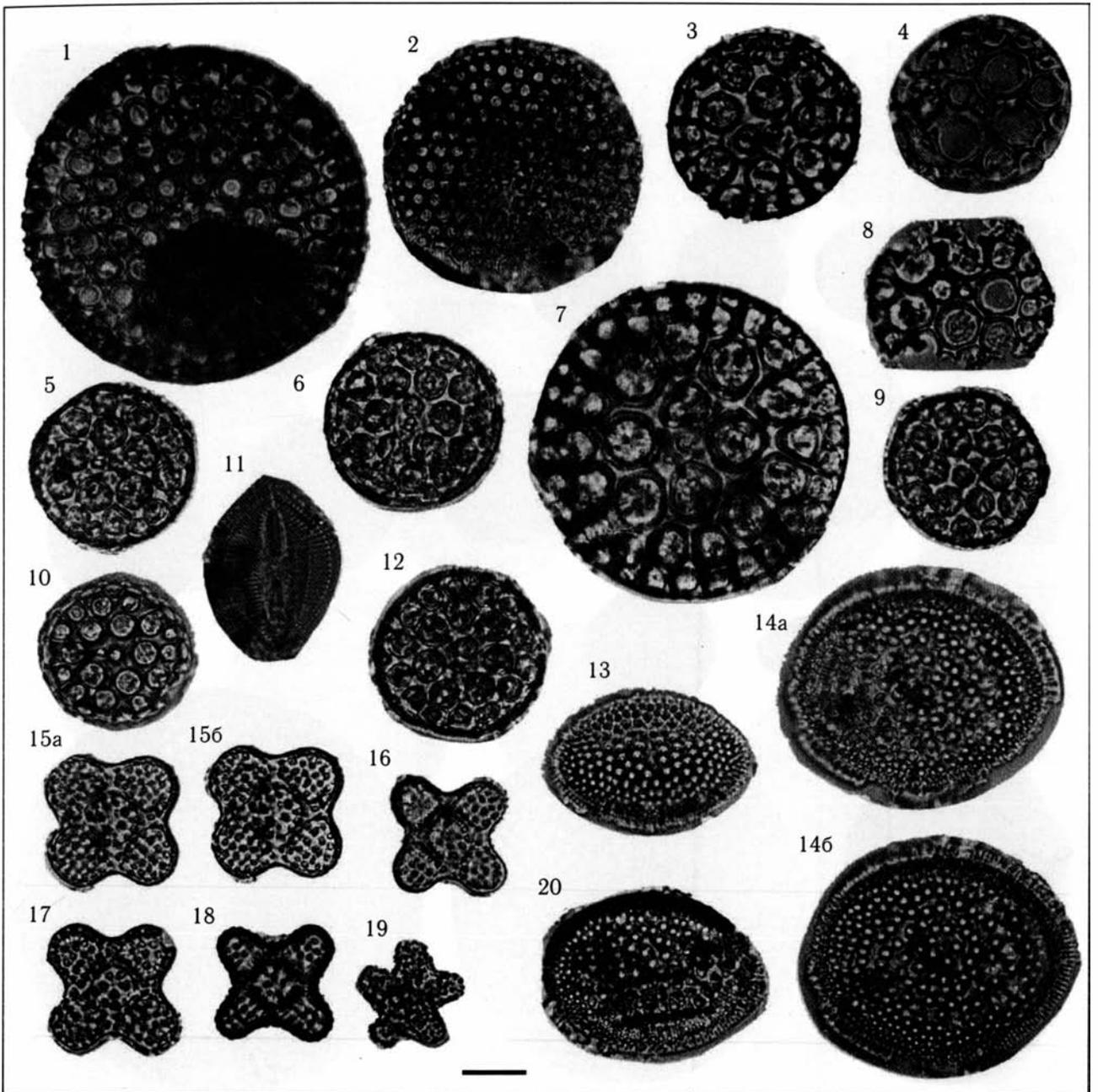


Таблица II

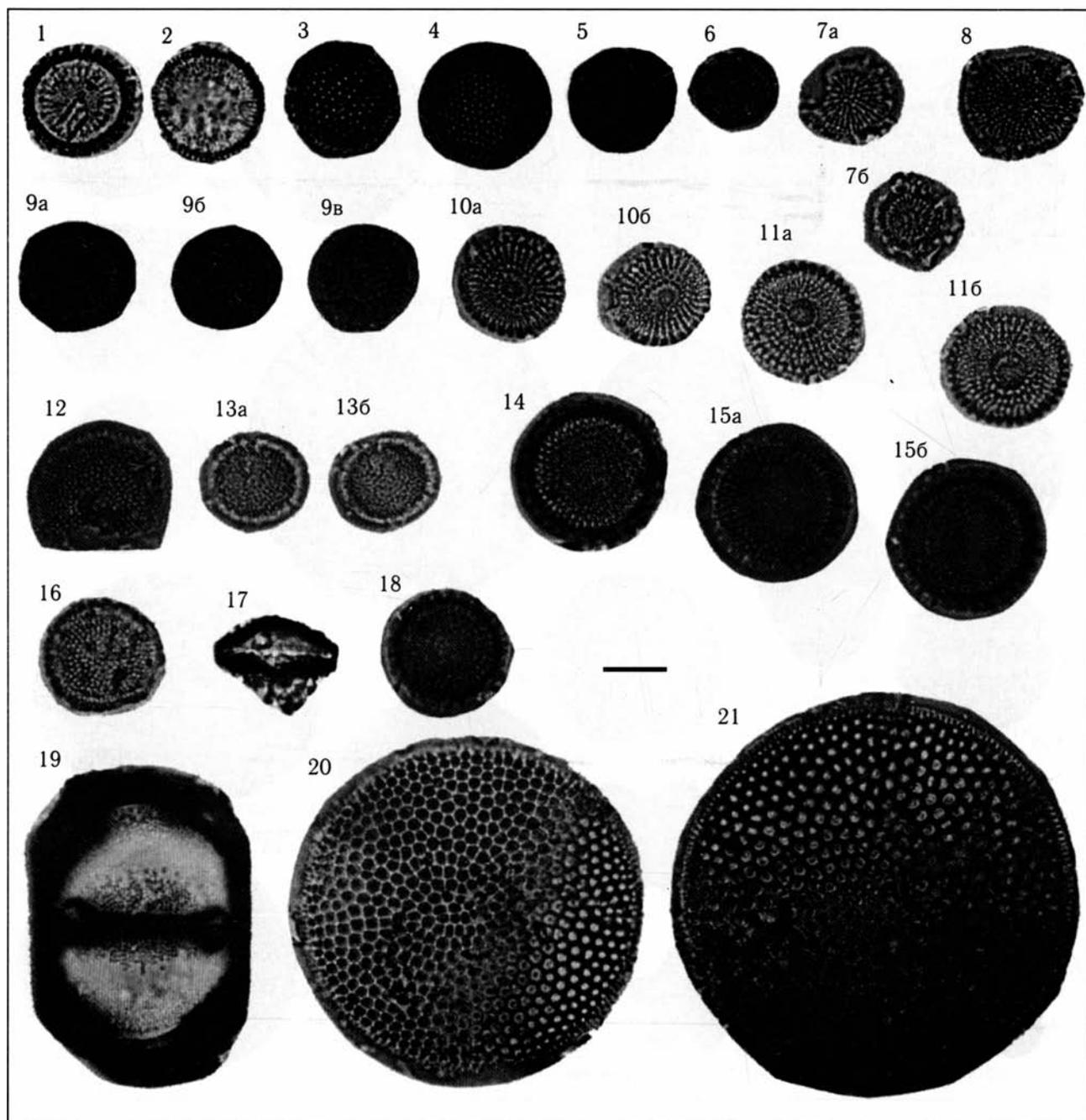


Таблица III

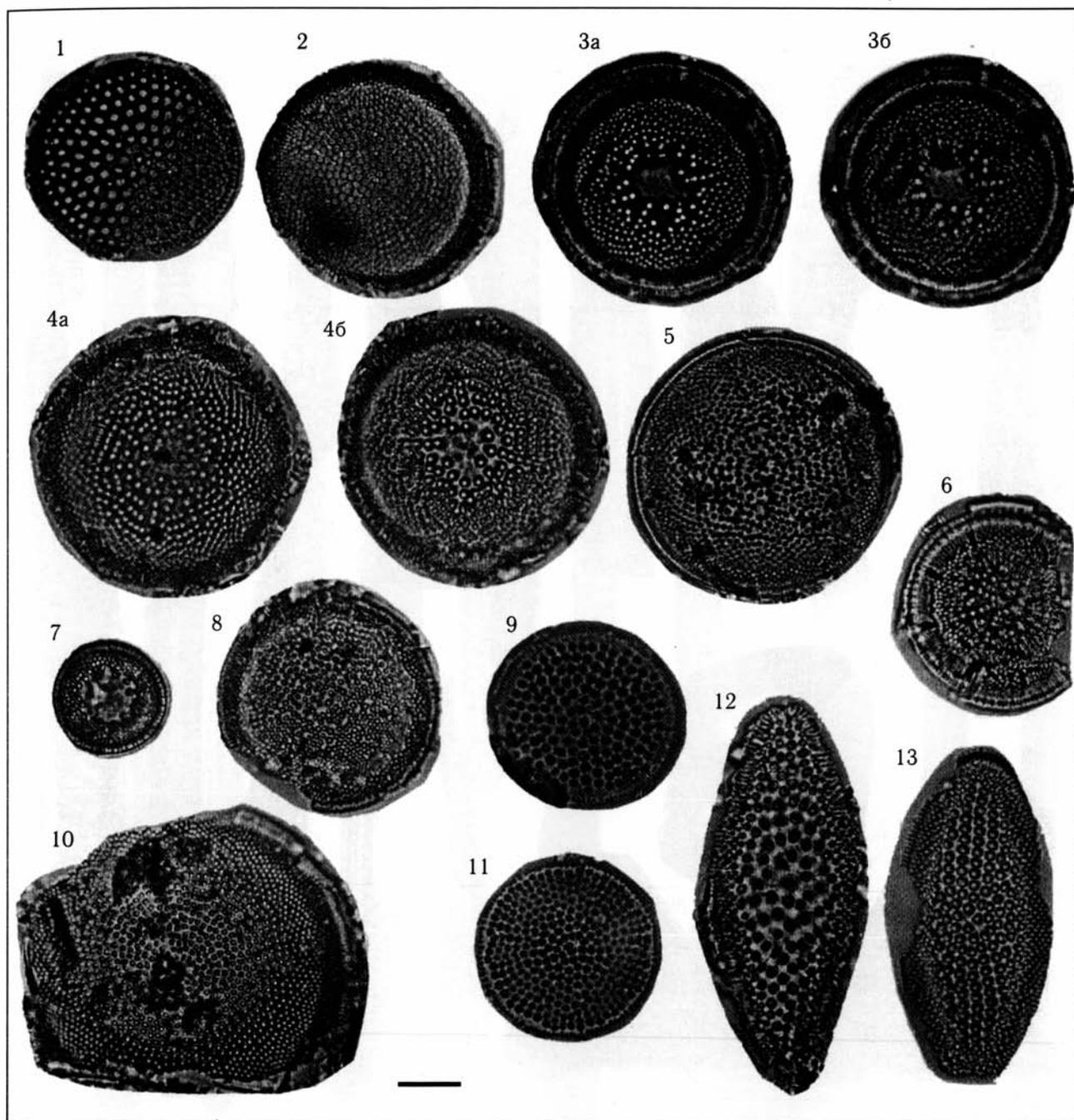


Таблица IV

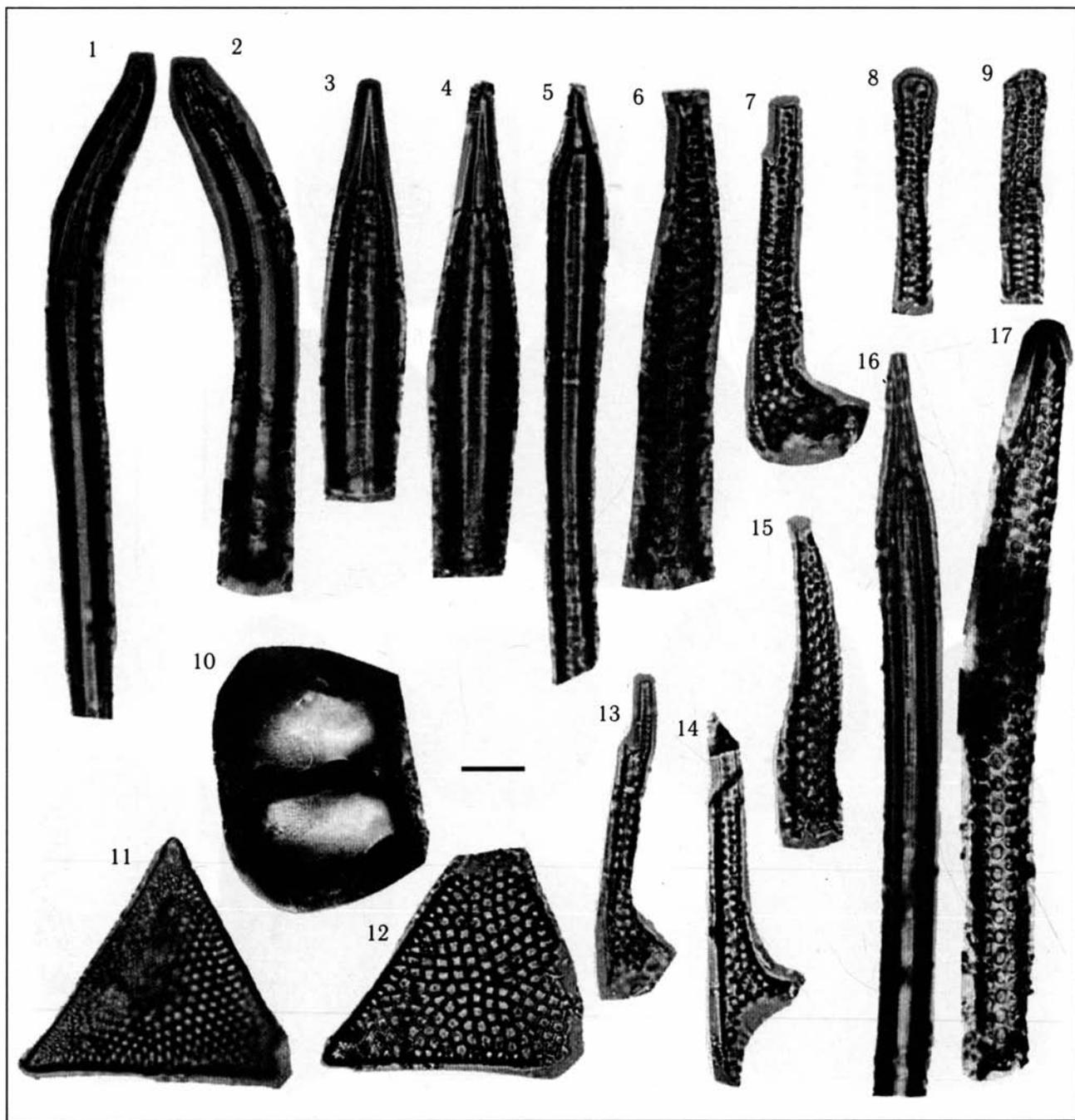


Таблица V

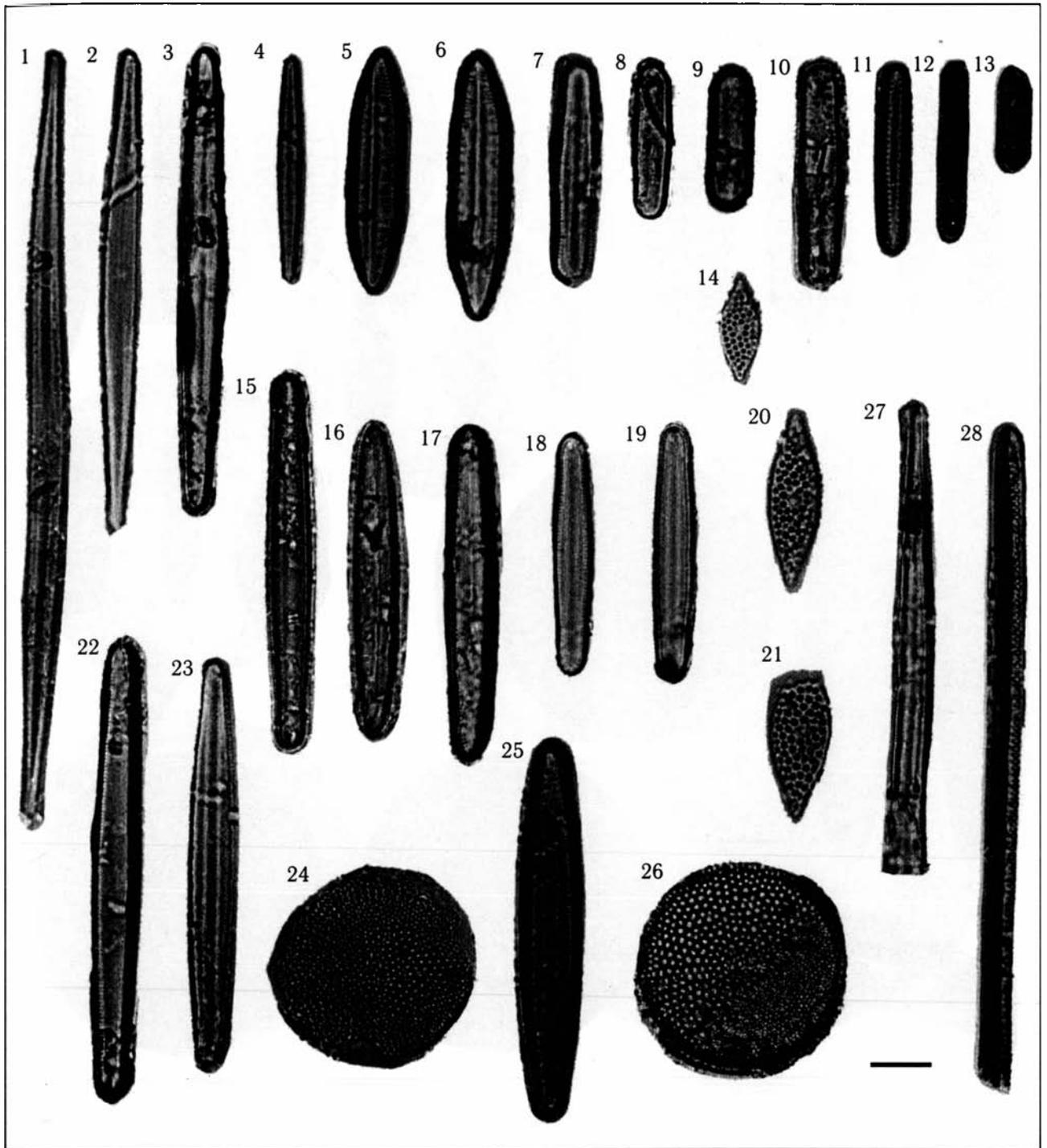


Таблица VI

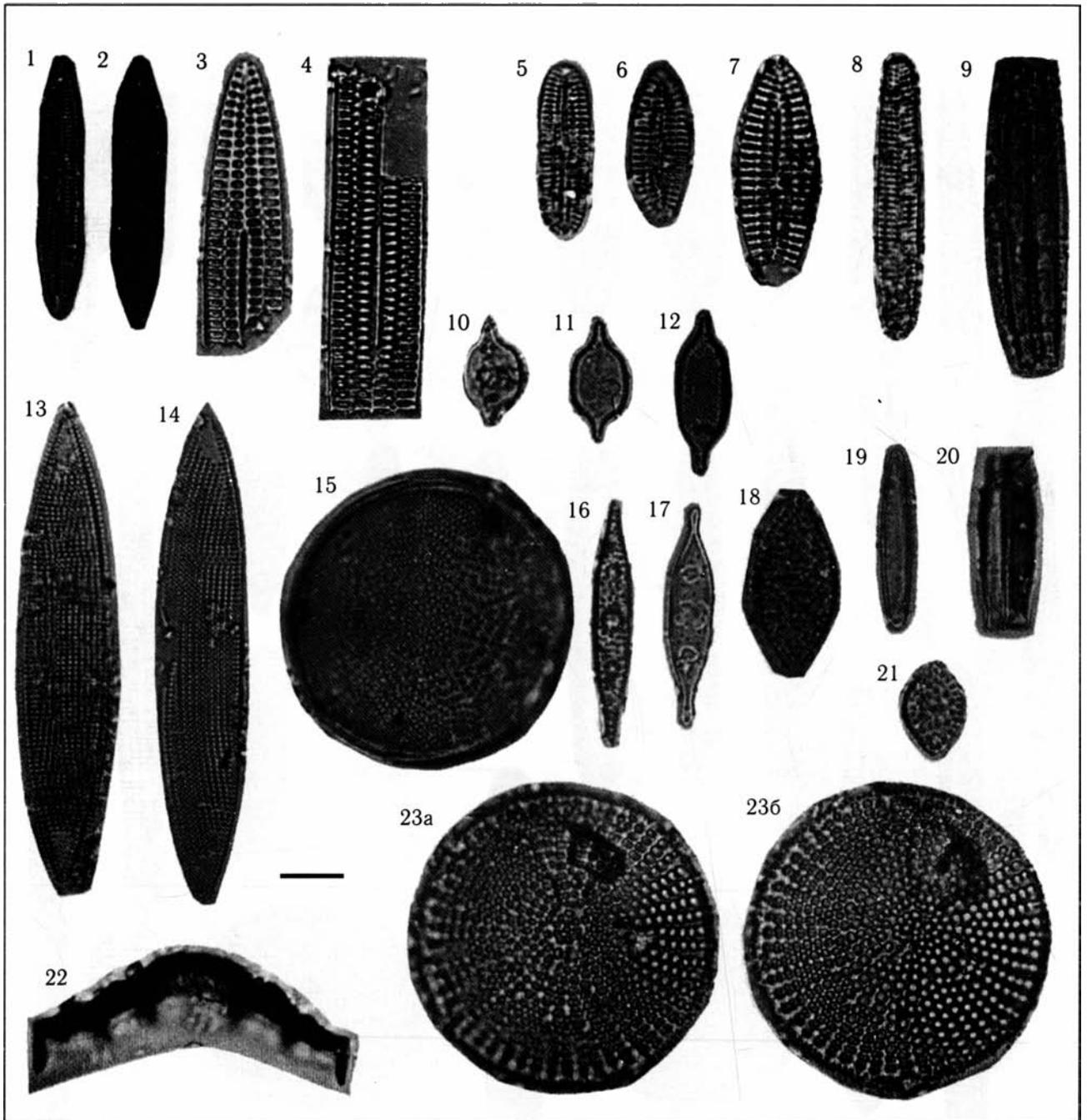


Таблица VII

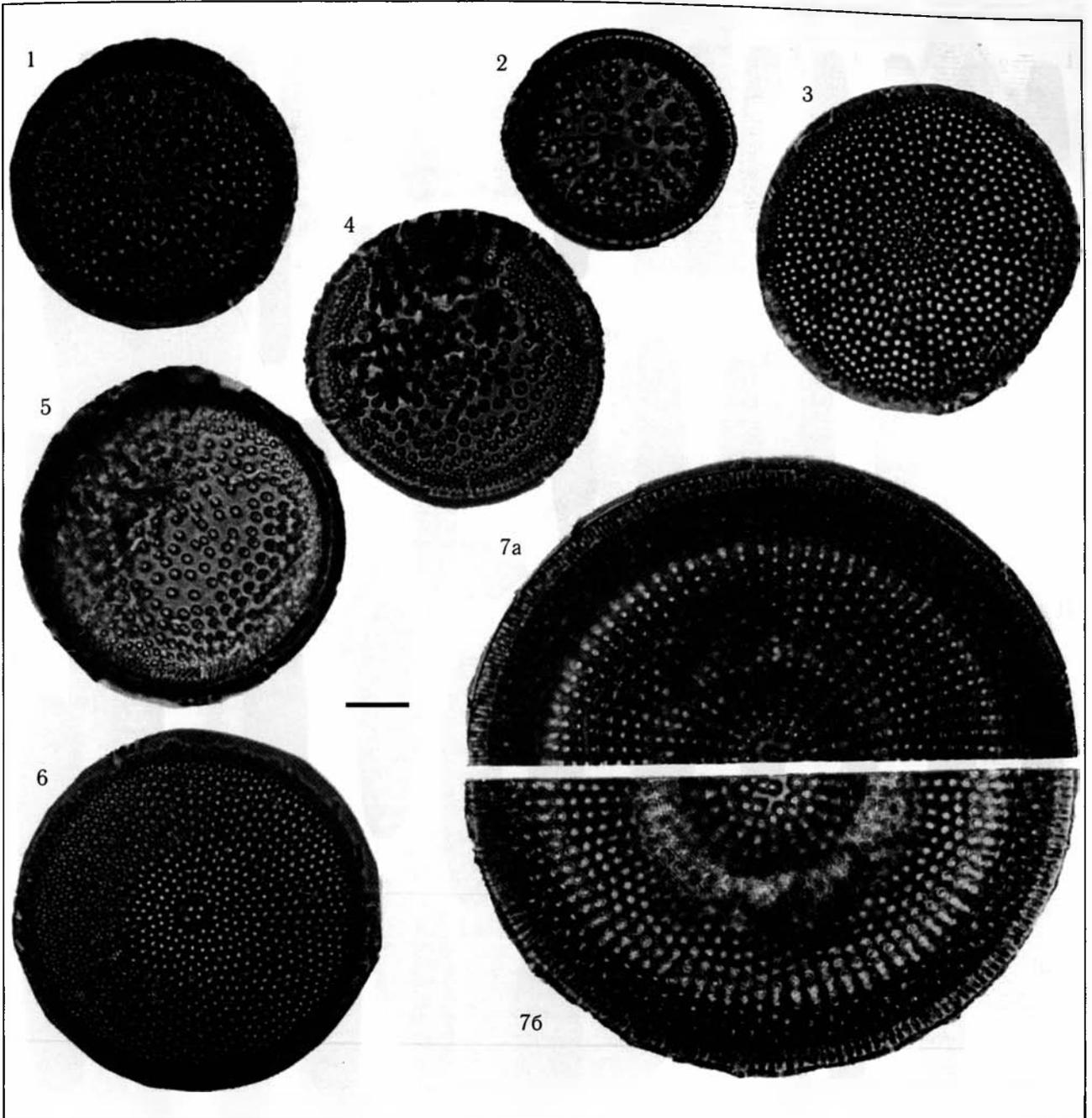


Таблица VIII

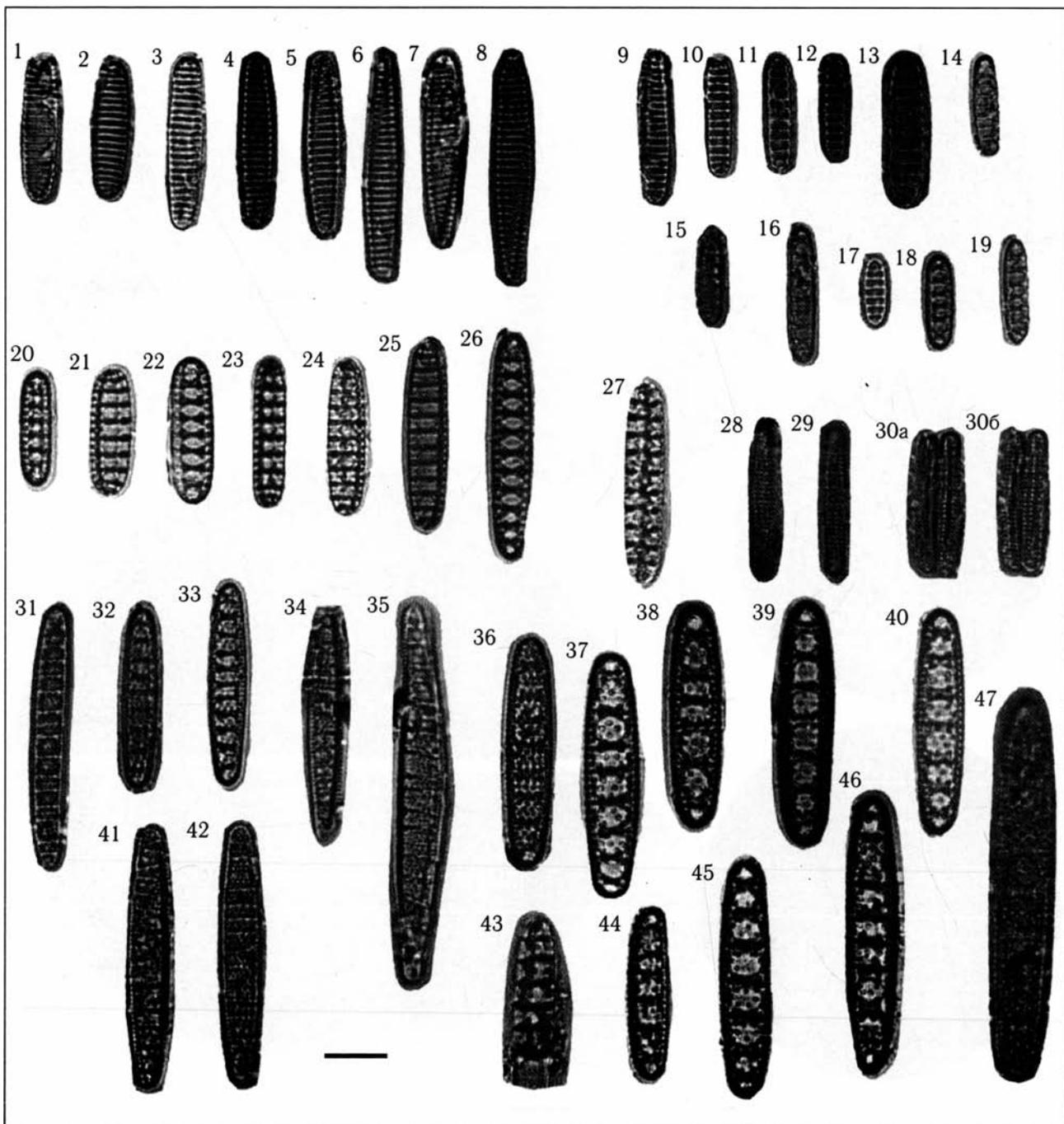


Таблица IX

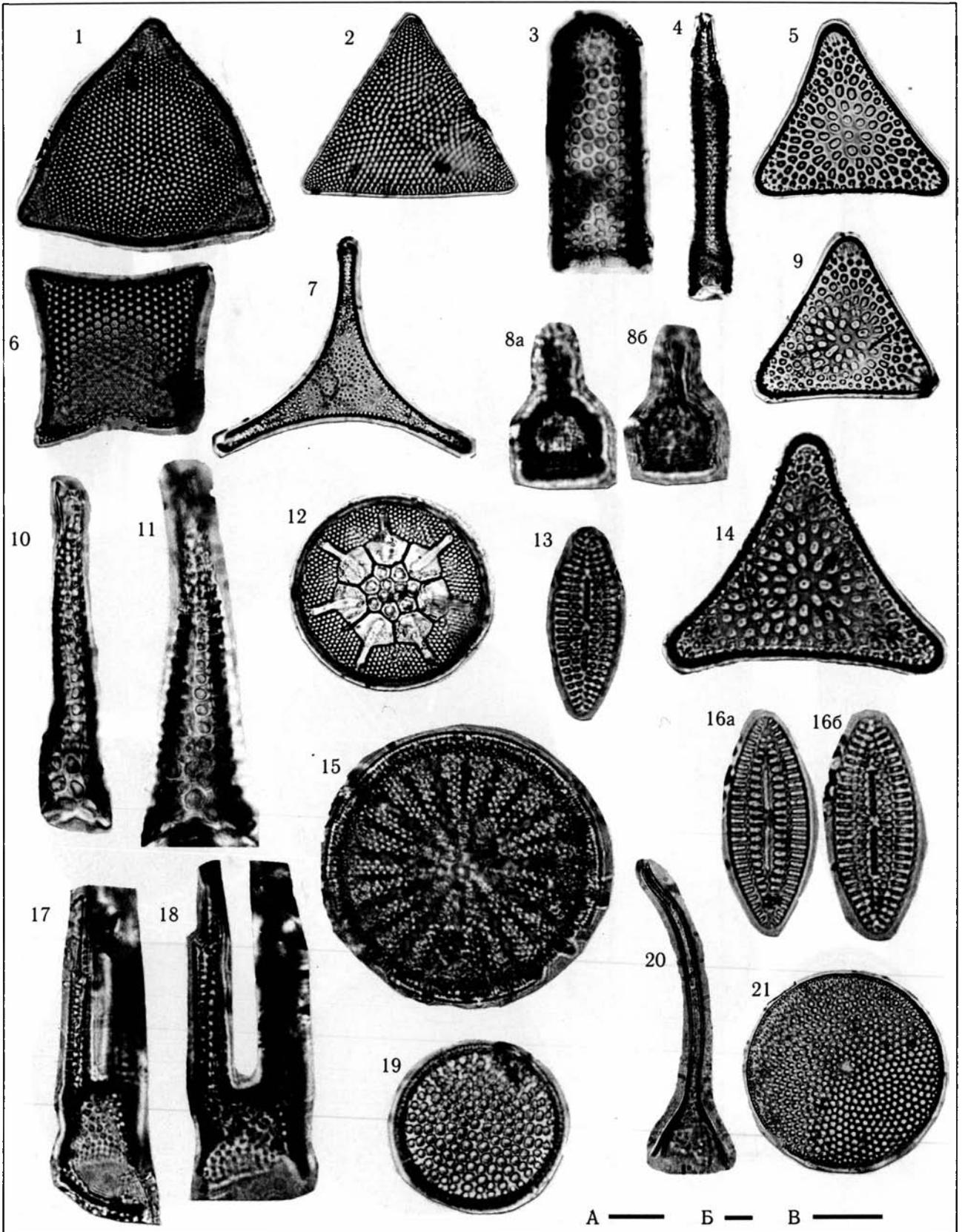


Таблица X

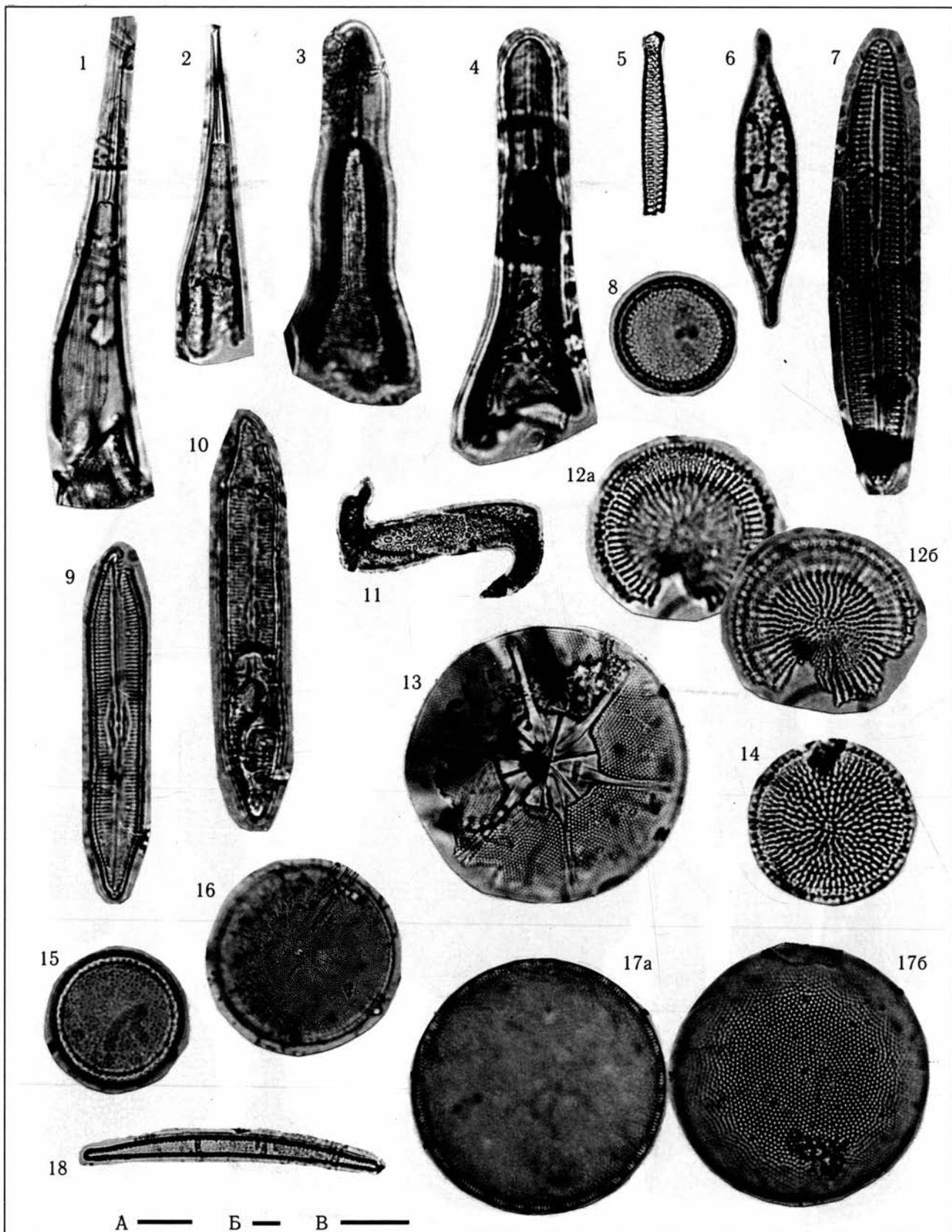


Таблица XI

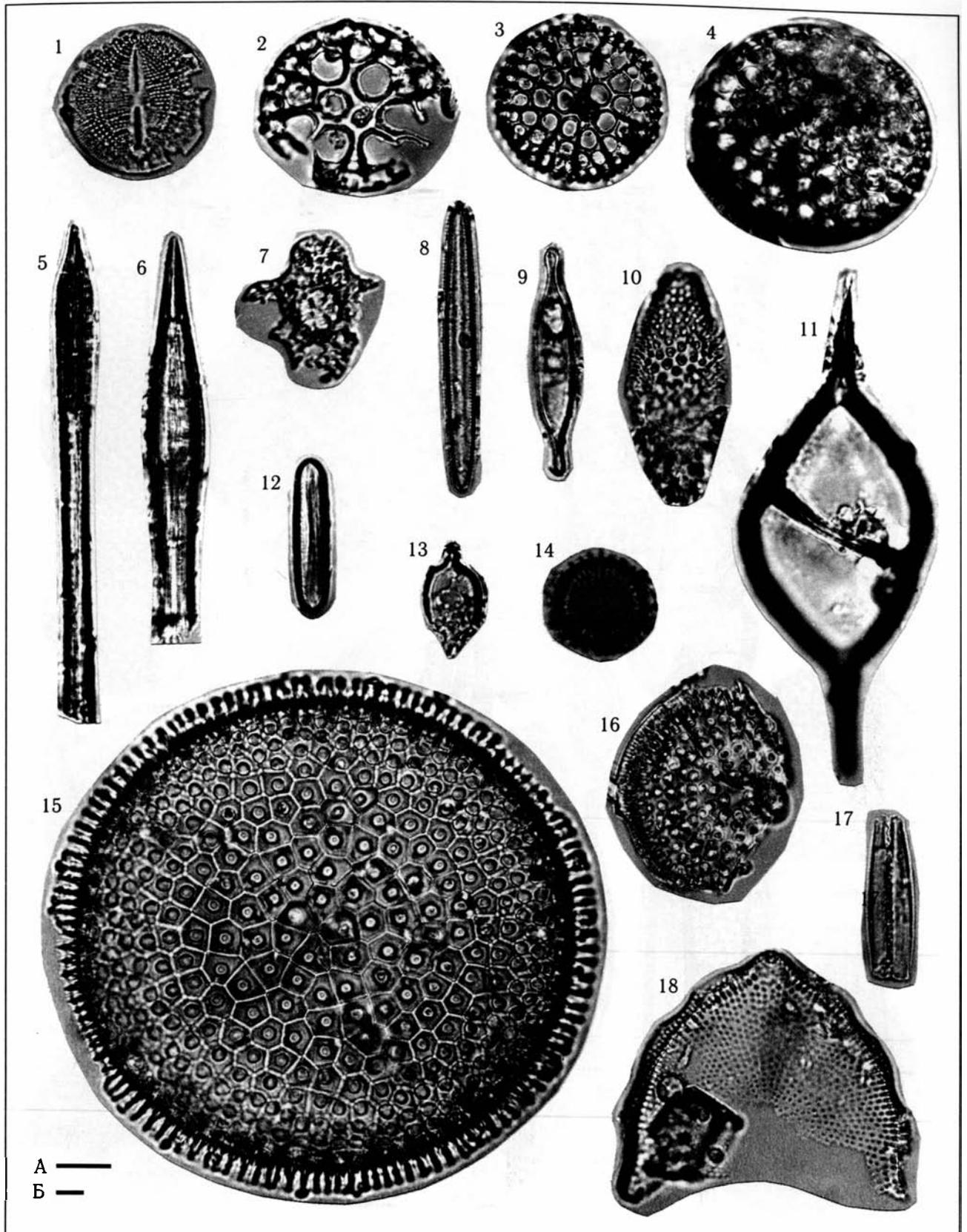


Таблица XII

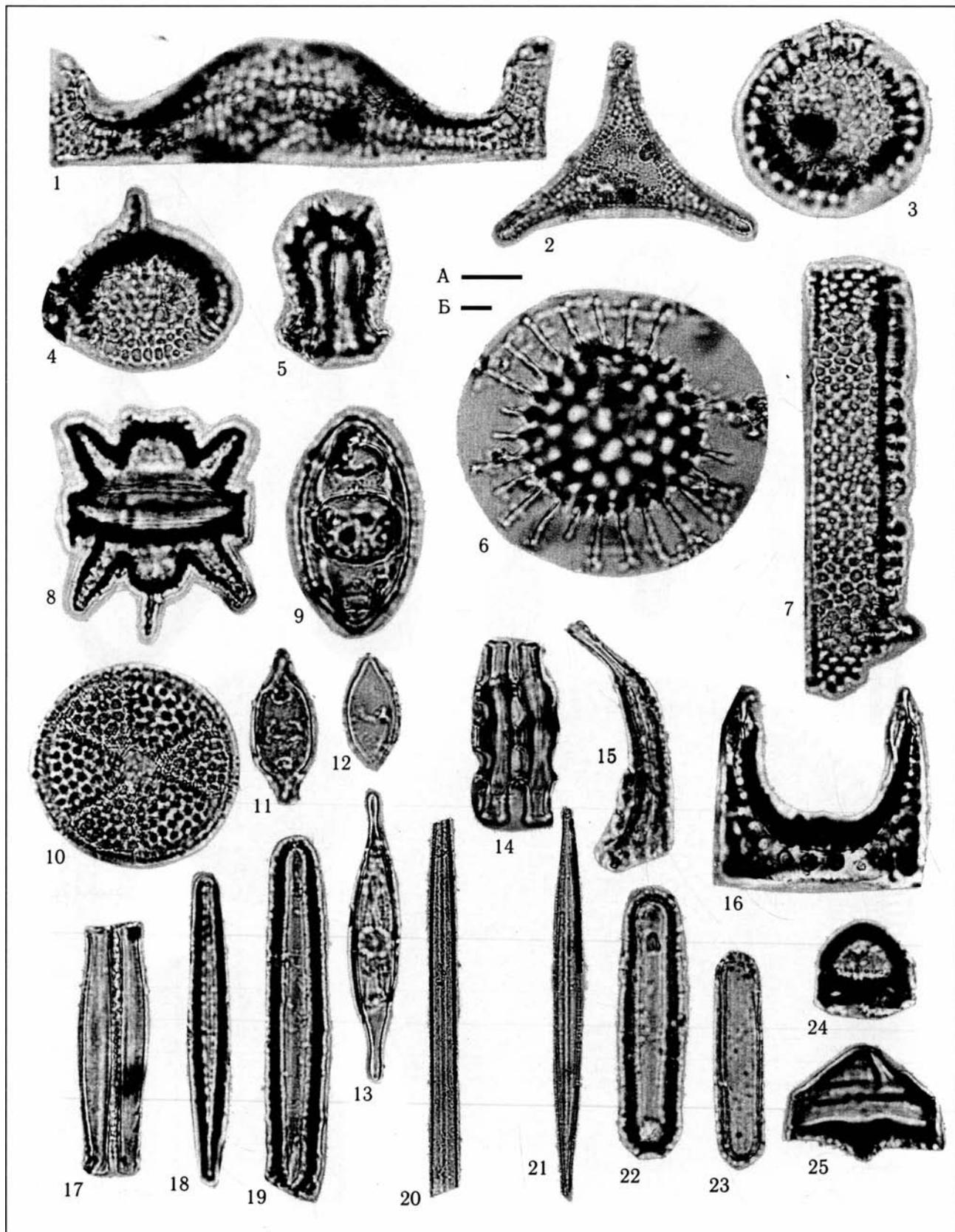


Таблица XIII

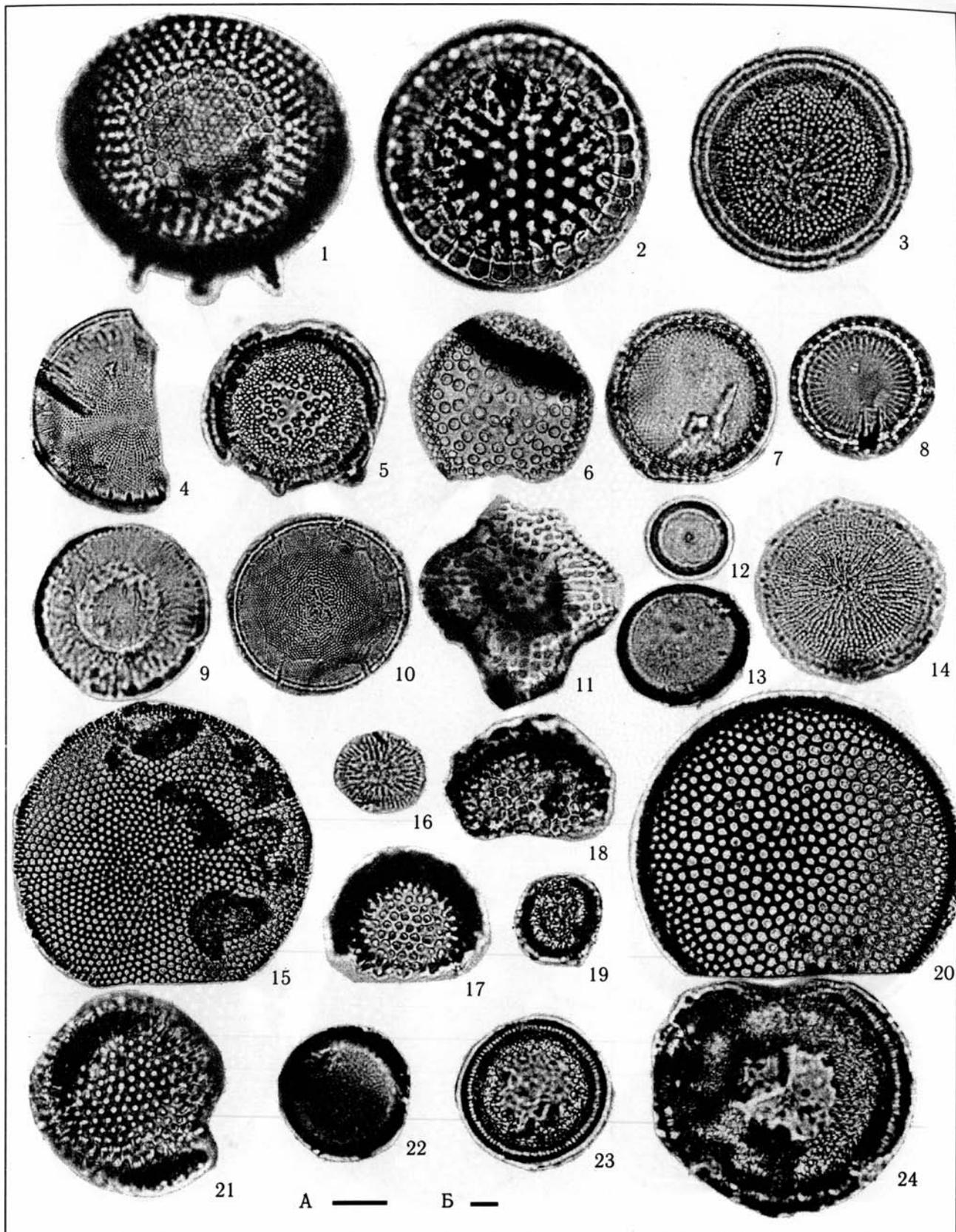


Таблица XIV

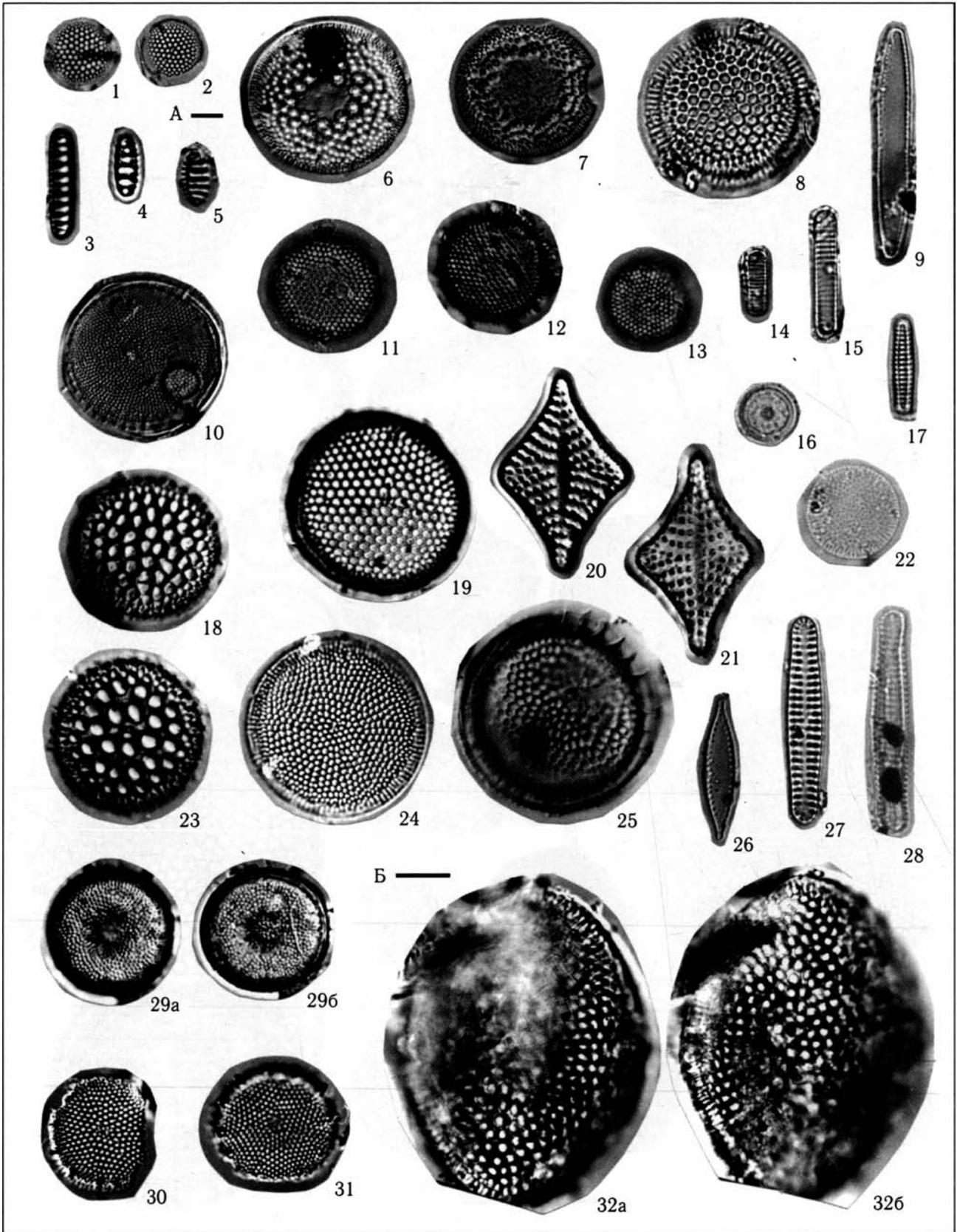


Таблица XV

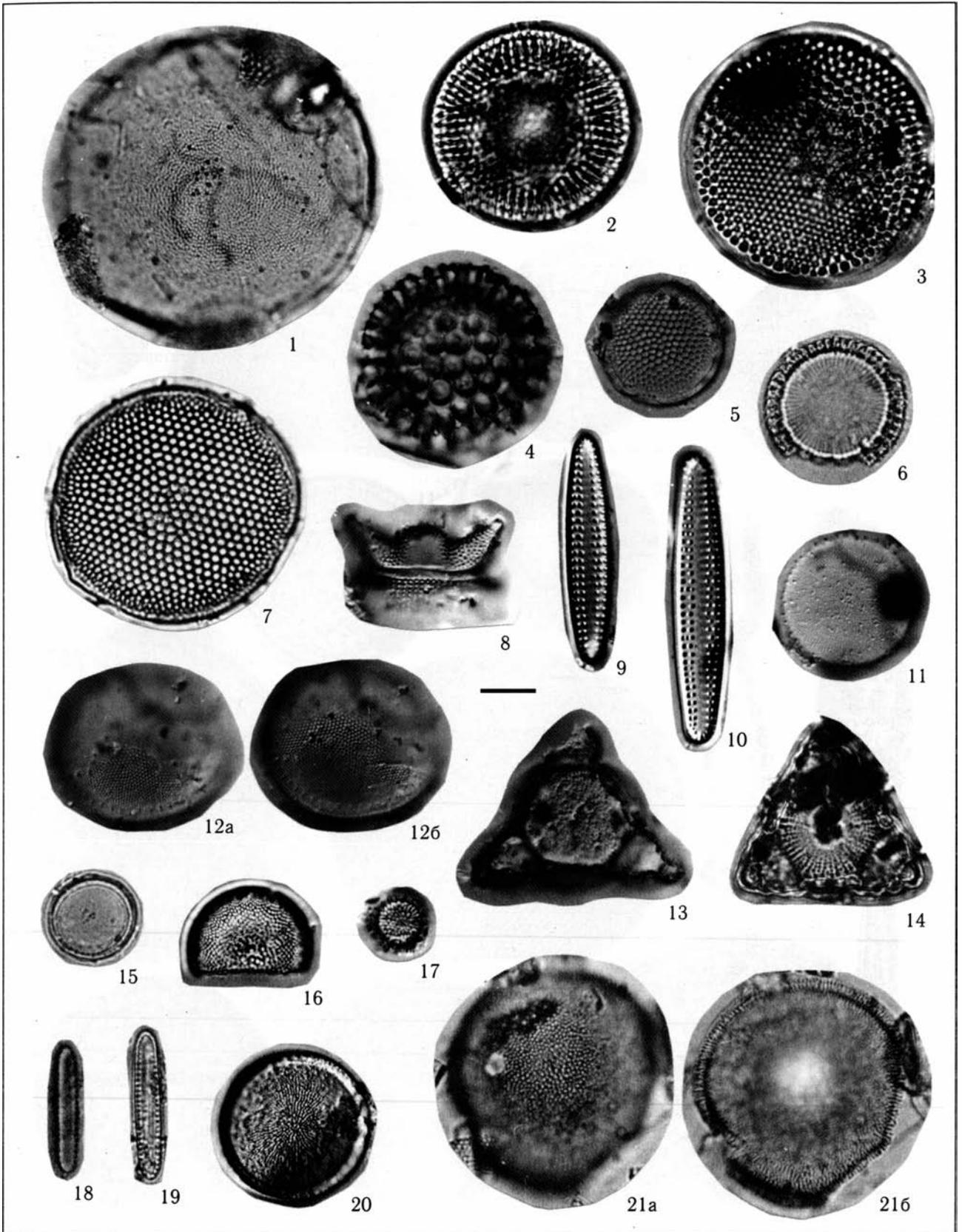
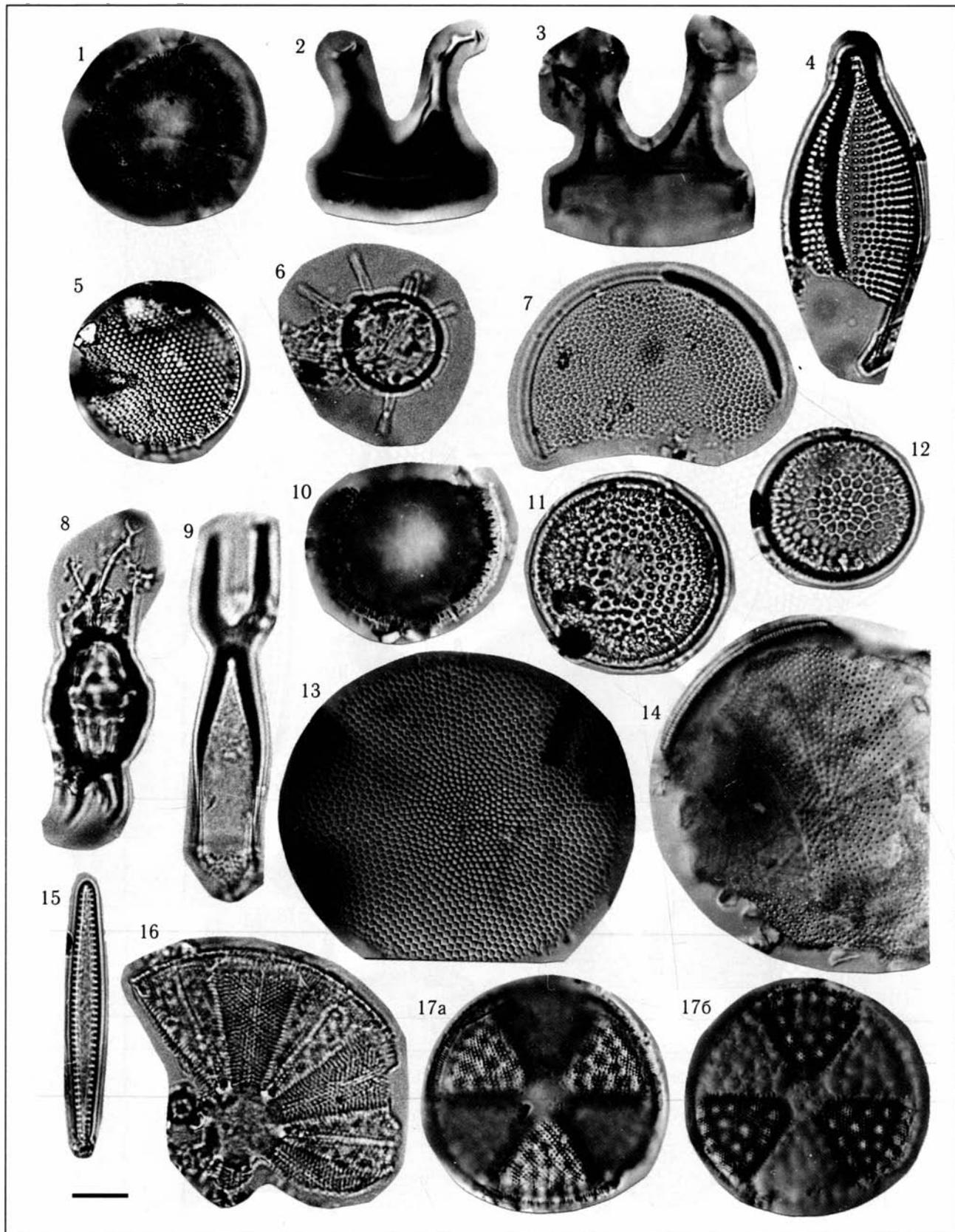


Таблица XVI



Оглавление

Введение	5
Глава 1. Современное состояние стратиграфии кайнозоя и стратиграфическое расчленение древних осадочных толщ по диатомовым комплексам. Подходы к палеоокеанологическим реконструкциям	9
1.1. Состояние стратиграфии фанерозоя на современном этапе. Зональное расчленение и типы зон	9
1.2. Стратиграфические шкалы по диатомеям (зоны, их возраст и прослеживаемость в разрезах различных районов)	16
1.2.1. Палеоген	16
1.2.2. Неоген и четвертичное	27
1.3. Роль диатомей в осадконакоплении и породообразовании. Палеоокеанографические построения на основе изучения диатомовой флоры. Возможность проведения реконструкций для кайнозоя Северо-Тихоокеанского региона	36
1.3.1. Положение диатомовых водорослей в морских экосистемах	37
1.3.2. Диатомеи как основные продуценты биогенного кремнезема	37
1.3.3. Современные климатические зоны и водные массы Северной Пацифики	40
1.3.4. Фитогеографическая зональность северной части Тихого океана	47
1.3.5. Роль диатомей в осадконакоплении и сохраняемость остатков в осадках	54
1.3.6. Роль диатомей в породообразовании и их сохраняемость в осадочных породах. Нефтегазоносность кремнистых толщ	62
Глава 2. Состояние диатомовой стратиграфии морского кайнозоя высоких—средних широт Северной Пацифики и ее обрамления	67
2.1. Общее состояние современных стратиграфических схем кайнозоя Северо-Тихоокеанского региона (океан и его обрамление)	67
2.2. Зональная шкала среднего миоцена — четвертичного по диатомеям и ее использование при расчленении разрезов разных частей региона	71
2.2.1. Создание океанической шкалы	71
2.2.2. Использование зональной шкалы при расчленении разрезов Северо-Тихоокеанского региона	76
2.3. Новые материалы по совершенствованию подразделений среднего миоцена — плиоцена	81

2.4. Зональное расчленение олигоцена и нижнего миоцена как вклад в построение кайнозойской шкалы по диатомеям	114
2.4.1. Характеристика зон олигоцена — нижнего миоцена по материалам 145-го рейса ODP	116
2.4.2. Выделения самой древней зоны олигоцена	129
2.4.3. Расчленение и корреляция олигоцена и нижнего миоцена разных частей Северо-Тихоокеанского региона	141
2.5. Общая характеристика зональной шкалы кайнозоя по диатомеям для бореальной и субарктической Пацифики	168
2.6. Некоторые особенности использования подразделений зональной шкалы и датированных уровней	177
Глава 3. Пути дальнейшего совершенствования и детализации зональной шкалы. Проблема инфразональности	183
3.1. Совершенствование расчленения относительно слабо стратифицированных участков шкалы и уточнение зональных границ	183
3.2. Поиск новых дополнительных стратиграфических маркеров	183
3.3. Корреляция диатомовых шкал со шкалами по другим группам. Использование политаксонных зон и зон по разным планктонным группам	188
3.4. Выделение новых зон и инфразональность	189
Глава 4. Палеоэкосистема Северо-Тихоокеанской области и особенности ее развития в позднем кайнозое	191
4.1. Экосистемы и палеоэкосистемы	191
4.1.1. Общие свойства экосистем	191
4.1.2. Некоторые особенности морских экосистем и роль планктона в их биотической характеристике	193
4.1.3. Экосистемный подход к изучению древних толщ и органических остатков. Палеоэкосистемы	195
4.1.4. Диатомовые водоросли как часть экосистемы поверхностных вод	198
4.1.5. Северная Пацифика как часть океанической экосистемы: специфика, структура и границы	199
4.2. Основные особенности развития комплексов диатомей кайнозоя. Изменения океанологического и климатического режимов на Земле на рубеже эоцена–олигоцена	201
4.2.1. Характер распространения кайнозойских биогенных кремнистых отложений в океанах как отражение изменений условий развития диатомей	201
4.2.2. Перестройки океанической циркуляции и климата и значение изменений параметров окружающей среды для развития ассоциаций диатомей	206
4.3. Диатомовый анализ в расшифровке палеособытий в Северо-Тихоокеанской экосистеме	207
4.3.1. Особенности распространения биогенных кремнистых толщ и характер развития диатомовых комплексов кайнозоя как отражение изменений в поверхностной экосистеме	208

4.3.2. Корреляция перестроек и изменений в поверхностной экосистеме с геологическими событиями — проблема синхронности и причинных связей	223
4.3.3. Появление связи между Арктическим и Тихоокеанским бассейнами в кайнозое через Берингов пролив	233
4.3.4. Особенности эволюции диатомовой флоры кайнозоя Северной Пацифики (этапность и тип развития)	247
Заключение	253
Summary	255
Литература	257
Фототаблицы I–XVI и объяснения к ним	285

Content

Introduction	5
Chapter 1. Modern state of the cenozoic stratigraphy and stratigraphic subdivision of sedimentary sequences based on diatom assemblages. Approach to paleoceanologic and paleogeographic reconstructions	9
1.1. Modern state of the Phanerozoic stratigraphy Zonal subdivision and types of zones	9
1.2. Stratigraphic scales based on diatoms (zones, their age and tracing in sections of different regions)	16
1.2.1. Paleogene	16
1.2.2. Neogene and Quaternary	27
1.3. Role of diatoms in sedimentation and forming of rocks. Paleoceanographic reconstructions based on study of diatom flora. Possibility of accomplishment of reconstructions for the Cenozoic of the North Pacific region	36
1.3.1. Position of diatom algae in marine ecosystems	37
1.3.2. Diatoms as the main producers of biogenic silica	37
1.3.3. Modern climatic zones and water masses of the North Pacific	40
1.3.4. Phytogeographic zonation of the North Pacific	47
1.3.5. Role of diatoms in sedimentation and preservation of diatom remains in sediments	54
1.3.6. Role of diatoms in a forming of rocks and its preservation of remains in deposits. Oil- and gas-bearing capacity of siliceous sequences	62
Chapter 2. State of the cenozoic marine diatom stratigraphy of the middle- to high-latitude North Pacific and its framing	67
2.1. General state of modern Cenozoic stratigraphic schemes of the North Pacific region (ocean and its framing)	67
2.2. The North Pacific middle Miocene through Quaternary diatom zonation and its application for a subdivision of sequences in various parts of the region	71
2.2.1. Construction of the North Pacific diatom zonation	71
2.2.2. Application of diatom zonation for a subdivision of sequences in the North Pacific region	76
2.3. New materials on refinement of the middle Miocene to Pliocene biostratigraphic units	81

2.4. Zonal subdivision of the Oligocene and lower Miocene as a contribution to development of the Cenozoic diatom zonation	114
2.4.1. Characteristic of the Oligocene through lower Miocene diatom zones based on materials from ODP Leg 145	116
2.4.2. Establishment of the oldest Oligocene diatom zone	129
2.4.3. Subdivision and correlation of Oligocene and lower Miocene in various parts of the North Pacific region	141
2.5. General characteristic of the Cenozoic diatom zonation for the boreal and subarctic Pacific	168
2.6. Some peculiarities in application of datum levels and units of zonal scale	177
Chapter 3. Ways of further refinement and detalization of diatom zonation.	
A problem of infrazonation	183
3.1. Refinement of subdivision for relatively weakly stratified parts of zonation and precision of zonal boundaries	183
3.2. Search of new additional stratigraphic markers	183
3.3. Correlation of diatom zonations with zonations based on other paleontological groups. Usage of polytaxon zones and zones based on different planktic groups	188
3.4. Establishment of new zones and infrazonation	189
Chapter 4. Paleoecosystem of the North Pacific area and peculiarities of its development in the late cenozoic	191
4.1. Ecosystems and paleoecosystems	191
4.1.1. General properties of ecosystems	191
4.1.2. Some peculiarities of marine ecosystems and role of plankton in their biotic characteristic	193
4.1.3. Ecosystematic approach for a study of sedimentary sequences and organic remains Paleoecosystems	195
4.1.4. Diatoms as a part of surface waters ecosystem	198
4.1.5. The North Pacific as a part of oceanic ecosystem: specific, structure and boundaries	199
4.2. Main peculiarities of the Cenozoic diatom assemblages development. Changes of the Earth's oceanologic and climatic regimes at the Eocene and Oligocene boundary	201
4.2.1. Character of distribution of the Cenozoic biogenic siliceous deposits in oceans as a reflection of changes in conditions of diatoms' development	201
4.2.2. Reorganizations of oceanic circulation and climate, and significance of changes in environmental parameters for development of diatom assemblages	206
4.3. Diatom analysis in a deciphering of paleoevents in the North Pacific ecosystem	207
4.3.1. Peculiarities of biogenic siliceous sequences distribution and character of the Cenozoic diatom assemblages development as a reflection of changes in surface waters ecosystem	208

4.3.2. Correlation of reorganizations and changes in surface waters ecosystem with geological events — a problem of synchronism and causal relationships	223
4.3.3. Onset of a connection between the Arctic and Pacific basins through the Bering Strait in the Cenozoic	233
4.3.4. Peculiarities of the Cenozoic North Pacific diatom flora evolution (stages and type of development)	247
Conclusion	253
Summary	255
References	257
Plates I–XVI and their captions	285

Научное издание

Андрей Юрьевич Гладенков

**Детальная стратиграфия
и морские экосистемы позднего кайнозоя
севера Тихоокеанского региона
(по диатомеям)**

Редактор *И.М. Ерофеева*
Дизайн и компьютерная верстка *Е.Ю. Ерофеева*

Подписано к печати 10.07.07
Формат 60x90 1/8. Бумага офсетная № 1,80 г/м²
Гарнитура QuantAntiquaС. Печать офсетная.
Уч.-изд. 42 л. Усл.-печ. 37 л. + 2,25 л. вкл.
Тираж 300 экз.
Тип. ВТИИ. Москва. Зак. № 186С.

Издательство ПК ГЕОС
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел.: (495) 230-80-92
Факс: (495) 231-04-43, 152-19-14
e-mail: geos@ginras.ru

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА



Гладенков Андрей Юрьевич

Окончил геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова в 1982 г. Работает в Геологическом институте Российской академии наук (Москва) в должности ведущего научного сотрудника. Доктор геолого-минералогических наук. Основные научные интересы связаны с изучением стратиграфии кайнозоя Северо-Тихоокеанского региона и микропалеонтологии (ископаемые морские диатомовые водоросли).

Участник 15 геологических экспедиций (разные районы Камчатки, Сахалина, Японии, а также Чукотка и Командорские острова). В 1992 г. принимал участие в 145-м рейсе международной Программы океанического бурения (ODP) в северной части Тихого океана. Автор более 50 статей в научных изданиях и трех коллективных монографий.

Gladenkov Andrey Yurievich

Graduated from the Geological Department of M.V. Lomonosov Moscow State University (MGU) in 1982. Work at the Geological Institute of Russian Academy of Sciences (Moscow) in the capacity of Leading Scientific Researcher. Doctor Sci. (Geol.-Min.). The main scientific interests are the Cenozoic stratigraphy of the North Pacific region and micropaleontology (fossil marine diatoms).

Have taken part in 15 geological expeditions in different parts of Kamchatka, Sakhalin, Japan, in Chukotka and Commander Islands. In 1992 participated Ocean Drilling Program Leg 145 in the subarctic Pacific. Author of more than 50 scientific papers and three corporate monographs.

