ISSN 0002-3272



# ДЕТАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ НЕОГЕНА КАМЧАТКИ



НАУКА

# РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

# ДЕТАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ НЕОГЕНА КАМЧАТКИ

Труды, вып. 478

Основаны в 1932 году



МОСКВА «НАУКА» 1992

#### • Авторы:

#### Ю.Б.ГЛАДЕНКОВ, К.Б.БАРИНОВ, А.Э.БАСИЛЯН, С.И.БОРДУНОВ, Г.М.БРАТЦЕВА, Е.В.ЗЫРЯНОВ, Н.П.КУРАЛЕНКО, Д.И.ВИТУХИН, Т.В.ОРЕШКИНА, С.С.ГАНЗЕЙ, С.И.КИЯШКО, В.М.ТРУБИХИН

УДК 56 (118.2)

#### Russian Academy of Sciences Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

# DETAILED DIVISION OF THE NEOGENE OF KAMCHATKA

Transactions, vol. 478

Детальное расчленение неогена Камчатки / Ю.Б.Гладенков, К.Б.Баринов, А.Э.Басилян и др. — М.: Наука, 1992. — 208 с. — (Тр. ГИН РАН; Вып. 478). — ISBN 5-02-002252-7.

Работа посвящена разработке методов детальной стратиграфии кайнозоя зоны перехода от океана к континенту Северо-Тихоокеанского сектора. На примере неогена о-ва Карагинского Восточной Камчатки впервые выделены дробные стратиграфические подразделения, которые по продолжительности смыкаются с четвертичными категориями. При расчленении использованы разные палеонтологические группы: моллюски, фораминиферы, диатомовые, споры и пыльца. Привлечены материалы по магнитостратиграфии и определениям возраста пород трековым методом. Используются палеотемпературные данные (по изотопам). Дан детальный анализ литологическим типам пород.

Табл. 7. Ил. 25 + 60 фототабл. Библиогр.: 112 назв.

Ответственные редакторы: доктора геолого-минералогических наук Ю.Б.Гладенков, Е.В.Девяткин

Редакционная коллегия: академик РАН А.Л.Книппер (главный редактор), В.Г.Гербова, Ю.Б.Гладенков, В.А.Дриц

> Рецензенты: Э.А.Вангенгейм, Л.А.Невесская

The paper is devoted to elaboration of methods for detailed Cenosoic stratigraphy of the ocean — continent transition zone in the North Pacific sector. The Neogene of Karaginsky Peninsula, Eastern Kamchatka, was used for the first time to delineate fine stratigraphic units which in duration may be close to the Quaternary categories. The division was based on various paleontologic groups: molluscs, foraminifera, diatoms, spores and pollen. Incorporated are materials on magnetostratigraphy and rock dating with the track method. Isotope-based paleo-temperature data are used. The paper makes use of detailed analysis of lithological types of rocks

A new scheme of correlation of Neogene sequences (Kamchatka) with those of neighbouring regions is being suggested. Seven horizons, six diatom zones and several dozens of fauna layers (molluscs and fora-minifera).

A monographic description of various paleontological fossilis in provided for the first time accompanied by paleontological tables.

Editorial board: Academician of the Russian Academy of Sciences A.L.Knipper (Editor-in-Chief), V.G.Gerbova, Yu.B.Gladenkov, V.A.Dritz

1

Responsible editors: doctors of geology and mineralogy sciences Yu.B.Gladenkov, E.V.Devjatkin

Д <u>1804040000-227</u>398-92 I полугодие

© Коллектив авторов, 1992 © Российская академия наук, 1992

ISBN 5-02-002252-7

# введение

Одним из достижений геологии последних десятилетий является введение в практику зональных подразделений фанерозоя. Если еще 25—30 лет назад велись дискуссии о пространственной масштабности ярусов — региональной или меж-континентальной, то сейчас можно считать установленным фактом наличие в широком, часто субглобальном, масштабе определенной последовательности более дробных, чем ярус, единиц — зон. В палеозое по разным палеонтологическим группам их выделено более 100—130, в мезозое — около 140, в кайнозое — 40—45. Правда, эти зоны, в том числе и зоны кайнозоя, о которых пойдет речь ниже, имеют все же ограниченное распространение, охватывая в основном лишь тепловодные области. Однако сейчас делаются успешные шаги по разработке зональных шкал и для районов бореальных широт, хотя объем зональных единиц остается здесь пока, как правило, бо́льшим, чем объем зональных подразделений тропических областей.

В последние годы геологическая практика поставлена перед необходимостью искать новые пути совершенствования и детализации стратиграфических схем. Диктуется это прежде всего переходом к более детальному геологическому картированию, а также к масштабным поисковым работам на суше и в шельфовых зонах по выявлению фациальных ловушек нефти и газа. Вместе с тем создание дробных стратиграфических схем прямо способствует решению многих научных вопросов, которые относятся к разряду фундаментальных геологических проблем. Среди них можно назвать, например, проблемы детальной корреляции древних толщ различных провинций и структурно-фациальных областсй, дешифровки эволюции палеогеографических и палеоклиматических обстановок, сопоставления геологических процессов разного масштаба и пр.

Вышесказанное напрямую относится к неогену Дальнего Востока — региона, который в последние годы стал привлекать к себе особое внимание в связи с активизацией изучения зоны перехода от океана к континенту. Однако расчленение развитых здесь осадочных и вулканических формаций наталкивается на многие трудности. Огромная мощность древних толщ, не всегда достаточная палеонтологическая охарактеризованность их, частая смена литологического состава по латерали, чередование разнофациальных отложений в разрезе, сложные взаимоотношения формаций и пр.— все это часто ставит перед стратиграфами весьма сложные задачи. А если учесть, что дальневосточные районы целиком принадлежат фактически к бореальному поясу, и поэтому находки зонального тепловодного планктона здесь относительно редки, то станет ясно, почему прогресс в зонации развитых на Камчатке и Сахалине осадочных толщ не столь заметен, как в более южных широтах.

Геологический институт РАН уже в течение ряда лет проводит специальные исследования на Дальнем Востоке по теме «Стратиграфия, палсогеография и геологические события зоны перехода от океана к континенту (на примере северной части Тихоокеанского кольца)» (руководитель Ю.Б.Гладенков). Важнейшее место в этих работах отводится стратиграфическим исследованиям, причем тому их направлению, которое непосредственно посвящено детализации стратиграфических схем и событийной стратиграфии. В цикле этих работ в 80-е годы были опубликованы сводки по детальному расчленению олигоцена, мноцена и плиоцена Точилинского опорного разреза Западной Камчатки, а также олигоцена—миоцена Корфского р-на Восточной Камчатки. [Атлас..., 1984; Гладенков и др.,

3

1987]. В этих публикациях освещалась методика выделения дробных стратиграфических подразделений (зон и слоев с фауной) и обосновывался комплексный подход к их корреляции. Важно, что в этих работах давались описания ископаемых остатков. Не случайно, упомянутые сводки сразу же получили широкую известность не только в нашей стране, но и за рубежом. Сейчас готовятся к изданию несколько новых монографий: по палеоцену и эоцену Западной Камчатки, палеоцену—олигоцену Восточной Камчатки, эоцену—миоцену Корякского нагорья и др.

В настоящей работе излагаются стратиграфические данные по одному из опорных разрезов неогена Восточной Камчатки — о-ва Карагинского. Этот разрез является одним из полных и хорошо палеонтологически охарактеризованных на Дальнем Востоке. Он, в частности, отличается достаточно мощной толщей плиоцена, который в других районах региона развит относительно слабо. Так, на Западной Камчатке плиоцен представлен лишь энемтенской свитой, которая соответствует только части карагинского плиоцена. В других районах Камчатки к нему относятся, как правило, вулканические и осадочные толщи — без достаточной палеонтологической характеристики.

Остров Карагинский расположен недалеко от северо-восточной части Камчатки, отделяясь от последней небольшим проливом Литке (рис. 1). Интересующие нас неогеновые отложения развиты здесь в его юго-западной части. Их изучение началось практически с работ Д.С.Харкевича в конце 30-х годов [Харкевич, 1941]. Его стратиграфическая схема, предложенная для третичных толщ, во многом сохраняет свое значение до нынешних дней. В начале 50-х годов А.И.Юдин провел на острове геологическую съемку. В 60-е годы на острове работал целый ряд исследователей (Л.П.Грязнов, Н.К.Архангельский, Ю.И.Деминская, Н.А.Храмов, О.М.Петров, И.М.Хорева, Б.К.Долматов, В.И.Гречин, М.Н.Шапиро, С.А.Мельникова и др.), но детальное изучение неогеновых толщ проводилось здесь только Ю.И.Деминской (плиоцен), Ю.Б.Гладенковым (миоцен и плиоцен) и отчасти О.М.Петровым (верхние слои плиоцена, отнесенные к плейстоцену).

Разработанная в эти годы Ю.Б.Гладенковым стратиграфическая схема неогена острова была утверждена Межведомственным стратиграфическим совещанием 1974 г. В конце 60-х—начале 70-х годов в ряде публикаций было дано развернутое описание Карагинского разреза: разбивка на свиты и толщи, общая палеонтологическая и литологическая характеристика с монографическим описанием рода Yoldia [Гладенков, 1972; Гладенков, Гречин, 1969]. Одновременно была опубликована геологическая карта западной части острова.

Среди неогеновых свит были выделены (снизу вверх): средний миоцен пестроцветная, возможно, с частью песчаников с Laternula (гравелиты, песчаники, алевролиты, 350 м), верхний миоцен — мыса Плоского (туфодиатомиты, туфы, 370—400 м) и юнюньваямская (диатомиты, песчаники, 300 м), плиоцен лимимтэваямская (конгломераты, песчаники, диатомиты 470 м) и усть-лимимтэваямская (песчаники, 100 м). Приведенный возраст свит был дан в соответствии с датировками унифицированной стратиграфической схемы 1959 г.

Одновременно О.М.Петровым были выделены «нижнечетвертичные» тусатуваямские слои, которые, по его мнению, несогласно перекрывали неогеновые толщи [Петров, 1982].

В 1979 г. к XIV Тихоокеанскому научному конгрессу сотрудниками ГИНа были суммированы все новейшие палеонтологические данные по неогеновым толщам этого региона (моллюски, диатомовые и радиолярии), уточнен возраст ряда свит и намечены перерывы в разрезе (в частности, пестроцветная свита отнесена к раннему-среднему миоцену, свита мыса Плоского — к среднему-позднему миоцену) [Гладенков, Орешкина, Витухин, 1982].

В 70-е и 80-е годы на неогеновом разрезе острова побывали Ю.Б.Гладенков, Т.В.Орешкина, А.Ю.Гладенков, Д.И.Витухин, Б.А.Сальников и В.И.Волобуева. Часть их материалов получила отражение в печати [Долматова, 1971; Гладенков, Рис. 1. Геологическая карта юго-западного побережья о-ва Карагинского

Врезки: а — п-ов Камчатка и положение о-ва Карагинского, б — распространение неогеновых отложений на острове. Разрезы неогеновых отложений: А — опорный; Б — северного крыла. Свиты: П — пестроцветная; мыса Плоского — толщи 1—6; юнюньваямская — толщи 7—9; лимимтэваямская — толщи 10—12; усть-лимимтэваямская — толща 13; Т — тусатуваямские слои

Покровский, 1981; Братцева, Гиттерман, 1985; Брутман, Архипова, 1987; Орешкина, 1989].

В 1987 и 1989 гг. сотрудники ГИНа К.Б.Баринов, А.Э.Басилян, Н.П.Кураленко вновь обратились к изучению неогена о-ва Карагинского. С одной стороны, было необходимо пополнить палеонтологический материал, чтобы закончить его монографическую обработку (собранная ранее Ю.Б.Гладенковым большая коллекция моллюсков, кроме иолдий, осталась не описанной — имелись лишь предварительные определе-

ния комплексов). Ценность этой обработки очевидна — в печати до сих пор отсутствуют монографические описания моллюсков миоцена и плиоцена Восточной Камчатки. С другой стороны, нужно было детально изучить вопрос о полном объеме и пограничных слоях плиоцена, который на Дальнем Востоке освещен крайне слабо. В частности, указание О.М.Петрова на наличие эоплейстоценовых слоев в этом районе позволяло рассмотреть эту проблему более достоверно, чем ранее. Крайне важно было оценить и ту степень дробности расчленения, которую можно достичь на основе послойного изучения разреза (прежде всего плиоценовой его части), используя в комплексе данные по разным группам ископаемых (моллюски, фораминиферы, спора и пыльца), а также материалы, полученные палеомагнитным и трековым методами. Наконец, особый интерес вызывали палеогеографические (в том числе палеоклиматические) реконструкции и расшифровка геологической истории Северной Пацифики, включая Берингию. Анализ палеогеографических обстановок имеет большое значение как для корреляции геологических событий, имевших место в Голарктике, так и для прогнозирования природных обстановок будущего.

В обработке материалов участвовала группа специалистов: К.Б.Баринов моллюски миоцена и плиоцена, А.Э.Басилян — моллюски верхней части плиоцена и интерпретация палеомагнитных данных, Н.П.Кураленко — литология, Т.В.Орешкина — диатомовые миоцена и плиоцена, Д.И.Витухин — радиолярии, С.И.Бордунов — фораминиферы, Г.М.Братцева и Е.В.Зырянов — спора и пыльца, С.И.Кияшко — палеотемпературный анализ, С.С.Ганзей — датировки трековым методом, В.М.Трубихин — палеомагнитная обработка, Ю.Б.Гладенков — общие вопросы стратиграфии и палеогеографии. Все они работали над соответствующими разделами книги и подготовили графические материалы. Работа выполнялась в рамках научной программы «Глобальные изменения природной среды и климата».



#### ГЛАВА ПЕРВАЯ

# ОПИСАНИЕ НЕОГЕНОВОГО РАЗРЕЗА О-ВА КАРАГИНСКОГО

# ОСНОВНОЙ РАЗРЕЗ (перешеек острова — р. Лимимтэваям)

В книге используется разбивка кайнозойского разреза на серии, свиты, толщи и пачки, которая была предложена в конце 60-х годов Ю.Б.Гладенковым [1972]. Описываемая часть разреза включает верхнюю часть второй серии, представленную пестроцветной свитой (в основном нижняя часть миоцена), и третью серию, в которой выделяются четыре свиты (снизу вверх): мыса Плоского, юнюньваямская, лимимтэваямская и усть-лимимтэваямская (средний-верхний миоценплиоцен) (рис. 2).

Третья серия залегает на отложениях второй серии трансгрессивно, с размывом и, видимо, с небольшим угловым несогласием; на правобережье р. Северной она с резким угловым несогласием перекрывает образования первой серии (палеоген). Породы третьей серии резко отличаются от подстилающих толщ преобладанием характерных белесоватых опоковидных диатомовых алевролитов и аргиллитов, алевритовых диатомитов.

Описываемые ниже породы содержат значительную примесь переотложенного пирокластического материала (за исключением толщ и пачек терригенных пород, залегающих в основаниях свит) и относятся к паратуффитам. Однако для простоты изложения приставка «туфо—» в большинстве случаев опускается.

Ниже разрез описывается по литологическим толщам и пачкам. Нумерация их дается следующим образом: для толщ и пачек приводится двойная нумерация — признано целесообразным, с одной стороны, сохранить номера прежней [Гладенков, 1972] разбивки (в скобках), а с другой — для подразделений каждой свиты дать свою отдельную нумерацию (снизу вверх от № 1).

В характеристику этих подразделений внесены новые данные по литологии (состав пород, текстура, уточненная мощность пачек и пр.), палеонтологии (ископаемые комплексы разных групп фауны и флоры), магнитостратиграфии и возрастным датам.

Подробная биостратиграфическая характеристика по разным границам и ее анализ даются в специальных разделах, поэтому при послойном описании разреза указываются лишь характерные формы. Разрез начинается на юго-западном побережье о-ва Карагинского, фактически у его перешейка. Здесь вскрывается моноклиналь с падением слоев на северо-запад, которая прослеживается до устья р. Лимимтэваям.

# нижний миоцен

## Пестроцветная свита

Выделена в 1941 г. Д.С.Харкевичем. Она, видимо, согласно, но с размывом залегает на отложениях свиты песчаников с Laternula и сложена в основном тефрогенными песчаниками, гравелитами, алевролитами, глинистыми и кремнистыми (диатомовыми) алевролитами и аргиллитами общей мощностью 380—425 м. Название свиты связано с пестрой, красно-бурой, зеленоватой окраской слагающих ее пород, легко выветривающихся с поверхности. В составе свиты четко выделяются четыре толщи (10—13).

Нижняя толща 10 (100—115 м) представлена зеленовато-серыми песчаниками, содержащими обильные карбонатные конкреции (60—75 м). Они подстилаются пачками темно-серых до черных гравелитов и песчаников (39 м).

6



Рис. 2. Залегание неогеновых отложений по западному берету о-ва Карагинского Профили разреза: I—VII — опорного (33—7 км южнее устья р. Гнунваям); VIII — северного крыла (7,5—4,5 км севернее устья р. Гнунваям); цифрами в кружках обозначены номера слоев

-









III



Толща 6



Толща 8

IV







Толща 8



=



VI





ü

VIII





14

Вышележащая толща 11 отделена сбросом. Она сложена (50 м) темными зеленовато-серыми алевритовыми и диатомовыми аргиллитами с частыми тонкими прослоями тефрогенных песчаников.

Толща 12 (127 - 132 м) имеет флишоидное строение. Она представлена частым и грубым переслаиванием алевролитов, диатомовых алевролитов, аргиллитов и слоев тефрогенных песчаников, гравийных песчаников, песчаников с гальками и валунами.

Завершается пестроцветная свита толщей 13 (100—130 м), сложенной глинистыми и диатомовыми алевролитами со слоями туфогенных гравийно-галечных песчаников в нижней части.

В свите выделяются следующие пачки (стратиграфически снизу вверх):

Толща 10 (песчаники и гравелиты)

1 (33). Включает три подпачки. Нижняя (39 м) представлена переслаиванием песчаных и галечных гравелитов (от 0,1—0,2 до 1—2 м) темно- и зеленовато-серых несортированных, с прослоями и линзами песчаников, гравийных песчаников (0,01 — 0,1—1 м) и алевролитов (0,01—0,1 м). Гравелиты массивные или с нечеткой линзовидной слоистостью, в верхней половине с обильными включениями галек, валунов (в основном обломки грязно-зеленых мелкозернистых песчаников и алевролитов). Песчаники массивные либо с нечеткой параллельной, иногда мелкой косой слоистостью. Имеются четыре прослоя светло-серых, белых гравийно-песчаных тефроидов (1,2; 1,5; 0,5 и 2 м). В основании подпачки — прослой грязно-зеленых глауконитовых песчаников (0,3 м).

Средняя подпачка (до 25 м) сложена песчаниками, мелко- и среднезернистыми, голубовато-серыми, с поверхности ржаво-бурыми, массивными, местами с мелкой косой слоистостью, с обильными мелкими (до 10 см) шарообразными карбонатными конкрециями; в нижней части — цепочка крупных караваеобразных конкреций (0,6×1 м), а в средней — конкреционный пласт (до 0,5 м).

Верхняя подпачка (35—40 м) вмещает песчаники мелко- и среднезернистые, темные, зеленовато-серые, в основании (3,5 м) гравийные, массивные с редкими тонкими прослоями алевролитов (0,01—0,03—1—5 м) с обильными карбонатными конкрециями караваеобразной и шаровидной формы (0,1—0,4 м), образующими горизонты через 0,5—2 м. Верхняя граница подпачки ограничена сбросом.

Толща 11 (аргиллиты с прослоями песчаников)

2(34). Включает три подпачки. Нижняя (22 м) представлена темно- и зеленовато-серыми глинистыми алевролитами, алевритовыми аргиллитами, мелкощебенчатыми. В нижней ее части (12 м) присутствуют тонкие прослои песчаников и алевролитов (0,02—0,05 м через 0,1—0,5 м). В верхней части — восемь горизонтов карбонатных конкреций (0,1—0,2 × 0,3 м через 1 м).

Средняя подпачка (12 м) представлена мелкоритмичным переслаиванием темно-серых алевритовых аргиллитов (0,1—0,3 м) и зеленовато-серых тефрогенных песчаников, алевролитов и реже песчаных гравелитов (от 0,02—0,1 до 0,5 м). В песчаниках прослеживаются четыре цепочки карбонатных конкреций (0,1—0,2 м через 1 м).

Толща 12 (флишоидное переслаивание алевролитов и песчаников с «плавающей» галькой)

3(35). Нижняя часть (30 м) представлена черными аргиллитами (0,1—0,3 м), переслаивающимися с тефрогенными (0,02—0,1 м) и гравийными (семь слоев) песчаниками, а также с песчаными гравелитами (тефроидами), массивными и с параллельной слоистостью (0,5—1,2 м через 2—6 м). Верхняя часть (26 м) включает диатомовые и глимистые алевролиты, темно-серые (0,2—1 м), переслаивающиеся с тефрогенными песчаниками и песчаными гравелитами, иногда с гальками, щебнем, катунами алевролитов и аргиллитов, зеленовато-серых массивных и параллельнослоистых (от 0,05— 0,1 до 1 м).

4(36). Включает три подпачки. Нижняя (22 м) состоит из слоев и линз зеленовато-серых несортированных гравийных песчаников с валунами (до 1 м), разнозернистых песчаников (0,1—1 м) и алевролитов (0,01—0,1 м). Песчаники массивные и параллельнослоистые. В основании — слой белого витрокластического песчаного тефроида (1 м). В несортированных гравийных песчаниках встречаются обломки кораллов.

Средняя подпачка (34 м) представлена частым переслаиванием зеленовато-серых песчаников (0,01—0,1 м) и глинистых алевролитов (от 0,01—0,1 м внизу до 0,1—0,3 м вверху). В 20 м от подошвы слой песчаника (1 м). Песчаники массивные, параллельнослоистые, иногда с мелкой косой слоистостью. В нижней части — три цепочки карбонатных конкреций (0,1—0,2×0,3—0,5 м).

В верхней подпачке (15—20 м) переслаивание слоев и линз (0,3—1,5 м) гравийных туфопесчаников, серых массивных, с рассеянным щебнем алевролитов и прослоев песчаников, диатомовых алевролитов (0,05—0,2 м). Отложения нарушены подводно-оползневыми дислокациями (блоки до  $5-6 \times 10-20$  м). Вверху (10 м) переслаивание несортированных гравийно-галечных песчаников и алевролитов (по 0,1—0,3 м).

В песчаниках остатки моллюсков плохой сохранности: Securella ensifera chehalisensis, Akebiconcha

Мощность, м

Мошность, м

Толша 13 (глинистые и диатомовые алевролиты с прослоями песчаников)

5(37). Глинистые и лиатомовые алевролиты серые, скорлуповатые, массивные, с частыми маломощными (0,01-0,05-0,1 м через 0,3-0,5 м внизу и вверху и через 0,1-0,2 м в средней части) прослоями средне- и мелкозернистых песчаников и с шестью мощными слоями (2-5 м через 4-8 м) серых туфогенных пемзовых гравийно-галечных песчаников и песчано-галечных гравелитов, несортированных, массивных, с рассеянными валунами, глыбами, катунами, смятыми фрагментами слоев и реже блоками (до 1х4 м) серых алевролитов. Нижние границы этих слоев четкие, с размывом, а верхние — постепенные.

В низах найдены редкие остатки Yoldia ex gr. nitida, Variamussium sp. В песчаниках — обломки 

6(38). Такие же алевролиты, ритмично переслаивающиеся с маломощными прослоями песчаников (0,03-0,1 м через 0,2-0,5 м внизу и 0,5-1 м вверху). В 30 м от подошвы слой (3 м) песчано-га-

# СРЕДНИЙ МИОЦЕН

#### Свита мыса Плоского

В целом соответствует свите, впервые определенной в 1941 г. под тем же названием Д.С.Харкевичем (за исключением ее верхней части, которая выделена Ю.Б.Гладенковым в юнюньваямскую свиту). К нижней части отнесены сравнительно маломошные «песчаники с Mva karaginskiensis», которые Д.С.Харкевич выделял отдельно.

В свите мыса Плоского насчитывается шесть толщ, из которых первые четыре объединяются в нижнюю, а две остальные — в верхнюю подсвиты. Нижняя толща 1 сложена зеленовато-серыми песчаниками (более 20-25 м). Толша 2 представлена туфоалевролитами и диатомовыми туфоалевролитами (150—190 м). Толша З включает переслаивающиеся туфы, тефроилы, глинистые туфодиатомиты (40-60 м). Толша 4 (до 150 м) сложена сравнительно однородными туфоалевролитовыми и глинистыми туфодиатомитами с прослоями тефроидов, туфов и с карбонатными конкрециями. Толща 5 (130—140 м) резко отличается от подстилающих отложений. Она представлена чередованием пачек алеврито-глинистых диатомитов и ритмично переслаивающихся тефрогенных пород: песчаников, алевролитов и аргиллитов (тефроидов). Залегающая выше толща 6 (190—210 м) более однородна и сходна с толщей 4.

Ниже перечислены пачки (снизу вверх), выделенные в свите мыса Плоского.

#### Нижняя полсвита

Толща 1 (песчаники)

1. Песчаники темно-серые до черных, с зеленоватым и синеватым оттенком, на выветрелой сухой поверхности иногда белесоватые, мелко- и среднезернистые, с рассеянной галькой и гравием, с отдельными валунчиками (0,1-0,15 м), слоистые; слоистость подчеркивается прослоями, обогащенными гравием и галькой, тонкими прослоями алевролитов и выдержанными горизонтами (около 10) некрупных карбонатных конкреций (от 0,1-0,2 до 0,2-0,4 м через 0,5 м). Конкреции обычно темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, часто с фиолетово-черными корками, очень крепкие, шаровидные. В 2,5 м от основания отмечены углистые линзочки (1 см), изредка встречаются обугленные обломки древесины.

В 2-4 м от основания пачки содержатся многочисленные остатки Mya karaginskiensis, а также

находятся горизонты карбонатных конкреций (от 0,4-0,5 до 1 м) шаровой и караваеобразной форм, различающиеся присутствием в них гравийно-галечного материала. Помимо этого, песчаники содержат большое количество беспорядочно рассеянных некрупных (0,1-0,2 м) шаровых песчанистых 

Толща 2 (туфоалевролиты)

3. Туфоалевролиты опоковидные, внизу песчанистые, темно- и желтовато-серого цвета, с мелкокусковой щебенкой, неслоистые, с беспорядочно рассеянной мелкой галькой и гравием и с примесью песчанистого материала, количество которого вверх по разрезу постепенно уменьшается. В пачке имеются горизонты уплощенных карбонатных конкреций размером от 0,1-0,2 до 0,3-0,7 м (через 0,5—1 м и более), часто желтых с поверхности. Наиболее крупные конкреции (диаметром 0,5 м) находятся в 25-40 м от основания пачки, в них редкие остатки Acila cf. divaricata, Cyclocardia yakata-

4. Туфоалевролиты, сходные с вышеописанными, с примесью песчанистого материала (иногда в виде мелких линзочек и гнезд), с рассеянной мелкой галькой и гравием, редкими мелкими (до 0,1 м)

валунчиками, беспорядочно распределенными конкрециями, некрупными (0,1-0,15 м) шаровидной формы и еще более мелкими (2-5 см) яйцевидной формы, с мелким растительным детритом. В верхней части (3 м) отмечаются туфоалевролиты черные, мелкощебенчатые, плотные, неслоистые, с известковистыми прослоями и линзами. Пля пачки в целом характерно присутствие многочисленных (более 35) частых (через 0.5—1 м) горизонтов карбонатных конкреций неправильной уплощенной, караваеобразной формы размером 0,5-1х0,2-0,3 м. Характерно также наличие большого количества геннойш (особенно большие скопления в 10 и 25 м от подошвы пачки). Они обычно мелкие (2-3 см до 5 см), имеют вид причудливо проросших друг в друга кристаллов. Реже они встречаются в конкрециях, здесь они крупные (в единичных случаях до 0,3 м).

В нижней половине пачки — скопление остатков Acila divaricata; много Yoldia scapha, Cyclocardia yakatagensis, Macoma osacaensis; в интервале 10-22 м от подошвы к ним добавляются Conchocelle dis-

5. Такие же туфоалевролиты, мелкошебенчатые, с примесью песчанистого материала и беспорядочно рассеянным гравием и мелкой галькой. Моллюски: Yoldia scapha, Acila divaricata, Conchocelle 

6. Туфоалевролиты опоковидные желтовато-серого цвета, с Acila cf. divaricata, Yoldia cf. epilongis-

Толща 3 (переслаивание туфодиатомитов и тефроидов)

7. Туфоалевролиты желтовато-серые, рыхловатые, «мусорные», с обильной примесью песчанистого материала, частой галькой и гравием, с горизонтом крупных (0,5-0,7 м) шаровидных и караваеобразных карбонатных конкреций. Многочисленные мелкие (2-3 см) карбонатные конкреции (орехоподобные и яйцевидные), которых особенно много в средней части пачки, где имеются горизонты (по 0,5 м) совершенно рыхлых, рассеивающихся в труху туффитов, разделенных более «чистыми» опоковидными плотными породами. В конкрециях (реже в самих породах) много Acila divaricata, Yol-

8. Чередование опоковидных туфодиатомитов: сильнопесчанистых (от 1-2 до 3 м) и аргиллитоподобных (0,1-0,2 м). Песчанистые, рыхловатые, мелкощебенчатые разности (до псаммитовых туффитов) содержат рассеянную гальку и гравий; количество псаммитовой примеси уменьшается снизу вверх в каждом прослое. Туфодиатомиты аргиллитоподобные, темно-серые, плотные. В основании пачки, в 2 и 10 м от подошвы, имеются линзовидные прослои кристалловитрокластических тефроидов с многочисленными характерными угловатыми обломками белесой волокнистой пемзы (до 1 см). К этим прослоям приурочены конкреции до 1,5 × 0,2—0,3 м. В нижней части пачки обильны мелкие яйцевидные конкреции, содержащие скопления Acila divaricata, Yoldia scapha, Macoma seminuda, peze Cyclocardia yakatagensis, Turcicula osawanoensis maxima, Yoldia epilongissima, «Yoldia» epi-

9. Чередование туфодиатомитов (3-5-10 м) и кристалловитрокластических тефроидов (0,5-4 м) более грубое, чем в пачке 8, переходящее вверх в однородные опоковидные породы. Туфодиатомиты желтовато-серые, в отличие от пород пачки 8, голубоватые на свежем сколе, крупнокусковатые, твердые, звенящие; содержат примесь пирокластического материала часто в виде небольших гнезд и линзочек, рассеянную мелкую гальку и гравий, также иногда образующие мелкие линзовидные скопления и мелкий растительный детрит. Тефроиды состоят из белесой пелитовой массы и различного количества (от незначительного до преобладающего) угловатых белых обломков волокнистой пемзы размером 0,5—1 см. К тефроидам приурочены крупные (до 1—1,5 м) карбонатные конкреции. Иногда наблюдаются тонкие (до 5 см) прослои рыхлого белого алевропелитового витрокластического туфа. Изредка отмечаются также линзовидные прослои туфопесчаников, зеленоватых, средне- и крупнозернистых, с косой микрослоистостью, иногда с гравием, с обугленными растительными остатками. В нижней части пачки — Acila divaricata, Yoldia scapha, Y.epilongissina, «Yoldia» epimultidentata, Macoma seminuda, Periploma sakhalinensis. В верхней части пачки — редкие ядра и отпечатки Acila, 

Толща 4 (туфодиатомиты и туфоалевролиты)

10. Туфодиатомиты и туфоалевролиты желтовато-серого цвета, внизу голубоватые, содержащие редкую рассеянную гальку, тонкие (2 см) прослои рыхлых пепловых туфов и горизонты карбонатных конкреций — шаровидных (0,2—0,3 м) или уплощенных (0,2 × 1 м); горизонты часто невыдержанны, 

11. Туфодиатомиты желтовато-серые, внизу голубоватые, с примесью песчанистого материала и гравия, с тонкими рыхлыми туфовыми прослоями, редкими внизу (через 5 м), более частыми (через 1—3 м) вверху, с Acila sp., Yoldia scapha, Y.epilongissima, «Yoldia» epimultidentata, Periploma sakhali-

12. Туфодиатомиты — туффиты желтовато-серые, на сколе голубоватые, плотные, неслоистые, с плитчатой отдельностью; в 5, 15, 35 м от подошвы содержат горизонты карбонатных конкреций, беспорядочно рассеянных, очень плотных, шаровидной формы, диаметром 0,5—0,7 м; в 16—18 м от подошвы — пласт (3 м) песчаников, зеленовато-серых, с бурым налетом, среднезернистых до гравийных, с отдельными крупными (1,5х5 м) конкрециями, с прослоями (0,1-0,5 м) туфов, желтовато-серых с зеленоватым оттенком, псаммитовых и пелитовых, обычно тонкослоистых. Под песчаниками (в пределах 0,5 м) содержится большое количество мелкой гальки, гравия, отдельные песчанистые линзочки, выше них (3-5 м по мощности) заметна примесь пирокластического материала псаммитовой размерности. Моллюски: Yoldia scapha, Periploma sakhalinensis, Macoma elongata, Megavoldia cf. 

#### Верхняя подсвита

Толща 5 (переслаивание тефроидов и туфодиатомитов)

14. Неравномерное переслаивание туфоаргиллитов (1-2-3 м) и кристалловитрокластических пелитовых (от 0,1-0,2 до 2 м) и псаммитовых (1-3 м) тефроидов (по внешнему виду напоминают отдельные пачки пестроцветной свиты).

Аргиллиты серые, на свежем сколе голубовато-серые, с поверхности ржаво-бурые, плотные, тонкоплитчатые, скорлуповатые, с примесью псаммитового пеплового материала, с редкими углистыми остатками; массивные либо с тонкой линзовидной слоистостью.

17. Такие же диатомиты с редкими галечками, массивные. В верхней части пять прослоев серых, темно-серых тефрогенных песчаников и алевропелитовых туфов. Под ними — аргиллиты (5—6 м) алевритовые, темно-серые, мелкощебенчатые, с прослоями песчаников (0,03—0,05 м через 0,5—1 м). Встречаются Yoldia scapha, Macoma sp.

18. Флишоидное переслаивание тефрогенных песчаников (от 0,01—0,1 м внизу до 0,5 м вверху) и аргиллитов (0,05—0,4 м), похожее на переслаивание пачек 14 и 16, но без преобладания псаммитовых тефроидов в нижней части. Песчаники (песчанистые тефроиды) кристалловитрокластические, массивные либо с параллельной и мелкой косоволнистой слоистостью. В пачке встречаются углефицированный растительный детрит, а также цепочки карбонатных конкреций с остатками Acila cf. divaricata

19. Диатомиты, сходные с вышеописанными, плотные, массивные, с редкими включениями песчаных, гравийных зерен, мелких галек, с тонкими прослоями алевропелитовых туфов (до 0,1 м через 0,5—1,5 м) и пятью слоями песчаных и алевритовых тефроидов: черных (0,7 м), серых (0,3 и 0,4 м) и белых (0,6 м), с субпараллельной слоистостью; к этим слоям приурочены цепочки карбонатных конкреций.

В нижней половине пачки отмечаются растительные остатки, ходы червей, моллюски Yoldia scapha, «Yoldia» epimultidentata, Neptunea karaginskiensis

20. Те же диатомиты (15—20 м), как и в пачке 19, иногда фарфоровидные, с редкой галечкой, мелким растительным детритом, с ходами червей. В нижней части (3 м) пачки пять тонких (0,02—0,1 м через 0,3—1 м) прослоев светло-серых, белых песчано-алевритовых туфов. В средней части, в интервале 5—8 м, частые торксие прослои туфов и тефроидов (0,03—0,15 м через 0,2—0,5 м) и слой (1,5 м) гравийно-песчаного тефроида с кусками светло-серой, серой и черной пемзы размером до 4—5 см, с грубой параллельной слоистостью, вверху с углефицированным растительным детритом. В основании пачки (6—8 м) — переслаивание бельх, светло-серых тефроидных витрокластических разнозернистых и гравийных песков (0,1—1 м) и алевролитов (0,01—0,1—0,2 м), диатомовых алевролитов (до 0,1 м). Пески массивные и с параллельной слоистостью, с конвективными дислокациями.

Выше по разрезу диатомиты также содержат примесь пирокластического материала и относятся к туффитам.

23. Переслаивание подпачек туфодиатомитов (4—12 м) и тефроидов (3—18 м), сходных с вышеописанными.

Первая подпачка (4—5 м) представлена глинистым диатомитом, с многочисленными прослоями туфопесчаников (0,01—0,1 м), а также с двумя слоями: белого песчаного тефроида (1 м) в средней части и серого туфопесчаника (1—1,5 м) в основании. Несколько линзовидных горизонтов крупных (0,2—0,3 × 2—3 м) лепешковидных конкреций.

Вторая подпачка (5—8 м) сложена пемзовыми, песчаными и гравийно-песчаными тефроидами (0,1—0,4 м), а также диатомовыми туфоалевролитами (0,05—0,2 м). Тефроиды серые, голубоватосерые, непрочные, часто с пемзовым гравием, с катунами и смятыми фрагментами слоев подстилающих алевролитов, массивные либо с параллельной слоистостью.

Третья подпачка (8—12 м) включает туфодиатомиты, как в первой пачке, со слоем (1 м) тефрогенного песчаника внизу и с многочисленными прослоями песчаников и алевролитов (0,05—0,1 м) вверху. Встречаются редкие Yoldia sp.

25. В нижней части (8 м) неравномерное переслаивание песчаных и гравийно-песчаных тефроидов (от 0,1 до 1—2 м) и глинистоалевритовых диатомитов (от 0,1—0,2 до 2—4 м). Тефроиды серые, рыхловатые, в мощных прослоях с обломками белой волокнистой пемзы (0,2—1 см), с обильным углефицированным растительным детритом и ветками деревьев, обломками и катунами подстилающих диатомитов, массивные и с параллельной слоистостью. Диатомиты светло-палевые, крепкие, массивные, с рассеянным гравием, ходами червей.

27. Алевролиты глинисто-диатомовые, серые, массивные, с рассеянными песчаными и гравийными зернами, мелким углефицированным растительным детритом, с прослоями светло-серых алевропелитовых вулканических пеплов (0,03--0,1-0,2 м через 2--10 м). Внизу две цепочки крупных карбонатных караваеобразных конкреций, приуроченных к слоям пеплов; в средней части — обильные шарообразные конкреции (0,05--0,2 м); вблизи кровли — цепочка караваеобразных (0,5 × 1-2 м) конкреций.

# ВЕРХНИЙ МИ́ОЦЕН

#### Юнюньваямская свита

Выделена в 1969 г. Ю.Б.Гладенковым [1972]. Она согласно, но с размывом залегает на свите мыса Плоского. В ее составе различаются три толщи (7—9). Нижняя толща 7 сложена гравелитами и песчаниками (20 м). Толща 8 состоит из диатомовых туфоалевролитов и туфодиатомитов (170—185 м). Толща 9 (123 м) представлена туфопесчаниками и конгломератами с пачкой базальтовых тефроидов в основании. Толща 7 (гравелиты и песчаники)

1 (28). Гравийно-галечные туфопесчаники, тефроиды, гравелиты. Различаются три подпачки. Нижняя (около 5 м) представлена частым переслаиванием слоев и линз гравийных и галечных туфопесчаников, песчаных и алевритовых тефроидов (от 0,05—0,2 до 0,5 м), серых, светло-серых непрочных, с линзовидной и косой слоистостью, неравномерно сцементированных кальцитом.

2(29). Переслаивание песков, гравийных песков с гальками и мелкими валунами и песчаных алевролитов (0,1—1 м). Пески слагают нижнюю половину пачки, а алевролиты — верхнюю. Пески желто-серые, местами слабосцементированные. Алевролиты содержат два прослоя (0,2—0,4 м) белого алевропелитового вулканического пепла и горизонт крупных (до 1 м) карбонатных конкреций 6

Толща 8 (туфоалевролиты и туфодиатомиты)

3(30). Алевролиты глинисто-диатомовые и алевритовые диатомиты, желтовато-серые, вверху голубоватые, выбеливающиеся, крупнокусковые, массивные, биотурбированные, с рассеянным гравием, гальками, мелкими валунами (кремнистые породы, черные аргиллиты, туфы, базальты), наиболее обильными в отдельных интервалах, с рассеянными крупными (до 0,5×1 м) карбонатными конкрециями. В средней части пачки — прослои (до 15) обводненных белых песчано-алевритовых и алевропелитовых вулканических пеплов (0,03—0,2 м через 1— 6 м). Ядра и отпечатки: Megayoldia thraclaeformis, Yoldia epilongissima, Macoma incongrua, Nuculana majamraphensis, Cyclocardia crebricostata, Protothaca cf. staleyi

4(31). Внизу алевролиты (9 м) диатомовые, песчаные, желто-серые, массивные, с обильным гравием, гальками и мелкими валунами, с прослоями и линзами песчаных гравелитов и конгломератов (от 0,02—0,1 до 0,5 м через 0,5—2 м), с двумя цепочками крупных караваеобразных (0,2×0,5—1 м) карбонатных конкреций. Выше алевролиты глинисто-диатомовые и алевритовые диатомиты (14—16 м), массивные, с рассеянным гравием, углистым детритом, с прослоями песчаника (до 0,1 м) и с двумя горизонтами песчаника (до 0,1 м) и с двумя

Толща 9 (туфопесчаники и конгломераты)

9(36). Песчаники серые, разнозернистые. В нижней части (более 10 м) представлены средне- и мелкозернистыми разностями, массивными, с рассеянными гальками и гравием, с шарообразными карбонатными конкрециями. В средней части (10 м) преобладают песчаники с мелкой косой слоистостью, с конкреционным пластом (0,3 м) в основании, слоем (0,6 м) белого песчано-алевритового вулканического пепла в середине и с обильными отпечатками бипирамидальных геннойш (длиной 4—10 см) вверху. Верхняя часть (до 15 м) сложена песчаниками, насыщенными включениями гравия, галек и валунов, особенно обильными внизу. Вверх по разрезу эти песчаники сменяются диатомовыми алевролитами. Прослеживаются два слоя песчано-алевритовых витрокластических пеплов (0,4 и 0,3 м), содержащих цепочки караваеобразных конкреций.

В средней и верхней частях встречаются Nuculana majamraphensis, Yoldia kuluntunensis, Mytilus edulis, Serripes groenlandicus, Musculus niger, Panomya arctica

10(37). Песчаники светло- и зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, рыхловатые, с гравием и галькой, иногда приуроченными к линзовидным прослоям, иногда «плавающими», с прослоями и линзами песчаных гравелитов и конгломератов (от 0,1—0,2 до 1—2 м), местами с частыми тонкими прослоями (0,01—0,1 м через 0,05—0,3 м) алевролитов (прослоями заиления), с горизонтами крупных (0,2—0,5—1 м) или мелких (0,1 м) карбонатных конкреций. Песчаники с линзовидной, косой слоистостью, местами с обильными биотурбациями, с углефицированными древесными остатками.

В пачке отмечается чередование пластов песчаников (1,5—4 м) с конкрециями тех же пород, содержащих «плавающую» гальку, песчаников (1—1,5 м) с гравийными горизонтами и песчаников (2,5—6 м) с частыми прослоями алевролитов. В нижней части (5—6 м) песчаники более грубые (до крупнозернистых), с многочисленной галькой, с рассеянными валунами и линзовидными прослоями (0,1—0,2 м) гравелитов. В основании пласт (1 м) светло-серого гравелита, с косой слоистостью, обогащенный ракушечным детритом (с балянусами, Cyclocardia sp., Clinocardium sp.).

В средней и верхней частях — пачки Serripes groenlandicus, Mytilus edulis, Panomya arctica, Musculus laevigatus

11 (38). Конгломератовидные и мелкозернистые песчаники и диатомовые алевролиты, алевритовые диатомиты. Характерно уменьшение крупности обломочного материала снизу вверх: песчаники с гравнем и гальками, желтовато-серые, непрочные слагают нижнюю (0—3 м) часть пачки, мелкозернистые и алевритовые песчаники — среднюю (3—6 м), а диатомовые алевролиты и глинистые диатомиты с прослоями песчаников (0,01—0,05 м через 0,1—0,2 м) — верхнюю (6—11 м).

В мелкозернистых песчаниках встречаются отпечатки и ядра: Yoldia cf. kuluntunensis, Serripes groenlandicus, Musculus niger, Siliqua costata. В алевритовых диатомитах — Nuculana cf. majamraphensis, Yoldia epilongissima, Ciliatocardium ciliatum marujamensis, Serripes groenlandicus, Macoma karaginskiensis

# плиоцен

#### Лимимтэваямская свита

Выделена в 1969 г. Ю.Б.Гладенковым [1972]. Она залегает на подстилающей юнюньваямской свите с размывом, но, видимо, согласно. Ее нижняя часть отвечает в целом свите анотвана, а остальная часть — нижней части свиты лимимт Д.С.Харкевича.

В составе лимимтэваямской свиты Ю.Б.Гладенков выделяет три толщи. Нижняя толща 10 соответствует нижней подсвите. Она представлена песчаниками и конгломератами (95,5—109 м). Верхняя подсвита начинается толщей 11 (60—62 м), которая включает алевролитовые туфодиатомиты и туфоалевролиты (часто песчанистые, «мусорные»). Сменяющая ее толща 12 (103 м) литологически отделяется от нее достаточно условно, но четко отличается фауной. В лимимтэваямской свите выделяются 14 мощных маркирующих прослоев вулканических пеплов. На колонке они обозначены индексами Л<sub>1-14</sub>.

Плиоценовая часть разреза показана не только на сводной стратиграфической колонке (рис. 3, см. вкл.), но и на отдельном рисунке (рис. 4, см. вкл.), которые будут использованы далее для послойного нанесения палеонтологических остат-ков разных групп в целях их последующего анализа. На этом рисунке более полно отображены литологические особенности отдельных пачек, в частности упомянутые выше 14 прослоев вулканических пеплов.

#### Нижняя подсвита

3(43). Тонкое субгоризонтальное переслаивание (0,02—0,05 м) песчаников грубозернистых, рыхловатых, желто-серых и гравелитов серых с редкой галечкой, в основании с прослоями (до 0,05 м) алевролитов с растительным детритом. Вверху наблюдается утонение обломочного материала и увеличение количества алевролитов (2 м). В основании — переслаивание (2 м) гравелитовых и разногалечных конгломератов со скоплениями Nucella sp., Balanus sp. В кровле — линзовидный прослой (0,3 м) гравелитов. В них и песчаниках скопления: Cyclocardia crebricostata, Peronidea lutea, Рапотуа trapezoidis, Yoldia ochotensis, Siliqua costata, Musculus niger, Buccinum glaciale, плоские морские ежи, балянусы и др. 4(44). Конгломераты в нижней части (до 3 м) гравийные, с линзовидной слоистостью, постепенно переходящие в песчаник рыхловатый, чешуйчатый, желтовато-зеленовато-серый (1,5 м). В верхней части — конгломераты темно-серые и бурые, с железистым цементом, до 3---4 м гравийные, до 1,5 м крупногалечные и валунные, в самых верхах — до 2 м гравелитистые, с тонкими прослоями песчаников и алевролитов, с горизонтом до 0,3 м карбонатных конкреций. Редкие ядра и отпечатки створок моллюсков, аналогичных слою 3(43) ... 8-9

5 (нижняя часть 45). Песчаники с субгоризонтальной, косой слоистостью; в основании конгломерат (1 м) разногалечный, с валунчиками (до 0,2 м), бурый, серо-бурый, плотный; выше гравелит, бурый, в верхней части с прослоями рыхловатых песчаников, доля которых увеличивается вверх; с уровня 3 м — туфопесчаники голубовато-серые, в нижней части с тонкими редкими линзами алевролитов глинистых оскольчатых (0,01—0,05м), доля которых увеличивается вверх . . . . . . . 7—8

6 (верхняя часть 45). Переслаивание (0,03—0,15 см) песчаников и гравелитов; в основании конгломерат разногалечный (0,4 м), перекрытый туфопесчаниками чешуйчатыми, голубовато-серыми (1 м), с редкими прослоями (0,01—0,02 м) алевролитов и редкими конкрециями. Выше (с 1,4 до 6 м) — переслаивание туфопесчаников и плохосортированных гравелитов с рассянной галечкой и редкими валунчиками (до 0,3—0,4 м), с увеличением доли туфопесчаников вверх по разрезу, с линзовидным конкреционным прослоем (0,2 м). В верхней половине (от 6 до 11—12 м) песчаники рыхловатые горизонтальнослоистые, в кровле — косослоистые, зеленовато-серые. Морские плоские ежи и моллюски: Масота lama, Cyclocardia crebricostata, Spisila voyi, Peronidea lutea, Fortipecten keny-oshiensis, Chlamys cosibensis и др.

9 (нижняя часть 50). Песчаники желтовато-серые, рыхловатые, средне- и мелкозернистые, с рассеянной галькой, в нижней части с прослоями гравелитов, в верхней — тонкокосослоистые. В основании — мелкогалечный конгломерат (0,5 м) с редкими валунами (до 0,15 м), в верхней части с песчанистыми алевролитами (до 0,03 м). Остатки Yoldia (Cnesterium) supraoregona, Chlamys cosibensis, Mya truncata, Cyclocardia crebricostata

10 (верхняя часть 50). Переслаивание песчаников крупно- и мелкозернистых и плотных конгломератов. В нижней части конгломерат серый, плотный, мелко- и среднегалечный (0,5 м), переходящий в гравийный, бурый, более рыхлый (0,6—0,7 м), в верхней части — конгломерат крупногалечный, с крупными (до 0,2 м) валунами внизу и мелкогалечный вверху (0,4 м). Выше переходит в песчаник серый, зеленовато-серый, плотный, с линзочками гравелитов в основании, в средней части с горизонтом карбонатных конкреций, в верхней — с тонкими прослоями алевролитов (0,01—0,05 м). В конкрециях — скопления Cyclocardia crebricostata, Spisula voyi, Yoldia supraoregona, Macoma orbiculata, Ciliatocardium uyemurai, Ciliatocardium ciliatum, Chlamys cosibensis, Buccium acutispiratum, Pandora pulchella, Acila marujamensis и др.

13 (53). Песчаники серые, «мусорные», с обильной рассеянной галькой и гравием, с прослоями и линзами (до 0,1 м) темно-серых гравийных песчаников. В основании — прослой (до 1,5 м) мелко- и крупногалечных конгломератов с валунчиками, в кровле — с редкими песчано-гравийными конкрециями (0,5х0,1 м) и плохоокатанным обломочным материалом (до 1 м). Редкие обломки створок Fortipecten cf. kenyoshiensis, Nuculana sp., Clinocardium sp., Macoma sp.

#### Верхняя подсвита

Толща 11 (алевритовые туфодиатомиты и туфоалевролиты)

14 (54). Переслаивание алевролитов песчано-глинистых и диатомовых (2—5 м) с мелкозернистыми песчаниками (5—10 м), светло- и желто-серыми, выбеливающимися, с крупнокусковой отдельностью, с обильной примесью песчаного материала, гравия и галек, уменьшающейся вверх. Редкие прослои (до 0,1 м) гравийных песчаников в средней и верхней частях пачки. В основании прослой (2,6 м) белого песчаного и алевропелитового пеплового туфа. На уровнях 4 и 6 м от основания — прослой (2,6 м) светлых пепловых туфов. В нижней части — скопления хорошей сохранности раковин Nuculana pernula pernulla. Реже отпечатки Ciliatocardium cf. ciliatum, Macoma brota, Macoma кагаginskiensis, Mya cf. cuneiformis. В средней и верхней частях — Plicifusus karaginskiensis, Neptunea

#### Мощность, м

Толща 12 (туфоалевролиты и диатомовые туфоалевролиты)

20 (61). Однообразные алевритоглинистые песчанистые диатомиты, желто- и голубовато-серые, во влажном состоянии темно-серые до черных, легкие, с рассеянным гравием и щебнем, с мелким углефицированным растительным детритом, с частыми разрозненными шаровидными конкрециями (до 0,2 м) или невыдержанными горизонтами более крупных (от 0,2×0,5 до 0,2×1 м) конкрециями неправильной формы. В основании — прослой белого пелитового пепла (0,1 м); выше — более мощные прослои белых вулканических пеплов: в 6 м от подошвы — алевропелитовый пепел (0,2 м), а в 18 м алевритовый (0,15 м). Внизу (6 м) — Modiolus modiolus, Macoma brota, Ciliatocardium uyemurai, Acila marujamensis, Megayoldia thraciaeformis, Mya cuneiformis, Cyclocardia veniaminovi. В интервале 6—8 м к ним добавляются Astarte limimtensis, Fortipecten hallae, Colus karaginskiensis, Pandora sp., Leionucula tenuis expansa, Neptunea laticostata ochotensis. В верхней части — скопления Cyclocardia veniaminovi, реже встречаются Macoma brota, Yoldia amygdalea hyperborea, Hiatella arctica, Clinopegma magnum, Colus karaginskiensis, Fortipecten hallae, Mya cuneiformis

22(63). Те же алевролиты, диатомиты с обильным песчанистым материалом, с гальками и мелкими валунами. В 6 м от подошвы пачки — слой (1 м) разнозернистого песчаника с гравийными обломками черных артиллитов и мелкими (до 0,1 м) карбонатными конкрециями; с рассеянными конкрециями и редкими выщелоченными геннойшами. В основании — слой (1 м) белого витрокластического пепла, внизу — песчанистого (0,3 м), выше — алевритового. В основании (6 м) — Musculus niger, Acila marujamensis, Mya cuneiformis, Macoma brota, Cyclocardia veniaminovi, Yoldia amygdalea hyperborea. Выше встречаются раковины Neptunea lyrata, Macoma brota, Musculus niger, Acila maruja23 (64). Такие же алевролиты с обильными гальками, валунами и даже глыбами (базальты, андезиты, кремнистые породы, туфы, аргиллиты и т.д.), в интервале 8—20 м с прослоями влажных песчаников (0,1—0,2 м через 2—3 м). В основании и в 8 м от подошвы — горизонты (0,1—0,2 м) уплощенных карбонатных конкреций; в интервале 6—10 м — беспорядочно рассеянные конкреции: округлые (0,05—0,1 м), овальные и неправильной формы. В основании пачки залегает слой (0,4 м) белого песчано-алевритового вулканического пепла с субгоризонтальной и линзовидной слоистостью. Ниже (8 м) редкие Масота brota. Муа резидуательства в конкрециях Сусlocardia cf. pliocenica . . 20

#### Усть-лимимтэваямская свита

Свита залегает на подстилающих толщах с некоторым размывом, но согласно и представлена толщей 13 (77—80 м).

Толща 13 (туфопесчаники и туфоалевролиты)

Мощность, м

1 (68). Песчаники серые, с поверхности ржаво-бурые, среднезернистые, с рассеянным гравием, растительным детритом, с частыми натечной, неправильной формы карбонатными конкрециями (до 0,8 м). К конкрециям приурочены многочисленные раковины Astarte diversa, A.hemicymata, A.nortonensis, Yoldia amygdalea hyperborea, Cyrtodaria kurriana, Serripes groenlandicus, Chlamys karaginskiensis

2 (69). Песчаник в нижней части (4 м), желтовато-серый, тонкочешуйчатый, среднезернистый, рыхловатый, с рассеянной галькой и шаровыми карбонатными конкрециями (до 0,2 м), которые содержат раковины Macoma brota, Clinocardium subcostalis, Panomya arctica, P. ampla, Chlamys karaginskiensis. В верхней части — песчаники массивные, светло-серые, желтоватые, с рассеянной галькой и гравием, с редкими линзовидными конкреционными телами (3—4×0,05—0,2м), с остатками Astarte loxia, A. nortonensis, A. hemicymata, Natica clausa, Panomya arctica, Chlamys karaginskiensis, Crassicardia crassidens, Cyclocardia pliocenica, Plicifusus krouri

3 (70). Песчаники желтовато-серые, слоистые, гравийные, с галькой и линзами гравелитов, с пятью-шестью линзовидными конкреционными прослоями (до 0,2 м), плотными. Многочисленны остатки Astarte diversa, A.nortonensis, A.loxia, Panomya arctica, Chlamys karaginskiensis, Cyclocardia pliocenica, Diplodonta aleutica, Macoma obliqua

5(72). Алевролиты в нижней части (6 м) голубовато-серые, песчанистые, с рассеянной редкой галькой, уменьшением песчаной составляющей вверх по разрезу. В средней части алевролиты голубовато-серые, выбеливающиеся, легкие, диатомовые, с редкой галькой и рассеянными отпечатками раковин Yoldia amygdalea hyperborea, Nuculana pernula pernula, Leionucula sp., Mya cf. pseudoarenaria. В верхней части алевролиты с рассеянной галечкой и редкими (через 0,2—1,2м), линзовидными, тон-кими (0,01—0,02 м) прослоями рыхлого песчаника

7(74). Песчаники зеленоватые, буровато-серые, косослоистые, крупнозернистые, рыхловатые, с линзами (0,05—0,1 м) гравия, часто пропитанные гидроксидами железа. В верхней части скопление ядер и отпечатков Mya truncata; встречаются Cyrtodaria kurriana, Spisula cf. voyi, Macoma cf. obliqua, Plicifusus cf. krouri, Cyclocardia cf. crebricostata, Astarte borealis

Данный разрез кончается на правобережье р. Лимимтэваям.

# ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЙ РАЗРЕЗ (пос. Островной)

Помимо описанного разреза, были изучены также толщи плиоценовых отложений, вскрывающиеся в береговом обрыве бухты Ложных Вестей, в 2—2,5 км юго-западнее пос. Островной, где они слагают часть северного крыла синклинальной структуры.

Интерес к этому разрезу обусловлен тем, что здесь была описана слабодислоцированная толща конгломератов и песчаников, залегающая с угловым несогласием на туфодиатомитах неогенового возраста. Эта толща впоследствии была названа тусатуваямскими слоями [Петров, Хорева, 1968]. О.М.Петровым [1982] из этих отложений были описаны моллюски, в составе которых определено 29 современных форм и два ископаемых вида (7% комплекса). Возраст тусатуваямских слоев был принят как эоплейстоцен — начало плейстоцена.

## плиоцен

В 1987—1989 гг. А.Э.Басиляном специально было повторено изучение стратотипического разреза тусатуваямских слоев. По его наблюдениям, в цоколе 55—60-метровой террасы с небольшими углами падения на запад—юго-запад залегают (снизу вверх):

#### Лимимтэваямская свита

2. Гуфодиатомиты, те же что в слое 1, но волее глинистые, с вольшим количеством рассеяннои гальки. В 2,5 и 19 м от основания — два горизонта карбонатных шаровых конкреций: нижние — более частые и крупные (до 1,2 м), верхние — редкие, менее крупные (до 0,5 м). В кровле водоносный прослой вулканического пепла (0,1 м) белого цвета, в основании окрашенный в ржаво-рыжий цвет гидроксидами железа. В нижних конкрециях остатки раковин: Yoldia amygdalea hyperborea, Megayoldia thraciaeformis, Nuculana pernula pernula, Mya cuneiformis, Macoma brota, Plicifusus krouri . . . . 25

3. Аналогичные туфодиатомиты в свежем сколе, голубовато-серые, с рассеянной галечкой. В 1 м от подошвы крупные карбонатные конкреции лепешковидной формы (0,5×3,0 м); в средней части (в 6 м выше) — горизонт с редкими крупными (до 1,5 м) конкрециями неправильной и округлой формы, тяготеющими к прослою (0,07—0,8 м) вулканического пепла, алевропелитового, светло-серого, с зеленоватым оттенком. В кровле прослой (0,06 м) светло-серого вулканического пепла. В конкрециях нижней части моллюски: Yoldia amygdalea hyperborea, Megayoldia thraciaeformis, Acila marujamensis, Macoma brota, Pecten sp., Neptunea laticostata ochotensis, Plicifusus krouri и др.

 Туфодиатомиты песчанистые, с галечкой, с чешуйчатой отдельностью, несколько трухлявые, зелено-серого цвета, в свежем сколе серо-голубые. В основании и средней части (25 м) тонкие (до 0,02 м) линзоватые прослои песчано-алевритового вулканического пепла зеленовато-серого цвета

#### Усть-лимимтэваямская свита

#### Толща 13

																																																M	ĺo	щ	но	)C1	ГЬ	, м
	9		LA	ıe	вр	0.	UI-	ſΤ	ы	11	пе	c	48	H	и	т	ы	e,	Д	IN.	81	0	MI	ИТ	O	ы	e,	С	р	ac	ce	<b>AI</b>	łH	0Ì	i	8.	ле	4)	coi	й,	K	o)	и	46	c	тв	0	ĸ	от	op	юі	Й	УF	se-
лич	ИВ	8	ете	СЯ	B	ю	p	K.	Π	0	сл	Ю	ю	; 1	3 8	IN	K	CH	ei	1	48	СТ	М	I Ç	дÒ	) 1	5	м)	n	ол	уđ	<b>ÍO</b>	BA'	ro	-0	eŗ	)ы	e,	B	B	ep	Xł	ie	Й	-	- c	ep	ю	BØ	TO	)-(	СИ	-1	
зые	•		٠	•	•	•	٠	•							•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•			•	•	•	•	•			•	•	•	٠	•	•	•	•	•	•	• •	•	•	•	•		٠	25

#### Тусатуваямские слои

# В составе тусатуваямских слоев выделяется только толща 14 — конгломераты, с размывом, но, видимо, согласно залегающие на алевролитах толщи 13.

Мощность, м

С неясным контактом на тусатуваямских конгломератах залегают: 11. Глины темно-синие, с неясной слоистостью, пластичные, с большим количеством раститель-

Стратиграфически выше тусатуваямские слои с угловым несогласием перекрываются горизонтально залегающими четвертичными террасовыми отложениями, наиболее древние из которых слагают высокую 100—120-метровую морскую террасу с цоколем 48—50 м. В этих отложениях, вскрывающихся в береговом обрыве севернее устья р. Юнюньваям, О.М.Петров обнаружил остатки раковин Рогиалdia arctica.

#### ГЛАВА ВТОРАЯ.

# РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИСКОПАЕМЫХ КОМПЛЕКСОВ В РАЗРЕЗЕ

При изучении неогена о-ва Карагинского исследовались следующие палеонтологические группы: моллюски, фораминиферы, диатомовые, споры и пыльца. По каждой из этих групп (а они изучались независимо друг от друга) были получены данные, касающиеся, с одной стороны, расчленения данного разреза, с другой — определения возраста и палеогеографических (в том числе палеоклиматических) обстановок.

Специальное внимание обращалось на методику выделения дробных стратиграфических единиц в целях выработки рекомендаций для геологической практики.

# моллюски

Комплексы моллюсков неогеновой части разреза о-ва Карагинского (пестроцветная свита — тусатуваямские слои) относятся к наиболее разнообразным и хорошо охарактеризованным на Восточной Камчатке. В прошлом они неоднократно привлекали внимание исследователей. К настоящему времени из этих толщ выборочно описаны представители семейств: Buccinidae [Гладенков и др., 1989], Carditidae [Попов, 1983]; подсемейства: Yoldiinae [Гладенков, 1972], родов: Fortipecten и Chlamys [Синельникова, 1975]. Общий список предварительных определений кайнозойских моллюсков Карагинского разреза в начале 70-х годов был приведен Ю.Б.Гладенковым [1972]. В 80-х годах опубликовано монографическое описание моллюсков тусатуваямских слоев [Петров, 1982].

В то же время, несмотря на значительный интерес, проявленный палеонтологами к изучению отдельных групп, полного представления о составе и возрасте неогеновых комплексов названного разреза пока не существует. Поэтому ниже с учетом материалов, полученных в последние годы, а также данных предшествующих лет проводится детальный анализ древних комплексов: выделение послойных ископаемых ассоциаций, определение их систематического состава, выявление биогеографических характеристик, сравнение с таковыми соседних регионов. Основой для этого послужила обширная коллекция неогеновых моллюсков о-ва Карагинского (более 10 тыс.экз.), собранная Ю.Б.Гладенковым, Д.И.Витухиным, О.М.Петровым, К.Б.Бариновым, А.Э.Басиляном (ГИН РАН), С.В.Поповым, Е.В.Бабак (ПИН РАН) и ныне хранящаяся в Геологическом и Палеонтологическом институтах Российской Академии наук. Монографическое изучение этого материала позволило определить из неогеновых толщ острова 176 видов двустворчатых и брюхоногих моллюсков, многие из которых (14 видов) описаны впервые.

На основании смены комплексов моллюсков в разрезе выделены слои (пачки) с фауной (I—XV). Границы данных подразделений устанавливались по изменению систематического состава малакофаун и появлению новых видов не отмечавшихся в подстилающих отложениях. За виды-индексы принимались формы, вертикальное распространение которых ограничивалось пределами тех или иных слоев с моллюсками. При выборе видов-индексов, используемых для названия слоев, отдавалось предпочтение формам с узким стратиграфическим диапазоном и широким географическим распространением. Для характеристики подразделений использовался метод, апробированный в ГИНе на кайнозойских разрезах Западной Камчатки, залива Корфа и др. [Гладенков, 1988]. В частности, обращалось внимание на такие показатели, как общее количество видов, число преобладающих и впервые появляющихся форм, соотношение вымерших и ныне живущих видов, соотношение разных палеоэкологических и палеобиогеографических групп, процент эндемичных форм и видов с широкими ареалами, возраст отдельных видов и комплексов.

Методика выделения слоев с фауной выбрана следующая. Первоначально в разрезе устанавливались отдельные диапазоны, содержащие остатки моллюсков (слой с фауной) и палеонтологически немые интервалы (интерслой) (рис. 5, 6, см. вкл.). Слоев с фауной в неогеновом разрезе насчитывается 42. Часть из них неоднократно повторяется и не смыкается между собой (разделены интерслоями). Название слоев давалось по характерным или преобладающим формам. В дальнейшем проводилась интеграция этих подразделений в более общие — «слои (пачки) с фауной». При этом объединение в более крупные подразделения происходило на основе сходства систематического состава комплексов моллюсков отдельных мелких слоев и определялось обязательной смыкаемостью границ устанавливаемых категорий [Ратновский, Гладенков, 1981; Гладенков, 1988]. Это позволило выделить 15 подразделений, которые последовательно надстраивают друг друга в разрезе, занимают определенное стратиграфическое положение и четко обособлены различными комплексами. Ниже приводится краткая характеристика слоев (пачек) с моллюсками.

#### Пестроцветная свита

Слои I с Hiatella pleshacovi—Pseudoliomesus praenassula (толща 10). Среди отмеченных здесь форм (31, до вида определено 21) преобладают Clinocardium obstinatus и Macoma osakaensis. Восемь характерных видов с широким ареалом: Felaniella gravis, Panomya elongata, Musculus kryshtofovitschi, Thracia schencki, Pseudoliomesus praenassula, Mya salmonensis, Macoma osakaensis, Hiatella pleshacovi. Встречены 3 современных вида (2 — Liocyma fluctuosa, Macoma moesta бореально-арктические, 1 — Nemocardium samarange — субтропический). Описаны 6 новых видов. В слоях 3 эндемика и 18 видов с широким географическим ареалом. Обращает на себя внимание мелководный облик данной ассоциации и первое появление в разрезе на этом уровне рода Serripes, также появляющегося в других камчатских разрезах в отложениях раннего миоцена (кулувенская, пахачинская свиты) [Атлас, 1984; Гладенков и др., 1987; Атлас, 1981].

Слои II с Securella ensifera chehalisensis (толщи 11—13). Эти слои резко отличаются от слоев 1 систематическим составом и обедненностью комплекса (7 форм). Вид-индекс S.ensifera chehalisensis впервые появляется на Камчатке в толщах среднего миоцена (какертская свита, ежовый горизонт пахачинской свиты) [Атлас, 1984; Гладенков и др., 1987]. Характерная особенность данных подразделений — появление в комплексе теплолюбивых родов семейств Veneridae и Columbariidae, а также неоднородность состава, в котором крупные, толстораковинные, по-видимому, мелководные Securella встречены совместно с представителями более глубоководных родов: Akebiconcha, Variamussium и др.

# Свита мыса Плоского

Слои III с Mya karaginskiensis (толщи 1—2, в интервале 0—50 м). Относящийся к слоям III комплекс, как и предыдущий, содержит малое число ископаемых форм неудовлетворительной сохранности. Отмеченный в скоплениях вид-индекс Mya karaginskiensis широко известен из отложений среднего миоцена — плиоцена Камчатки и о-ва Сахалин [Симонова, 1941; Жидкова и др., 1968]. Из этого интервала разреза Ю.Б.Гладенковым [1972] указывались редкие находки Clinocardium sp., Macoma sp., Polinices sp., Glycymeris cf.gabbi, позволяющие говорить о мелководном и относительно теплолюбивом облике данной ассоциации.

Слои IV с Solemya tokunagai—Conchocelle disjuncta ochotica (толща 2 в интервале 50—190 м). Отличительная особенность слоев IV — практически полное обновление систематического состава с доминированием относительно глубоководных видов. Впервые появляются 11 форм из 12, не встреченные ниже по разрезу. В слоях образуются скопления Conchocelle disjuncta ochotica, Acila divaricata, Yoldia scapha. Отмечены 2 эндемика и 7 видов с широким ареалом. В слоях получают развитие 4 характерных вида, 3 из которых — Conchocelle disjuncta ochotica, Solemya tokunagai, Periploma perexigua — имеют важное коррелятивное значение. В комплексе присутствует 1 современный субтропическо-низкобореальный вид Acila divaricata. Описаны 2 новых вида.

Слои V с Suavodrillia kamtschatica — Turcicula asawanoensis maxima (толща 3). В целом комплекс слоев V имеет преемственность с комплексом подстилающих слоев. Семь форм появляются с этого уровня впервые и 8 переходят из нижележащих толщ. Образуются скопления Yoldia scapha и Acila divaricata. В слоях отмечены 6 эндемиков и 8 видов с широким apeaлом: Yoldia scapha, Acila divaricata, Yoldia epilongissima, Solemya gigas, Olivella praebaetica, Cyclocardia hamiltonensis, C.yakatagensis, Lunulicardita karaginskiensis. Описаны 2 новых вида и 1 подвид — Turcicula osawanaensis maxima. Единственный современный вид — Acila divaricata, встреченный в комплексе, обитает в настоящее время у берегов Приморья и Японских о-вов. Обращает на себя внимание присутствие в данной ассоциации значительного числа тонкораковинных, относительно глубоководных форм, а также распространение в слоях представителей родов: Olivella, Suavodrillia, Turcicula, Solemya, Fulgoraria, современные ареалы которых расположены значительно южнее берегов Камчатки.

Слои VI с Periploma sakhalinensis— Yoldia scapha (толщи 4—6 в интервале 275—579 м от подошвы свиты). Отмечены 13 форм, из которых 8 видов переходят в названные слои из нижележащих толщ и 5 появляются впервые. В слоях наиболее часто встречаются Y.scapha. Также доминирующую роль в составе комплекса играют Y.epilongissima, «Y.» epimultidentata, Megayoldia cf.thraciaeformis, указывающие на относительно глубоководный облик данной ассоциации. Отмечены 8 ископаемых видов, среди которых Y.scapha, Y.epilongissima, Periploma sakhalinensis имеют важное значение для корреляции. Среди современных видов, встреченных в слоях, 1 — Liocyma fluctuosa — бореально-арктический и 1 — Acila divaricata — субтропическо-низкобореальный [Скарлато, 1981]. В целом в комплексе 4 эндемика и 6 видов с широким ареалом. Данные слои не содержат характерных видов, и их выделение в достаточной мере условно, хотя и четко обозначено исчезновением значительного числа видов, отмеченных в нижележащих толщах, и появлением ряда новых.

Слои VII с Lima sakhalinensis—Nuculana alferovi (толща 6 в интервале 579— 737 м от подошвы свиты). Комплекс слоев VIII состоит из 13 видов, из которых 8 транзитные и 5 появляются впервые. Данная ассоциация содержит 4 характерных вида: Nuculana alferovi, Megayoldia karaginskiensis, Yoldia tokunagai, Lima sakhalinensis, имеющих широкое reorpaфическое распространение. В слоях преобладают Yoldia scapha, Y.epilongissima, «Y.» epimultidentata, указывающие на сравнительно глубоководный облик данной ассоциации. Отмечены 11 вымерших и 1 современный субтропическо-низкобореальный вид, 4 эндемика и 9 видов с широким ареалом.

Для слоев IV—VII характерно присутствие Yoldia scapha, Acila divaricata, «Yoldia» epimultigentata.

#### Юнюньваямская свита

Слои VIII с Protothaca staleyi — Panomya intermedia (толщи 7—8). Из отмеченных здесь 29 форм (до вида определено 25) в скоплениях встречена лишь Nuculana majamraphensis. Из подстилающих отложений переходят 8 видов, и 16 появляются с этого уровня впервые. Обращает на себя внимание резкое изменение состава комплекса по сравнению со слоями VII, в котором преимущественное развитие получают мелководные, теплолюбивые формы. В комплексе 3 характерных вида: Protothaca staleyi, Panomya intermedia, Modiolus tenuistriatus. Помимо них, для определения возраста и корреляции этих слоев важными являются Nuculana majamraphensis, Crassicardia etolonensis, Cyclocardia veniaminovi, Yoldia epilongissima, Y.kuluntunensis и др. В комплексе 1—эндемик Neptunea karaginskiensis и 24 вида с широким ареалом. Отмечены 10 современных видов (2 субтропическо-низкобореальных, 6 бореальных и 2 бореально-арктических).

Слои IX с Clinocardium ovalis—Nuculana majamraphensis (толща 9). В комплексе, составленном преимущественно мелководными формами, содержатся 7 вымерших и 6 современных видов (2 бореальных и 4 бореально-арктических). Образуют скопления Nuculana majamraphensis. Отмечены 1 характерный вид — Clinocardium ovalis, 2 эндемика и 11 видов с широким ареалом. В слои IX переходят из подстилающих отложений 7 видов, столько же появляется с этого уровня впервые в разрезе.

Четыре ископаемых вида (Nuculana majamraphensis, Yoldia kuluntunensis, Ciliatocardium ciliatum marujamensis, Yoldia epilongissima) имеют широкие ареалы и значимы для корреляции. Описаны 2 новых вида. Важная особенность слоев IX — увеличение в составе комплекса числа бореально-арктических видов и полное отсутствие теплолюбивых элементов, что позволяет сделать вывод о возможном похолодании климата во время накопления слоев.

#### Лимимтэваямская свита

Слои X с Panomya trapezoidis—Yoldia ochotensis (нижняя часть толщи 10 в интервале 0—55 м). Слои заключают сравнительно небогатый комплекс моллюсков (16 форм, определено до вида 15), характеризующийся мелководным составом. Впервые появляются 10 форм, не встреченных ниже. По частоте встречаемости преобладают Cyclocardia crebricostata, Mytilus edulis, Musculus niger, Spisula karaginskiensis. Пять видов переходят в слои X из подстилающих отложений. В комплексе отмечены 3 вымерших, 10 современных и 3 характерных вида: Yoldia ochotensis, Panomya trapezoidis, Clinocardium taracaicum с широким географическим распространением. Два ископаемых вида впервые описаны и являются эндемиками. Среди современных видов 3 бореально-арктических, 6 широко распространенных бореальных и 1 высокобореальный.

Слои XI с Fortipecten kenyoshiensis (верхняя часть толщи 10 в интервале 55—109 м). Комплекс состоит из 21 вида и составлен преимущественно мелководными формами в составе 14 современных и 6 ископаемых видов: Fortipecten kenyoshiensis, Yoldia supraoregona, Thracia condoni, Ciliatocardium uyemurai, Chlamys cosibensis, Acila marujamensis. Впервые в разрезе появляются 12 видов, 9 переходят из подстилающих отложений. Характерный вид — Fortipecten kenyoshiensis — имеет широкое распространение в плиоценовых разрезах Западной Камчатки, Сахалина и Северной Японии. Отмечен 1 новый вид. В комплексе современных моллюсков 5 бореально-арктических, 7 бореальных видов, 1 субтропическо-низкобореальный и 1 высокобореальный вид.

Слои XII с Fulgoraria microsculptata—Plicifusus karaginskiensis (толща 11, нижняя часть толщи 12 в интервале 109—183 м от основания свиты). Комплекс состоит из 26 видов. Впервые появляются 13. Отличительной особенностью слоев является присутствие в них многочисленных тонкораковинных, относительно глубоководных моллюсков родов: Nuculana, Yoldia, Megayoldia, Leionucula, Acila, а также гастропод семейства Buccinidae. Меньшую долю составляют мелководные виды. В количественном отношении в слоях преобладают Macoma brota, Mya cuneiformis, Musculus niger, Nuculana pernula pernula, Yoldia limimtensis. Отмечены 9 вымерших и 17 современных видов. Пять ископаемых видов — Cyclocardia veniaminovi, Yoldia supraoregona, Chlamys cosibensis, Acila marujamensis, Mya cuneiformis — широко распространены в плиоцене соседних районов. Четыре вида являются эндемиками (два из них описаны впервые). Среди современных видов моллюсков 6 бореально-арктических, 7 широко распространенных бореальных, 3 высокобореальных и 1 низкобореальный.

Слои XIII с Fortipecten hallae—Astarte limimtensis (толща 12 в интервале 183—292 м от основания свиты). Комплекс содержит 38 видов, 14 появляются в слоях впервые. Состав моллюсков неоднороден и представлен как относительно

мелководными, так и более глубоководными видами. В количественном отношении преобладают Cyclocardia veniaminovi, Macoma brota, Acila marujamensis, Mya cuneiformis (первый из них образует массовые скопления в нижней части слоев). Отмечены 25 современных и 12 ископаемых видов, из которых 7 — Acila marujamensis, Cyclocardia veniaminovi, Chlamys cosibensis, Fortipecten hallae, Ciliatocardium uyemurai, Cyclocardia pliocenica, Mya cuneiformis — имели широкие ареалы. Пять ископаемых форм, в том числе и 3 впервые описанные — эндемики. Обращает на себя внимание первое редкое появление в слоях астарт (Astarte limimtensis). В составе современных видов 11 бореально-арктических, 8 бореальных и 5 высокобореальных. Отмечены также представители рода Saxidomys, не известные в современных дальневосточных морях севернее районов Приморья.

#### Усть-лимимтэваямская свита

Слои XIV с Astarte diversa—Astarte nortonensis (толща 13). Отличительная особенность слоев — массовое развитие в них видов рода Astarte и первое появление рода Cyrtodaria. Нижняя граница слоев обозначена появлением 13 новых видов. В комплексе 36 видов. В количественном отношении преобладают Chlamys karaginskiensis, Serripes groenlandicus, Mya truncata и представители родов Astarte и Macoma. Отмечены 31 современный и 6 ископаемых видов. Три характерных вида — Astarte nortonensis, A.hemicymata и A.diversa — также известны из отложений берингийских слоев плиоцена на Аляске [MacNeil et al., 1943]. Три эндемика. Среди современных видов 9 широко распространенных бореальных, 17 бореально-арктических и 5 высокобореальных.

# Тусатуваямские слои

Слои XV с Mytilus edulis declivis—Clinocardium subcostalis (толща 14). Комплекс моллюсков содержит 31 вид (14 появляются впервые) и ранее был подробно описан О.М.Петровым [1982]. Он характеризуется мелководными формами и содержит 2 ископаемых вида: Clinocardium subcostalis и Mytilus eculis declivis (последний встречается несколько чаще). В слоях 2 эндемика и 29 широко распространенных современных видов: 17 бореально-арктических, 3 высокобореальных, 6 бореальных, 2 арктических и 1 низкобореальный. Важная особенность появление на этом уровне двух арктических подвидов: Astarte montagui warhami и A.m.fabula, по-видимому, косвенно свидетельствующее о прогрессирующем похолодании климата.

Сравнительный анализ описанных выше слоев с фауной показывает, что они не всегда равноценны по объему, разнообразию видового состава, числу характерных и новых элементов. Как отмечалось выше, в ряде случаев наблюдается преемственность комплексов соседних слоев и они различаются лишь появлением отдельных новых видов. Поэтому для удобства корреляции карагинских толщ с другими районами, в том числе областями, где разрезы на настоящий день изучены менее детально, слои по сходству систематического состава комплексов были сгруппированы в горизонты, отвечающие крупным этапам развития малакофаун неогена Северо-Восточной Камчатки. Так, здесь четко обособились следующие горизонты: 1 (безымянный) — слои (пачка) I; 2 (безымянный) — слои II; 3 свиты мыса Плоского — слои III—VII; 4 — юнюньваямский: нижний подгоризонт — слои VIII, верхний — IX; 5 — лимимтэваямский: нижний подгоризонт — слои X—XII, верхний — слои XIII; 6 — усть-лимимтэваямский — слои XIV; 7 тусатуваямский — слой XV. Большая часть выделенных подразделений уверенно сопоставляется с подразделениями местных и региональных схем различных районов Камчатки и Сахалина.

Анализ комплексов моллюсков горизонтов карагинского неогена позволяет провести их корреляцию с таковыми сопредельных районов и на этой основе сделать вывод об их возрасте. Так, комплекс моллюсков, развитый в нижнем горизонте 1 (слои I), содержит ряд видов, характерных для ранне-среднемиоце-

новых отложений Западной Камчатки (кулувенский, ильинский горизонты). В этих толшах также широко распространены Pseudoliomesus praenassula, Felaniella gravis, Hiatella pleshacovi, Panomya elongata, Musculus kryshtofovitschi и др. В то же время в слоях отмечены транзитные олигоцен-миоценовые виды, распространенные в отложениях Восточной Камчатки и Северной Америки: Lunulicardita karaginskiensis, Mya salmonensis, Cyclocardia yakatagensis, Thracia schencki, и ряд форм: Yoldia ex gr. nitida и Periploma cf. besshoensis, близких к видам, которые широко развиты в олигоценовых и нижнемиоценовых отложениях Камчатки. Сахалина и Северной Японии. Обрашает на себя внимание первое появление на данном уровне родов Serripes, Hiatella, Pseudoliomesus, которые в других районах Камчатки известны с раннего и среднего миоцена (кулувенский, ильинский, пахачинский горизонты). Учитывая стратиграфическое распространение видов данного комплекса, можно предположить раннемиоценовый возраст данного горизонта, который может сопоставляться с кулувенским либо с ильинским горизонтами Западной Камчатки и средней частью пахачинского Восточной. Комплекс моллюсков верхнего горизонта 2 (слои II) из-за обедненности состава не может достаточно уверенно коррелироваться с таковыми одновозрастных толщ соседних районов. Однако принимая во внимание присутствие в нем Securella ensifera chehalinensis и сравнительно теплолюбивый облик данной ассоциации. что также характерно для сахалинско-камчатских комплексов низов среднего миоцена, можно допустить, что разбираемые отложения отвечают низам какертского горизонта Западной Камчатки и ежовому горизонту Восточной Камчатки.

Горизонт 3 (слои III—VII), выделенный в объеме свиты мыса Плоского, как отмечалось выше, содержит комплекс моллюсков, составленный преимущественно глубоководными видами. По находкам характерных видов: Periploma sakhalinensis, Yoldia scapha, Y. tokunagai, Lima sakhalinensis, Nuculana alferovi, Solemya tokunagai — он может сопоставляться на Восточной Камчатке с отложениями, перекрывающими ракитинскую свиту («тюшовская» свита, по Л.В.Криштофович [1969]), которая имеет, по данным В.Н.Синельниковой и Ю.Б.Гладенкова, повидимому, средне-позднемиоценовый возраст. На Сахалине близкие комплексы моллюсков отмечены в отложениях окобыкайского и курасийского горизонтов (средний миоцен). Кроме этого, встреченный здесь вид Crassicardia etolonensis появляется в этолонском горизонте среднего-верхнего миоцена Западной Камчатки. В этой связи возраст данного горизонта может быть оценен в пределах среднего — начала позднего миоцена.

Комплекс моллюсков нижнего подгоризонта юнюньваямского горизонта 4, объединяющего слои VIII, содержит вид Protothaca staleyi, характерный для этолонских отложений Западной и Центральной Камчатки. Кроме того, ряд видов: Yoldia kuluntunensis, Cyclocardia veniaminovi, Modiolus tenuistriatus, Crassicardia etolonensis — распространен на Западной Камчатке в отложениях этолонского и эрмановского горизонтов (средний-верхний миоцен). Другие виды данного горизонта известны преимущественно из верхнемиоценовых отложений Сахалина: Panomya intermedia, Nuculana majamraphensis (нутовский, нижняя часть маруямского горизонта); Ciliatocardium ciliatum marujamensis (нижняя часть маруямского горизонта). Это позволяет сделать вывод о позднемиоценовом возрасте разбираемого подгоризонта.

Верхний подгоризонт юнюньваямского горизонта 4 (слои IX) не содержит видов-индексов с широкими ареалами. Проходящие из подстилающих толщ виды: Nuculana majamraphensis, Yoldia kuluntunenses, Ciliatocardium ciliatum marujamensis, Yoldia epilongissima — также исчезают в пограничных миоцен-плиоценовых слоях Сахалина (нутовский, нижняя-средняя часть маруямского горизонта). Это позволяет рассматривать возраст данных подразделений в рамках конца миоцена—начала плиоцена. Отложения нижней части лимимтэваямского горизонта 5 (слои X—XII) заключают представительный комплекс моллюсков, среди которых характерные виды: Yoldia ochotensis, Y.supraoregona, Ciliatocardium uyemurai, Fortipecten kenyoshiensis — широко известны из плиоценовых отложений Западной Камчатки (энемтенский горизонт), Сахалина (верхи маруямского и помырский горизонты) и Северной Японии (формация Тацунокути). Комплекс верхнего подгоризонта (слой XIII) содержит большое число современных форм, а также вид Fortipecten hallae, получивший распространение в плиоценовых отложениях Аляски.

Уже отмечалось [Гладенков и др., 1982], что усть-лимимтэваямский горизонт 6 (слои XIV) заключает комплекс моллюсков, близкий к таковому из отложений берингийских слоев Аляски. Это хорошо подтверждается как видами-индексами Astarte diversa, A.nortonensis, A.hemicymata, так и всем составом комплекса. На Сахалине предположительно этому уровню может отвечать помырский горизонт, на что указывает появление в нем подрода астарт (Tridonta), также впервые появляющегося в усть-лимимтэваямской свите о-ва Карагинского.

Вопрос о корреляции и возрасте тусатуваямского горизонта (слои XV) в настоящее время остается открытым ввиду слабой изученности палеонтологического материала в пограничных отложениях плиоцена и квартера других районов Дальнего Востока. Обращает на себя внимание тот факт, что в отложениях данного горизонта в основном получили распространение современные виды — 29 (93%) при 2 ископаемых видах (7%), что может свидетельствовать в пользу его позднеплиоценового (возможно, и эоплейстоценового) возраста.

Изучение моллюсков карагинского разреза в эволюционном и палеогеографическом аспектах сопряжено с определенными трудностями. Если плиоценовые комплексы сохранились хорошо, то в доплиоценовых толщах остатки моллюсков в целом довольно редки и встречаются большей частью лишь в виде ядер и отпечатков. Исключение составляют слои I, IV-V, где створки моллюсков имеют хорошую и удовлетворительную сохранность. С другой стороны, в разрезе отмечено множество различных по продолжительности перерывов, которые в значительной мере затрудняют изучение эволюционных преобразований сообществ. И. наконец, ассоциации моллюсков из разных слоев (пачек) с фауной часто не равноценны по составу и месту формирования на дне древнего бассейна, что требует большой осторожности при интерпретации климатических изменений. Ниже на основе данных о закономерности расселения моллюсков на шельфе современных дальневосточных морей [Кузнецов, 1963; Филатова, Нейман, 1963; Скарлато, 1981) приводится краткий анализ сообществ, обитавших на различных участках и глубинах дна неогенового бассейна, и выделяются основные типы ископаемых ассоциаций.

Первый тип ассоциаций наблюдается в отложениях пестроцветной свиты (слои II) и свиты мыса Плоского (слои IV—VII). Он беден моллюсками. Его ядро составлено ископаемыми видами родов, наиболее характерных для современных морей на глубинах 60—200 м и также встречающихся до 1000 м и более: Yoldia (Portlandella), Y. (Megavoldia), Y. (Yoldia), Akebiconcha, Turcicula, Conchocelle, Solemya, Veriamussium, Acila (Acila), Lima, Fulgoraria и др. Представители этих родов доминируют в сообществах первого типа. В рассматриваемых ассоциациях присутствуют и сублиторально-батиальные виды (Acila divaricata, Macoma moesta), а также сублиторально-элиторальный вид — Liocyma fluctuosa [Скарлато, 1981]. Отсюда можно предположить, что данный тип характеризует сообщества элиторали (глубины 60-200 м), возможно батиали, расселявшиеся в районе во время значительных трансгрессий моря (см. рис. 6). Это подтверждается материалами по другим ископаемым группам (радиолярии, диатомовые, фораминиферы) и литологическими особенностям вмещающих пород. Следует отметить присутствие в ассоциациях слоев (пачек) II и VI редких аллохтонных компонентов Securella и Mytilus, которые не характерны для биоценозов этой зоны. На наш взгляд, их наличие в указанных слоях объясняется транспортировкой отмерших раковин этих моллюсков в танатоценозы элиторали гравитационными процессами (оползнями, турбидитными потоками), что находит подтверждение и в литологическом строении пачек разреза.

Второй тип ассоциаций отмечен в свитах: пестроцветной (слои I), мыса Плоского (слои III), юнюньваямской (слои VIII—IX), лимимтэваямской (слои Х— III), усть-лимимтэваямской (слои XIV) — в тусатуваямских отложениях (слои XV). Он характеризуется более представительными комплексами, большей распространенностью моллюсков. В его составе отмечены получившие в современных морях преимущественное развитие в зоне сублиторали виды: Mytilus edulis, Modiolus modiolus, Callithaca adamsi, Macoma lama, Mya pseudoarenania, Macoma tokyoensis, M.brota, роды Protothaca, Glycymeris, Septifer, Siliqua, Saxidomus, Mya и др. В этих ассоциациях также присутствуют эврибатные сублиторально-батиальные виды: Cyclocardia crebricostata, Serripes groenlandicus, Leionucula tenuis, Nuculana pernula, Yoldia amygdalea и относительно эврибатные сублиторальноэлиторальные: Pododesmus macroshisma, Pandora pulchella, Panomya arctica, Spisula voyi [Скарлато, 1981].

В результате можно сделать вывод о преимущественном формировании данных ассоциаций в условиях сублиторальной зоны на глубинах 0—55-60 м. Примечательно, что ориктоценозы названных ранее подразделений указывают на относительно динамичный режим природных вод. Об этом свидетельствует присутствие в пачках, наряду с послойными прижизненными захоронениями, обломанных, окатанных, разрозненных створок, образующих массовые скопления в слоях X, XI, XIV и XV, которые, по-видимому, отлагались в зоне активного волнового воздействия в верхних горизонтах сублиторали–литорали.

Данный анализ был сделан в целом для относительно крупных подразделений — слоев с фауной. Однако, как отмечалось ранее, слои (пачки) с фауной объединяют ряд более мелких (слой с фауной), по которым можно получить дробную характеристику ископаемых сообществ и построить детальные кривые изменения палеоклимата и глубины осадконакопления для различных участков разреза (см. рис. 6).

Анализ комплексов моллюсков карагинского неогена позволяет провести подсчет процентного содержания современных и ископаемых видов в установленных горизонтах. Безусловно, эти данные не совсем точны в силу разной представительности комплексов и неоднородности их состава. Однако в целом намечаемые закономерности увеличения процентного содержания современных видов в карагинских горизонтах, видимо, достаточно объективно отражают общую тенденцию эволюционных изменений малакофаун позднего кайнозоя бореальных районов.

Результаты подсчетов показывают, что в отложениях нижних горизонтов (1—2) количество современных видов составляет (в %) около 10; в горизонте мыса Плоского — 7—20; в юнюньваямском — 32—40; в лимимтэваямском — 62—70; в усть-лимимтэваямском — 80?—85, в тусатуваямском — 93 (см. рис. 6).

Сравнение этих данных с известными, например для плиоцена Англии, Исландии, Западной Камчатки, Японии и Калифорнии [Гладенков, 1977], дает хорошую сходимость. Так, по оценкам Ю.Б.Гладенкова, в плиоценовых толщах Исландии от нижнего плиоцена (зоны Tapes—Mactra) к верхнему (зона Serripes) и эоплейстоцену (брейдавик) процент современных форм увеличивается от 60 до 77 и 92—96% соответственно; в Англии — от 64 до 72 и 88—90% (Кораллиновый краг, Красный краг — низы исена). В верхнем миоцене (по отдельным районам Камчатки и Северной Европы), по данным того же автора, отмечается 20—25% современных видов. Дальнейшее детальное изучение неогеновых толщ с этих позиций должно показать степень реальности выявленной закономерности как для комплексов бореальных широт, так и для ассоциаций других климатических поясов.

При реконструкции палеоклиматических изменений авторы учитывали определенную ограниченность и отрывочность имеющегося материала. Как уже отмечалось, комплексы моллюсков слоев I—XV не отражают в полной мере всего состава биоценозов дна древнего бассейна и несут лишь дискретные сведения о сообществах отдельных (вертикальных) зон шельфа. Такая неоднородность существенно сказывается на соотношении видов разной биогеографической принадлежности в составах комплексов и может приводить к сильному искажению интерпретации реальных изменений климата при недостаточном учете фактора вертикальной зональности.



Рис. 7. Биогеографическая характеристика комплексов моллюсков Виды: 1 - субтропические и низкобореальные, 2 — широко распространенные бореальные, 3 — высокобореальные, 4 — бореально-арктические; 5 — арктические виды и подвиды

ω
Как следует из полученных данных, наиболее теплолюбивые ассоциации моллюсков встречены в слоях II—V, VII, VIII (рис. 7), что подтверждается значительным процентом отношения числа теплолюбивых форм к общему составу комплексов. В этих слоях получают распространение представители родов: Glycymeris, Olivella, Suavodrillia, Solemya, Fulgoraria, Mercenaria и др., северные границы ареалов которых в современных морях, как правило, ограничены низкобореальной подобластью бореальной области.

Менее теплолюбивыми, но все же более «теплыми» в сравнении с современными сообществами шельфа Северо-Восточной Камчатки являются ассоциации плиоценовой части разреза слоев XI—XIV. На это указывает редкое присутствие в слоях субтропическо-низкобореальных и низкобореальных видов: Pandora pulchella, Callithaea adamsi, а также представителей родов: Saxidomus, Fulgoraria, Pecten и крупных раковин ископаемого рода Fortipecten. В то же время ассоциации моллюсков из слоев IX, X и XV указывают на более холодные условия, существовавшие в период образования данных толщ. В них практически полностью отсутствуют теплолюбивые элементы и значительную роль приобретают виды, обитающие ныне в бореальных и арктических водах. В целом же наблюдается общая тенденция к похолоданию от нижних горизонтов разреза (слои II—V) к более верхним (слои VI—XV), на фоне которой отмечаются отдельные пики увеличения процентного содержания теплолюбивых форм (слои II, V, VII, XI, XII).

# ФОРАМИНИФЕРЫ

Послойный анализ комплексов фораминифер из неогеновых отложений о-ва Карагинского позволил выявить последовательную смену ряда комплексов в разрезе. На этом основании были выделены слои с фауной, отражающие этапность развития микрофауны данного района и смену палеогеографических (экологофациальных) условий (рис. 8, см. вкл., 9).

Нижняя граница каждого слоя обычно устанавливалась по появлению нескольких новых видов, чему соответствовала существенная перестройка качественной и количественной структур комплексов фораминифер. Отложения, не содержащие раковин фораминифер, выделялись как интерслои. За виды-индексы в названии слоя обычно принимались два вида — характерный для этого слоя и доминирующий в нем, как правило, с достаточно определенным стратиграфическим положением и широким географическим распространением.

Ниже следует описание каждого из выделенных слоев (1—21) с указанием на специфику распространения видов в разрезе (транзитные и характерные для данного слоя, появляющиеся и исчезающие, количественно преобладающие в слое). Затем дается анализ более крупных подразделений — слоев (или пачек) с фауной (I—IX), которые основываются на объединении отдельных слоев в связи с намечающейся этапностью развития фораминиферовых комплексов.

## Пестроцветная свита

1. Слой с Valvulineria casitasensis—Melonis pompilioides (литол. слой 33). Комплекс фораминифер включает 20 видов, среди которых 13 характерных (Islandiella miocenica, Sigmomorhina cf. vaughani, Globulina landesi, Pullenia bulloides и др.). Количественно преобладают Islandiella curvicamerata и Melonis pompilioides. Большинство видов имеет широкое reorpaфическое распространение. В состав комплекса входят виды, встречающиеся с олигоцена (Sigmomorphina cf. vaunghani, Globulina landesi, Valvulineria casitasensis и др.), а также виды, типичные для раннего миоцена. Среди них Islandiella miocenica, I. curvicamerata, Ammodiscus concinnus, Astrononion hamadaensis. Данный комплекс сопоставляется с комплексами фораминифер кулувенского и верхней части утхолокско-вивентекского горизонтов Западной Камчатки, холмско-невельского горизонта Сахалина, соцезийского яруса Калифорнии. Это позволяет относить указанные слои к нижнему миоцену.



Рис. 9. Стратиграфические подразделения и палеогеографические реконструкции (по данным изучения фораминифер)

Появление видов: АМ — североамериканского, Яп-Сх — японо-сахалинского происхождения; биогеографические пояса: АБ — арктобореальный, Б — бореальный, ЮБ — южнобореальный; *I* первое появление арктобореальных видов, 2 — исчезновение древних (палеогеновых) форм; 3 появление термофильных элементов; климатическая кривая: 4 — достоверные данные, 5 — отсутствие данных, 6 — предполагаемые условия в глубоководных толщах, У-Л — усть-лимимтэваямская свита, Т — тусатуваямские слои 2. Слой с Budachevella deserta — Martinottiella communis (литол. слои 34—37). Комплекс фораминифер более глубоководного типа, чем в предыдущем слое. В его состав входят 32 вида (из них 9 известковых): 25 появляющихся, 4 транзитных и 3 исчезающих. Характерных 14 (Rhabdammina aspera, Budachevella deserta, Guttulina problema, Bulimina cf. ovata и др.). Преобладают Martinottiella communis, Haplophragmoides tortuosus. Типичные элементы комплекса Bathysiphon edurus, Haplophragmoides spadix, H.renzi, Globobulimina pacifica. Хорошими стратиграфическими реперами являются Haplophragmoides kakertensis, Spirosigmoilinella cf. compressa.

Наибольшее сходство данный комплекс обнаруживает с комплексами ильинского и какертского горизонтов Ичинского разреза Камчатки, пильской свиты п-ова Шмидта, дагинской свиты Охинского района Сахалина. Формирование данных слоев происходило, по-видимому, в ранне-среднемиоценовое время.

3. Слой с Dentalina cf. soluta—Globobulimina pacifica (литол. слой 38). Содержит довольно обедненный комплекс фораминифер, который включает 11 видов (5 известковых): 2 появляющихся, 5 транзитных и 4 исчезающих. Характерных 2 вида (Budashevella cf. laevigata). Доминируют Globobulimina pacifica и Haplophragmoides spadix. В целом данный комплекс близок к комплексу подстилающих слоев и, вероятно, существовал в ранне-среднемиоценовое время.

#### Свита мыса Плоского

4. Слой с Islandiella pulchella—Islandiella umbonata (литол. слои 1, 2) характеризуется сравнительно мелководным комплексом фораминифер, который полностью состоит из известковых форм с доминированием видов рода Islandiella. В состав комплекса входят только шесть видов, все они впервые появляются в разрезе на данном уровне и выше не встречаются. Количественно преобладают Islandiella pulchella и I.umbonata. В акцессорной группе видов отмечены Elphidiella semiinvoluta, Elphidium sp., Guttulina sp.

5. Слой с Cribrostomoides subglobosus — Нарlophrogmoides impressus (литол. слой 3). Его состав характеризуется резкой сменой микрофауны. Комплекс фораминифер образован почти исключительно агглютинирующими видами (17). В его состав входит 21 вид: 14 появляющихся, 6 транзитных и 1 исчезающий. Характерных 4 вида (Bathysiphon sp., Bulimina sp. и др.). Преобладают Haplophragmoides impressus, Cyclammina postpilvoensis, Reophax sp., им сопутствуют менее многочисленные Cyclammina praecancellata, Cribrostomoides sakhalinensis, Asanospira carinata. Появляются такие реперные виды для среднемиоценовых отложений, как Plectina nipponica, Haplophragmoides indentatus, Budashevella laevigata.

6. Слой с Dorothia paupercula—Gaudryina cf. quadrangularis (верхняя часть слоя 3, слой 4). Отличается массовым развитием Gaudryina cf. quadrangularis.

Комплекс фораминифер состоит из 18 видов: 2 появляющихся, 13 транзитных, 3 исчезающих. Характерных для данных слоев 2 вида (Martinottiella tarukiensis). Доминируют Gaudryina cf. quadrangularis, Assanospira carinata. Встречается значительное количество Haplophtagmoides impressus, H. indentatus. Увеличилось содержание Martinottiella communis.

В целом данный комплекс фораминифер имеет сравнительно более глубоководный облик, чем в подстилающих и вышележащих слоях.

Комплексы фораминифер слоев 4—6 свиты мыса Плоского имеют сходство со сравнительно глубоководными комплексами сертунайского и окобыкайского горизонтов п–ва Шмидта и Охинско–Эхабинского района Сахалина.

7. Слой с Cribroelphidium subglobosum—Islandiella californica (слои 5, 6). Для комплекса фораминифер характерно преобладание секреционных форм над агглютинирующими. Он образован из 11 видов (6 известковых): 4 появляющихся, 6 транзитных и 1 исчезающего. Характерных 2 вида (Islandiella carinata). Количественно преобладает Islandiella californica, ему сопутствуют Cribroelphidium subglobosum, Globulina elongata, Islandiella smechovii. Состав комплекса свидетельствует о более мелководных, чем в подстилающих и перекрывающих слоях, условиях осадконакопления, что позволяет сопоставить слои с более мелководными фациями сертунайского и окобыкайского горизонтов Сахалина.

8. Слой с Robulus mohnensis—Haplophragmoides indentatus (слои 7—12) характеризуется более глубоководным комплексом фораминифер по сравнению с предыдущим. Агтлютинирующие формы резко преобладают над секреционными. Комплекс фораминифер состоит из 24 видов (5 известковых): 6 появляющихся, 6 транзитных и 12 исчезающих. Характерных 6 видов (Cyclammina excavata, Haplophragmoides advena и др.). В массовом количестве встречаются Haplophragmoides indentatus, H. spadix, Martinottiella communis. Акцессорные виды представлены различными видами родов Cyclammina, Reophax. Среди секреционных форм встречаются немногочисленные Islandiella californica, Rabulus mohnensis, Valvulineria sp.

9. Слой с Globobulimina pupoides—Cyclammina postpilvoensis (слои 14—20) содержит обедненный комплекс фораминифер, состоящий из 4 видов (1 известковый): 1 появляющегося, 1 транзитного и 2 исчезающих. Характеризует сравнительно глубоководные условия.

10. Слой с Islandiella excavata—Elphidiella nabilensis (слой 21). Комплекс представлен мелководными фораминиферами с секреционной стенкой. В его составе только 4 вида: 3 появляющихся и 1 исчезающего (Islandiella californica). Характерных 3 вида (Elphidiella nabilensis и др.). Количественно преобладают Elphidiella sp., Islandiella excavata, Elphidiella nabilensis (слой 10) является, повидимому, промежуточной формой между E.seminvoluta (слой 4) и E. aff. oregonensis (слой 14).

11. Слой с Globobulimina pupoides—Cyclammina praecancellata (слой 27). Комплекс обедненный, включает только 3 вида (из них 2 вида агглютинирующих фораминифер). Все виды транзитные. Количественно преобладают Cyclammina praecancellata, их крупные раковины можно наблюдать в образцах породы невооруженным глазом. Характеризует сравнительно глубоководные условия.

Состав микрофауны последних трех слоев позволяет сопоставить их с отложениями сертунайского и окобыкайского горизонтов Сахалина. Возраст — среднийпоздний миоцен.

### Юнюньваямская свита

12. Слой с Globobulimina pupoides—Haplophragmoides indentatus (слои 30— 34) характеризуется бедным комплексом фораминифер, в котором доминируют агтлютинирующие формы (4 вида). Весь комплекс включает 5 видов: 1 появляющийся, 2 транзитных и 2 исчезающих. Характерный 1 вид (Haplophragmoides sp.). Встречены Haplophragmoides indentatus, Cyclammina praecancellata, Martinottiella communis, Globobulimina pupoides. Сравнительно глубоководные условия, по-видимому, были близки к тем, что существовали во время накопления отложений свиты мыса Плоского.

13. Слой с Quinqueloculina cf. sakhalinica—Elphidium orientale (слои 37—40) содержит довольно мелководный комплекс фораминифер, в который входят 8 видов (4 секреционных): 6 появляющихся и 2 исчезающих. Характерных 6 видов (Buccella sp., Alveolophragmium cf. orbiculatus, Polymorphina sp. и др.).

Количественно преобладали Gribroelphidium orientale, Haplophragmoides indentatus. В данном слое в последний раз в разрезе встречены агглютинирующие фораминиферы. На Западной Камчатке и Сахалине исчезновение агглютинирующих фораминифер приурочено к концу позднемиоценового времени, что позволяет датировать данные слои поздним миоценом.

### Лимимтэваямская свита

14. Слой с Elphidiella nagaoi—E. aff. oregonensis (слои 45—50). Характерно массовое развитие E. aff. oregonensis. В состав комплекса входят 5 видов, все они впервые появляются на данном уровне. Характерных 3 вида. Комплекс образован из мелководных бореально-арктических видов, широко распространенных в смежных районах и имеющих важное коррелятивное значение для морских плиоценовых толщ. Доминируют представители рода Elphidiella.

15. Слой с Elphidiella arctica—Cibicides rotundatus (слои 51—53). Комплекс состоит из 10 видов: 8 появляющихся и 2 исчезающих. Характерных 4 вида (Elphidiella nagaoi, Palymorphina cf. charlottensis). Преобладают Elphidiella hannai и Cibicides rotundatus. Впервые в разрезе отмечены бореально-арктические виды Elphidiella arctica и Gribroelphidium subarcticum. Состав фораминифер указывает на достаточно активный характер водной среды, что хорошо согласуется с типом вмещающих их осадков.

16. Слой с Cribroelphidium vulgare—Islandiella laticamerata (слой 54). В состав комплекса фораминифер входят 11 видов: 10 появляющихся и 1 транзитный. Характерных 2 вида (Islandiella aff. carinata). В массовом количестве встречаются Islandiella laticamerata, Retroelphidium subclavatum. Характерно видовое разнообразие эльфидиид, а также появление относительно глубоководных форм. Основу комплекса составляют бореальные и бореально-арктические виды, многие из которых обитают на глубинах порядка 50—150 м. Практически все виды встречаются ются выше по разрезу.

17. Слой с Islandiella cushmani—Nonionella globosa (слой 55). Отличается более богатым комплексом фораминифер, который состоит из 22 видов: 12 появляющихся и 10 транзитных. Характерных для данных слоев 5 видов (Bulimina marginata, Lagena gracilis, Fissurina cucurbitasema и др.). Преобладает Islandiella laticamerata. Менее многочисленны виды Nonionella globosa, Bolivina pseudopunctata, а также представители родов Buccella, Islandiella, семейства Elphidiidae. Отмечены единичные планктонные фораминиферы Globigerina woodi.

18. Слой с Islandiella japonica—Bolivina pseudopunctata (слои 56—61). Для комплекса характерно большое разнообразие видового состава. Комплекс состоит из 36 видов: 16 транзитных и 20 появляющихся; 20 видов выше по разрезу больше не встречаются. Характерных 10 видов (Bolivina alata, Fissurina soldanii, Nonionella pulchella, Elphidiella discoidalis и др.). Преобладают Islandiella japonica, Retroelphidium subclavatum. Велико количество Islandiella laticamerata, Nonionella globosa, Bolivina pseudopunctata. Отмечены также единичные представители планктонных фораминифер: Globigerina falconensis, Globigerina sp. Впервые появляются Epistominella pulchella, Cribroelphidium goesi, Виссеlla inusitata, Trifarina kokozuraensis. Данный комплекс характеризуется постоянным присутствием сравнительно глубоководных видов, для которых обычны глубины обитания порядка 150—500 м.

19. Слой с Retroelphidium hughesi—Epistominella pulchella (слои 62—67). Комплекс фораминифер образован из 29 видов: 9 появляющихся, 12 транзитных и 8 исчезающих. Характерных 7 видов (Astrononion galloway, Retroelphidium hughesi, Melonis pompilioides bulloides и др.). Преобладают представители рода Buccella, виды В. citronea, B.pseudofrigida, B. hannai arctica. Также достаточно многочисленны Retroelphidium subclavatum, Epistominella pulchella, Cribroelphidium goesi. В целом в данном комплексе заметное место занимают виды, в четвертичное время широко распространившиеся в Северо-Западной Пацифике. Доминируют мелководные виды, однако в акцессорной группе часто присутствуют сравнительно глубоководные виды. В некоторых образцах встречены даже единичные батиальные Melonis pompilioides. Отмечена единичная планктонная форма Globigerina uvula.

Нижняя часть отложений лимимтэваямской свиты (толща 10) характеризуется мелководными комплексами фораминифер, в которых в количественном отношении преобладают представители рода Elphidiella. Большинство видов в наши дни (а также, по-видимому, и в четвертичное время) не встречаются севернее Берингова моря. В период формирования 11 толщ данной свиты происходит становление фораминиферовой фауны, ядро которой составляет основу плиоценчетвертичной микрофауны бореальной и бореально-арктической областей северо-западной части Тихого океана. На формирование этих комплексов значительно влияли миграции бентосной фауны, которые, скорее всего, были обусловлены различными факторами: изменением климата, разрушением физических барьеров (образованием Берингова пролива в плиоцене), изменением морских течений вдоль обрамления северо-восточной части Азиатского материка, трансгрессиями моря. Все это отразилось на составе комплексов фораминифер, в которых широкое распространение получили сравнительно глубоководные виды. В нескольких образцах отмечены единичные планктонные фораминиферы, имеющие стратиграфическое распространение с миоцена, что не позволяет сделать достоверные выводы об их стратиграфической привязке. Однако, учитывая их современное распространение в достаточно теплых водах, можно говорить о более благоприятной, чем ныне, палеогеографической обстановке времени формирования вмещающих их толш. Широкое развитие получают здесь виды, известные из плиоценовых отложений Сахалина и Японии.

Комплексы лимимтэваямской свиты коррелируются с комплексами нутовского горизонта, второго-третьего горизонтов (по Л.С.Жидковой) маруямской свиты, матитукской свиты п-ова Шмидта, энемтемского горизонта Западной Камчатки (плиоцен).

## Усть-лимимтэваямская свита

20. Слой с Islandiella inflata—Buccella pseudofrigida (слои 68—74). В составе комплекса 20 видов: 7 появляющихся, 4 транзитных и 9 исчезающих. Характерных 2 вида (Fissurina lucida, Islandiella kaziwazakiensis). Количественно преобладают Buccella pseudofrigida. Характерно появление новых видов (по сравнению с подстилающими слоями): Buccella conica, B.sakhalinica, Islandiella inflata, I. kaziwazakiensis, которые встречаются и в четвертичных отложениях северо-бореальных областей. Попадающиеся в значительных количествах Buccella citronea, B. pseudofrigida, B.hannai arctica отличаются своими мелкими размерами. Наряду с бореально-арктическими формами распространены бореальные виды, отсутствующие в настоящее время в высоких широтах. Комплекс фораминифер в целом существенно более мелководный, чем предыдущий. Появляющаяся группа новых видов позволяет сопоставить данные слои с помырской свитой Сахалина.

## Тусатуваямские слои

 Слой с Hyanesina orbicularis — Виссеlla conica. В составе комплекса 21 вид. Появляющихся 7 видов. Характерных также 7 видов (Globulina glacialis, Cassidulina yabei, Quinqueloculina sakhalinica и др.). Преобладают Retroelphidium subclavalum, Elphidium obscurus, Buccella citronea. Встречается множество Buccella conica, B.sakhalinica. Характерно появление группы видов фораминифер, широко распространенных в четвертичных отложениях бореальных и бореально-арктических районов (Hyanesina orbicularis, Globulina glacialis, Cassidulina yabei, Oolina melo, Retroelphidium subgranosum и др.). В то же время в комплексе присутствуют типично плиоценовые виды, имеющие широкое распространение в отложениях плиоценового возраста Сахалина и Японии. К ним относятся Pseudopolymorphina suboblonga, Cribroelphidium micrum, Perfectnonion obscurus и др. Большинство встреченных форм входит в основное ядро современной бореально-арктической ассоциации фораминифер. В целом комплекс имеет достаточно мелководный облик. Состав изученных фораминифер позволяет сопоставить вмещающие их слои с верхнеплиоценовыми толшами Северо-Востока России и отложениями Анвильской трансгрессии на Аляске.

В результате анализа слоев с фауной, а также с учетом данных по составу и стратиграфическому распространению фораминифер можно наметить определенные этапы в развитии неогеновой микрофауны Восточной Камчатки, которые, по-видимому, отражают, с одной стороны, изменения палеообстановок, а с другой— характер развития фораминифер данного бассейна. Это позволяет объединить некоторые группы смежных слоев с фауной в подразделения более высокого ранга—слои (или пачки) с фауной. Интерслои в этих случаях присоединяются к тем слоям (пачкам), которые образуют с ними единые литологические циклы, что подразумевает определенный этап их формирования. Всего в неогеновых отложениях Карагинского разреза выделяется 9 слоев (пачек) с фауной.

Слой (пачка) I с Melonis pompilioides (составлены из интерслоя и слоя). Характерно значительное количество секреционных форм с М. pompilioides. Сопоставляются с отложениями кулувенского горизонта Западной Камчатки, холмско-невельского горизонта Сахалина, соцезийского яруса Калифорнии, что позволяет относить данные слои к нижнему миоцену.

Слои II с Haplophragmoides tortuosus (слои 2, 3 и разделяющий их интерслой). Доминируют агтлютинирующие формы с Haplophargmoides tortuosus и Martinotiella communis. На Сахалине микрофауна данного типа получила название «пильская», однако ее становление началось несколько раньше — в уйнинское время [Волошинова, 1970]. Коррелируются с отложениями ильинского и какертского горизонтов Западной Камчатки, дагинского горизонта Северного Сахалина и углегорского горизонта Южного Сахалина. В целом возраст слоев II ранне-среднемиоценовый.

Слои III с Haplophragmoides impressus (слои 4—6). Характеризуются широким развитием H. impressus и Cyclammina postpilvoensis. Коррелируются с курасийским горизонтом Южного Сахалина среднего миоцена. Далее сопоставления будут приводиться для групп слоев (пачек с фауной) после их краткой характеристики.

Слои IV с Islandiella californica (слои 7, 8). Преобладают секреционные формы с I. californica и Cribroelphidium subglobosum.

Слои V с Globobulimina pupoides (составлены из интерслоя, слоев 9, 10, интерслоя, слоя 11, интерслоя, слоя 12). Отличаются обедненным комплексом в основном из агтлютинирующих форм с присутствием Globobulimina pupoides.

Слои III—V сопоставляются с окобыкайским горизонтом Северного Сахалина. Слои III—IV и часть V включительно до слоя 10 коррелируются с этолонским горизонтом Западной Камчатки. Слои IV—V— с первым маруямским горизонтом (по Л.С.Жидковой) Южного Сахалина. Предполагаемый возраст слоев IV средне-позднемиоценовый; слоев V— позднемиоценовый.

Слои VI с Cribroelphidium orientale (из интерслоя и слоя 13). В комплексе фораминифер доминируют секреционные формы с Cribroelphidium orientale.

Слои VII с Elphidiella aff. oregonensis (из интерслоя и слоев 14, 15). Характерно преобладание широко распространенных в Северной Пацифике Elphidiella aff. oregonensis.

Слон VIII с Retroelphidium subclavatum (слон 16—19). Для комплекса характерны значительное количество Retroelphidium subclavatum и Buccella pseudofrigida, появление форм, получивших широкое развитие в четвертичное время.

Слои VI—VIII сопоставляются с нутовским горизонтом Северного Сахалина и вторым, и третьим маруямскими горизонтами Южного Сахалина. Слои VII коррелируются с энемтенским горизонтом Западной Камчатки, VI относятся к верхнему миоцену—плиоцену, VII, VIII — к плиоцену.

Слои IX с Islandiella inflata (слои 20, 21). Характерными формами являются Islandiella inflata, Buccella conica. Коррелируются с помырским горизонтом Северного Сахалина плиоценового возраста. Бентосные фораминиферы являются хорошими индикаторами обстановок осадконакопления [Саидова, 1961; Волошинова и др., 1973; Ingle, 1980], что дает возможность предложить палеогеографические реконструкции, хотя и с определенной долей условности.

Комплекс фораминифер слоев I свидельствует о накопления данных осадков в раннем миоцене на крайней кромке шельфа с глубинами 50—150 м. К началу среднего миоцена, судя по составу фораминифер (слои II), произошло увеличение палеоглубин до 500 м.

Время формирования отложений нижней части свиты мыса Плоского (средний миоцен) характеризовалось обмелением до 50 м (слой 1), которое к позднему миоцену сменилось постепенным углублением палеобассейна до глубин порядка 500 м (слои III—V), что отразилось на составе осадков и фораминифер. Более мелководные комплексы фораминифер, распространенные на глубинах 150—500 м, встречены в слоях 7 и 10 (50—150 м).

Отложения 7 толщи юнюньваямской свиты позднего миоцена формировались, вероятно, в мелководных условиях. Для них характерно массовое скопление переотложенных раковин фораминифер из слоев IV свиты мыса Плоского. Позднее эти условия сменились относительно глубоководными: в отложениях толщи 8 (слой 12) отмечены фораминиферы с глубинами обитания 150—500 м. В начале плиоцена получили развитие мелководные комплексы (25—50 м) (слои VI—VII).

Судя по микрофауне, в середине плиоцена произошло углубление бассейна (слои VIII). Максимум углубления, возможно до 500 м, отразился в комплексах слоев 17, 18 (в то время, вероятно, происходило образование Берингова пролива). Фораминиферы позднего плиоцена (слои IX) свидетельствуют об образовании вмещающих их осадков на глубинах 25—100 м.

Таким образом, комплексы фораминифер Карагинского разреза отражают неоднократную смену мелководных и относительно глубоководных условий осадконакопления в неогеновое время.

Накопление неогеновых осадков о-ва Карагинского происходило в бореальной климатической зоне, в ее крайней северной части, что во многом определило характер и структуру существовавшей там микрофауны. Исходя из смены комплексов, в разрезе можно наметить некоторые климатические флуктуации неогенового времени.

Как указывалось выше, в слоях 1, 4, 10, 14 были встречены южнобореальные формы секреционных фораминифер, свидетельствующие о тепловодной обстановке прошлого. В отложениях, разделяющих данные слои, в основном преобладают агтлютинирующие фораминиферы, характеризующие менее благоприятные в климатическом отношении условия обитания. На формирование фораминиферовых ассоциаций оказывали влияние не только климатические факторы, но и фациальные условия. Обычно слои с южнобореальной микрофауной отмечаются в сравнительно мелководных толщах, характеризующихся грубообломочным составом пород. В тонких более глубоководных осадках, в которых широкое развитие получили кремнистые организмы, встречаются представители агглютинирующих фораминифер, характерные для более прохладных обстановок. В последнем случае наличие относительно холодноводных форм не всегда является показателем климатического похолодания. Как показывают материалы по Японии и Сахалину, некоторые комплексы агглютинирующих фораминифер, приуроченные к сравнительно глубоководным осадкам, соответствуют периодам потепления. Например, комплекс с Martinotiella communis—Spirosigmoilinella cf. compressa, отмеченный в слоях II, в Японии и на Сахалине приходится на уровень ранне-среднемиоценового потепления [Серова, 1978; Волошинова и др., 1970; Жидкова и др., 1982 ].

В свою очередь, воздействия фациальных и климатических факторов на состав фораминифер, несомненно, были связаны с миграцией бентосной фауны прошлого. В слоях I и IV отмечено появление видов североамериканского происхождения, что, видимо, было связано с кратковременными прохорезами бентосных комплексов на древних шельфах от Северной Америки к Северо-Восточной Азии. С другой стороны, выявлены виды, получившие широкое распространение в неогене Японо-Сахалинского региона, что может свидетельствовать о преимущественных связях фораминиферовых комплексов Камчатской и Сахалино-Японской провинций. Именно эти виды образуют основное ядро неогеновой микрофауны Восточной Камчатки.

Обращает на себя внимание факт первого появления на Восточной Камчатке бореально-арктических форм в начале плиоцена (слой 15). Далее вверх по разрезу происходит увеличение их количества, достигая максимума в слое 21 (тусатуваямские слои).

В свете этих данных плиоцен представляется наиболее контрастной в климатическом отношении эпохой неогена. В нижней его части присутствуют южнобореальные формы, характерные для низов плиоцена Японии, а в верхней — бореально-арктические, встречающиеся в верхнеплиоценовых толщах Аляски. Можно думать, что к концу плиоцена в целом завершается становление ядра бореальной и бореально-арктической микрофауны шельфов северо-западной части Тихого океана, получившей широкое развитие в четвертичный и современный периоды.

Подсчет количества вымерших и ныне живущих видов в неогене о-ва Карагинского выявил следующие закономерности их распространения в разрезе. В отложениях миоцена ныне живущие формы представлены единичными, как правило, видами-космополитами, встречающимися в широком стратиграфическом интервале. В слоях с Melonis pompilioides (I) количество вымерших видов достигает 85%. До 91% оно увеличивается в слоях с Haplophragmoides tortuosus (II), в которых преобладают агглютинирующие формы. Определенное уменьшение числа вымерших видов происходит в отложениях свиты мыса Плоского. Здесь в слоях с Haplophragmoides impressus (III) оно составляет 79%, а в слоях с Islandiella californica (IV) — 73%. Такое же соотношение ныне живущих (27%) и вымерших (73%) форм характерно для слоев с Globobulimina pupoides (V).

Некоторое увеличение количества вымерших форм (до 89%) в слоях с Gribroelphidium orientale (VI), вероятно, связано с условностью подсчетов, вызванной недостаточной сохранностью встреченных фораминифер, что дало возможность сделать в основном родовые определения и не позволило получить более точные данные. Прикидочные подсчеты показывают, что число вымерших форм в этих слоях может составить, видимо, до 70% общего состава комплекса фораминифер.

Резкое изменение этого показателя происходит на границе миоцена и плиоцена. Так, в слоях с Elphidiella aff. oregonensis (VII) число вымерших видов уменьшается до 23%. В слоях с Retroelphidium subclavatum (VIII) оно составляет 6% и в слоях с Islandiella inflata (IX) — 4%. Следует отметить, что многие формы, встречающиеся в плиоцене, в настоящее время имеют более южные ареалы.

#### **ДИАТОМОВЫЕ**

Наиболее широко распространенной группой планктона в разрезе о-ва Карагинского являются диатомовые водоросли. Первые данные о составе, распространении в разрезе и возрасте диатомовых комплексов были получены в начале 70-х годов [Гладенков, Музылев, 1972; Долматова, 1974]. Исследования океанических осадков по Проекту глубоководного бурения открыли путь к изучению разреза с позиций зональной стратиграфии [Орешкина, 1980].

За прошедшее десятилетие надежность и детальность зональной шкалы Северной Пацифики (табл. 1) значительно возросли [Barron, 1980, 1981; Koizumi, 1985; Akiba, 1986]. Ее разрешающая способность достигла 1—2 млн лет, что сравнимо с детальностью шкал по карбонатному планктону для тепловодных областей Мирового океана. Шкала включает 19 зон нижнего миоцена—плиоцена и 3 зоны плейстоцена.

«Каркасом» зональной шкалы является геохронологическая шкала В.Берггрена с соавторами [Berggren et al., 1985]. Границы зональных подразделений определены по датировочным уровням. Для плиоцен-плейстоценовой части разреза это так называемые уровни первого порядка, т.е. уровни появления или исчезновения зональных видов-индексов скоррелированы с палеомагнитной шкалой в конкретных разрезах. Возраст миоценовых зон установлен по датировочным уровням второго порядка, подсчитанным по скорости осадконакопления. Метод проведения зональных границ по датировочным уровням очень удобен для расчленения разрезов, находящихся в пределах одной макроциркуляционной системы и в однотипных фациально-структурных зонах. При переходе в соседний климатический пояс либо при изменении фациальных условий этот путь может привести к изменению объемов зон и диахронности зональных границ. В частности, такая ситуация возникает при проведении нижней границы зоны Neodenticula koizumi—Neodenticula kamtschatica. По имеющимся данным [Burckle, Op-

### Таблица 1 Корреляция неогеновых отложений о-ва Карагинского с зональной шкалой



dyke, 1977; Koizumi, Tanimura, 1986 ], уровень появления N. koizumi закономерно повышается с севера на юг. На 42° с.ш. он датирован 4,3 млн лет, южнее северной ветви Субарктического фронта получены датировки 3,7 млн лет (скв. 579) и 3,36 млн лет (скв.578). Диахронное положение зональной границы, по-видимому, отражает усиление в плиоцене дифференциации водных масс средних и высоких широт, которое проявилось в формировании Субарктического фронта. Проникновение субарктических видов в средние широты, по-видимому, происходит во время усиления похолодания и сдвига Субарктического фронта к югу во второй половине плиоцена.

В рассматриваемой зональной шкале все без исключения зональные виды-индексы являются океаническими планктонными видами. Как правило, такие виды в терригенных осадках имеют спорадическое распространение и приурочены к наиболее глубоководным фациям. Поэтому практика проведения здесь зональных границ по уровням появления или исчезновения видов оказывается неприемлемой.

За основу зонального расчленения принимается последовательность биотических событий в прилегающих акваториях, где к уровням появлений или исчезновений океанических видов «привязаны» определенные изменения в комплексах неритического планктона [Орешкина, 1985].

Выделение зональных подразделений в терригенных толщах осложняется характерной для них структурой «фациальных клиньев», при которой наиболее глубоководные фации с планктонными комплексами чередуются с мелководными отложениями. В этом случае часть зоны может приходиться на мелководные фации или на перерывы в осадконакоплении и ее границы носят условный характер. Если зоны смыкаются, создается впечатление «растянутости» биотических событий, обусловленное огромными скоростями осадконакопления. Тогда одним из вариантов проведения границ является их подтягивание к визуальным литологическим реперам.

В основу настоящей работы легли материалы, собранные автором во время полевого сезона 1976 г. Их существенно дополнили сборы Д.И.Витухина и А.Ю.Гладенкова в 1985 г., что позволило выделить остатки диатомей из пестроцветной свиты. Материалы А.Э.Басиляна из полевых сборов 1987 и 1989 гг. дали возможность провести корреляцию плиоценовой части разреза с палеомагнитной шкалой и уточнить возраст тусатуваямских слоев. Всего из разреза для биостратиграфических целей было просмотрено около 500 образцов, отобранных с интервалом 6—10 м из тонкозернистых пород и прослоев. Фактор диагенеза опаловых створок диатомей, особенно сильно проявляющийся в нижней части разреза (свиты пестроцветная и мыса Плоского), удалось в некоторой степени нейтрализовать путем выделения диатомей из карбонатных конкреций — идеального консерванта кремневых микрофоссилий.

Для выделения диатомей из терригенных пород использовалась стандартная методика с обогащением в тяжелой жидкости [Диатомеи СССР, 1974].

В пестроцветной свите, кремнистые породы которой изменены диагенетическими процессами сильнее, чем вышележащие толщи, идентифицируемые остатки диатомей обнаружены лишь в карбонатных конкрециях из собственно «пестрой» части (толща 12). Состав комплекса с Crucidenticula kanayae, Azpeitia (Coscinodisus) oligocenica, Kisseleviella carina, K. ezoensis, Ikebea tenuis, Thalassionema nitzchioides, Sheshukovia condecora, Pyxidicula corona, P. ferox позволяет отнести этот интервал разреза к зоне Crucidenticula kanayae (рис. 10). Кроме перечисленных стратиграфически ценных видов, широко представлены роды Coscinodiscus (C. marginatus, C. apiculatus, C. radiatus, C. oculus-iridis, C. asteromphalus) и Рухіdicula. В составе последнего насчитывается еще несколько неидентифицированных видов, а также сублиторальные виды Actinoptychus senarius, Paralia clavigera, Stictodiscus hardmanianus, Trigonium articum. Ряд видов (Xanthiopyxis sp. 1, Thalassiosira sp. 1, Stellarima sp.) идентичны формам из верхнеолигоценовых осадков Наваринской котловины Берингова моря [Baldauf, Barron, 1987]. По-видимому, важной в стратиграфическом отношении является находка Thalassiosira aff. tertiaria, обнаруженного ранее в двух зонах: Crucidenticula kanayae и Denticulopsis praelauta — на внутреннем склоне Японского желоба (скв. 438).

Отложения свиты мыса Плоского, с размывом перекрывающие отложения пестроцветной свиты, представлены туфопесчаниками, туфоаргиллитами, туфодиатомитами и в целом менее затронуты диагенетическими процессами. Только нижнюю часть свиты (толши 1, 2) в силу не очень хорошей сохранности диатомей и их невысокой численности не удалось охадактеризовать в полной мере. В туфопесчаниках толщи 1 встречены единичные створки Actinocyclus ingens, Pyxidicula schenckii, Thalassionema nitzschioides, а в туффитах толщи 2 немногочисленные диатомеи присутствуют в виде неопределимых «ядер». Верхняя часть свиты (толщи 3-6) уверенно сопоставляется с зоной Thalassiosira yabei. Это позволяет оценить перерыв между свитами пестроцветной и мыса Плоского примерно в 3 (5.9) млн лет. Комплекс включает Actinocyclus ingens, Denticulopsis hustedtii, Coscinodiscus apiculatus, C.marginatus, Rhizosolenia barboi, Asteromphalus moronensis, Synedra jouseana, группу пликатных Thalassiosira (T. praeyabei, T. yabei, T. grunowii, T. temperei), которые характерны для открытых районов океана. Неритические диатомеи представлены группой так называемых родов спор Ikebea tenuis, Stephanogonia hanzawae, Pterotheca subulata, P. spada, Xanthiopyxis diaphana, X.lacera, Chaetoceras cinctus, a также Sheschukovia condecora, Eucampia balaustium, Hemiaulus polymorphus, Thalassiosira manifesta, Rouxia californica, Stellarima microtrias, Clavicula polymorpha, Rutilaria epsilon f. longicornis.

В составе бентосных и тихопелагических видов встречены Actinoptychus senarius, Paralia clavigera, Trigonium articum f. californicum, Arachnoidiscus ehrenbergii, Cocconeis interrupta, C. antiqua, C. kamtschatkiensis, Lyrella hennedyi var. luxuosa.

Следует отметить, что состав рассматриваемого комплекса практически не меняется снизу вверх по разрезу свиты. Отмечаются лишь количественные изменения, о которых будет сказано ниже.

Толщи 7, 8 юнюньваямской свиты отнесены к зоне Rouxia californica. Исходя из этого, на перерыв на контакте свит мыса Плоского и юнюньваямской должны приходиться три зоны верхнего миоцена: Denticulopsis dimorpha, Denticulopsis katayamae и Thalassiosira schraderi общей продолжительностью около 4,2 (2,2)<sup>1</sup> млн лет (по шкале И.Коидзуми).

Для зоны Rouxia californica характерно дальнейшее развитие рода Thalassiosira, представленного в отложениях свиты мыса Плоского T. manifesta и группой пликатных Thalassiosira. Здесь появляются T. marujamica, T. antiqua, T. singularis, T. orientalis, T. nidulus, а из пликатных Thalassiosira остается лишь T. temperei.

Отмечено появление родов Cosmiodiscus (C. insignis), Porosira (=Thalassiosira punctata) и близкой к ней по морфологии Thalassiosira haynaldiella. В составе рода Pyxidicula широкое развитие получают P. inermis и P. zabelinae (f. «usatschevii»). Характерно возникновение видов с узким диапазоном стратиграфического распространения: Nitzschia pliocena и Rhizosolenia twistata. Ряд видов переходят из подстилающих отложений, при этом численность Actinocyclus ingens и Denticulopsis hustedtii снижается до единичных экземпляров, а количество Cavitatus jouseana, Rouxia californica, Ikebea tenuis, Thalassiosira temperei, напротив, резко увеличивается. В списке сублиторальных диатомей новыми элементами являются Actinoptychus splendens var. halyonix, Cocconeis sparsipunctata, C. decipiens, Chaetoceros incurvis.

Верхняя часть юнюньваямской свиты (толща 9) и нижняя часть лимимтэваямской свиты (толща 10) сложены в основном туфопесчаниками и гравелитами.

В скобках здесь и далее приведены датировки по альтернативной шкале Дж.Бэррона [Barron, in press].



Рис. 10. Зональное расчленение неогеновых отложений о-ва Карагинского по диатомеям и распределение стратиграфически важных видов. Незаполненные интервалы соответствуют интервалам разреза, где диатомеи отсутствуют, представлены сублиторальными видами или переотложены

Распространение важных в стратиграфическом отношении видов: 1 — Crucidenticula kanayae; 2 — Azpeitia oligocenica; 3 — Kisseleviella carina; 4 — K.ezoensis; 5 — Thalassiosira aff.tertiaria; 6 — Pyxidicula cruciata; 7 — P.ferox; 8 — Stellarima sp.1; 9 — Sheshukovia condecora; 10 — Ikebea tenuis; 11 — Azpeitia endoi; 12 — Thalassiosira yabei; 13 — T.grunowii; 14 — Eucampia balaustium; 15 — Stephanogonia hanzawae; 16 — Pyxidicula schenckii; 17 — Cavitatus (Synedra) jouseana; 18 — Rouxia californica; 19 — Actinocyclus ingens; 20 — Denticulopsis hustedtii; 21 — Thalassiosira temperei; 22 — T.manifesta; 23 — Rhizosolenia barboi; 24 — Porosira punctata + Thalassiosira haynaldiella; 25 — Thalassiosira maru-



jamica; 26 — T.singularis; 27 — T.orientalis; 28 — Nitzschia pliocena; 29 — Rhizosolenia twistata; 30 — Pyxidicula inermis; 31 — P.zabelinae s.l.; 32 — Cosmiodiscus insignis; 33 — Neodenticula kamtschatica; 34 — Thalassiosira antiqua; 35 — T.oestrupii; 36 — T.jouseae; 37 — Pyxidicula zabelinae s.str.; 38 — Porosira glacialis; 39 — Thalassiosira tertiaria; 40 — T.dolmatovae sp.n.; 41 — T.robusta sp.n.; 42 — T.nativa; 43 — Cosmiodiscus intersectus; 44 — Neodenticula koizumi; 45 — T.gravida; 46 — T.gracilis; 47 — Bacterosira fragilis; 48 — Thalassiosira nordenskioeldii; 49 — (T.latimarginata; 50 — Detonula confervaceae; 51 — Pyxidicula horridus . 30Hi: N.k. — Neodenticula koizumi; N.kam. — N. kamtschatica; Th. oes. — Thalassiosira oestrupii; R. cal. — Rouxia californica; Th. yab. — Thalassiosira yabei; Cr. kan. — Crucidenticula kanayae

Выделенные из наиболее тонкозернистых прослоев комплексы диатомей (обр. 1000/33-36) несут отпечаток процессов размыва, переотложения и указывают на процесс формирования вмещающих пород в сублиторальной зоне. Один из комплексов из средней части толщи 9 представлен единственным, но развитым в массовом количестве видом Coscinodiscus marginatus. Аномальный характер комплекса, по-видимому, отражает результат избирательного растворения или механической сортировки по размеру створок диатомей.

Комплекс с Kisseleviella carina, Rossiella sp., Actinocyclus (-Charcotia) actinochilus и другими представителями рода Actinocyclus архаичного облика, вероятно, имеет более точный стратиграфический адрес — нижний миоцен.

В нижней части лимимтэваямской свиты широкое распространение получают Paralia sulcata, характерный для песчанистых мелководий, и целый ряд толстостенных диатомей, переотложенных из подстилающих пород. Комплекс в толще 11 типичен для зоны Thalassiosira oestrupii. Таким образом, толщи 9, 10 должны соответствовать зоне Neodenticula kamtschatica и, видимо, нижней части зоны Thalassiosira oestrupii. О наличии перерыва между толщами 9 и 10 и его продолжительности судить по данным диатомового анализа невозможно.

Комплекс зоны Thalassiosira oestrupii представлен массовой Pyxidicula zabelinae (f.«zabelinae»), спорадически встречающимся зональным видом-индексом, Neodenticula kamtschatica, а также Cosmiodiscus insignis, C. intersectus и целым рядом представителей рода Thalassiosira: T. orientalis, T. gracilis, T. gravida, T. jouseae, T. jacksonii, T. antiqua, T. tertiaria, T. delicata, T. nativa, T. dolmatovae.

Группа сублиторальных диатомей состоит из разнообразных по форме и размерам Rabdonema japonicum и R. biquadratum, имеющих характерную ромбическую форму створки, а также Cocconeis scutellum, C. formosa, C. costata.

Комплекс из толщ 12, 13 соответствуют зоне Neodenticula koizumi—Neodenticula kamtschatica. Отличительная его особенность — исчезновение такого характерного элемента, как Cosmiodiscus insignis, и возникновение редких экземпляров Neodenticula koizumi (обычно в наиболее тонкозернистых пачках). Согласно имеющимся данным [Koizumi, Burckle, 1987], эти уровни являются четкими реперами для проведения нижней границы этой зоны. Кроме того, в комплексе образуются новые холодноводные виды родов Thalassiosira, типичные для современного субарктического круговорота, — T. latimarginata, T. nordenskioeldii. Увеличивается и численность представителей монотипных эндемиков арктобореальной диатомовой флоры — Bacterosira fragilis и Detonula confervacea, единично присутствующих уже в зоне Thalassiosira oestrupii.

Характерная особенность зоны Neodenticula koizumi—Neodenticula kamtshatica — массовое развитие двух видов рода Pyxidicula. Один из них близок по морфологии к Р. (-Stephanopxis) turris var. cylindrus. Другой— Р. sp. 1, с цилиндрической, сильно окремненной створкой и грубыми выростами в углах полигональных ареол, вероятно, представляет собой покоящиеся споры этого или какого-либо другого вида Pyxidicula. Максимальное количество Р. sp. 1 приурочено к толще 13 (усть-лимимтэваямская свита).

Одной из доминант здесь остается P. zabelinae, представленная более крупными, чем в зоне Thalassiosira oestrupii, створками с более четко выраженным уменьшением размеров ареол на загибе створки. Среди новых элементов сублиторальной флоры необходимо отметить Navicula glacialis, Rhaphoneis sahalinensis, Cocconeis dehicens, C. quarnerensis, C. pinnata.

По диатомеям проведено расчленение и северного разреза о-ва Карагинского с тусатуваямскими слоями (рис. 11). Пачке 1 соответствует зона Thalassiosira oestrupii. Интервал, включающий литологические пачки 2—6, соответствует зоне Neodenticula koizumi—Neodenticula kamtschatica. Реперный уровень с максимальным содержанием Pyxidicula sp. 1 установлен в пачке 6 что позволяет сопоставить пачку 6 с усть-лимимтэваямской свитой (толща 13). Комплекс диатомей из верхней части пачки 6 несет явные следы переотложения, так как в нем присутствуют практически все толстостенные виды-доминанты из нижележащих толщ, начиная со среднемиоценовых и кончая верхнемиоценовыми. Большое



Рис. 11. Корреляция плиоценовых отложений о-ва Карагинского и привязка их к магнитохронологической шкале

количество спикул также свидетельствует о формировании вмещающих пород в мелководных условиях. Характерно, что усть-лимимтэваямская толща, судя по возрастанию количества бентосных диатомей и спикул, в целом также более мелководна, чем лимимтэваямская свита.

Вышележащие отложения пачки 7 (собственно тусатуваямские слои) отнесены к зоне Neodenticula koizumi, которая в шельфовых фациях характеризуется падением численности Pyxidicula zabelinae и развитием P.horridus, биозона которого соответствует объему рассматриваемой зоны.

٦

Исчезновение Neodenticula kamtschatica из-за его спорадического распространения в шельфовых фациях не является достаточно надежным критерием для проведения нижней границы рассматриваемой зоны.

Кроме Pyxidicula horridus, в состав комплекса плиоцена входят Rhizosolenia barboi, Thalassiosira gravida, T. undulosa, T. nordenskioeldii, T. latimarginata, Pyxidicula turris var. cylindrus, Bacterosira fragilis, Actinocyclus curvatulus, Stellarima microtrias.

В последней литологической пачке 7, за исключением переотложенных видов, планктонные диатомеи отсутствуют. Кремневый комплекс in situ представлен бентосными диатомеями и большим количеством спикул, что препятствует точному определению возраста.

Таким образом, намечена вполне определенная корреляция основного и северного разрезов. В обоих разрезах установлены зоны Thalassiosira oestrupii и Neodenticula koizumi—Neodenticula kamtschatica. Зоне Neodenticula koizumi cooтветствуют тусатуваямские слои.

По данным диатомового анализа можно сделать следующие выводы о возрасте вмещающих пород. Пестроцветная свита отнесена к второй половине раннего миоцена (зона Crucidenticula kanayae). Свита мыса Плоского отнесена к концу среднего миоцена (зона Thalassiosira yabei). Юнюньваямская свита соответствует зоне Rouxia californica позднего миоцена. Толща 11 лимимтэваямской свиты отнесена к зоне Thalassiosira oestrupii (ранний плиоцен), а толщи 12, 13—к зоне Neodenticula koizumi—Neodenticula kamtschatica (поздний плиоцен). Тусатуваямские слои также датированы поздним плиоценом (зона Neodenticula koizumi).

Исходя из вышесказанного, можно прийти к выводу, что в разрезе о-ва Карагинского циклы морского осадконакопления разделены перерывами. Продолжительность перерыва между свитами пестроцветной и мыса Плоского так же, как и перерыва между свитами мыса Плоского и юнюньваямской, оценивается в несколько миллионов лет. Масштаб перерыва между юнюньваямской и лимимтэваямской свитами оценить трудно, так как зоны Neodenticula kamtschatica и Thalassiosira oestrupii могут соответствовать периодам накопления грубообломочных пород толщ 9, 10, где отсутствуют зональные комплексы.

Для плиоценовой части основного разреза имеется возможность сопоставить результаты зонального расчленения по диатомеям с данными по палеомагнитной стратиграфии (см. гл. 3). Нижняя граница зоны Neodenticula koizumi—Neodenticula kamtschatica, совпадающая с границей между толщами 11, 12 лимимтэваямской свиты, приходится на интервал обратной намагниченности, выше которого фиксируются два узких интервала прямой намагниченности. Такое сочетание отрезков прямой и обратной намагниченности характерно для второй половины эпохи Гильберт с двумя эпизодами прямой намагниченности Кочити и Нунивак. В этом случае положение рассматриваемой границы совпадает с уровнем появления Neodenticula koizumi в центральной части Северной Пацифики на 42° с.ш. [Burkcle, Opdyke, 1977], что позволяет увеличить объем зоны Neodenticula koizumi—Neodenticula kamtschatica, понизив ее нижнюю границу до уровня 4,3 млн лет.

Высокие скорости осадконакопления на протяжении всего неогена дают возможность проследить динамику экологической структуры диатомовых ассоциаций, связанную с изменениями фациальных и палеоокеанографических условий осадконакопления (рис. 12).

Для зоны Thalassiosira yabei характерно чередование двух типов ассоциаций, по-видимому, отражающих суммарное влияние фациальных и климатических изменений. В первой преобладает Actinocyclus ingens, с которым ассоциируют наиболее тепловодные элементы: пликатные Thalassiosira, современные и ископаемые представители низкоширотной флоры Hemidiscus cuneiformis и Cestodiscus kugleri, типичные в настоящее время для средних широт Coscinodiscus radiatus и C. apiculatus. Второй тип ассоциаций представлен массовым C. marginatus. В целом состав комплексов свидетельствует о незначительной дифференциации водных масс средних и высоких широт в конце среднего миоцена.



Рис. 12. Кривая изменения климата в неогене (по данным диатомовой флоры и палинологического анализа)

Условия по диатомеям: A — арктические, CA — субарктические (аналог современных), Б бореальные, ЮБ — южнобореальные; I — присутствие южнобореальных и субарктических видов; 2 — присутствие бореальных и южнобореальных видов; 3 — появление современных арктобореальных неритических видов; по споре и пыльце: CA — субарктические; УП — умеренно прохладные; УТ — умеренно теплые; С — субтропические Динамику диатомовых ассоциаций середины позднего миоцена можно проследить на примере юнюньваямской свиты. В ее основании преобладают толстостенные створки Porosira punctata и Т. haynaldiella, устойчивые к вторичным изменениям. Выше по разрезу в более тонкозернистых породах увеличивается таксономическое разнообразие за счет массового появления новых элементов диатомовой флоры, представленной в основном родами Thalassiosira, Pyxidicula, Nitzschia, Cosmiodiscus, и резкого роста численности некоторых среднемиоценовых реликтов, таких как Synedra jouseana, Ikebea tenuis, Rouxia peragallii. Характерно, что развитию кремневого фитопланктона благоприятствует появление тепловодной силикофлателляты Dictyocha fibula. Выше значение тепловодных элементов снижается и в комплексе преобладают Рухidicula inermis и P. zabelinae. В верхней части рассматриваемой свиты, сложенной в основном туфопесчаниками, состав комплексов указывает на уменьшение глубины бассейна седиментации и интенсификацию эрозионных процессов.

В плиоценовых отложениях основного и северного разрезов также отмечаются изменения количественного соотношения доминирующих видов.

В плиоценовых осадках в отличие от среднемиоценовых увеличение количества Coscinodiscus marginatus совпадает с появлением тепловодных элементов. В верхней части толщи 11 лимимтэваямской свиты возрастание численности С. marginatus сопровождается увеличением содержания диатомей, современный ареал которых тяготеет к средним широтам: С. radiatus, Thalassiosira oestrupii, T. pacifica. Показательно в этом отнощении и появление на данном уровне силикофлагелляты Mesocena elliptica var. pentagona.

Аналогичные изменения наблюдаются в нижней трети толщи 12, т.е. в нижней части зоны Neodenticula koizumi—Neodenticula kamtschatica.

Установлены также два уровня увеличения количества холодноводных элементов Bacterosira fragilis, Detonula confervacea, Thalassiosira nordenskioeldii — в средней части толщи 12 и в подошве усть-лимимтэваямской свиты (толща 13). Перечисленные виды относятся к так называемым ледово-неритическим диатомеям, вегетация которых происходит во время таяния морских льдов. Характерно, что возрастание доли холодноводных диатомей сопровождается массовым развитием бентосных и пресноводных видов, возможно отражающим тенденцию к регрессии или усиление эрозионных процессов на суше.

В подошве северного разреза также наблюдается увеличение количества Coscinodiscus marginatus (нижняя часть зоны Neodenticula koizumi—Neodenticula kamtschatica).

В верхней части зоны (пачка 6) наблюдается увеличение Pyxidicula sp. 1, затем переотложенный комплекс диатомей. Это говорит о том, что северная часть западного побережья о-ва Карагинского находилась в более мелководных условиях.

Изложенное выше позволяет наметить основные тенденции в развитии диатомовой флоры.

1. Нижнемиоценовые комплексы (толща 12 пестроцветной свиты) в целом близки по составу к ассоциациям средних широт [Koizumi, 1986; Akiba, 1986].

Океанические элементы, представленные Coscinodiscus marginatus, с которым ассоциируют Azpeitia и Crucidenticula, в настоящее время характерны для средних и низких широт Тихого океана. Группа неритических диатомей включает Рухіdicula, Stellarima и так называемые роды-споры (Kisseleviella, Xanthiopyxis, Ikebea, Pseudopyxilla, Pterotheca, Stephanogonia), которые получают широкое развитие с позднего олигоцена.

2. Состав ассоциаций конца среднего миоцена (свита мыса Плоского) отражает новую тенденцию в развитии диатомовой флоры высоких широт — появление группы Denticulopsis и Nitzschia, пликатных Thalassiosira в составе открытоокеанического планктона. Состав неритических элементов в целом еще сохраняет олигоценовый облик, но уже и здесь заметно обновление — уменьшается таксономическое разнообразие Pyxidicula, Stellarima и группы родов-спор, отмечены первые представители неритических Thalassiosira. 3. В верхнемиоценовых комплексах юнюньваямской свиты новая тенденция уже полностью доминирует. Широкое развитие получают новые элементы талассиозировой флоры, появляются роды Porosira,Lithodesmium Cosmiodiscus фиксируются новые ступени в развитии семейства Nitzschiaceae.

4. В плиоцене (лимимтэваямская и усть-лимимтэваямская свиты, тусатуваямские слои) появляются современные представители холодноводной неритической и океанической флоры или их непосредственные предшественники. Характерно появление двух эндемичных родов арктобореальной области: Bacterosira и Detonula — новых элементов в эволюции семейства Thalassiosiraceae.

Наиболее стабильными компонентами комплексов на протяжении неогена остаются Coscinodiscus marginatus и нерический род Pyxidicula, однако таксономическое разнообразие последнего уменьшается на порядок.

Наблюдаемые изменения экологической структуры ископаемых ассоциаций четко отражает смену палеообстановок, динамику палеоокеанографических и климатических процессов. Так, ярким показателем прогрессирующего уменьшения глубины палеобассейна является снижение снизу вверх по разрезу роли Coscinodiscus marginatus и увеличение содержания неритических и сублиторальных видов. На этот процесс накладывается постепенное похолодание, проявляющееся в возникновении современной субарктической флоры.

Всего определено 167 видов, относимых к 62 родам. Ниже приведены данные об их распространении в разрезе и фототаблицы.

# РАДИОЛЯРИИ

Опробование разреза о-ва Карагинского на радиолярии проводилось дважды: в 1976 г. (Ю.Б.Гладенковым и Т.В.Орешкиной) и в 1985 г. (Д.И.Витухиным). Образцы отбирались послойно, с интервалом 5-6 м, из всех литологических разностей пород (за исключением грубообломочных), а также из карбонатных конкреций.

В процессе лабораторной обработки образцы дробились на кусочки 3—4 см, пропитывались водой, затем разминались в ступке. После этого они кипятились в растворе перекиси водорода, отмучивались и обогащались. Карбонатные конкреции предварительно растворялись в 10%-ном растворе муравьиной кислоты. Остатки радиолярий и диатомовых извлекались из одной и той же навески образца, что исключает какие-либо неточности в сопоставлении данных по этим группам.

Обработка образцов показала, что остатки радиолярий присутствуют не во всех толщах разреза, а приурочены к трем интервалам: нижней части пестроцветной свиты, большей части свиты мыса Плоского и нижней части юнюньваямской свиты.

Как видно из рис. 13 (см. вкл.), в разрезе намечается 13 уровней, на которых происходит либо появление и исчезновение радиолярий в разрезе, либо изменение таксономического состава и видового разнообразия комплексов. Эти уровни рассматриваются как границы биостратиграфических подразделений — слоев и толщ с фауной, охарактеризованных определенным комплексом радиолярий. Те границы, к которым приурочены наиболее ярко выраженные изменения в таксономическом составе фауны либо появление и исчезновение радиолярий в разрезе, принимаются за границы толщ. В ряде случаев в толщах выделяются слои с фауной. При выделении толщ и слоев учитывались не только качественные, но и количественные изменения комплексов радиолярий, в частности число видов, присутствующих в комплексе. Интервалы, в которых остатки радиолярий не обнаружены либо обнаружены только переотложенные формы, выделены в интерслои.

В отложениях пестроцветной свиты остатки радиолярий встречены только в двух литологических пачках. В породах их скелеты перекристаллизованы и почти неопределимы. Определимые формы выделены из карбонатных конкреций. I. Толща с Pentactinosphaera hokurikuensis по своему объему соответствует литологическим толщам 11 (кроме самых низов) и 12 (кроме самых верхов). Комплекс радиолярий насчитывает 24 вида, пять из которых присутствуют только в верхней части толщи. В комплексе доминируют представители вида-индекса (около 80% от общего числа форм), обильны также представители вида-индекса (около 80% от общего числа форм), обильны также представители видов: Botryopera conica, B. aff. oceanica, Siphocampe sanpedroana, Tricolocapsa papillosa, Spongodiscus osculosus, Lithocardium poliacantha group. Остальные формы представлены единичными экземплярами, из них наиболее характерны Acropyramys ex gr. dodecomma, Trisulcus (?) sp., Desmospyris aff. spongiosa, Stylospongia elliptica. Название толщи дано по наиболее многочисленному в комплексе виду, распространение которого в разрезе ограничено интервалом, соответствующим толще I.

Нижняя часть толщи выделена в слои 1 с Botryopera conica, которые соответствуют по своему объему литологическому слою 34 и нижней части слоя 35. Комплекс содержит 19 видов, большинство из которых перечислено при характеристике толщи. Название слоям дано по одному из видов, представленному значительным числом экземпляров.

Верхняя часть толщи выделена в слои 2 с Stomatosphaera (?) haeckeli group. По своему объему они соответствуют литологическим слоям 35 (верхняя часть) и 36 (нижняя часть). Нижняя граница слоев маркируется первым появлением в разрезе следующих форм: Stylotrochus sol, Gexacontium (?) sp. 1., Stomatosphaera (?) haeckeli group (-Collosphaera piloma), Lithocarpium aff. poliacantha, Pterocorys aff. hirundo. Все они представлены единичными экземплярами. Всего в комплексе содержится 24 вида. Помимо перечисленных, здесь присутствуют все виды, встреченные в нижележащих слоях, причем количественные соотношения их представителей не меняются. Название слоям дано по форме, распространение которой ограничено в разрезе объемом выделенных слоев.

В первой пачке свиты мыса Плоского остатков радиолярий не встречено. Из пород второй пачки выделены сильно перекристаллизованные единичные скелеты сфероидей, ларкоидей и относительно крупных насселярий, неопределимые даже до рода. Определимые формы выделены из пород верхней части свиты (толщи 3—6). В породах толщи 3 их скелеты несколько корродированы, но вполне определимы. В конкрециях толщи 3 и выше по разрезу коррозии или перекристаллизации скелетов не наблюдалось. Комплекс радиолярий свиты мыса Плоского сушественно отличен от комплекса пестроцветной свиты. Из 24 форм, встреченных в отложениях, здесь присутствуют лишь 12; зато появляется целый ряд новых видов. Всего в отложениях свиты мыса Плоского отмечено свыше 60 форм, однако только 10 из них распространены во всех литологических толщах. К ним относятся виды как встреченные в отложениях пестроцветной свиты: Cycladophora conica, Spongodiscus osculosus, Stylotrochus sol, Stylodictya stellata, Lithocarpium poliacantha group, так и впервые появившиеся в разрезе: Lychnocanium nipponicum magnacornutum, Lipmanella redondoensa, Tecosphaera aff, akitaensis, Gexacontium sp.2, Collosphaera glebulenta group. В отложениях свиты мыса Плоского выделены три толщи с фауной, одна из которых подразделена на слои.

II. Толща с Eucyrtidium inflatum borealum по своему объему соответствует литологической толще 3 данной свиты. Комплекс радиолярий включает 18 форм. Помимо 10 перечисленных видов, здесь встречены Eucyrtidium inflatum borealum, Orodapis spongiosa, Spongodiscus craticulatus, появляющиеся в самых низах толщи. Несколько выше ее нижней границы появляются Collosphaera aff. poligona, C. sp. 1, C. sp. 2, Siphonosphaera membranella, Haeckeliella sp. 1. В комплексе доминируют Stylotrochus sol, Lipmanella redondoensa, Eucyrtidium inflatum borealum, Collosphaera glebulenta group.

Из перечисленных видов распространение только пяти форм ограничено данным интервалом разреза. К ним относятся вид-индекс, Collosphaera aff. poligona, C. sp. 1, C. sp. 2, Siphonosphaera membranella. Название толщи дано по одному из наиболее характерных видов, отсутствующему в ниже- и вышележащих отложениях. III. Толща с Stylodictya ornata по своему объему соответствует литологическим толщам 4—5. Нижняя граница толщи маркирована исчезновением 5 и появлением 12 форм в разрезе. Всего в отложениях толщи обнаружено 57 видов радиолярий, однако находки многих из них приурочены только к узким интервалам разреза. Среди появляющихся на нижней границе толщи видов следует отметить впервые встреченные в пестроцветной свите, но отсутствующие в толще II (к ним относятся Stylodictya stellata, Gexacontium (?) sp. 1, Cornutelia profunda); впервые появляющиеся в разрезе и распространенные в пределах всей толщи: Spongodiscus craticulatus ellipticus, S. osculosus robustus, Stylodictya ornata, Pylospyra sp., Cenellipsis bergontianus, Perypirymis aff. curcumtexta. Доминируют в основном проходящие виды: Spongodiscus osculosus, Stylodictya stellata, Stylotrochus sol, Lipmanella redondoensa. Название толщи дано по одному из видов, распространение которого ограничено данным интервалом разреза.

В толще выделены следующие слои.

3. Слои с Orodapis spongiosa по своему объему соответствуют литологическому слою 10 и нижней части слоя 11. В комплексе присутствуют 35 видов, 8 из них встречены только в данном интервале. К ним относятся Spongotrochus aff. glacialis, Lithelius sp. 1, Plegmoshaeridae gen et spp., Orosphaeridae gen. et spp., Saccospyris aff. robustus, Cycladophora sp. 1, Cenosphaera sp. 1, Lychnocanium aff. nipponicum. Кроме них, в слоях впервые появляются Stylosphaera aff. santaeanae, а также виды, присутствующие в отложениях пестроцветной свиты: Spongocore puella и Tricolocapsa papillosa. Перечисленные виды представлены единичными экземплярами. Доминируют в комплексе проходящие виды: Stylodictya stellata, Lipmanella redondoensa, Collosphaera glebulenta group и Orodapis spongiosa. Название слоям дано по виду, доминирование которого фиксируется только в данном интервале разреза.

4. Слои с Artostrobus annulatus по своему объему соответствуют литологическим слоям 11 (верхняя часть)—17. Нижняя граница слоев маркирована первым появлением в разрезе видов: Cornutella bimarginata, Stylosphaera angelina, Cyclodophora robusta, C. sp. 2, Cenelipsis sp., Cenosphaera sp. 2, Tricolocamptra aff. variabile, Lophophaera sp. 1, Artostrobus annulatus; многие из этих форм представлены единичными экземплярами. Большинство из вновь появившихся видов исчезают в пределах данных слоев (в основном в их нижней части), а их верхняя часть охарактеризована видами, имеющими более широкое стратиграфическое распространение в пределах толщи 3. Доминируют в комплексе в основном транзитные виды: Stylodictya stellata, Stylotrochus sol, Lipmanella redondoensa. Название слоям дано по виду, впервые появляющемуся на их нижней границе и встречающемуся практически во всех образцах.

5. Слои с Lipmanella japonica по своему объему соответствуют литологическим слоям 19—21. В комплексе присутствуют 38 видов, 13 из них характерны только для этих слоев. Нижняя граница слоев отмечена первым появлением в разрезе 11 форм: Tholospyra sp.2, Spireuma sp., Pterocorys aff. splendens, Lipmanella japonica, Pseudodictyophimus bjorklundi, Gondwanaria campanulaeformis, Lophophaena sp.2, L. sp.3, Saccospyris sp., Cycladophora aff. cabrilloensis, Dendrospyris sp. Большинство из них представлены единичными экземплярами и исчезают в пределах слоя. Здесь же отмечены виды, впервые встреченные в отложениях пестроцветной свиты: Cyrtolagena laguncula, Pseudodictyophimus bicornis. Доминируют в комплексе Stylodyctya stellata, Stylotrochus sol, Lipmanella redondoensa, а также Siphoсатре sanpedroana. Название слоям присвоено по виду, наиболее характерному для данного интервала разреза.

IV. Толща с Lychnocanium nipponicum magnacornutum. По своему объему соответствует литологической толще 6. Нижняя граница маркирована массовым исчезновением видов в разрезе. Комплекс насчитывает всего 14 видов, все они переходят сюда из нижележащих отложений, среди них преобладают проходящие виды. Новые формы не появляются. Доминирует в комплексе вид-индекс, наряду с ним в значительных количествах встречены Spongodiscus osculosus, Lithocarpi-

um poliacantha group, Stylotrochus sol, Lipmanella redondoena. Название толщи дано по виду, доминирующему в комплексе.

В толще 7 юнюньваямской свиты встречены Spongodiscus osculosus, Stylotrochus ex gr. sol, Lychnocanium nipponicum magnacornutum, Lipmanella redondoensa и несколько других видов, присутствующих в нижележащих отложениях. Все скелеты несут следы коррозии и окатанности, поэтому можно считать, что они переотложены из нижележащих отложений.

V. Толща с Sospongodiscus osculosus—Stylotrochus sol. По своему объему соответствует большей (нижней) части литологической толщи 8. Комплекс включает всего четыре вида; все они являются проходящими. Помимо видов, указанных в названии толщи, встречены Lithocarpium poliacantha group и Stylodictya stellata.

6. Слои с Pterocorys chirundo выделены в верхней части литологической толщи 8. Комплекс слоев более разнообразен, чем в подстилающих отложениях, здесь вновь появляются виды: Tricolocapsa papillosa, Ceratocyrtis aff. cucullaris, Peripyramis aff. circumtexta, Cenellipsis bergontianus, Stylosphaera angelina, а также ряд новых форм: Pseudodictyophimus sp., Haeckeliella sp. 2, Risosphaera aff. variabilum, Risosphaera sp. Всего в комплексе встречено 16 форм, все они представлены единичными экземплярами.

Как видно из вышеизложенного, на основе смены комплексов радиолярий некоторые интервалы разреза можно расчленить относительно детально. Смена комплексов в данном случае отражает прежде всего ряд эвстатических, гидрологических и климатических процессов прошлого.

Рассмотрим некоторые факторы, которые могут влиять на появление и исчезновение радиолярий в шельфовых фациях. Хотя большинство радиолярий принадлежит к океаническому планктону, среди них имеются и неритические виды, связанные с шельфом [Петрушевская, 1986]. Как правило, неритические комплексы намного беднее океанических. Так, например, К.Бьерклундом [Bjorklund, 1979] было показано, что в водах Норвежского фьорда в настоящее время постоянно встречаются лишь два вида из обычных для открытых районов Норвежского моря нескольких десятков видов. Некоторые другие виды появлялись в этом фьорде только во время притока вод из более мористых районов.

Проведя анализ распределения радиолярий в современных донных осадках Охотского моря, С.Б.Кругликова [1974] отметила, что наиболее богатые по числу форм в 1 госадка и таксономически разнообразные комплексы радиолярий встречены на глубинах свыше 1000 м в диатомовых илах, а на глубинах менее 500 м. где в осадках увеличивается доль терригенных компонентов, их количество меньше и комплексы менее разнообразны. Причем в наиболее бедных комплексах обычно резко доминируют представители двух—трех видов. М.Г.Петрушевская также указывает, что именно в терригенных отложениях существует определенная связь между глубиной их накопления и количеством содержащихся в них скелетов радиолярий. С.В.Точилина [Точилина и др., 1988, 1989], изучая распределение радиолярий в верхненеогеновых отложениях Южного Сахалина, отметила, что присутствие или отсутствие радиолярий в породах тесно связано с их литологией: в мелкозернистых породах они были встречены, а в грубозернистых отсутствовали. При этом в разрезах наблюдалось циклическое чередование таких слоев. Исходя из того, что радиолярии являются пелагическими стеногалинными организмами, был сделан вывод, что слои, содержащие остатки радиолярий, соответствуют трансгрессиям, а слои, где они не были обнаружены, регрессиями.

Однако такой подход не учитывает ряда факторов, которые могли влиять на появление и исчезновение радиолярий в шельфовых фациях. Во-первых, при рассмотрении радиолярий как пелагической группы организмов не учитывается существование неритических видов. Во-вторых, на их появление и исчезновение могло влиять изменение солености, не связанное с эвстатическими колебаниями. В-третьих, связь количества скелетов радиолярий с литологией вмещающих пород не может быть прямой, так как они являются планктонными организмами. Малое количество скелетов радиолярий в грубозернистых породах может быть связано с сильным разбавлением биогенной составляющей терригенными компонентами, например при лавинном осадконакоплении. В-четвертых, следует учитывать влияние климатического фактора. М.Г.Петрушевская [1981] отмечает, что в современных ледовых бассейнах радиолярии встречаются в субповерхностных слоях вод, что связано с распреснением и переохлаждением поверхностных слоев, занятых обычно диатомовыми. В-пятых, по-видимому, следует учитывать влияние течений, которые могли заносить живых особей или их скелеты в несвойственные радиоляриям участки бассейнов. Наконец, следует принимать во внимание возможность полного уничтожения органогенных структур в процессе перехода одной модификации кремнезема в другую на различных стадиях литогенеза. При этом процессе может происходить не только полное уничтожение органогенных структур, но и изменение структуры комплексов из-за того, что виды, обладающие массивными скелетами, сохраняются лучше.

В частности, в разрезе о-ва Карагинского В.И.Гречиным [1976] выделяются две зоны, характеризующиеся преобладанием двух форм кремнезема: опала (юнюньваямская свита и выше) и кристобалита (свиты мыса Плоского и пестроцветная). Граница этих зон установлена весьма условно, так как переход одной модификации кремнезема в другую происходит постепенно (за нее был принят уровень, ниже которого органогенные структуры кремневых скелетов сохраняются лишь фрагментарно). Однако, как было показано выше, перекристаллизация скелетов радиолярий фиксируется в породах начиная только с третьей толщи свиты мыса Плоского и ниже по разрезу. В карбонатных конкрециях влияние этого процесса на сохранность скелетов проявляется лишь в отложениях пестроцветной свиты. Именно в комплексе ее радиолярий фиксируется резкое доминирование представителей одного вида — Pentactinosphaera hokurikuensis, обладающего не очень крупным, но весьма массивным скелетом. Не исключено. что изначально они первенствовали в существовавшем биоценозе, а резкое преобладание вида в ориктоценозе (до 80% от общего числа форм) связано, помимо всего прочего, с его преимущественной сохранностью. В пользу этого свидетельствует и тот факт, что представители данного вида вполне определимы в породах пестроцветной свиты, в то время как остатки остальных видов сохранили только общие очертания скелетов. Намечается определенная связь между литологическим составом вмешающих пород и числом встреченных видов радиолярий. Остатки радиолярий не обнаружены в толщах, сложенных преимущественно песчаниками (толщи 10, 1, 7); относительно бедные комплексы содержат толщи, в строении которых наряду с диатомитами существенную роль играют песчаники (толщи 3, 6, 8); наиболее таксономически разнообразные комплексы встречены в пачках. сложенных в основном аргиллитами и диатомитами (толщи 11, 12, 4, 6). Отсутствие находок радиолярий в толше 13 пестроцветной свиты, сложенной диатомитами и алевролитами с прослоями песчаников, может быть связано с полным уничтожением органогенных структур. Анализ количественного распределения видов радиолярий в разрезе показал, что все выделенные комплексы можно разделить на три группы. К первой относятся наиболее таксономически разнообразные комплексы. Они выделены из отложений толш 4 и 5 свиты мыса Плоского и содержат свыше 30 видов. К второй группе отнесены менее таксономически разнообразные комплексы, выделенные из пестроцветной свиты, толщ 3 и 6 свиты мыса Плоского и верхней части толщи 8 юнюньваямской свиты. Эти комплексы содержат около двух десятков видов. К третьей группе отнесен бедный комплекс, отмеченный в нижней части толши 8 юнюньваямской свиты. Он содержит всего четыре вида. Однако, помимо количественных отличий, эти комплексы различаются и качественно. В комплексах первой группы обильны или обычны представители следующих видов, характерных для океанических отложений: Siphocampe sanpedroana, Tricolocapsa papillosa, Artostrobus annulatus. Также присутствуют, хотя и в незначительных количествах, представители родов Cornutella, Pseudodictyophimus, Lophophaena.

В комплексах второй группы виды Siphocampe sanpedroana и Tricolocapsa papillosa обычны или единичны; также могут присутствовать представители родов Cornutella и Pseudodictvophinus. Большинство представителей перечисленных таксонов обладают относительно мелкими скелетами сигаровидной или конусовидной формы. В комплексе, отнесенном к третьей группе, перечисленные выше формы не встречаются. М.Г.Петрушевской [1967]. изучавшей комплексы радиолярий из современных донных осадков Антарктики, было отмечено, что виды Tricolocapsa papillosa (=Dictyocephalus papillosus), Artostrobus annulatus, a также представители родов Cornutella и Siphocampe (=Lithomitra) почти или полностью отсутствовали на наиболее мелководных станциях (глубина 500-600 м) и были обычны или обильны на глубоководных станциях (1000—1500 м). Таким образом, можно выделить три экологических типа комплексов радиолярий, каждый из которых соответствует одной из перечисленных выше групп комплексов: 1) «неритические» комплексы — относительно бедные, их присутствие свидетельствует о том, что формирование осадков происходило вблизи берега на относительно небольших глубинах; 2) «переходные» комплексы — более таксономически разнообразные: 3) комплексы «близкие к океаническим», формирование содержаших их отложений происходило в наиболее мористых и глубоководных условиях.

Как видно из рис. 13, каждой из выделенных толщ с фауной соответствует определенный экологический тип комплекса. Кроме того, в верхней части разреза наблюдается их циклическая смена, что позволяет увязывать смену экологических типов комплексов с трансгрессивно-регрессивной цикличностью седиментации. Один из таких циклов отражен, например, в отложениях свиты мыса Плоского; начало следующего цикла соответствует нижней части юнюньваямской свиты. Однако, судя по находкам радиолярий, седиментационные циклы представлены в разрезе в ряде случаев редуцированно. Так, в пестроцветной свите можно наметить только один элемент цикла, который в своей нижней части ограничен разломом (между толщами 10 и 11). Резкое исчезновение радиолярий в верхней части этого элемента может объясняться лавинным осадконакоплением, так как верхняя часть слоя 36 (толща 12 пестроцветной свиты) представлена крупнозернистым обломочным туфом с глыбами алевролитов.

В отложениях свиты мыса Плоского трансгрессивно-регрессивный цикл также представлен не всеми своими элементами. Литологическая толща 1 остатков радиолярий не содержит, в литологической толще 2 остатки радиолярий малочисленны и перекристаллизованы («неритический» тип комплекса ?), в толще 3 содержится «переходный» тип комплекса, в 4-й и 5-й — тип комплекса «близкий к океаническому», в 6-й — «переходный» тип комплекса. По-видимому, два верхних элемента этого цикла (слои, содержащие «неритический» тип комплекса, и слои, не содержащие остатков радиолярий) выпадают в результате размыва. В нижней части юнюньваямской свиты начинается новый цикл, который, однако, не закончен, что может свидетельствовать о наличии перерыва в осадконакоплении.

Таким образом, выделенные толщи с фауной соответствуют определенным стадиям развития трансгрессий и регрессий. Слои с фауной, на которые подразделены отдельные толщи, могут отражать незначительные изменения либо глубины древнего бассейна, либо циркуляции водных масс, солености, температуры и т.д. Отсутствие радиолярий в верхней (плиоценовой) части разреза свидетельствует, видимо, о формировании отложений в более мелководных условиях. Оно может быть также связано с прогрессирующим похолоданием и развитием ледовых обстановок, при которых радиолярии могли покидать зону прибрежных вод.

В настоящее время какой-либо зональной шкалы по радиоляриям, которую можно было бы использовать для расчленения неогеновых отложений Камчатки, не существует. Попытка Н.П.Руневой [1975] применить для их расчленения зональную шкалу, разработанную К.Накасеко и К.Сугано [Nakaseko, Sugano, 1973], для неогеновых отложений Японии оказалось неудачной, во-первых, изза резких различий в систематическом составе фауны радиолярий этих регионов, во-вторых, из-за отсутствия в камчатских разрезах ряда видов, использованных авторами этой шкалы при обосновании границ зон. Находки видов-индексов японских зон в разрезах Камчатки не могут служить основой для зонального расчленения, так как их стратиграфическое распространение обычно превышает объемы зон, выделенных в Японии.

Наиболее древним из выделенных в разрезе является комплекс с Pentactinosphaera hokurikuensis. Этот вид, широко распространенный в нижне-среднемиоценовых отложениях Японии, не встречается выше верхней границы зоны Mellitosphaera magnaporulosa (нижний—низы среднего миоцена) по зональной шкале К.Накасеко и К.Сугано, что позволяет сопоставить отложения нижней части пестроцветной свиты и данной зоны. Остальные виды либо могут оказаться эндемиками (Botryopera conica, B. aff. oceanica, Desmospyris aff. spongiosa), либо они стратиграфически широко распространены в пределах миоцена. К последним относятся Siphocampe sanpedroana, Tricolocansa papillosa, Spongodiscus osculosus, Lithocarpium policantha group, Stylodictya stellata, Cornutella profunda, Spongocore pyella, Stylospongia elliptica, Cyrtolagena laguncula, Pseudodictyophimus bicornis, Stylotrochus sol, Cycladophora conica. Большинство из них встречаются в миоценовых отложениях Калифорнии и северной части Тихого океана. Однако наряду с перечисленными видами здесь много широкотропических, что существенно отличает эти комплексы от комплекса пестроцветной свиты. Из типично японских элементов есть только один вид — Pentactinosphaera hokurikuensis. Аналогов описываемого комплекса в настоящее вдемя не известно. Комплекс свиты мыса Плоского отражает новый этап в развитии фауны радиолярий. Из отложений пестроцветной свиты сюда переходят 12 видов, остальные появляются впервые. Этот комплекс наиболее богат и разнообразен, и особенно характерно появление видов: Lipmanella redondoensa, L.japonica, Lychnocanium nipponicum magnacornutum, Eucyrtidium inflatum borealum, Collosphaera glebulenta group, Orodapis spongiosa. Artostrobus annulatus.

В комплексе содержится большее число видов, обычных для миоценовых отложений северной части субтропической области Тихого океана, а также Японии и Калифорнии: Lipmanella redondoensa, L. japonica, Lychnocanium nipponicum magnacornutum (не встречающийся в Калифорнии), Cycladophora conica, Spongocore pyella, Stylosphaera angelina, Cycladophora aff. cabrilloensis, Gondwanaria campamelaeformis. Здесь появляется ряд тропических элементов, таких как Collosphaera glebulenta group и Orodapis spongiosa. Наличие этих видов свидетельствует о довольно высоких температурах поверхностных вод. Особенно обильны представители видов Collosphaera glebulenta group и Orodapis spongiosa в отложениях толщи 3 и нижней части толщи 4 свиты мыса Плоского, что фиксирует климатический оптимум среднего миоцена.

Помимо большого количества видов, общих с миоценовыми комплексами северной части Тихого океана и его обрамления, а также видов, имевших широкое географическое распространение в миоценовое время, в комплексе много форм, которые впоследствии могут оказаться эндемиками (они составляют около 45% от общего числа встреченных видов). Однако если рассматривать не видовой, а родовой состав комплекса, то он наиболее близок к комплексу радиолярий формации Монтерей Калифорнии (средний—верхний миоцен).

Присутствие в комплексе вида Lychnocanium nipponicum magnacornutum позволяет сопоставить отложения верхней части свиты мыса Плоского и зоны Lychnocanium nipponicum magnacorunatum (средний-верхний миоцен) зональной шкалы Японии, разработанной М.Фунаяма [Funajama, 1988] на основе изучения комплексов радиолярий из миоценовых отложений северной части п-ова Ното (район Суцу, п-ов Хонсю) (табл. 2). Из этих же отложений были выделены остатки диатомовых, что позволило провести прямое сопоставление зональных шкал по этим группам (табл. 3). В нижней части отложений М.Фунаяма установил аналоги зоны Calocycletta costata тропической радиоляриевой шкалы У.Риделя и А.Санфилиппо [Riedel, Sanfilippo, 1978]. Верхняя граница зоны проводится в океане по появлению вида-индекса следующей зоны Dorcadospyris alata, отсутствующего в Японском разрезе, где из отложений, соответствующих зоне Coloсycletta costata, определен комплекс планктонных фораминифер, отвечающий

#### Таблица 2

Сопоставление зональных шкал по радиоляриям и диатомовым (по: [Funajama, 1988])

Зоны по диатомовым	Зоны по радиоляриям			
Denticulopsis katayamae	Lychnocanoma nipponica magnacornuta			
Denticulopsis dimorpha				
Coscinodiscus yabei				
Denticulopsis praedimorpha	Eucyrtidium inflatum			
Denticulopsis nicobarica				
Denticulopsis hustedtii				
Denticulopsis hyalina	Eucyrtidium asanoi			
Denticulopsis lauta				
Actynocyclus ingens	Calocycletta costata			

зонам 8, 9 Блоу. Нижняя граница следующей зоны Eucyrtidium asanoi проведена по первому появлению в разрезе вида-индекса. Выше выделена зона Eucyrtidium inflatum, впервые установленная Р.Рейнольдсом [Reynolds, 1980] в среднемиоценовых отложениях северо-западной части Тихого океана. Ее нижняя граница в Японии маркирована первым появлением вида-индекса. Нижняя граница следующей зоны Lychnocanium nipponicum magnacornutum (средний-поздний миоцен) проводится по появлению вида-индекса. Вышележащие отложения радиоляриями не охарактеризованы. Комплекс радиолярий нижней части юнюньваямской свиты весьма беден, в нем встречены в основном проходящие виды, характерные для миоценовых отложений.

Из вновь проявившихся элементов следует отметить представителей рода Rizosphaera и вида Pterocorys hirundo. Вмещающие его отложения можно датировать миоценом (скорее, его самым концом), но этот вывод основан на отсутствии

гаолица .	r	a	б	л	и	Ц	a	3
-----------	---	---	---	---	---	---	---	---

Корреляция разреза о-ва Карагинского с зонами неогена (по радиоляриям)

Возраст, млн лет

	Тропическая шкала	Nakaseko, Sugano [1973]		О-в Карагин- ский		Sakai [1988]	Тропическая шкала	
5 -	S. peregrina	T. japonica		×			S. peregrina	
7	O. penultinus		$\left  \right\rangle$				O. penultinus	
8 9- 10-	O. antepe- nultimus	L. nipponicum		Зона L. nippo- nicum magna- cornutum		L. nipponicum magnacornutum	O. antepe- nultimus	
11 -	C. pettersoni				- <u>-</u>		C. pettersoni	
12 -	D. alata	C. tetrapera				E. inflatum	D. alata	
						E. asanoi		
15- 16-	C. costata	Melittosphaera magnanorulosa		Слои с Pentac- tino sphera hocuricuensis		C. costata		

62

в комплексе вида Lychnocanium nipponicum magnacornutum, исчезающего в северной части Тихого океана в самом конце позднего миоцена.

# ПАЛИНОЛОГИЯ

Данные по палинологии неогена описываемого разреза уже приводились в нескольких публикациях. В частности, они были освещены в 1985 г. Г.М.Братцевой [Братцева, Гитерман, 1985]. В настоящем разделе они дополнены новыми материалами (прежде всего по пестроцветной и лимимтэваямской свитам). Палинокомплексы миоцена ниже анализируются Г.М.Братцевой, плиоцена — Е.В.Зыряновым.

Из пестроцветной свиты проанализировано 10 образцов: семь из конкреций (толщи 11), три — из алевролитов и песчаников (обр. 555—557 толщи 12).

В образцах-конкрециях пыльцы и спор сравнительно мало. В палинокомплексе преобладает пыльца голосеменных растений (Pinaceae, Taxodiaceae) и споровых — Osmunda, Polypodiaceae, Sphagnum. Покрытосеменные растения представлены в основном пыльцой (Betula Alnus, встречаются Myrica, Ulmus). Присутствуют также цисты динофлагеллят — Impagidinium, Spiniferites и Micrhystridium. Все микрофоссилии плохой сохранности, определить их видовую принадлежность невозможно.

В остальных образцах выделено большое количество микрофоссилий (табл. 4). В палинокомплексе преобладает пыльца покрытосеменных растений, много пыльцы голосеменных растений, спор значительно меньше. Состав палиноспектра обр. 555 в основном тот же, что и из конкреций, однако присутствует большое количество пыльцы Juglans. Палиноспектр обр. 556 несколько меняется — увеличивается разнообразие пыльцы покрытосеменных растений. Кроме ольхи и березы, встречена пыльца широколиственных пород Carya, Pierocarya, Corylus. Появляется пыльца бука, представленная тремя видами.

В палиноспектре обр. 557 по сравнению с предыдущими возрастает количество пыльцы голосеменных. Резко возрастает количество пыльцы семейства Taxodiaceae (до 15%). Встречена пыльца Taxodium, Sequoia, Cryptomeria, Cunninghamia. Присутствует также пыльца Tsuga (несколько видов), Pinus, Picea, Ketelleeria. Спор очень мало (5%) — Osmunda, Sphagnum, Polypodiaceae. Среди покрытосеменных растений уменьшилось количество пыльцы мелколиственных пород Alnus, Betula. Пыльца широколиственных становится более разнообразной; наряду с пыльцой Juglans, Ulmus, Pterocarya присутствует пыльца Parthenocissus Tilia, Zelkova, Pachysandra. Увеличивается количество пыльцы рода Fagus, до 15% представленной видами Fagus japoniciformis, F. grandifoliiformis и F. tenella. Здесь же много цист динофлагеллят — Spiniferites, Impagidinium и Micrhystridium. Микрофоссилии обр. 557 представлены на таблицах микрофотографий.

Выделенный палинокомплекс обнаруживает сходство с палинокомплексом, описанным из толщи 8 Корфского разреза, а также с палинокомплексом климатического оптимума миоцена опорного Точилинского разреза. Отсюда можно предположить, что палиноспектры обр. 556—557 из пестроцветной толщи отражают миоценовое потепление (на границе нижнего-среднего миоцена).

Судя по комплексам, в то время произрастали хвойно-широколиственные леса с обилием таксодиевых и бука. Климат был теплый и влажный.

Ранее о палинокомплексах пестроцветной свиты писала Н.С.Брутман [Брутман, Архипова, 1987]. По ее данным, климатический оптимум падает на песчаники с Laternula и самую нижнюю часть пестроцветной свиты. Согласно приведенной ею диаграмме распределения пыльцы и спор по разрезу, увеличение количества пыльцы семейства Тахоdiaceae и появление большого количества пыльцы рода Fagus приходится только на верхнюю часть песчаников с Laternula (в той части пестроцветной. толщи, где. в наших образцах много Taxodiaceae и Fagus, образцы у H.C.Брутман отсутствуют). Время этого климатического оптимума установить трудно из-за плохой сохранности рода Spiniferites (нет видовых определений). По данным H.C.Брутман, время оптимума — ранний миоцен. Но

House of some		<b>EF</b> (	
помер образца	333	330 179	227 200
оощее количество спор и пыльцы Голосеменные	190 20 09/	1/0 26.0%	200 52 A%
Полосеменные	29,0%	20,0%	32,0%
покрытоссменные Споры	21.0%	30,0% 18 A%	43,0% 5 A9/
	£1,0 %	10,0%	J,U /6
Полоссменные Ріпаселе	12.0	15.0	0.0
Pinuo en	12,0	13,0	9,0
Finus sp. Binus sost Combros	2,5	2,5	0,0
Pinus seci. Cemorae	-	-	0,5
Ficea sp.	5,0	0,5	0,0
Teuce co	-	-	0,5
Tsuga sp.	9,0	5,0	4,0
Tsuga diversioiona	<b>+</b>	1,0	+
Tsuga microsaccata	+	-	+
Tsuga torulosa	+	2,0	+
Taxodiaceae	-	1,0	15,0
l axodium sp.	-	-	+
Sequoia sp.	-	-	+
Cryptomeria sp.	-	-	+
Cunningnamia sp.	-	-	+
покрытосеменные	14.0	10.0	
Betula sp.	14,0	13,0	8,0
Alnus sp.	21,0	22,0	6,0
Corylus sp.	-	1,0	+
Myrica sp.	2,0	4,0	0,5
Salix sp.	1,0	-	+
Ulmus sp.	1,5	0,5	1,5
Zelkova sp.	•	•	+
Juglans sp. 1	4,0	3,0	1,0
Juglans sp. 2	+	+	4,0
Juglans polyporata	-	-	+
Carya sp.	2	0,5	-
Pterocarya sp.	-	0,5	1,5
Ericaceae	0,5	1,0	1,0
Quercus cf.dentataeformis	-	-	+
Fagus grandifoliiformis	-	+	1,0
Fagus japoniciformis	-	1,0	3,5
Fagus tenella	-	0,5	5,0
Myriofyllum sp.	-	2,0	-
Pachysandra sp.	-	-	+.
Ilex sp.	-	-	0,5
Tilia sp.	-	-	1,0
Parthenocissus sp.	-	-	1,5
Tricolporopollenites	0,5	4,0	2,0
Tricolpites	0,5	-	1,0
Не определенная пыльца	5,0	4,0	-
Споры			
Osmunda sp.	2,5	6,0	3,0
Osmunda regalis	+	+	+
Osmunda cf. regalis	+	+	+
Lycopodium sp.	6,0	2,0	0,5
Polypodiaceae	5.0	4.0	0.5
Botrychium sp.	1,0	-	•
Sphagnum sp.	6.0	6.0	1.0
Фитомикропланктон	-,•	5,0	.,.
Impagidinium sp.	+	+	+
Spiniferites sp.	-	+	+
Mycrhystridium sp	+	+	+
my vinyou wiver op.	Т.	т	т

Таблица 4 Систематический состав пыльцы и спор пестроцветной свиты

можно предположить, что он соответствует части динофлагеллятовой зоны Heteraulacacysta companula (поздний олигоцен—ранний миоцен), выделенной японскими исследователями [Matcuoka Bujak, 1988] в Беринговом море (бассейн Наварин).

Отложения свиты мыса Плоского охарактеризованы палинологически достаточно детально [Братцева, Гитерман, 1985]. Палинокомплекс нижней части свиты (толщи 3—5) отражает относительно холодный климат, но с тенденцией к потеплению и увлажнению. Верхняя часть свиты (толща 6) накапливалась уже в условиях довольно теплого и влажного климата, так как в палинокомплексе этой пачки много пыльцы семейства Taxodiaceae (10—15%), представленного родами Taxodium, Sequoia, Glyptostrobus, Cryptomeria, Sciadopitys, и широколиственных пород Juglans, Carpinus, Fagus, Pterocarya, Ulmus, Corylus, Tilia, Rhus, а также спор Osmunda и Sphagnum.

Фаза относительно теплого и влажного климата, фиксирующаяся в спектрах верхней части свиты мыса Плоского, видимо, соответствует второй фазе потепления неогена, отмеченной в палинокомплексах верхней части этолонской и нижней части эрмановской свит Точилинского разреза (приграничные слои среднеговерхнего миоцена).

Палинокомплекс из осадков вышележащей юнюньваямской свиты свидетельствует о значительном похолодании, так как в нем полностью отсутствует пыльца широколиственных пород. Однако образцы из средней части свиты (толща 8) оказались пустыми, потому вывод этот требует проверки.

В целом для указанных свит характерен лесной тип растительности. Причем если при формировании осадков свиты мыса Плоского господствовали светлохвойные и хвойно-широколиственные леса с большой примесью мелколиственных пород, то в юнюньваямское время преобладали темнохвойные леса из ели и пихты с примесью сосны и небольшой примесью мелколиственных пород.

Лимимтэваямская (толши 10—12) и усть-лимимтэваямская свиты палинологически были опробованы детально (около 100 образцов). Поэтому этой палинофлоре уделено особое внимание. В перечисленных толшах (а также в толше 9 юнюньваямской свиты) был выявлен богатый таксономически, хотя и достаточно однородный палинокомплекс (см. рис. 4). Состав палиноспектров характеризуется значительной осредненностью состава, за исключением повышенного содержания зеленых мхов (Bryales) в отдельных образцах, что может быть связано с их заносом из современного растительного покрова острова (мохово-лишайниковые тундры). В целом же палиноспектры отражают попеременное преобладание покрытосеменных, голосеменных и споровых растений. Таксономический состав двудольных высокоствольных форм относительно беден. Он представлен пыльцой Betula (B. sect. Costatae, B. sect. Albae) и Alnus в количестве, не превышающем единицы процентов (2-3%). Относительно немногочисленна (0,5-4%), но разнообразна (по морфотипам, возможно, видам) пыльцы Salix sp. (можно предполагать наличие кустарниковых форм). Практически во всех спектрах присутствует Myrica (M.gale?) (до 4%), Juglans (J. cinerea?). Спорадически зафиксированы Corylus, Populus, Ulmus, Comptonia (последние два таксона зафиксированы не выше толщи 10, нижняя часть лимимтэваямской свиты). Периодически отмечены Ilex (до 1.5%), Cornus, Lonicera, Elaeagnus. Многочисленна пыльца кустарниковой березы Betula sect. Nanae (в отдельных спектрах до 20%) и Alnaster (до 22%). Кроме того, распространены их морфотипы Betula sp. 1 (крупные зерна с тонкой экзиной) и Alnus sp. 1 (4—5 поровых форм; крупных, с тонкой экзиной), но процентное содержание их относительно невелико (до 6%). Немногочисленны (единичные проценты), но разнообразны (особенно в верхней части разреза --толща 13) представители травянисто-кустарничковой группы: Ericales (до 6%), Rhododendron, Gramineae (до 7%), Cyperaceae (до 3%), Cruciferae (Draba), Compositae (Artemisia go 2,5%), Caryophyllaceae, Chenopodiaceae, Rosaceae (Potentilla, Rubus chamaemorus), Polygonaceae (P. sect. Aviculare, P. sect. Bistorta), Onagraceae, Liliaceae, Portulacaceae (Claytonia), Umbelliferae. Практически во всех спектрах отмечены представители водных фитоценозов: Sparganium, Pota-

mogeton, Nuphar, Nymphaeae, Myriophyllum, Турha, Для голосеменных растений характерно значительное преобладание темнохвойных пород, среди которых наиболее многочисленны ели секции Eupicea (до 30%), значительно меньше Рісеа sect. Omorica (до 5%). Спорадически в небольшом количестве встречается пыльца Abies. Разнообразны тсуги: Tsuga aff. canadensis (до 4%), T. aff. diversifolia (до 2%), T. aff. heterophylla (до 7,5 %, однако отмечена не во всех спектрах), в виде единичных зерен представлены T. parva, T. torulosa, T. chinensis. Вверх по разрезу наблюдается постепенное, но неуклонное обеднение видового состава тсуг. В верхней части толши 13 (усть-лимимтэваямская свита) встречаются только два вида T. aff. diversifolia и T. aff. canadensis. В отдельных палинопробах в виде единичных зерен обнаружены пыльцевые зерна Pseudotsuga. Светлохвойные породы представлены значительно беднее. Практически во всех спектрах в небольшом количестве (до 3%) представлены сосны Pinus sect. Cembrae. еще более редки находки P. sect. Strobus. В верхней части разреза отмечается пыльца P. aff. sylvestris. В отдельных спектрах зафиксированы пыльцевые зерна Ephedra. Споровые так же, как и голосеменные, многочисленны и разнообразны. Известно, что среди них доминируют зеленые мхи, процентное содержание которых иногда достигает 60%. Значительно меньше спор Sphagnum (S. cf. balticum, S. cf. teres, S. elonicum) — до 14%. Разнообразны, но обычно немногочисленны плауны Lycopodium alpinum, L. pungens, L. sect. Selago, L. clavatum, L. annotinum, L. complanatum, L. sp. (в отдельных спектрах в сумме обычно не превышают 2-4%). В верхней части толши 13 (усть-лимимтэваямская свита) отмечены споры сибирского плаунка Selaginella sibirica. Представительна флора папоротника Polypodiaceae (40 16%), Polypodium, Dryopteris, Ophioglossum, Osmunda, Botrychium, Cvatheaceae. Единичны находки хвошей (Equisetum).

В качестве итога можно отметить следующие основные закономерности изменения флористического состава в плиоцене о-ва Карагинского:

1. Постепенно увеличиваются процентное содержание и таксономическое разнообразие (снизу вверх по разрезу) гипоарктического и тундрового разнотравья, и прежде всего: Polygonum sect. Bistorta, P. sect. Aviculare, Artemisia, Claytonia; увеличилось содержание морфотипов Salix.

2. Широко распространяются кустарниковые формы березы и ольховника, а также их морфотипы.

3. Наступает общее обеднение таксономического состава двудольных за счет их элиминации на тех или иных стратиграфических уровнях: Ulmus, Comptonia — в нижней части лимимтэваямской свиты; Ilex — до средней ее части; Juglans — до верхней.

4. Обедняется темнохвойно-таежный комплекс за счет неуклонного сокращения видового состава тсуг. Несколько возрастает роль ели и светлохвойных пород (Pinus sect. Cembrae, Larix) в верхней части разреза (пачки 11—13).

5. В верхней части усть-лимимтэваямской свиты появляются представители арктоальпийских видов споровых (Selaginella sibirica, Lycopodium alpinum, L. pungens).

Для более полного анализа плиоценового палинокомплекса результативным представляется флористический (палеогеоботанический) подход. Исходя из представления об отражении палиноспектрами растительного покрова на уровне крупных таксономических единиц (класс формаций) [Хомутова, 1987], можно допустить, что последние соответствуют элементарным (конкретным) флорам. Следовательно, спектры сходного флористического состава (объединенные в один палинокомплекс или палинофлору) в той или иной степени отражают единую элементарную флору.

Исходя из данных анализа палинофлоры юнюньваямской (верхняя часть), лимимтэваямской и усть-лимимтэваямской свит, можно попытаться наметить облик такой «элементарной флоры». По всей вероятности, она характеризовала богатую темнохвойную тайгу. Ее главными лесообразующими породами были ели секции Eupicea, в меньшей степени — секции Omorica, пихты, тсуги — главным образом виды Tsuga canadensis, T. diversifolia и T. heterophylla. Виды T. torulosa, T. parva, T. chinensis представляли собой, по-видимому, реликты и могли присутствовать в виде небольшой примеси к основным лесообразующим породам.

Не исключено участие в составе растительности и псевдотсуг (единичное присутствие их пыльцы в составе спектров не отражает той роли, которую она могла играть в растительном покрове). Из светлохвойных пород прежде всего следует отметить лиственницу, которая, несомненно, была достаточно широко представлена в составе растительности (хотя, исходя из ценотической структуры темнохвойной тайги, скорее всего, не образовывала чистых насаждений). Редкий рост сосен связан, по-видимому, с их интрозональным положением на территориях, занятых темнохвойной тайгой; они в принципе не типичны для таежной зоны [Толмачев, 1954]. В составе темнохвойных ассоциаций второй ярус, вероятно, был представлен Cornus и Ilex (в виде небольших деревьев, кустарников, возможно, кустарничков).

Важным компонентом таежных фитоценозов, как известно, являются также представители вересковых. К сожалению, возможности спорово-пыльцевого анализа не позволяют производить их надежные определения часто даже до семейства (исключение составляет род Rhododendron). Однако, учитывая неизменное присутствие пыльцы Ericales во всех изученных спектрах, можно предполагать участие черники и брусники в составе ассоциаций миоцен-плиоценовой тайги. Среди характерных спутников третичной тайги отмечены также папоротники, в первую очередь Osmunda, Dryopteris, Polypodium, плауны Lycopodium annotinum, L. clavatum, L. complanatum, L. sect. Selago и хвоши. В составе болотных ассоциаций темнохвойной тайги могли принимать участие различные виды Sphagnum (S. balticum, S. teres, S. elonicum). Что касается представителей лиственных пород (Betula, Alnus, Corvlus), то в составе богатой темнохвойной тайги они могли существовать лишь в виде незначительной примеси к основным лесообразователям, так как ценотическая среда темнохвойной тайги является им чуждой. Гораздо более светолюбивые, они развиваются в местах, прежде всего лишенных таежной растительности, либо представляют собой ассоциации промежуточных сукцессионных стадий (Betula, Populus) с подлеском из жимолости (Lonicera), орешника (Corylus) и ольхи (Alnus) в зависимости от локальных условий экотопов.

Из общего списка палинофлоры видно, что, помимо характерных представителей темнохвойных ассоциаций, здесь велика доля представителей гипоарктической и тундровой растительности. Наличие этих форм отмечали все, кто изучал верхнюю часть разреза о-ва Карагинского. Однако при реконструкциях растительности и климата эти данные не принимались во внимание. Как отмечалось выше, во всех спектрах изученных нами толщ, помимо пыльцы кустарниковой березы и ольховника, присутствуют их разнообразные морфотипы, которые, повидимому, соответствовали парковым березовым лесам и крупнокустарниковым ольшаникам. Кроме того, многообразие пыльцы ив, разнотравья, арктоальпийских видов споровых указывает на существование в той или иной степени оформленной флоры пра-гипоарктического облика, которая существовала ценотически независимо от темнохвойной тайги. Вероятно, в начале она занимала прибрежные территории, наиболее неблагоприятные в климатическом и почвенном отношении (дефицит снежного покрова за счет ветрового сноса, бедные, несформированные почвы). Подобная растительная зональность существует в настоящее время на территории Юго-Восточной Аляски [Хейссер, 1969]. Основной тип леса (климаксный) представлен Tsuga heterophylla. Обычно вместе с тсугой растет Picea sitchensis. К западу от залива Аляски преобладают ели и T. mertensiana, a T. heterophylla играет подчиненную роль. На о-ве Кадьяк и на п-ове Аляске близ пролива Шелехова проходит граница лесов, в которых единственным представителем хвойных является Picea sitchensis. К юго-западу вдоль Алеутских островов уже вне границы леса распространены прибрежные травянистые ассоциации и тундры.

Исходя из географического положения о-ва Карагинского и флористических реконструкций, можно предположить, что во время формирования верхней части

5\*

67

юнюньваямской, лимимтэваямской и усть-лимимтэваямской свит, скорее всего, был климат, сходный в общих чертах с современным климатом Тихоокеанского побережья Аляски [Хейссер, 1969] — сугубо океаническим, с большим количеством осадков, обильной облачностью и отсутствием резких смен температур. Зима была холодная и снежная, лето — прохладное и влажное. Средняя температура января на несколько градусов ниже 0°С, средняя температура июля + 12...+13°С. Годовое количество осадков, выпадавших главным образом в виде снега, колеблется от 2000 до 4000 мм. Учитывая определенные тенденции в изменении флористического состава в отложениях изученных свит, можно предполагать постепенное ухудшение палеоклиматических условий в период осадконакопления. В первую очередь оно, вероятно, было связано с понижением средних летних температур. Некоторые небольшие флуктуации климата отражены на рис. 12. Оптимальные моменты приходятся на толщи 10 (слой 3), 11 (слой 14), 12 (слои 22, 25).

В заключение приведем основные выводы изучения палинологического материала из верхней части разреза о-ва Карагинского. Во-первых, во время формирования юнюньваямской (толща 9), лимимтэваямской (толщи 10—12) и усть-лимимтэваямской (толща 13) свит существовали два зональных типа растительности: темнохвойно-таежный и пра-гипоарктический. Во-вторых, существовавшие в плиоцене климатические условия можно сопоставить с современным холодным, океаническим климатом Тихоокеанского побережья Аляски. Наконец, на протяжении плиоцена проявлялась направленная тенденция ухудшения климатических условий.

#### ГЛАВА ТРЕТЬЯ

# ХАРАКТЕРИСТИКИ, ПОЛУЧЕННЫЕ ФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

В целях комплексного изучения карагинского неогена, помимо палеонтологических, были проведены палеомагнитные исследования, определение возраста пород по трекам деления урана и палеотемпературный анализ среды обитания донных моллюсков. Использование этих методов позволило получить дополнительные характеристики данного разреза. Особенно важное значение они имеют для определения возраста свит и толщ верхнего миоцена и плиоцена, а также для их корреляции с одновозрастными толщами других регионов.

## ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для палеомагнитного анализа отбирались ориентированные штуфы из отложений лимимтэваямской, усть-лимимтэваямской свит и верхней части юнюньваямской свиты (толщи 9) в опорном разрезе. Интервал отбора составил 6—8 м. Одновременно образцы отбирались и в разрезе на побережье Бухты Ложных Вестей. Плохая обнаженность и сильная выветрелость пород лимимтэваямской свиты позволили опробовать только часть этого разреза. Образцы распиливались на кубики с ребром 20 мм. В измерениях использовались четыре кубика каждого образца. Из этих же штуфов выделялись диатомовые, что обеспечило увязку палеомагнитных и микропалеонтологических данных.

При лабораторных исследованиях все образцы прошли ступенчатую термочистку — 100, 150 и 200°С в немагнитном пространстве. Остаточная намагниченность после термочистки (I<sup>1)</sup> измерялась на «спин-магнитометре» JR-4. Как видно из стереограмм (рис. 14), в результате чистки не удалось полностью очистить первичную намагниченность от вторичных компонент. Вследствие этого часть образцов была забракована, а для ряда других знак полярности устанавливался путем интерпретации поведения вектора при чистке относительно направления



Рис. 14. Сферическая проекция векторов <sup>14</sup> после чистки (200°) Для разрезов: А — северного крыла; Б — опорного. На рис.14, 15, 17, 18 проекции векторов: 1 на нижнюю полусферу, 2 — на верхнюю полусферу



Рис. 15. Поведение векторов I<sup>t</sup> на сфере при ступенчатой чистке (100, 200, 300° C); характер разброса векторов между кубиками с одного уровня и положение для них кругов перемагничивания А — опорный разрез, толща 9; Б — толщи 10—13

перемагничивания. Выяснилось, что намагниченность большинства образцов многокомпонентная. Помимо вязкой намагниченности, породы изученной коллекции явно имеют и вторичную химическую компоненту намагниченности, образовавшуюся в разное время и неоднородно затронувшую весь массив изучаемых пород. Эта вторичная намагниченность иногда разрушается по мере температурной чистки, но по большей части не менее стабильна (в диапазоне температуры до 200°С), чем первичная І<sub>п</sub>. Это иллюстрирует рис. 15. При термочистке точки (обр. 21) средние по паре кубиков (мелкие кружки 1, 2 и 3 — 100, 150 и 200° соответственно) смещаются по кругу перемагничивания в направлении положения обратной полярности. Крупные кружки отвечают положению вектора отдельного кубика при температуре 150°С. Видно, что процессы перемагничивания затронули лишь один кубик (он же, кстати, только и чистится).

Однако большинство образцов коллекции ведет себя так же, как обр. 198, т.е. и первичная, и вторичная компоненты, обладая одинаковой стабильностью к нагревам, разрушаются синхронно, что приводит только к понижению I<sup>t</sup> при сохранении положения вектора среднего по паре кубиков. Обращает на себя внимание ориентировка кругов перемагничивания ЮЗ—СВ. Такая ориентировка характерна для многих образцов коллекции, что вместе с явно выраженной полярностью того же направления (см. рис. 15) позволяет поставить вопрос о пово-



Рис. 16. Гистограмма распределения значений углов  $\Delta^{\circ}$  между векторами, полученными по паре кубиков с одного уровня (N — количество образцов)





Рис. 17. Палеомагнитная характеристика плиоценовых отложений опорного разреза Условные обозначения те же, что и на рис. 3,14, 19


Рис. 18. Палеомагнитная характеристика плиоценовых отложений разреза северного крыла

ния, образцы коллекции можно разбить на две группы — Δ° < или > 60°.

Кривые изменения склонения (D), наклонения (J) и величины  $I_n^t$  по разрезам приведены (без отбраковки) на рис. 17. Однако левая часть совокупности ( $\Delta^\circ < 60^\circ$ ) выделена крупными кружками, а правая ( $\Delta^\circ > 60^\circ$ ) — мелкими. Величина  $I_n^t$  в основном колеблется в пределах 10 нТ. Только в верхней части обоих разрезов наблюдается горизонт аномального увеличения  $I_n^t$  (более чем на порядок у обр. 226 и 229).

После обработки и интерпретации результатов палеомагнитных исследований установлено, что в опорном разрезе большая часть лимимтэваямской и устьлимимтэваямской свит характеризуется обратной намагниченностью (см. рис. 17). Только верхняя часть усть-лимимтэваямской свиты с уровня 330 м (верхняя часть слоев 5—7) сложена прямонамагниченными породами. В лимимтэваямской свите прямая намагниченность пород достаточно уверенно определена на двух уровнях, в интервалах 84—133 м (слой 10 — середина слоя 15) и 210—256 м (верхняя часть слоя 20 — нижняя часть слоя 24). Менее уверенно можно выделить зону прямой полярности в самых низах лимимтэваямской свиты в интервале 25—45 м (средняя часть слоя 3 — слой 5). Отложения толщи 9 в верхней части юнюньваямской свиты также характеризуются обратной намагниченностью.

Разрез северного крыла изучен в палеомагнитном отношении более фрагментарно. Можно лишь констатировать, что отложения лимимтэваямской (толща 12) и усть-лимимтэваямской свит имеют также преимущественно обратную намагниченность, а синие глины, перекрывающие тусатуваямские слои, — прямую (рис. 18).

Отложения лимимтэваямской (толщи 11, 12) и усть-лимимтэваямской (толша 13) свит сопоставляются с двумя зонами диатомовой шкалы Северной Пацифики: Thalassiosira oestrupii и Neodenticula koizumi — Neodenticula kamtschatica. Граница этих зон определена в лимимтэваямской свите на рубеже толш 11, 12. Зоне Thalassiosira oestrupii соответствует нижняя часть эпохи обратной полярности Гильберт, а зоне Neodenticula koizumi — Neodenticula kamtschatica — ее верхняя половина и практически вся эпоха прямой полярности Гаусс [Burckle, Ордуке, 1977; Коізиті, Тапітига, 1986]. Толща 13 по составу комплекса моллюсков с Astarte (Rictocyma) diversa и A. (Elliptica) nortonensis может быть сопоставлена с берингийскими слоями Аляски, возраст которых определяется в пределах 3.5—3.0 млн лет [Hopkins, Marincovich, 1983; Marincovich, 1984]. С другой стороны, эта толща коррелируется со средней частью диатомовой зоны Neodenticula koizumi — Neodenticula kamtschatica. В этой связи изменение намагниченности пород в средней части усть-лимимтэваямской свиты можно сопоставить с границей эпох обратной полярности Гильберт и прямой полярности Гаусс (3,4 млн лет). Таким образом, можно предположить, что обратнонамагниченная нижняя часть vcть-лимимтэваямской свиты в оподном разрезе и соответствующие обратнонамагниченные отложения северного разреза сопоставляются с самыми верхами эпохи Гильберт, а верхняя часть, имеющая в опорном разрезе прямую намагниченность, — с нижней частью эпохи Гаусс. В разрезе Бухты Ложных Вестей верхняя часть усть-лимимтэваямской свиты, видимо, размыта, что подтверждается как отсутствием прямой намагниченности пород, так и значительно меньшей, чем в опорном разрезе, мощностью отложений усть-лимимтэваямской свиты.

Менее однозначной представляется интерпретация палеомагнитного разреза лимимтэваямской свиты. По данным глубоководного бурения, граница диатомовых зон Thalassiosira oestrupii / Neodenticula koizumi — Neodenticula kamtschatica в районах севернее 38° с.ш. колеблется в пределах 4,3—3,7 млн лет. что связано с разновозрастностью уровня появления Neodenticula koizumi. В скв. 579 на 38° с.ш. и в колонке RC 12-445 на 41° с.ш. этот уровень приходится на верхний интервал обратной полярности эпохи Гильберт и датируется 3.7 млн лет, что противоречит нашим данным; в опорном разрезе выше положения этого уровня выделен горизонт с прямой намагниченностью пород. В колонке V 21-148 на 42° с.ш. уровень появления Neodenticula koizumi определен под эпизодом прямой полярности Нунивак [Burcle, Opdyke, 1977] и датируется 4.3 млн лет. В случае прямой корреляции этой колонки с нашим разрезом следует предполагать перерыв в осадконакоплении (более 0,5 млн лет) на границе лимимтэваямской и усть-лимимтэваямской свит, что противоречит характеру распределения в разрезе комплексов моллюсков, ибо в пределах этих свит они обнаруживают тесную преемственность. Ряд характерных для лимимтэваямской свиты форм слоев с фауной Astarte (Rictocyma) diversa — A. (Elliptica) поrtonensis впервые появляются в верхней части слоев с фауной Fortipecten hallae — Astarte (Elliptica) limimtensis лимимтэваямской свиты. Здесь отмечены редкие Astarte (Elliptica) cf. nortonensis, Chlamys karaginskiensis, Cyclocardia pliocenica, Crassicardia crassidens и др., которые весьма характерны для перекрывающих отложений.

Из сказанного можно сделать вывод, что отложения лимимтэваямской свиты сопоставляются со знакопеременным интервалом эпохи Гильберт, а три зоны прямой намагниченности пород этой же свиты — с эпизодами прямой полярности Сидуфьял, Нунивак и Кочити.

Лимимтэваямская свита с некоторым размывом залегает на отложениях юнюньваямской свиты (толщи 7, 8 и 9). При ее зональном расчленениии по диатомеям толща 8 сопоставлена с зоной Rouxia californica; в толще 9 зональных комплексов не обнаружено. Время образования толщи 9 может быть ограничено возрастом подстилающих и перекрывающих отложений между 6,6 млн лет (кровля зоны Rouxia californica) и 4,5 млн лет (основание лимимтэваямской свиты). Обратная намагниченность толщи 9 в этом возрастном интервале может иметь двоякую интерпретацию. В одном случае эти отложения могут сопоставляться с верхней частью эпохи обратной полярности 6, в другом — с нижней частью эпохи Гильберт. При первом варианте следует предполагать значительный перерыв в осадконакоплении (1,5 млн лет) на границе названных свит, во втором — перерыв на границе толщ 8 и 9 внутри юнюньваямской свиты.

Контакт названных свит совпадает с границей двух достаточно полных осадочных циклов. Здесь наблюдается смена регрессивной последовательности осадков толщи 9 трансгрессивно залегающими отложениями лимимтэваямской свиты. Более контрастно выглядит контакт толщ 8 и 9 юнюньваямской свиты. Он более резкий, выражен в разрезе сменой туфодиатомитов вулканогенно-осадочными породами, включающими базальты и их туфы. На границе этих толщ наблюдается также достаточно резкая смена комплексов моллюсков, тогда как через границу свит «проходит» большое количество форм, составляющих ядро комплекса в основании лимимтэваямской свиты.

Проведенные наблюдения свидетельствуют в пользу второго варианта корреляции — сопоставления обратнонамагниченной толщи 9 с нижней частью эпохи Гильберт.

Касаясь определения возраста отложений верхней части северного разреза. следует отметить, что получить палеомагнитную характеристику собственно тусатуваямских конгломератов не представилось возможным. В ходе работ было установлено, что тусатуваямские конгломераты с размывом залегают на обратнонамагниченных отложениях усть-лимимтэваямской свиты с типичным комплексом моллюсков Astarte (Rictocyma) diversa — Astarte (Elliptica) nortonensis и комплексом лиатомовых зоны Neodenticula koizumi — Neodenticula kamtschatica. соответствующей верхней части эпохи Гильберт (древнее 3.4 млн лет). Перекрывает тусатуваямские слои, из которых определен комплекс диатомей зоны Neodenticula koizumi (2.48—1.87 млн лет), бесструктурный слой синих глин, имеющий прямую намагниченность. В случае согласного залегания синих глин и тусатуваямских слоев (рис. 2, б) последние могут быть сопоставлены с нижней частью зоны Neodenticula koizumi и верхней частью зоны прямой полярности Гаусс, что соответствует 2.58-2.48 млн лет. Если же синие глины участвуют в строении 20-метровой террасы, их прямая намагниченность сопоставляется с эпохой прямой полярности Брюнес. В этом случае, что нам кажется более вероятным, возраст тусатуваямских слоев ограничивается рамками зоны Neodenticula koizumi — 2,48—1,87 млн лет.

Основываясь на предложенной интерпретации палеомагнитного разреза, оказалось возможным оценить возраст свит, слоев с фауной и границы диатомовых зон Thalassiosira oestrupii / Neodenticula koizumi — Neodenticula kamtschatica. Для этой цели были вычислены скорости осадконакопления в интервалах разреза, обладающих однонаправленной намагниченностью, между двумя датированными инверсиями геомагнитного поля (рис. 19). При этом было сделано допущение, что в этих интервалах скорость накопления отложений была постоянной. Вычисленные скорости осадконакопления закономерно изменяются по разрезу. В существенно песчаной толше 10, изобилующей мелкими перерывами, скорости составили 2.8 и 2.4 см/ $10^2$  лет при среднем значении 2.5 см/ $10^2$  лет. В преимущественно диатомитовой части лимимтэваямской свиты (толщи 11, 12) они составили 3,6; 5,5 и 4,1 при среднем значении 4,4 см/10<sup>2</sup> лет. На границе лимимтэваямской и усть-лимимтэваямской свит наблюдается резкое падение скорости, что связано с некоторым перерывом в осадконакоплении. Для приблизительной оценки его продолжительности в расчетах использовались средние скорости осадконакопления, характерные для определенных типов пород. Для верхней части лимимтэваямской свиты принята средняя скорость осадконакопления туфодиатомитов 4,4 см/10<sup>2</sup> лет, а для существенно песчаной усть-лимимтэваямской свиты 2.5 см/10<sup>2</sup> лет (см. рис. 19).

Таким образом, используя биостратиграфические данные и привязку к магнитохронологической шкале, удалось определить возраст отложений толщи 9



Рис. 19. Расчетная кривая скоростей осадконакопления (в см · 10<sup>-2</sup> лет) по палеомагнитным данным Полярность: 1 — прямая, 2 — обратная, 3 — не определена; средняя скорость накопления осад-ков: \* — преимущественно песчаных, \*\* — преимущественно алевритовых

юнюньваямской, лимимтэваямской и усть-лимимтэваямской свит, оценить продолжительность перерывов на границах этих подразделений, а также вычислить возраст геологических событий, дешифрированных в разрезе (см. рис. 11; рис. 20).

В частности, возраст толщи 9 ограничен временными рамками ранней части эпохи Гильберт, что составляет 5,41—4,79 млн лет [Харленд и др., 1985]. Перерыв на границе толщ 8 и 9 составляет не менее 1,2 млн лет, а на границе юнюньваямской и лимимтэваямской свит не менее 400 тыс. лет, что соответствует продолжительности эпизода магнитной полярности Твера. Лимимтэваямская свита, сопоставляемая со знакопеременной частью Гильберта, сформировалась в интервале времени 4,5—3,8 млн лет. Отложения усть-лимимтэваямской свиты, сопоставляемые с верхней частью эпохи Гильберт и нижней частью эпохи Гаусс, накапливались в интервале 3,6—3,25 млн лет.



Рис. 20. Хронология геологических событий Северо-Восточной Камчатки в плиоцене Полярность: 1 — прямая, 2 — обратная; несогласия: 3 — стратиграфическое, 4 — угловое; 5 вулканическая деятельность на о-ве Карагинском; миграции моллюсков: 6 — южнобореальных в Берингово море, 7 — бореальных в Арктику и Северную Атлантику, 8 — из Арктики в Берингово море; 9 — миграции млекопитающих через Берингийский мост, 10 — первое открытие Берингова пролива

Следует отметить, что эти данные несколько отличаются от тех, что были получены С.С.Гензеем (см. далее) в отношении возраста пепловых слоев плиоценовых толщ. Основываясь на серии трековых датировок, он заключил, что они моложе, чем определили мы. В этой связи нельзя исключать полностью иную интерпретацию палеомагнитных данных, при которой изменение намагниченности пород в верхней части слоя 21 (толща 12) может быть сопоставлено с границей палеомагнитных эпох Гильберт и Гаусс. Однако в этом случае граница диатомовых зон Thalassiosira oestrupii и Neodenticula koizumi — Neodenticula kamtschatica должна быть смещена от 4,05 к 3,65 млн лет, что противоречит датировкам этой границы, полученным по ряду скважин глубоководного бурения более южных широт.

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ПОРОД ПО ТРЕКАМ ДЕЛЕНИЯ УРАНА.

Методические основы датирования минералов по трекам деления урана разработаны американскими исследователями в начале 60-х годов [Price, Walker, 1963]. Естественное (спонтанное) деление радиоактивных атомов <sup>238</sup>U в минералах приводит к образованию осколков, обладающих повышенной скоростью и энергией. Проходя через кристаллическую решетку вещества, они нарушают ее и образуют треки длиной до 10—15 мкм. Данные нарушения становятся видимыми в обычный оптический микроскоп после обработки тщательно отполированной поверхности минерала агрессивными химическими травителями. Для определения возраста образца необходимо определить плотность спонтанных треков и концентрацию <sup>238</sup>U в том же объеме минерала, в котором подсчитываются треки. Последнее методическое действие является трудоемкой задачей, поэтому предложено облучать исследуемые образцы тепловыми нейтронами, вызывающими деление в минерале другого изотопа урана — <sup>235</sup>U. После этого по соотношению плотности спонтанных и индуцированных треков и величине потока тепловых нейтронов можно вычислить радиометрический возраст образца.

Возраст пород рассчитывается по следующей формуле [Берзина и др., 1966; Фор, 1989, с. 357, 358]:

$$T = \frac{P_s}{P_i} \frac{n\sigma}{f \, I \, K} \,,$$

где P<sub>s</sub>, P<sub>i</sub> — плотности спонтанных и индуцированных треков; п — величина потока тепловых нейтронов, нейтрон · см<sup>-2</sup>;  $\sigma$  — сечение индуцированного деления <sup>235</sup>U тепловыми нейтронами,  $5,83 \cdot 10^{-22}$  см<sup>2</sup>; f — постоянная распада <sup>238</sup>U,  $7,03 \cdot 10^{-17}$  лет<sup>-1</sup>; I — отношение изотопов урана <sup>238</sup>U к <sup>235</sup>U в природной смеси равное 137,88; К — коэффициент регистрации треков детектором.

Приведенное выражение с небольшой погрешностью справедливо для возраста менее 10° лет. Для больших значений возраста необходимо учитывать убыль урана за счет  $\alpha$ -распада.

Из нескольких вариантов определения возраста минералов по трекам деления [Gleadow, 1981] для вулканических стекол наиболее эффективным является сочетание метода популяций с методом вычитания. Первый предполагает подсчет плотности спонтанных и индуцированных треков в двух разных частях одной и той же пробы. Второй — измерение плотности индуцированных треков в этой же пробе путем вычитания плотности из общей плотности треков. Предварительный отжиг спонтанных треков в вулканических стеклах для последующего прямого определения плотности индуцированных крайне нежелателен, так как часто ведет к изменению параметров выявления треков, разрушению минерала.

Предварительная подготовка проб для вычисления возраста свелась к накоплению монофракций оптически прозрачных, не затронутых процессами девитрификации вулканических стекол размером более 0,1 мм. После отмывки вулканических пеплов и их расситования по фракциям в ряде случаев пришлось прибегнуть к ручной очистке образцов от посторонних минералов и материала. От некоторых образцов на данной стадии обработки пришлось отказаться, поскольку накопить достаточное для надежного определения возраста количество вулканических стекол без огромных затрат времени не представляется возможным.

Выявление треков в вулканических стеклах проводилось путем обработки отполированной поверхности зерен концентрированной плавиковой кислотой при 21°С в течение 35 с. Условия травления подбирались таким образом, чтобы в результате образовались остроконечные ямки травления. Такая форма треков позволяет точнее определять их размер, облегчает диагностику. Данные условия травления применялись как для спонтанных, так и для индуцированных треков. В целях устранения погрешности обе части пробы протравливались совместно.

-При датировании вулканических стекол крайне важно знать степень залечи вания естественных треков за время геологического существования образца и





ввести соответствующие поправки в полученные значения возраста. Треки в минералах становятся нестабильными и «залечиваются» при повышении температуры окружающей среды. Это приводит к искажению значений возраста.

Кислые вулканические стекла из пепловых прослоев после своего образования в большинстве случаев не испытывали высоких температурных воздействий. Однако при их датировании часто оказывается, что средние размеры естественных (спонтанных) треков меньше, чем свежих (индуцированных в реакторе) — главного показателя залечивания естественных треков в природных условиях (рис. 21). Подобные явления отмечаются и для вулканических стекол с возрастом несколько сотен тысяч лет. Поэтому при датировании таких образцов необходимо вводить соответствующую поправку.

Впервые на уменьшение размеров спонтанных треков по сравнению с индуцированными было указано в работе Р.Флейшера и др. [Fleischer et al., 1965], в которой занижение значений возраста тектитов объяснялось их природным отжигом.

Однако лишь в 1969 г. Д.Шторцер и Г.Вагнер [Storzer, Wagner, 1969] связали уменьшение треков при отжиге с редукцией плотности треков и предложили эмпирический метод коррекции термически заниженных значений возраста. Он основан на ступенчатом термическом отжиге свежих индуцированных треков: каждый шаг в отжиге треков сопровождается изменением их размеров и плотности треков. Полученные результаты легли в основу эмпирической поправочной кривой уменьшения размеров и плотности треков при отжиге.

В данной работе во всех анализируемых пробах отмечено уменьшение средних значений спонтанных треков по сравнению с индуцированными. Для установления величины потери образцами спонтанных треков построена поправочная кривая (рис. 22) на основании отжига треков в пробе 215. Поскольку исходная плотность треков в этой пробе невелика, то отстроена лишь часть данной кривой, отражающая уменьшение плотности треков на 60—70% от первоначальной. Это оказалось достаточным основанием для надежного введения поправок в датировку вулканических стекол. Рис. 22. Изменение величины потока тепловых нейтронов при облучении проб

В практике радиометрического датирования по трекам деления часто применяется и другой метод коррекции возраста образцов, потерявших часть плотности спонтанных треков. Это метод плато, предложенный Д.Шторцером и Г.Попе [Storzer, Poupeau, 1973]. В дальнейшем он был существенно развит в других работах. Суть метода заключается в следующем.



Производят совместный искусственный термический ступенчатый отжиг облученной и необлученной частей образца и последовательно замеряют плотности спонтанных и индуцированных треков в отложенных образцах. В начальной стадии отжига двух частей пробы уменьшается плотность индуцированных треков. Значения плотности спонтанных треков остаются неизменными, так как ее уменьшение произошло в результате природного отжига. На последующих стадиях (при больших температурах) уменьшается плотность как индуцированных, так и спонтанных треков. Отжиг ведется до тех пор, пока не станет постоянным соотношение их плотностей. По нему и вычисляют истинный возраст минерала.

Проведенное автором сопоставление точности и достоверности двух методов коррекции возраста показало полную сопоставимость получаемых результатов. При этом метод коррекции «по размерам» при работе с вулканическими стеклами, имеющими плотности спонтанных треков зачастую менее  $1 \cdot 10^4$  тр/см<sup>2</sup>, является более экспрессным и менее трудоемким [Ганзей, 1988].

Физическая сущность метода плато может быть объяснена с позиции модели дискретного характера отжига треков [Шлюков, Ганзей, 1986]. Высказано предположение, что более быстрый отжиг индуцированных треков происходит из-за присутствия в свежеоблученном образце короткоживущего сорта треков, которые в природе не могут находиться в большом количестве. Уровень плато при этом достигается в том случае, если в природном и облученном образцах остаются одинаковые по термической устойчивости сорта треков.

Применяя метод коррекции «по размерам», надо исходить из того, что малоустойчивые треки, вклад которых в свежеоблученный образец выше, чем в естественный могут иметь меньшие значения энергии межатомных связей. Следовательно, у таких треков выше коэффициент диффузии. В процессе химического травления такие сорта треков растравливаются сильнее, и по размерам они больше устойчивых. Во время искусственного отжига индуцированных треков уменьшается доля малоустойчивых треков, а также средний размер смеси треков.

Сближение значений средних размеров спонтанных и индуцированных треков сопровождается потерей части плотности последних, т.е. соответствует выравниванию вкладов одинаковых сортов в спонтанные и индуцированные треки. Этот процесс приводит к потере части плотности индуцированных треков, которая отражает величину природного залечивания треков.

Определение величины потока тепловых нейтронов, которую получили пробы во время облучения в канале ядерного реактора, относится к одному из наиболее важных измерений при датировании по трекам деления урана. Неправильный расчет может существенно исказить итоговый результат. Многие лаборатории используют стандарты Национального бюро стандартов США — SRM 962a или SRM 963a, изготовленные в виде таблеток стекла, покрытых внешним детектором, слюдой или поликарбонатом. Эти стандарты имеют точно измеренную концентрацию урана и откалиброваны при облучении тепловыми нейтронами в разных условиях (при разном кадмиевом отношении и измерении потока нейтронов



Рис. 23. Характер взаимосвязи размер—плотность треков при искусственном обжиге вулканических стекол К — величина потока (1 ед = 10<sup>14</sup> нейтр/см<sup>2</sup>); Н — размер треков; крестиком показаны положения проб

золотой или медной фольгой). Они характеризуются рядом преимуществ: возможностью многократного их использования и измерением плотности треков непосредственно в стекле либо на внешнем детекторе. Однако эти стандарты имеют и некоторые недостатки [Hurford, Green, 1981]: различие в величине нейтронных потоков NBS-стандартов, измеренных золотой или медной фольгой для одних и тех же условий облучения; калибровка нейтронного потока проведена по золотой или медной фольге, а не по урану; изотопный состав урана в стандарте обеднен изотопом <sup>235</sup>U; не определен коэффициент регистрации треков при использовании внешнего детектора и др. Такого же мнения придерживается и А.Н.Комаров (устное сообщение), один из ведущих советских исследователей в области датирования по трекам деления урана.

Номер пробы	Спонтанные треки		Индуцированные треки		Нейт- ронный	Boonecr	Сохранность треков в природ- ных условиях, %		Исправлен-
	Плот- ность, Р×10 <sup>3</sup> тр/см	Число	Плот- ность, Р×10 <sup>4</sup> тр/см <sup>2</sup>	Число	нолок, ×10 <sup>13</sup> нейтр/см <sup>2</sup>	млн лет	Размер	Плот- ность	ный возраст, млн лет
234 Л-14	3,6270	123	1,1778	625	8,20	1,52	85,5	67	2,27±0,22
226 Л-13	4,6005	158	1,53790	629	8,40	1,51	75,8	53	2,85±0,25
215 Л-11	2,6420	251	0,83967	632	8,61	1,63	76,4	54	3,02±0,23
195 Л-5	3,4373	123	0,85817	659	8,96	2,16	82,0	62	3,48±0,34
186 Л-З	3,0175	197	0,84342	640	9,25	1,99	78,2	56	3,55±0,29
182 Л-2	4,0281	125	0,96096	733	9,41	2,37	83,0	64	3,70±0,36
102 Л-1	5,3464	207	1,30760	637	9,68	2,38	81,7	61	3,90±0,31
26	4,5901	145	7,4009	639	9,85	3,67	79,9	59	6,22±0,57
4	4,4972	184	`9,7279	<b>70</b> 1	9,98	2,78	65,9	40	6,95±0,58
307	7,8773	114	10,4629	640	10,50	4,53	66,8	41	11,5±1,12
340	8,9054	323	12,2750	626	10,70	4,67	64,0	38	12,13±0,83

Таблица 5

Результаты определения возраста вулканических стекол по трекам деления урана

Рис. 24. Трековые датировки неогена о-ва Карагинского (в квадратных скобках датировка по K-Ar)

Для измерения потока тепловых нейтронов автор использует отечественные стандарты, представляющие собой детекторы (искусственные слюды) с точно измеренным количеством нанесенного на него урана. Основной недостаток данных детекторов заключается в том, что их можно использовать только один раз. Вместе с тем межлабораторное сравнение результатов датирования вулканических стекол, проведенное в пизанском Институте ядерной геологии, использующего в качестве нейтронных дозиметров стандарты NBS, показало хорошую сходимость результатов [Чумаков и др., 1988].

К сожалению, оператор на реакторе значительно уменьшил дозу тепловых нейтронов при облучении анализируемых вулканических стекол, что привело в итоге к невысоким плотностям индуцированных треков и усложнило работу с образцами. Характер измерения величины потока тепловых нейтронов при облучении сборки приведен на рис. 23 и в табл. 5.

Многие методические вопросы трекового датирования устраняются при использовании возрастных стандартов, под которыми понимаются образцы, содержащие треки. Возраст этих образцов определен другими радиометрическими методами. В настоящее время в качестве возрастного стандарта предложено использовать минералы циркон и апатит, выделенные из туфов Фиш Каньона. Определив плотность спонтанных и индуцированных треков в стандарте и в анализируемой пробе, зная возраст стандарта, можно вычислить возраст образца. При использовании возрастного стандарта необходимым условием является отсутствие отжига треков в минералах-стандартах. Исследования А.Н.Комарова и др., проведенные в последнее время, показали, что в апатитах из Фиш Каньона отмечается залечивание спонтанных треков на 9%. Поэтому при выборе минерала в качестве стандарта необходимо вво-

Толшя	Слой	Литологичес- КАЯ Колонна	Мощность , м	$\mathcal{I}_{\mathcal{ATbi}}$
13	6,7 5 3,4		GONEE 80	
12	25 24 23 22 22 21 20		183	- 2,27 ± 0,22 - 2,85 ± 0,25 - 3,02 ± 0,23
11	19 16-18 15 14		40	3,48 ± 0,34 3,55 ± 0,29 3,70 ± 0,31
10	10-13 6-9 3-5 1.2		<i>001 - 56</i>	- 3,90 ± 0,31
·g	11-13 10 9		110-123	[attog]
_	8,7		a }	
8	5 4		5 <i>91 - 0</i>	- 6,22 ± 0,57
	3	······································		- 6,95 ± 9,58
1	1,2		52	
6	27	V. V. V.	10	
	26		12-0	
	2 <b>4</b> -25 23	×	161	41.05 +1.12
<b> </b>	22		<u> </u>	1,00 1412
5	21 20 19 17-16		0- 140	· 12,13 ± 0,83
	16 14,15			

дить соответствующие поправки. Применение стандартов снимает и другой, не менее острый, вопрос трекового датирования — о величине используемой при датировании константы скорости спонтанного деления урана.

Значения наиболее часто применяемых констант — f = 7,03 и  $f = 8,42 \cdot 10^{-17}$ лет<sup>-1</sup> различаются в 1,2 раза. Предпочтение все же отдается первой константе. Выбор ее при определении возраста подтверждается высоким коэффициентом корреляции датировок одних и тех же образований по трекам деления и K-Ar-методом [Naeser et al., 1982], а также межлабораторным сравнением результатов трекового датирования возрастных эталонов, выявившем максимальную сходимость датировок [Naeser et al., 1981].

По изложенной методике определялся возраст вулканических пеплов трех свит неогена о-ва Карагинского: мыса Плоского (2 обр.), юнюньваямской (2 обр.) и лимимтэваямской (7 обр.). Положение образцов отражено на рис. 24.

Все датировки, приведенные в табл. 5, выполнены по константе f = 7,03 · 10<sup>-17</sup> лет<sup>-1</sup>.

Результаты датирования вулканических пеплов лимимтэваямского горизонта Восточной Камчатки дают основание для отнесения его к плиоцену.Верхняя граница данного горизонта располагается, по-видимому, на уровне 2,2—2,0 млн лет. По данным датирования можно сопоставить лимимтэваямский горизонт с энемтенским горизонтом Западной Камчатки, два образца вулканических пеплов которой датированы 3,6 и 3,8 млн лет, а также с помырским горизонтом Сахалина и горизонтом Такикава о-ва Хоккайдо.

Возраст юнюньваямской свиты (толща 8) может считаться позднемиоценовым (около 7,5—6 млн лет). Что касается возраста свиты мыса Плоского (толщи 5, 6), то, согласно полученным датам, он может быть определен как конец среднего — начало верхнего миоцена (около 13—10 млн лет).

## ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНЫЙ АНАЛИЗ СРЕДЫ ОБИТАНИЯ ДОННЫХ МОЛЛЮСКОВ

Для реконструкции палеотемператур был использован метод изотопно-кислородной палеотермометрии, широко применяемый в настоящее время при изучении планктонных и бентосных фораминифер из океанических осадков. Основы метода достаточно полно изложены в отечественной литературе [Тейс, Найдин, 1973; Игнатьев, Кияшко, 1988а, б; и др.]. Следует отметить, что изначально метод разрабатывался применительно к моллюскам с карбонатной раковиной [Epstein et al., 1953]. Если отсутствуют в отложениях окраинных морей планктонные фораминиферы, то раковины моллюсков остаются наиболее приемлемым объектом палеотемпературных исследований. Интерпретируя изотопный состав раковин моллюсков, следует иметь в виду ряд положений:

1) изотопный состав кислорода раковин (в виде  $\delta$  <sup>18</sup>O) отражает локальные природные температуры на глубине обитания бентосных животных;

2) для моллюсков верхней сублиторали (наращивающих раковину при больших сезонных перепадах температур) палеотемпературы, реконструируемые по  $\delta$  <sup>18</sup>О целых раковин, могут не совпадать со среднегодовыми;

3) разные виды моллюсков могут иметь свои физиологические особенности формирования изотопного состава раковины, однако тренд зависимости t°/δ<sup>18</sup>O остается практически одинаковым [Кияшко, Горбаренко, 1985];

4) пересчет значений δ<sup>18</sup>О раковин на абсолютные значения температур достаточно условен из-за неопределенности изотопного состава кислорода воды морей в дочетвертичное время;

5) раковины моллюсков могут подвергаться существенному посмертному переносу и являться аллохтонными элементами ориктоценоза.

Для получения представлений об изменении температуры вод во времени целесообразно использовать данные по  $\delta^{18}$ О раковин одного или нескольких близкородственных видов моллюсков со сходными экологическими характеристиками. Это позволяет достоверно определить перепады температур непосредственно в градусах Цельсия. То есть мы имеем отградуированный с точностью до 1°C палеотермометр с весьма условным (см. пункт 4) положением нулевой отметки. Некоторые сведения об изменениях гидрогеологической обстановки палеобиотопа удается получить из сопоставления по разрезу данных по составу стабильных изотопов углерода ( $\delta^{13}$ C) раковин [Игнатьев, Кияшко, 19886].

С учетом приведенных выше соображений нами были отобраны для анализа раковины семи сменяющих друг друга по разрезу видов рода Масота. Параллельно изучались раковины из рода Cyclocardia. Раковины моллюсков этих двух родов сложены хорошо сохранившимся арагонитом без следов перекристаллизации или вторичных замещений. Раковины находились в породе в прижизненном положении. Посмертный перенос могли испытать только раковины Macoma obliqua из усть-лимимтэваямских отложений. В ряде случаев анализировали кальцит наружного слоя раковин митилид с прекрасной сохранностью арагонита внутреннего перламутрового слоя. Однако раковины митилид, вероятно, подвергались значительному посмертному переносу, что подтверждено изотопными данными.

Как правило, для повышения репрезентативности в пробе объединяли раковинное вещество, отобранное с наружной поверхности трех—пяти раковин. Методика подготовки проб и изотопного анализа неоднократно излагалась ранее [Игнатьев, Кияшко, 1988а и др.]. Состав стабильных изотопов кислорода и угдерода в карбонате раковин выражен соответственно в виде значений  $\delta^{18}$ O и  $\delta^{13}$ C (табл. 6) в промилле к международному стандарту PDB. Точное положение изученных образцов в разрезе указано на стратиграфической колонке (см. рис. 6).

Раковины циклокардий в целом по разрезу показывают более высокие значения  $\delta^{18}$ О (обогащены изотопом  $\delta^{18}$ О) по сравнению с раковинами маком. Различия по  $\delta^{18}$ О раковин этих двух родов из одних и тех же ориктоценозов составляют от 0,1 до 1,1‰. Эти различия могут быть отнесены на счет прижизненных особенностей формирования раковинного вещества (см. пункт 3). Так, при изучении современного комплекса моллюсков из Охотского моря (банка Кашеварова) с глубины 150—160 м, где они обитают при постоянной температуре, оказалось, что раковины кардитид также обогащены <sup>18</sup>О по сравнению с раковинами других двустворчатых моллюсков [Кияшко, Игнатьев, 1982]. Различия между макомами и кардитидами составили там 0,4‰.

Пересчет данных по изотопному составу кислорода карбоната ( $\delta^{18}O_{K}$ ) на палеотемпературы (см. кривую на рис. 6) проводили по уравнению

$$t^{\circ} = 16.9 - 4.38(\delta^{18}O_{K} - \delta^{18}O_{B}) + 0.1(\delta^{18}O_{K} - \delta^{18}O_{B})^{2}$$

[Shackleton, 1974], учитывая поправку в -0,6‰ для данных по циклокардиям (как среднюю разницу между макомами и циклокардиями). Изотопный состав кислорода воды ( $\delta^{18}O_B$ ) миоцен-плиоценового бассейна,

Изотопный состав кислорода воды ( $\delta^{10}O_B$ ) миоцен-плиоценового бассейна, где обитали моллюски, не поддается строгой оценке. Однако для коррекции палеотемператур на изменение водного фона в неогене в связи с формированием полярных ледовых шапок мы использовали таблицу поправок, разработанную Николаевым и др. [1989] для районов, расположенных севернее 40° с.ш. Вероятно, что существенное изменение солености и  $\delta^{16}O_B$  в регионе произошло в момент открытия Берингова пролива и должно было отразиться на изотопном составе раковин. Так, расчетные температуры роста, полученные по  $\delta^{16}O$  современных мидий и маком из прибрежных вод о-ва Карагинского завышены на 5—7°С, что указывает на отклонения  $\delta^{16}O_B$  вод Берингова моря в этом районе от среднеокеанических значений на 1—1,5‰. Близкие оценки таких отклонений можно получить и из зависимости солености и  $\delta^{16}O$  воды. Таким образом, для достижения максимально возможной достоверности реконструкции палеотемператур мы постарались учесть все сложные моменты.

Распространение по разрезу ископаемых остатков, пригодных для изотопного анализа, носит спорадический характер. Наиболее полно охарактеризованы отложения лимимтэваямской свиты, тогда как из свит пестроцветной, мыса Плоского, юнюньваямской и усть-лимимтэваямской анализировались лишь отдельные

## Таблица б

Изотопный состав кислорода и углерода в раковинах двустворчатых моллюсков
из миоцен-плиоценовых отложений о-ва Карагинского

Номер			l
образца	Видовое название	ð <sup>18</sup> O, ‰	δ <sup>13</sup> C, ‰
	Тусатуваямские слои	·····	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
87500	Cyclocardia crebricostata	+1,2	+1,3
	Усть-лимимтэваямская свита		
8785	Macoma obliqua	-0,4	-9,7
	Cyclocardia pliocenica	+0,7	-3,9
8783	Macoma brota	+2,2	-2,7
	Mytilus edulis	+1,0	-10,3
8782/A	M.brota	+2,9	+1,7
	M.edulis	-2,5	-2,5
	Лимимтэваямская свита		
8730/Б	Mytilus edulis	-3.3	-3.6
8738/B	Macoma brota	+2,4	-1.1
8738/Б	M.brota	+1.7	-3.6
8733/B	M.brota	+2.7	0.0
	M.edulis	-0.1	-2.5
8733/Б	M.edulis	-2.0	-4.8
	M.edulis	-3.5	-3.3
8333/A	M.brota	+2.7	+0.5
	M.edulis	-1.6	-3.4
87K@1	M.brota	+3.1	+0.9
	Cyclocardia veniaminovi	+3.2	+2.0
8732/B	M.brota	+2.2	-0.6
	Medulis	-4 3	-2.9
	C veniaminovi	+3.3	+2.0
8732/F	Medulie	-0.7	-01
0152/1	C veniaminovi	+3.1	+3.4
\$7ዮ	Cveniaminovi	+3.1	+2 4
8732/4	Madulie	+1.2	-0.2
0 <i>132/</i> A	C veniaminovi	+1.0	+7 4
87K/M3	C veniaminovi	+3.1	+2.5
2731/F	M brote	+3.0	+0.7
87KA4	C veriagiond	+3.0	+3.2
0/K4/4 9721/E	C veniaminovi	+J,£ ⊥1 €	-0.4
0/31/D 9770	C.veniamiliovi	+1,5	-0,4
0/49	M.Drota	+2,3	T4,7
0/20	M. brota	+3,2	-0,1
0/4/	M. Drota	+2,9	72,0
8726	M. Drota	+2,1	-3,3
0/20/A	M. OFOLA	72,3	TU,0
0/90	C.creoncostata M.odulio	71,8	170,9
9710	M.edulis M.edulia	TU,4	-1,7
0/19	M.eduns	+1,5	-2,0
0/10	Macoma lama	+0,7	-1,1
8/10	M.lama	+1,4	-1,1
	C.creDricostata	+1,0	+0,5
	M.edulis	-0,3	-0,3
	Юнюньваямская свита		• •
11K104	Macoma tokyoense	+1,4	-3,0
<del></del>	C.veniaminovi	+2,2	-2,0
11K 92	M. cf. tokyoense	+2,1	-2,0
11K 80-85	C.veniaminovi	+3,0	+4,3
	Свита мыса Плоского		
8755	_Macoma seminuda	+2,9	-0,3
	Пестроцветная свита		
8751	M.osakaensis	+1,9	+0,2
	Свита песчаников с		
76/7	Macoma ex gr. osakaense	+1,8	+0,2
76/1	M. ex gr. osakaense	+1,8	+0,2

• Приведены в последовательности в разрезе (см. рис.6).

образцы. Поэтому детально характер изменения температур может быть прослежен лишь для времени формирования лимимтэваямской свиты.

Раковины, взятые из нижних слоев лимимтэваямской свиты (толща 10), отличаются по  $\delta^{18}$ О от раковин из средней части (толщи 11, 12) в среднем на -1,6%, что соответствует понижению температур роста раковин на 7°С. Это понижение придонных температур происходило на фоне увеличения глубины бассейна, регистрируемой по литологическим и фаунистическим данным. Очевидно, именно перемещение биотопа моллюсков глубже сезонного термоклина нашло свое отражение в соответствующем плавном изменении хода палеотемпературной кривой. Отдельные резкие отклонения в сторону увеличения температур на границе толщ 11 и 12 и в толще 12 могли быть обусловлены кратковременными изменениями климатических условий, но скорее всего отражают региональные флуктуации теплых течений.

Раковины, взятые для анализа из юнюньваямской свиты и свиты мыса Плоского, также характеризуют время формирования осадков на глубинах ниже сезонного термоклина (см. гл. 2). Палеотемпературы для свиты мыса Плоского совпадают с таковыми средней части лимимтэваямской свиты, а для юнюньваямской свиты отмечено повышение температуры водных масс, очевидно, говорящее о климатических изменениях в регионе. Температуры роста раковин точнее отражают здесь среднегодовые температуры воды, так как сезонные перепады температур на глубинах ниже термоклина минимальны.

На сходство температурных условий во время формирования пестроцветной и лимимтэваямской свит указывают близкие значения  $\delta^{18}$ О раковин моллюсков из сходных, относительно мелководных фаций. Раковины моллюсков из низов усть-лимимтэваямской свиты, также обитавших в условиях мелководья, показывают уже значительно более низкие температуры роста (близкие к температурам роста раковин из относительно глубоководной части лимимтэваямской свиты, толщи 11, 12), указывающие на возможное похолодание климата.

Выще по разрезу усть-лимимтэваямской свиты отмечен резкий перепад значений  $\delta^{18}$ О раковин (около -2‰), который предполагает увеличение температуры воды примерно на 8°С. Однако такой же эффект могло вызвать и широкое проникновение через открывшийся Берингов пролив водных масс из Северного Ледовитого океана, обедненных изотопом  $\delta^{18}$ О. Артефактом, вызванным тем же эффектом водного фона, являются, очевидно, и довольно высокие по сравнению с современными расчетные палеотемпературы роста раковин циклокардий из мелководных тусатуваямских слоев.

Реконструкция хода изменений поверхностных температур могла бы быть получена по  $\delta^{10}$ О раковин митилид (Mytilus edulis) — обитателей литоральной зоны моря (табл.б). Действительно, раковины мидий из нижней (мелководной) части лимимтэваямской свиты показывают значения  $\delta^{10}$ О, близкие к таковым маком и циклокардий. Однако выше по разрезу, в более глубоководных слоях, раковины мидий с отличной сохранностью раковинного вещества являются привнесенным компонентом ориктоценоза, так как их аномально низкие и коррелирующие между собой значения  $\delta^{10}$ О и  $\delta^{10}$ С можно однозначно интерпретировать как результат обитания митилид непосредственно в зоне влияния речных вод, в эстуариях или лагунах. Расчет палеотемператур по этим образцам не представляется возможным, так как они обитали в зоне сильного опреснения.

Дать однозначную интерпретацию значений  $\delta^{13}$ С раковин маком и циклокардий (см. табл. 6) не представляется возможным. Раковины современных сублиторальных и относительно глубоководных маком и кардитид Японского и Охотского морей показывают значения  $\delta^{13}$ С в узком диапазоне от +0,3 до +2,3‰ [Кияшко, 1983]. Отмеченные нами для раковин миоцен-плиоценовых моллюсков этих групп значения  $\delta^{13}$ С, как крайне низкие (до -9,7‰), так и высокие (до +4,3‰), не связаны с сохранностью материала и не могут быть отнесены на счет диагенетических изменений изотопного сигнала. Изменения значения  $\delta^{13}$ С раковин  $\delta^{13}$ С этих раковин не связаны между собой. Аномальные значения  $\delta^{13}$ С раковин могут обусловливаться сугубо локальными изменениями гидрологических условий на биотопе, такими как проявления поствулканической газогидротермальной деятельности или высачивания углеводородов.

В заключение можно отметить, что палеотемпературная кривая (см. рис. 6), полученная по  $\delta^{18}$ О раковин маком и циклокардий на большей своей части отражает изменение температуры природного слоя воды в связи с изменением глубины осадконакопления.

Как отражение изменений климата можно рассматривать понижение палеотемператур с периода формирования ильхатунваямской свиты до времени образования свиты мыса Плоского и последующее повышение палеотемператур в относительно глубоководной части юнюньваямской свиты. Осцилляции палеотемпературной кривой в средней части лимимтэваямской свиты могут быть проявлением региональных изменений в направлении теплых течений. Возможно, произошло похолодание климата, когда формировалась нижняя часть усть-лимимтэваямской свиты, где значения  $\delta^{18}$ О раковин из мелководных отложений остаются такими же, как и в раковинах из относительно глубоководных слоев лимимтэваямской свиты.

В начале 80-х годов попытку восстановления температур морской воды по изотопным данным на карагинском материале предприняли Ю.Б.Гладенков и Б.Г.Покровский [1981]. Анализу подверглись раковины Macoma, Yoldia, Mya, Cartita, Cardium, Spisula, Prothotaca (около 15 образцов из неогеновой части разреза). Полученные ими данные в принципе не противоречат вышеприведенным. В сравнительном плане они интересны тем, что захватывают более низкие и более высокие части кайнозоя. В частности, палеотемпературы позднего эоцена оказались относительно выше таковых, отмеченных в неогене, а в отдельные моменты плейстоцена выше, чем в позднем плиоцене.

Одновременно проведенные исследования карбонатных конкреций Карагинского разреза по изотопным данным позволили Б.Г.Покровскому [1980] получить следующие выводы. Изотопный состав углерода изученных карбонатов свидетельствует о том, что основным источником углерода в них послужил углекислый газ, образовавшийся в результате распада органического вещества. Его разложение протекало в восстановительных условиях с выделением метана. Конкреции образовывались на ранней стадии диагенеза.

#### ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

## ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Впервые краткая мноценовая характеристика мноценовых отложений о-ва Карагинского была дана В.И.Гречиным [Гладенков, Гречин, 1969; Гречин, 1976]. В этой главе в целях освещения литологических особенностей неогеновых толщ и выводов об условиях их образования будут рассмотрены следующие вопросы: фациально-тенетический и вещественный состав; цикличность строения и глубины осадконакопления миоценовых и плиоценовых отложений; основные события миоцена и плиоцена. Важнейшие данные отражены на рис. 3.

## ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Изучение текстурных особенностей миоценовых и плиоценовых отложений показало, что они представлены в основном шельфовыми отложениями. Среди них различаются прибрежно-морские осадки и отложения нижних частей шельфа. За границу между зонами их накопления принимается нормальная волновая база, т.е. внешняя граница замётного воздействия на осадок наиболее крупных, регулярно повторяющихся волн [Долотов, 1989 и др.]. Следует отметить, что глубина ее сильно зависит от особенностей морского бассейна и может достигать 40—50 м и даже более.

Среди отложений нижних частей шельфа в свитах пестроцветной и мыса Плоского присутствуют прослои и флишоидные пачки отложений автокинетических потоков, порожденных вулканизмом лахаровых и вулканотурбидитовых потоков, а также прослои осадков штормовых течений — низкоплотностных мутьевых потоков. Кроме того, по всему разрезу, и особенно в отложениях верхних свит, присутствуют прослои вулканических туфов и нелитифицированных вулканических пеплов.

Прибрежно-морские отложения слагают нижние части всех рассматриваемых свит (толща 10 пестроцветной свиты, толщи 1, 7, 10, 13, верхней серии); развиты они и в верхних частях юнюньваямской (толща 9) и усть-лимимтэваямской свит (толща 13). По литологическим особенностям отложений и гидродинамической активности среды их образования (связанной с ее местом в прибрежной части моря) среди прибрежно-морских накоплений различаются осадки четырех основных фаций. Три из них отвечают трем зонам прибрежной части шельфа внутренней (пляжу), средней (зоне распространения подводных валов и ложбин) и внешней (в сторону моря, до глубин волнового воздействия) по классификации Ю.С.Долотова и др. [1982]. Фация отмостки встречается с этими мелководными, а также с относительно глубоководными шельфовыми отложениями лимимтэваямской свиты. Это связано с тем, что отмостка при ее накоплении формировалась в результате перемыва как мелководных, так и относительно глубоководных отложений, содержащих грубообломочный «плавающий» материал ледового разноса.

В целом осадки этих трех-четырех фаций обычно переслаиваются между собой, образуя комплексы мелководных (прибрежно-морских) отложений.

Отложения пляжей представлены переслаивающимися конгломератами, гравелитами, гравийными песчаниками, массивными и с линзовидной, субгоризонтальной, иногда косой одно- и разнонаправленной слоистостью, с тонкими слоями алевролитов (прослоями заиления). В них иногда встречается обильный раковинный детрит, разрозненные створки раковин моллюсков, явно указывающие на захоронение в зоне активного волнового воздействия. Отложения залегают в виде сравнительно маломощных слоев и протяженных линз (до 1—2 м). Нижние границы этих слоев и линз обычно четкие, с небольшим размывом. В основании их залегает относительно грубый материал, нередко крупногалечная и валунная отмостка. Вверх по разрезу крупность осадков уменьшается — от конгломератов до гравийных песчаников. Несколько таких слоев часто сближены между собой, образуя многослои (например, пачки 4, 7, нижние части пачек 3, 9, 10 и др. в лимимтэваямской свите). Косая слоистость в них ориентирована в северных, западных, южных и промежуточных между ними направлениях, отражая сильно изменчивую структуру течений в пляжной зоне.

Вверх по разрезу пляжевые осадки нередко перекрываются отложениями песчаных отмелей и баров, образуя с ними элементарные циклы (толща 10 в основании той же свиты).

2. Отложения зоны валов и ложбин (песчаных отмелей, ложбин и промоин) представлены в основном переслаивающимися слоями и линзами разнообразных песчаников — от гравийных до средне- и мелкозернистых, массивных, с крупной и мелкой косой одно- и разнонаправленной (на юг, юго-запад, запад, север; высота слойков от 5 до 30 см) либо субпараллельной слоистостью. Между отдельными косыми слойками и косослоистыми линзами присутствуют тонкие прослои алевролитов — прослои заиления (от тонких 0.01-0.02 м и коротких 1-2 м, редких до частых, через 0,05—0,2 м, более мощных, до 0,05—0,1 м, протяженностью в десятки метров). Местами осадки сильно биотурбированы, пронизаны ходами илоедов; в них встречаются ядра и отпечатки отдельных створок раковин моллюсков. В нижней части слоев таких отложений залегают обычно прослои и линзы относительно более грубообломочных пород --- гравийных песчаников и даже гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Они накапливались, видимо, в разделяющих бары и валы ложбинах и промоинах. Как известно, в ложбинах бывает наиболее сильное течение, а по промоинам проходит мощный сток приливных вод. На песчаных отмелях накапливаются более мелкозернистые осадки. Непрерывная миграция валов (отмелей), ложбин и промоин и приводит к образованию переслаивания их осадков в отложениях средней зоны. Общие мощности слоев колеблются от 1 м и менее до 10—15 м. В комплексе прибрежно-морских отложений в одних случаях они переслаиваются с пляжевыми осадками, например, в основании пестроцветной свиты, в верхах и низах юнюньваямской свиты. в нижних частях лимимтэваямской и усть-лимимтэваямской свит. В других случаях они образуют самостоятельные достаточно мощные толщи (например, толща 10 пестроцветной свиты и толща 1 свиты мыса Плоского).

Неоднородность гранулометрического состава пород, наличие в песчаниках косой разнонаправленной слоистости разной высоты и обильных тонких прослоев заиления свидетельствует о накоплении отложений в крайне гидродинамически изменчивой обстановке приливно-отливного мелководья. При поступлении приливных вод и особенно при отливе формировались песчаные серии, а при низком стоянии воды в понижениях между песчаными грядами оседало большое количество тонкой мути. Благодаря наличию в ней обильной вулканокластики, диатомей, формировался плотный, достаточно крепкий алевролитовый слоек, сохранявшийся и при последующем приливе. Наиболее отчетливо такая обстановка проявилась при формировании верхней части юнюньваямской и нижней части лимимтэваямской свит (толщи 9, 10).

3. Отложения внешней части прибрежно-морской зоны, тесно связанные с рассмотренными выше осадками ее внутренней части (пляжей и песчаных отмелей и баров), накапливались обычно на глубине до 30 м. Они представлены мелкозернистыми песчаниками, песчаными алевролитами, массивными и с мелкой косой, косоволнистой, мелколинзовидной слоистостью. Нередко такие относительно мелкозернистые «фоновые» породы чередуются с прослоями (до 0,1— 0,15) разнозернистых песчаников, образовавшихся во время экстремальных штормов. Осадки сильно биотурбированы, с обильными ходами илоедов, отпечатками и целыми раковинами моллюсков. Мелкая косая слоистость в основном ориентирована в северных румбах и указывает на направление преобладающих течений. В отложениях встречается рассеянный гравийный, галечный материал. Примером является нижняя часть толщи 2 свиты мыса Плоского, пачки 2, 9 юнюньваямской свиты и верхи толщи 10 пачки лимимтэваямской свиты. В последних двух случаях в осадках содержится очень много включений «плавающего» материала — песчинок, гравия, галек, валунов и даже глыб, рассеянных и обогащающих отдельные интервалы и придающих породам «мусорный» облик.

4. Отложения отмостки представляют собой, по существу, остаточные скопления гравия, галек и валунов с обильным песчаным заполнителем — «мусорные» галечные песчаники, песчаные гравелиты, конгломераты с валунами и глыбами разных пород. В них встречаются обломки и целые раковины моллюсков, обитающих как на грубозернистых, так и на илистых грунтах. Они образовались в результате периодического перемыва, например, во время сильных штормов, ранее отложенных шельфовых осадков лимимтэваямской свиты, насыщенных «плавающим» материалом ледового разноса. Осадки имеют сравнительно небольшую мощность (до 0,1—0,3 м) и залегают на подстилающих отложениях с размывом, часто образуя основание элементарных циклов в толщах 10—12 (например, в пачках 9, 10, 12, 13, 15, 20, 22 и др.).

Отложения нижней части шельфа (на глубинах от 30—40 до 500 м и более) в изученном разрезе распространены наиболее широко. Они слагают большую часть разрезов всех рассматриваемых свит (кроме усть-лимимтэваямской). Отложения достаточно однородны, сильно биотурбированы, образуют мощные слои и пачки, мало отличающиеся друг от друга. Это связано с тем, что глубоководные участки шельфа менее чувствительны к изменениям среды. Например, небольшие колебания глубины моря почти не отражаются на облике этих осадков. В отличие от глубоководной обстановки, на мелководье даже небольшие изменения глубины и рельефа дна приводят к резким изменениям состава осадков.

Однородность шельфовых осадков нарушается прослоями вулканических пеплов, часто многочисленными (во всех свитах), а также слоями и пачками отложений лахаровых и вулканотурбидитовых потоков, благодаря которым толщи приобретают флишоидный облик (толщи 3—5 пестроцветной свиты и толщи 5, 6 свиты мыса Плоского).

Выделяются два крайних ряда глубоководных шельфовых отложений. Первый ряд представлен в основном обломочными мелкозернистыми породами, содержащими лишь небольшую примесь органогенного материала — панцирей диатомей и т.д. Он характерен для пестроцветной свиты. В нем различаются два типа пород, между которыми существуют постепенные переходы. Первый из них представлен алевролитами, песчаными и глинистыми, серыми, темно-серыми, массивными, биотурбированными, местами с мелкой косой, косоволнистой, линзовидной, субгоризонтальной слоистостью, подчеркиваемой тонкими прослоями (до 1 см) породы различной крупности (например, пачки 2, 6). Такие прослои отражают скорее всего воздействие экстремальных штормов.

Второй тип породы представлен аргиллитами, алевритовыми аргиллитами, темно-серыми до черного, мелкощебенчатыми, массивными либо с неясной субгоризонтальной слоистостью, подчеркиваемой алевритовыми слойками (1—2). Такие осадки, накапливавшиеся в крайне спокойной обстановке, часто чередуются с прослоями песчаников и алевролитов, отложенных автокинетическими (вулканогеннотурбидитовыми) потоками (пачка 3 и др.).

Второй ряд характеризуется существенно диатомовыми породами и свойствен вышележащим свитам мыса Плоского, юнюньваямской и лимимтэваямской. В нем также выделяются два типа пород. Первый из них представлен песчаными, диатомовыми алевролитами, глинисто-диатомовыми, серыми, голубовато-серыми, светло-палевыми, выбеливающимися, с кусковой отдельностью, массивными, сильно биотурбированными, местами с мелкой линзовидной, косоволнистой, субгоризонтальной слоистостью. Она хорошо заметна лишь в слоях, непосредственно залегающих на прослоях вулканических пеплов и обогащенных переотложенной пирокластикой. Присутствуют частые и тонкие (0,2—1 см через 0,5—10 см) невыразительные прослои мелкозернистых песчаников и алевролитов, сильно нарушенные биотурбациями. Образование таких прослоев, видимо, связано с воздействием на дно экстремальных штормовых течений на отмелом шельфе. В породах часто встречаются мелкий углистый детрит, отпечатки раковин моллюсков, рассеяный песчаный, гравийный, галечный материал. Особенно много его в юнюньваямской (пачки 4, 6, 7) и лимимтэваямской (пачка 14 и др.) свитах. Эти осадки накапливались, видимо, в достаточно спокойной обстановке на глубинах до 100 м и более, куда проникали лишь очень медленные течения.

Второй тип тесно связан с первым. Он представлен различными диатомитами: алевритовыми, глинистыми, серыми, светло-серыми, палевыми, выбеливающимися, легкими, с крупнокусковой отдельностью, весьма однородными, массивными, с нечеткими следами мелких биотурбаций, иногда с отпечатками мелких раковин моллюсков. Слои таких однородных диатомитов, мощность которых колеблется от 1 до 10—20 м и более, чередуются лишь с прослоями вулканических пеплов. Они характерны для свиты мыса Плоского (толщи 4-6). Исходные осадки, судя по литологическому составу и наличию глубоководной фауны, накапливались в наиболее глубоководной обстановке (глубины до 500 м и более) открытого крупного морского бассейна со слабым привносом терригенного материала. В юнюньваямской (пачки 3, 5) и лимимтэваямской (пачки 15—23) свитах диатомиты более «мусорные», насыщены «плавающим» обломочным материалом, содержат углистый детрит, имеют следы размывов (прослои грубообломочной «штормовой» отмостки). В целом это свидетельствует об их образовании на меньших глубинах, в менее крупном бассейне с грубообломочными осадками на пляжах и. возможно, с гористыми берегами (о чем, в частности, говорит наличие очень грубого материала ледового разноса).

Отложения автокинетических (лахаровых и вулканотурбидитовых) потоков развиты среди глубоководных отложений свит пестроцветной и мыса Плоского. Несколько слоев таких отложений имеется в толще мелководно-морских отложений в основании пестроцветной свиты.

Обычно отложения автокинетических потоков слагают ритмично слоистые флишоидные пачки и толщи гравийных, песчаных и алевропелитовых тефроидов общей мощностью до 10—20 м (пачки 14, 16, 18, 21, 23 в свите мыса Плоского). Часто они образуют самостоятельные прослои таких тефроидов и смешанных пород, перемежающиеся мелкозернистыми накоплениями — алевролитами, аргиллитами, глинистыми и алевритовыми диатомитами (туфодиатомитами), представляющими собой основной «фон» миоценовых шельфовых образований о-ва Карагинского [Кураленко, 1988].

Появление в миоценовом разрезе острова таких необычных для шельфовой обстановки образований было связано прежде всего с формированием на близлежащей суше вулканических аппаратов. Именно на их склонах главным образом и зарождались исходные лахаровые, агломератовые и пирокластические потоки. Проникая в морской бассейн, они захватывали большое количество нового обломочного материала и еще больше воды, постепенно трансформировались, разжижались и теряли скорость, сгруживая наносы, имеющие характерные особенности. Над такими потоками неизбежно возникали облака мути разной плотности, которые продолжали двигаться и после остановки исходного лахара. Отложения разжиженных лахаров и мутьевых облаков, как будет показано ниже, обычно состоят из сложно переслаивающихся разнообразных осадков. Лишь в наиболее простых случаях строения они имеют характерную турбидитовую последовательность, описанную в литературе [Bouma, 1962; Lowe, 1982].

1. Подводно-лахаровые отложения залегают в основании идеализированной последовательности и во многом сходны с описанными в континентальных отложениях. Они играют заметную роль в разрезах пачек тефроидных и смешанных пород в пестроцветной свите (пачки 4, 5) и гораздо реже встречаются в свите мыса Плоского (пачки 16, 23). На сводном разрезе (см. рис. 3) они обозначены индексом Л. Среди них различаются три типа пород.

Первый тип распространен в пестроцветной свите и представлен наиболее грубообломочными образованиями — совершенно неслоистыми и несортированными пемзовыми песчано-галечными, щебенчатыми агломератами или песчано-гравийными конгломератами с валунами и глыбами лав и осадочных пород. Цвет пород серый, светло-серый, палевый. В породе иногда встречаются обломки раковин моллюсков, кораллов. На подстилающих отложениях подобные накопления обычно залегают с размывом, выполняют врезы — подводные каналы (основание пачки 4 пестроцветной свиты), либо залегают согласно, с небольшими смятиями пород основания. Мощность их колеблется от десятков сантиметров до 3—5 м.

Второй тип пород тесно связан с первым и представлен сходными пемзовыми, песчаными гравелитами и конгломератами, но практически уже без глыб и валунов. В свите мыса Плоского (пачки 16, 23) в них встречаются обильные углефицированные окатанные обломки стволов и веток деревьев, углистый детрит, куски пемзы. Мощность пород достигает 2—3 м.

Третий вид пород встречается в виде нечетких протяженных линз среди отложений первых двух типов и представлен пемзовыми гравийными песчаниками, песчано-щебенчатыми накоплениями, переполненными обломками, катунами, смятыми фрагментами слоев мелкозернистых подстилающих пород: песчаников, алевролитов, аргиллитов, диатомитов. Особенно много таких включений в отложениях, которые залегают на подстилающих породах с редким размывом, что указывает на весьма высокую активность потоков. Иногда встречаются выжатые и затащенные в направлении движения потока слои подстилающих пород.

Отмеченные текстурные особенности лахаровых отложений свидетельствуют, на наш взгляд о том, что они образовались в результате сгруживания материала потоками. Последние сходили со склонов наземных вулканов и захватывали по пути материал как на суше (например, ветки и стволы деревьев, углефицированный растительный детрит, в основном, по определению М.А.Ахметьева, обрывки стеблей и листьев различных осок), так и на шельфе. В пестроцветной свите простирания каналов, направление движения подводных оползней и затаскивания подстилающих слоев указывают на то, что движение лахаровых потоков было в западном направлении. При накоплении свиты мыса Плоского движение автокинетических потоков (судя по ориентировке косых слойков в вулканотурбидитах) было с севера на юг. Видимо, источниками их были вулканические центры на Северной Камчатке.

2. Отложения высокоплотностных вулканотурбидитовых потоков в простых разрезах постепенно сменяют лахаровые накопления либо залегают непосредственно на «фоновых» отложениях. Они представлены слабосортированными и несортированными пемзовыми тефроидами — песчаными и песчано-гравийными (до 1-2 м), массивными и с грубой субпараллельной полосчатостью либо с пологой нечеткой линзовидной слоистостью. Отдельные полосы и протяженные линзы материала различной крупности, мошностью от 2—5 до 10—20 см. имеют нечеткую прямую и обратную градационную слоистость и прослеживаются в разрезах на расстояние от 2-3 до 5-10 м, постепенно выклиниваясь. В целом верхние прослои, мощные и более протяженные, сложены менее крупнозернистыми (по сравнению с нижним) песчаником. Подобные прослои формировались как за счет постепенного осаждения наиболее грубого материала, так и по механизму образования «ковров волочения» (обычно обозначаются индексом S<sub>2</sub>) [Lowe, 1982]. Слои массивного песчаника (S<sub>1</sub>) формировались, видимо, при быстром «замерзании» нижних частей потока, например вблизи его боковых границ. В отложениях встречаются мелкие катуны аргиллитов либо диатомитов, ветки деревьев, мелкий углистый детрит.

3. Отложения остаточных низкоплотностных вулканотурбидитовых потоков из рассматриваемых гравититов распространены наиболее широко. Они залегают на отложениях лахаровых и высокоплотностных вулканотурбидитовых потоков либо самостоятельно переслаиваются с «фоновыми» отложениями. В них различаются четыре группы пород, отражающих постепенное сгруживание и дифференциацию материала остаточным потоком. Они соответствуют членам идеализированной последовательности Боумы.

Первая группа пород (T<sub>a</sub>) представлена разнозернистыми, внизу гравийными песчаниками с градационной слоистостью. В одних случаях они залегают на отложениях лахаровых и высокоплотностных вулканотурбидитовых потоков, образуя постепенный градированный переход (5—10 см) от них к «фоновым» осадкам. В других случаях они залегают в основании слоя отложений низкоплотностного потока согласно либо с небольшим размывом на подстилающих осадках.

Вторая группа пород ( $T_b$ ) представлена тефрогенными крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками с параллельной и субпараллельной слоистостью, в одних случаях едва заметной, а в других, при наличии пемзовых частиц, очень четкой. Отдельные слойки, несколько различающиеся по крупности материала, прослеживаются в разрезе на многие метры, постепенно выклиниваясь. В верхней части слоя слоистость подчеркивается, особенно в свите мыса Плоского, обильным черным углистым детритом. В отдельных случаях этого детрита так много, что он образует маломощные (1—2 мм) угольные прослойки. В верхней же части слоя нередко выявляются отдельные пологие, вытянутые, косые слойки (h = 1—3 см, 1 = 5-10-20 см). Общая мощность пород этой группы колеблется от 2—3 см до 0,5—1 м.

Третья группа пород ( $T_c$ ) представлена маломощным (1—10 до 15 см) прослоем мелкокосо- и косоволнистослоистых мелкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов. В разрезах они залегают на породах предыдущей группы, либо в виде самостоятельных прослоев, чередуясь с осадками третьей группы, либо с «фоновыми» аргиллитами, диатомовыми аргиллитами и глинистыми диатомитами (от 1—10 см до 0,5—1 м) (например, пачки 2, 3 пестроцветной свиты). В каждом конкретном случае характер слоистости в этой группе пород несколько различен. Часто на параллельно-слоистых песчаниках залегает лишь маломощный прослой (до 1—2 см) мелкозернистых песчаников с нечеткой мелкой косой слоистостью без четко выраженных форм ряби течения. В других случаях такие пологоволнистые песчаники быстро сменяются мелкой (h = 1-4 см, 1 = 5-15 см) косой, косоволнистой, обычно восходящей слоистостью, образованной неправильной в плане лунообразной и линзовидной рябью течения.

Последняя, четвертая группа пород  $(T_d)$ , представлена мелкоалевритовыми и алевропелитовыми тефроидами, серыми, зеленовато-серыми, скорлуповатыми, с мелковолнистой и параллельной слоистостью. Мощность слоев этих пород колеблется от 1—5 до 10—20 см. Наиболее хорошо они развиты в флишоидных пачках тефроидов в свите мыса Плоского (пачки 16, 18, 21), где ритмично переслаиваются с рассмотренными выше более грубыми тефроидами. В пестроцветной свите они маломощны (1—3 см), слабо выражены вверх по разрезу переходят в «фоновые» осадки, массивные с биотурбациями.

Необходимо отметить, что в одной непрерывной последовательности все эти типы пород не встречаются. Обычно они неоднократно переслаиваются в пределах одного пласта, что объясняется особенностями исходной вулканической деятельности, неравномерностью образования агломератовых, пирокластических и как следствие — автокинетических потоков.

В флишоидных толщах выделяются три главных типа пачек. В первом типе резко преобладают грубообломочные отложения лахаровых и высокоплотностных вулканотурбидитовых потоков, залегающие друг на друге часто с заметным размывом, с врезами (нижняя часть пачки 4 пестроцветной свиты). Принимая трехчленное деление подводных шлейфов, можно предположить, что эти отложения накапливались в их близвершинной части, в рассекающих их подводных промоинах и в пространствах между ними.

К второму типу относятся ритмично переслоенные пачки, состоящие в основном из отложений низкоплотностных потоков (например, пачки 18 свиты мыса Плоского). Третий тип пачек состоит из мелкозернистых пород с тонкими прослоями косоволнистых песчаников, алевролитов. Соответственно эти отложения накапливались в срединных и в периферических частях подводных шлейфов.

В разрезе пестроцветной свиты (толщи 11—13) все три типа пачек переслаиваются, отражая, видимо, как боковую миграцию основных подводных русел, так и продольную миграцию обстановок осадконакопления на подводном шлейфе в связи с общим усилением или ослаблением образования гравитационных потоков и вулканической деятельности. При этом в нижней части толщи глубоководных отложений встречаются лишь тонкие прослои дистальных вулканотурбидитов (пачка 2). Выше появляются более мощные слои вулканотурбидитов, свойственные срединным (пачка 3), а затем и вершинным частям подводных шлейфов (пачки 4, 5). Потом происходит изменение типов накоплений в обратном порядке, и завершается разрез обычными глубоководными отложениями (пачка 6).

В свите мыса Плоского в толщах алевритовых и глинистых диатомитов присутствуют лишь маломощные (10—20 м) пачки вулканотурбидитов, накапливавшихся в периферических частях подводных шлейфов, на значительном удалении от берега.

4. Отложения подводных оползней встречены в пестроцветной свите (верхняя часть пачки 4). Они представлены рядом блоков флишоидных пород (размером до 5—6×10—20 м) — переслаивающихся алевролитов, диатомовых алевролитов и песчаников, перемещенных по кривым поверхностям и надвинутых друг на друга. В фронте оползня — смятые и растащенные фрагменты слоев песчаников, алевролитов. Судя по морфологии дислокаций, перемещение масс было с востока на запад. Выше по разрезу оползневые массы перекрываются переслаивающимися слоями, линзами селеподобных накоплений (слои мощностью до 0,5—1 м): гравийно-галечных тефрогенных песчаников, содержащих обильные катуны алевролитов. Формирование таких подводных оползней и связанных с ними подводно-селевых образований, видимо, связано с сейсмичностью, а возможно, и с тектоническими подвижками.

В результате литолого-фациального анализа миоцен-плиоценовых отложений о-ва Карагинского была намечена кривая изменения глубины бассейна осадконакопления (см. рис. 3). Она четко подчеркивает цикличность строения толщи, отражая как крупные колебательные движения земной коры, так и периодические изменения рельефа в прибрежной зоне моря в результате миграции эрозионных и аккумулятивных его форм (валов, ложбин и промоин).

# вещественный состав

Сравнительное изучение состава миоценовых и плиоценовых отложений показало, что в них редко преобладают смешанные породы, образовавшиеся за счет поступления материала из трех главных источников: 1) терригенных и вулканогенных продуктов разрушения разнообразных меловых и кайнозойских толщ; 2) пирокластического материала, приносимого течениями, лахаровыми и вулканотурбидитовыми потоками, а также эруптивными тучами во время извержений; 3) органогенного свободного кремнезема, главным образом остатков диатомовых водорослей и реже — спикул губок. Распределение этих компонентов по разрезу показано на рис. 3.

Терригенный материал представлен обломками меловых и кайнозойских пород: кремнистых пород, яшм, кварца, халцедона, а также разнообразных песчаников, алевролитов, аргиллитов. При этом если в свитах мыса Плоского и юнюньваямской преобладают хорошо окатанные обломки крепких кремнистых пород, яшм и т.д., то в лимимтэваямской свите, особенно в составе «плавающего» материала, много полуокатанных и угловатых обломков непрочных алевролитов, диатомитовых аргиллитов; в отдельных интервалах разреза они даже преобладают (материал ледового разноса).

Вулканотерригенный материал, присутствующий в смеси с терригенным, образовался при разрушении вулканогенных пород. Он представлен обломками в различной степени измененных свежих эффузивов преимущественно среднего и основного состава, а в песчаных и алевритовых фракциях — также обломками плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки и т.д.

Пирокластический материал постоянно присутствует в виде примеси по всему разрезу, слагает пласты и пачки тефроидов, туфов и вулканических пеплов главным образом среднего и кислого состава. Следует отметить, что в смешанных породах достоверно определимым пирокластическим материалом являются лишь частицы вулканического стекла. Они и учитывались при подсчетах.

Основными компонентами туфов и вулканических пеплов являются частички пемзы, бесцветного либо бледноокрашенного стекла (от 5—10 до 99%) и переменная примесь обломков основной массы лав — андезитов, дацитов, андезитобазальтов, реже базальтов (0—70%), обломки и идиоморфные зерна плагиоклазов (до 40—50%), реже пироксенов, роговой обманки, рудных, биотита и др.

В лимимтэваямской свите выделено 13 маркирующих горизонтов вулканических пеплов (Л<sub>1-13</sub>), в пяти из которых по стеклу получены определения абсолютного возраста методом треков.

Глинистый материал смешанных пород по всему разрезу представлен однородным комплексом глинистых минералов, включающим монтмориллониты, смешанослойные фазы, хлорит, гидрослюду.

Свободный кремнезем встречается в тонкозернистых породах всех свит. По степени сохранности первичной органогенной структуры различаются породы двух крайних типов. К первому типу можно отнести породы, в которых опаловые панцири диатомовых водорослей, редкие спикулы губок хорошо сохранились. Такие породы развиты в свитах юнюньваямской, лимимтэваямской, частично в свите мыса Плоского. К второму типу относятся породы, в которых кремнезем уже испытал преобразование, представлен скрытокристаллическим веществом, состоящим в основном из кристобалита. В однородном матриксе в них с трудом различаются полурастворенные реликты панцирей диатомей. Подобные породы встречаются ниже по разрезу, в пестроцветной свите.

Распределение основных компонентов по разрезу показано на рис. 3. На этом графике четко видна связь состава отложений с их фациальным обликом.

Прибрежно-морские отложения, залегающие в основании всех свит, состоят почти исключительно из смеси терригенного и вулканотерригенного материала: окатанных обломков различных эффузивов, осадочных пород — песчаников, алевролитов, кремнистых аргиллитов, режо яшм, кварца и т.д. Переотложенный пирокластический материал в них присутствует в виде незначительной примеси, поскольку легко разрушается и выносится в гидродинамически активной зоне моря.

Отложения внутренних (нижних) частей шельфа сложены в основном тонкозернистыми смешанными породами, в которых велика примесь переотложенного пирокластического материала. Песчаные и алевритовые частицы в них представлены окатанными, полуокатанными, угловатыми обломками свежих и в различной степени измененных андезитовых, базальтовых, кислых полнокристаллических и стекловатых лав (20-30%), плагиоклазов (10-30%), кислого стекла (5-30%), разнообразных осадочных пород: песчаников, алевролитов, аргиллитов, кремнистых аргиллитов, глинистых диатомитов и др. (до 30-50%), кварца, халцедона (до 10-30%), кислого стекла (5-30%), а также примесью частиц пироксенов, роговой обманки, рудных минералов, глауконита и др. Соотношения этих компонентов между собой несколько меняются по разрезу, главным образом вследствие изменений крупности и степени сортировки материала, появления в отдельных интервалах значительной примеси переотложенного пирокластического материала, обычно непосредственно выше прослоев вулканических пеплов и туфов. В сумме общее содержание обломков различных пород составляет 60-80%. При этом наиболее близкие его величины характерны для хорошо сортированных среднезернистых песчаников.

Наиболее широко в миоцен-плиоценовом разрезе о-ва Карагинского распространены тонкозернистые смешанные породы. При этом в его нижней части, в пестроцветной свите, они в основном обломочные (аргиллиты и др.), содержат сравнительно небольшую примесь скрытокристаллического (перекристаллизованного первично биогенного) кремнезема при преобладании глинистого и пелитоморфного пирокластического материала.

Выше по разрезу в верхнемиоценовых и плиоценовых тонкозернистых шельфовых осадках свит мыса Плоского, юнюньваямской и лимимтэваямской резко увеличивается содержание биогенного кремнезема (до 50% и более). Породы становятся светло-палевыми, крепкими, с крупнокусковой отдельностью. Среди них преобладают диатомовые туфоалевролиты, аргиллиты и алевритоглинистые туфодиатомиты. Подобное усиление диатомитонакопления в позднем миоцене и плиоцене, видимо, связано с общим похолоданием климата района. Оно коррелируется с появлением в разрезе «плавающего» материала.

«Плавающий» материал ледового разноса встречается в свите мыса Плоского и в более молодых свитах, где сильно обогащает отдельные интервалы, особенно в юнюньваямской и лимимтэваямской свитах. В нижней части разреза, в свите мыса Плоского он представлен в основном хорошо окатанными гравийными зернами крепких кремнистых аргиллитов, алевролитов, яшм, гидротермально измененных пород, базальтов и т.д. Выше по разрезу, в юнюньваямской свите, состав его постепенно изменяется. Наряду с гравием появляется более грубообломочный материал — гальки, валуны (обломки базальтов, кремнистых пород, алевролитов). В составе гравия и мелких галек увеличивается роль темных тонкозернистых осадочных пород. Наконец, в лимимтэваямской свите появляется много полуокатанных и угловатых обломков местных палеогеновых и миоценовых пород: непрочных алевролитов, аргиллитов, кремнистых аргиллитов (до 30—50% и более). Подобный материал, видимо, вмерзал в припайные льды непосредственно из осыпей во время приливов и штормовых нагонов.

Вулканотурбидиты и лахаровые отложения резко отличаются по своему составу от вмещающих смешанных пород. В свитах пестроцветной и мыса Плоского они состоят в основном из переотложенного пирокластического материала, т.е. являются тефроидами андезитового и андезитодацитового состава. Весьма характерно, что состав их значительно изменяется по разрезу, нередко от слоя к слою, отражая изменения состава извергавшегося материала в области питания.

Наиболее часто встречаются витрокластические и кристаллолитовитрокластические тефроиды. Многие слои состоят из частичек пемзы, пористого бесцветного стекла (90—95%), редких зерен плагиоклазов (до 5%), обломков лав, пироксенов, иногда роговой обманки. В других слоях в тефроидах нередко содержание плагиоклазов гораздо выше — до 20—30%, присутствуют обломки как бесцветного, так и коричневого, бурого стекла, основной массы андезитов, дацитов, андезитобазальтов с микролитовой, микронолитовой либо кристаллитовой структурой (до 60—70%). Кроме того, имеется иногда (особенно в пестроцветной свите) примесь терригенного материала — окатанных обломков осадочных пород, халцедона, кварца.

Следует отметить, что в пестроцветной свите практически полностью, а в свите мыса Плоского частично, в тефроидах и туфах вулканическое стекло замещено зеленовато-серым монтмориллонитом в ассоциациях с цеолитами.

Пачка 8 юнюньваямской свиты сложена тефроидами и туфами базальтового состава. В них преобладают обломки сильно пористых желто-коричневых стекол, полупрозрачных и непрозрачных лав и шлаков.

### ЦИКЛИЧНОСТЬ СТРОЕНИЯ И ГЛУБИНА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Рассмотренные выше отложения переслаиваются между собой, образуя цикличность трех порядков. При этом элементарные циклы отражают, видимо, главным образом периодические изменения палеогеографии и гидродинамики среды осадконакопления на фоне относительно устойчивого состояния либо прогибания земной коры. В образовании мезоциклов уже важную роль могли играть, с одной стороны, тектонические движения локального масштаба, а с другой — изменения уровня океана. Наконец, макроциклы, охватывающие отдельные свиты, отражают, скорее всего, относительно крупные движения земной коры, приводившие к трансгрессиям и регрессиям, а также сопровождавшиеся значительными размывами и перерывами (с возможным участием эвстатических колебаний уровня Мирового океана). Они показаны на рис. 3.

Среди элементарных циклов выделяются циклы мелководно-морских отложений, осадков внешней части прибрежно-морской (переходной) зоны, нижней (внутренней) части шельфа и вулканотурбидитовые (флишоидные) циклы.

Цикличность мелководно-морских отложений хорошо проявлена, поскольку в такой обстановке даже небольшие изменения палеогеографии либо глубины бассейна приводят к весьма значительным изменениям состава осадков. Такие циклы присутствуют в основании всех свит изученного разреза, но сильнее развиты в верхней части юнюньваямской и нижней части лимимтэваямской (толщи 9, 10) свит. Они обычно начинаются более грубообломочными отложениями пляжей, подводных ложбин и промоин (различными конгломератами, гравелитами, гравийными песчаниками) и завершаются отложениями песчаных отмелей (баров, валов). Общая мощность таких элементарных циклов колеблется от 2—3 до 10—15 м. Пониженную мощность они обычно имеют в основании мезоциклов из-за значительного размыва верхних частей циклов. Так что пляжевые осадки отдельных циклов оказываются сильно сближенными, образуя мощные слои и пачки (например, пачка 12 юнюньваямской свиты и пачки 1, 3, 4, 6 и др. лимимтэваямской).

Цикличность отложений внешней части прибрежно-морской зоны выражена менее четко по сравнению с предыдущими. Циклы состоят лишь из отложений этой зоны, подстилаемых маломощной штормовой отмосткой. Мощность циклов от 1—2 до 10 м. Примером являются отложения свит мыса Плоского (пачка 3), юнюньваямской (пачки 3 и 7) и лимимтэваямской (пачки 12—15).

Цикличность в отложениях нижней части шельфа выражена наименее четко. Элементарные циклы сложены достаточно однородными шельфовыми осадками и достигают значительных мощностей (до 20 м и более). За основание таких циклов, часто достаточно условно, принимаются слои относительно крупнозернистых осадков либо гравийно-песчаная отмостка (в толщах 8, 11, 12), либо мощные слои вулканических пеплов и туфов (толщи 4, 6, 8, 12).

Флишоидная цикличность вулканотурбидитов характерна для свит пестроцветной (толщи 11—13) и мыса Плоского (толщи 5, 6). В силу специфики накопления вулканотурбидитов такие циклы различаются по своему строению и мощности. Выделяются два ряда принципиально различных циклов. Для первого из них характерно залегание в нижних частях слоев вулканотурбидитов, а в верхней части слоев «фоновых» пород: аргиллитов, алевролитов, диатомовых алевролитов либо алевритовых и глинистых диатомитов. Мощности таких элементарных циклов сильно колеблются (от 0,2—0,5 до 3—5 м).

Второй ряд встречается лишь в тефрогенных пачках вулканотурбидитов, не содержащих «фоновые» осадки (например, пачки 14, 16, 18, 21 свиты мыса Плоского). В основании циклов залегают относительно грубозернистые отложения лахаровых либо вулканотурбидитовых потоков, а в их верхней части —наиболее тонкозернистые вулканотурбидиты (алевритовые и алевропелитовые тефроиды —элемент T<sub>d</sub> последовательности Боумы). Мощность их колеблется от 0,1—0,2 до 1—4 м). В зависимости от полноты турбидитовой последовательности можно выделить, как отмечалось в предыдущем разделе, несколько типов циклов. В свою очередь они группируются в три главных типа пачек, соответствующих отложениям вершинной, срединной и периферической частей подводных шлейфов. Такие пачки вулканотурбидитов чередуются с пачками, состоящими в основном из «фоновых» осадков, и образуют цикличность более высокого порядка, отражающую не только миграцию обстановок осадконакопления на подобном шлейфе, но и главным образом колебания интенсивности вулканической деятельности в области питания. Макроциклы четко выделяются по фациальному и вещественному составу, поэтому и явились основой для расчленения неогенового разреза острова на свиты. Каждый из них представляет собой весьма крупный трансгрессивный либо трансгрессивно-регрессивный цикл, залегающий на предыдущем с размывом и отражающий значительные колебательные движения земной коры на фоне ее общего прогибания.

Первый макроцикл образует пестроцветная свита. Ее разрез начинается с грубозернистых сравнительно мелководно-морских отложений (толща 10) мощностью до 100—115 м, залегающих с размывом на свите песчаников с Laternula. При этом в нижней части они сложены крайне разнообразными породами: переслаивающимися гравелитами, песчаными конгломератами, часто с щебнем и валунами, песчаниками с градационной слоистостью, прослоями алевролитов и пластами тефроидов общей мощностью 39 м. Эти отложения, видимо, накапливались под значительным воздействием автокинетических потоков. Состав отложений терригенный (смесь терригенного и вулканотерригенного материала).

Выше мелководно-морские отложения по разрыву (субмеридиональному сбросу неизвестной амплитуды) контактируют с глубоководными тонкозернистыми осадками видимой мощностью до 280—310 м. Вначале они сравнительно однообразные, алевритоглинистые, смешанные по составу (толща 11), а затем флишоидные (толщи 12, 13). В последних наблюдается крайне неравномерное переслаивание «фоновых» смешанных по составу осадков и прослоев, пластов разнообразных тефроидов —подводно-лахаровых и вулканотурбидитовых накоплений. Это говорит о том, что во время их накопления условия были весьма контрастными, а глубины моря максимальными —около 500 м. Завершается разрез пестроцветной свиты вновь сравнительно однообразными отложениями (алевролитами, свидетельствующими о начале постепенного обмеления бассейна). Однако регрессивная часть цикла отсутствует вследствие размыва. Общая мощность макроцикла до 380—425 м.

Второй макроцикл наиболее мощный (до 685—775 м). Он с размывом залегает на предыдущем и представлен свитой мыса Плоского. Судя по резко различному характеру его дислоцированности (меньшей трещиноватости, отсутствию надвигов), можно предположить, что между первым и вторым макроциклами даже имеется небольшое скрытое несогласие.

Начинается макроцикл с толщи (25 м) мелководных терригенных осадков, которые вверх по разрезу быстро сменяются все более глубоководными осадками, вначале существенно терригенными, глинисто-алевритовыми (пачки 3, 4), а затем все более смешанными глинисто-диатомовыми (пачки 5—27) общей мощностью более 700 м. Переход к тонкозернистым, существенно диатомовым осадкам, появление в них пластов и пачек вулканотурбидитов свидетельствуют о том, что в то время были максимальными трансгрессия моря и его глубины (возможно, до 500 м и более). Регрессивная часть макроцикла очень слабо выражена, что может указывать на значительный его размыв.

Третий макроцикл, слагающий юнюньваямскую свиту, в отличие от предыдущих, имеет гораздо меньшую мощность и отчетливое трансгрессивно-регрессивное строение. Он с размывом залегает на втором макроцикле. Его разрез начинается толщей 7 (20 м) мелководных терригенных отложений. Они быстро сменяются относительно глубоководными смешанными песчано-глинисто-диатомовыми накоплениями толщи 8 (170—185 м), содержащими обильный «плавающий» материал. В них прослеживаются тонкие прослои кислых вулканических пеплов, а вулканотурбидиты отсутствуют (за исключением пачки 8 базальтовых тефроидов). Судя по их отсутствию и более крупнозернистому составу пород, можно предположить, что глубины моря уже не были столь значительными, как при накоплении тонкозернистых осадков двух предыдущих свит (см. рис. 3).

В верхней части юнюньваямской свиты наблюдается заметное погрубение осадков и переход к толще 9 (110—123 м) прибрежно-морских осадков преимущественно терригенного состава.

Четвертый макроцикл, слагающий лимимтэваямскую свиту, отчетливо трансгрессивный и залегает на предыдущем с размывом. Он начинается мощной (до 100 м) толщей 10 прибрежно-морских терригенных отложений, накапливавшихся под энергичным воздействием приливно-отливных течений. Цикличность их строения отражает как неоднократную миграцию прибрежно-морских форм (песчаных валов, ложбин, пляжей), так и колебания глубины моря. Некомпенсированное прогибание земной коры привело к накоплению толщ 11, 12 глинисто-диатомовых осадков (до 180 м). Верхняя (регрессивная) часть макроцикла, видимо, в основном размыта.

Пятый макроцикл, соответствующий усть-лимимтэваямской свите, самый маломощный (более 110 м). Он сложен главным образом мелководными существенно терригенными осадками. Он отражает гостепенную регрессию морского бассейна в этом районе.

Анализ макроциклов показывает следующее. Наиболее мощными являются первый и второй трансгрессивные макроциклы. Для них характерна небольшая мощность относительно мелкозернистых образований и значительная —относительно глубоководных осадков. Среди последних важное место занимают осадки автокинетических потоков, связанные с вулканизмом. Регрессивный ряд отложений в указанных макроциклах отсутствует, вероятно, из-за размыва. При этом в образовании первого макроцикла существенную роль играл терригенный материал, а при формировании второго —диатомиты. Это объясняется как более значительной трансгрессией, так и, видимо, постепенным похолоданием. На последнее, в частности, указывает появление материала «ледового» разноса.

Третий макроцикл, начинающийся, как и предыдущие, с маломощной толщи мелководных осадков, завершается регрессивной толщей 9, свидетельствующей о быстром обмелении бассейна. Грубозернистый состав слагающих ее пород указывает на усиление сноса обломочного материала.

Четвертый, плиоценовый, трансгрессивный макроцикл имеет примерно такую же мощность, как третий, но открывается толщей грубозернистых мелководных осадков. В целом максимальные глубины накопления относительно глубоководных осадков третьего и четвертого макроциклов, были уже гораздо меньше, чем у первого и второго. Наконец, пятый макроцикл и вовсе редуцирован — он имеет небольшую мощность и сложен лишь мелководными осадками.

#### ГЛАВА ПЯТАЯ

# ПРОБЛЕМА РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ КАРАГИНСКОГО НЕОГЕНА, ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ДРОБНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Среди проблем стратиграфии детализация стратиграфических схем одна из самых актуальных [Меннер, Гладенков, 1986]. Поэтому при изучении неогена Камчатки, и в частности о-ва Карагинского, на этот вопрос было обращено особое внимание. Были рассмотрены те приемы и методы, которые могут реально привести к выделению дробных стратиграфических подразделений инфразонального типа. В этом уже сейчас нуждается геологическая практика в связи с переходом к крупномасштабному геологическому картированию. Вычленение детальных подразделений может иметь в дальнейшем важное значение и для дешифровки различных геологических событий, выявления их взаимосвязи и, что очень важно, прогнозирования тех или иных ситуаций (например, климатических) в будущем. Такой подход прямо укладывается в рамки того научного направления, который получил название событийной стратиграфии, или экостратиграфии. В данном случае делается попытка показать его реалии на специфическом примере расчленения шельфовых толщ, сформировавшихся в зоне перехода от океана к континенту.

В связи с тем что накопление неогеновых образований о-ва Карагинского проходило в шельфовой зоне, их расчленение опирается прежде всего на бентосные комплексы (моллюски и фораминиферы). Фактически здесь преимущественно использовалось парарасчленение, к которому в ряде случаев добавляется и орторасчленение, когда, помимо бентоса, в тех или иных слоях обнаруживаются планктонные остатки (с кремниевым скелетом). На основе планктона выделяются зоны (или их части), которые помогают привязывать дробные подразделения парастратиграфического типа к океанической и через нее к общей шкале. В целом операция по корреляции разрезов по палеонтологическим остаткам осуществляется в двух направлениях, которые дополняют и контролируют друг друга: с одной стороны, сопоставляются свиты, горизонты, лоны, слои — стратиграфические уровни неогена Восточной Камчатки с таковыми других районов Сахалина, Японии и Северной Америки по бентосу, с другой — коррелируются зоны по планктону. Сходство или различие получаемых выводов служит предметом специального анализа (естественно, что при сходстве степень надежности корреляционных построений считается наиболее высокой).

При детальном расчленении осадочных толщ в данном случае, как говорилось, широко использовались моллюски и фораминиферы. Процедура расчленения разреза и датирования дробных единиц включает ряд операций. В каждой свите сначала выделялись реальные слои (слой) с фауной, которые в одних случаях надстраивают друг друга без перерыва, в других — разделяются интервалами без фауны (интерслоями), т.е. не смыкаются. Название каждого слоя давалось, как правило, по видам, определяющим лицо слоя, т.е. по характерным формам, развитым только в данном слое, с учетом количественно преобладающих видов. При таком подходе слой фактически является единицей, суммирующей (или отражающей) биозоны одних таксонов и экозоны (эпиболи) других. Это позволяет обособлять каждый слой на реальной основе. Как показывает практика, подобные слои с комплексами моллюсков по характерным и преобладающим формам четко узнаются в поле и могут успешно картироваться. В практике подобные подразделения уже используются. Примером могут служить слои с моллюсками, описанные в Корфском районе Восточной Камчатки (в пределах олигоцена — начала среднего миоцена здесь обособлено 24 слоя) [Гладенков и др., 1987]. Опыт выделения таких слоев (с моллюсками) в неогене Западной Камчатки показал возможность их прослеживания на расстоянии более 700—800 км [Синельникова, 1985].

Напомним, что при анализе каждого слоя с фауной принималось во внимание изменение общего числа видов и числа форм, появляющихся в разрезе впервые, количества (процента) современных форм и тепловодных видов, а также эндемиков. Для корреляции слоев использовались виды (и их сочетания) с широкими ареалами и узкими возрастным диапазоном.

Выше при описании каждого слоя (по моллюскам и фораминиферам) уже была дана их конкретная характеристика (состав таксонов, их особенности и пр.). Всего по моллюскам (М) выделено 42 слоя (в миоцене — 23, в плиоцене — 19), по фораминиферам (Ф) — 21 слой (в миоцене — 13, в плиоцене — 8). Как видим; число слоев по моллюскам в 2 раза больше, чем по фораминиферам. Важно отметить, что в ряде случаев интерслои М заполняются слоями Ф, и наоборот, интерслои Ф — слоями М. Это позволяет охарактеризовать слоями (М и Ф) практически весь разрез. Исключение составляют лишь небольшие «кусочки» отдельных толщ: 13 — пестроцветной, 7 и 9 — юнюньваямской, 10 — лимимтэваямской свит.

Уже говорилось, что слои М и Ф и интерслои были объединены в пачки с фауной. В основе подобного укрупнения лежала определенная общность палеонтологических комплексов, которые отражают отдельные этапы эволюции древней биоты, и их принадлежность к тем или иным седиментационным циклам. Всего по моллюскам выделено 15 пачек — I-XV (М), по фораминиферам — 9 пачек -I-IX (Ф). Показательно, что в ряде случаев они хорошо совпадают (так, IM COOTBETCTBYET I $\Phi$ , IIM — II $\Phi$ , IXM — VI $\Phi$ , X-XIM — VII $\Phi$ , XII-XIIIM — VIII $\Phi$ , XIV-XVM — IXФ), т.е. практически выделяются пачки с комплексной политаксонной характеристикой (М и Ф). Именно они представляют особый интерес для практики. Вместе с тем имеются слои (пачки) с М и Ф, объемы и границы которых не совпадают (свита мыса Плоского и нижняя часть юнюньваямской свиты). При этом шесть пачек М (III–VIII) соответствуют трем пачкам Ф (III–V) с приблизительной параллелизацией пачек М (III-V) пачкам III — низы IVФ. Таким образом, весь карагинский неоген можно в целом расчленить на 10–15 пачек, которые достаточно хорошо идентифицируются и коррелируются с таковыми других районов.

Наверное, такие подразделения можно отнести к слоям с географическими названиями, что рекомендуется в ряде руководств, некоторые из них уже наименованы (усть-лимимтэваямские, тусатуваямские).

С другой стороны, часть таких пачек с фауной может рассматриваться в качестве лон или рен (региональных зон). Например, плиоценовая лона Elphidiella oregonensis (Ф) или лоны Fortipecten hallae—Astarte limimtensis и A. diversa—A. nortonensis (М). Число подобных лон, видимо, будет расти, но перевод в них пачек требует тщательного анализа, обязательной проверки как «устойчивости» зональных комплексов в масштабе древний бассейнов, так и сходства последовательности их в разрезах, однозначности стратиграфической позиции. В то же время не исключено, что после проверки некоторые из них останутся в ранге лишь местных слоев. Другими словами, практика должна провести еще большую работу по их калибровке.

Следует еще раз обратить внимание на важный иерархический и стратиграфический статус анализируемых пачек (независимо от того, к какой категории их относить — к слоям или лонам). Ведь собственно их суммирование создает основу для выделения горизонтов (региоярусов), т.е. важнейших региональных подразделений, соответствующих образованиям определенных этапов геологического развития региона, которые (этапы) отразились в эволюции органического мира (в частности, бентосных групп) и в специфике седиментации.

Таких горизонтов в неогеновом разрезе данного района можно выделить семь (снизу вверх). Нижний миоцен-низы среднего миоцена — два горизонта соответствуют пестроцветной свите (они пока безымянные); средний миоцен-низы верхнего миоцена — горизонт мыса Плоского; верхний миоцен — юнюньваямский; плиоцен - лимимтэваямский, усть-лимимтэваямский, тусатуваямский. Чрезвычайно важно, что в данном разрезе удалось выделить те части неогена, которые в Западнокамчатском опорном разрезе выражены не четко. Так, эрмановский горизонт верхнего миоцена там представлен в основном континентальными фациями, а морские слои отмечены лишь в самом его основании или вообще отсутствуют. Энемтенский же горизонт соответствует только нижней части плиоцена, а верхняя часть плиоцена отсутствует. Таким образом, в дополнение к горизонтам, которые в 50-х годах были выделены в стратотипическом разрезе Западной Камчатки и с тех пор широко используются на Камчатке в качестве унифицированных, на о-ве Карагинском впервые отмечены новые горизонты верхнего миоцена и верхнего плиоцена в морских фациях. Они как бы заполняют имевшиеся до последнего времени «пустые» места в неогеновой схеме Камчатки, помогая создать целостную стратиграфическую схему области на региоярусной основе.

В принципе горизонты фактически в ранге свит неогена о-ва Карагинского были намечены еще в конце 60—70-х годов (см., напр., [Гладенков, 1972, 1982]). Новым же в представляемом варианте региональной схемы является, во-первых, вычленение из пестроцветной свиты двух горизонтов (I и II) и выделение тусатуваямских слоев, относимых ранее к нижней части квартера [Петров, 1982], в самостоятельный горизонт (VII) верхнего плиоцена.

Выше говорилось, что при изучении карагинского неогена, помимо бентосных групп, был использован и планктон — прежде всего диатомовые. Они позволили выделить шесть зон, что стало одной из основ привязки отдельных толш разреза к общей шкале (в миоцене это толши 11, 12, в плиоцене — толши 11—13 и тусатуваямские слои). Вместе с тем было отмечено отсутствие диатомовых в миоценовых толшах 10, 13, 1, 2, 9 и в плиоценовой — 10, что выявило случаи несмыкания зон. Однако, несмотря на эти «пропуски» зональных единиц, региоярусы получили достаточно надежную возрастную характеристику. В горизонте II отмечена четкая нижнемиоценовая зона Crucidenticula kanavae, в горизонте мыса Плоского (III) — среднемиоценовая Thalassiosiru vabei, в юнюньваямском (IV) — верхнемиоценовая Rouxia californica, в трех верхних горизонтах (V-VII) — зоны типичного плиоцена. В данном случае зоны оказались несколько меньшими по объему, чем горизонты (за счет интерзон), однако в целом они различаются мало. Особо выделяется горизонт VI (усть-лимимтэваямский), который соответствует части зоны Neodenticula koizumi — Neodenticula kamtschatica. Из анализа соотношения зон с другими подразделениями следует, что зоны (по диатомовым) являются обычно более крупными единицами, чем пачки и тем более слои с фауной (соответственно в 2-2.5; 3.5 до 7 раз).

Таким образом, намечается следующая иерархия стратиграфических подразделений, которая была использована при расчленении неогена о-ва Карагинского: слой с фауной → пачки с фауной — моно- и политаксонные, соответствующие по рангу слоям с географическим названием (или лонам-ренам), → диатомовые зоны → горизонты (региоярусы).

Однако в эту систему подразделений, которая эмпирическим путем сложилась при изучении конкретного разреза Восточной Камчатки, практика может внести определенные коррективы. Например, не всегда в шельфовых разрезах находятся диатомовые зоны, и поэтому пачки с фауной могут сразу объединяться в горизонты. Как правило, это и происходит, ибо подразделения, связанные с парарасчленением, образуют естественную цепь от более дробных местных и региональных единиц к более крупным (слои — пачки — горизонт), а зоны, основанные на ортогруппах, являются часто (особенно в случаях несмыкаемости) вставными в региональную схему, дополнительными подразделениями, в значительной мере существующими как бы параллельно.

Подобная ситуация складывается далеко не всегда, но для районов перехода от океана к континенту (шельфовых разрезов, разрезов окраинных и внутренних бассейнов и пр.) она является весьма типичной. Такое явление не должно пугать



Таблица 7 Схема сопоставления горизонтов и свит Восточной Камчатки и сопредельных районов

![](_page_102_Figure_2.jpeg)

стратиграфов. Использование данных по всем группам есть единственно правильное направление при разработке системы стратиграфических подразделений региона, несмотря на все трудности (кажущиеся и реальные) формального порядка. В этой связи специально подчеркнем, что в настоящее время горизонты являются теми подразделениями, которые пока наиболее полно и реально суммируют единицы пара- и орторасчленения. В этом смысле (с учетом данных по литологическому составу толщ и их палеомагнитной характеристике) они принадлежат к стратиграфическим подразделениям комплексного обоснования. Правда, уже сейчас к единицам комплексного обоснования можно отнести и более дробные подразделения, в частности многие зоны и слои с географическим названием (или пачки с фауной) особенно в тех случаях, когда для их характеристик используются разные группы ископаемых и другие (например, физические) признаки.

Отдельно стоит вопрос о возрасте упомянутых выше подразделений: с одной стороны, горизонтов (и составляющих их пачек), с другой — слоев с фауной (наиболее дробных единиц).

О возрасте горизонтов уже говорилось. Он определяется по комплексам как диатомовых, так и бентосных групп (моллюсков и фораминифер). Горизонт I определен как нижнемиоценовый по двум бентосным группам (M и  $\Phi$ ). По горизонту II имеются разночтения: диатомовые (Д) свидетельствуют о раннемиоценовом возрасте (самые верхи), а моллюски (М) и фораминиферы ( $\Phi$ ) — о возможном среднем миоцене. Поэтому граница нижнего и среднего миоцена выглядит достаточно условной. Горизонт мыса Плоского (III) отнесен к среднему миоцену по Д и M, к среднему—верхнему (?) — по  $\Phi$ . Возраст юнюньваямского горизонта (IV) определен как позднемиоценовый по всем группам (Д,М, $\Phi$ ). Наконец, три верхних горизонта V—VII (лимимтэ-, усть-лимимтэ- и тусатуваямский) фактически без разночтений определены как плиоценовые (с нижней границей плиоцена в подошве, видимо толщи 10, и верхней — в кровле тусатуваямских слоев, соответствующих самой верхней зоне плиоцена).

Значительная сходимость данных по Д, М, Ф собственно и позволила осуществить достаточно реальную корреляцию карагинских толщ с горизонтами и свитами сопредельных районов-Камчатки, Сахалина, Северной Японии, с одной стороны, и Северной Америки — с другой (табл. 7).

По сравнению с возрастом свит, определенным к 1979 г. [Гладенков и др., 1982], в данном варианте особых изменений нет, однако все датировки толщ сейчас проработаны и обоснованы гораздо надежнее. Новым в датировании является отнесение тусатуваямских слоев к плиоцену (ранее, как говорилось, они датировались квартером) и выделение в пестроцветной свите не только нижнемиоценовых, но и среднемиоценовых слоев. Правда, этот вопрос пока все-таки не может считаться решенным в связи с указанным выше расхождением палеонтологических данных.

Крайне важными при определении возраста свит и толщ представляются данные по датированию физическими методами. В одних случаях они помогают реально оценить и скорректировать выводы, полученные биостратиграфическим путем, в других же их помощь достаточно условна.

В Карагинском разрезе породы основания толщи 9 юнюньваямской свиты имеют возраст 9,4±0,9 млн лет, который установлен М.Л.Зильберманом К-Агметодом [Гладенков, Шанцер, 1978]. В целом это определение согласуется с палеонтологическими данными, которые указывают на позднемиоценовый возраст. Однако если пользоваться диатомовой шкалой, то можно обнаружить некоторые расхождения: границы зоны Rouxia californica, приуроченной к толщам 7—8 той же свиты, соответствуют изохронам 7,3 и 6,6 млн лет, а расположенная выше толща 9, как следует из вышесказанного, древнее — более 9 млн лет. Даты по трекам (см. выше), полученные для толщи 8,0пределены в пределах 6,95±0,58 и 6,22±0,57 млн лет, т.е. и здесь можно говорить о не совсем корректном значении датировки, полученной К-Аг-

Для определения возраста осадочных толщ верхнего миоцена-плиоцена, помимо фауны и флоры, использовались и палеомагнитные данные. Как указывалось выше, в разрезе удалось выявить ортозоны Матуяма, Гаусс и Гильберт. Как известно, все они имеют определенные возрастные ограничения (в млн лет) в стандартной шкале, что позволяет сравнивать их с уровнями, полученными по трекам деления урана. По трекам для пепловых туфов плиоцена и позднего миоцена установлено 11 дат (7 для плиоцена). На рис. 24 показано их положение по толшам. Они четко отбивают возрастную последовательность образцов (не отмечены случаи, когда даты противоречили бы стратиграфическому положению образцов). Однако при их сравнении с датированием слоев по диатомовым и палеомагнитным зонам вскрываются некоторые расхождения. В принципе возраст отдельных слоев по трекам несколько моложе, и хотя речь идет о несбивке всего в 0,5—1 млн лет, вопрос этот при разработке дробных шкал требует специального обсуждения. Возможно, здесь потребуется и корректировка палеомагнитных интерпретаций; однако не исключено, что какое-то несовершенство есть и в трековой методике. В целом же можно сказать, что использование физических методов для датирования древних толш приносит громадную пользу, несмотря на имеющиеся расхождения в результатах, получаемых разными методами. Они дают достаточно реальную картину прежде всего в определении возраста крупных подразделений — свит и толщ, и уже одно это представляется крайне важным.

Более осторожного подхода требует индексация возраста дробных подразделений и отдельных уровней. Известные ограничения радиометрического и трекового методов и неоднозначность палеомагнитной интерпретации разреза заставляют оценивать каждую цифру очень осторожно,с допущением многовариантности и с признанием разумных пределов их толкования. Основой же расчленения разрезов остаётся стратиграфическая его разбивка, базирующаяся прежде всего на палеонтологических данных. Именно она обеспечивает дешифровку реальной стратиграфической последовательности толщ и в определенных границах оценку их возрастной продолжительности.

Особого анализа требует проблема выделения дробных стратиграфических подразделений. Как уже говорилось, при изучении плиоценовой части данного разреза была поставлена специальная задача — попытаться сделать такое детальное расчленение древних осадков, чтобы можно было сравнивать подразделения по их возрастному объему с четвертичными категориями.

При определении возраста слоев и пачек принимались во внимание датировки границ диатомовых зон и палеомагнитных ортозон (и эпизодов), а также расчеты временных интервалов по скорости осадконакопления тех или иных толщ (около 2,5 см/тыс.лет). Семь верхних толщ карагинского неогена (верхний миоцен плиоцен) имеют следующие возрастные значения (в млн лет) : толща XI — около 1 (от подошвы до кровли); толща X — около 0,12 (следовательно, продолжительность формирования каждого из двух слоев с моллюсками составляла 0,06 млн лет); толща XI — 0,16 (каждый из трех слоев — примерно по 0,05). Возрастной диапазон толщи XII составляет 0,15 млн лет (из пяти слоев каждый соответствует 0,03 млн лет). Толща XIII имеет возрастные рамки в пределах 0,25 млн лет (каждый из четырех слоев — 0,06 млн лет). Что касается толщи XIV, то там показатели следующие: для толщи — 0,35; для одного слоя (из четырех) — 0,09 млн лет. Расчет по толще XV показал, что время ее формирования можно оценить в 0,05 млн лет.

Приведенные данные показывают, что дробность плиоценовых подразделений является просто фантастической: пачки с фауной оцениваются (по продолжительности) в 0,12—0,35; а слои — 0,03—0,09 млн лет! Практически это означает, что достигнута такая детальность расчленения плиоцена, которая сопоставима с таковой четвертичной системы. Подобная детализация, с реальной оценкой временной продолжительности каждого дробного подразделения, достигнута на Камчатке и Сахалине впервые.

Однако в будушем при машинной обработке датум-плейнов разного типа (уровней появления и исчезновения отдельных таксонов) дробность расчленения может быть поднята еще выше. Уже сейчас в каждой свите можно наметить дополнительные уровни «разной степени доверительности», и не исключено, что ряд слоев вскоре будет расчленен на подслои. Практически во всех свитах можно отметить несколько реперов, отражающих появление и «вымирание» тех или иных форм фораминифер и моллюсков, что само по себе увеличивает число маркеров внутри неогена данного разреза. Так, в пестроцветной свите, помимо границ слоев и пачек, намечаются до 5-6 уровней по фораминиферам (Ф) и 1-2 по моллюскам (М). В свитах мыса Плоского и юнюньваямской по 3 уровня в каждой, как по Ф, так и по М. В лимимтэваямской свите добавочных уровней насчитывается до 3 по Ф и 4 по М. Таким образом, дальнейший анализ датумплейнов и рубежей слоев может значительно повысить детальность неогеновых подразделений. И здесь следует еще раз подчеркнуть, что использование количественных методов в целях детализации стратиграфических схем — одно из самых перспективных направлений будущих исследований.

#### ГЛАВА ШЕСТАЯ

# ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И СОБЫТИЯ

На основе изложенного фактического материала попытаемся расшифровать некоторые важные палеогеографические события, происшедшие в изученном регионе, и прежде всего седиментационные, биотические и климатические. Представляется также целесообразным остановиться на некоторых вопросах истории Берингии, освещение которых может быть прямо увязано с результатами исследования о-ва Карагинского.

## ОСНОВНЫЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ СОБЫТИЯ

Данные показывают, что миоценовые и плиоценовые отложения о-ва Карагинского формировались в основном в шельфовой, относительно глубоководной обстановке. Они образуют пять крупных макроциклов общей мощностью 1600— 1900 м, залегающих друг на друге со значительным размывом. Два нижних из них, отвечающие свитам пестроцветной и мыса Плоского, наиболее мощные (до 1200 м), трансгрессивные.

Макроциклы начинаются с маломощных толщ мелководно-морских отложений, которые быстро сменяются мощными, относительно глубоководными накоплениями. Их тонкозернистый состав, наличие в них отложений автокинетических потоков и глубоководной фауны позволяют предположить, что глубины моря в период максимальных трансгрессий достигали 500 м и более. Завершались они регрессиями и размывом ранее отложенных тонкозернистых осадков.

Третий макроцикл, отвечающий юнюньваямской свите, как и два предыдущих, также начался с быстрой трансгрессии морского бассейна. Однако глубина его уже не была столь значительной. Затем произошло постепенное обмеление бассейна и сформировалась мощная толща 9 мелководных отложений. В их составе постепенно увеличивалась доля гравийно-галечных осадков, образовавшихся за счет местных источников обломочного материала. Переход к плиоценовому этапу развития ознаменовался заметным сносом местного грубообломочного материала.

Четвертый макроцикл (лимимтэваямская свита) залегает с размывом на предыдущем и начинается мощной толщей грубозернистых прибрежно-морских отложений, формировавшихся под отчетливым воздействием приливно-отливных течений южного, западного, северного направлений при преобладающей роли последнего. Затем здесь стали накапливаться мелкозернистые осадки, однако глубины моря уже, видимо, не превышали 100 м.

Пятый макроцикл, отвечающий усть-лимимтэваямской свите, самый маломощный, сформировался в основном в мелководной обстановке.

Таким образом, в миоцене и плиоцене произошло постепенное уменьшение контрастности обстановок от существенно глубоководных, с отложениями высокоплотностных автокинетических потоков, до существенно мелководных, прибрежно-морских условий.

Резкие неровные границы макроциклов, отсутствие у большинства из них (за исключением третьего, юнюньваямского) регрессивного ряда осадков позволяет предположить, что они были значительно размыты и между ними существовали заметные стратиграфические перерывы.

В миоцене и плиоцене в районе накапливались в основном смешанные породы. Однако со временем их состав претерпел серьезные изменения, что объяснялось, в свою очередь, изменениями состава питающих провинций, характера и интенсивности эксплозивного вулканизма, роли биогенной седиментации. Так, при формировании пестроцветной свиты в бассейн поступали, с одной стороны, терригенные и вулканотерригенные продукты разрушения древних измененных осадочных и вулканогенных толщ, развитых, скорее всего, в восточных районах о-ва Карагинского, а с другой — лахаровыми и вулканотурбидитовыми потоками приносилось много свежего пирокластического материала андезитового и дацитового состава. Эти источники обломочного материала продолжали существовать и при накоплении свиты мыса Плоского, однако их значение резко уменьшилось из-за общирной трансгрессии. Важнейшую же роль стало играть диатомитонакопление, возможно, в связи со снижением температуры поверхностных морских вод в районе.

При образовании юнюньваямской и более молодых свит поступление в бассейн пирокластического материала продолжалось, но оно осуществлялось лишь по воздуху и морскими течениями. Автокинетические потоки в район о-ва Карагинского уже не проникали, видимо, в связи с существенным обмелением бассейна и прекращением деятельности вулканов непосредственно в области его питания.

В плиоцене резко усилилось поступление в бассейн продуктов разрушения местных, возможно палеогеновых и миоценовых пород, развитых в более восточных районах о-ва Карагинского. В осадках появилось много полуокатанных, угловатых обломков непрочных алевролитов, черных аргиллитов, глинистых диатомитов. Аналогичный непрочный и необработанный материал привносился и при ледовом разносе.

В изученном разрезе постоянно присутствуют значительная примесь пирокластического материала, а также прослои туфов, вулканических пеплов и тефроидов в основном среднего и кислого состава, свидетельствующих о вулканической деятельности на прилегающих территориях. Выделяются пять этапов значительной ее активизации.

Первый этап характеризуется возникновением нескольких пластов белых гравийно-песчаных тефроидов андезитодацитового состава в нижней части пестроцветной свиты. Источник их поступления остается неясным.

Второй этап, гораздо более крупный, отмечен формированием флишоидных пачек 3—5 в средней и верхней частях пестроцветной свиты. Они состоят из переслаивающихся «фоновых» осадков и слоев вулканотурбидитов и лахаровых отложений, представленных кристалловитрокластическими, кристаллолитовитрокластическими тефроидами среднего состава. Вулканогенные породы фиксируют мощную вспышку андезитового вулканизма на Северо-Западной Камчатке, возможно, в более восточных районах острова.

Третий этап андезитового вулканизма проявился в образовании в верхней части свиты мыса Плоского обильных пластов и пачек витрокластических, кристаллолитовитрокластических тефроидов отложений вулканотурбидитовых и реже лахаровых потоков. Наличие в них косой слоистости, ориентированной на юг, указывает на движение потоков из Северной Камчатки.

Четвертый короткий этап характеризуется пачкой 8 базальтовых тефроидов и местным базальтовым вулканизмом.

Наконец, пятый плиоценовый этап среднего и кислого вулканизма привел к образованию многочисленных прослоев и пластов вулканических пеплов в лимимтэваямской свите. Исходные вулканические центры, видимо, находились в различных районах Камчатки.

В ряде интервалов свиты мыса Плоского и более молодых свит имеются обильные включения «плавающего» материала ледового разноса (см. рис. 3). Особенно многочисленны они в верхних частях разреза, в пачках 3, 4, 9, 10 юнюньваямской свиты и в пачках 12—24 лимимтэваямской свиты. Характерно, что в шести интервалах встречаются геннойши. При этом наиболее значительные концентрации «плавающего» материала имеются в слоях, залегающих над слоями с геннойша-
ми. В связи с этим совместное нахождение геннойш с большим количеством «плавающего» материала ледового разноса указывает на существование не менее шести периодов заметного снижения температуры как придонных, так и поверхностных вод в бассейне на фоне прогрессирующего похолодания в позднем миоцене и плиоцене.

## БИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

Из биотических событий здесь характеризуются лишь основные. Как уже было показано, в разрезе карагинского неогена происходит заметная смена комплексов моллюсков, фораминифер, диатомовых спор и пыльцы (см. соответствующие разделы). Напомним, в частности, что анализ 176 видов моллюсков и 170 форм фораминифер позволил выделить целый ряд слоев, пачек и горизонтов, каждый из который отражает определенную эволюцию данных древних ассоциаций северо-западной части Тихого океана. Изменение флоры в данном разрезе также указывает на направленное развитие, с одной стороны, диатомовых водорослей, которое было свойственно бореальной Пацифике, а с другой — наземной растительности, распространенной на северо-восточной окраине Азиатского материка.

Это нашло отражение в образовании шести зональных комплексов диатомовых и нескольких ассоциаций палинокомплексов, последовательно отмечаемых в разрезе о-ва Карагинского.

В ряде случаев можно напрямую проследить преемственность сменяющихся комплексов (на уровне видов моллюсков, фораминифер и диатомовых). В других случаях в древних ассоциациях отмечается внезапное появление «чуждых» для данных широт биотических элементов, которое ничем как миграциями объяснить весьма трудно. Об этом уже подробно говорилось в предыдущих главах. Напомним хотя бы об установленном факте миграции с юга на север фортипектенов низкобореального — субтропического происхождения и их появлении в Карагинском и в других районах Камчатки в раннем плиоцене (слои XI—XII). Показательна и внезапная миграция арктических элементов с севера на юг, зафиксированная в комплексах позднего плиоцена (слои XV). Расшифровка этих событий (т.е. смены комплексов вследствие эволюции тех или иных таксонов и их группировок и миграций древних ассоциаций, связанных с климатическими колебаниями, деятельностью морских течений и пр.) — одна из сложнейших задач биостратиграфического анализа.

Смена фауны и флоры в разрезе отражает определенную этапность развития биоты шельфовых бассейнов бореальных районов Пацифики. Такая этапность в бассейнах геосинклинального типа устанавливается с гораздо большим трудом, чем в полузамкнутых бассейнах. Однако именно анализ сообществ древней биоты для расшифровки этапов, подэтапов и фаз ее формирования и обновления в тех или иных регионах и создает собственно основу для построения реальной стратиграфической шкалы и обособления в ней стратиграфических подразделений разного масштаба (от горизонтов до зон и слоев).

Особо следует сказать о закономерности изменения процента ныне живущих и вымерших форм в комплексах неогена о-ва Карагинского. Подсчеты показали, что число ныне живущих видов меняется в древних ассоциациях моллюсков следующим образом: в миоцене в горизонте 1 их около 10%, в горизонте 3 — 10—20, в горизонте 4 — 32—40; в плиоцене в горизонте 5 — 62—70, в горизонте 6 — 85, в горизонте 7 — 93%.

Меняется этот показатель и в комплексах фораминифер. В миоцене в пачке I их 15%, в пачке II — 9, в пачке III — 21, в пачке IV — V — 27, в пачке VI — до 30%. В плиоцене — в пачке VII — 77, в пачке VIII — 94 и в пачке IX — 96%.

Приведенные цифры отражают одну из общих тенденций формирования палеокомплексов и динамики замещения форм, которые постепенно вымирали в произом, видами, появившимися в неогене и получившими развитие в современный период. Анализ бентосных групп показывает, что палеоценозы бореальных широт формировались в данном регионе в несколько этапов. Первый из них пришелся, видимо, на поздний миоцен, когда в комплексах появились относительно холодноводные элементы (северобореального типа). Значительный процент их отмечен, в частности, в слоях IX (моллюски). Второй — очень важный этап относится к второй половине плиоцена (после раннеплиоценового климатического оптимума). Широкое развитие тогда получили типично северобореальные виды, причем «разбавление» их мигрантами (в частности, со стороны Аляски) постоянно увеличивалось, достигнув в слоях XV более 60% с включением, как уже отмечалось, видов арктического происхождения.

## ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ

Анализ различных ископаемых групп указывает на заметное изменение климата прошлого в Карагинском районе. Выше уже отмечалось, какие флуктуации палеоклимата выявляются наиболее четко. Не повторяя сказанного, обратим внимание на сравнение палеоклиматических данных по разным группам (рис. 25).

Первое неогеновое относительно крупное потепление зафиксировано в Карагинском регионе в «пестроцветное» время, когда в диатомовых ассоциациях бореальных широт появились южнобореальные — субтропические элементы, а среди комплексов фораминифер и моллюсков — ряд сравнительно тепловодных форм. Заметим, что на этом же уровне отмечается и четко выраженный пик распространения термофильных компонентов наземной флоры. Таким образом, в целом имеется хорошая сходимость разных данных, и можно предположить, что пестроцветная свита (кроме, видимо, нижней части) формировалась во время климатического оптимума. Этот оптимум, возможно, соответствует первому климатическому пику неогена — конец раннего — начало среднего миоцена.

Второе заметное потепление имело место в конце среднего миоцена. Это фиксируется как в морских комплексах — диатомовых, фораминифер и моллюсков (появление тепловодных видов), так и в палинологических ассоциациях (термофильные элементы), что выражается на спорово-пыльцевых диаграммах достаточно ярко. Это время попадает на формирование верхней толщи свиты мыса Плоского.

В начале плиоцена (средняя часть лимимтэваямской свиты) проявился еще один климатический оптимум. Он маркируется южнобореальными таксонами диатомовых и относительно тепловодными бентосными комплексами (фораминифер и моллюсков с фортипектенами).

Эти три климатических оптимума соответствуют тем оптимумам, которые были ранее намечены в неогене Западной Камчатки и северной части Тихоокеанской области, т.е. Японо-Сахалинского и Северо-Американского регионов [Гладенков, 1982].

К сожалению, не удалось установить достоверно (по всем группам) более мелкие климатические флуктуации, которые могли бы быть использованы для дальнейшей детализации стратиграфических схем. Правда, в плиоцене намечаются небольшие колебания климата по диатомовым и палинологии (см. рис. 12). Но они нуждаются в серьезной проверке и привлечении сравнительных данных по соседним районам. Охарактеризованные выше оптимумы разделены периодами относительных похолоданий, которые по своей временной продолжительности в 3—5 раз превышают эпохи потеплений. Подобная тенденция ранее была прослежена по материалам неогена Западной Камчатки, где эта закономерность обоснована детальным анализом ископаемых моллюсков, спор, пыльцы, и фораминифер [Гладенков, Синельникова, 1990].

Что касается общей тенденции изменения климата в неогене, то она вполне очевидна: в течение миоцена и плиоцена идет постепенное похолодание, которое достигает максимума в конце плиоцена (тусатуваямские слои, где появились даже арктические элементы фауны). Это хорошо иллюстрирует, например, диаграмма



Рис. 25. Изменения климата в неогене на о-ве Карагинском

изменения биогеографических структур комплексов моллюсков (см. рис. 7). Особенно показательна смена этих характеристик в плиоцене, где заметно нарастание вверх по разрезу процента бореально-арктических компонентов. Определение климатических обстановок в неогене (и особенно в плиоцене) приобретает сейчас важное практическое значение в связи с прогнозированием климатических условий на будущее столетие. Сейчас высказываются соображения о том, что обстановки последнего климатического оптимума (т.е. плиоцена) около 4 млн лет назад могут стать моделью таковых середины—конца XXI в. В этой связи карагинские материалы представляют собой несомненный интерес, а третий отмеченный здесь оптимум заслуживает специального разбора.

Анализ смещений биогеографических поясов и связанных с ними провинций показывает, что во время потеплений тепловодные комплексы мигрируют в северном направлении (вдоль Азиатского шельфа) на 10—15° и более по широте. Это лишний раз указывает на громадное влияние, которое оказывал палеоклимат на распределение древних ассоциаций как в шельфовой зоне, так и в океане. Подобная картина выявляется на Тихоокеанском побережье Северной Америки, а также в Северной Атлантике, где смещения, в частности донных комплексов, в неогеновое время по масштабу вполне сопоставимы с дальневосточными миграциями.

Говоря о колебаниях палеоклимата и вызванных ими прохорезах биотических комплексов, хотелось бы специально напомнить, что здесь мы не касаемся вопросов, связанных с расшифровкой миграций, обусловленных другими, в том числе биотическими причинами («давление» одних видов или комплексов на другие, занятие их экологических ниш и пр.). Эта проблема требует специального рассмотрения [Кафанов, 1982].

При палеоклиматических исследованиях крайне важным представляется использование количественных методов, которые до сих пор еще не внедрены в широкую практику. Между тем анализ спорово-пыльцевых и диатомовых диаграмм с этих позиций мог бы привести к крайне интересным выводам уже сейчас.

Остается добавить, что при палеоклиматических реконструкциях в каждом случае интерпретации ископаемых комплексов приходится обращать внимание на глубину их обитания (это относится прежде всего к бентосным группам) и фациальную их приуроченность (чтобы, например, не принять относительно холодноводные ассоциации отложений больших глубин за свидетельство похолодания).

О некоторых литологических данных, которые тоже проливают свет на палеоклиматические реконструкции, говорилось выше. Напомним, что наличие «плавающей» гальки в отдельных (прежде всего верхних) частях разреза, которая в ряде случаев сопровождается геннойшами, с полным основанием может быть интерпретировано как показатель относительных похолоданий (в разрезе отмечается до шести уровней с галькой). Эти данные хорошо увязываются с палеонтологическими материалами.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ БЕРИНГИИ В ПЛИОЦЕНЕ

Анализ геологического материала по неогену о-ва Карагинского позволяет осветить некоторые стороны позднекайнозойской истории Берингии, что давно привлекает внимание ученых различной специальности. К настоящему времени накоплен большой материал, свидетельствующий о громадном влиянии берингийского моста на палеогеографию Северного полушария. По этим вопросам в 60—70-е годы были опубликованы три специальных сборника [The Bering Land Bridge, 1, 1967; Берингийская суша и ее значение..., 1973; Берингия в кайнозое, 1976]. Однако проблема формирования континентального моста между Азией и Северной Америкой и связей морских бассейнов Северной Пацифики и Арктики в деталях не решена и сейчас.

В значительной мере расшифровка истории Берингийской суши опирается на анализ миграций млекопитающих, с одной стороны, и морской фауны — с другой. В этой связи большое значение приобретает изучение шельфовых разрезов, которые заключают в себе информацию, прямо или косвенно свидетельствующую о геологических событиях как в океанах, так и на континентах.

Разрез о-ва Карагинского в этом отношении весьма информативен. Здесь представляется уникальная возможность на биостратиграфической и магнитохронологической основе осветить геологический события плиоцена, которые в той или иной степени прямо связаны с историей Берингии.

Все толщи плиоценовых отложений этого разреза распадаются на четыре осадочных цикла (см. рис. 20). Кривая изменения глубины седиментации обнаруживает хорошую сходимость с кривой глобальных изменений уровня моря, разработанной П.Вейлем [Vail et al., 1981], что позволяет предположить эвстатическую природу этих колебаний. Корреляция событий, связанных с трансгрессиями Берингова моря, и периодов миграций млекопитающих, совпадающих по времени с регрессиями, позволяет наметить определенную закономерность в очередности этих явлений.

Как отмечалось выше, нижняя часть юнюньваямской свиты (толщи 7, 8), представляющая собой самостоятельный осадочный цикл, датируется пределами

диатомовой зоны Roxia californica, между изохронами 6,6(6,0)—7,3(7,0) млн лет. Комплекс моллюсков, в составе которого встречено большое количество тепловодных элементов, указывает на некоторое потепление, совпадающее с трансгрессией позднего миоцена (см. рис. 6).

Основание следующего осадочного цикла в разрезе отделено от этих отложений перерывом продолжительностью, видимо, более 1 млн лет. С тем временем, по данным Е.Линдсея [Lindsay et al., 1984], связано проникновение из Азии в Северную Америку на рубеже 6 млн лет росомахи Plesiogulo. Миграция животного могла произойти только по мосту, что скорее всего было обусловлено увеличением площади Берингии в результате падения уровня моря.

В представлениях о более поздних фаунистических обменах разных континентов в раннем плиоцене нет единства. В частности, Е.Линдсей выделяет уровень миграции грызунов мимомисной группы рода Promimomys и бобра Castor в интервале 5,2—4,9млн лет. Ч.Реппенинг [Reppening, 1978] в том временном интервале выделил два уровня миграций мелких млекопитающих — 4,8 и более 5,0 млн лет. По нашим данным, в нижней части плиоценовых отложений о-ва Карагинского выделяется ритм осадконакопления, отвечающий относительному повышению уровня моря на 25—30 м в интервале от 5,4 до 4,8 млн лет. Это время характеризуется более холодноводным комплексом моллюсков относительно ассоциаций толщ 8 и 10. Незначительное повышение уровня моря, по всей видимости, не повлекло за собой разрушения Берингийского моста. Однако истинная картина колебаний уровня моря в рассматриваемом регионе могла быть искажена проявлением в разрезе следов вулканической деятельности (уже указывалось, что в основании толщи 9 залегает вулканогенно-осадочная пачка с глыбами базальтов и прослоями их туфов).

Следующий седиментационный цикл в разрезе о-ва Карагинского выделяется в объеме лимимтэваямской свиты (толщ 10—12). По палеомагнитным данным, он отделен от толщи 9 перерывом продолжительностью более 300 тыс. лет. Возраст отложений этого цикла датируется интервалом 4,5—3,8 млн лет с максимумом трансгрессии около 4 млн лет (может быть, немного раньше). Данные по моллюскам свидетельствуют о том, что амплитуда колебаний уровня моря на территории о-ва Карагинского составила до 60—100? м. Вероятно, это была самая крупная трансгрессия Берингова моря в плиоцене. Отложения лимимтэваямской свиты коррелируются с трансгрессивно залегающей энемтенской свитой Западной Камчатки и третьим горизонтом маруямской свиты Сахалина.

В нижней части лимимтэваямской свиты (толщи 10, 11) отмечается большое количество южнобореальных видов, свидетельствующее об относительном потеплении климата, совпадающем с развитием трансгрессии. Максимальное повышение уровня моря повлекло за собой первое в плиоцене открытие пролива между Арктикой и Северной Пацификой на рубеже 4 млн лет. На этом уровне (нижняя часть толщи 12) в отложениях плиоцена появляются представители подсемейства Astartinae, не известные в палеогене и миоцене Тихоокеанского региона. С этим временем, вероятно, связано расселение Fortipecten hallae — младшего звена филогенетической ветви фортипектенов, найденного в толще 12 и на Аляске, севернее современного Берингова пролива. На рубеже 4,05 млн лет в высоких широтах Северной Пацифики начинает формироваться комплекс диатомей современного облика.

Отложения следующего осадочного цикла, выделенного в объеме усть-лимимтэваямской свиты (толщи 13), залегают с некоторым размывом. Перерыв на границе ритмов вычислен путем измерений скоростей осадконакопления и составляет приблизительно 200 тыс. лет на рубеже около 3,7 млн лет (см. рис. 19, 20). Время этого понижения уровня моря, по палеомагнитным датировкам, совпадает со значительными миграциями млекопитающих. В фаунах Хемпхилла Северной Америки на уровне 3,7 млн лет появляются возможные миграты из Азии: Trigonietis, медведь Ursus, мастодонт Mammut и олень Bretria [Lindsay et al., 1984]. Е.Линдсей отмечает непродолжительность существования этой связи. Следующий осадочный цикл выделен в объеме толщи 13, отвечающей относительному повышению уровня моря на 60—80 м. Датируются эти отложения серединой плиоцена — интервалом времени от 3,6 до 3,2 млн лет. Это, пожалуй, одна из самых значительных трансгрессий Берингова моря, которая проявилась в отложениях берингийских слоев Аляски, четвертой пачки Южного Сахалина и помырской свиты Северного Сахалина. С высоким уровнем моря в это время связаны новое открытие Берингова пролива и значительная экспансия бореальных видов моллюсков через Арктику в Северную Атлантику [Гладенков, 1978], что предполагает относительное потепление арктических вод. В плиоценовых толщах острова на этом уровне появляется род Cyrtodaria, мигрировавший из Арктического бассейна.

На о-ве Карагинском на отложениях этой трансгрессии с размывом залегают тусатуваямские слои. Перерыв на этом рубеже может быть оценен, видимо, в более чем 700 тыс. лет (см. рис. 19, 20). На этот временной интервал приходится еще одна эпоха миграций через Берингийскую сушу на уровне 2,5 млн лет. В то время из Азии в Северную Америку мигрировали Tremarctos и Synaptomys [Lindsay et al., 1984]. В обратном направлении в Азию проникли лошади Equus.

Залегающие стратиграфически выше тусатуваямские слои знаменуют собой начало последнего плиоценового осадочного ритма в разрезе острова. Это повышение уровня моря по времени ограничено возрастными рамками диатомовой зоны Neodarticula koizumi — 2,5—1,9 млн лет. Характерная особенность комплекса моллюсков из этих отложений — появление арктических подвидов астарт, свидетельствующих об относительно холодном климате времени формирования этого осадочного цикла. Повышение уровня моря в тусатуваямское время разделяет, вероятно, две регрессии Берингова моря и связанные с ними периоды миграций млекопитающих по Беринговому мосту. По данным Е.Линдсея, они составляют 1,6 и 2,5 млн лет, по оценке Ч.Реппенинга — 1,8 и 2,6 млн лет. Обе точки зрения сходятся на двух эпохах миграций. Предположение о повышении уровня моря в тусатуваямское время им не противоречит. Появление арктических элементов в карагинском комплексе моллюсков скорее всего может свидетельствовать о связи Арктического и Тихоокеанского бассейнов.

На границе неогена и квартера отмечается появление в Северной Америке слона Mammutus. В карагинском разрезе образуется перерыв в осадконакоплении (вплоть до раннего плейстоцена). С учетом данных по Усть-Камчатскому району, где отмечены дислоцированные осадочные толщи эоплейстоцена—начала квартера, можно предположить, что в начале плейстоцена в пределах данного района произошли складчато-блоковые движения, приведшие к дислоцированности карагинских отложений [Chinzei, Gladenkov, 1982].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разрез неогена о-ва Карагинского (Восточная Камчатка) является одним из лучших не только на Дальнем Востоке, но и во всей Тихоокеанской области. Полнота и богатая палеонтологическая охарактеризованность делает его опорным для Дальневосточного региона и позволяет решать целый ряд научных проблем, далеко выходящих за рамки региональной геологии. Это касается многих аспектов методики дробного стратиграфического расчленения отложений геосинклинального происхождения (с их большой мощностью, пестрым фациальным составом, наличием вулканических толщ и пр.) и в то же время толщ, сформировавшихся в шельфовых зонах области перехода от континента к океану бореальных широт. Важны карагинские материалы и для широких палеогеографических реконструкций, которые относятся к геологической истории как Северной Пацифики с ее обрамлением, так и Берингии (открытие и закрытие Берингова пролива) и Арктического района, т.е. фактически значительной части Голарктики. Особое место среди этих реконструкций занимают палеоклиматические, которые могут использоваться для прогноза климатических условий будущего столетия.

Изучение неогена о-ва Карагинского показало, что достоверное расчленение древних толщ достигается лишь на основе использования комплекса различных методов: палеонтологического, палеогеографического, палеоэкологического, палеоклиматического и физических.

В Карагинском разрезе выделено семь горизонтов (региоярусов): нижний миоцен — I (безымянный); средний миоцен — II и мыса Плоского; верхний миоцен — юнюньваямский; плиоцен — лимимтэваямский, усть-лимимтэваямский и тусатуваямский(см. табл. 7). Одновременно намечено шесть зон по диатомовым, которые позволяют привязывать перечисленные горизонты к общей шкале. В этих же целях использовались физические методы (палеомагнитные материалы, определение «абсолютного» возраста).

Специальное внимание было уделено детализации региональных стратиграфических схем. Послойный анализ бентосных комплексов (моллюсков и фораминифер) привел к выделению дробных подразделений — слоев и пачек (с фауной), многие из которых имеют не только монотаксонную, но и политаксонную характеристику. Обособление таких слоев и пачек, а на этой базе — слоев с географическим названием, показывает возможность расчленения неогеновых (прежде всего плиоценовых) отложений с детальностью, близкой к таковой для четвертичной системы (т.е. вычленением подразделений, измеряемых в тысячелетиях). На Дальнем Востоке подобная детализация достигнута впервые. В неогене данного района выделено свыше 40 слоев по моллюскам и 20 по фораминиферам, а также соответственно 15 и 9 пачек с фауной: часть из них трассируется на значительной площади Дальневосточного региона. Плиоценовые слои имеют продолжительность 0,03—0,09, а пачки — 0,12—0,35 млн лет.

Анализ разреза дает возможность также наметить этапность формирования неогеновых толщ: здесь выделено пять крупных седиментационных циклов, на которые наложились пять этапов вулканической активизации. Этапность развития древнего бассейна отразилась и в определенных сменах палеонтологических комплексов, как крупных, так и мелких.

Древние биотические сообщества, принадлежавшие бассейнам бореальных широт, отразили две тенденции, ярко проявившиеся в изложенных выше материалах. Это, во-первых, эволюция отдельных таксонов и их группировок (комплексов), а во-вторых, миграции комплексов из более южных или более северных широт, что в совокупности и обеспечило своеобразие состава карагинских ассоциаций.

В изменении неогеновых бентосных сообществ выявляется явная закономерность: постепенно от миоцена к квартеру нарастает процент ныне живущих видов (в частности, в плиоцене от 62—70 до 93% по моллюскам, от 77 до 96% по фораминиферам).

Впервые путем датирования пачек и толщ с помощью зонального расчленения, выявления палеомагнитных зон и определения возраста трековым методом удалось оценить продолжительность перерывов в разрезе, которая обычно трудно поддается расшифровке (в плиоцене, например, отмечены перерывы продолжительностью 0,2—0,3 млн лет и более, в миоцене предполагаются перерывы до 2—3 млн лет и более). Эти перерывы приурочены к основаниям седиментационных циклов и, видимо, при их интерпретации нельзя не учитывать роли эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Однако оценка продолжительности перерывов в миоцене не может считаться окончательной. Так, при анализе диатомовых зон (см. гл. 2) такие перерывы намечались в связи с отсутствием в разрезе некоторых зональных форм. Это в принципе не всегда свидетельствует о перерывах в осадконакоплении (особенно при сохранении сопутствующих комплексов), а говорит лишь о каких—то экологических или палеогеографических изменениях. В принципе перерывы в основании свиты мыса Плоского и других свит были намечены давно [Гладенков и др., 1982].

Из рассмотрения палеонтологических и литологических данных следует, что в неогеновое время климат устойчиво менялся в сторону похолодания. На этом фоне вместе с тем имели место три относительных потепления (климатические оптимумы), которые находят отражение и в других регионах северного полушария в конце нижнего — начаяе среднего миоцена, в конце среднего миоцена и в первой половине плиоцена. Последнее из них (около 4 млн лет назад) представляет собой особый интерес как модель климатических обстановок будущего столетия. Во время этого оптимума произошло смещение климатических и биогеографических поясов на 10—12° (по широте), уровень океана относительно поднялся, Берингов мост был затоплен и т.п., другими словами, в изучении последствий подобных явлений карагинские данные представляют собой исключительно информативный материал.

Изложенные данные позволили также расшифровать геологическую (плиоценовую) историю Берингийской суши, выявив фазы ее затопления и воздымания. Это выразилось в миграциях как морской фауны (известно, что тихоокеанские мигранты в плиоцене «прошли» через Арктический бассейн до Северной Атлантики—Исландии и Англии), так и континентальных ассоциаций (четырехпятикратный обмен крупными и мелкими позвоночными Азии и Северной Америки). На эти явления оказывали влияние не только тектонические движения, имевшие место в Северо-Тихоокеанской области, но и, видимо, эвстатические колебания уровня Мирового океана, масштабность которых сейчас признается многими исследователями.

Специально подчеркнем, что все эти выводы могли быть получены лишь на основе кропотливой конкретной работы. Только послойное изучение разрезов и скрупулезный анализ палеонтологических и литологических данных с добавлением материала по палеомагнитным и радиометрическим характеристикам могут заложить достаточно надежную основу для тех или иных заключений. К сожалению, подобных исследований в большинстве районов Сахалина, Камчатки, Корякского нагорья и Аляски проведено не было. Поэтому сейчас часто весьма трудно сравнивать карагинские материалы с таковыми соседних областей. Можно полагать, что, достигнув там дробности расчленения древних толщ, аналогичной полученной на о-ве Карагинском, удастся осуществить корреляции как стратиг-

рафических схем, так и геологических событий гораздо более детально и обоснованно, чем это делается сейчас. Проведение широких палеоэкологических исследований и привлечение количественных методов позволит в будущем выявить в них новые дополнительные уровни высокой и малой доверительности.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что вопрос о границе неогена и квартера на о-ве Карагинском, видимо, решить нельзя (хотя именно здесь подобные попытки предпринимались в прошлом). Это объясняется отсутствием здесь нижнечетвертичных (эоплейстоценовых) толщ, к которым ранее относились тусатуваямские слои (они оказались плиоценовыми). Исходя из материалов соседних регионов, прежде всего Усть-Камчатского, где эта граница по диатомовым отмечена внутри ольховской свиты (предварительные данные А.Ю.Гладенкова), можно предположить, что фаза складчато-блоковых движений, приведших к деформации верхнекайнозойских толщ, проявилась на Камчатке в плейстоцене.

Возвращаясь к основной идее настоящей работы, еще раз обратим внимание на то, что сегодня корреляция геологических событий фанерозоя ведется часто не на достаточно детальной основе. Между тем практика постепенно переходит к разработке все более дробных стратиграфических схем с подразделениями, продолжительность которых близка категориям четвертичной системы. Разработка таких схем, которые будут на порядок детальнее, чем ныне действующие, поможет дешифровке геологических событий в более мелком масштабе, а выявление взаимообусловленности, как и тенденций развития тех или иных геологических процессов, создает базу, на которую будут опираться наши прогнозы о направленности подобных процессов в будущем. И хотя в этом отношении делаются пока только первые шаги, именно дальнейшая детализация стратиграфических схем и точное датирование геологических событий станут главной задачей стратиграфии будущего.

## ЛИТЕРАТУРА

Атлас фауны и флоры палеогеновых и неогеновых отложений Дальнего Востока (Точилинский опорный разрез). М.: Наука, 1984. 332 с. (Тр.ГИН АН СССР; Вып. 385).

Атлас фауны палеогена и неогена Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1981. 219 с.

Берзина И.Г., Воробьева И.В., Гегузин Я.Е., Злотова И.М. Об отжиге треков от осколков спонтанного деления урана в кристаллах слюды и стеклах // ДАН СССР. 1966. Т.171, № 6. С. 1313—1316.

Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпоз., Хабаровск, 1973. 215 с.

Берингия в кайнозое: Материалы Всесоюз. симпоз. «Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое», Хабаровск, 10—15 мая 1973 г. Владивосток, 1976. 594 с.

Братцева Г.М., Гитерман Р.Е. Палинологическая характеристика палеогеннеогеновых отложений о-ва Карагинского (Восточная Камчатка) // Бюл. МО-ИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып.б. С. 95—99.

Брутман Н.Я., Архипова А.Д. Палиностратиграфические рубежи как основа корреляции кайнозойских отложений Северной Пацифики //Палинология Востока СССР. Владивосток, 1987. С. 71—82.

Волошинова Н.А., Кузнецова В.Н., Леоненко Л.С. Фораминиферы неогеновых отложений Сахалина. Л.: Недра, 1970. 182 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 284).

Волошинова Н.А., Леоненко Л.С. Палеоэкология фораминифер и их значение для стратиграфии и выяснения условий образования осадков (на примере фораминифер окобыкайской свиты Северного Сахалина) // Вопросы биогеографии и экологии фораминифер. Новосибирск: Наука, 1973. С. 7—44.

Ганзей С.С. Применение методов коррекции возраста вулканических стекол при датировании по трекам деления урана // Количественные параметры природной среды в плейстоцене. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988.

Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 251 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 214).

Гладенков Ю.Б. Процентный метод в изучении осадочных толщ кайнозоя (по данным малакофауны) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1977. № 47. С. 84—87.

Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с.

*Гладенков Ю.Б.* Климатические колебания в неогене северной части Камчатки // ДАН СССР. 1982. Т. 265, № 2. С. 407—409.

*Гладенков Ю.Б.* Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1988. 199 с.

Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Синельникова В.Н. Морской кайнозой залива Корфа Восточной Камчатки // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 5—73.

Гладенков Ю.Б., Витухин Д.И., Орешкина Т.В. Корреляция кайнозоя Восточной Камчатки с океаническими толщами // Неоген Тихоокеанской области. М.: Наука, 1982. С. 62—65.

Гладенков Ю.Б., Гречин В.И. Особенности формирования вулканогенно-осадочных толщ неогена Восточной Камчатки (о-в Карагинский)// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 44, вып. 5. С. 72—81. 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., Покровский Б.Г.* Изменение климата Восточной Камчатки в позднем кайнозое по изотопным данным // Там же. 1981. № 7. С. 148—151.

Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н. Моллюски и климатические оптимумы миоцена Камчатки. М.: Наука, 1990. 172 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 453).

Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Титова Л.В. Этапность развития фауны шельфовых бассейнов неогена Камчатки (на примере букцинид) // Литология и стратиграфия мезозоя и кайнозоя восточных районов СССР. М.: Наука, 1988. С. 58—135.

Гладенков Ю.Б., Чинзей К. Палеогеографические аспекты плиоцен-раннечетвертичного времени в северо-западной части Тихого океана // Докл. XI Конгр. ИНКВА. М., 1982. Т.1. С. 70.

Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Значение палеомагнитных данных для стратиграфии кайнозоя Центральной и Восточной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 4. С. 35—40.

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., 1989. С. 127—134. (XXVIII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов).

Гречин В.И. Миоценовые отложения Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 137 с.

Диатомовые водоросли СССР: (ископаемые и современные). Л.: Наука, 1974. Т.1. 403 с.

Долматова Л.М. Диатомовые водоросли неогеновых отложений северо-западной части Тихого океана (Командорские острова, о-в Карагинский) // Микропалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974. С. 76—82.

*Долотов Ю.С.* Динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления. М.: Наука, 1989. 269 с.

Долотов Ю.С., Жаромскис Р.Б., Кирлис В.И. Дифференциация осадочного материала и слоистость прибрежных отложений. М.: Наука, 1982. 184 с.

Жидкова Л.С. Биостратиграфия верхнетретичных отложений южной части Сахалина // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1962. Вып. 4.

Жидкова Л.С., Кузина И.Н., Лаутеншлегер Ф.Г., Попова Л.А. Атлас моллюсков верхнего миоцена и плиоцена Сахалина. М.: Наука, 1968. 179 с.

Жидкова Л.С., Сальников Б.А., Брутман Н.Я. и др. Макаровский опорный стратиграфический разрез палеоген-неогеновых отложений Сахалина // Неоген Тихоокеанской области. М., 1982. С. 50—61.

Игнатьев А.В., Кияшко С.И. Методы изучения изотопного состава скелетного вещества // Физические и химические методы в палеонтологии. М.: Наука, 1988а. С. 78—90. (Тр. ПИН АН СССР; Т. 230).

Игнатьев А.В., Кияшко С.И. Методы изотопной масс-спектрометрии и реконструкция палеосреды // Там же., 19886. С. 138—146. (Тр. ПИН АН СССР; Т. 230).

Кафанов А.И. Кайнозойская история малакофауны шельфа Северной Пацифики // Морская биогеография. М.: Наука, 1982. С. 134—175.

Кияшко С.И. Особенности изотопного углерода (13С/12С) карбоната раковин некоторых морских моллюсков // Моллюски: Систематика, экология и закономерности распределения. Л.: Наука, 1983. Вып.7. С. 166—167.

Кияшко С.И., Горбаренко С.А. Изотопно-кислородная палеотемпературная шкала, полученная экспериментально для одного вида двустворчатых моллюсков // Геохимия. 1985. № 3. С. 275—280.

Кияшко С.И., Игнатьев А.В. Изотопный состав кислорода и углерода карбоната скелетов беспозвоночных из дальневосточных морей // IX Всесоюз. симпоз. по стабил. изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1982. С. 406—408. Криштофович Л.В. Моллюски миоценовых отложений Восточной Камчатки // Палеонтол. сб. 1969. Вып. 268. № 1, С. 172—210.

*Кругликова С.Б.* Радиолярии в поверхностном слое осадков Охотского моря // Океанология. 1974. Т. 15, Вып. 1. С. 116—122.

Кузнецов А.П. Фауна донных беспозвоночных прикамчатских вод Тихого океана и северных Курильских островов. М.: Изд-во АН СССР, 1964.

Кураленко Н.П. Миоценовые лахаровые и вулканотурбидитовые отложения о-ва Карагинского // Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988. С. 73—87.

Меннер В.В., Гладенков Ю.Б. К детализации стратиграфических шкал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 11. С. 5—18.

Никитин В.П. Неогеновые флоры Северо-Востока СССР (по материалам палеокарпологических исследований) // Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск, 1979. С. 37—43.

Николаев С.Д., Блюм Н.С., Николаев В.И. Палеогеография океанов и морей в кайнозое (по изотопным и микропалеонтологическим данным). М.: ВИНИТИ, 1989. 196 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. Циатомовые комплексы и стратиграфия верхнего кайнозоя Прикамчатского района Тихого океана // Там же, 1985. N 5. C. 60—73.

Орешкина Т.В. Неогеновые диатомеи Северной Пацифики: Стратиграфия и палеоокеанография // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1989. Вып. 30. С. 90—100.

Петров О.М. Морские моллюски антропогена северной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 144 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 357).

Петров О.М., Хорева И.М. Корреляция поздненеогеновых и четвертичных отложений крайнего Северо-Востока СССР и Аляски // Граница третичного и четвертичного периодов. М.: Наука, 1968. С. 70—74.

Петрушевская М.Г. Радиолярии отрядов Spunullaria и Nassellaria Антарктической области // Результаты биологических исследований советской Антарктической экспедиции 1955—1958 гг. Л.: Наука, 1967. Вып. 3. С. 5—186.

Петрушевская М.Г. Радиолярии отряда Nassellaria Мирового океана. Л.: Наука, 1981. 405 с.

Петрушевская М.Г. Радиоляриевый анализ. Л.: Наука, 1986. 199 с.

Попов С.В. Позднекайнозойские двустворчатые моллюски семейства Carditidae СССР. М.: Наука, 1983. 118 с. (Тр. ПИН АН СССР; Т. 203).

Ратновский И.И., Гладенков Ю.Б. О соподчинении региональных стратиграфических подразделений кайнозоя Дальнего Востока // Кайнозой Дальнего Востока. Л.: Недра, 1981. С. 4—21.

Савицкий В.О., Маргулис Л.С., Болдырева В.П. и др. Маруямская свита Южного Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 5. С. 65—76.

Саидова Х.М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.

Серова М.Я. Стратиграфия и фораминиферы неогена Камчатки. М.: Наука, 1978. 174 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 323).

Симонова А.А. Фауна третичных отложений юго-восточной части Северного Сахалина. Л., 1941. 79 с. (Тр. НГРИ. Сер. А; Вып. 18).

Синельникова В.Н. Пектиниды миоплиоцена Камчатки. М.: Наука, 1975. 140 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 294).

Синельникова В.Н. Стратиграфия и палеонтологическая характеристика плиоцена Северо-Западной Камчатки // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. М.: ГИН АН СССР, 1985. С. 56-83.

*Скарлато О.А.* Двустворчатые моллюски умеренных широт западной части Тихого океана. Л.: Наука, 1981. 479 с. *Тейс Р.В., Найдин Д.П.* Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М.: Наука, 1973. 255 с.

*Толмачев А.И.* К истории возникновения и развития темнохвойной тайги. М., Л., 1954. 156 с.

Точилина С.В., Вагина Н.К., Попова И.М. О значении радиоляриевого и палинологического анализов для выявления эвстатической цикличности // Теоретические и прикладные аспекты современной палеонтологии. Л.: Наука, 1989. С. 35—46.

Точилина С.В., Вагина Н.К., Попова И.М., Ремизовский В.И. Верхний кайнозой Южного Сахалина. Владивосток, 1988. 75 с.

*Рунева Н.П.* Радиолярии миоценовых отложений Тихоокеанского подвижного пояса // Ископаемые и современные радиолярии. Л.: Недра, 1979. С. 56—64.

Филатова З.А., Нейман А.А. Биоценозы донной фауны Берингова моря // Океанология. 1963. Т. 3, № 6.

Фор Г. Основы изотопной геологии / Пер. с англ. И.М.Горохова, Ю.А.Шуколюкова. М.: Мир, 1989. 590 с.

Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин Л.Г. и др. Шкала геологического времени: Пер. с англ. М.: Мир, 1985. 140 с.

Харкевич Д.С. Геолого-петрографический очерк о-ва Карагинского// Тр. Камчатской комплексной экспедиции 1936—1937 гг. Вып. 3. 58 с.

Хейссер К. Ботанико-географические исследования плейстоцена Аляски и северо-западного побережья Тихого океана // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1969.

Хомутова В.И. Спорово-пыльцевые комплексы // История озер позднего палеозоя и раннего мезозоя. Л., 1987. С. 68—72.

Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С. К геохронологии меотиса и понта Восточного Паратетиса // ДАН СССР. 1988. Т. 303, № 1. С. 178—181.

Шлюков А.И., Ганзей С.С. Кинетика накопления треков осколков деления урана в минералах // Геохимия. 1986. № 3. С. 383—391.

Akiba F. Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle to high latitudes of the North Pacific // Init. Rep. DSDP. 1986. Vol.87. P. 393—480.

Barron J.A. Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of leg 57, off northeastern Japan, Deep Sea Drilling Project // Ibid. 1980. Vol.56/57, Pt.2. P. 641-685.

*Barron J.A.* Late Cenozoic diatom biostartigraphy of the middle latitude eastern North Pacific, Deep Sea Drilling Project, leg 63 // Ibid. 1981. Vol. 63. P. 507—538.

Berggren W.A., Kent D.V., Flynn J.J. Neogene geochronology and chronostratigraphy // Geol. Soc. London Mem. 1985, № 10. P. 95–141.

Bjorklund K.R. The seasonal occurence and depth zonation of radiolarians in Korsfjorden, Western Norway // Sarsia. 1974. N 56. P. 13—42.

Bouma A.H. Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.

Bouma A.H. Ancient and recent turbidites // Geol. mijnbouw. 1964. Vol. 43. P. 357-379.

Burckle L.H., Opdyke N.D. Late Neogene diatom correlation in the Circum Pacific // Proc. I Intern. congr. Pacific Neogene stratigraphy. Tokyo, 1977. P. 255–284.

Dzulynski S., Ksiazkiewiez M., Kuenen Ph.H. Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains // Bull. Geol. Soc. Amer. 1959. Vol. 70. Ng 6. P. 1089–1117.

Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H.A., Urey H.C. Revised carbonate-water isotopic temperature scale // Ibid. 1953. Vol. 64, № 11. P. 1315-1325.

Fleischer R.L., Price P.B., Walker R.M. Effect of temperature, pressure and ionization on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses // J. Geophys. Res. 1965. Vol.70, No 6. P. 1497–1502.

Funayama M. Miocene radiolarian stratigraphy of the Suzn Area, northeastern

part of the Noto Peninsula, Japan // Tohoku Univ., Geol. Pal., Contr. 1988. № 91. Gleadow A.S. W. Fission track dating methods: What are the real alternatives? // Nucl. Track, 1981. Vol. 5, № 1/2. P. 3-14.

Hopkins M.D., Marincovich L.Jr. Whale biogeography and the history of the Arctic Basin // Arctic whaling: Proc. Intern. symp. Groningen, 1983. P. 7–24.

Hurford A.J., Green P.F. A reappraisal of neutron dosimetry and uranium-238 values in fission-track dating // Nucl. Track. 1981. Vol. 5,  $N_{2}$  1/2. P. 53—61.

Ingle J.C.(Jr.). Cenozoic paleobathymetry and depositional history of selected sequences within the southern California continental borderland // Cushman Found. Spec. Publ. 1980. No 19. P. 163–195.

Koizumi I. Diatom biochronology for Late Cenozoic Northwest Pacific // J. Geol. Soc. Jap. 1985. Vol. 91, № 3. P. 195-211.

Koizumi I., Tanimura Y. Neogene diatom biostratigraphy of the middle latitude western North Pacific. Deep Sea Drilling Project, Leg 86 // Init. Rep. DSDP. 1986. Vol. 86. P. 269-300.

Kuenen Ph.H. Deep sea sand and ancient turbidites // Turbidites. Amsterdam: Elsevier, 1964. P. 3-33.

Lindsay E.H., Opdyke N.D., Johnson N.M. Blancan–Hemphillian land mammal ages and Late Cenozoic mammal dispersal events // Ann. Rev. 1984. P. 445–488.

Lowe D.R. Sediment gravity flows. 2. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents // J. Sediment. Petrol. 1982. Vol.52,  $N_{\rm P}$  1. P. 279-297.

MacNeil F.S., Mertie J., Pilsbry H.A. Marine invertebrate faunas of the buried beaches near Nome, Alaska // J. Paleontol, 1943. Vol. 17, № 1. P. 69–96.

Marincovich L.J. Eastern Pacific molluscan bio-events and their relation to Neogene planktonic datum planes // Pacific Neogene datum planes. Tokyo, 1984. P. 67-73.

Naeser C.W., Westgate S.A., Nugate O.L., Tewe T.L. Fission track ages of Late Cenozoic distal tephra beds in Yucone territory and Alaska // Canad.J. Earth. Sci. 1982. Vol. 19, № 11. P. 2167-2178.

Naeser C. W., Zimmermann K.A., Cebula G.T. Fission-track dating of appatite and zircone: an interlaboratory comparison // Nucl. Track. 1981. Vol. 5, № 1/2. P. 65—72.

Nakaseko K., Sugano K. Neogene radiolarian zonation in Japan // Geol. Soc. Jap. Mem. 1973. Vol. 8. P. 23–33.

Price P.B., Walker R.M. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals // J. Geophys. Res. 1963. Vol. 68, N 6. P. 4847—4862.

Reppenning C.A. Faunal exchanges between Siberia and North America // Werbelier-evolution and Faunenwandel im Kanozoikum. B., 1983. P. 333—346. (Schriftenr. geol. Wiss.; Bd. 19/20).

*Reynolds S.R.* Radiolarians from the Western North Pacific, leg 57, Deep Sea Drlling Project // Init. Rep. DSDP. 1980. Vol. 56/57, pt.2. P. 735-769.

*Riedel W.R., Sanfilippo A.* Cenozoic Radiolaria from the Caribbean // Ibid. 1973. Vol. 15. P. 705-751.

Sakai T. Radiolarians from sites 434, 435 and 436, Northwest Pacific, leg 56, Deep Sea Drilling Project // Ibid. 1980. Vol. 56/57, pt.2. P. 695–733.

Shackleton N.J. Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus Uvigerina: Isotopic changes in the ocean during the last glacial // Colloq. intern. CNRS. 1974. № 219. P. 203–209.

Storzer D., Poupeau G. Ages-plateaux de mineraux et verres par la mothod des traces de fission // C.r. Acad. sci. D. 1973. Vol.276. P. 137–139.

Storzer D., Wagner G.A. A correction method for thermally lowered fission track ages // Rad. Eff. 1979. Vol. 5. P. 129–131.

The Bering Land bridge. Stanford: Univ. press, 1967. 495 p.

Vail P.R., Todd R.G. Northern North Sea Jurassic unconformities chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy // Petroleum geology of continental shelf of North-West Europe. L. Inst. of petrol., 1981. P. 216–235.

# ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОПИСАНИЯ

В данном разделе дается описание только новых видов моллюсков (14), радиолярий (б) и диатомовых (2). Их изображения, а также фотографии видов, ранее описанных в литературе, помещены на фототаблицах I—LX.

## КЛАСС В I V A L V I A

СЕМЕЙСТВО N U C U L A N I D A E H.ADAMS et A.ADAMS, 1858 ПОДСЕМЕЙСТВО Y о I d i i n a e Habe, 1977

> Род Yoldia Moller, 1842 Подрод Y о I d i a Moller, 1842

Yoldia (Yoldia) limimtensis Barinov sp. nov.

Табл. V, фиг. 12, 15, 15а

Голотип № 8726/52, ГИН РАН, Москва; Восточная Камчатка, юго-западное побережье о-ва Карагинского, в 3,4 км южнее р.Лимимтэваям; лимимтэваямская свита, толща 11.

О п и с а н и е. Раковина средних размеров до 60 мм, удлиненно-овальная, умеренно выпуклая. Ее передняя часть правильно, овально округлена, задняя заужена, слегка оттянута в верхнем направлении, приострена. Макушки маленькие, расположены посередине створки или слегка сдвинуты к заднему краю, почти не выступают над смычным краем. Лунка узкая, очерчена слабо. Щиток ланцетовидный, узкий, с острым продольным гребнем, четко ограничен. Число зубов в передней ветви замка 28, в задней — 20. Поверхность раковины покрыта многочисленными тонкими линиями нарастания. В передней части раковины от макушки вперед книзу протягивается узкая борозда, постепенно расширяющаяся в направлении брюшного края.

Размеры (длина×высота×выпуклость) (здесь и далее в мм): 36×17×8; 59×28×12; 35×27×14; 50×28×12; 30×14×8.

С р а в н е н и е. Отличается от близкого современного вида Y.(Y.) bartschi Skarlato почти срединным положением макушки, менее высоким продольным гребнем щитка. От Y.(Y.) amygdalea hyperborea Torell прогнутым заднеспинным краем и оттянутым в верхнезаднем направлении приостренным задним краем.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Лимимтэваямская свита, толща 11, нижняя часть толщи 12; многочисленные экземпляры.

Распространение. Плиоцен Северо-Восточной Камчатки.

CEMEЙCTBOPERIPLOMATIDAE DALL, 1895

Pog Periplom a Schumacher, 1817

Periploma perexigua Barinov sp.nov.

Табл. II, фиг. 18

Голотип № 8754/28, ГИН РАН, Москва; Восточная Камчатка, юго-западное побережье о-ва Карагинского, в 7,5 км южнее устья р.Юнюньваям; свита мыса Плоского, толща 2.

О п и с а н и е. Раковина небольшая, до 32 мм, слабонеравносторонняя, уплощенная, тонкая, с широкой плавно округлой передней частью и более узкой округлой, иногда усеченной, слегка оттянутой вверх, задней. Макушки маленькие, слабо выступают над смычным краем, загнуты внутрь, немного смещены к заднему краю.

Размеры: 31×23×7; 23×16×5.

С р а в н е н и е. Periploma perexiqua отличается от очень близкого вида P.kariboensis L.Krisht более низкой раковиной, отсутствием четко выраженного килевого перегиба, ограничивающего заднее поле. От современного вида P.fragilis (Totten) отличается менее высокой раковиной, отсутствием двух складок на задней части створок.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Свита мыса Плоского, толща 2, две двустворчатые раковины, пять фрагментов; неогеновые отложения бассейна р.Вывенки (р-н Корфа), многочисленные экземпляры.

Распространение. Средний миоцен Восточной Камчатки.

СЕМЕЙСТВО A S T A R T I D A E ORBIGNY, 1844

Род A starte Sowerby, 1816 Подрод Elliptica Filatova, 1957

Astarte (Elliptica) limimtensis Basilian sp.nov.

Табл. XIII, фиг. 9

Голотип № 437411, ГИН РАН, Москва; Восточная Камчатка, юго-западное побережье о-ва Карагинского, в 3 км южнее р.Лимимтэваям; лимимтэваямская свита, толща 12.

О п и с а н и е. Раковина средних размеров до 30 мм, овально-треугольная, умеренно выпуклая, почти равносторонняя, со слабо выступающей тупоугольной макушкой, немного сдвинутой вперед. Наружная поверхность створок покрыта 16—18 концентрическими ребрами, более высокими в центральной и примакушечной частях и низкими у краев раковины. В поперечном сечении ребра округлотреугольные. Межреберные промежутки равны по ширине ребрам и повторяют их очертания. Нависающий замочный аппарат легкий, узкий. Лунка ланцетовидная, очерчена угловатым перегибом; щиток чуть уже и несколько длиннее лунки.

Размеры (длина×высота×выпуклость): 27×23, 9×6,2 (одна створка).

С р а в н е н и е. От близкого современного вида A. (E.) alaskensis Dall отличается более узкими ребрами, слабовыступающей тупоугольной макушкой и ее срединным положением, от A. (E.) kamtschatica Petrov отличается тонкой скульптурой, иной формой сечения концентрических ребер.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Лимимтэваямская свита, толща 12; один целый экземпляр, три фрагмента.

Распространение. Плиоцен Северо-Восточной Камчатки.

СЕМЕЙСТВО С L I N O C A R D I I D A E KAFANOV, 1975 ПОДСЕМЕЙСТВО С l i n o ç a r d i i n a e Kafanov, 1975

Род Clinocardium Keen, 1936

Clinocardium obstinatus Barinov sp.nov.

Табл. І, фиг. 7, 16, 20, 20а

Голотип № 8751/37, ГИН РАН, Москва; Восточная Камчатка, юго-западное побережье о-ва Карагинского, в 12 км южнее р. Юнюньваям; пестроцветная свита, толща 10.

О п и с а н и е. Раковина средних размеров, выпуклая, тонкая, неравносторонняя, треугольно-овальной формы, с несколько оттянутой книзу задней частью. Передняя часть раковины короткая, правильно округлена. Задняя длиннее передней, скошена, с угловато-округленным сочленением краев. Нижний край плавно дугообразно изогнут. Макушки умеренно широкие, выдаются над смычным краем, загнуты внутрь, обращены вперед, в различной степени смещены вперед. Наружная скульптура состоит из 28—33 широких, крышеобразных в сечении радиальных ребер и более узких межреберных промежутков.

Размеры (длинахвысотахвыпуклость): 30×25×14; 27×25×13; 26×24×12; 22×21×12; 20×20×11; 26×25×19.

С р а в н е н и е. Отличается от Clinocardium asagaiense (Makiyama) меньшим числом ребер, крышеобразным сечением последних; от C.matchgarense (Makiyama) — меньшими размерами и большим количеством ребер. От близкого С. yoshidense (Kanno) отличается более удлиненной формой раковины, иным сечением ребер. От C.brooksi (Clark) эти экземпляры отличаются в целом меньшими размерами, более удлиненной раковиной.

Местонахождение. Пестроцветная свита, толща 10; многочисленные экземпляры.

Распространение. Верхний олигоцен(?)—нижний миоцен Восточной Камчатки.

Clinocardium ovalis Barinov sp.nov.

Табл. III, фиг. 1

Голотип № 8795/29, ГИН РАН, Москва; Восточная Камчатка, юго-западное побережье о-ва Карагинского, в 5,6 км севернее устья р.Юнюньваям; юнюньваямская свита, толща 9.

О п и с а н и е. Раковина крупная, до 60 мм и более, выпуклая, трапециевидно-овального очертания, неравносторонняя, с оттянутым к низу, слегка расширенным задним краем. Макушки широкие, низкие, смещены вперед. Наружная поверхность покрыта немногим более 19 низкими крупными радиальными ребрами квадратного или уплощенно-округлого сечения. Межреберные промежутки уже ребер. В передней части створок ребра изогнуты, в средней и задней прямые, более сглаженные.

Размеры (длина $\times$ высота $\times$ выпуклость):  $60 \times 55 \times 17$ ;  $63 \times 55 \times 19$ .

С р а в н е н и е и з а м е ч а н и я. Карагинские экземпляры значительно отличаются от известных автору неогеновых клинокардиумов северной части Тихого океана. Наибольшее сходство они обнаруживают с C.hannibali Keen, однако в отличии от них обладают более крупными размерами и меньшим количеством радиальных ребер.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Юнюньваямская свита, толща 9; два экземпляра, один фрагмент.

Распространение. Верхний миоцен—нижний плиоцен (?) Восточной Камчатки.

ПОДСЕМЕЙСТВО Serriped in a e Kafanov, 1975

#### PogSerripes Gould, 1841

Serripes karaginskiensis Barinov sp.nov.

Табл. І, фиг. 21, 23

Голотип № 8751/15, ГИН РАН, Москва; Восточная Камчатка, юго-западное побережье о-ва Карагинского, в 12 км южнее р.Юнюньваям; пестроцветная свита, толща 10.

О п и с а н и е. Раковина средних размеров, до 45 мм, тонкая, неравностороняя, выпуклая, косоовальная, с несколько оттянутым книзу задним концом. Передняя часть раковины плавно округлена, задняя более широкая, очерчена округло-угловатым сочленением краев. Макушки умеренно широкие, выдающиеся, загнуты внутрь, смещены к переднему краю. Наружная поверхность скульптирована пятью-шестью широко отстоящими друг от друга концентрическими линиями нарастания и многочисленными, тонкими, слабозаметными радиальными ребрами, число которых на створке достигает 40. Радиальные ребра разделены тончайшими межреберными промежутками. На узком заднем поле раковины, отделенным килевидным перегибом, радиальные ребра практически неразличимы.

Размеры (длина×высота×выпуклость): 40×38×12; 29×26×13; 45×35×14.

С р а в н е н и е. Карагинские экземпляры отличаются от Serripes groenlandicus (Bruguiere) наличием тонкой радиальной ребристости, покрывающей всю поверхность створок, а также более мелкими размерами. От других близких видов S.yokoyamai Otuka и S.shiobaraensis Noda—более низкой раковиной, тонкой радиальной скульптурой, небольшими размерами.

Пестроцветная свита, толща 10; три двустворчатых экземпляра, четыре фрагмента.

Распространение. Верхний олигоцен(?) — нижний миоцен Восточной Камчатки.

### СЕМЕЙСТВО Т Е L L I N I D A E BLAINVILLE, 1814 ПОДСЕМЕЙСТВО M a c o m i n a e Olsson, 1961

### Род Macoma Leach, 1819

#### Macoma karaginskieensis Barinov sp.nov.

Табл. Х, фиг. 4, 5

Голотип № 8726/17, ГИН РАН, Москва; Восточная Камчатка, юго-западное побережье о-ва Карагинского, в 4 км южнее р.Лимимтэваям; лимимтэваямская свита, толща 11.

О п и с а н и е. Раковина средних размеров до 50 мм, умеренно выпуклая, округло-овальной формы, с правильно округлой передней и зауженной, слегка оттянутой, усеченной, килеватой задней частью. Макушки небольшие, занимают центральное положение, либо слегка сдвинуты вперед. Скульптура створки состоит из многочисленных линий нарастания. От макушки в задненижнем направлении в левой створке протягивается отчетливый неглубокий киль, которому на правой створке соответствует хорошо выраженная неглубокая депрессия. Мантийный синус широкий и глубокий. В левой створке очень близко подходит к переднему мускульному отпечатку, в правой — короче, достигает 2/3 длины раковины, сливается с матийной линией в нижней части.

Размеры (длинахвысотахвыпуклость): 50×42×20; 34×26×14; 43×37×18; 31×26×19; 37×30×18; 32×25×15; 33×28×18.

С р а в н е н и е. Отличается от M. brota Dall меньшими размерами, более округлой передней и оттянутой задней частью раковины.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Лимимтэваямская и усть-лимимтэваямская свиты, толщи 11, 12, нижняя часть толщи 13; многочисленные экземпляры.

Распространение. Плиоцен Северо-Восточной Камчатки.

Macoma elongata Barinov sp.nov.

Табл. II, фиг. 4

Голотип № 8313/1, ГИН РАН, Москва; Восточная Камчатка, юго-западное побережье о-ва Карагинского, в 2,5 км южнее р.Юнюньваям; свита мыса Плоского, толща 6.

О п и с а н и е. Раковина небольших и средних размеров, до 36 мм, умеренно выпуклая, яйцевидной или овальной формы. Передняя часть створок широко и плавно округлена, задняя заужена, несколько оттянута. Брюшной край длинный, слабовыпуклый. Макушки умеренно широкие, заметно сдвинуты в направлении переднего края, обращены назад, почти не выдаются над смычным краем. Наружная поверхность раковины покрыта многочисленными тонкими линиями нарастания. Задняя часть раковины слегка изогнута вправо.

Размеры (длина×высота× выпуклость): 36×23×4; 22×15×2; 30×19×3.

С равнение и замечания. Взрослые раковины данного вида близкик М. tokyoensis Makiyama, однако уверенно отличаются более удлиненной раковиной, более пологим углом сочленения переднеспинного и заднеспинного краев. Небольшие экземпляры M.elongata sp.nov. отличаются от близких М. moesta (Deshayes) сдвинутой в переднем направлении макушкой и более низкой раковиной.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Свита мыса Плоского, толщи 4—6; три ядра, многочисленные отпечатки фрагментов раковины.

Распространение. Средний миоцен Восточной Камчатки.

Macoma seminuda Barinov sp.nov.

Табл. II, фиг. 3, 5, 11, 12

Голотип № 8754/25, ГИН РАН, Москва; Восточная Камчатка, юго-западное побережье о-ва Карагинского, в 6 км южнее р.Юнюньваям; свита мыса Плоского, толща 3.

О п и с а н и е. Раковина средних размеров, до 45 мм, овально-треугольная, умеренно выпуклая, неравностороняя. Передняя часть створок значительно шире и длиннее задней, несколько оттянута в нижнем направлении, задняя более короткая, сглаженно приостренно-округлая, реже усечена. Нижний край длинный, слабовыпуклый. Скульптура наружной поверхности состоит из тонких линий нарастания и более грубых следов остановок раста. От макушек в задненижнем направлении на правой створке проходит широкая пологая депрессия, расширяющаяся книзу и отделяющая узкое заднее поле от основной части раковины. Наибольшая выпуклость створок расположена в передней трети раковины.

Размеры (длина×высота×выпуклость): 45×33×12; 40×52×12; 39×27×8; 30×21×8.

С р а в н е н и е. Macoma seminuda sp.nov отличается от M.brota Dall значительно меньшими размерами, менее высокой раковиной и более короткой задней частью. От M.astori Dall эти экземпляры отличаются в целом большими размерами, более пологим сочленением передней и задней частей спинного края.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Свита мыса Плоского, толща 2—6; многочисленные экземпляры.

Распространение. Средний миоцен Восточной Камчатки.

## СЕМЕЙСТВО M A C T R I D A E LAMARCK, 1809 ПОДСЕМЕЙСТВО M a c t r i n a e Lamarck, 1809

Род S p i s u l a Gray, 1837

Spisula karaginkiensis Barinov sp.nov.

Табл. VII, фиг. 5, 6

Голотип № 8716/15, ГИН РАН, Москва; Восточная Камчатка, юго-западное побережье о-ва Карагинского, в 6 км южнее р.Лимимтэваям; лимимтэваямская свита, нижняя часть толщи 10.

О п и с а н и е. Раковина небольших размеров, до 40 мм, умеренно выпуклая, треугольно-овальная, почти равносторонняя. Ее передний край узкий, слегка усеченный, с отчетливо округлыми перегибами соединяется с нижним и переднеспинными краями. Нижний край широкий, умеренно выпуклый. Задний короткий, выпуклый, плавно переходит в брюшной и заднеспинной края. Ветви спинного края наклонены от макушки книзу под почти равным углом. Макушки умеренно широкие, занимают почти центральное положение. От макушки вниз вдоль заднеспинного края проходит слабовыраженный киль. Наружная поверхность, с широко расставленными концентрическими линиями и бороздами нарастания.

Размеры (длина×ширина×высота): 37×27×10; 32×23×8; 17×9×5; 40×29×10; 39×27×10.

С р а в н е н и е. Отличается от близкого вида S. voyi (Gabb) небольшими размерами, почти центральным положением макушки.

Местонахождение. Лимимтэваямская свита, нижняя часть толщи 10; многочисленные экземпляры.

Распространение. Плиоцен Северо-Восточной Камчатки.

## КЛАСС G A S T R O P O D A

## СЕМЕЙСТВО Т R O C H I D A E RAFINESQUE, 1815

Род Тигсіси I a Dall, 1881 · Подрод Тигсіси I a Dall, 1881

Turcicula (Turcicula) osawanoensis maxima Oleinik ssp. nov. \*

Табл. II, фиг. 16, 16a

Голотип № 8755/44, ГИН РАН, Москва; Восточная Камчатка, юго-западное пробережье, о-ва Карагинского, в 6 км южнее р. Юнюньваям; свита мыса Плоского, толща 3.

О п и с а н и е. Раковина средних размеров, тонкая, коническая с округлым основанием. Сохранившихся постэмбриональных оборотов — четыре. Обороты равномерно вздутые, быстро нарастающие, несут элементы спиральной скульптуры в виде трех одинаковых рядов небольших бугорков, расположенных на равном расстоянии друг от друга. В каждом ряду находится 12 бугорков. Основание последнего оборота округлое, имеющее на своей поверхности шесть спиральных рядов мелких бугорков. В граничном с плечом оборота ряду их насчитывается 22. Линии нарастания слабоизогнутые, в виде тонкой косой и штриховки, идущей под углом 70—72° к спиральным ребрам. Устье округло-четырехугольное с тонким каллусом закрывающим пупок.

Размеры: высота — 30, диаметр — 24, высота последнего оборота — 23,5, высота устья — 14, апикальный угол — 62°.

С р а в н е н и е. От Т. (Turcicula) osawanoensis (Tsuda, 1959 г.) отличается примерно вдвое большими размерами, меньшим количеством бугорков на спиральных рядах оборота и меньшим количеством рядов на основании последнего оборота.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Свита мыса Плоского, толща 3; один экземпляр.

Распространение. Средний миоцен Восточной Камчатки.

СЕМЕЙСТВО В U C C I N I D A E RAFINESQUE, 1815 ПОДСЕМЕЙСТВО N е p t u n e i n a e Troschel, 1869

## Род C o l u s Roeding, 1798

Colus (Colus) karaginskiensis Titova, sp.nov.

Табл. II, фиг. 17, 17a

Голотип № 8731/Е/8, геологический ф-т МГУ, Москва; Восточная Камчатка, юго-западное побережье о-ва Карагинского, в 6 км южнее р.Лимимтэваям; лимимтэваямская свита, толща 12.

О п и с а н и е. Раковина до 80 мм высотой, веретенообразная, с высоким завитком из выпуклых оборотов, разделенных слабовдавленным швом. Последний оборот со слабозакругленным основанием. Устье удлиненно-грушевидное. Сифональный вырост слабо повернут. Осевая скульптура отсутствует. Спиральная скульптура представлена низкими и чуть более высокими плоскими ребрыш-

Описание представителей родов Turcicula и Fulgoraria выполнено А.Э.Олейником (ГИН РАН); Colus — Л.В.Титовой (МГУ им. М.В.Ломоносова).

ками (40 на последнем обороте, 10—13 на 5 мм последнего оборота разделенными линейными промежутками. Линии нарастания слабоизогнутые.

Размеры: высота — 67, диаметр — 35, относительная высота оборота — 0,58.

С р а в н е н и е. Наиболее близок по форме раковины к С. (С.) herendeinii (Dall) и С. (С.) nobilis (Dall), но отличается более многочисленными и более тонкими ребрами. По скульптуре близок к С. (С.) kujiana Tiba, но отличается более высокой раковиной.

Местонахождение. Лимимтэваямская свита, толща 12; два экземпляра.

Распространение. Плиоцен Северо-Восточной Камчатки.

## СЕМЕЙСТВО V O L U T I D A E RAFINESQUE, 1815 ПОДСЕМЕЙСТВО F u l g o r a r i a , Pilsbry et Olsson, 1954

### Род Fulgoraria Shumacher, 1817 Подрод Musashia Hayashii, 1960

#### Fulgolaria (Musashia) microsculptata Oleinik sp.nov.

Табл. VI, фиг. 7, 7а

Голотип № 8726/А, ГИН РАН, Москва; Восточная Камчатка, юго-западное побережье о-ва Карагинского; лимимтэваямская свита, толща 11.

О п'и с а н и е. Раковина средних размеров, округло-веретенообразная, состоящая из четырех равномерно вздутых оборотов, разделенных неглубоким вдавленным щвом. Последний оборот занимает около 2/3 высоты раковины. Устье неширокое, овально-полукруглое. Каллус толстый и широкий, его граница проходит ниже шва последнего оборота. Калумеллярных складок не обнаружено. Осевая скульптура с тонкими нитевидными линиями роста, более заметными в приустьевой части последнего оборота. Спиральная — в виде прямых тонких сглаженных ребрышек, равномерно покрывающих всю поверхность раковин.

Размеры (высота×диаметр×высота последнего оборота×высота устья):  $87 \times 40 \times 64 \times 51,1$ .

С р а в н е н и е. Наиболее близок к описанному F.(Psiphaea) covrugata Sowerby из плиоцена (группа Kareraва) Японии, но отличается присутствием четких осевых валиков на поверхности раковины и калумеллярной складки в нижней части устья.

Местонахождение. Лимимтэваямская свита, толща 11; три экземпляра.

Распространение. Плиоцен Северо-Восточной Камчатки.

## СЕМЕЙСТВОВ R A C H Y T O M I D A E THIELE, 1929

#### Род Suavodrillia Dall, 1918

Suavodrillia kamtschatica Barinov sp.nov.

Табл. II, фиг. 17, 17a

Голотип № 8755/15, ГИН РАН, Москва; Восточная Камчатка, юго-западное побережье, о-ва Карагинского; в 6 км южнее р.Юнюньваям; свита мыса Плоского, толща 3.

О п и с а н и е. Раковина небольших размеров, до 16 мм высотой, коническая, из пяти-шести оборотов, немного приподнятых друг над другом. Устье овально-трапециевидное. Спиральная скульптура в виде резкого киля четко выраженного на всех оборотах. На нижней части последнего оборота два менее резких ребра. Осевая скульптура в виде многочисленных косых, синусоидер изогнутых тонких струек. Швы глубокие, канальчатые резко разделяющие обороты раковины между собой.

Размеры: высота — 16, ширина — 9, апикальный угол — 35°.

С р а в н е н и е. Данный вид отличается от близкого вида S. declivis (Martens) менее высокой раковиной, резкими и глубокими швами, меньшим количеством ребер на нижней части последнего оборота, более расширенным устьем. От близкого вида S.praekennikotti Sinelnicova наши экземпляры отличаются менее высокой и более широкой раковиной, более глубокими швами и меньшим числом оборотов.

Местонахождение. Свита мыса Плоского, толща 3; одна раковина, три фрагмента.

Распространение. Средний миоцен Северо-Восточной Камчатки.

## ОТДЕЛ В А С I L L A R I O P H Y T A

### Род Thalassiosira Cleve, 1873

#### Thalassiosoria dolmatovae Oreshkina sp.nov.

### Табл. XL, фиг. 7, 8

Материал. Единично — часто: лимимтэваямская свита, о-в Карагинский.

О п и с а н и е. Створка круглая, плоская, диаметр — 15—20 мкм. Ареолы в разреженных концентрически волнистых рядах, в центре 3—4 в 10 мкм, в прикраевой части значительно мельче, 10—12 в 10 мкм. В центре один или несколько выростов с опорами. Краевые выросты с опорами, расположенные на границе с загибом створки, отчетливые, 4—5 в 10 мкм. Край гиалиновый, шириной 2—3 мкм.

С р а в н е н и е. От Т. nativa Sheshukova отличается более разреженным расположением ареол, более отчетливыми краевыми выростами.

П р и м е ч а н и е. Вид назван по имени диатомолога Л.М.Долматовой, обнаружившей его в разрезе о-ва Карагинского, но не опубликовавшей его описание.

Распространение. Морской, неритический, высокоширотный вид, характерный для плиоцена.

### Thalassiosira robusta Oreshkina sp.nov.

#### Табл. XL, фиг. 9, 10

Материал. Редко: лимимтэваямская и усть-лимимтэваямская свиты о-ва Карагинского; скв. 190 Проекта глубоковод. бурения (кор 13-3, 50-52 см).

О писание. Створки круглые, плоские, со слегка вогнутым центром, диаметр 20—40 мкм. Ареолы, 4—6 в 10 мкм, в рыхлых радиальных рядах с тенденцией к образованию пучков. В центре небольшое поле с одним или несколькими выростами. На границе с загибом створки кольцо близко расположенных грубых выростов, 4—6 в 10 мкм. Край радиально заштрихованный.

Распространение. Неритический, высокоширотный вид, плиоцен.

## ОТРЯД NASSELLARIA ПОДОТРЯД С Y R T I D I N A HAECKEL, 1862

## НАДСЕМЕЙСТВО А С R O P Y R A M I D O I D E A HAECKEL, 1881 СЕМЕЙСТВО L A M P R O M I T R I D A E HAECKEL, 1881 ПОДСЕМЕЙСТВО Lithocampaninae Petrushevskaya, 1981

### Род Botryopera Haeckel 1887, sensu Petrushevskayam, 1975

## Botryopera conica Vituchin sp. nov.

### Табл. ХХІ, фиг. 1,2

Материал. 25 экземпляров.

Голотип № 4815/1, ГИН РАН, Москва; Восточная Камчатка, о-в Карагинский; пестроцветная свита, нижний миоцен. Название от conus (лат.) — конический. О п и с а н и е. Раковина состоит из двух отделов: цефалиса и торакса. Цефалис высокий, конический со слегка приостренной макушкой и мелкими беспорядочно расположенными округлыми порами. Из-за того, что в месте сочленения цефалиса и торакса на последнем имеются вздутия, создается впечатление, что нижняя часть цефалиса погружена в торакс. Поверхность цефалиса не гладкая, она несет многочисленные беспорядочно расположенные гребешки. Торакс почти циллиндрический, с беспорядочно расположенными округлыми порами разных размеров. Устьевая часть раковины уплощенная. Устье суженное, открытое.

Размеры (в мкм): высота цефалиса от MB 40—42, ширина торакса 62—75.

С равнение. От B.oceanica (Ehrenberg) отличается конической формой цефалиса, менее вздутой раковиной и более уплощенной приустьевой ее частью.

Распространение. Нижний миоцен, пестроцветная свита, о-в Карагинский, Восточная Камчатка.

ПОДСЕМЕЙСТВО С е га to с y r t i n a е Petrushevskaya, 1981

### Род P s e u d o d i c t y o p h i m u s Petrushevskaya, 1971

Pseudodictyophimus bjorklundi Vituchin sp. nov.

Табл. XXVIII, фиг. 10

Pseudodictyophimus sp.: Bjorklund, 1976, pl. 16, fig. 4, part.

Материал. Пять экземпляров.

Голотип № 4815/2, ГИН РАН, Москва; Восточная Камчатка, о-в Карагинский; свита мыса Плоского, средний миоцен. Вид назван в честь К.Р.Бьерклунда, впервые опубликовавшего изображение близкой формы.

О п и с а н и е. Раковина состоит из двух отделов цефалиса и торакса. Цефалис субсферический, толстостенный с мелкими, беспорядочно расположенными порами, несет два очень тонких рога. Он нечетко отграничен от торакса и как бы слегка погружен в него. Торакс субконический, несколько суженный книзу. Поры на нем довольно крупные, неправильной формы, расположены беспорядочно. «Ноги» отходят от нижней части торакса, округлые в сечении, короткие. Направлены вниз и несколько в стороны.

Размеры (вмкм): наибольшая ширина цефалиса — 41, торакса — 83, длина «ног» — 33.

С р а в н е н и е. Данный вид наиболее близок к виду P.bicornis (Ehrenberg), отличается от него редукцией обоих рогов на цефалисе, более узким тораксом с более крупными порами и короткими, круглыми в сечении ногами.

Распространение. Миоцен Норвежского моря. Нами обнаружен в среднемиоценовых отложениях свиты мыса Плоского, о-в Карагинский, Восточная Камчатка.

СЕМЕЙСТВО Е U C Y R T I D I I D A E EHRENBERG, 1847 ПОДСЕМЕЙСТВО T h o c o t y l i n a e Petrushevskaya, 1981

### Род Сусladophora Ehrenberg, 1847

Cycladophora robusta Vituchin sp. nov.

Табл. XXVII, фиг. 2, 4

Материал. Семь экземпляров.

Голотип № 4815/3, ГИН РАН, Москва; Восточная Камчатка, о-в Карагинский; свита мыса Плоского, средний миоцен. Название от robustus (лат.) — грубый.

О п и с а н и е. Раковина коническая, состоит из двух отделов. Первый отдел — цефалис шлемовидный, с мелкими округлыми, беспорядочно расположенными порами, несет два конических граненых рога. Второй отдел конический с порами, размеры которых увеличиваются снизу вверх. Поры округлые, иногда несколько неправильные, угловатые. Межпоровые перегородки мощные, от их пересечений отходят небольшие шипики. Поры расположены нечеткими поперечными рядами. Устье раковины закрыто пластинкой велюма. Она не ровная, с вдавленностями и выпуклостями, прободена многочисленными беспорядочно расположенными округлыми порами.

С р а в н е н и е. По форме раковины данный вид наиболее близок к С. conica Lombari et Lasarus. Отличается более крупной, толстостенной раковиной, более неправильным расположением пор на втором отделе, наличием пластинки велюма.

Распространение. Восточная Камчатка, о-в Карагинский, свита мыса Плоского, средний миоцен.

ПОДСЕМЕЙСТВО Е u c y r t i d i i n a e Ehrenberg, 1847

### Род Eucyrtidium Ehrenberg, 1847

### Eucyrtidium inflatum borealum Vituchin subsp. nov.

Табл. XXII, фиг. 2, 8

Материал. Девять экземпляров.

Голотип № 4815/4, ГИН РАН, Москва; Восточная Камчатка, о-в Карагинский; свита мыса Плоского, средний миоцен. Название от borealis (лат.) — северный.

О писание. Раковины состоят из пяти—семи отделов. Первый отдел цефалис шлемовидный, с мелкими, округлыми, беспорядочно расположенными порами, он несет маленький апикальный рог. Второй отдел — торакс субконический, с довольно крупными (до 12 мкм) порами, расположенными продольными рядами. В каждом ряду по три поры, их размеры увеличиваются к нижней части отдела. Третий отдел отделен от второго внутренним валиком и слабовыраженным наружным пережимом, субконический, поры расположены продольными рядами (по пять пор в каждом). Все последующие отделы отделены друг от друга внутренними валиками. Четвертый отдел цилиндрический, имеет две-три поры в одном ряду. Пятый и шестой отделы обратноконические, на длине пятого отдела умещаются всего две поры. На шестом отделе поры более мелкие, их расположение беспорядочное. Полностью законченных раковин с замкнутым устьем не встречено. В материале имеются экземпляры, у которых ярко выражены продольные ребра, разделяющие ряды пор. Поры у этих экземпляров более мелкие, а раковина более толстая и вздутая. Наибольшая ширина раковины располагается в месте сочленения третьего и четвертого отделов.

Размеры (вмкм): высота цефалиса — 12, его наибольшая ширина — 25, наибольшая ширина раковины — 104—112, длина раковины, состоящей из пяти отделов — 116, из шести — 195.

С равнение. От E.inflatum Kling данный подвид отличается более крупными размерами, более вздутой раковиной, более коротким третьим отделом.

Распространение. Восточная Камчатка, о-в Карагинский, свита мыса Плоского, средний миоцен.

## ОТРЯД S P U M E L L A R I A ПОДОТРЯД D I S C O I D E S HAECKEL, 1862 СЕМЕЙСТВО S P O N G O D I S C I D A E HAECKEL, 1862

#### EMENCIBOS PONGODISCIDA E HAECKEL, 18 EMENDRIEDEL, 1967

### Род Spongodiscus Ehrenberg, 1854

Spongodiscus osculosus robustus Vituchin subsp. nov.

Табл. XXV, фиг. 1

Материал. 30 экземпляров.

Голотип № 4815/5, ГИН РАН, Москва; Восточная Камчатка, о-в Карагинский; свита мыса Плоского, средний миоцен. Название от robustus (лат.) — грубый.

9\*

О п и с а н и е. Скелет в виде двояковыпуклой линзы, его очертания приближаются к правильному овалу. Поры мантии округлые, примерно одинаковые на всей поверхности раковины. Пиломная трубка слегка выступает за пределы мантии. Иногда в центральной части диска поверх мантии развивается рыхлая, грубая, губчатая ткань.

Размеры диска 266×229 мкм, пормантии — до 4 мкм.

С равнение. От типичных S. osculosus (Dreyer) данный подвид отличается несколько меньшими размерами диска, его овальными очертаниями и более крупными порами мантии.

Распространение. Восточная Камчатка, о-в Карагинский, свита мыса Плоского, средний миоцен.

Spongodiscus craticulatus ellipticus Vituchin subsp. nov.

Табл. XXV, фиг. 2, 7

Spongodiscus osculosus: Keany, 1979, p. 54, pl. 2, fig. 8; pl. 5, fig. 7

Материал. 25 экземпляров.

Голотип № 4815/6, ГИН РАН, Москва; Восточная Камчатка, о-в Карагинский; свита мыса Плоского, средний миоцен. Название от ellipsis (лат.) эллиптический.

О п и с а н и е. Скелет в виде двояковыпуклой линзы, иногда несколько уплощенной в центральной части. Поры мантии мелкие, их размеры примерно одинаковы на всей поверхности диска, расположены в ячейках. В проходящем свете видно, что диск состоит из трех концентрических зон, не имеющих четких границ. Центральная часть диска темная. В центральной зоне сквозь мантию просвечивает навивание внутренних камер, которые, однако, не образуют правильных концентрических кругов. Периферическая часть диска светлая, довольно широкая. Создается впечатление, что мантия как бы "растянута" на внутренних радикальных балках. Пиломное отверстие широкое, иногда с пучком тонких коротких игл.

Р а з м е р ы: диаметр диска 229—270 мкм, пор мантии колеблются у разных экземпляров от 2 до 6 мкм.

С равнение и замечания. Отличается от типичных экземпляров S. craticulatus (Stohr) очертаниями раковины, которые ближе к эллипсу, чем к правильному кругу, более мелкими размерами, а также тем, что в средней части диска (но не в самой его середине) видно навивание внутренних камер. Это сближает данные формы с представителями рода Stylochlamidium. Размеры пор мантии у разных экземпляров варьируют. Встречаются формы, очертания которых близки к субквадратным.

Распространение. Плиоцен Антарктики. Средний миоцен, Восточная Камчатка, о-в Карагинский, свита мыса Плоского.




































Таблица XVII











Таблица XXII





Таблица XXIV





Таблица XXVI





Таблица XXVIII



Таблица XXIX





Таблица XXX









ULCC PROMINE

Таблица XXXI







Таблица XXXII

















Таблица XL


































Таблица LVII









# ОБЪЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ

Все экземпляры, изображенные на фототаблицах I—LX, собраны из разреза неогеновых отложений в юго-западной части о-ва Карагинского.

Таблица I.

Пестроцветная свита

Фиг. 1, 2. Securella ensifera chehalisensis (Weawer). 1 --- экз. № 8757/І, правая створка, (×1), толща 12; 2 — экз. № 8757/2, левая створка, (×1), там же.

Фиг. 3, 19. Macoma moesta (Deshaves). 3 — экз. № 8751/25, правая сторона, (×1), толща 10; 19 экз. № 8751/24, правая створка, (×1), там же.

Фиг. 4. Mytilus sp. Экз. № 8751/76, левая створка, (×1), толща 10.

- Фиг. 5. Panomya elongata Kanno. Экз. № 8751/38, левая створка, (×1), толща 10.
- Фиг. 6, 6a. Lunulicardita karaginskiensis Popov. 6 экз. № 8751/10, левая створка, (×1), толща 10; ба — тот же экз., зубной аппарат, (×1).
- Фиг. 7, 16, 20, 20a. Clinocardium obstinatus Barinov sp.nov. 7 экз. № 8751/75, левая створка, (×1), толща 10; 16 — экз. № 8751/37, голотип, левая створка, (×1), там же; 20, 20а — экз. № 8751/40: 20 — правая створка, (×1), 20а — фрагмент скульптуры, (×4), там же.
- Фиг. 8. Cyclocardia yakatagensis (Clark). Экз. № 8750/21, правая створка, (×1), толща 10.
- Фиг. 9, 10. Hiatella pleshacovi (Simonova). 9 экз. № 8751/56, левая створка, (×1), толща 10; 10 экз. № 8751/57, правая створка, (×1), там же.
- Фиг. 11, 18. Nemocardium samarange (Makiyama). Экз. № 8751/241: 11 правая створка, (×1); 18 вид сверху, (×1), толща 10.
- Фиг. 12. Musculus kryshtofovitschi (Simonova). Экз. № 8751/76, правая створка, (×1), толща 10.
- Фиг. 13. Felaniella gravis (Kogan). Экз. № 8751/26, левая створка, (×1), толща 10.
- Фиг. 14. Clinocardium ex gr. shiobarense (Yokoyama). Экз. № 8751/57, левая створка, (×1), толща 10.
- Фиг. 15. Liocyma fluctuosa (Gould). Экз. № 8751/39, правая створка, (×1), толща 10.
- Фиг. 17. Pseudoliomesus praenassula Titova. Экз. № 8750/24, фрагмент раковины, (×1), толща 10.
- Фиг. 21, 23. Serripes karaginskiensis Barinov sp. поv. Экз. № 8751/15, голотип: 21 вид сверху, (×1); 23, правая створка, (×1), толща 10.
- Фиг. 22. Akebiconcha sp. Экз. № 8757/84, правая створка, (×1), толща 12.
- Фиг. 24. Macoma osakaensis L. Krishtofovich. Экз. № 8757/99, левая створка, (×1), толща 10.

## Таблица II

## Свита мыса Плоского

- Фиг. 1. Yoldia scapha Yokovama. Экз. № 8755/35, левая створка, (×1), толша 3.
- Фиг. 2. "Yoldia" epimultidentata Gladenkov. Экз. № 8755/77, правая створка, (×1), толща 3.
- Фиг. 3, 5, 11, 12. Macoma seminuda Barinov sp.nov. 3 экз. № 8754/25, голотип, правая створка, (×1), толща 3; 5 — экз. № 8754/9, левая створка, (×1), толща 2; 11 — экз. № 8755/12, правая створка, (×1), толща 3; 12 — экз. № 8756/11, ядро левой створки, (×1), толща 6.
- Фиг. 4. Macoma elongata Barinov sp. поч. Экз. 8757/16, правая створка, (x1), толща 6.
- Фиг. 6. Solemya tokunagai Yokoyama. Экз. № 8754/12, фрагмент правой створки, (×1), толща 2.
- Фиг. 7. Nuculana alferovi Slockewitsch. Экз. № 8756/24, отпечаток правой створки, (×1), толща 6.
- Фиг. 8. Nuculana sp. Экз. № 8754/4, ядро правой створки, (×1), толща 2.
- Фиг. 9. Cyclocardia hamiltonensis (Clark). Экз. № 8755/23, правая створка, толща 3.
- Фиг. 10. Ýoldia tokunagai Yokoyama. Экз. № 8756/14, отпечаток левой створки, (×1), толща 6.
- Фиг. 13, 13a. Mya karaginskiensis Kharkewitsch. Экз. № 8753/4: 13 ядро левой створки, (×1); 13а вид сверху, (×1), толща 1.
- Фиг. 14, 14a, 14б. Acila divaricata (Hinds). Экз. № 8755/29: 14 левая створка, (×1); 14а вид со стороны щитка, (×1); 146 — вид со стороны луночки, (×1), толща 3.
- Фиг. 15. Olivella praebaetica Sinelnicova. Экз. № 8755/37, вид со стороны устья, (×2,5), толща 3.

Фиг. 16. 16a. Turcicula osawanoensis maxima Oleinik ssp.nov. Экз. № 8755/44, голотип: 16 — вид со стороны устья, (×1); 16а — вид со стороны последнего оборота, (×1), толща 3.

- Фиг. 17, 17a. Suavodrillia kamtschatica Barinov sp. поv. Экз. № 8755/15, голотип: 17 вид со стороны устья, (×2); 17а — вид со стороны последнего оборота, (×2), толща 3.
- Фиг. 18. Periploma perexigua Barinov sp. nov. Экз. № 8754/28, правая створка, (×1), толща 2. Фиг. 19. Solemya gigas Kanno. Экз. № 8755/22, ядро левой створки, (×1), толща 3.

## Таблица III

## Свита мыса Плоского

- Фиг. 1. Clinocardium ovalis Barinov sp.nov. Экз. № 8794/37, голотип, ядро левой створки, (×1), толща 9.
- Фиг. 2, 5, 9. Nuculana majamraphensis Khomenko. 2 экз. № 8737, слепок правой створки, (×1), толща 8; 5 — экз. № 8738/2, ядро правой створки, (×1), там же; 9 — экз. № 8733/10, ядро правой створки, (×1), там же.
- Фиг. 3. Acila (Acila) cf. beringiana Slodkewisch. Экз. № 8794/5, слепок правой створки, (×1), толща 8.
- Фиг. 4. Musculus niger (Gray). Экз. № 8796/15, левая створка, (× 1), толща 9.
- Фиг. 6. Keenocardium californense (Deshayes). Экз. № 8733/14, слепок правой створки, (×1), толща 8.
- Фиг. 7. Neptunea karaginskiensis Titova. Экз. № 8725/10, ядро, вид со стороны последнего оборота, (×1), толща 8.
- Фиг. 8. Ciliatocardium ciliatum marujamensis Kafanov. Экз. № 8733/24, ядро левой створки, (×1), толша 8.
- Фиг. 10. Macoma incongrua (Martens). Экз. № 8735, левая створка, (×1), толща 8.
- Фиг. 11. Yoldia (Chesterium) kuluntunensis Slodkewisch. Экз. № 8794/3, ядро правой створки, (×1), толща 9.
- Фиг. 12. Mytilus ex gr. ochotensis Slodkewisch. Экз. № 8795/8, левая створка, (×1), толща 9.
- Фиг. 13, 13а. Macoma tokyoensis Makiyama. Экз. № 8793/3: 13 правая створка, (×1); 13а левая створка (×1), толща 8.
- Фиг. 14. Cyclocardia veniaminovi Ророv. Экз. № 8793/9, левая створка, (×1), толща 9.
- Фиг. 15. Protothaca staleyi (Gabb.). Экз. № 8733/4, ядро левой створки, (×1), толша 8.

Фиг. 16. Pecten sp. Экз. № 8733/18, отпечаток правой створки, (×1), толща 8.

#### Таблица IV

- Фиг. 1. Fulgoraria (Musasha) sp. Экз. № 8754/34, вид со стороны устья, (×1), свита мыса Плоского, толща 2.
- Фиг. 2. Yoldia (Yoldia) epilongissima Gladenkov. Экз. № 1/2-Б, голотип, правая створка, (×1), там же, толща 3.

Фиг. 3. Lima sakhalinensis Slodkewitsch. Экз. № 877, ядро створки, (×1), там же, толща 6.

- Фиг. 4. Thracia schencki Clark. Экз. № 8750/11, ядро правой створки, пестроцветная свита, толща 10.
- Фиг. 5. Megayoldia karaginskiensis (Gladenkov). Экз. № 1/1-В, левая створка, (×1), свита мыса Плоского, толща 6.
- Фиг. 6. Scaphander cf. jugularis (Conrad). Экз. № 8751/53, вид сзади, (×1), пестроцветная свита, толща 10.
- Фиг. 7. Fulgoraria (Nipponomelon) sp. Экз. № 8755/2, фрагмент последнего оборота, (×1), свита мыса Плоского, толща 3.
- Фиг. 8. Turritella sp. Экз. № 8750/23, фрагмент раковины, (×1), пестроцветная свита, толща 10.
- Фиг. 9. Conchocelle disjuncta ochotica L.Krisht. Экз. № 8754/25, правая створка, (×1), свита мыса Плоского, толща 2.
- Фиг. 10. Panomya intermedia (Khom). Экз. № 8733/28, ядро правой створки, юнюньваямская свита, толща 8.

## Таблица V

- Фиг. 1—5. Acila (Truncacila) marujamensis Ilyina. 1— экз. № 8726/48, правая створка, (×1), лимимтэваямская свита, толща 11; 2— экз. № 8733/14, левая створка, (×1), там же, толща 12; 3— экз. № 8731/Е, правая створка, вид изнутри, (×1), там же, толща 12; 4— экз. № 8731/Е–7, вид со стороны щитка, (×1), там же; 5— экз. № 8733/15, вид со стороны луночки, (×1), там же.
- Фиг. 6, 7. Megayoldia thraciaeformis (Storer). 6 экз. № 8728/6, правая створка, (×1), там же; 7 экз. № 8729/1, левая створка, (×1), там же.
- Фиг. 8. Yoldia (Cnesterium) ochotensis Khom. Экз. № 8716/12, правая створка, (×1), там же, толща 10. Фиг. 9—11, 19. Nuculana pernula pernula (Müller). 9 — экз. № 8729/4, левая створка, (×1), там же;
- 10 экз. № 8729/3, правая створка, (×1), там же; 11 экз. № 8729/5, правая створка, вид изнутри, (×2), там же; 19 экз. № 8782/3, правая створка, (×1), усть-лимимтэваямская свита, толща 13.
- Фиг. 12, 15, 15a. Yoldia (Yoldia) limimtensis Barinov sp. nov.12 экз. № 8726/52, голотип, левая створка, (×1), лимимтэваямская свита, толща 12; 15 экз. № 8726/42, правая створка, (×1); 15а тот же экз., вид сверху, там же, толща 11.
- Фиг. 13. Yoldia (Cnesterium) seminuda (Dall). Экз. № 8783/17, правая створка, (×1), усть-лимимтэваямская свита, толща 13.
- Фиг. 14. Yoldia (Yoldia) amygdalea hyperborea Torell. Экз. № 8732/1, правая створка, (×1), лимимтэваямская свита, толща 12.
- Фиг. 16. Chlamys karaginskiensis Sinelnikova. Экз. № 8785/5, правая створка, (×1), усть-лимимтэваямская свита, толща 13.
- Фиг. 17. Pandora sp. Экз. № 8731/а, ядро левой створки, (×1), лимимтэваямская свита, толща 12.
- Фиг. 18, 18a. Leionucula tenuis expansa (Reeve). Экз. № 8729/27: 18 правая створка (×2); 18а вид со стороны щитка, (×2), там же.
- Фиг. 20. Yoldia (Cnesterium) kuluntunensis Slod. Экз. № 8716/10, правая створка, (×1), там же, толща 10.

Фиг. 21. Diplodonta sp. Экз. № 8790/г, левая створка, (×1), там же.

Фиг. 22. Modiolus modiolus Linné. Экз. № 8733/109, левая створка, (×1), там же, толща 12.

## Таблица VI

## Лимимтэваямская свита

- Фиг. 1, 2. Mytilus edulis Linné. 1 экз. 5586/1923, правая створка, (×1), толща 10; 2 экз. № 8732/33, левая створка, (×1), толща 12.
- Фиг. 3, 4. Musculus niger (Gray). 3 экз. № 8718/5, левая створка, (×1), толща 10; 4 экз. № 8731/Е-13, правая створка, (×1), толща 12.
- Фиг. 5. Callithaca adamsi (Reeve). Экз. № 8726/А-9, ядро правой створки с остатками раковины, (×1), толща 11.
- Фиг. 6. Peronidea lutea (Wood). Экз. № 8716/28, правая створка, (×1), толща 10.
- Фиг. 7, 7a. Fulgoraria (Musashia ?) microsculptata Oleinik sp. поv. Экз. № 8726/А, голотип: 7 вид со стороны устья, (×1); 7a вид со стороны последнего оборота, (×1), толща 11.
- Фиг. 8. Thracia condoni Dall. Экз. № 1834, правая створка, (×1), толща 10.
- Фиг. 9. Муа truncata Linné. Экз. № 8790/33, правая створка, (×1), толща 10.

## Таблица VII

- Фиг. 1. Chlamys cosibensis Yokoyama. Экз. № 61, левая створка, (×1), лимимтэваямская свита, толща 12.
- Фиг. 2, 2a. Saxidomus sp. 2 экз. № 938 зубной аппарат, (×1), 2а фрагмент правой створки, (×1), там же, толща 12.
- Фиг. 3. Macoma orbiculata Scarlato. Экз. № 8790/18, левая створка, (×1), там же, толща 10.
- Фиг. 4. Cyrtodaria kurriana Dunker. Экз. № 8782/13, ядро левой створки, (×1), усть-лимимтэваямская свита, толща 13.
- Фиг. 5, 6. Spisula karaginskiensis Barinov sp. nov. 5 экз. № 8716/31, правая створка, (×1), лимимтэваямская свита, толща 10; 6 — экз. № 8716/15, голотип, левая сторона, (×1), там же.
- Фиг. 7. Pandora pulchella Yokoyama. Экз. № 8990/А, левая створка, (×1), там же, толща 11.
- Фиг. 8. Fortipecten kenyoshiensis Chinzei. Экз. № 8719/22, правая створка, (×1), там же, толща 10.
- Фиг. 9, 10. Leionucula tenuis expansa (Reeve). 9 экз. № 8729/63, левая створка, (×2), там же, толща

12; 10 — экз. № 8729/69, правая створка, (×2), там же.

## Таблица VIII

- Фиг. 1, 1a. Fortipecten kenyoshiensis Chinzei. Экз. № 8719/2: 1 правая створка, (×1); 1а левая створка, (×1), лимимтэваямская свита, толща 10.
- Фиг. 2. Fulgoraria sp. Экз. № 8783/31, фрагмент раковины, (×1), усть-лимимтэваямская свита, толща 13.
- Фиг. 3. Natica clausa (Broderip et Sowerby). Экз. № 8782/24, вид со стороны последнего оборота, (×1), там же, толща 13.
- Фиг. 4. Clinocardium subcostalis Petrov. Экз. № 8783/10, фрагмент скульптуры, (×1), там же, толща 13.
- Фиг. 5. Macoma brota Dall. Экз. № 8781/5, вид сверху, (×1), там же, толща 13.

## Таблица IX

- Фиг. 1, 9. Fortipecten hallae Dall. 1 экз. № 8731/83, левая створка, (×1), лимимтэваямская свита, толща 12; 9 экз. № 8731/84, правая створка (×1), там же.
- Фиг. 2, 8. Cyclocardia crebricostata (Krause). 2 экз. № 8716/22, левая створка, (×1), там же, толща 10; 8 экз. № 8790/34, правая створка, (×1), там же.
- Фиг. 3, 4. Buccinum glaciale Linnaeus. 3 экз. № 4205/16, вид сверху, (×1), там же, толща 10; 4 экз. № 4205/16-А, вид со стороны устья, (×1), там же.
- Фиг. 5, 6. Siliqua costata (Say). 5 экз. № 8718 левая створка, (×1), там же, толща 10; 6 экз. № 8716/24 ядро левой створки, (×1), там же.
- Фиг. 7. Hiatella arctica (Linné). Экз. № 8782/2 правая створка, (×1), усть-лимимтэваямская свита, толща 13.

## Таблица Х

#### Лимимтэваямская свита

- Фиг.1. Fortipecten hallae Dall. Экз. № 8731/83, левая створка, вид изнутри, (×1), толща 12.
- Фиг. 2, 2a, 7. Macoma lama Bartsch. 2, 2a экз. № 8716/17: 2 правая створка, (×1), 2a вид сверху, (×1), толща 10; 7 экз. № 8718/1, левая створка, (×1), там же.
- Фиг. 3. Macoma cf. calcarea (Gmelin). Экз. № 9890/15, ядро правой створки, (×1), толща 10.
- Фиг. 4, 5. Macoma karaginskiensis Barinov sp. nov. 4 экз. № 8726/17, голотип, левая створка, (×1), толща 11; 5 экз. № 8724/4, ядро правой створки с остатками раковины, (×1), там же.
- Фиг. 6. Macoma crassula (Deshayes). Экз. № 8732/105, правая створка, (×1), толща 12.
- Фиг. 8, 9. Macoma brota Dall. 8 экз. № 8726/45, правая створка, (×1), толща 11; 9 экз. № 8728/57, левая створка, вид изнутри, (×1), там же.

## Таблица ХІ

#### Лимимтэваямская свита

Фиг. 1, 10. Муа cuneiformis (Böhm). 1 — экз. № 8728/59, левая створка, (×1), толща 11; 10 — экз. № 8732/6, вид сверху (×2/3), толща 12.

- Фиг. 2, 8, 14. Муа pseudoarenaria Schlesch. Экз. № 8733/18: 2 резилифер, (×1); 8 левая створка, (×1); 14 вид сверху, (×1), толща 12.
- Фиг. 3, 4, 9. Liocyma fluctuosa (Gould). 3, 9 экз. № 8731/87: 3 левая створка, (×1); 9 вид сверху, (×1), толща 12; 4 экз. № 8716/9, правая створка, (×1), толща 10.
- Фиг. 5—7, 11. Cyclocardia veniaminovi Popov. 5 экз. № 8732/8, левая створка, замочный аппарат, (×1), толща 12; 6 экз. № 8731/81, левая створка, (×1), там же; 7 экз. № 8732/92 правая створка, замочный аппарат, (×1), там же; 11 экз. № 8731/79, правая створка, (×1), там же.
- Фиг. 12, 13. Hiatella arctica (Linné). Экз. № 8732/96: 12 правая створка, (×1), толща 12; 13 экз. № 8732/97, левая створка, вид изнутри, (×1), там же.
- Фиг. 15. Conchocelle disjuncta Gabb. Экз. № 8728/54, левая створка, (×1), толща 12.

## Таблица XII

- Фиг. 1. Panomya trapezoidis Straugh. Экз. № 8716/8, левая створка, (×1), лимимтэваямская свита, толща 10.
- Фиг. 2. Ciliatocardium ciliatum (Fabricius). Экз. № 8783/8, левая створка, (×1), усть-лимимтэваямская свита, толща 13.
- Фиг. 3. Hiatella arctica (Linné). Экз. № 8782/127, правая створка, (×1), там же, толща 13.
- Фиг. 4. Ciliatocardium uyemurai (Kanehara). Экз. № 8732/199, правая створка, (×1), лимимтэваямская свита, толща 12.
- Фиг. 5. Рапотуа arctica (Lamarck). Экз. № 8783/126, правая створка, (×1), усть-лимимтэваямская свита, толща 13.
- Фиг. 6. Panòmya ampla Dall. Экз. № 8783/125, правая створка, (×1), там же, толща 13.
- Фиг. 7. Natica ctausa (Broderip et Sowerby). Экз. № 8785/5, вид со стороны устья, (×1), там же, толща 13.
- Фиг. 8, 9. Crassicardia crassidens (Broderip et Soverby). 8 экз. № 8782/124, замок правой створки, (×1), там же, толща 13; 9 экз. № 8782/56, правая створка, (×1), там же, толща 13.
- Фиг. 10. Serripes groenlandicus (Bruguiere). Экз. № 8783/131, левая створка, (×1), там же, толща 13.

## Таблица XIII

## Усть-лимимтэваямская свита

- Фиг. 1. Clinocardium subcostalis Petrov. Экз. № 8783/127, ядро правой створки, (×1), толща 13.
- Фиг. 2, 7. Cyclocardia pliocenica Popov. 2 экз. № 8785/75, правая створка, (×1), толща 13; 7 экз. № 8785/10, левая створка, (×1), толща 13.
- Фиг. 3, 6, 6a. Chlamys karaginskiensis Sinelnikova. 3 экз. № 8784/Б, правая створка, (×1), толща 13; 6, 6а — экз. № 8784/6: 6 — правая створка, (×1), там же; 6а — вид со стороны смычного края, (×1).
- Фиг. 4, 8. Diplodonta aleutica Dall. 4 экз. № 8785/11, левая створка, (×1), толща 13; 8 экз. № 8785/16, левая створка, (×1), там же.
- Фиг. 5. Macoma obliqua Sowerby. Экз. № 8785/25, левая створка, (×1), толща 13.
- Фиг. 9. Astarte (Elliptica) limimtensis Basiliyan sp.nov. Экз. № 8731/88, голотип, правая створка, (×1), лимимтэваямская свита, толща 12.
- Фиг. 10. Astarte (Tridonta) Ioxia Dall. Экз. № 8782/138, правая створка, (×1), усть-лимимтэваямская свита; толща 13.
- Фиг. 11. Astarte (Rictocyma) diversa (Dall). Экз. № 8782/136, правая створка, (×1), толща 13.
- Фиг. 12. Astarte (Elliptica) nortonensis McNeil. Экз. № 3586/2 правая створка, (×1), толща 13.
- Фиг. 13. Astarte (Elliptica) hemicymata Dall. Экз. № 8786/38, правая створка, (×1), толща 13.

## Таблица XIV

#### Лимимтэваямская свита

- Фиг. 1, 1a. Buccinum acutispiratum Dall. Экз. № 5205/30; 1 вид сзади, (×1); 1a фрагмент скульптуры, (×7), толща 11.
- Фиг. 2, 2a, 5. Виссіпит polium polium Dall. 2 экз. № 40205/31, вид сзади, (×1), 2a фрагмент скульптуры, (×1), толща 12; 5 экз. № 4205/33 вид со стороны устья, (×1), там же.
- Фиг. 3, 9, 9а. Buccihum polare Gray. 3 экз. № 4205/35, вид сзади, (×1); толща 12; 9 экз. № 4205/36, вид сзади, (×1); 9а фрагмент скульптуры, (×4), там же.
- Фиг. 4. Trichotropis cf. coronatus Gould. Экз. № 8731/Е-5, вид сзади, (×1), толща 12.
- Фиг. 6, 6a. Colus (Colus) karaginskiensis Titova sp. nov. Экз. № 8731/Е, голотип. 6 вид сзади, (×1); 6a — фрагмент скульптуры (×7), толща 12.
- Фиг. 7. Latisipo hypolispus (Dall). Экз. № 8726/Р, вид сзади, (×1), толща 12.
- Фиг. 8. Nucella sp. Экз. № 8716/11, вид сзади, (×1), толща 10.

#### Таблица ХV

#### Лимимтэваямская свита

Фиг. 1, 7, 7a. Plicifusus (Plicifusus) krouri (Moeller). 1 — экз. № 4205/107, вид с устья<sub>я</sub>(×1), толща 12; 7, 7a — экз. № 4205/108: 7 — верхние обороты, (×1); 7a — фрагмент скульптуры, (×7), там же.

- Фиг. 2. Neptunea laticostata ochotensis Golicov. Экз. № 4205/78, вид сзади, (×1), толща 12.
- Фиг. 3, 5, 5a. Plicifusus (Plicifusus) karaginskiensis Titova sp. nov. 3 экз. № 4205/113, голотип, вид со стороны устья, (×1), толща 11; 5, 5a экз. № 4202/112: 5 вид сзади, (×1); 5a фрагмент скульптуры, (×5), там же.

Фиг. 4. Neptunea lyrata (Gmelin). Экз. № 4025/73, вид со стороны устья, (×1), толща 12.

Фиг. 6. Neptunea sp. Экз. № 4205/84, вид со стороны устья, (×1), толща 12.

Фиг. 8. Clinopegma magnum Dall. Экз. № 4205/31, вид сзади, (×1), толща 12.

#### Таблица XVI

Фиг. 1. Reophax sp., (×100), пестроцветная свита, толща 11.

- Фиг. 2. Haplophragmoides kakertensis Serova, (×25), пестроцветная свита, толща 11.
- Фиг. 3. Haplophragmoides indentatus Voloshinova, (×50), свита мыса Плоского, толща 2.
- Фиг. 4. Haplophragmoides impressus Voloshinova, (×50), свита мыса Плоского, толща 2.
- Фиг. 5. Haplophragmoides tortuosus V.Kuznetzova, (×50), пестроцветная свита, толща 11.
- Фиг. 6. Budashevella laevigata Voloshinova, (×50), свита мыса Плоского, толща 2.
- Фиг. 7. Asanospira advena (Cushman), (×100, свита мыса Плоского, толща 3.
- Фиг. 8. Cyclammina postpilvoensis V. Kuznetzova, (×25), свита мыса Плоского, толща 2.
- Фиг. 9. Cribrostomoides sakhalinensis Voloshinova, (×50), пестроцветная свита, толща 11.
- Фиг. 10. Asanospira carinata (Cushman et Renz), (×50, свита мыса Плоского, толща 2.
- Фиг. 11. Cyciammina praecancellata Voloshinova, (×10), свита мыса Плоского, толща 2.
- Фиг. 12. Martinottiella communis (Orbigny), (×100), свита мыса Плоского, толща 2.
- Фиг. 13. Martinottiella bradyana (Cushman), (×100), свита мыса Плоского, толща 2.

#### Таблица XVII

Фиг. 1. Plectina nipponica Asano, (×50), свита мыса Плоского, толща 2.

- Фиг. 2. Gaudryna sp., (×50), свита мыса Плоского, толща 2.
- Фиг. 3, 4. Fissurina sp., (×225), усть-лимимтэваямская свита, толща 13.
- Фиг. 5. Oolina melo (Orbigny), (×225), тусатуваямские слои, толща 14.
- Фиг. 6. Fissurina laevigata Reuss, (×250), лимимтэваямская свита, толща 12.
- Фиг. 7. Buccella pseudofrigida Leonenco, (×177), лимимтэваямская свита, толща 12.
- Фиг. 8. Globulina sp., (×230), усть-лимимтэваямская свита, толща 13.
- Фиг. 9. Buccella inusitata Andersen, (×110), вид с периферического края, усть-лимимтэваямская свита, толща 13.
- Фиг. 10. Buccella sulcata Leonenco, (×100), лимимтэваямская свита, толща 11.
- Фиг. 11. Buccella frigida (Cushman), (×85), вид со спинной стороны, лимимтэваямская свита, толща 12.
- Фиг. 12. Epistominella pulchella (Husezima et Maruhasi). (×110), лимимтэваямская свита, толща 12.
- Фиг. 13, 15, 16. Cibicides rotundatus Schedrina. 13 вид со спинной стороны, (×160); лимимтэваямская свита, толща 11; 15 — вид со спинной стороны, (×76), лимимтэваямская свита, толща 10; 16 — вид с брюшной стороны, (×83), там же.
- Фиг. 14. Buccella niigataensis (Husezima et Maruhasi). (×100), лимимтэваямская свита, толща 12.
- Фиг. 17. Cibicides lobatulus (Walker et Jacob). (×90), вид со спинной стороны, лимимтэваямская свита, толща 12.

## Таблица XVIII

- Фиг. 1, 2. Melonis pompilioides (Fichtell et Moll). 1 (×100), лимимтэваямская свита, толща 12; 2 (×100), пестроцветная свита, толща 10.
- Фиг. 3. Melonis sp., (×160), лимимтэваямская свита, толща 11.
- Фиг. 4. Nonionella basispinata (Cushman et Moyer), (×100), лимимтэваямская свита, толща 12.
- Фиг. 5. Nonionella globosa Ishivada, (×100), лимимтэваямская свита, толща 11.
- Фиг. 6—9. Cribrononion obscurus (Voloshinova). 6, 8 макросферические особи, (×160), лимимтэваямская свита, толща 11; 7 — микросферическая особь, (×160), там же; 9 — вид с периферического края, (×190).
- Фиг. 10. Cribrononion insertus (Williamson), (×50), усть-лимимтэваямская свита, толща 13.
- Фиг. 11. Astrononion galloway Loeblich et Tappan, (×100), лимимтэваямская свита, толща 12.
- Фиг. 12. Hyanesina orbicularis (Brady), (×100), тусатуваямские слои, толща 14.
- Фиг. 13. Cribrononion sp., (×50), усть-лимимтэваямская свита, толща 13.
- Фиг. 14. Cribroelphidium vuigare (Voloshinova). (×100), юнюньваямская свита, толща 9.

#### Таблица ХІХ

- Фиг. 1—8. Retroelphidium subclavatum (Gudina). 1, 4, 6 мегасферические особи, (×160), лимимтэваямская свита, толща 12; 2, 3 — микросферические особи, (×160), там же; 5 — ювенильная микросферическая особь, (×200), там же; 8 — мегасферическая особь, (×100), лимимтэваямская свита, толща 11.
- Фиг. 9, 10. Retroelphidium hughesi (Cushman et Grant), (×100), микросферические особи, лимимтэваямская свита, толща 12.
- Фиг. 11, 18. Cribroelphidium goesi (Schedrina). 11 (×100), лимимтэваямская свита, толща 12; 18 (×125), там же.
- Фиг. 12, 13. Cribroelphidium micrum (Voloshinova), (×100), усть-лимимтэваямская свита, толща 13.
- Фиг. 14. Cribroelphidium sp., (×100), лимимтэваямская свита, толща 11.
- Фиг. 15. Cribroelphidium subglobosum (Voloshinova), (×100), свита мыса Плоского, толща 2.
- Фиг. 16. Cribroelphidium subarcticum (Cushman), (×150), лимимтэваямская свита, толща 10.
- Фиг. 17. Cribroelphidium vulgare (Voloshinova), (×100), юнюньваямская свита, толща 9.

#### Таблица ХХ

Фиг. 1. Trifarina angulosa (Williamson), (×100), лимимтэваямская свита, толща 12.

Фиг. 2, 3. Trifarina kokozuraensis (Asano), (×100), там же.

Фиг. 4. Bolivina sp., (×160), лимимтэваямская свита, толща 11.

- Фиг. 5, 6. Bolivina cf. pseudopunctata Hoglund. 5 (×130), лимимтэваямская свита, толща 11; 6 (×100), там же.
- Фиг.7, 8. Bolivina spissa Cushman. 7 (×230), лимимтэваямская свита, толща 11; 8 (×160), там же.

Фиг. 9. Bolivina decussata Brady, (×100), лимимтэваямская свита, толща 11.

Фиг. 10. Globubulimina auriculata (Bailey), (×100), лимимтэваямская свита, толща 11.

- Фиг. 11. Bulimina semimarginata Cushman, (×180), лимимтэваямская свита, толща 11.
- Фиг. 12. Islandiella inflata (Gudina), (×100), усть-лимимтэваямская свита, толща 13.
- Фиг. 13. Islandiella californica (Cushman et Hughes), (×50), вид со стороны устья, юнюньваямская свита, толща 9.
- Фиг. 14—17. Islandiella laticamerata (Voloshinova). 14, 17 вид с периферического края, (×100), лимимтэваямская свита, толща 11; 15 вид сбоку, (×90), там же; 16 вид сбоку, (×100), там же.
- Фиг. 18, 19. Globigerina falconensis Blow. 18 вид со спинной стороны, (×100), лимимтэваямская свита, толща 12; 19 вид с брюшной стороны, (×100), там же.
- Фиг. 20. Globigerina uvula (Ehrenberg), (×170), лимимтэваямская свита, толща 12.

## Таблица ХХІ

#### Радиолярии пестроцветной свиты обр. 35/85; × 240.

Фиг. 1, 2. Botryopera conica sp. nov. 1 — голотип.

- Фиг. 3. Botryopera aff. oceanica (Ehrenberg).
- Фиг. 4. Trisulcus sp.
- Фиг. 5. Delmospyris aff. spongiosa (Hays).

Фиг. 6. Cyrtolagena laguncula (Haeckel).

Фиг. 7. Tricolocapsa papillosa (Ehrenberg).

Фиг. 8. Cycladophora conica Lombari et Lasarus.

Фиг. 9. Acropyramis ex gr. dodecomma (Haeckel).

Фиг. 10. Tholospyra (?) sp.

Фиг. 11. Stomatosphaera (?) haeckeli (Stöhz) group.

Фиг. 12. Pylospyra (?) sp.1.

Фиг. 13. Stylodictya stellata Bailey.

Фиг. 14—16. Pentactinosphaera hokurikuensis (Nakaseko).

## Таблица XXII

## Радиолярии свит пестроцветной и мыса Плоского; ×240.

Фиг. 1. Tricolocamptra aff. variabile (Popofsky), свита мыса Плоского, обр. 74/85.

Фиг. 2a, 26, 8. Eucyrtidium inflatum Kling borealum subsp. nov. 2a, 26 — голотип, свита мыса Плоского, обр. 63/85.

Фиг. 3. Lychonocanium aff. nipponicum Nakaseko, свита мыса Плоского, обр. 68/85.

Фиг. 4. Cycladophora conica Lombari et Lasarus, свита мыса Плоского, обр. 91/85.

Фиг. 5. Spongocore puella Haeckel, свита мыса Плоского, обр. 74/85.

Фиг. 6a, 66. Lithelius (?) sp.1, свита мыса Плоского, обр. 68/85.

Фиг. 7. Pterocorys aff. hirundo Haeckel, пестроцветная свита, обр. 35/85.

Фиг. 9. Stylosphaera sp., пестроцветная свита, обр. 35/85.

Фиг.10. Stylospongia elliptica (Carnevale), пестроцветная свита, обр. 35/85.

## Таблица XXIII

#### Радиолярии свиты мыса Плоского; ×240.

Фиг. 1, 2. Collosphaera glebulenta Biorklund et Goll group, ofp. 62/85.

Фиг. 3—5. Collosphaera sp.1, обр. 63/85.

Фиг. 6. Collosphaera sp.2, обр. 63/85.

### Таблица XXIV

## Радиолярии свиты мыса Плоского; ×240.

Фиг. 1. Collosphaera aff. poligona Haeckel, обр. 63/85.

Фиг. 2. Cenosphaera sp. 1, обр. 68/85.

Фиг. 3, 4. Collosphaera glebulenta Bjorklund et Goll group, обр. 62/85.

Фиг. 5a, 56. Orodapis spongiosa Friend et Riedel, oбр. 63/85.

Фиг. 6a, 66. Siphonosphaera membranella Reschetnjak et Runeva, обр. 63/85.

#### Таблица ХХV

#### Радиолярии свиты мыса Плоского; × 240.

Фиг. 1. Spongodiscus osculosus (Dreyer) robustus sub. sp. nov. голотип, обр. 68/85.

- Фиг. 2, 7. Spongodiscus craticulatus (Stohr) ellipticus subsp. nov.: 7 голотип, обр. 68/85; 2 обр. 74/85.
- Фиг. 3. Cenellipsis bergontianus (Carnevale), ofp. 69/85.
- Фиг. 4. Cenellipsis sp. 1, обр. 74/85.
- Фиг. 5. Spongodiscus osculosus (Dreyer), обр. 68/85.
- Фиг. 6. Spongodiscus craticulatus (Stohr), oбр. 68/85.

## Таблица ХХVІ

## Радиолярии свиты мыса Плоского; ×240.

Фиг. 1. Spongotrochus aff. glacialis Popofsky, обр. 68/85.

Фиг. 2. Stylotrochus sol Campbell et Clark, обр. 69/85.

Фиг. 3. Cycladophora sp. 1, обр. 91/85.

Фиг. 4. Spireuma sp., обр. 91/85.

Фиг. 5. Gexacontium (?) sp. 1, обр. 91/85.

Фиг. 6. Pterocorys aff. splendens Campbell et Clark, обр. 91/85.

## Таблица XXVII

#### Радиолярии свиты мыса Плоского; ×240.

Фиг. 1a, 16. Cycladophora sp. 2, обр. 74/85.

Фиг. 2, 4. Cycladophora robusta sp. nov. 2 — голотип, обр. 74/85.

Фиг. 3. Cycladophora conica Lombari et Lasarus, oбр. 69/85.

Фиг. 5. Cycladophora aff. cabrilloensis (Campbell et Clark), обр. 91/85.

Фиг. 6a, 66. Lipmanella japonica (Nakaseko), обр. 91/85.

Фиг. 7, 8a, 86. Lipmanella redondoensa (Campbell et Clark). 7 — обр. 69/85; 8 — обр. 68/85.

## Таблица XXVIII

#### Радиолярии свиты мыса Плоского; ×240.

Фиг. 1. Lophophaena sp. 1, обр. 74/85.

Фиг. 2. Tricolocapsa papillosa (Ehrenberg), обр. 74/85.

Фиг. 3. Saccospyris aff. robustus Kruglikova, obp. 91/85.

Фиг. 4a, 46. Saccospyris sp., обр. 68/85.

Фиг. 5, 6. Dendrospyris sp., обр. 91/85.

Фиг. 7. Ceratocyrtis aff. cucultaris (Ehrenberg), ofp. 68/85.

Фиг. 8a, 86. Gondwanaria campanulaeformis (Campbell et Clark), oбр. 91/85.

Фиг. 9. Pseudodictyophimus bicornis (Ehrenberg), ofp. 91/85.

Фиг. 10. Pseudodictyophimus bjorklundi sp. nov., голотип, обр. 91/85.

Фиг. 11. Stylodictya ornata Campbell et Clark, обр. 91/85.

Фиг. 12. Peripyramis aff. circumtexta Haeckel, обр. 69/85.

#### Таблица ХХІХ

#### Радиолярии свиты мыса Плоского; ×240.

Фиг. 1. Cenosphaera sp. 2, обр. 74/85.

Фиг. 2. Tholospyra (?) sp. 2, обр. 90/85.

Фиг. 3, 4. Plegmosphaeridae gen. et spr., ofp. 68/85.

Фиг. 5a, 56. Stylosphaera aff. santaeanae (Campbell et Clark), обр. 69/85.

## Таблица ХХХ

## Радиолярии свиты мыса Плоского; ×240.

Фиг. 1a, 16. Lithelius sp. 2, обр. 68/85.

Фиг. 2a, 26. Stylosphaera angelina Campbell et Clark, обр. 74/85.

Фиг. 3а, 36. Руюзруга sp. 2, обр. 68/85.

#### Таблица ХХХІ

#### Радиолярии свиты мыса Плоского и юнюньваямской свиты; ×240.

Фиг. 1a, 16. Tecosphaera aff. akitaensis Nakaseko, свита мыса Плоского, обр. 91/85.

Фиг. 2a, 26. Gexacontium sp. 2, свита мыса Плоского, обр. 91/85.

Фиг. 3a, 36. Rizosphaera sp., юнюньваямская свита, обр. 18/85.

## Таблица XXXII

## Радиолярии свиты мыса Плоского и юнюньваямской свиты; ×240.

- Фиг. 1а, 16. Cromyosphaera sp., юнюньваямская свита, обр. 18/85.
- Фиг. 2a, 26. Rizosphaera aff. variabilum (Nakaseko), юнюньваямская свита, обр. 18/85.

Фиг. 3a, 36. Orosphaeridae gen et sp., свита мыса Плоского, обр. 63/85. 36 — периферическая часть скелета.

## Таблица XXXIII

Радиолярии свиты мыса Плоского и юнюньваямской свиты; ×240.

Фиг. 1. Haeckeliella sp. 1, свита мыса Плоского, обр. 69/85.

Фиг. 2. Haeckeliella sp. 2, юнюньваямская свита, обр. 18/85.

- Фиг. 3. Tricolocapsa papillosa (Ehrenberg), юнюньваямская свита, обр. 18/85.
- Фиг. 4. Lithocarpium poliacantha (Campbell et Clark) group, юнюньваямская свита, обр. 18/85.
- Фиг. 5. Stylosphaera angelina Campbell et Clark, юнюньваямская свита, обр. 18/85.

## Таблица ХХХІV

#### Радиолярии свиты мыса Плоского и юнюньваямской свиты; ×240.

Фиг. 1. Pterocorys hirundo Haeckel, юнюньваямская свита, обр. 18/85.

Фиг. 2. Lophohaena sp. 2, свита мыса Плоского, обр. 91/85.

Фиг. 3. Lychnocanium nipponicum Nakaseko magnacornutum (Funajama), свита мыса Плоского, обр. 69/85.

Фиг. 4. Artostrobus annulatus (Bailey), свита мыса Плоского, обр. 91/85.

Фиг. 5. Lophohaena sp. 3, свита мыса Плоского, обр. 91/85.

Фиг. 6. Siphocampe sanpedroana (Campbell et Clark), свита мыса Плоского, обр. 91/85.

Фиг. 7. Cornutella profunda Ehrenberg, свита мыса Плоского, обр. 69/85.

Фиг. 8. Cornutella bimarginata (Haeckel), свита мыса Плоского, обр. 91/85.

Фиг. 9. Pseudodictyophimus sp., юнюньваямская свита, обр. 18/85.

Фиг. 10. Actinomma sp., юнюньваямская свита, обр. 18/85.

## Таблица ХХХV

#### Масштабная линейка 1:10 мкм

Фиг. 1. Crucidenticula kanayae Akiba et Yanagisawa, пестроцветная свита, толща 13, конкреция.

- Фиг. 2, 3. Denticulopsis hustedtii (Simonsen et Kanayae) Simonsen, свита мыса Плоского. 2 обр. 1023/11; 3 - толща 4, конкреция.
- Фиг. 4—6. Neodenticula kamtschatica (Zabelina) Akiba et Yanagisawa, лимимтэваямская свита. 4, 5 обр. 1001/66; 6 — обр. 1001/80.

Фиг. 7. Denticulopsis hyalina (Schrader) Simonsen, лимимтэваямская свита, обр. 1000/66.

Фиг. 8. Nitzschia pliocena (Brun) Kanayae et Koizumi, юнюньваямская свита, обр. 1013/8.

Фиг. 9, 10. Nitzschia sp. 1, свита мыса Плоского. 9 — обр. 1015/42; 10 — 1015/53.

Фиг. 11. Rouxia peragallii Brun et Heribaud, юнюньваямская свита, обр. 1013/13.

Фиг. 12, 13. Cavitatus (Synedra) jouseana (Scheshukova) Williams, юнюньваямская свита. 12 — обр. 1013/14; 13 — обр. 1014/2.

Фиг. 14. Synedra kamtschatica Sheshukova, лимимтэваямская свита, обр. 1001/86.

Фиг. 15. Nitzschia punctata (W.Smith) Grunow, свита мыса Плоского, обр. 1023/18.

Фиг. 16, 17. Rhizosolenia twistata Whiting et Schrader, юнюньваямская свита, обр. 1013/13.

Фиг. 18, 19, 21. Rhizosolenia hebetata f. hiemalis Gran, свита мыса Плоского, обр. 1023/8.

Фиг. 20. Rhizosolenia sp. 1, свита мыса Плоского, обр. 1015/32.

Фиг. 22. Rhizosolenia barboi Brun, юнюньваямская свита, обр. 1017/4.

## Таблица ХХХVІ

#### Масштабная линейка 1:10 мкм

Фиг. 1—3. Actinocyclus ingens f. planus Whiting et Schrader, свита мыса Плоского, обр. 1013/14.

Фиг. 4. Actinocyclus ingens f. ingens Whiting et Schrader, свита мыса Плоского, обр. 1023/13.

- Фиг. 5, 6. Azpeitia oligocenica (Jouse) Sims. 5 пестроцветная свита, конкреция, 6 свита мыса Плоского, обр. 1023/18.
- Фиг. 7, 8. Actinocyclus curvatulus Janisch, усть-лимимтэваямская свита, обр. 1009/4.
- Фиг. 9. Azpeitia endoi (Kanayae) Sims et Fryxell, свита мыса Плоского, обр. 1015/22,

#### Таблица XXXVII

#### Масштабная линейка 1:10 мкм

Фиг. 1. Hemidiscus cuneiformis Wallisch, свита мыса Плоского, обр. 1015/71.

Фиг. 2. Cestodiscus kugleri Lohman, свита мыса Плоского, обр. 1015/60.

Фиг. 3. Asteromphalus moronensis (Greville) Rattray, свита мыса Плоского, толща 4, конкреция.

Фиг. 4. Asteromphalus darwinii Ehrenberg, свита мыса Плоского, толща 4, конкреция.

Фиг. 5, 6. Coscinodiscus marginatus Ehrenberg. 5 — юнюньваямская свита, обр. 1013/14; 6 — лимимтэваямская свита, обр. 1001/126.

Фиг. 7. Coscinodiscus argus Ehrenberg, лимимтэваямская свита, обр. 1001/37.

Фиг. 8. Coscinodiscus asteromphalus Ehrenberg, усть-лимимтэваямская свита, обр. 1011/2.

Фиг. 9. Coscinodiscus apiculatus Ehrenberg, свита мыса Плоского, толща 4, конкреция.

## Таблица XXXVIII

## Масштабная линейка 1:10 мкм

Фиг. 1. Thalassiosira aff. tertiaria Sheshukova, пестроцветная свита, конкреция.

Фиг. 2. Thalassiosira tertiaria Sheshukova, лимимтэваямская свита, обр. 1001/86.

Фиг. 3. Thalassiosira manifesta Sheshukova, 'юнюньваямская свита, обр. 1013/18. Фиг. 4. Thalassiosira praeyabei (Schrader) n. comb., свита мыса Плоского, обр. 1015/23.

Фиг. 5. Thalassiosira yabei (Kanayae) Akiba and Yanagisawa, свита мыса Плоского, толща 4, конкреция.

Фиг. 6. Thalassiosira grunowi Akiba et Yanagisawa, свита мыса Плоского, толща 4, конкреция.

Фиг. 7, 8. Thalassiosira temperei (Brun) Akiba et Yanagisawa.

7 — юнюньваямская свита, обр. 1013/13; 8 — свита мыса Плоского, обр. 1015/15.

Фиг. 9. Thalassiosira sancettae Akiba, лимимтэваямская свита, обр. 1001/60.

Фиг. 10, 11. Thalassiosira orientalis Sheshukova, юнюньваямская свита. 10 - ofp. 1013/17; 11 - ofp.1013/13.

Фиг. 12. Thalassiosira antiqua (Grunow) Cleve, лимимтэваямская свита, обр. 1013/14.

Фиг. 13—15. Thalassiosira marujamica Sheshukova, юнюньваямская свита, обр. 1013/14.

## Таблица ХХХІХ

#### Масштабная линейка 1:10 мкм

Фиг. 1, 2. Thalassiosira nidulus (Tempere et Brun) Jouse, юнюньваямская свита. 1 — обр. 1013/13; 2 обр. 1013/13.

- Фиг. 3—5. Thalassiosira jouseae Akiba, лимимтэваямская свита. 3— обр. 1001/106; 4— обр. 1001/123; 5— обр. 1001/105.
- Фиг. 6. Thalassiosira delicata (Barron) Akiba, лимимтэваямская свита, обр. 1001/66.
- Фиг. 7. Thalassiosira gravida Cleve, усть-лимимтэваямская свита, обр. 1003/4.
- Фиг. 8, 9. Porosira punctata (Jouse) Makarova, юнюньваямская свита. 8 обр. 1013/13; 9 обр. 1013/14.
- Фиг. 10. Thalassiosira nordenskioeldii Cleve, лимимтэваямская свита, обр. 1001/108.
- Фиг. 11, 12. Thalassiosira gracilis (Karsten) Hustedt, лимимтэваямская свита, обр. 1001/86.

## Таблица XL

#### Масштабная линейка 1:10 мкм

- Фиг. 1—3. Detonula confervaceae (Cleve) Gran, лимимтэваямская свита. 1, 2 обр. 1001/114; 3 обр. 1001/80.
- Фиг. 4—6. Bacterosira fragilis Gran, лимимтэваямская свита. 4 обр. 1011/1; 5 обр. 1001/115; 6 обр. 1001/80.
- Фиг. 7, 8. Thalassiosira dolmatovae sp. nov., усть-лимимтэваямская свита, обр. 1011/1.
- Фиг. 9, 10. Thalassiosira robusta sp. nov., лимимтэваямская свита, обр. 1001/105.
- Фиг. 11—13. Thalassiosira pacifica Gran et Angst. 11 лимимтэваямская свита, обр. 1001/66; 12,
- 13 усть-лимимтэваямская свита, обр. 1002/3.
- Фиг. 14, 15. Thalassiosira latimarginata Makarova, лимимтэваямская свита, обр. 1001/115.
- Фиг. 16, 17. Paralia sulcata (Enrenberg) Cleve. 16 свита мыса Плоского, обр. 1023/11; 17 лимимтэваямская свита, обр. 1001/102.
- Фиг. 18. Paralia clavigera Grunow n.comb., свита мыса Плоского, обр. 1023/11.

## Таблица XLI

## Масштабная линейка 1:10 мкм

- Фиг. 1—3. Stellarima microtrias (Ehrenberg) Hasle et Sims. 1 пестроцветная свита, конкреция; 2 свита мыса Плоского, обр. 1023/15; 3 лимимтэваямская свита, обр. 1001/73.
- Фиг. 4—6. Cosmiodiscus insignis Jouse, лимимтэваямская свита. 4 обр. 1001/37; 5 обр. 1001/80; 6 обр. 1001/60.
- Фиг. 7. Cosmiodiscus intersectus (Brun) Jouse, лимимтэваямская свита, обр. 1001/115.

#### Таблица XLII

#### Масштабная линейка 1:10 мкм

- Фиг. 1—3. Pyxidicula cruciata Ehrenberg, пестроцветная свита, конкреция.
- Фиг. 4. Pyxidicula lineata (Ehrenberg) comb.nov., пестроцветная свита, конкреция.
- Фиг. 5. Pyxidicula ferox (Greville) Strein. et Nikolaev, пестроцветная свита, конкреция.
- Фиг. 6, 7. Pyxidicula aciculata Dolmatova comb.nov., пестроцветная свита, конкреция.

## Таблица XLIII

## Масштабная линейка 1:10 мкм

- Фиг. 1, 2. Pyxidicula turris (Greville et Arnott) Streln. et Nikolaev. 1 свита мыса Плоского, обр. 1015/26; 2 юнюньваямская свита, обр. 1013/14.
- Фиг. 3, 4. Рухіdicula schenckii (Kanayae) Štreln. et Nikolaev, свита мыса Плоского. 3 обр. 1015/31; 4 — обр. 1023/21.
- Фиг. 5—10. Pyxidicula inermis (Jouse) Streln. et Nikolaev, юнюньваямская свита, обр. 1013/14.

## Таблица XLIV

## Масштабная линейка 1:10 мкм

Фиг. 1—5. Pyxidicula zabelinae (Jouse) Strein. et Nikolaev, юнюньваямская свита, обр. 1013/8.

## Таблица XLV

## Масштабная линейка 1:10 мкм

- Фиг. 1. Pyxidicula zabelinae (Jouse) Streln. et Nikolaev f. usatschevii, юнюньваямская свита, обр. 1013/10. Фиг. 2—6. Pyxidicula zabelinae (Jouse) Streln. et Nikolaev f. zabelinae, лимимтэваямская свита. 2— обр. 1001/80; 3, 5— обр. 1001/126; 4— обр. 1001/108; 6— обр. 1001/60.
- Фиг. 7—9. Рухідісціа pustulata Mann comb. nov., лимимтэваямская свита, обр. 1001/126.

## Таблица XLVI

## Масштабная линейка 1:10 мкм

- Фиг. 1-4, Pyxidicula turris (Greville et Arnott) Streln. et Nikolaev f. cylindrus (Grunov) Streln. et
- Nikolaev. 1 лимимтэваямская свита, обр. 1001/23; 2, 3 усть-лимимтэваямская свита, обр. 1002/4; 4 усть-лимимтэваямская свита, обр. 1003/2.
- Фиг. 5. Pyxidicula aff. nipponica (Gran et Jendo) Štreln. et Nikolaev, усть-лимимтэваямская свита, обр. 1002/2.
- Фиг. 6, 7. Pyxidicula sp. 1, усть-лимимтэваямская свита. 6 обр. 49/2; 7 обр. 49/1.
- Фиг. 8—10. Pyxidicula horridus (Koizumi) п.comb., тусатуваямские слои, обр. 49/11.
- Фиг. 11—13. Odontella aurita (Lyngbye) Agardth, лимимтэваямская свита. 11 обр. 1001/128; 12 обр. 1001/56; 13 обр. 1001/55.
- Фиг. 14, 15. Sheshukovia condecora (Brightwell) Olshtinskae. 14 пестроцветная свита, конкреция; 15 свита мыса Плоского, толща 4, конкреция.
- Фиг. 16, 17. Eucampia balaustium Castracane, свита мыса Плоского, толща 4, конкреция.

## Таблица XLVII

## Масштабная линейка 1:10 мкм

Фиг. 1. Clavicula polymorpha Grunow et Pantocshek, свита мыса Плоского, обр. 1023/13.

Фиг. 2—4. Kisseleviella carina Sheshukova. 2— пестроцветная свита, конкреция; 3, 4— юнюньваямская свита, обр. 1000/33.

Фиг. 5, 6. Diciadia capreolus Ehrenberg, лимимтэваямская свита, обр. 1001/108.

Фиг. 7. Pterotheca spada Tempere et Brun, свита мыса Плоского, толща 4, конкреция.

Фиг. 8, 9. Pterotheca subulata Grunow, свита мыса Плоского, толща 4, конкреция.

- Фиг. 10—12. Ikebea tenuis (Brun) Akiba, свита мыса Плоского. 10 обр. 1015/39; 11 обр. 1015/40; 12 юнюньваямская свита, обр. 1013/8.
- Фиг. 13—15. Cladogramma dubium Lohman. 13— свита мыса Плоского, толща 4, конкреция; 14 свита мыса Плоского, обр. 1023/11; 15— лимимтэваямская свита, обр. 1001/99.
- Фиг. 16. Pterotheca reticulata Sheshukova, лимимтэваямская свита, обр. 1001/95.
- Фиг. 17. Stephanogonia sp. 1, пестроцветная свита, конкреция.
- Фиг. 18—20. Stephanogonia hanzawae Kanayae, свита мыса Плоского, обр. 1015/23.

## Таблица XLVIII

## Масштабная линейка 1:10 мкм

Фиг. 1. Rutilaria epsilon f. longicornis (Tempere et Brun) A.Schmidt, юнюньваямская свита, обр. 1013/13.

Фиг. 2—4. Cymatosira debyi Tempere et Brun, свита мыса Плоского. 2— обр. 1015/40; 3— обр. 1001/6; 4— обр. 1023/15.

Фиг. 5. Pseudopyxilla directa (Pantocsek) Forti, свита мыса Плоского, обр. 1023/15.

Фиг. 6. Pseudopyxilla americana (Ehrenberg) Forti, лимимтэваямская свита, обр. 1001/40.

Фиг. 7. Pseudopyxilla rossica (Pantocshek) Forti, лимимтэваямская свита, обр. 1001/51.

Фиг. 8. Rhizosolenia setigera Brightwell, юнюньваямская свита, обр. 1013/14.

Фиг. 9. Xanthiopyxis lacera Forti, свита мыса Плоского, конкреция, толща 4.

Фиг. 10. Xanthiopyxis diaphana Forti, свита мыса Плоского, толща 4, конкреция.

Фиг. 11. Chaetoceros sp.1, пестроцветная свита, конкреция.

Фиг. 12. Chaetoceros subsecundus (Grunow) Hustedt, лимимтэваямская свита, обр. 1001/86.

Фиг. 13. Xanthiopyxis sp. A sensu W.Wornardt (1967), лимимтэваямская свита, обр. 1001/106.

Фиг. 14. Chaetoceros sp.2, лимимтэваямская свита, обр. 1001/102.

Фиг. 15. Chaetoceros incurvis Bailey, лимимтэваямская свита, обр. 1001/115.

Фиг. 16. Chaetoceros sp.3, усть-лимимтэваямская свита, обр. 1009/4.

Фиг. 17. Xanthiopyxis umbonata Greville, лимимтэваямская свита, обр. 1001/80.

Фиг. 18. Chaetoceros sp.4, лимимтэваямская свита, обр. 1001/108.

Фиг. 19. Xanthiopyxis ovalis Lohman, лимимтэваямская свита, обр. 1001/66.

## Таблица XLIX

## Масштабная линейка 1:10 мкм

Фиг. 1. Actinopthycus senarius Ehrenberg, пестроцветная свита, конкреция.

Фиг. 2, 4. Actinopthichus vulgaris var. monica Grunow, юнюньваямская свита. 2 — обр. 1013/24; обр. 1017/5.

Фиг. 3. Actinopthychus splendens Ralfs, юнюньваямская свита, обр. 1017/5.

Фиг. 5. Actinocyclus sp.1, юнюньваямская свита, обр. 1000/33, переотложение.

Фиг. 6. Azpeitia elegantula (Greville) Sims, юнюньваямская свита, обр. 1001/33.

Фиг. 7. Katahiraia aspera Komura, юнюньваямская свита, обр. 1000/21, переотложение.

Фиг. 8, 9. Actinocyclus aff. actinochilus (Ehrenberg) Simonsen, юнюньваямская свита, обр. 1001/33, переотложение.

Фиг. 10. Muelleriopsis limbata (Ehrenberg) Hendey, усть-лимимтэваямская свита, обр. 1003/1, переотложение.

Фиг. 11. Sceletonema ? sp. 1, юнюньваямская свита, обр. 1013/15.

Фиг. 12. Cestodiscus sp.1, усть-лимимтэваямская свита, обр. 1012/1, переотложение.

Фиг. 13. Actinocyclus sp.2, юнюньваямская свита, обр. 1000/33, переотложение.

#### Таблица L

## Масштабная линейка 1:10

Фиг. 1. Auliscus caelatus Bailey, лимимтэваямская свита, обр. 1001/84.

Фиг. 2. Auliscus punctatus Bailey, лимимтэваямская свита, обр. 1001/114.

Фиг. 3. Trigonium arcticum f.californicum (Grunow) Cleve, лимимтэваямская свита, обр. 1001/82.

Фиг. 4. Trigonium arcticum (Brightwell) Cleve, свита мыса Плоского, толща 4, конкреция.

- Фиг. 5, 6. Årachnoidiscus ehrenbergii Bailey. 5 лимимтэваямская свита, обр. 1001/57; 6 юнюньваямская свита, обр. 1017/5.
- Фиг. 7. Stictodiscus hardmanianus Greville, свита мыса Плоского, обр. 1023/21.
- Фиг. 8. Aulacodiscus affinis Grunow, лимимтэваямская свита, обр. 1001/80.
- Фиг. 9. Rhaphoneis amphiceros Ehrenberg, свита мыса Плоского, обр. 1023/11.
- Фиг. 10. Rhaphoneis scalaris Ehrenberg, свита мыса Плоского, обр. 1015/15.
- Фиг. 11. Rhaphoneis sakhalinensis Sheshukova, лимимтэваямская свита, обр. 1001/115.
- Фиг. 12. Delphineis angustata (Pantocsek) Andrews, лимимтэваямская свита, обр. 1001/115.

#### Таблица LI

## Масштабная линейка 1:10

Фиг. 1. 2. 4. Rabdonema japonicum Témpére et Brun. 1-2- свита мыса Плоского, обр. 1023/15: 4лимимтэваямская свита, обр. 1000/37.

Фиг. 3. Rabdonema biquadratum Brun, лимимтэваямская свита, обр. 1001/80.

- Фиг. 5. Rabdonema crozlerii Ehrenberg, лимимтэваямская свита, обр. 1000/37.
- Фиг. 6, 7. Rabdonema arcuatum var. ventricosa Cleve. 6 лимимтэваямская свита, обр. 1001/34; 7 лимимтэваямская свита, обр. 1001/49.
- Фиг. 8, 9. Dipioneis smithii (Brebisson) Cleve; 8 свита мыса Плоского, обр. 1015/42; 9 юнюньваямская свита, обр. 1013/18.
- Фиг. 10. Diploneis interrupta (Kützing) Cleve, усть-лимимтэваямская свита, обр. 1003/2.
- Фиг. 11, 12. Diploneis ornata (A.Schmidt) Cleve. 11 свита мыса Плоского, обр. 1015/42; 12 усть-лимимтэваямская свита, обр. 1003/4.
- Фиг. 13. Diploneis bombus Ehrenberg, свита мыса Плоского, обр. 1015/23.
- Фиг. 14. Grammatophora angulosa var. islandica (Ehrenberg) Grunow, свита мыса Плоского, обр. 1015/42.

#### Таблица LII

## Масштабная линейка 1:10

- Фиг. 1. Cocconeis triumphis Hanna et Grant, свита мыса Плоского, обр. 1023/25.
- Фиг. 2. Cocconeis aff. placentula Ehrenberg, свита мыса Плоского, обр. 1015/41.
- Фиг. 3. Cocconeis formosa Brun, юнюньваямская свита, обр. 1013/8.
- Фиг. 4. Cocconeis costata Gregory, лимимтэваямская свита, обр. 1001/51.
- Фиг. 5. Cocconeis scutellum Ehrenberg, юнюньваямская свита, обр. 1013/18.
- Фиг. 6—8. Соссопеів antiqua Tempere et Brun. 6 свита мыса Плоского, обр. 1023/11; 7 свита мыса Плоского, обр. 1015/30; 8 — юнюньваямская свита, обр. 1013/5.
- Фиг. 9, 10. Cocconeis kamishatkiensis Mann. 9 юнюньваямская свита, обр. 1013/14; 10 свита мыса Плоского, обр. 1025/15.

Фиг. 11. Cocconeis interrupta Grunow, усть-лимимтэваямская свита, обр. 1003/4.

- Фиг. 12. Cocconeis pribilofensis Hanna, юнюньваямская свита, обр. 1013/14.
- Фиг. 13. Cocconeis pinnata Gregory, усть-лимимтэваямская свита, обр. 1009/4.
- Фиг. 14. Cocconeis Iorenziana Grunow, лимимтэваямская свита, обр. 1001/126.
- Фиг. 15. Cocconeis pellucida Grunow, лимимтэваямская свита, обр. 1001/80.

#### Таблица LIII

#### Масштабная линейка 1:10

- Фиг. 1. Cocconeis vitrea Brun, усть-лимимтэваямская свита, обр. 1002/4.
- Фиг. 2. Соссопеіз japonicus Brun, усть-лимимтэваямская свита, обр. 1003/4. Фиг. 3. Cocconeis sigmoradiatus Témpére et Brun, юнюньваямская свита, обр. 1013/14.
- Фиг. 4, 5, 6. Cocconeis sparsipunctata Brun, лимимтэваямская свита. 4, 5 обр. 1001/33; 6 обр. 1001/54.
- Фиг. 7. Cocconeis dehicens A.Schmidt, усть-лимимтэваямская свита, обр. 1009/4.
- Фиг. 8. Trachyneis aspera Cleve, свита мыса Плоского, обр. 1015/23.
- Фиг. 9. Navicula distans W.Smith, лимимтэваямская свита, обр. 1001/89.
- Фиг. 10, 11. Hercotheca inermis Mann, усть-лимимтэваямская свита, обр. 1009/4.
- Фиг. 12, 13. Cocconeis quarnerensis Grunow, усть-лимимтэваямская свита, обр. 1003/4.
- Фиг. 14. Hyalodiscus scoticus (Kützing) Grunow, лимимтэваямская свита, обр. 1001/80.
- Фиг. 15. Plagiogramma staurophorum (Gregory) Cleve, лимимтэваямская свита, обр. 1001/70.
- Фиг. 16. Achnanthes liorenziana (Grunow) Cleve, лимимтэваямская свита, обр. 1001/80.
- Фиг. 17. Navicula glacialis Cleve, усть-лимимтэваямская свита, обр. 1009/4.
- Фиг. 18. Mesocena elliptica var. pentagona Ehrenberg, лимимтэваямская свита, обр. 1001/40.
- Фиг. 19. Campylodiscus sp.1, усть-лимимтэваямская свита, обр. 1009/4.

#### Таблица LIV

#### Пестроцветная свита, толща 12; ×1000

- Фиг. 1. Tsuga microsccata.
- Фиг. 2. Tsuga sp.
- Фиг. 3, 4. Taxodium sp.
- Фиг. 5. Cunninghamia sp.
- Фиг. 6, 8. Taxodiaceae.
- Фиг. 7. Taxodium sp.
- Фиг. 9. Cryptomeria sp.

## Таблица LV

#### Пестроцветная свита, толша 12; ×1000

- Фиг. 1. Tsuga diversifolia (Maxium) Mast.
- Фиг. 2. Osmunda sp.
- Фиг. 3. Osmunda regalis L.
- Фиг. 4. Osmunda cf. regalis L.

## Таблица LVI

## Пестроцветная свита, толща 12; ×1000

Фиг. 1. Fagus cf. japoniciformis.

Фиг. 2. Fagus sp.

Фиг. 3. Fagus japoniciformis Anan.

Фиг. 4. Fagus grandifolliformis Pan.

Фиг. 5, 6. Fagus sp.

Фиг. 7. Fagus cf. tenella Pan.

Фиг. 8—10. Fagus sp.

## Таблица LVII

## Пестроцветная свита, толша 12: ×1000

Фиг. 1-4. Betula sp.

Фиг. 5. Ilex sp.

Фиг. 6. cf. Pachysandra procumbentiformis Samoil.

Фиг. 7. Juglans sp.

Фиг. 8. Tricolpites sp.

Фиг. 9. Juglans polyporata Voje

Фиг. 10. Tricolporopollenites sp.

Фиг. 11. Quercus cf. dentatiformis Pan.

Фиг. 12, 13. Parthenoncissus cf. semicordatiformis Lubm.

Фиг. 14. Zelkova sp.

## Таблица LVIII

#### Пестроцветная свита, толща 12; ×1000

Фиг. 1—5. Spiniferites sp.

## Таблица LIX

## Свита мыса Плоского: ×1000

Фиг. 1. Myrica sp., обр. 20/76, толща 5. Фиг. 2. Betula sp., обр. 20/76, там же.

Фиг. 3. Alnus sp., обр. 20/76, там же.

Фиг. 4. Myrica sp., обр. 55/76, толща 6.

Фиг. 5. Ulmus sp., обр. 55/75, там же.

Фиг. 6. Betula sp., обр. 55/76, там же. Фиг. 7. Juglans sp., обр. 55/76, там же. Фиг. 8. Fagus sp. (?), обр. 20/75, толща 5.

Фиг. 9. Rhus sp. (?), обр. 55/76, толща 5.

Фиг. 10, 11. Fagus sp., обр. 55/76, там же.

#### Таблица LX

## Свита мыса Плоского; ×1000

Фиг. 1. Pinaceae, обр. 20/76, толща 5

Фиг. 2. Taxodiaceae, обр. 20/76, там же

Фиг. 3. Taxodium sp., обр. 55/76, толща 6

Фиг. 4. Taxodiaceae, обр. 55/76, там же Фиг. 5. Osmunda sp.1, обр. 20/76, толща 5

Фиг. 6. Osmunda sp.2, обр. 55/76, толща 6

Фиг. 7. Sphagnum sp., обр. 20/76, толща 5

Фиг. 8. Osmunda sp.3, обр. 55/76, толща 6

Yu.B.Gladenkov, K.B.Barinov, A.E.Basilian, S.I.Bordunov, G.M.Bratseva, Ye.V.Zyryanov, N.P.Kuralenko, D.I.Vitukhin, T.V.Oreshkina, S.S.Ganzei, S.I.Kiyashko, V.M.Trubikhin

# DETAILED DIVISION OF THE NEOGENE OF KAMCHATKA

## REVIEW

The Neogene section on the Karaginsky Peninsula belongs to the best sections not only in the Far East but in the entire North Pacific area. It was studied by different methods: paleontological, paleogeographical, sedimentational, and physical ones.

In the section several horizons (regiostages) have been recognized: Lower Miocene — unnamed; Middle Miocene — Variegated and Flat Cape; Upper Miocene — Yunyunvayamian; Pliocene — Limimtevayamian, Ust'limimtevayamian, and Tusatuvayamian. Six diatom zones may be also outlined which allow us to assign the above horizons to the standard scale. Paleomagnetic evidence and absolute age estimations (by the fission track method) were used as well.

Bed-by-bed analysis of molluscan and benthic foraminifers assemblages has first yielded the recognition of smaller units — members (lonas) and beds with fauna which are commersurable with the units of the Quaternary System. There have been established 40 beds and 15 members by means of mollusks and 20 beds and 9 members by means of foraminifers with the duration of 0.03—0.09 up to 0.12—0.35 Ma.

The study of the section suggests five large sedimentational cycles associated with some stages of volcanic activities. These cycles include smaller ones and rhythms. Beginning of the cycles coincides with breaks in deposition of various duration (up to 0.2-0.3 Ma and more).

The Neogene biotic associations reflect both evolution of individual taxa and fossil migrations from the north and south (caused by paleoclimatic fluctuations). There appeared a certain trend in changes of the bentic assemblages: a percentage of species living now has been gradually increasing since the Miocene to the Quaternary (62-70 to 95% of mollusks and 77 to 96% of foraminifers in the Pliocene time).

At these latitudes Neogene climatic deterioration took place with three short intervals of warming (two in the Miocene and one in the Early Pliocene).

Pliocene uplifts and subsidences of the Beringian land have resulted in the exchanges four of five times of both marine and continental assemblages (the Arctic and Pacific basins and the Asian and American continents respectively).

In the book monographically described are mollusks (176 forms), foraminifers (167 species), diatoms (51), radialaria (80), spores and pollen (over 160). The description is accompanied by 60 plates.

Present investigation has been made under the program «Global climatic and natural changes».

# оглавление

Введение. Ю.Б.Гладенков	.3
Глава первая Описание неогенового разреза о-ва Карагинского. Ю.Б.Гладенков, Н.П.Кураленко, А.Э.Басилян	.6
Глава вторая Располеление ископаемых комплексов в разрезе	27
Аспределение ископасных комплексов в разрезе Моллюски. К.Б.Баринов Фораминиферы. С.И.Бордунов Диатомовые. Т.В.Орешкина Радиолярии. Д.И.Витухин Палинология. Г.М.Братцева, Е.В.Зырянов	17 16 14 55 33
Глава третья Характеристики, полученные физическими методами	<u>;9</u>
Палеомагнитные исследования. В.М. Трубихин, А.Э. Басилян	9 7
Глава четвертая Литологическая характеристика разреза. Н.П.Кураленко	17
Глава пятая Проблема расчленения и корреляции карагинского неогена, принципы выделения дробных стратиграфических подразделений. Ю.Б.Гладенков	99
Глава шестая Палеогеографические обстановки и события	16
Основные седиментационные события. <i>Н.П.Кураленко</i>	16 18 19
Заключение. Ю.Б.Гладенков	4
Литература	7
Палеонтологические описания. К.Б.Баринов, А.Э.Басилян, Д.И.Витухин, Т.В.Орешкина 12	22
Фототаблицы и объяснения к ним	13

# **CONTENTS**

Introduction. Yu.B.Gladenkov	3
Chapter one Description of the Neogene section of Karaginsky Island. Yu.B.Gladenkov, N.P.Kuralenko, A.E.Basilyan	6
Chapter two Distribution of fossil assemblages over the section	27
Molluscs. K.B. Barinov         Foraminifera. S.I. Bordunov         Diatoms. T.V. Oreshkina         Radiolaria. D.I. Vitukhin         Palynology. G.M. Bratseva, Ye.V. Zyryanov	
Chapter three Characteristics obtained with physical methods	69
Paleomagnetic studies V.M.Trubikhin, A.E.Basilyan         Uranium tracks rocks dating. S.S.Ganzei         Paleo-temperature analysis of bottom molluscs habitats. S.I.Kiyashko	· · · 69 · · . 77 · · . 82
Chapter four Lithologic characteristic of the section. N.P.Kuralenko	87
Chapter five The problem of division and correlation of the Karaginsky Neogene, principles of fine stratigr subdivision. Yu.B.Gladenkov	aphic 99
Chapter six Paleogeographic settings and events	106
Major sedimentary events. N.P.Kuralenko         Biotic events. Yu.B.Gladenkov         Paleoclimatic oscillations. Yu.B.Gladenkov         Geological history of Beringia in the Pliocene. A.E.Basilyan	106 108 109 111
Conclusions. Yu.B.Gladenkov	114
References	117
Paleontological descriptions. K.B.Barinov, A.E.Basilyan, D.I.Vitukhin, T.V.Oreshkina	122
Plates and explanations	133

## Научное издание

## Гладенков Юрий Борисович, Баринов Константин Борисович, Басилян Александр Эрнестович и др. ПЕТАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ НЕОГЕНА КАМЧАТКИ

Труды, вып. 478

Утверждено к печати Геологическим институтом РАН

Редактор Л.И. Приходько. Художественный редактор И.Ю. Нестерова

## ИБ № 49051

Подписано к печати 20.07.92. Формат 70×100 1/16. Бумага типографская № 2. Печать офсетная. Усл. печ. л. 19,35. Усл. кр. отг. 19,7. Уч.-изд. л. 23,3. Тираж 350 экз. Тип. Зак. 3225.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука" 117864 ГСП-7, Москва В-485 Профсоюзная ул., 90

> Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства "Наука" 199034, Санкт-Петербург, В-34, 9 линия, д. 12

## Оригинал-макет подготовлен в ГИНе РАН

