

## КАЙНОЗОЙСКОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНО-ОХОТСКОЙ КОТЛОВИНЫ ОХОТСКОГО МОРЯ

*И.Б. Цой, Е.П. Терехов, М.Т. Горовая, В.В. Шастина, А.В. Можеровский*

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток*

Комплексный анализ вещественного состава и микропалеонтологических данных, полученных при изучении осадочных пород западного склона Южно-Охотской глубоководной котловины, позволил реконструировать историю кайнозойского осадконакопления в этом районе. Оно началось, вероятно, в относительно мелководном морском бассейне в олигоценное время. В течение раннего – начала среднего миоцена (20.3–15.9 млн лет) неритовые условия сменились батинальными, что свидетельствует о довольно быстром погружении бассейна. Выпадение из разреза западного склона Южно-Охотской котловины средне- и верхнемиоценовых отложений могло быть обусловлено эрозией этих осадков. Формирование плиоценовых осадков (5.5–2.0 млн лет) сопровождалось активной эксплозивной вулканической деятельностью и происходило сначала в батинальных условиях. В конце плиоцена произошло изменение условий в сторону обмеления, связанного, вероятно, с позднеплиоцен-раннеплейстоценовой регрессией. В позднем плейстоцене осадки накапливались в глубоководных, близких к современным условиям.

**Ключевые слова:** кайнозой, осадконакопление, диатомей, радиолярии, фораминиферы, палинокомплексы, Южно-Охотская котловина, Охотское море.

### ВВЕДЕНИЕ

Сведения о генезисе и развитии Южно-Охотской глубоководной котловины во многом еще противоречивы. Решение этого вопроса возможно при получении достоверных данных о возрасте и условиях формирования осадочного комплекса, особенно его нижних частей. В рамках этой проблемы проведено комплексное изучение осадочных пород из основания западного склона котловины (рис. 1). Он представляет собой охотоморскую подводную окраину Хоккайдо-Сахалинского поднятия, вытянутого в субмеридиональном направлении и имеющего ступенчатое строение [20, 21]. Ранее здесь уже проводились геолого-геофизические исследования [4, 11, 23, 38], но изучение вещественного состава и обоснование возраста поднятых пород проводилось лишь эпизодически.

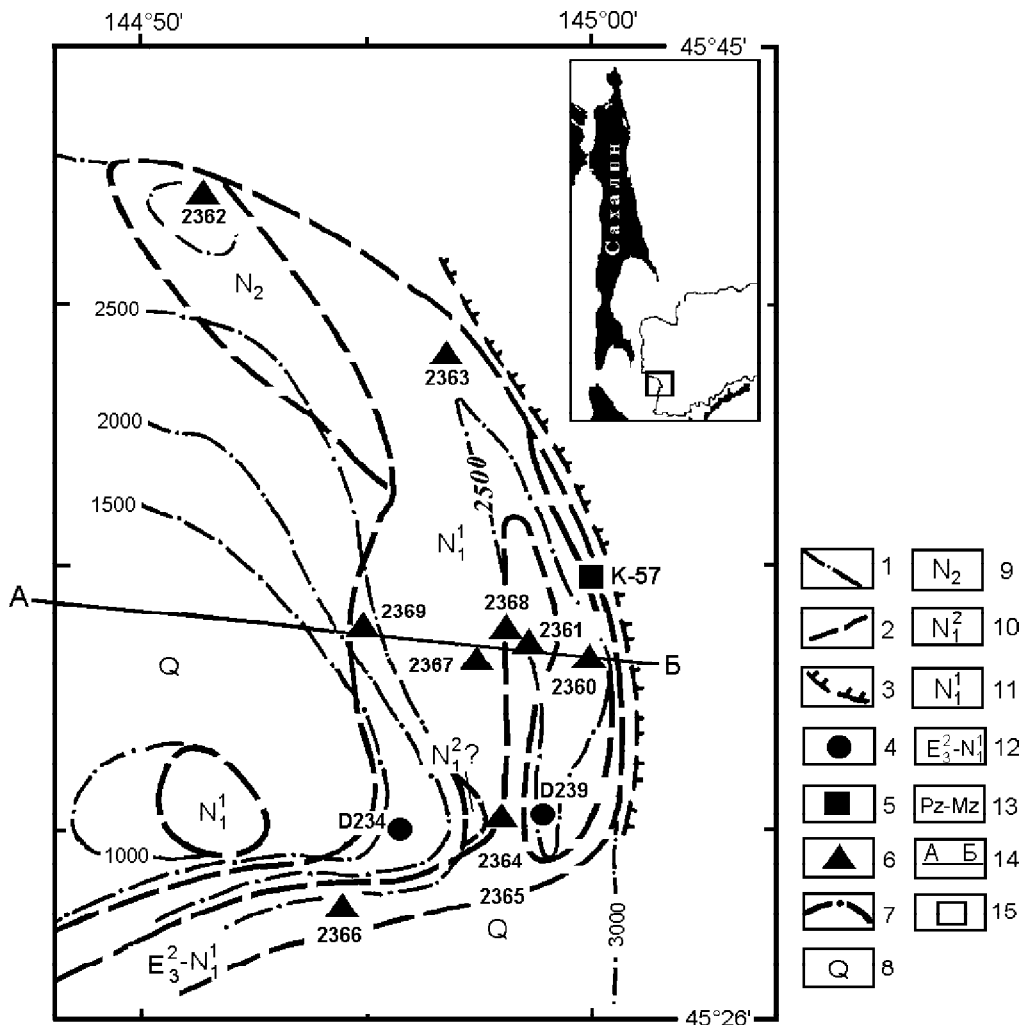
### МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Наиболее детально западный склон котловины нами изучен в районе Северо-Хоккайдского краевого плато (рис. 1). В этом районе верхняя часть склона от бровки шельфа плавно погружается до глуби-

ны 1000–1500 м и образует ступень краевого плато. Нижняя часть его оконтурена изобатой 3000 м и полого переходит в днище глубоководной котловины. Часть склона от глубины 1000–2000 м – пологая, уклон ее не превышает 10°, а нижняя часть от 2300 до 3000 м – более крутая (15–25°), местами обрывистая [16]. Наиболее крутая часть склона, в которой предполагались выходы коренных пород, была опробована драгированием в 39 рейсе НИС "Первенец" (табл. 1). Для изучения вещественного состава пород были проведены петрографический и рентгеноструктурный анализы. Установление возраста и условий осадконакопления основано на комплексном микропалеонтологическом изучении (диатомей, радиолярии, фораминиферы, спорово-пыльцевые комплексы) с использованием зональных биостратиграфических шкал [37, 39, 44, 52]. Выделение микроископаемых из образцов проводилось по стандартным методикам [29].

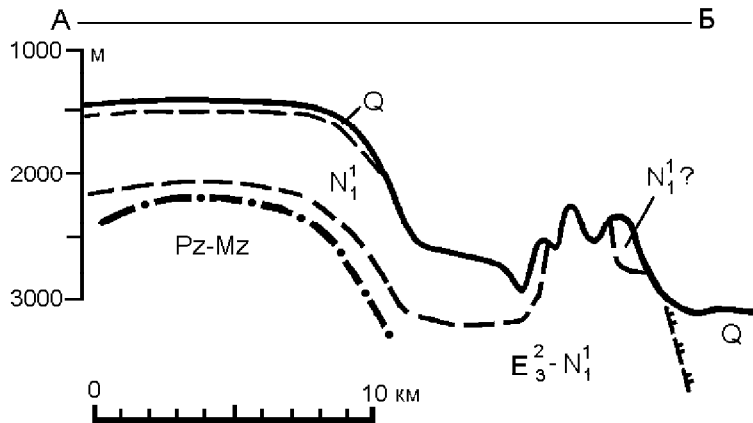
### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На основе изучения вещественного состава, по степени литификации, особенностям трансформации биогенного кремнезема и микропалеонтологических



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта района исследований западного склона Южно-Охотской глубоководной котловины Охотского моря.

1 – изобаты; 2 – предполагаемые геологические границы; 3 – погребенный разлом; 4–6 – станции драгирования (4 – [38]; 5 – [16]; 6 – [4]); 7 – граница предполагаемого фундамента; 8 – четвертичные (Q); 9 – плиоценовые ( $N_2$ ); 10 – среднемиоценовые ( $N_1^2$ ); 11 – нижнемиоценовые ( $N_1^1$ ); 12 – верхнеолигоцен-нижнемиоценовые ( $E_3^2-N_1^1$ ) отложения; 13 – предполагаемый палеозой-мезозойский фундамент (Pz-Mz); 14 – линия геологического разреза; 15 – район работ.



данных было выделено несколько разновозрастных осадочных толщ морского генезиса (рис. 2).

**Толща I**, вскрытая в интервале глубин 2900–2300 м почти на всех станциях (2360, 2361, 2364–2369), представлена глинистыми алевролитами, алевроаргиллитами, аргиллитами и диатомитами. Предполагаемая мощность толщи – 850 м.

Нижняя часть толщи (Ia) сложена алевроаргиллитами, аргиллитами и глинистыми алевролитами (станции 2361, 2500–2300 м; 2365, 2950–2800 м; 2366, 2900–2700 м; 2368, 2700–2500 м). Они состоят главным образом из терригенного материала, представленного преимущественно обломками кварца, полевых шпатов, биотита, мусковита, растительного детрита и единичными обломками глауконита, грана-

Таблица 1. Каталог образцов с результатами микропалеонтологического изучения (западный склон Южно-Охотской котловины, 39 рейс НИС "Первенец", 1982 г.).

Станция	с. ш.	в. д.	Глубина, м	Образец	Литология	Диагомеи	Радиолярии	Фораминиферы	Пыльца и споры
2360	45°33,0'	145°00,0'	2500-2300	2360-1a	алевроаргиллит	не обнаружены			
	45°33,3'	144°58,5'	2500-2300	2361-1	алевроитовый аргиллит	не обнаружены	единичны	<i>H. laminatus</i> , E <sub>3</sub> <sup>2</sup> -N <sub>1</sub> <sup>1</sup> ?	единичны
2362	45°42,0'	144°51,2'	2550-2400	2361-1б	алевроаргиллит	не обнаружены	единичны		единичны
				2362-1	туфоаргиллит	единичны			<i>Pinus-Betula</i> Nanae- <i>Sphagnum</i> , N <sub>2</sub> <sup>2</sup> -Q
				2362-1a	диатомит глинистый	<i>N. kamtschatica</i> - <i>N. koizumii</i> , N <sub>2</sub> <sup>2</sup>	<i>C. sakaii</i> , N <sub>2</sub> <sup>2</sup>		<i>Pinus-Betula</i> Nanae- <i>Sphagnum</i> , N <sub>2</sub> <sup>2</sup> -Q
				2362-1б	диатомит глинистый	<i>N. koizumii</i> , N <sub>2</sub> <sup>2</sup>	<i>C. sakaii</i> , N <sub>2</sub> <sup>2</sup>		<i>Pinus-Betula</i> Nanae- <i>Sphagnum</i> , N <sub>2</sub> <sup>2</sup> -Q
				2362-2	диатомит глинистый	<i>T. oestrupii</i> , N <sub>2</sub> <sup>1</sup>			
				2362-2a	диатомит глинистый	<i>T. oestrupii</i> , N <sub>2</sub> <sup>1</sup>			
				2362-3г	ил с галькой	<i>N. seminae</i> , Q			
2363	45°39,0'	144°57,0'	2700-2600	2363-1	диатомит алевроитовый	<i>C. kaparae</i> , N <sub>1</sub> <sup>1</sup>			
				2363-1a	диатомовый алевроаргиллит	<i>C. kaparae</i> , N <sub>1</sub> <sup>1</sup>	<i>C. costata</i> , N <sub>1</sub> <sup>1</sup> -N <sub>1</sub> <sup>2</sup>	не обнаружены	<i>Pinus-Tsuga-Fagus</i> , N <sub>1</sub> <sup>1</sup>
				2363-1a-г	диатомовый алевроаргиллит	<i>T. froga</i> , N <sub>1</sub> <sup>1</sup>			
				2363-1б	алевролит слабобитифидированный	<i>N. seminae</i> , Q			
				2363-2	диатомовый алевроаргиллит	<i>C. kaparae</i> , N <sub>1</sub> <sup>1</sup>	<i>C. costata</i> , N <sub>1</sub> <sup>1</sup> -N <sub>1</sub> <sup>2</sup>	единичны	<i>Pinus-Tsuga-Fagus</i> , N <sub>1</sub> <sup>1</sup>
				2363-2a	диатомовый алевроаргиллит	<i>C. kaparae</i> , N <sub>1</sub> <sup>1</sup>			единичны
				2363-2a-г	диатомовый алевроаргиллит	<i>C. sawamurae</i> , N <sub>1</sub> <sup>1</sup>			
				2363-2a-1г	диатомовый алевроаргиллит	<i>C. sawamurae</i> , N <sub>1</sub> <sup>1</sup>			
				2364-1	алевроитовый аргиллит	не обнаружены			
				2364-1a	диатомовый алевролит	<i>D. praelata</i> ?, N <sub>1</sub> <sup>2</sup>	единичны	не обнаружены	единичны
2365	45°30,0'	144°58,0'	2950-2800	2364-2	алевроаргиллит	не обнаружены	единичны	единичны	единичны
				2365a	аргиллит алевроитистый	не обнаружены			
				2365-1	алевролит глинистый	не обнаружены			
2366	45°28,2'	144°54,6'	2900-2700	2366-1	алевролит глинистый	не обнаружены		<i>H. laminatus</i> , E <sub>3</sub> <sup>2</sup> -N <sub>1</sub> <sup>1</sup> ?	
				2366-1a	алевроаргиллит	не обнаружены	не обнаружены		<i>H. laminatus</i> , E <sub>3</sub> <sup>2</sup> -N <sub>1</sub> <sup>1</sup> ?

Таблица 1 (Продолжение).

2367	45°33,0'	144°57,4'	2900-2700	2367-1	алевроаргиллит кремнистый	не обнаружены	единичны	единичны		
				2367-1а	алевроаргиллит кремнистый	не обнаружены	единичны	единичны		
				2367-2	алевроаргиллит кремнистый	не обнаружены				
2368	45°33,7'	144°58,1'	2700-2500	2367-2а	аргиллит кремнистый	не обнаружены	не обнаружены	единичны	<i>Pinus-Fagus-Ceratopteris</i> , N <sub>I</sub> <sup>1</sup>	
				2368-1	алевролит глинистый	не обнаружены	единичны	<i>H. laminatus</i> , E <sub>3</sub> -N <sub>I</sub> <sup>1,2</sup>	единичны	
				2368-1а	алевролит слабоалитифицированный	<i>N. seminae</i> , Q	не обнаружены	не обнаружены	единичны	
				2368-1б	алевролит	не обнаружены	не обнаружены	не обнаружены	единичны	
				2368-2	аргиллит алевроитовый	не обнаружены	единичны	не обнаружены	<i>Pinus-Fagus-Ceratopteris</i> , N <sub>I</sub> <sup>1</sup>	
				2368-2а	алевролит	единичны	единичны	единичны	единичны	
				2368-2а-1	алевролит слабоалитифицированный	<i>N. seminae</i> , Q	единичны	не обнаружены	единичны	
				2368-2а-2	алевролит	не обнаружены	единичны	не обнаружены	<i>Pinus-Fagus-Ceratopteris</i> , N <sub>I</sub> <sup>1</sup>	
				2369-1	алевроаргиллит	единичны	не обнаружены	единичны	единичны	
				2369-1а	алевролит слабоалитифицированный	<i>N. seminae</i> , Q	Q	не обнаружены	единичны	
2369	45°33,7'	144°55,0'	2500-2400	2369-1б	алевроаргиллит кремнистый	не обнаружены	не обнаружены			
				2369-1б-г	алевролит диатомовый	<i>T. fraga</i> , N <sub>I</sub> <sup>1</sup>				
				2369-2	аргиллит	не обнаружены	не обнаружены	единичны	<i>Pinus-Fagus-Ceratopteris</i> , N <sub>I</sub> <sup>1</sup>	
				2369-2а	алевролит слабоалитифицированный	<i>N. seminae</i> , Q	Q	единичны	единичны	

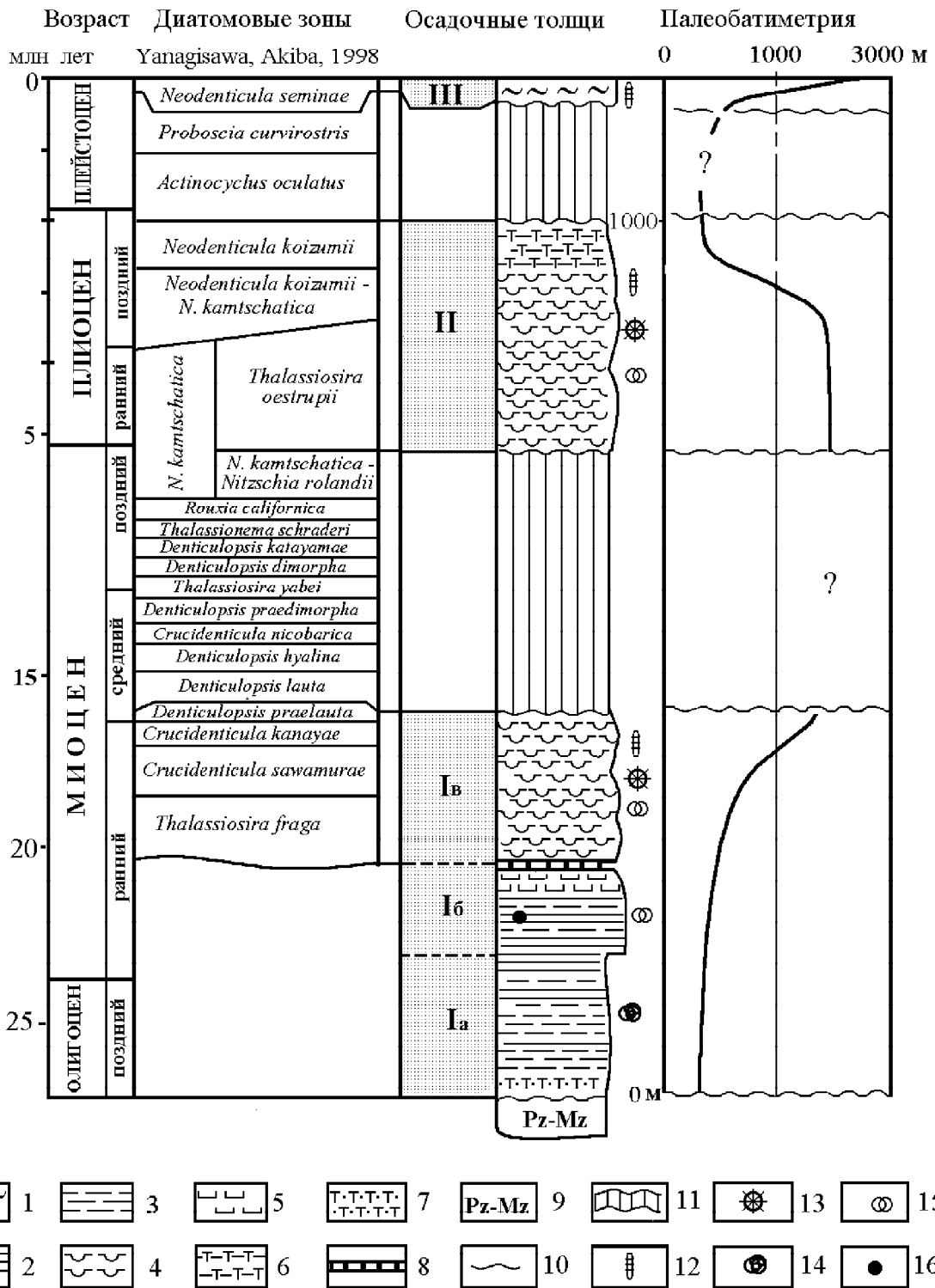


Рис. 2. Схема стратиграфии и палеобатиметрия кайнозойских отложений западного склона Южно-Охотской котловины.

1 – слаболитифицированные алевролиты и алевропелитовые илы; 2 – аргиллиты, алевроаргиллиты; 3 – алевролиты; 4 – диатомовые породы; 5 – кремнистые алевроаргиллиты; 6 – туфоаргиллиты; 7 – туфопесчаники; 8 – граница трансформации опал-А/опал-СТ; 9 – палеозой-мезозойский складчатый фундамент; 10 – предполагаемые несогласные границы; 11 – перерыв предполагаемый; 12–15 – микроископаемые: 12 – диатомеи, 13 – радиолярии, 14 – фораминиферы, 15 – споры и пыльца; 16 – глобулярный пирит.

та, турмалина, вулканического стекла основного состава, гранитоидов, кварц-мусковитовых, серицитовых сланцев. Отмечено незначительное количество биогенного материала, состоящего, в основном, из бентосных фораминифер, а также единичных радиолярий и спорово-пыльцевых зерен. Цемент в толще Ia смектитово-гидрослюдисто-хлоритовый. Острые симметричные пики гидрослюды и хлорита на рентгенограммах, увеличение интенсивности смектита при насыщении этиленгликолем говорят о довольно высокой степени окристаллизации слоистых силикатов и наличии смешаннослойной фазы смектит-гидрослюда более высокого порядка. Почти полное отсутствие аморфных компонентов и высокая интенсивность основных линий кварца и плагиоклаза, а также наличие хорошо окристаллизованных слоистых силикатов могут указывать на относительно высокую степень диагенеза осадочных толщ (погружение свыше 1.5 км).

К этой же части толщи, по-видимому, принадлежат и туфопесчаники, поднятые из основания склона (интервал драгирования 3150–2800 м) на станции К-57 [4]. Они являются наиболее грубозернистыми породами разреза и подняты вместе с обломками складчатого палеозой-мезозойского фундамента (гранитоиды, роговики, кварцитовидные породы, алевролиты), что указывает на близость фундамента.

Источниками сноса являлись гранитоиды и метаморфические породы (контактные роговики, кварц-мусковитовые и серицитовые сланцы), при незначительном участии витрофировых эффузивов основного состава. Несмотря на то, что эти источники сноса являлись, вероятно, основными и постоянными и для вышележащих толщ, породы толщи Ia имеют свои литологические особенности: в них отсутствуют обломки неогеновых (?) пород и отмечены обломки граната и турмалина.

Комплекс бентосных фораминифер, выделенный из глинистых алевролитов (обр. 2366-1, 2368-1) и алевроаргиллитов (обр. 2361-1б, 2366-1а), представлен видами *Haplophragmoides laminatus* Volosh., *H. renzi* Asano, *H. identatus* Volosh., *Hippocrepinella variabilis* Volosh., *H. cf. hirudinea* Heron-Alien et

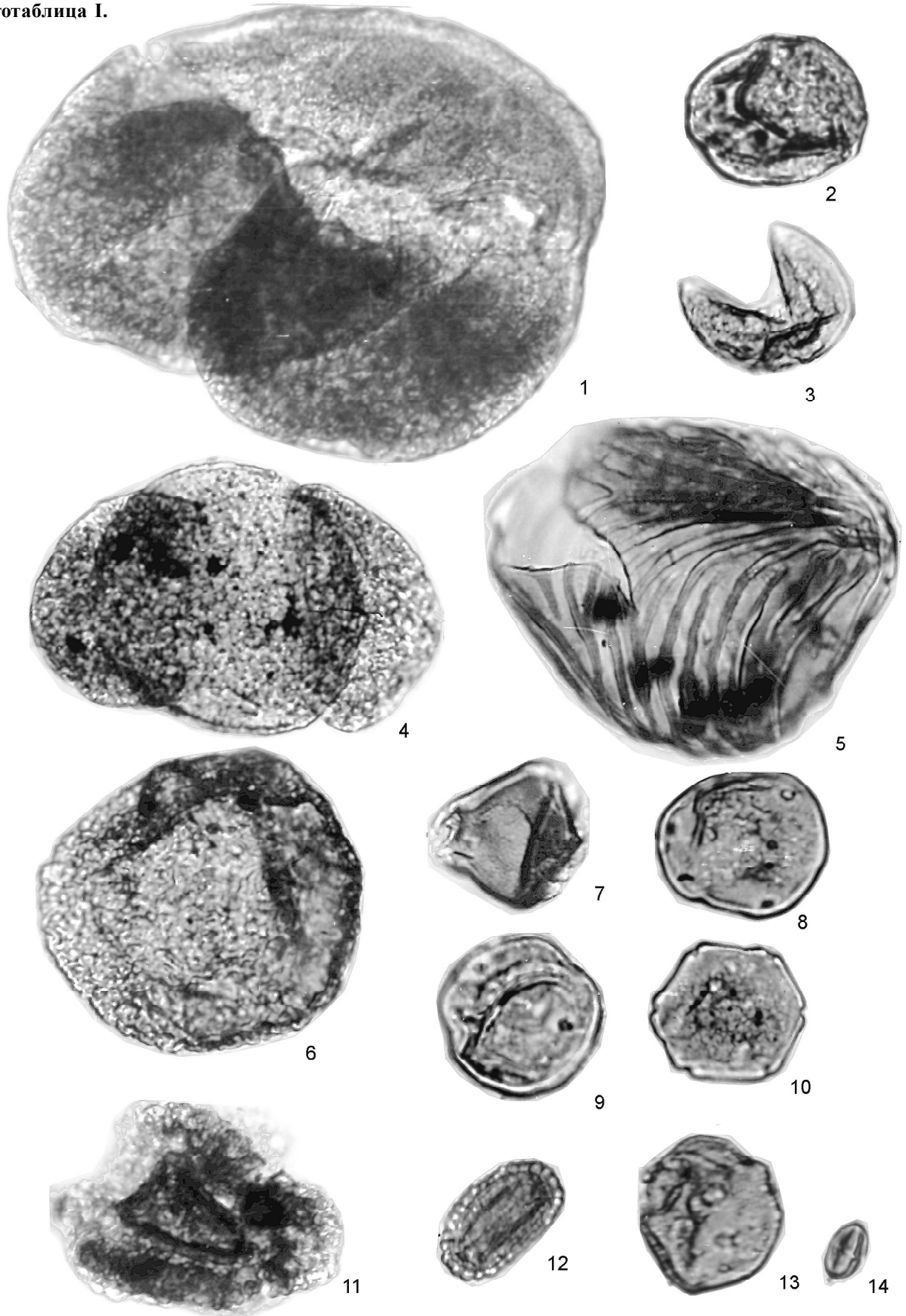
Earland, *Rhabdamina cf. aspera* Volosh., *Haplophragmoides* sp., *Budashevaella* sp., *Cribrostomoides* sp., *Hippocrepinella* sp., *Verneuilina* sp. [17]. Комплекс предположительно датирован олигоценом – ранним миоценом на основе доминирования вида *Haplophragmoides laminatus* Volosh., характерного преимущественно для отложений холмской и нижней части невельской свит Макаровского опорного разреза Южного Сахалина. К этому возрастному интервалу, вероятно, относятся и изученные породы. Выделенные единичные радиолярии (обр. 2361-1б, 2368-1) – представители семейств Spongodiscidae, Cenospheraeidae, Lithaelidae, имеют плохую сохранность, что не позволяет использовать их для стратиграфических целей. Состав радиолярий указывает на относительно мелководные условия осадконакопления.

Средняя часть толщи (Iб) сложена кремнистыми алевроаргиллитами, алевроаргиллитами, алевритовыми аргиллитами и глинистыми алевролитами (станции 2360, 2500–2300 м; 2367, 2900–2700 м; 2368, 2700–2500 м; 2369, 2500–2400 м). В них преобладает терригенный материал, состав которого сходен с составом вышеописанных пород. Он отличается отсутствием обломков вулканического стекла и наличием обломков осадочных пород. По составу цемента толща Iб является смектитово-гидрослюдисто-хлоритово-кремнистой. Состав глинистых минералов аналогичен вышеописанному, с некоторыми своими особенностями. Основные рефлексы гидрослюды и хлорита на рентгенограммах имеют меньшую интенсивность и остроту. В цементе несколько больше смектита и аморфной фазы. Наиболее характерно для данной толщи присутствие опала-СТ, содержание которого в пробе может достигать 30 %. В Охотском регионе граница трансформации опала-А в опал-СТ находится в интервале 1100–1500 м. Следовательно, данные породы в период образования в них опала-СТ должны быть погружены на указанную глубину. Характерной особенностью для рассматриваемых пород является присутствие заметной примеси аутигенного глобулярного пирита. Биогенный материал представлен единичными скелетами фораминифер и радиолярий, появлением реликтов диатомей.

**Фототаблица I.** Споры и пыльца из осадочной толщи Iб, ранний миоцен, западный склон Южно-Охотской котловины Охотского моря.

1 – *Picea* sp.; 2 – *Fagus* sp.; 3 – *Taxodium* sp.; 4 – *Pinus* sp.; 5 – *Ceratopteris thalictroideformis* Brutman; 6 – *Tsuga macroserrata* (Wolff) Ananova; 7 – *Trapa comitantiborealis* Brutman; 8 – *Carya* sp.; 9 – *Ulmus* sp.; 10 – *Juglans* sp.; 11 – *Tsuga parva* Brutman; 12 – *Ilex* sp.; 13 – *Liquidambar* sp.; 14 – *Castanea* sp.; СМ, увеличение  $\times 700$  (1, 2, 5–10, 12–14 – образец 2368-2; 3, 4, 11 – образец 2369-2, палинокомплекс *Pinus-Fagus-Ceratopteris*).

Фототаблица I.



Породы этой части толщи располагаются в разрезе гипсометрически ниже границы перехода биогенного опала в опал-кристобалит, поэтому выделить из них кремнистый микропланктон удовлетворительной сохранности не удалось. Фораминиферы плохой сохранности (представители родов *Haplophragmoides* и *Hippocrepinella*) обнаружены только в кремнистых алевроаргиллитах (обр. 2367-2а). Из этих пород, а также из аргиллитов (обр. 2368-2, 2369-2) выделен палинокомплекс *Pinus-Fagus-Ceratopteris*, характеризующийся значительным разнообразием пыльцы голосеменных (42.1–51 %) и покрытосеменных (40.1–43.6 %). В составе голосеменных обильны сосновые (*Pinus* s/g *Haploxyylon*, *P.* s/g *Diploxyylon*, *Pinus* sp.); многочисленны и разнообразны тсуги (*Tsuga aculeata* Ananova, *T. saueriae* Brutm., *T. macrosserata* (Wolff) Ananova, *T. parva* Brutm., *Tsuga* sp.); единично представлены ели (*Picea* sect. *Eupicea*, *Picea* sp.), пихты и *Podocarpus totara* D. Don. Покрытосеменные представлены умереннотеплолюбивыми *Fagus* spp. (5.8–14,8 %), *Juglans* sp. (2.4–7.6 %), *Ulmus* sp. (3.1–4.5 %), единичными *Myrica* sp., *Carpinus* sp., *Weigella* sp., *Tilia* sp.; теплолюбивыми и субтропическими *Carya* spp. (5–9 %), единичными *Platycarya* sp., *Castanea* sp., *Ilex* sp., *Liquidambar* sp., *Eleagnus* sp., *Parthenocissus* sp., *Nyssa* sp., *Hamamelis* sp., *Jussiaea* sp., *Trapa comitantiboreales* Brutm. и умеренными берёзовыми (*Betula* sp., *Alnus* sp., *Corylus* sp.) и сем. Ericaceae. Среди споровых (8.1–14.7 %) доминирует сем. Polypodiaceae, единичны *Osmunda*, сем. Ophyoglossaceae, *Leiotriletes*, тропический папоротник *Ceratopteris thalictroideformis* Brutm. (фототаблица I) и *Lycopodium* sp.

Выделенный палинокомплекс соответствует комплексу палинозоны *Ceratopteris*, *Tsuga saueriae*, *Trapa comitantiboreales*, характерной для отложений верхней части невеличской, чеховской и верхнедуйской свит Макаровского разреза [13] и нижеборской подсвиты Лунской впадины Восточного Сахалина [7], датируемых ранним миоценом [19]. Установленный палинокомплекс отражает умеренный климат.

Увеличение количества кремнистых микроископаемых вероятно свидетельствует об углублении бассейна, а присутствие пирита может указывать на преобладание восстановительных условий седиментации.

Источники сноса не менялись: гранитоиды и метаморфические (роговики, сланцы) породы, при незначительном участии осадочных пород мезозойского (алевролиты) и неогенового (аргиллиты) облика.

Верхняя часть толщи (Iв) сложена преимущественно диатомовыми породами – диатомовыми алевроаргиллитами, алевритовыми диатомитами и диатомовыми алевролитами (станции 2363, 2700–2600 м; 2364, 2700–2600 м; 2369, 2500–2400 м). Они состоят из биогенного и терригенного материала с незначительной примесью пирокластического и аутигенного. Терригенный материал близок по составу таковому вышеописанных пород нижней и средней частей толщи, пирокластический – представлен единичными обломками кварца и плагиоклаза, аутигенный – единичными глобулами пирита. Биогенный материал состоит в основном из панцирей диатомей (до 60 % в диатомитах, около 20 % – в диатомовых алевроаргиллитах), а также из радиолярий и спикул губок. Состав цемента пород смектитово-гидрослюдисто-хлоритовый. Отличительной особенностью является повышенное содержание аморфной фазы и отсутствие опала-СТ. Смектит, гидрослюда и хлорит имеют несколько меньшую степень окристаллизованности (меньше интенсивность и острота пиков на рентгенограммах), что может указывать на самую низкую степень диагенеза пород (по отношению к описанным толщам) в сводном стратиграфическом разрезе.

Из этих пород выделены диатомовые комплексы раннемиоценового возраста. Самый древний комплекс установлен в диатомовых алевроаргиллитах (обр. 2363-1ат) и алевролитах (обр. 2369-1бт). Он характеризуется разнообразием и обилием представителей родов *Stephanopyxis* (фототаблица II) и

---

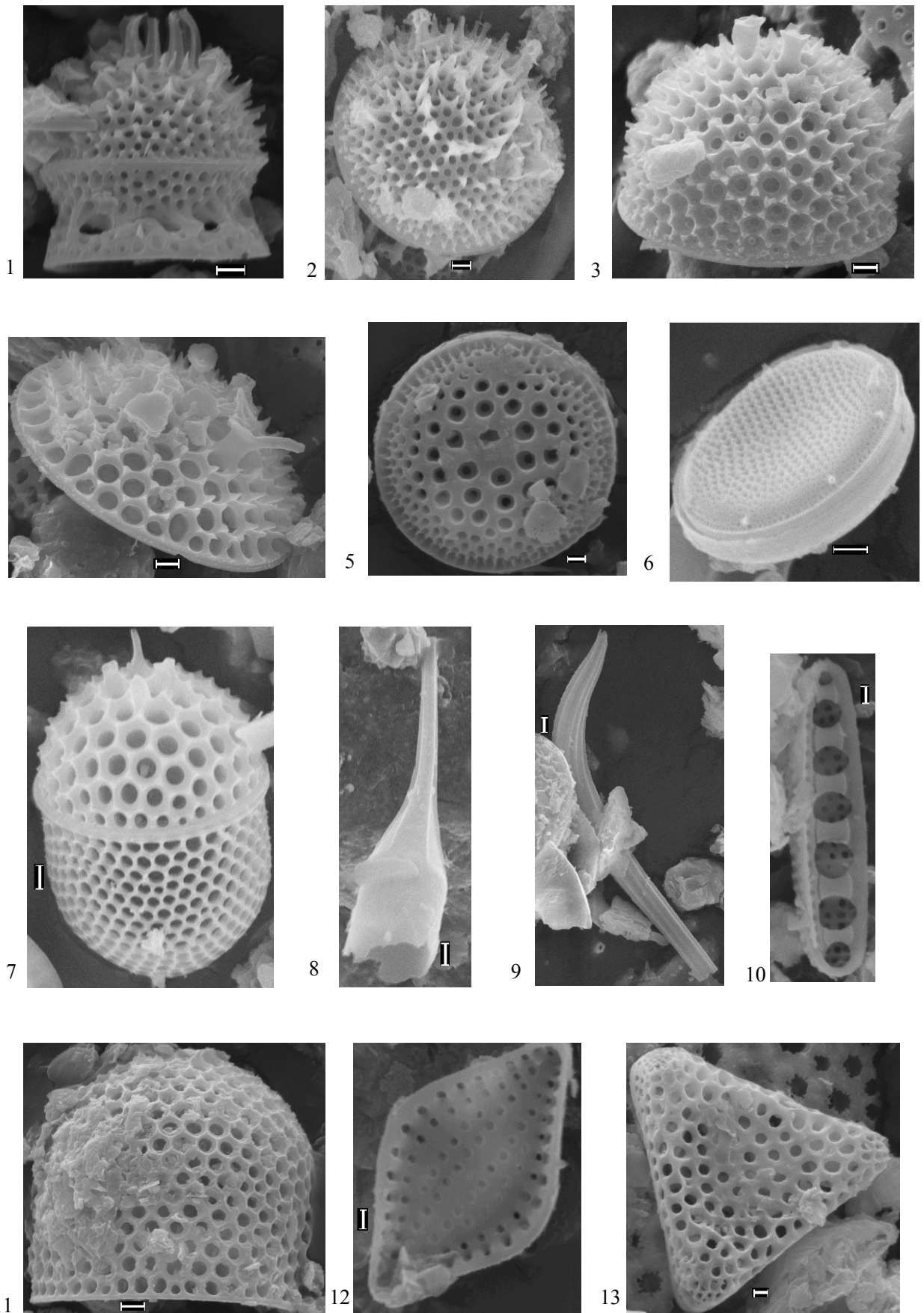
**Фототаблица II.** Диатомеи из осадочной толщи Iв, ранний миоцен, западный склон Южно-Охотской глубоководной котловины Охотского моря.

1–2 – *Stephanopyxis corona* (Ehrenberg) Grunow; 3 – *Stephanopyxis* cf. *horridus* Koizumi (споры ?); 4 – *Stephanopyxis schenckii* Kanaya; 5 – *Actinocyclus ingens* Rattray; 6 – *Thalassiosira umaensis* Akiba; 7, 11 – *Stephanopyxis turris* (Greville et Arnott) Ralfs; 8 – *Pterotheca spada* Tempire et Brun; 9 – *Proboscia interposita* (Hajys) Jordan et Priddle; 10 – *Crucidenticula sawamurae* Yanagisawa et Akiba; 12 – *Delphineis miocenica* (Schrader) Andrews; 13 – *Sheshukovia condecora* (Brightwell) Gleser.

СЭМ, масштабная линейка: 5, 10, 12, 13 – 1 мкм, 1–4, 6–9, 11–3 мкм (1–9, 11, 13 – образец 2369-1бт, зона *Thalassiosira fraga*; 10, 12 – образец 2363-2, зона *Crucidenticula kanayae*).



Фототаблица II.



*Chaetoceros*, а также видами *Actinocyclus ingens* Rattray, *Cavitatus jouseanus* (Sheshukova) Williams, *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba, *Kisseleviella carina* Sheshukova, *Kisseleviella* sp. A, *Mediaria splendida* Sheshukova, *Lithodesmium* aff. *undulatum* Ehrenberg, *Proboscia praebarboi* (Schrader) Jordan et Priddle, *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader, *Asterolampra marylandica* Ehrenberg, *A. punctifera* (Grove) Hanna, *Thalassiosira* cf. *manifesta* Sheshukova, *T. umaomensis* Akiba, *T. fraga* Schrader и др. На основе присутствия зонального вида *Thalassiosira fraga* Schrader и состава комплекса в целом, выделенный комплекс отнесен к одноименной зоне *Thalassiosira fraga* (20.3–18.4 млн лет). Аналогичный комплекс диатомей установлен в породах верхней подсвиты борской свиты Пограничного прогиба Восточного Сахалина [9, 40], в формациях Токива, Токомуро и Тсубетсу Восточного Хоккайдо [43], в разрезах тихоокеанского побережья о. Хонсю [34, 50], в отложениях островного склона Японского желоба [34], в отложениях озерновской свиты на Восточной Камчатке [8] и возвышенности Детройт [39].

В комплексе доминируют неритические виды – 69–77 %, океанические составляют 13–20 %, бентические – 3.5–4 %. Такое соотношение экологических групп диатомей характерно преимущественно для осадков неритовой зоны. Единичны, но постоянно отмечены пресноводные виды (*Aulacoseira* spp., *Tetracyclus lacustris* Ralfs), указывающие на влияние речного стока.

Комплекс, выделенный из диатомовых алевроаргиллитов (обр. 2363-2ат, 2363-2а-1т), отличается появлением видов *Actinocyclus* sp. (*A. ochotensis ingens*, sensu Gladenkov, Barron [39]), *Crucidenticula ikebei* Akiba et Yanagisawa, *Denticula norvegica* Schrader, *Pseudodimerogramma elongata* Schrader, *Crucidenticula sawamurae* Yanagisawa et Akiba. Присутствие последнего вида, являющегося характерным видом одноименной зоны, и состав комплекса в целом позволяют отнести его к зоне *Crucidenticula sawamurae*, датируемой ранним миоценом (18.4–16.9 млн лет). Данная зона была впервые выделена в отложениях возв. Детройт, расположенной в северо-западной части Тихого океана [39].

По экологическому составу он близок предыдущему комплексу и характеризуется резким преобладанием неритических видов (81–90 %), что предполагает преимущественно неритовые условия его формирования.

Следующий комплекс диатомей (обр. 2363-1а, 2363-2, 2363-2а) характеризуется высокой численностью зонального вида *Crucidenticula kanayae* Akiba et

Yanagisawa, а также видов *Stephanopyxis schenckii* Kanaya, *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba. Постоянными компонентами комплекса являются виды *Crucidenticula ikebei* Akiba et Yanagisawa, *Hemiaulus polymorphus* Grunow, *Kisseleviella carina* Sheshukova, *Actinocyclus ingens* Rattray и др. Спорадически отмечены стратиграфически важные виды *Crucidenticula sawamurae* Yanagisawa et Akiba, *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader, *R. hotaensis* Akiba, *Craspedodiscus rhombicus* Grunow, *Thalassiosira umaomensis* Akiba, *Hemiaulus bipons* (Ehrenberg) Grunow, *Pseudodimerogramma filiformis* Schrader et Fenner, *Nitzschia challengerii* Schrader. Данный комплекс на основе присутствия зонального вида *Crucidenticula kanayae* Akiba et Yanagisawa и вида *Crucidenticula ikebei* Akiba et Yanagisawa, постоянного элемента этой зоны, сопоставляется с зоной *Crucidenticula kanayae* (16.9–16.3 млн лет), датируемой ранним миоценом.

Аналогичный комплекс установлен в отложениях подводного хребта Терпения [32], о. Хоккайдо [34], о. Хонсю [50, 51, 53], островного склона Японского желоба [14, 34], в верхней части пестроцветной свиты о. Карагинского [2] и отложениях возв. Детройт [39].

В комплексе доминируют неритические виды – 68–81 %, океанические составляют 17–29 %, бентосные – 1–2 %. По сравнению с предыдущим комплексом, заметно увеличилось количество океанических видов, поэтому, несмотря на преобладание неритических видов, предполагается, что рассматриваемый комплекс формировался мористее предыдущих, скорее в верхнебатиальной зоне. Присутствие ряда низкоширотных видов (e.g. *Craspedodiscus rhombicus* Grunow, *Crucidenticula sawamurae* Yanagisawa et Akiba) предполагает относительно теплые поверхностные воды и, вероятно, указывает на трансгрессивный этап развития бассейна. О том, что осадконакопление в это время происходило в относительно теплых, более глубоководных, чем шельфовые, условиях, свидетельствуют и данные по радиоляриям (см. ниже).

Комплекс радиолярий, выделенный из диатомовых алевроаргиллитов (обр. 2363-1а, 2363-2), характеризуется доминированием *Pentactinosphaera hokurikuensis* Nakaseko и *Cyrtocapsella tetrapera* Haeckel и видами *Thecosphaera miocenica* Nakaseko, *Spongodiscus resurgens* Ehrenberg, *Rizosphaera variabilium* (Nakaseko), *Lithelius nautiloides* Popofsky, *Cyrtocapsella cornuta* Haeckel, *C. japonica* (Nakaseko), *Stichocorys delmontensis* (Campbell et Clark), *Perichlamidium limbatum* Ehrenberg, *Dendrospyrus* (?) *sakaii* Sugiyama et Furtani, а также *Cycladophora okhotica* Vituchin, *Ceratocyrtilis cucullaris* Ehrenberg, *Spongodis-*

*cus osculosus* Dreyer, *Porodiscus bergontianus* Carnevale, *Stylospongia elliptica* Stohr, *Spongodiscus craticulatus* (Stohr), *Melittosphaera magnaporulosa* (Campbell et Clark). Хотя зональный вид не отмечен, этот комплекс радиолярий коррелируется с комплексом зоны *Calocyclus costata* (верхняя часть нижне-го–нижняя часть среднего миоцена) [37]. Близкие комплексы радиолярий установлены в отложениях подводного хребта Терпения [32], континентального склона Южного Приморья Японского моря [30], в пильской свите машигарского разреза Северного Сахалина, пестроцветной свите о. Карагинского Восточной Камчатки [5], а также в разрезах Японских островов [45, 46].

Выделенный комплекс радиолярий насчитывает около 30 видов. Наиболее многочисленны крупные представители Eucyrtidiidae (20 %); представители *Spongodiscidae*, преобладающие в шельфовых отложениях, составляют более 10 %; представители родов *Cornutella*, *Peripyramis*, *Tricolocapsa*, многочисленные в океанических отложениях, – около 3 %. Подобный состав комплекса может быть определен, согласно Д.И. Витухину [5], как переходный. Вероятно, он формировался в более глубоких, чем прибрежные, условиях, в относительно теплой обстановке.

Палинокомплекс *Pinus-Tsuga-Fagus*, выделенный из этих же пород (обр. 2363-1а, 2363-2), аналогичен таковому из отложений подводного хр. Терпения [291] раннемиоценового возраста (диатомовая зона *Crucidenticula kanayae*). Состав палинокомплекса свидетельствует об умеренно-теплом климате.

Комплекс диатомей, установленный в диатомовом алевролите (обр. 2364-1а), близок по составу вышеописанному, отличаясь отсутствием зональных видов. Предположительно, он отнесен к смежной зоне *Denticulopsis praelauta* (16.3–15.9 млн лет) начала среднего миоцена на основе доминирующих форм *Actinocyclus ingens* f. *planus* Whiting et Schrader и *A. ingens* f. *ingens* Whiting et Schrader, характерных для этой зоны.

Близкий комплекс установлен в отложениях подводного хр. Терпения, северного склона Южно-Охотской котловины [31], Японского моря [30], о. Хоккайдо и Японского желоба [14, 34].

Экологический состав комплекса значительно отличается от предыдущих. Он характеризуется приблизительно равным количеством неритических (44.5 %) и океанических (46 %) видов, что обычно для батиальных отложений. Увеличилось количество тепловодных видов (42 %), что свидетельствует об относительно теплых поверхностных водах.

Вышеописанные диатомовые комплексы зон *Crucidenticula kanayae* и *Denticulopsis praelauta*, характеризующиеся увеличением количества тепловодных элементов, отражают I миоценовый "оптимум", охватывающий интервал 17.9–14.3 млн лет и хорошо выраженный в Субарктической Пацифике [15]. Микроископаемые свидетельствуют об изменении условий в течение накопления верхней части толщи (Iв) от неритовых (шельфовых) до батиальных (склоновых), что в свою очередь указывает на углубление бассейна. Преобладали окислительные условия, поверхностные воды характеризовались высокой продуктивностью. Время накопления осадков соответствует климатическому оптимуму конца раннего–начала среднего миоцена [2, 15], сопровождавшемуся глобальной трансгрессией [41].

Таким образом, зональные комплексы диатомей позволяют датировать рассматриваемую часть толщи Iв ранним–началом среднего миоцена (20.3–15.9 млн лет). Комплексы радиолярий и спорово-пыльцевые комплексы подтверждают этот вывод.

**Толща II** вскрыта в северной части исследуемого района (станция 2362, 2550–2400 м). Предполагаемая мощность толщи – 150 м. Она представлена туфоаргиллитами, глинистыми диатомитами и алевролитами, состоящими из терригенного, биогенного и пирокластического материала. В туфоаргиллитах основной объем пород составляет терригенный материал (до 60 %). Обломочная часть представлена зернами кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, часто встречающимися обломками осадочных неогеновых пород и единичными обломками биотита, мусковита и эпидота. Пирокластический (до 30 %) материал алевро-псаммитового размера, представлен, в основном, обломками пемзовидного стекла кислого состава и пирокластами кварца. Единичные обломки пироксена, встречающиеся в породе, также, по-видимому, являются пирокластическими. Биогенный материал представлен кремнистыми микроископаемыми – диатомеями, радиоляриями, спикулами губок, и спорово-пыльцевыми зернами. Глинистые диатомиты состоят, в основном, из биогенного материала (60 %), представленного панцирями диатомей с примесью радиолярий, спикул губок и спорово-пыльцевых зерен. Терригенный и пирокластический материал имеют тот же состав, что и в туфоаргиллитах. Состав цемента близок таковому пород толщ Iв.

Установленные диатомовые комплексы соответствуют плиоценовым зонам *Neodenticula kamtschatica* (подзона *Thalassiosira oestrupii*), *N. kamtschatica* – *N. koizumii*, *N. koizumii*.

Комплекс диатомей из глинистых диатомитов (обр. 2362-2) и алевролитов (обр. 2362-2a), характеризуется высокой численностью видов *Neodenticula kamtschatica* (Zabelinae) Akiba et Yanagisawa, *Puxidicula zabelinae* (Jous é) Makarova et Moisseeva и участием видов *Thalassiosira latimarginata* Makarova, *T. jousea* Akiba, *T. gravida* f. *fossilis* Jous é и др. Комплекс соответствует подзоне *Thalassiosira oestrupii* зоны *Neodenticula kamtschatica*, датируемой ранним плиоценом (5.5–3.5/3.9 млн лет).

В комплексе приблизительно равное содержание неритических (50–59 %) и океанических (35–46 %) видов, что характерно для батинальных отложений. Холодноводные виды составляют 33–48 %.

Комплекс подзоны *Thalassiosira oestrupii* широко распространен в отложениях Охотского моря [33, 36] и окружающей суши – островах Итуруп [4, 47], Хоккайдо [48, 49], Сахалин [13, 18, 27, 35].

Комплекс диатомей из глинистых диатомитов (обр. 2362-1a) близок вышеописанному, но отличается появлением видов *Neodenticula koizumii* Akiba et Yanagisawa, *Actinocyclus oculus* Jous é, *Thalassiosira antiqua* (Grunow) Cleve-Euler, *T. oestrupii* (Ostenfeld) Proshkina-Lavrenko и др. Совместное нахождение зональных видов *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawa и *N. koizumii* Akiba et Yanagisawa и общий состав флоры в целом позволяют отнести данный комплекс к верхнеплиоценовой зоне *Neodenticula kamtschatica*–*N. koizumii* (3.9/3.5–2.7/2.6 млн лет).

Комплекс этой зоны установлен в отложениях северного склона Южно-Охотской котловины [36], в маруямской свите Южного Сахалина [13, 27, 35] и в разрезах о. Хоккайдо [35, 48, 49].

По экологическому составу данный комплекс близок предыдущему приблизительно равным количеством неритических (47.5 %) и океанических (48.5 %) и низким содержанием бентических видов (3 %). Это свидетельствует о том, что условия формирования комплекса остались прежними, т.е. батинальными. Отмечено увеличение количества холодноводных видов (54 %).

Комплекс радиолярий характеризуется видами *Cycladophora sakaii* Motoyama, *Dyplocyclas davisiana davisiana* Petrushevskaya, *Tholospyrus borealis* Bailey, *Stylodictya camerata* (Campbell et Clark), *Thecosphaera akitaensis* Nakaseko, *Lithomitra lineata* Ehrenberg и др. Выделенный комплекс соответствует комплексу верхнеплиоценовой зоны *Cycladophora sakaii* (3.2–1.88 млн лет) [44]. Экологический состав радиолярий, согласно классификации Д.И. Витухина [5],

близок к океаническому (открытоморскому) типу. Зона *Cycladophora sakaii*, установленная в отложениях северо-западной части Тихого океана [44], сопоставима с верхнеплиоценовой зоной *Spongodiscus osculosus*, прослеженной в Беринговом и Японском морях [24, 25, 30] и на Южном Сахалине [26], а также с зоной *Thecosphaera japonica* (поздний миоцен–плиоцен), характерной для разрезов Японских островов [45].

Комплекс диатомей, выделенный из глинистых диатомитов (обр. 2362-1б), характеризуется видами *Neodenticula koizumii* Akiba et Yanagisawa, *N. seminae* (Simonsen et Kanaya) Akiba et Yanagisawa, высокой численностью *Bacterosira fragilis* Gran и представителей рода *Chaetoceros*, являющихся индикаторами высокопродуктивных шельфовых вод, а также видами *Thalassiosira gravida* f. *fossilis* Jous é, *Thalassionema nitzschoides* (Grunow) H. et M. Peragallo и др. Данный комплекс соответствует верхнеплиоценовой зоне *Neodenticula koizumii* (2.6/2.7–2.0 млн лет).

По сравнению с вышеописанными плиоценовыми комплексами, в данном комплексе резко изменяется экологический состав: преобладают неритические виды (79.2 %), океанические составляют 17.6 %, бентические – 1.6 %. Доминируют холодноводные виды (59 %). Такой состав диатомей характерен преимущественно для осадков неритовой зоны. Вероятно, осадконакопление происходило в шельфовых условиях при относительно низких температурах поверхностных вод. Близкие условия наблюдаются в настоящее время на северном шельфе Охотского моря. Значительное изменение экологической структуры диатомового комплекса свидетельствует о регрессивном характере осадконакопления в это время. Позднеплиоценовая регрессия, вызванная как тектоническим поднятием суши в сахалинскую эпоху складчатости, так и наложившимся значительным падением уровня моря [41] вследствие развития ледников, отразились на составе диатомовой флоры.

Близкие комплексы установлены в рыбаковской свите о. Итуруп [47], в восточной части о. Хоккайдо [48] и верхнемаруямской подсвите Макаровского разреза [27, 35].

Комплекс радиолярий близок вышеописанному и соответствует комплексу верхнеплиоценовой зоны *Cycladophora sakaii* (3.2–1.88 млн лет), но по экологическому составу он значительно отличается. Он соответствует переходному типу, что указывает на относительно мелководные (внешний шельф–верхняя часть склона ?) условия.

Спорово-пыльцевой комплекс *Pinus-Betula Nanae-Sphagnum*, выделенный из пород толщи II (обр.

2362-1, 2362-1a, 2362-1б), характеризуется обилием спор *Sphagnum*, значительным количеством *Polypodiaceae*, единичными *Osmunda*. Голосеменные представлены в основном сосновыми – *Pinus s/g* *Harpxylon*, *P. pumila* (Pall.), *Pinus* sp. – 20 %. Среди покрытосеменных доминируют березовые (*Betula* sect. *Nanae*, *Betula* sp., *Alnus*, *Alnaster*, единично *Corylus*, *Carpinus*), единичны *Myrica*, *Ulmus*, *Tilia*, *Salix*. Травянистые представлены значительным количеством *Artemisia* и единичными *Umbelliferae*, *Ranunculaceae*, *Chenopodiaceae*, *Ericales*.

Состав палинокомплекса указывает на умеренно-холодный климат. Вблизи бассейна седиментации были распространены хвойные и хвойно-мелколиственные леса с заболоченными участками со сфагновыми мхами. Близкий палинокомплекс установлен в отложениях подводного хребта Терпения в Охотском море [3], верхней части маруямской свиты Макаровского разреза Восточного Сахалина [13].

Следует отметить, что во всех образцах толщи II отмечены переотложенные виды диатомей, споры и пыльца миоценового возраста, свидетельствующие о размыве подстилающих отложений. Формирование толщи происходило преимущественно в батинальных условиях при относительно холодном климате. В конце плиоцена произошло резкое изменение условий осадконакопления в сторону обмеления и понижения температуры поверхностных вод.

По обилию и составу пирокластического материала (пемзовидное вулканическое стекло и пироксен) породы второй (плиоценовой) толщи резко отличаются от вышеописанных пород нижней толщи. Предполагается, что формирование плиоценовых отложений сопровождалось активной эксплозивной вулканической деятельностью. Значительный объем продуктов вулканизма, синхронного осадконакоплению, составляли эксплозии кислых пемз. Плиоцен-плейстоценовый вулканический этап развития Южно-Охотской котловины выделяется рядом исследователей [1, 10]. По составу диатомей и появлению обильной пемзовой пирокластической толщи II сопоставима с алахинской свитой о-ва Кунашир [6, 28, 47]. Отсутствие глобулярного пирита говорит о преобладании окислительных условий осадконакопления. Источники сноса при формировании плиоценовой толщи, в основном, аналогичны таковым для нижней толщи. Часто встречающиеся в туфоаргиллитах крупные (до 0,6 мм) обломки осадочных неогеновых пород указывают на размыв доплиоценовых осадочных толщ кайнозойского чехла.

Предполагается, что выделенная плиоценовая толщина залегает на нижележащей, датированной по-

здним олигоценом–началом среднего миоцена, со стратиграфическим перерывом. Это предположение основано на том, что в изученном разрезе нами не обнаружены отложения большей части среднего миоцена и всего верхнего миоцена. Это предположение подтверждается данными японских исследователей [38]. Вероятно это связано с размывом доплиоценовых осадочных толщ, что подтверждается микропалеонтологическими и литологическими данными. В среднем миоцене о. Сахалин испытал общее поднятие, связанное с Алеутской фазой тектонической активизации [12, 22], в результате чего почти вся территория острова и возвышенные участки Хоккайдо-Сахалинского бордерленда (в том числе и рассматриваемый район Северо-Хоккайдского плато) были выведены из-под уровня моря и подверглись размыву. Следует отметить, что в разрезах других склонов Южно-Охотской котловины также не установлены отложения большей части среднего и верхнего миоцена (интервал 15–7 млн лет) [33]. Вероятно, это является отражением регионального геологического события.

**Толща III** представлена слаболитифицированными алевролитами и алевропелитовыми илами. Она прерывистым маломощным (первые метры) чехлом перекрывает разновозрастные отложения (станции 2362, 2363, 2368, 2369). В этих породах обнаружены диатомеи, представленные, в основном, океаническими видами: *Neodenticula seminae* (Simonsen et Kanaya) Akiba et Yanagisawa, *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg, *C. oculus iridis* Ehrenberg, *Actinocyclus curvatulus* Janisch, *Thalassiosira latimarginata* Makarova, *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis* Gran, *R. hebetata* f. *semispina* (Hensen) Gran, *Thalassiothrix longissima* Cleve et Grunow. Единично отмечены неритические *Nitzschia grunowii* Hasle, *Bacterosira fragilis* Gran, *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) H. et M. Peragallo, *Thalassiosira gravida* f. *fossilis* Jous é, *Thalassiosira gravida* Cleve (вегетативные клетки), *Chaetoceros septentrionalis* Oestrupii, *Chaetoceros* spp. Все вышеперечисленные виды обычны для четвертичных и современных осадков Охотского моря. Отсутствие в этом комплексе диатомей зональных видов ранне- и среднеплейстоценового возраста и общий состав комплексов в целом позволяет предположительно отнести их к зоне *Neodenticula seminae* (0,3–0,0 млн лет) позднего плейстоцена–голоцена. Следует отметить низкое содержание диатомей, участие переотложенных неогеновых (*Stephanopyxis schenckii* Kanaya, *Pxydicula zabelinae* (Jous é) Makarova et Moisseeva, *Coscinodiscus insignis* Jous é) и бентосных (*Navicula* sp.,

*Diploneis* sp.) видов, что характерно для отложений ледниковых эпох. Осадки, содержащие рассматриваемый комплекс диатомей, формировались, вероятно, в один из ледниковых периодов. Близкие комплексы установлены в алеволитах и илах, поднятых драгами с северного склона Южно-Охотской котловины и со склонов подводной вулканической постройки в восточной части этой же котловины.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексный анализ микропалеонтологических данных и вещественного состава осадочных пород западного склона Южно-Охотской глубоководной котловины позволяет реконструировать историю кайнозойского осадконакопления в этом районе. Осадконакопление началось в относительно мелководном морском бассейне в олигоценное время. В течение раннего–начала среднего миоцена (20.3–15.9 млн лет) неритовые условия сменились батинальными, что свидетельствует о довольно быстром погружении бассейна. Время накопления биогенных осадков соответствует климатическому оптимуму конца раннего–начала среднего миоцена, сопровождавшемуся глобальной трансгрессией. Следующий этап осадконакопления, зафиксированный в этом разрезе, – плиоцен (5.5–2.0 млн лет). Формирование плиоценовых осадков сопровождалось активной эксплозивной вулканической деятельностью и происходило сначала в батинальных условиях. В конце плиоцена произошло резкое изменение условий в сторону обмеления бассейна, связанного, вероятно, с позднеплиоцен-раннеплейстоценовой регрессией, вызванной как тектоническим подъемом суши в сахалинскую фазу складчатости, так и наложившимся снижением уровня Мирового океана.

Установленные этапы формирования осадочных толщ на западном склоне современной глубоководной котловины вероятно отражают 2 цикла погружения и поднятия Хоккайдо-Сахалинского региона, обусловивших позднеолигоцен-раннемиоценовый и среднемиоцен-плиоценовый эпизоды морской седиментации, разделенные субаэральным среднемиоценовым периодом [42]. В среднем миоцене о. Сахалин испытал общее поднятие, связанное с Алеутской фазой тектонической активизации [12, 22], в результате чего почти вся территория острова и возвышенные участки Хоккайдо-Сахалинского бордерленда (в том числе и рассматриваемый район Северо-Хоккайдского плато) были выведены из-под уровня моря и подверглись размыву. Выпадение из разреза западного склона Южно-Охотской котловины средне- и верхнемиоценовых отложений могло быть обусловлено эрозией этих осадков. Накопление позднеплейстоцено-

вых осадков происходило на глубинах, близких к современным.

Авторы благодарят Е.П. Леликова, начальника экспедиции 39 рейса НИС “Первенец”, за предоставление материалов, Л.И. Митрофанову и В.К. Аннина за консультацию по бентическим фораминиферам, Н.Г. Ващенко за участие в обсуждении статьи и полезные замечания, улучшившие рукопись.

Работа выполнена по Федеральной целевой программе “Мировой океан” (проект “Строение геосфер и оценка минеральных ресурсов дальневосточных морей и западной части Тихого океана”), при финансовой поддержке научных программ Дальневосточного отделения Российской Академии Наук.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волюнец О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Басилян А.Э., Витухин Д.И., Орешкина Т.В. Верхний кайнозой Восточной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геологии. 1993. Т. 68, Вып. 5. С. 79–94.
3. Безверхний В.Л., Горова М.Т., Маркевич В.С., Сваричевский А.С., Шастина В.В. Морской кайнозой восточного склона вала Терпения (Охотское море). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1998: Препр. 40 с.
4. Васильев Б.И., Путинцев В.К., Марковский Б.А. и др. Результаты драгирования дна Охотского моря // Сов. геология. 1984. № 12. С. 100–108.
5. Витухин Д. И. Расчленение кайнозоя Дальнего Востока России по радиоляриям. М.: Наука, 1993. 104 с.
6. Витухин Д.И., Орешкина Т.В., Пушаровский Ю.М., Цуканов Н.В. Новые данные по геологии острова Итуруп (Курильская островная дуга) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 6. С. 61–74.
7. Высочина О.В., Грохотова Н.М. Палинофлора кайнозойских отложений Лунской впадины острова Сахалин // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток: ДВО РАН, 1991. С. 33–38.
8. Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю., Титова Л.В. Нижний миоцен Восточно-Камчатского региона // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 3–21.
9. Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю. Новые данные по био-стратиграфии олигоцена и нижнего миоцена Восточного Сахалина (Пограничный район) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, Вып. 5. С. 35–47.
10. Емельянова Т.А., Корнев О.С., Леликов Е.П., Нарыжный В.И., Съедин В.Т. Состав и радиоизотопный возраст вулканитов дна Охотского моря: Препр. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2001. 44 с.
11. Каталог станций драгирования в Охотском море / Сост.: Ильин В.В., Лихачев Р.В., Воронова В.А. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1992. 102 с.
12. Мельников О.А. История формирования структуры Южно-го Сахалина в палеогене и неогене. М.: Наука, 1970. 170 с.

13. Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений юго-восточного Сахалина (Макаровский разрез). СПб.: ВНИГРИ, 1992. 357 с.
14. Орешкина Т.В., Радионова Э.П. Корреляция зональных диатомовых шкал миоцена экваториально-тропических и умеренных широт Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 2. С. 59–72.
15. Орешкина Т.В. Диатомеи и неогеновые события в субарктической Пацифике // Бюл. МОИ П. Отд. геол. 1993. Т. 68, Вып. 3. С. 84–90.
16. Отчет о геологических исследованиях в 39 рейсе НИС «Первенец» в мае – сент. 1982 г. (Японское и Охотское моря). Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1983. 283 с.
17. Пермикина Т.А. Миоценовые фораминиферы из отложений склонов Южно-Охотской котловины (Охотское море) // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты: материалы междунар. науч. симпоз. Южно-Сахалинск, 24-28 сентября 2002 г. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. Т. 2. С. 99–100.
18. Пушкарь В.С. Диатомеи и возраст маруямской свиты (стратотип) острова Сахалин // Палеоботаника и фито-стратиграфия Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 116–127.
19. Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России–Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов: Объясн. зап. к стратигр. схемам. (Утверждено МСК 28 января 1994 г.) / Отв. ред. Ю.Б. Гладенков. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
20. Сваричевский А.С. Геоморфология южной части Хоккайдо-Сахалинской подводной окраины // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 65-75.
21. Сваричевский А.С. Рельеф дна Охотского моря // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 82–102.
22. Семенов Д.Ф. Корреляция мезозойско-кайнозойских эндогенных процессов Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 72 с.
23. Строение дна Охотского моря / Отв. ред. Белоусов В.В., Удинцев Г.Б. М.: Наука, 1981. 176 с.
24. Точилина С.В. Биостратиграфия (радиолярии) кайнозойских отложений Берингова моря // Геология Командорской впадины. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 13–28.
25. Точилина С.В. Стратиграфия кайнозоя северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1985. 131 с.
26. Точилина С.В., Вагина Н.К., Попова И.М., Ремизовский В.И. Верхний кайнозой Южного Сахалина. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 80 с.
27. Тузов В.П., Митрофанова Л.И., Данченко Р.В., Болдырева В.П. Курасийско-маруямский комплекс неогеновых отложений Южного Сахалина // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 4. С. 37–47.
28. Фролова Т. И., Бурикова И.А., Гущин А.В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.
29. Цой И.Б., Горовая М.Т., Шастина В.В. Микропалеонтологическая характеристика кайнозойских отложений подводного хребта Терпения (Охотское море). Владивосток: Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, 1998. 35 с. Деп. в ВИНТИ №-3814-В98.
30. Цой И.Б., Шастина В.В. Кремнистый микропланктон неогена Японского моря (диатомеи, радиолярии). Владивосток: Дальнаука, 1999. 241 с.
31. Цой И.Б. *Bacillariophyta* нижнего и среднего миоцена северного склона Южно-Охотской котловины (Охотское море) // Альгология. 2000. Т. 10, № 1. С. 91–105.
32. Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойские комплексы кремнистого микропланктона из отложений хребта Терпения (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 4. С. 105–110.
33. Цой И.Б. Палеонтологическая характеристика и биостратиграфия осадочного чехла Охотского моря // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 323–331.
34. 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. Repts. DSDP, 87. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1986. P. 393–481.
35. Akiba F., Hiramatsu Ch., Tsoy I.B., Ogasawara K., Amano K. Diatom biostratigraphy and geologic age of the Maruyama and Kurasi Formations, Southern Sakhalin, and their correlation to the Neogene of the Tenpoku Area, Hokkaido // Journal of Geography. 2000. V. 109, № 2 (969). P. 203–217.
36. Baranov B.V., R. Werner, K. A. Hoernle, I. B. Tsoy, P. van den Bogaard, I. A. Tararin. Evidence for compressionally-induced high subsidence rates in the Kuril Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophysics. 2002. V. 350. № 1. P. 63–97.
37. Funayama M. Miocene radiolarian stratigraphy of the Suzu area, northeastern part of the Noto Peninsula, Japan // Contrib. Inst. Geol. and Paleontol. Tohoku. Univ. 1988. № 91. P. 15–41.
38. Geological investigation of the Okhotsk and Japan seas off Hokkaido. June-July 1977 (GH77-3 Cruise) // Geol. Surv. Japan. Cruise Rept. 1978. № 11. 71 p.
39. Gladenkov A.Yu., Barron J.A. Oligocene and Early Miocene Diatom Biostratigraphy of Hole 884B // Proc. ODP, Scien. Results. V. 145. Colledge Station, Texas (Ocean Drilling Program), 1995. P. 21–41.
40. Gladenkov A.Yu., White L.D., Gladenkov Yu.B., Blueford J.R. Cenozoic biostratigraphy of the Pogranichnyi Region, Eastern Sakhalin, Russia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2000. № 158. P. 45–64.
41. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.
42. Ingle J. Subsidence of the Japan Sea: Stratigraphic evidence from ODP sites and onshore sections // Proc. ODP, Scien. Results. V. 127/128. Pt. 2. Colledge Station, Texas (Ocean Drilling Program), 1992. P. 1197–1218.
43. Morita R., Titova L.V., Akiba F. Oligocene-Early Miocene Molluscs and diatoms from the Kitami-Tsubetsu area, Eastern Hokkaido, Japan // Sci. Rep. Tohoku University, Sendai, Sec. Ser. (Geology). 1996. V. 63, № 2. P. 53–213.
44. Motoyama I. Late Neogene radiolarian biostratigraphy in the subarctic Pacific // Micropaleontology. 1996. V. 42, № 3. P. 221–262.
45. Motoyama I. A review of radiolarian biostratigraphy for the

- oil-bearing Neogene of Japan // Journal of the Japanese association for petroleum technology. 1999. V. 64, № 3. P. 268–281.
46. Nakaseko K., Sugano K. Neogene radiolarian zonation in Japan // Osaka Univ. Sci. Rep. 1973. V. 8. P. 23–33.
47. Oreshkina T. Late Cenozoic Transgressive diatom assemblages of the Southern Kuril Islands // Proceedings 14th Diatom Symposium 1996. Mayama, Idei & Koizumi (eds). Koenigstein: Koeltz Scientific Books, 1999. P. 629–638.
48. Sagayama T. Diatom biostratigraphy of the Pliocene in the Konsen Plain, East Hokkaido // Jour. Geol. Soc. Japan, 1987. V. 93, № 9. P. 643–652.
49. Sagayama T. Diatom Zone of Tate Formation in Oshima Peninsula, and investigation of Mio-Pliocene boundary in Hokkaido, Japan // Report of the Geological Survey of Hokkaido. 1998. N 69. P. 43–52.
50. Yanagisawa Yu. Phylogenetic significance of a new araphid diatom species, *Delphineis kamentoensis* sp. nov. // Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S. 1993. N 172. P. 251–263.
51. Yanagisawa Yu. Diatom Biostratigraphy of the Neogene Taga Group in Otsu District, Kitaibaraki City, Ibaraki Prefecture, Japan // Mem. Natn. Sci. Mus., Tokyo, (29), 1996. N 29. P. 42–59.
52. Yanagisawa Yu., Akiba F. Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons // Jour. Geol. Soc. Japan. 1998. V. 104. N 6. P. 395–414.
53. Yanagisawa Yu. Diatom biostratigraphy of the Miocene sequence in the Suzu area, Noto Peninsula, Ichikawa, central Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 1999. V. 50 (3). P. 167–213.

Поступила в редакцию 25 февраля 2003 г.

Рекомендована к печати П.Г. Кулиничем

***I.B. Tsoy, Ye.P. Terekhov, M.T. Gorovaya, V.V. Shastina, A.V. Mozherovskiy***

### **Cenozoic sedimentation on the western slope of the Yuzhno-Okhotsk Basin, Sea of Okhotsk**

We describe the Oligocene through Pleistocene sediments recovered from dredge hauls along the western slope of the Yuzhno-Okhotsk (Kuril) Basin and relate the sediment parameters and compositions to the geologic and oceanographic histories of the Cenozoic Sakhalin-Hokkaido continental margin. New data, including ages, sediment grain-size parameters, and mineralogical composition are combined with interpretations of Cenozoic regional geology to evaluate the sediment sources, transport agents, and depositional environments.