

УДК 563.125.3:551.89(265.53)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДКОВ ОХОТСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ (ПО ДАННЫМ ФОРАМИНИФЕРОВОГО АНАЛИЗА)

© 2013 А.В. Романова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток;
e-mail: sandra_ru@bk.ru

Изучены планктонные фораминиферы из современных и плейстоцен-голоценовых осадков Охотского моря. На основе выявленных особенностей распределения фораминифер в поверхностных осадках и закономерностей изменения экологической структуры их палеосообществ установлены тенденции изменения океанографических условий центральной части Охотского моря в позднем плейстоцене-голоцене. Это позволило предложить критерии распознавания основных палеогеографических событий за последние 100 тыс. лет по данным фораминиферового анализа. «Теплая» морская изотопная стадия (МИС) 1 характеризуется резким увеличением фораминиферового числа. В межледниковье, соответствующее МИС 3, установлено относительное увеличение частоты встречаемости *Globigerina bulloides* и *Globigerina quinqueloba*. В осадках «холодных» МИС 2 и 4 зафиксированы наиболее высокие концентрации *Neogloboquadrina pachyderma* sin.

Ключевые слова: планктонные фораминиферы, поздний плейстоцен, голоцен, палеогеография, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Планктонные фораминиферы являются надежными индикаторами условий осадконакопления, в частности, могут быть использованы для расшифровки палеоклиматических сигналов (Barbieri et al., 2006). Вместе с тем, особенности экологической структуры палеосообществ планктонных фораминифер Охотского моря, обусловленные его океанографическими условиями (Атлас..., 2003), вносят определенные трудности в построение палеогеографических моделей развития этого морского бассейна. Прежде всего, к ним относятся низкое видовое разнообразие (всего семь видов и разновидностей) при относительно высокой концентрации раковин в осадках и ярко выраженном доминировании одного таксона — холодноводной *Neogloboquadrina pachyderma* sin (Ehrenberg) (Бараш и др., 2005; Беляева, Бурмистрова, 2001, 2003; Плетнев и др., 2010; Чеховская и др., 2001). Еще одной проблемой является сохранность фораминиферовых раковин. Попадая в зону карбонатной компенсации, а так же подвергаясь химическим процессам на дне моря, они могут частично или полностью

растворяться (Беляева, Бурмистрова, 2001; Чеховская и др., 2001). Для более точной интерпретации результатов необходим сравнительный анализ исследований планктонных биоценозов и ископаемых сообществ фораминифер с последующим сопоставлением с данными других видов анализов (Иванова, 2006).

Цель настоящего исследования состояла в выявлении особенностей океанографических условий центральной части Охотского моря и поиск критериев распознавания осадков, сформировавшихся во время основных палеогеографических событий плейстоцена-голоцена, по данным анализа планктонных фораминифер.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материалом для исследования послужили 65 проб поверхностных осадков, отобранные вдоль меридионального профиля (149°50' в.д.) в 42 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» во время экспедиции ТОИ ДВО РАН — ФГУНПП «СЕВМОРГЕО» «Магадан-Южные Курилы» и колонки 936, LV 40-06, LV 40-18, LV 40-20 (рис. 1, табл. 1). Для анализа современных

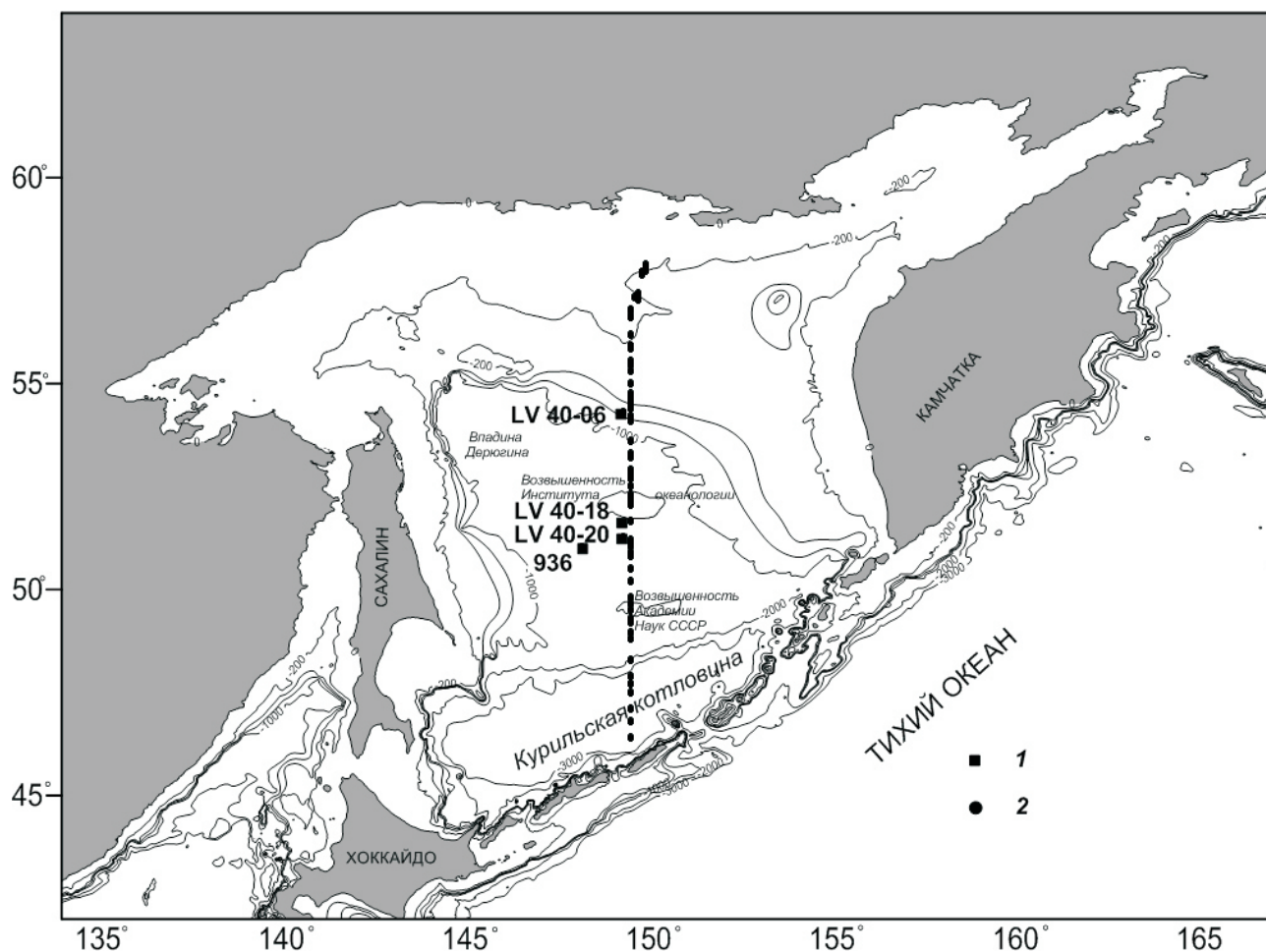


Рис. 1. Расположение точек отбора поверхностных проб и колонок: 1 – колонки; 2 – поверхностные пробы. Изобаты в метрах.

Таблица 1. Координаты, глубина и длина изученных колонок.

Район	Станция	Широта	Долгота	Глубина, м	Длина колонки осадков, м
25 рейс НИС «Академик А. Несмеянов», 1992 г.					
Северо-западнее возвышенности Академии наук СССР	936	51°00.9'	148°18.8'	1305	699
42 рейс НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 2006 г.					
Пологий склон восточнее впадины Дерюгина	LV 40-06	54°30.1'	149°30	640	360
Ровная привершинная часть возвышенности Академии наук СССР	LV 40-18	51°59.9'	149°30	964	450
Южный склон возвышенности Академии наук СССР	LV 40-20	51°27.2'	149°30	1186	410

фораминифер изучены пробы из интервала 0–5 см кернов донных осадков, полученных с использованием ударной прямооточной трубки с вкладышами длиной 4 м и с внутренним диаметром 9 см. Донные колонки были подняты с помощью гидростатического пробоотборника ГСП-2. Интервал опробования – 5–10 см.

Методом фораминиферового анализа было изучено 270 проб, которые обрабатывались по стандартной методике (Бараш, 1970). Определение и подсчет фораминифер осуществляли с помощью стереомикроскопа МБС 10, а также в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Zeiss EVO 50 XVP. Для каждой из изученных проб (фракция > 0.063 мм) определены виды и разновидности планктонных фораминифер, установлены количественные соотношения выявленных видов в фораминиферовых танатоценозах (сообществах поверхностных осадков), тафоценозах (сообществах донных осадков) и рассчитано фораминиферовое число (F) – количество экземпляров раковин на грамм сухого осадка.

Для колонок LV 40-20 и 936 были получены радиоуглеродные датировки и данные тефрохронологии, сведения о которых опубликованы в работах (Плетнев и др., 2010; Gorbarenko et al., 2004). Наибольшее количество датировок сделано для осадков колонки 936. Именно эта колонка детально и комплексно изучена (Gorbarenko et al., 2004), и поэтому использована как опорный стратиграфический разрез.

ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ОСАДКАХ

Ранее планктонные фораминиферы из поверхностных осадков Охотского моря изучались З.Г. Щедриной (1953, 1958), Х.М. Саидовой (1961), Д. Липсом и Д. Уорме (Lipps, Worme, 1966), К. Курихара (Kurihara, 1982), Н.В. Беляевой и И.И. Бурмистровой (2003). Этими авторами были получены сведения о видовом разнообразии охотоморских планктонных фораминифер, выявлены особенности их распространения в бассейне, проведено его районирование. Новые данные, полученные нами, позволяют расширить имеющуюся информацию о закономерностях распределения планктонных фораминифер в поверхностных осадках Охотского моря.

В результате проведенного исследования в поверхностных осадках Охотского моря обнаружено семь видов и разновидностей планктонных фораминифер (рис. 2): *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg), *N. pachyderma* dex, *Globigerina bulloides* (d'Orbigny), *Globigerina quinqueloba* (Natland), *Globigerinita glutinata* (Egger), *Globigerinita uvula* (Ehrenberg), *Globorotalia scitula* (Brady).

Показателем высокой продуктивности фораминифер, а, следовательно, более или менее благоприятных условий для их жизнедеятельности является содержание раковин в осадках. Установлено, что концентрация раковин фораминифер в осадках возрастает с севера к центральной части моря (от 0.1 до 3538 экз/г осадка), к возвышенности Института океанологии, и постепенно снижается по направлению к Курильским о-вам (до 110 экз/г осадка). Планктонные фораминиферы практически отсутствуют на дне северной материковой отмели и на склоне севернее 55° с.ш., где единичными экземплярами представлена лишь *N. pachyderma* sin. Низкое содержание раковин в осадках определяют, прежде всего, холодные распресненные воды шельфовой зоны, а также значительное поступление терригенного материала с материка. Эти факторы могут влиять и на интенсивность растворения карбонатов, а, следовательно, и сохранность раковин фораминифер в осадках. Снижение показателей фораминиферового числа также установлено для некоторых станций, расположенных в центральной части моря и для образцов южной части профиля. Максимальная концентрация планктонных фораминифер отмечается для районов вблизи 50–48° с.ш. в районе возвышенности Академии Наук СССР, где значения фораминиферового числа достигают 3538 экз/г осадка. По направлению с севера на юг отчетливо возрастает и таксономическое разнообразие планктонных фораминифер, наибольшее количество

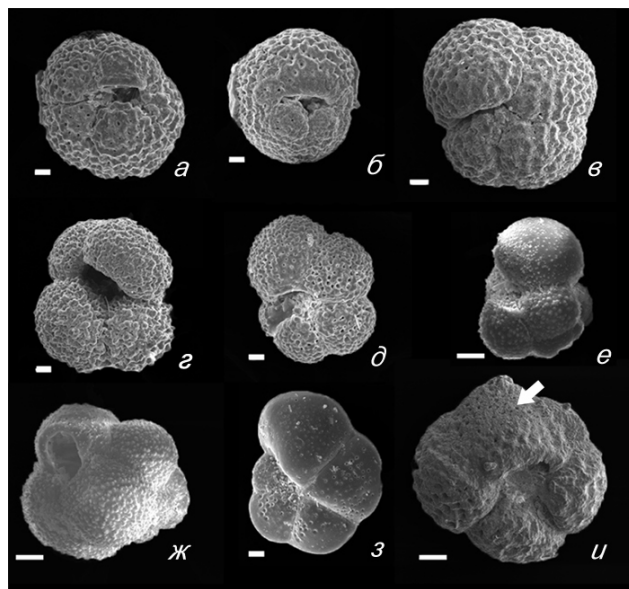


Рис. 2. Планктонные фораминиферы из поверхностных осадков Охотского моря: а, б – *N. pachyderma* (Ehrenberg) sin; в – *N. pachyderma* dex; г – *Globigerina bulloides* (d'Orbigny); д – *Globigerina quinqueloba* Natland; е – *Globigerinita glutinata* (Egger); ж – *Globorotalia scitula* (Brady); з – *Globigerinita uvula* (Ehrenberg); и – следы растворения раковины *N. pachyderma* sin, обозначены стрелкой. Масштабная линейка – 20 мкм.

видов (6) характерно для центрального района.

В зонах смешения вод различных модификаций: охотоморских с тихоокеанскими в районе Курильской котловины и распресненных шельфовых с солеными водами глубокой части моря на севере, отмечены признаки растворения раковин, следы коррозии, а также отсутствие тонкостенных видов в осадках.

Анализ участия выявленных таксонов фораминифер в сообществах из поверхностных осадков, а также анализ количества раковин в осадках позволили установить особенности танатоценозов, характерных для конкретных биографических районов Охотского моря (табл. 2), выделенных ранее (Беляева, Бурмистрова, 2003; Lipp, Warme, 1966)

ХАРАКТЕРИСТИКА ФАУНЫ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В РАЗРЕЗАХ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ

Ископаемые фораминиферы Охотского моря из верхнечетвертичных осадков Охотского моря ранее изучались М.П. Чеховской с соавторами

(1999, 2001), М.С. Барашем с соавторами (2001, 2005, 2006), Н.В. Беляевой и И.И. Бурмистровой (2001), Т.А. Хусид с соавторами (2009), С.П. Плетневым с соавторами (2010). Упомянутые работы в основном посвящены реконструкциям палеоокеанологических условий Охотского моря во время последнего ледникового и голоцена. Изучение планктонных фораминифер из более древних отложений детально не проводилось.

Исследование планктонных фораминифер в изученных колонках и сопоставление полученных данных с результатами других видов анализов: абсолютного датирования, изотопно-кислородного, геохимических, микропалеонтологических (Плетнев и др., 2010; Gorbarenko et al., 2004), позволили выделить в колонках пять комплексов, отражающих климатические и гидрологические изменения, происшедшие во время относительно крупных палеогеографических событий плейстоцена и голоцена. Фораминиферовые комплексы соответствуют 1-5 морским изотопным стадиям (МИС) (Martinson et al., 1987). Вместе с тем были установлены колебания количества и распределения видов, их соотношения в интервалах осадков, оха-

Таблица 2. Биогеографические районы Охотского моря и соответствующие им танатоценозы.

Район	Тип осадков	T (°C), S (‰)	P	F, экз/г сухого осадка	Характеристика танатоценоза
Прибрежный	Песчаные илы	8-10°C 32.5‰	+	0-0,1	<i>N. pachyderma</i> sin – 100%
Северный	Алеврито-глинистые илы	10-11°C 32.5-33‰	+ -	12	<i>N. pachyderma</i> sin – 92% <i>G. bulloides</i> – 8%
Центральный	Мелкоалевритовые илы	11-12°C 32.4 -32.5‰	+ -	381	<i>N. pachyderma</i> sin – 65% <i>G. bulloides</i> – 22% <i>G. quinqueloba</i> – 7% <i>N. pachyderma</i> dex – 3% <i>G. glutinata</i> – <1% <i>G. uvula</i> – <1% <i>G. scitula</i> – <1%
Южный	Пески мелкозернистые, алевриты	13-14°C 33‰	Нет данных	Нет данных	Присутствие в сообществе <i>G. ruber</i> <i>G. conglobatus</i>
Юго-восточный	Мелкоалевритовые илы	9-10°C 32.5‰	+	110	<i>N. pachyderma</i> sin – 85% <i>G. bulloides</i> – 12% <i>G. quinqueloba</i> – <1% <i>N. pachyderma</i> dex – 2% <i>G. uvula</i> – <1%

Примечание. Экологические параметры: T- температура поверхностного слоя воды*; S – соленость воды (Гидрометеорология..., 1998); P – растворение раковин фораминифер: «+» - растворение заметное, «+-» - следы растворения отмечены на отдельных станциях; F – фораминиферовое число. *В таблице приведены летние значения температуры и солёности, средние значения процентного содержания видов.

рактизованных комплексами, что послужило основанием для выделения палеосообществ фораминифер, фиксирующих кратковременные флуктуации основных параметров среды. Таким образом, выделенные комплексы несут больше стратиграфическую нагрузку, а палеосообщества – экологическую.

Комплекс V (колонка 936 – 698-550 см; LV40-20 – 410-285 см) соответствует МИС 5. Для осадков, охарактеризованных комплексом, отмечена относительно высокая (до 346 экз/г) концентрация планктонных фораминифер. Доминирует *N. pachyderma* sin (60-100%) (рис. 3). Процентное содержание *G. bulloides* достигает 28%. Изменения концентрации раковин в осадках и непостоянство экологической структуры комплекса позволили выделить в изученных интервалах колонки три палеосообщества.

Палеосообщество **Vc** (колонка 936 – 699-650 см; LV 40-20 – 410-360 см) выделено в осадках, в которых количество планктонных фораминифер не превышает 94 экз/г сухого осадка. Для него характерно доминирование холодноводной *N. pachyderma* sin (65-78%) и высокое процентное содержание бореальной *G. bulloides* до 23% (рис. 3). Единичными раковинами представлена *G. glutinata*. Наблюдается относительно высокое содержание *G. quinqueloba* (8%), что особенно отчетливо прослеживается в колонке LV 40-20. Содержание *N. pachyderma* dex достигает 3%. В колонке 936 в интервале 660-650 см наблюдаются признаки растворения раковин. Осадки, охарактеризованные этим палеосообществом, соответствуют подстадии 5c.

Палеосообщество **Vb** (колонка 936 – 650-605 см; LV 40-20 – 360-330 см) выделено в осадках, для которых отмечено снижение численности планктонных фораминифер, максимальное значение фораминиферового числа – 76 экз/г осадка. В нем обильна (60-75%) *N. pachyderma* sin (рис. 3), содержание *G. bulloides* достигает 28%. В составе комплекса встречаются единичные раковины *N. pachyderma* dex, *G. scitula*, *G. quinqueloba*. В колонке 936 в интервале 600-590 см встречаются корродированные раковины. Время формирования палеосообщества этого интервала соответствует подстадии 5b.

В осадках, охарактеризованных палеосообществом **Va** (колонка 936 – 605-545 см; LV 40-20 – 330-285 см), отмечается максимальное содержание раковин в осадках (до 346 экз/г сухого осадка). Содержание *N. pachyderma* sin составляет 71-75%, до 6.5% увеличивается концентрация умеренно тепловодного вида *G. quinqueloba*, встречены единичные раковины тепловодных *N. pachyderma* dex, *G. scitula*. Представленное палеосообщество формировалось во время подстадии 5a.

Комплекс IV (колонка 936 – 550-460 см; LV 40-06 – 360-230 см, LV 40-18 – 350-195 см, LV 40-20 – 285-190 см) формировался во время МИС 4. Для отложений, охарактеризованных комплексом, фиксируются самые низкие показатели содержания планктонных фораминифер в осадках (1-21 экз/г). Наблюдается ярко выраженное доминирование *N. pachyderma* sin (до 100%). Встречаются единичные раковины *G. scitula*. В колонке 936 отмечен относительный пик численности *G. quinqueloba* (до 5%). Средние значения обилия *G. bulloides* составляют 20% (рис. 3).

Комплекс III (колонка 936 – 460-280 см; LV40-06 – 230-70 см; LV40-18 – 195-60 см; LV40-20 – 190-80 см), соответствует МИС 3. Концентрация планктонных фораминифер в осадке варьирует, достигая максимальных значений в нижней части интервала (до 603 экз/г). Содержание *N. pachyderma* sin несколько сокращается и изменяется от 43 до 84%. До 38% увеличивается обилие бореального вида *G. bulloides*. Следов механического разрушения и растворения раковин не обнаружено. Дополнительным доказательством отсутствия растворения можно считать и наличие в осадке самого неустойчивого к растворению вида *G. glutinata*, причем его концентрация достигает 6%. В палеосообществах также встречены относительно тепловодные *N. pachyderma* dex (до 6%), *G. quinqueloba* (до 5%), *G. scitula* (до 1%).

Комплекс II (колонка 936 – 260-165 см; LV40-06 – 100-70 см; LV40-18 – 60-40 см; LV40-20 – 80-50 см). Комплекс формировался во время МИС 2. Для осадков характерны невысокие значения фораминиферового числа (от 1 до 108 экз/г). В комплексе II увеличивается содержание *N. pachyderma* sin (до 93%). В отличие от палеосообществ комплекса IV, отмечается присутствие относительно тепловодной формы *N. pachyderma* dex. Наблюдается сокращение участия *G. bulloides* (до 5.6%).

Комплекс I (колонка 936 – 165-0 см; LV40-06 – 70-0 см; LV40-18 – 40-0 см; LV40-20 – 50-0 см) соответствует МИС 1. Осадки, охарактеризованные данным комплексом, отличаются самыми высокими показателями фораминиферового числа (2749 экз/г), а так же отмечаются высокие оценки обилия относительно тепловодных видов. Доминирующим видом по-прежнему является *N. pachyderma*, но доля его участия становится ниже (69-80%), чем в комплексах, соответствующих МИС 2. Причем, отмечается постепенное снижение вверх по разрезу частоты встречаемости *N. pachyderma* sin (до 54%) и увеличение до 40% *G. bulloides*. В осадках верхней части колонки в формировании комплекса также участвуют *N. pachyderma* dex, *G. glutinata*, *G. quinqueloba*, *G. scitula*, *G. uvula*.

В наиболее детально опробованной колонке 936 выявлены периодические колебания численности раковин в осадках и частоты встречаемости отдельных таксонов, которые, скорее всего, фиксируют климатические флуктуации неоплейстоцена-голоцена. Это позволило выделить в осадках несколько палеосообществ (рис. 3). Осадки интервала 160-145 см охарактеризованы палеосообществом **Ie**, в которых отмечается заметное увеличение содержания планктонных фораминифер (до 872 экз/г). Палеосообщество помимо *N. pachyderma* и *G. bulloides* формируют *N. pachyderma* dex, *G. glutinata*, *G. quinqueloba*. Содержание *N. pachyderma* снижается до 69%, а *G. bulloides*, наоборот, увеличивается до 30%. Данный интервал, скорее всего, соответствует периоду первой фазы дегляциации (терминация 1А), отмеченной отрицательным сдвигом в изотопном составе раковин фораминифер (Горбаренко и др., 1998)

В осадках интервала 145-140 см, которому соответствует палеосообщество **Id**, фиксируется снижение численности раковин фораминифер до 123 экз/г. Экологическая структура палеосообщества этого интервала близка по всем характе-

ристикам к комплексу II. В нем до 80% возрастает частота встречаемости *N. pachyderma* sin.

Палеосообщество **Ic** (140-115 см) характеризуется увеличением участия *G. bulloides* (до 40%) и присутствием *G. quinqueloba*, *N. pachyderma* dex, *G. glutinata*. В интервале 140-135 см наблюдается наивысшая по разрезу концентрация планктонных фораминифер (2749 экз/г). Можно предположить, что время формирования данного интервала соответствует началу потепления голоцена или терминации 1В.

В отложениях интервала 115-95 см происходит снижение фораминиферового числа (до 55 экз/г), увеличивается частота встречаемости *N. pachyderma* (до 83%). Это послужило основанием для выделения палеосообщества **Ib**. В осадках встречены единичные раковины других видов фораминифер, характерные для предыдущего интервала.

В формировании палеосообщества **Ia** (интервал – 95-0 см) принимают участие все виды, характерные для современных сообществ центральной части Охотского моря. В них возрастает содержание *G. bulloides* (до 37%), отмечается относительный пик численности *G. quinqueloba*

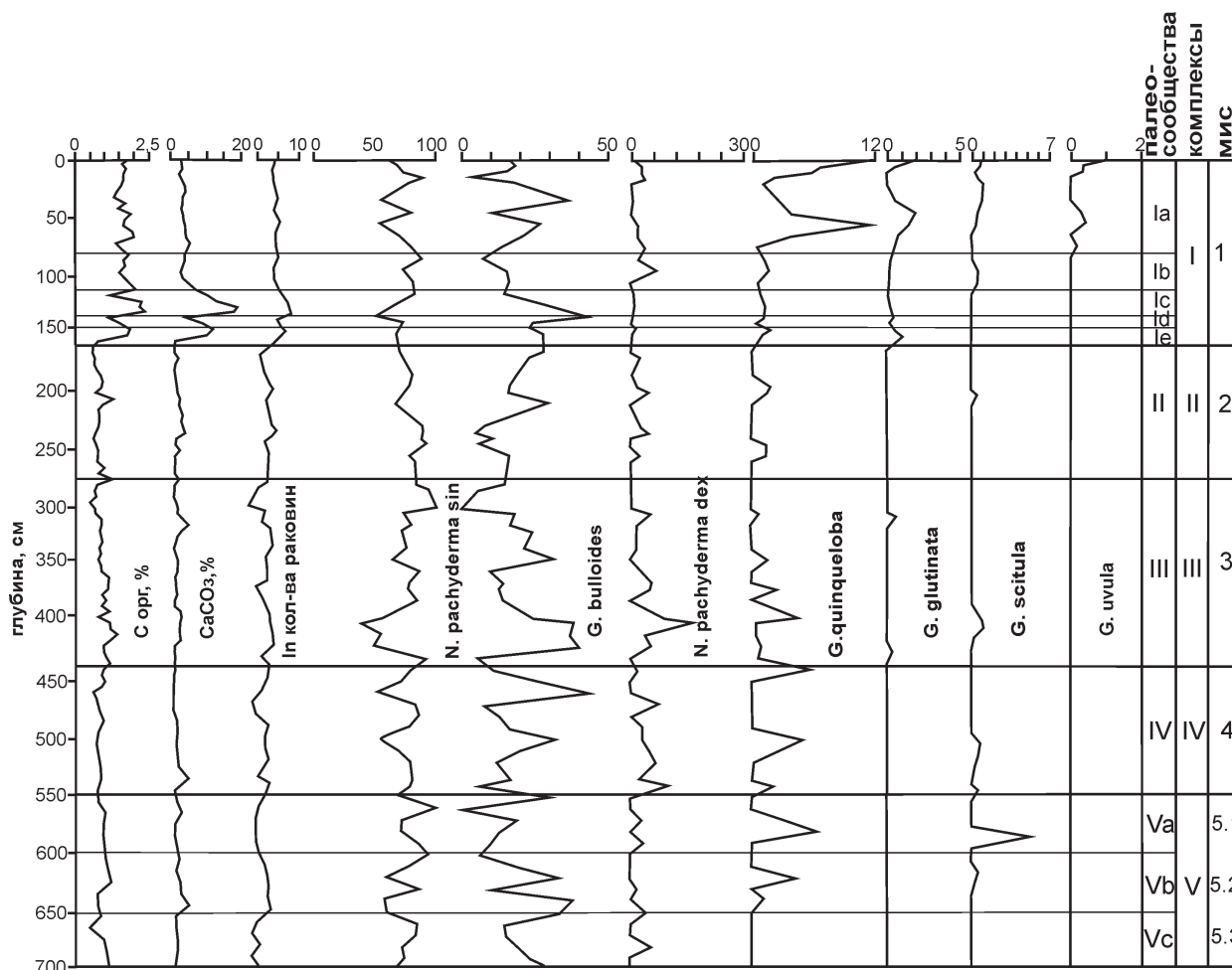


Рис. 3. Распределение видов планктонных фораминифер по разрезу (в %) и изменение показателей фораминиферового числа, содержания СаСО₃ и Сор_г (в %) в колонке 936.

(14%), соотношение видов *G. glutinata*, *G. scitula*, *G. uvula* соответствуют данным, полученным нами для танатоценозов планктонных фораминифер из центральной части моря. Количество фораминифер в осадке достаточно высокое (до 209 экз/г).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОХОТСКОМ МОРЕ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ

Выявленные изменения экологической структуры ископаемых сообществ фораминифер, концентрации раковин в осадках, степени их растворения и сопоставление полученных данных с результатами других анализов позволило установить основные этапы осадконакопления в Охотском море в позднем плейстоцене-голоцене, отличающиеся палеогеографическими условиями. Крупным палеогеографическим событиям соответствуют фораминиферовые комплексы, а кратковременным флуктуациям параметров среды в объеме этих крупных подразделений – подчиненные палеосообщества. Как показали исследования, в осадках колонок 936 и LV 40-20 отражены лишь три подстадии МИС 5 (5с, 5b, 5a) (рис. 4), которые проявились не так ярко как самая теплая фаза 5е, для которой характерна высокая продуктивность планктонных фораминифер, сопоставимая лишь с голоценовой (Бараш и др., 2001, 2005).

Наиболее выразительно изменения в палеосообществах планктонных фораминифер комплекса V проявились в колонке LV 40-20, нежели в колонке 936. Установленные подразделения хорошо сопоставляются с данными других анализов (Плетнев и др., 2010). Эти различия, возможно, связаны с влиянием локальных факторов, одним из которых может быть растворение раковин.

Для осадков, сформировавшихся в подстадию 5с, характерно относительно невысокие значения фораминиферового числа, что, вероятно, может являться доказательством низкой биологической продуктивности поверхностных вод. На это указывают незначительное содержание створок диатомей в осадках $((6.0-9.3) \times 10^6$ ств/г осадка) (Плетнев и др., 2010) и низкие концентрации $C_{\text{орг}}$ (рис. 3). При этом участие в палеосообществах таких таксонов фораминифер как *G. glutinata*, *G. quinqueloba*, *N. pachyderma* dex может свидетельствовать об относительно теплых условиях. Это нашло отражение и в диатомовых палеосообществах, характеризующихся увеличением частоты встречаемости южно-бореальной неритической *Thalassiosira angulata* (Greg.) Hasle (до 23.8%) и относительно тепловодного океанического *Coscinodiscus radiatus* Ehr. (до 14.3%) (Плетнев и др., 2010).

Снижение значений фораминиферового числа и доли тепловодных видов, доминирование (до 75%) холодноводной *N. pachyderma* sin в осадках, соответствующих подстадии 5b, скорее всего, свидетельствуют о еще более низкой продуктивности фораминифер и холодных условиях по сравнению с подстадией 5с. На это же указывают невысокие (0.68-0.95%) значения $C_{\text{орг}}$ (рис. 3). Палинологические спектры и экологическая структура диатомовых палеосообществ так же отражают более прохладные условия их формирования (Gorbarenko et al., 2004). Вместе с тем, не исключено, что раковины относительно тепловодных таксонов могли быть принесены в место захоронения течениями из более южных районов. Данное предположение подтверждается присутствием в диатомовых палеосообществах видов, не характерных для данного района (Пушкарь, Черепанова, 2008). Невысокое содержание створок диатомей в осадках этой подстадии (216 тыс. в г сухого осадка) – свидетельство продолжительного ледового покрова в данном участке акватории Охотского моря. В этих условиях даже в летний период развитие диатомовой флоры происходило не так активно, хотя фораминиферы, обитающие на больших глубинах и напрямую независимые от освещенности, могли развиваться более активно.

Осадки подстадии 5a характеризуются самыми высокими значениями фораминиферового числа и присутствием тепловодных видов. Повышенные концентрации *G. quinqueloba*, по мнению некоторых авторов (Bauch, 1992), служат индикатором усиления гидродинамической активности. По-видимому, температура поверхностных вод была несколько выше, по сравнению с температурой формирования осадков предыдущего интервала, но, все еще не достигала современной в Охотском море. Об этом свидетельствуют и результаты палинологического анализа. Спектры палинозоны, выделенной для данного интервала отложений, имеют сходство с поверхностными спектрами северо-западной части о. Сахалин (Gorbarenko et al., 2004).

Экологическая структура комплекса IV, близкая структуре танатоценозов северной части центрального района Охотского моря, свидетельствует о формировании отложений в условиях, отличающихся от современных и соответствующих эпохе похолодания. О снижении продуктивности морской экосистемы и низких температурах свидетельствуют и незначительные показатели CaCO_3 и $C_{\text{орг}}$ (рис. 4). Результаты диатомового анализа также подтверждают этот вывод. В это время отмечается активное развитие неритических и сублиторальных диатомей в пелагической области моря (Пушкарь, Черепанова, 2008). На суровость климата указывают и

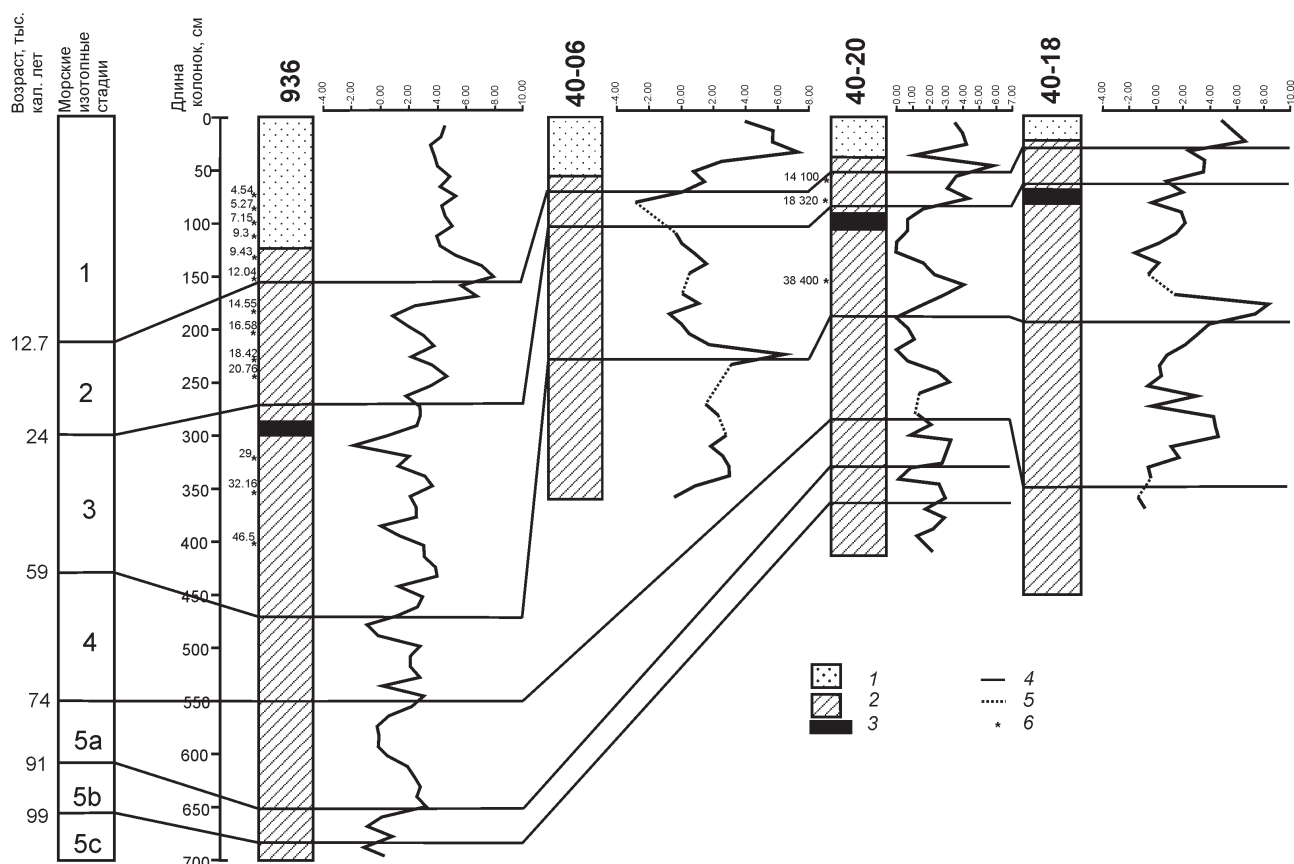


Рис. 4. Сопоставление изученных колонок на основе данных радиоуглеродного датирования, тифрохронологии, литологии и I_p изменения содержания фораминифер в осадках (экз/г осадка): 1 – алевритистая глина (диатомовый ил); 2 – терригенные осадки (пелиты, алевриты, глина, песок); 3 – пепловый прослой K2 (26 000 т.л.н.); 4 – границы МИС; 5 – перерывы в осадконакоплении; 6 – радиоуглеродные датировки, тыс. лет.

результаты палинологического анализа, согласно которым в Приохотье расширялись площади, занятые тундровыми ассоциациями (Gorbarenko et al., 2004). Интересно отметить присутствие в осадках МИС 4 раковин *G. scitula*. Если учесть, что связь Охотского и Японского морей в этот период ослабевала (Бараш и др., 2001), можно предположить, что данный вид приносился в центральную часть моря тихоокеанскими водами (Чеховская и др., 2001). *G. scitula* многими исследователями считается тепловодным, субтропическим видом (Бараш и др., 2001; Беляева, Бурмистрова, 2001; Чеховская и др., 2001; Lipps, Warme, 1966). В изученных пробах поверхностных осадков его максимальная концентрация приурочена к центральной части моря. В колонках он был встречен в отложениях не только межледниковых, но и ледниковых стадий. Таким образом, полученные данные позволяют говорить о более широком диапазоне толерантности *G. scitula* по отношению к температуре воды и пересмотреть экологию этого таксона. Стоит также отметить, что обилие раковин *G. scitula* в осадках, как правило, связано с зонами интенсивного вертикального перемешивания (Itou et al. 2001). Возможно, увеличение численности данного вида в отдельных интервалах осадков

свидетельствует о кратковременных периодах, в которые происходила активизация перемешивания вод в глубинных слоях.

Для осадков, сформировавшихся в самом начале МИС 3, отмечается увеличение показателей фораминиферного числа. В них также встречаются тепловодные таксоны, и увеличивается обилие *G. bulloides*, что может указывать на наступление более благоприятных условий для развития планктонных фораминифер. Стоит отметить, что этот асимбионтный вид, жизнедеятельность которого зависит от количества пищи в воде, достигает значительных концентраций при очень высоких скоростях формирования первичной продукции, которые, как правило, наблюдаются при максимуме цветения фитопланктона (Kincaid et al., 2000). Выявленное увеличение до 1.37% содержания $C_{орг}$ (рис. 3) в осадках этого интервала может отражать как раз такую ситуацию и указывать на увеличение температур поверхностных вод, вызванное, скорее всего, ранним потеплением каргинской эпохи (Кинд, 1974). Для Северо-Востока Сибири оно получило название Эликчан-4 (Андерсон и др., 1998). В пользу этого утверждения свидетельствуют и данные других анализов: увеличивается количество створок диатомей в

осадках; по данным изучения спор и пыльцы в составе растительных ассоциаций окружающей территории становится более весомым (до 60%) участие умеренно-теплолюбивых таксонов (Gorbarenko et al., 2004). На этом этапе развития морской экосистемы условия формирования осадков были близки современным. Выше по разрезу фиксируется тенденция постепенного снижения температур. В осадках, соответствующих поздним этапам МИС 3, встречено всего два вида: *N. pachyderma* и *G. bulloides*, причем, частота встречаемости первого в некоторых палеосообществах достигает 100% (рис. 3). Концентрации $C_{\text{орг}}$ и CaCO_3 уменьшаются до значений, соответствующим ледниковым эпохам. Все это может свидетельствовать о низкой биологической продуктивности планктонных сообществ. Палинологические данные также фиксируют ухудшение климатической обстановки. Резко до 5% сокращается содержание спор и пыльцы умеренно-теплолюбивых таксонов. Климат на западном побережье Охотского моря во время формирования этой палинозоны, по данным С.А. Горбаренко с соавторами (Gorbarenko et al., 2004), был суровее, чем современный.

Фауна фораминифер, характерная для отложений МИС 2, даже в периоды увеличения их продуктивности имела более холодноводный облик по сравнению с предыдущим комплексом. Условия формирования комплекса были значительно суровее, на что указывает увеличение участия спор и преобладание пыльцы кустарников в палиноспектрах интервала (Gorbarenko et al., 2004). Высокое обилие не только холодноводных неритических, но и сублиторальных видов диатомей свидетельствует не только о наступлении более холодноводных условий, но и о значительном понижении уровня моря, которое оценивается некоторыми исследователями до 100-140 м (Lambeck, Chappell, 2001; Williams et al., 1981). Это приводило к изменению гидрологического режима не только в Охотском море, но и влияющей на него океанографии северо-западной части Тихого океана (Лаухин и др., 2006; Pushkar, Cherepanova, 2011). Низкую продуктивность моря в течение этого периода японские исследователи объясняют уменьшением количества света, попадающего в эфотическую зону, вследствие того, что морской лед являлся препятствием для его проникновения в поверхностный слой воды (Seki et al., 2004). Другим объяснением этой ситуации может быть сокращение поступления питательных веществ из глубинных слоев к поверхности как следствие усиления стратификации поверхностных вод, возникающей в результате таяния большого количества льда летом (Narita et al., 2002). Низкие показатели фораминиферового числа, характерные для некоторых интервалов,

могли быть обусловлены ослаблением поступления питательных веществ в подповерхностные воды, населенные фораминиферами.

В осадках МИС 1 содержание раковин изменяется прямо или опосредованно в зависимости от температуры вод. Зафиксированные изменения концентраций фораминифер в отложениях этого периода колеблются от нескольких десятков в отложениях, соответствующих относительным похолоданиям, до нескольких тысяч экземпляров в осадках теплых периодов. Именно по резкому увеличению концентрации в осадках раковин фораминифер легко устанавливается граница между ледниковыми отложениями и осадками дегляциации (Чеховская и др., 2001). Наблюдается заметное увеличение концентраций CaCO_3 и $C_{\text{орг}}$ (рис. 3). Участие в палиноспектрах пыльцы представителей темнохвойной тайги и широколиственных лесов свидетельствует о повышении температур и влажности на континенте (Gorbarenko et al., 2004). Наиболее детально изменения условий осадконакопления в течение этого периода установлены в колонке 936. Увеличение содержания раковин фораминифер, зафиксированное в интервале 165-145 см, скорее всего, соответствует теплomu периоду аллеред. Осадки интервала 145-140 см с низкими показателями фораминиферового числа и ярко выраженным доминированием *N. pachyderma* sin, по-видимому, формировались в холодном позднем дриасе. Результаты других исследователей планктонных фораминифер в Охотском и Беринговом морях отражают аналогичную ситуацию (Беляева, Бурмистрова, 2003; Чеховская и др., 2001, 2008). Для этого интервала отмечается также относительное снижение значений CaCO_3 и $C_{\text{орг}}$ (рис. 3). И по данным палинологического анализа на фоне начавшегося потепления фиксируется кратковременное похолодание, которое вызвало сокращение в растительных сообществах роли широколиственных пород (Gorbarenko et al., 2004). Учитывая результаты абсолютного датирования, а так же данные о содержании CaCO_3 в осадках интервала 140-135 см, можно предположить, что он соответствует потеплению пребореала или терминации 1В. Возрастание концентрации пыльцы и спор умеренно-теплолюбивых таксонов также указывают на это. Можно предположить, что осадки интервала 125-127 см, отличающиеся высокими значениями фораминиферового числа (рис. 4), формировались во время потепления на границе пребореала и бореала — 9 300-8 300 л.н. (Кинд, 1974). Далее по разрезу наблюдается снижение фораминиферового числа, увеличение частоты встречаемости *N. pachyderma*, постепенное уменьшение концентрации CaCO_3 (рис. 3). Вероятно, планктонные фораминиферы развивались

в условиях более холодноводных, по сравнению с современными, при этом содержание растворенных солей кальция в воде, скорее всего, было низким. Данные диатомового анализа тоже указывают на похолодание (Пушкарь, Черепанова, 2008). В осадках интервала содержание створок диатомей резко снижается. Высокое обилие аркто-бореального вида *Rizisolenia hebetata* f. *hiemalis* Gran, который характерен для современных планктонных сообществ Берингова моря, свидетельствует о том, что температура поверхностных вод в это время могла быть ниже современной, а соленость несколько выше и близкой океанической (33-34‰). Скорее всего, время формирования осадков этого интервала соответствует новосанчуговскому похолоданию Сибири (8 300-7 900 л.н.) (Кинд, 1974). Похолодание на границе бореального и атлантического периодов отмечено многими исследователями (Зубаков, 1986; Кинд, 1974).

Становление современных условий осадко-накопления началось со времени формирования осадков интервала 100-95 см (колонка 936). Палеосообщества планктонных фораминифер интервала образуют виды, характерные для современных сообществ центральной части Охотского моря. Соотношение относительно тепловодных видов *G. glutinata*, *G. scitula*, *G. uvula* соответствуют современным биоценозам планктонных фораминифер из центральной части моря. Именно с глубины 100 см поступательно возрастает и численность створок диатомей в осадках, происходит становление современной охотоморской диатомовой флоры (Пушкарь, Черепанова, 2008). По результатам палинологического анализа в осадках наблюдается общее увеличение палиноморф и процентного содержания представителей древесно-кустарниковой группы (Gorbarenko et al., 2004). Повышение температур и влажности способствует постепенному развитию темнохвойной тайги, характерной для современной флоры Охотоморского региона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение планктонных фораминифер из поверхностных отложений позволило выявить особенности их распределения по площади Охотского моря. Установлено, что концентрация раковин в осадках возрастает с севера к центральной части и постепенно снижается по направлению к Курильским островам. В этом же направлении отчетливо возрастает и таксономическое разнообразие планктонных фораминифер, наибольшее количество таксонов (7) характерно для центрального района. В прибрежном районе встречается лишь левосторонняя форма *N. pachyderma*.

На основе выявленных особенностей танатоценозов из различных биогеографических районов Охотского моря были установлены закономерности смены экологической структуры фораминиферных палеосообществ в колонках. Это позволило реконструировать палеогеографические условия формирования отложений разных временных срезов плейстоцена-голоцена.

Увеличение фораминиферного числа в осадках, сформировавшихся во время МИС 1, наиболее ярко зафиксировало ряд потеплений, соответствующих неоплейстоцену и голоцену. Для осадков МИС 2, 3, 4 данный критерий не является таким показательным.

Установлена различная реакция отдельных видов на изменения океанографической ситуации в Охотском море в течение позднего плейстоцена-голоцена. Относительное увеличение частоты встречаемости *G. bulloides* в комплексе характерно для «теплой» МИС 3. Дополнительным критерием распознавания теплых стадий можно считать присутствие в палеосообществах *G. quinqueloba*. Однозначно трактовать наличие в палеосообществах других таксонов и говорить о них, как индикаторах тех или иных условий, пока преждевременно. Так, таксоны *N. pachyderma* dex, *G. glutinata*, *G. scitula* приблизительно с одинаковыми оценками обилия встречаются в осадках МИС 2, 3, 4. Появление данных видов в палеосообществах могло быть вызвано и кратковременными сезонными потеплениями. Наиболее высокие концентрации *N. pachyderma* sin, установленные в осадках «холодных» МИС 2 и 4, а так же отдельных периодов МИС 3 и 1, могут свидетельствовать об относительно низких температурах и усилении стратификации водной толщи.

Дополнительным критерием выявления особенностей гидрологической обстановки может являться степень растворения раковин фораминифер. Признаки растворения, которые выявлены на раковинах из осадков, соответствующих подстадии 5с, отдельным временным срезам МИС 3, скорее всего, говорят об активизации процессов перемешивания вод, повлекших усиление их агрессивности по отношению к карбонату кальция.

Присутствие тонкостенных форм при низких значениях фораминиферного числа указывает на низкое содержание в воде карбонатов, необходимых для построения раковины фораминифер, которое отмечено для всей Северной Пацифики. Особенно ярко подобная ситуация проявилась во время МИС 3 и позднем голоцене.

Таким образом, наиболее существенные изменения в экологической структуре палеосообществ планктонных фораминифер произошли

на рубеже стадий 1 и 2, в то время как переход между МИС 2 и 3, а также 3 и 4 выражен не столь отчетливо.

Несмотря на то, что планктонные фораминиферы не так широко используются при палеогеографических исследованиях в Охотском море, эту группу микроорганизмов можно считать достаточно информативной при всестороннем учете региональных особенностей фауны фораминифер.

Исследования поддержаны грантом ДВО РАН 13-III-B-08-177 и интеграционным проектом СО и ДВО РАН 12-II-CO-08-024.

Автор выражает благодарность А.Н. Деркачеву и С.А. Горбаренко (ТОИ ДВО РАН) за предоставленный для исследования материал, С.П. Плетневу (ТОИ ДВО РАН), В.С. Пушкарю (ДВГИ ДВО РАН) за ценные консультации и замечания, высказанные в процессе подготовки данной статьи.

Список литературы

- Атлас по океанографии Берингова, Охотского и Японского морей [Электронный ресурс] / И.Д. Ростов и др. Владивосток, 2007. 1 электрон. опт. диск (CD-ROM).
- Андерсон П.М., Ложкин А.В., Белая Б.В., Стеценко Т.В.* Новые данные по стратиграфии верхнечетвертичных отложений Северного Приохотья // Изменение природной среды Берингии в четвертичный период. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. С. 69-87.
- Бараш М.С.* Планктонные фораминиферы в осадках Северной Атлантики. М.: Наука, 1970, 103 с.
- Бараш М.С., Бубенищикова Н.В., Казарина Г.Х., Хусид Т.А.* О палеоокеанологии центральной части Охотского моря в течении последних 200 тыс. лет (по микропалеонтологическим данным) // Океанология. 2001. Т. 41. № 5. С. 755-767.
- Бараш М.С., Чеховская М.П., Бибо Н. и др.* О четвертичной палеоокеанологии юго-восточной части Охотского моря по литологии и планктонным фораминиферам // Океанология. 2005. Т. 45. № 2. С. 273-285.
- Бараш М.С., Матуль А.Г., Казарина Г.Х. и др.* Палеоокеанология центральной части Охотского моря в среднем плейстоцене (350-190 тысяч лет назад) по микропалеонтологическим данным // Океанология. 2006. Т. 46. № 4. С. 537-539.
- Беляева Н.В., Бурмистрова И.И.* Эволюция сообществ планктонных фораминифер и палеоокеанология Юго-Восточной части Охотского моря за последние 25 тысяч лет // Океанология. 2001. Т. 41. № 2. С. 245-251.
- Беляева Н.В., Бурмистрова И.И.* Планктонные фораминиферы в осадках Охотского моря // Океанология. 2003. Т. 43. № 2. С. 219-227.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Отв. ред. Терзиев В.С. СПб: Гидрометеоздат, 1998. 342 с.
- Горбаренко С.А., Чеховская М.П., Соутон Дж.Р.* О палеосреде центральной части Охотского моря во время последнего оледенения голоцена // Океанология. 1998. Т. 38, № 2. С. 305-308.
- Зубаков В.А.* Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометиздат, 1986. 288 с.
- Иванова Е.В.* Глобальная термохалинная палеоциркуляция. М: Научный мир, 2006. 320 с.
- Кинд Н.В.* Поздний плейстоцен. М.: Наука, 1974. 230 с.
- Лаухин С.А., Цзянь Чжисмин, Пушкарь В.С., Черепанова М.В.* Последнее оледенение на севере Восточной Чукотки и его роль в палеоокеанографии Северной Пацифики // ДАН. 2006. Т. 411А. № 9. С. 1422-1425.
- Плетнев С.П., Черепанова М.В., Иванова Е.Д. и др.* Биостратиграфическое расчленение верхнечетвертичных отложений Охотского моря на юге возвышенности Института Океанологии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 4. С. 106-120.
- Пушкарь В.С., Черепанова М.В.* Диатомовые комплексы и корреляция четвертичных отложений северо-западной части Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2008. 174 с.
- Саидова Х.М.* Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 232с.
- Хусид Т.А., Беляева Н.В., Чеховская М.П. и др.* Фораминиферы в верхнеплейстоценовых и голоценовых осадках (Впадина Дерюгина, Охотское море) // Океанология. 2009. Т. 49. № 5. С. 762-772.
- Чеховская М.П., Басов И.А.* Планктонные фораминиферы в осадках юго-восточной части Охотского моря (последние 20000 лет) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 90-101.
- Чеховская М.П., Басов И.А., Горбаренко С.А.* Позднечетвертичные планктонные фораминиферы северо-восточного окончания Курильской котловины (Охотское море, ст. В34-98) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 99-112.
- Чеховская М.П., Басов И.А., Матуль А.Г. и др.* Планктонные фораминиферы: изменение видового состава и продуктивность в южной части Берингова моря в позднем плейстоцене

- и голоцене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 108-122.
- Щедрина З.Г.* Новые данные по фауне фораминифер Охотского моря и ее распространение // Труды Зоологического Института АН СССР. 1953. Т. 13. С. 12-32.
- Щедрина З.Г.* Фауна фораминифер (Foraminifera) Южного Сахалина и Южных Курильских островов // Исследования дальневосточных морей. 1958. Т. 5. С. 5-41.
- Barbieri R., Hohenegger J., Pugliese N.* Foraminifera and Environmental Micropaleontology // Marine Micropaleontology. 2006. V. 61. P. 1-3.
- Bauch H.A.* Test size variation of planktonic foraminifers as response to climate changes // Fourth International conference of Paleooceanography. ICP IV Kiel, Germany, 1992. P. 56.
- Ito M., Ono T., Oba T., Noriki S.* Isotopic composition and morphology of living *Globorotalia scitula*: a new proxy of subintermediate ocean carbonate chemistry? // Mar. Micropaleontol. 2001. V. 42. P. 18-210.
- Gorbarenko S.A., Southon J.R., Keigwin L.D. et al.* Late Pleistocene Holocene oceanographic variability in the Okhotsk Sea: geochemical, lithological and paleontological evidence // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2004. V. 209. P. 281-301.
- Kincaid E., Thunell R. C., Le J. et al.* Planktonic foraminiferal fluxes in the Santa Barbara Basin: response to seasonal and interannual hydrographic changes // Deep-Sea Res. II. 2000. V. 47. P. 1157-1176.
- Kurihara K.* Planktonic Foraminifera of piston cores from the Kuril Basin, the Sea of Okhotsk // St. Paul's Rev. Science. 1982. V. 4. №3. P. 65-77.
- Lambeck K., Chappell J.* Sea level change through the last glacial cycle // Science. 2001. V. 292. P. 679-686.
- Lipps J.H., Warme J.E.* Planktonic foraminiferal biofacies in the Okhotsk sea // Contrib. Cushman Found. Foramin. Res. 1966. V. 17. Pt. 4. P.125-134.
- Martinson D.J., Pisias N.G., Hays J.D. et al.* Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: Development of high – resolution 0 to 300000-year chronostratigraphy // Quat. Res. 1987. V. 27. P. 1-29.
- Narita H., Sato M., Tsunoga S. et al.* Biogenic opal indicating less productive northwestern North Pacific during the glacial ages // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. P. 17-32
- Pushkar V.S., Cherepanova M.V.* Beringia: Impact on paleoclimates of northeast Asia and North Pacific during Last Pleistocene glaciation // Quaternary International. 2011. V. 237. P. 32-38.
- Seki O., Ikehara M., Kawamura K. et al.* Reconstruction of paleoproductivity in the Sea of Okhotsk over the last 30 kyr // Paleooceanography. 2004. V. 19. PA1016. P. 1-18.
- Williams D.F., Moore W.S., Fillon R.H.* Role of glacial Arctic Ocean ice sheets in Pleistocene oxygen isotope and sea level records // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 56. P. 157-166.

PALEOGEOGRAPHY OF SEDIMENTATION IN SEA OF OKHOTSK DURING LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE (BASED ON DATA FROM PLANKTONIC FORAMINIFERA ANALYSIS)

Romanova A.V.

Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok

Planktonic foraminifera were studied in recent and Pleistocene –Holocene sediments of the Okhotsk Sea. Based on patterns of planktonic foraminifera abundances and ecological structures of paleoassemblages the author revealed trends of paleooceanological changes in Late Pleistocene-Holocene. It allowed proposing criteria to distinguish paleogeographical events for the past 100 ky using foraminifera data. «Warm» marine isotope stage (MIS) 1 is characterized by rapid increase of foraminiferal abundance. For interglacial MIS 3 fluctuation of *Globigerina bulloides* and *Globigerina quinqueloba* frequency increases. The highest abundances of *Neogloboquadrina pachyderma* sin were revealed for «cold» MIS 2 and 4.

Keywords: planktonic foraminifera, Late Pleistocene, Holocene, paleogeography, Sea of Okhotsk.