

## ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ ОХОТСКОГО МОРЯ

А.В. Романова<sup>1</sup>, М.В. Черепанова<sup>2</sup>, С.А. Горбаренко<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100-лет Владивостоку 159,  
г. Владивосток, 690022; e-mail: sandra\_ru@bk.ru

<sup>2</sup>ФГБУН Биолого-почвенный институт ДВО РАН, пр. 100-лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022

<sup>3</sup>ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ул. Балтийская 43,  
г. Владивосток, 690041

Поступила в редакцию 20 ноября 2012 г.

Изучены планктонные фораминиферы из плейстоцен-голоценовых осадков колонки 936 (центральная часть Охотского моря). Выделены пять комплексов фораминифер, соответствующих пяти морским изотопным стадиям (МИС), установленным ранее для данной колонки. Выявлены особенности фораминиферных палеосообществ, сформировавшихся в определенных палеогеографических ситуациях. Для «теплой» МИС 1 наблюдается резкое увеличение фораминиферного числа. Для межледникового, соответствующего МИС 3, характерно относительное увеличение частоты встречаемости *Globigerina bulloides* и *Globigerina quinqueloba*. В осадках «холодных» МИС 2 и 4 установлены наиболее высокие концентрации *Neogloboquadrina pachyderma* sin.

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

### ВВЕДЕНИЕ

Окраинные дальневосточные моря являются крайне чувствительными к глобальным изменениям циркуляции атмосферы и Мирового океана [12, 18, 47]. Донные осадки этих морей сохраняют информацию о происходивших в северной части Тихого океана климатических плейстоцен-голоценовых событиях. В первую очередь флуктуации палеоклимата затрагивали верхние слои воды и обитавших здесь планктонных организмов, игравших осадкообразующую роль [9, 47].

Планктонные фораминиферы, являющиеся чуткими индикаторами изменений температурного режима и солености поверхностных вод, широко используются для расшифровки палеоклиматических сигналов. Особенности экологической структуры палеосообществ планктонных фораминифер Охотского моря обусловлены его океанографическими условиями: резкой водной стратификацией, наличием дихотермального слоя, особым взаимодействием местной шельфовой и приходящей тихоокеанской водных масс, ярко выраженной сезонностью температур, отсутствием или глубоким положением (800–1000 м) относительно теплого мезо-

термального слоя, длительным периодом сезонного ледостава [7, 8, 13, 19].

Работ, посвященных использованию планктонных фораминифер как биостратиграфического инструмента в Охотском море, относительно немного, так как их стратиграфическая значимость уступает таким группам микроорганизмов, как диатомеи и радиолярии. Фораминиферы Охотского моря в верхнечетвертичных осадках ранее изучались М.П. Чеховской с соавторами [10, 24, 25], М.С. Барашем с коллегами [3, 4], Н.В. Беляевой и И.И. Бурмистровой [5], С.П. Плетневым с соавторами [20]. Указанные работы в основном посвящены реконструкциям палеоокеанологических условий Охотского моря во время последнего ледникового и голоцена. Изучение планктонных фораминифер, особенностей распределения отдельных видов из более древних отложений детально не проводилось. Эту группу микроорганизмов можно считать достаточно информативной при правильной интерпретации полученных данных. Для этого необходимо установить основные критерии изменений палеосообществ планктонных фораминифер по разрезу, вызванных флуктуациями параметров среды их обитания. Важным является комплексное, всестороннее

изучение компонентов осадков. Примером проведения такого рода исследований является колонка 936, поднятая в центральной части Охотского моря [36]. Целью настоящего исследования было проанализировать реакцию планктонных фораминифер Охотского моря на климатические изменения в позднем плейстоцене–голоцене и провести корреляцию полученных данных с результатами других анализов, выполненных для данной колонки.

#### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Методом фораминиферового анализа из колонки 936 (рис. 1) было изучено 75 проб (интервал опробования 10 см), которые обрабатывались по стандартной методике [2]. Песчаная фракция подвергалась квартованию до получения навески, содержащей не менее 300 раковин. Оставшаяся часть фракции просматривалась полностью для выявления редких видов. Образцы с малым содержанием раковин анализировались без квартования. Для каждой из изученных проб проведен таксономический анализ фораминифер, установлены количественные соотношения выявленных видов внутри палеосообществ и рассчитано фораминиферовое число – количество экземпляров раковин на грамм сухого осадка. Авторы придерживались принципов таксономической классификации Бе [29].

#### ФОРАМИНИФЕРЫ ПЛАНКТОНА ИЗ ПОВЕРХНОСТНЫХ ОСАДКОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ

Распространение планктонных фораминифер и особенности экологической структуры образуемых ими сообществ определяются океанографией Охотского моря, прежде всего, наличием подповерхностного дихотермального слоя. Для более корректной палеогеографической интерпретации полученных данных за исходную точку мы брали сообщество планктонных фораминифер, обитающих в районе отбора колонки в настоящее время. Представление о современном сообществе планктонных фораминифер центральной части Охотского моря было получено из работы С. Альдерман [26], посвященной исследованию материала из седиментационных ловушек, установленных в точке с координатами 53°19' с.ш. и 149°50' в.д. на глубине 256 м. Проведенное нами изучение планктонных фораминифер из поверхностных осадков этого района показало, что видовой состав и процентное соотношение видов в биоценозе и танатоценозе практически идентичны (табл.) [22]. На близко расположенных станциях отбора проб отмечены: хорошая сохранность раковин фораминифер, наличие мелких тонкостенных раковин, отсутствие обломков и следов их разрушения.

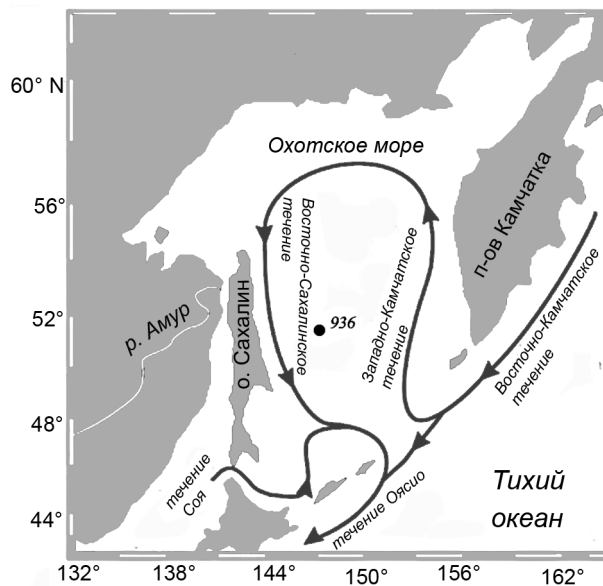


Рис. 1. Схема циркуляции вод Охотского моря и положение изученной колонки 936.

Таблица. Сравнение состава планктонных фораминифер в современных осадках и ловах Центральной части Охотского моря.

Виды	Седиментационные ловушки (Alderman, 1996)*	Поверхностные осадки (Романова, неопубликованные данные)**
<i>N. pachyderma</i> sin	57 %	56 %
<i>G. bulloides</i>	31 %	37 %
<i>G. quinqueloba</i>	8 %	4 %
<i>N. pachyderma</i> dex	1 %	1 %
<i>G. uvula</i>	<1 %	<1 %
<i>G. glutinata</i>	<1 %	<1 %
<i>G. scitula</i>	<1 %	<1 %

Примечание. \* – ловушка с координатами 53°19' с.ш., 149° 50' з.д., глубина 256 м. \*\* – станция с координатами 53° 30' с.ш., 149°50' з.д., глубина 1115 м.

Все это может свидетельствовать о том, что процессы растворения раковин фораминифер в этом районе в настоящее время не установлены. Вместе с тем, данные по поверхностным осадкам, полученные для других районов Охотского моря [6, 22, 25, 40], указывают на растворение раковин. Именно здесь встречаются корродированные, разрушенные раковины фораминифер, отсутствуют тонкостенные формы, и доминирует устойчивый к растворению вид *Neogloboquadrina pachyderma* sin (до 100 %) [22].

Как показали наши исследования, видовой состав планктонных фораминифер из современных

осадков Охотского моря близок к субарктической фауне северо-западной части Тихого океана [22]. Насыщенность осадков раковинами возрастает с севера к центральной части и постепенно снижается по направлению к Курильским островам. Максимальная концентрация фораминифер характерна для 48–50° с.ш., значения фораминиферного числа в этих широтах достигают 3500 экз./г [22]. Наиболее распространенными и многочисленными видами в регионе исследования являются *N. pachyderma* sin и *Globigerina bulloides* [22], содержание которых в поверхностных осадках изменяется от 56 до 100 % и от 4 до 37 %, соответственно. Средние показатели обилия *N. pachyderma* sin для центрального района составляют 68–71 %, *G. bulloides* – 18–21 %. *N. pachyderma* dex, впрочем, как и другие, более теплолюбивые виды, появляется в осадках южнее 55° с.ш. [22]. Содержание данной формы сохраняется невысоким по всему меридиональному профилю, максимальное участие данного таксона в танатоценозах составляет 4.5 %. В районах влияния тихоокеанских течений, поступающих в Охотское море через северные курильские проливы, распространены *Globigerina quinqueloba* (Natland), *Globigerinita glutinata* (Egger), *G. uvula* (Ehrenberg) [22]. Концентрация раковин последней изменяется от 2.4 до 4.3 %. Вид *G. uvula* представлен единичными раковинами и встречается с 51° с.ш. Содержание *G. glutinata* незначительно и не превышает 1 %. Проникновение относительно тепловодного вида *Globorotalia scitula* (Brady) в Охотском море может быть связано как с теплыми течениями Соя, так и с течениями проливов Курильских островов. Его концентрация остается в пределах 1.2 %. Относительно теплолюбивые виды, при их незначительной концентрации в поверхностных осадках центральной части Охотского моря постоянно присутствуют в отложениях и имеют определенную закономерность в распределении по площади моря [22], что позволяет считать их автохтонными.

#### ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ИЗ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ

Видовой состав планктонных фораминифер из плейстоцен-голоценовых осадков колонки 936 имеет ярко выраженный северо-бореальный облик и представлен семью относительно холодноводными видами и разновидностями, имеющими определенную связь с климатическими условиями: *N. pachyderma* sin и dex, *G. bulloides*, *G. quinqueloba*, *G. glutinata*, *G. uvula*, *G. scitula*. По всему разрезу доминирует *N. pachyderma* sin. Вторым по встречаемости видом является *G. bulloides*. Вместе содержание этих двух видов со-

ставляет в палеосообществах планктонных фораминифер до 80–100 %.

Сравнительный анализ данных изучения планктонных фораминифер с результатами других видов анализов (абсолютного датирования, изотопно-кислородного, хроностратиграфии, геохимических, палинологического, диатомового методов) [36] позволил выделить пять комплексов, соответствующих МИС 1 – 5. За возрастную и палеогеографическую модель в наших исследованиях были приняты данные по колонке 936, полученные ранее [36]. Количественное распределение видов и их соотношение в интервалах осадков, охарактеризованных комплексами, испытывают значительные колебания, отражая климатические и гидрологические изменения, что послужило основанием для выделения в объемах комплексов фораминиферных палеосообществ.

**Комплекс V** (интервал 698–545 см) соответствует МИС 5 (подстадии 5.1–5.3). Для осадков этого интервала характерна невысокая (1–30 экз./г) концентрация планктонных фораминифер. Содержание доминирующего вида *N. pachyderma* sin колеблется от 60 до 100 % (рис. 2). С меньшими оценками обилия (до 28 %) встречен *G. bulloides*. Экологическая структура комплекса в пределах интервала неоднородна, что позволило выделить в изученном интервале осадков три палеосообщества.

Характерной особенностью палеосообщества **Vc** (интервал 699–650 см) является ярко выраженное доминирование холодноводной *N. pachyderma* sin (72–85 %) и высокое процентное содержание бореальной *G. bulloides* до 23 % (рис. 2). Лишь в интервале 680–682 см в осадках встречаются единичные раковины *N. pachyderma* dex. Такое соотношение видов в современных сообществах характерно для северных районов Охотского моря [22]. По данным Альдерман [26], максимальные концентрации *N. pachyderma* sin и *G. bulloides* наблюдаются при сильно выраженной сезонности бассейна, стратификации поверхностных вод и их высокой продуктивности. Вместе с тем, количество планктонных фораминифер в осадке не превышает 2.5 экз./г сухого осадка. Скорее всего, условия формирования отложений все-таки не соответствовали современным и обуславливали низкую биологическую продуктивность поверхностных вод и, возможно, более высокую интенсивность процессов растворения. Об этом же свидетельствуют и низкие концентрации  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$  (рис. 3). По данным палинологического анализа также установлено, что климатические условия во время формирования этих отложений были несколько холоднее и, вероятнее, суше современных [36]. Осадки, охарактеризованные этим палеосообществом, соответствуют МИС 5.3.

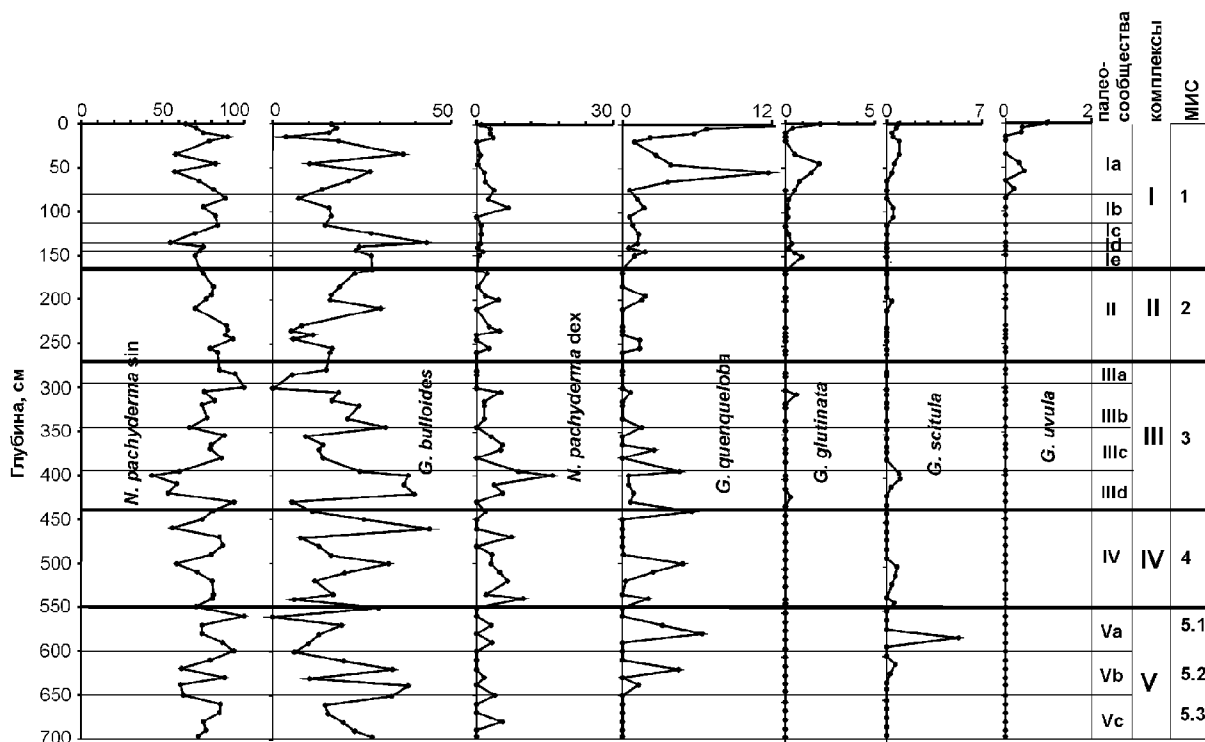
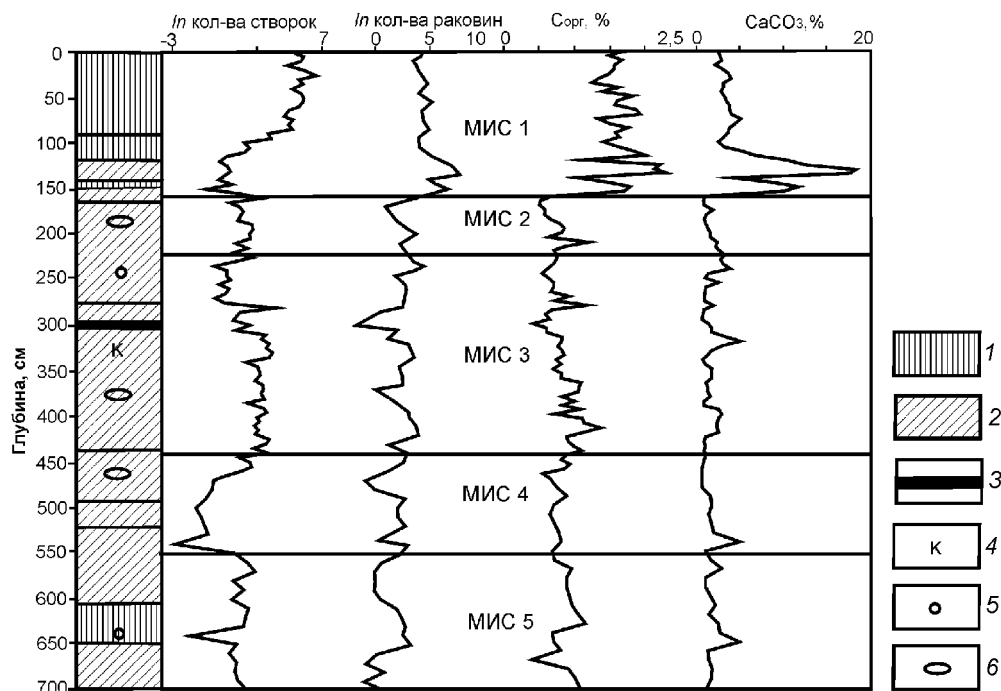


Рис. 2. Распределение видов планктонных фораминифер в осадках колонки 936 (в %).

В палеосообществе **Vb** (650–605 см) отмечается снижение участия *N. pachyderma sin* до 60 % (рис. 2), а содержание *G. bulloides* возрастает до 37 %. В составе комплекса также встречаются *N. pachyderma dex*, *G. quinqueloba*, *G. scitula*. На глубине 620 см отмечается некоторое увеличение (до 4.5 %) содержания *G. quinqueloba*. Характерной особенностью палеосообщества является заметное увеличение численности планктонных фораминифер (до 26 экз./г осадка), в то время как спектры палинозоны данного интервала и экологическая структура диатомовых палеосообществ соответствуют прохладным условиям их формирования [36]. Возможно, повышение концентрации фораминифер в осадке связано с меньшей агрессивностью вод по отношению к карбонату кальция. Это подтверждается отсутствием следов растворения на раковинах, наличием в осадке тонкостенных форм и относительным повышением концентрации  $\text{CaCO}_3$  (рис. 3). Не исключено, что раковины относительно тепловодных таксонов фораминифер были принесены течениями из более южных районов. Данное предположение подтверждается присутствием в структуре диатомового комплекса видов, не характерных для данного района. В диатомовом палеосообществе отмечены сублиторальные, пресноводные и даже неогеновые виды [21]. На глубине 642–640 см наблюдается резкое сокращение численности ство-

рок диатомей в 1 г осадка до 216 тыс. (рис. 3). Это может говорить о том, что во время накопления осадков этого интервала поверхность Охотского моря в месте отбора колонки покрывалась льдом на более продолжительное время и вегетационный период для диатомей был небольшим. В то время как фораминиферы, обитающие на более низких глубинах, в меньшей степени зависят от ледового фактора. Время формирования палеосообщества этого интервала соответствует МИС 5.2.

В осадках, охарактеризованных палеосообществом **Va** (605–545 см), вновь отмечается снижение численности раковин планктонных фораминифер (до 10 экз./г сухого осадка). В нижней части интервала зафиксировано резкое возрастание содержания *N. pachyderma sin* (до 100 %), которое плавно снижается вверх по разрезу к глубине 580 см. В осадках до 6.5 % увеличивается концентрация умеренно тепловодного вида *G. quinqueloba*, встречены единичные раковины тепловодных *N. pachyderma dex*, *G. scitula*. Повышенные концентрации *G. quinqueloba*, по мнению некоторых авторов [27], служат индикатором усиления гидродинамической активности. Для осадков данного интервала показатели  $\text{CaCO}_3$  изменяются в пределах 1.3–2.6 %, а также характерны невысокие (0.68–0.95 %) содержания  $\text{C}_{\text{орг}}$  (рис. 3). Вероятно, слабая насыщенность вод питательными веществами в



**Рис. 3.** Изменение показателей литологического состава, фораминиферного числа ( $\ln$ ), количества створок диатомей ( $\ln$ ), содержания  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$  в (%) в осадках колонки 936.

1 – пелитовые илы, 2 – пелито-алевритовые илы, 3 – вулканический прослой K2 (26 000 л. н.), 4 – комковатая структура, 5 – галька, 6 – линзы пелитового материала.

период формирования отложений данного интервала служила одной из причин уменьшения количества фораминифер. В палеосообществах диатомей участвует ледовая форма – *Nitzschia grunowii*, обитающая у кромки льда и даже на его поверхности [21]. По-видимому, температурный фон стал несколько выше по сравнению с условиями формирования осадков предыдущего интервала, но все еще оставался холоднее современного. Об этом также свидетельствуют и данные палинологического анализа. Спектры палинозоны, выделенной для данного интервала, имеют сходство с поверхностными спектрами северо-западной части Сахалина [36]. Представленное палеосообщество формировалось во время МИС 5.1.

**Комплекс IV** (интервал 550–455 см) сформировался во время МИС 4. Содержание планктонных фораминифер в осадках остается невысоким (1–21 экз./г). Комплекс очень схож с комплексом планктонных фораминифер интервала 650–605 см. Доминирует *N. pachyderma* sin (80 % и выше). Встречаются отдельные раковины *G. scitula*. На глубине 500–502 см относительный пик численности дает *G. quinqueloba* (5 %). Оценки обилия *G. bulloides* колеблются от 6 до 32 %, в среднем составляя 20 % (рис. 2). Такое процентное соотношение видов планктонных фораминифер в комплексе может соответствовать эпохе похолодания.

Низкие концентрации  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$  свидетельствуют в пользу данного предположения (рис. 3). Результаты диатомового анализа также подтверждают этот вывод [21]. Активное развитие неритических видов в пелагической области моря в это время [21], скорее всего, отражает ситуацию, о которой писала А.П. Жузе [14]. Во время ледниковых эпох покровные льды в окраинных морях вытесняют неритические и даже сублиторальные виды из привычных для них мест обитания. В периоды кратковременного вскрытия ледового покрова холодолубивая флора развивается у кромки льда, распространяясь далеко в открытые области морей. На похолодание также указывают результаты палинологического анализа, согласно которым в Приохотье большее распространение в это время имели тундровые ассоциации [36].

**Комплекс III** (455–280 см) соответствует МИС 3. Численность фораминифер в осадке варьирует от 1 до 53 экз./г. Структура комплекса неоднородна.

В осадках нижней части интервала 455–395 см зафиксированы относительно высокие значения фораминиферного числа (до 53 экз./г). Эти отложения охарактеризованы палеосообществом **III<sub>d</sub>**. Содержание *N. pachyderma* sin несколько сокращается и изменяется от 43 до 74 %. Участие бореального вида *G. bulloides* увеличивается до 38 %. 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 [32, 35, 38]. В осадках этого интервала отмечается относительное увеличение содержания  $C_{\text{орг}}$  до 1.37 % (рис. 3), что может отражать такую ситуацию. Следов механического разрушения и растворения раковин не обнаружено. Дополнительным доказательством отсутствия растворения можно считать и присутствие в осадке самого неустойчивого к растворению вида *G. glutinata*, причем его концентрация увеличивается до 6 %. Палеосообщество также формируют относительно тепловодные *N. pachyderma* dex (до 6 %), *G. quinqueloba* (до 5 %), *G. scitula* (до 1 %). Все это может указывать на увеличение температур поверхностных вод, вызванное ранним потеплением каргинской эпохи [16]. Для Северо-Востока Сибири оно получило название Эликчан-4 [1]. 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 участие умеренно-теплолюбивых форм становится более значительным (до 60 %) [36].

В осадках интервала 395–355 см наблюдается тенденция к снижению значений фораминиферового числа до 1 экз./г осадка, что дало основание для выделения палеосообщества **IIIc**. Здесь также установлено резкое увеличение (до 87 %) содержания *N. pachyderma* sin (рис. 2). Сокращение содержания фораминифер совпадает со снижением в осадках концентрации  $\text{CaCO}_3$ . Палеосообщество также включает *G. bulloides*, *N. pachyderma* dex, *G. quinqueloba*, *G. scitula*. Данные диатомового анализа свидетельствуют о том, что температура поверхностных вод была несколько ниже, чем во время формирования палеосообщества из подстилающих осадков. Наблюдается также и тенденция к снижению в палинологических спектрах содержания спор и пыльцы теплолюбивых таксонов. Характерным типом растительности окружающей территории в это время были березо-лиственные леса, что свидетельствует о низких температурах и влажности [36].

В осадках, охарактеризованных палеосообществом **IIIb** (355–305 см), отмечается увеличение фораминиферового числа до 40 экз./г. Содержание *N. pachyderma* sin снижается до 66 % (рис. 2). Участие вида *G. bulloides* увеличивается до 24 %. Также в палеосообществе встречены относительно тепловодные *N. pachyderma* dex, *G. quinqueloba* и *G. glutinata*.

Данное палеосообщество формировалось в условиях относительного, по сравнению с подстилающими осадками, повышения температуры поверхностных вод. В интервале 345–335 см отражается тенденция к потеплению не только в сообществах планктонных фораминифер, но и диатомей [21]. Здесь также увеличивается концентрация  $\text{CaCO}_3$  до 5 %, в то время как значения  $C_{\text{орг}}$  остаются в пределах 0.6–0.8 %.

Низкое содержание фораминифер в осадке, установленное в интервале 305–280 см, а также выявленные особенности экологической структуры фораминиферо-палеосообществ позволили выделить палеосообщество **IIIa**. В осадках встречены хорошо сохранившиеся раковины всего двух видов: *N. pachyderma* sin (84–100 %) и *G. bulloides* (0–15 %) (рис. 2). Концентрации  $C_{\text{орг}}$  и  $\text{CaCO}_3$  уменьшаются по сравнению со значениями предшествующего интервала. Вероятно, данное палеосообщество формировалось в условиях, определявших низкую биологическую продуктивность. Палинологические данные также фиксируют похолодание. Резко до 5 % сокращается содержание спор и пыльцы умеренно теплолюбивых таксонов. Климат на западном побережье Охотского моря во время формирования этой палинозоны, скорее всего, был холоднее, чем современный [36].

**Комплекс II** (280–160 см) формировался во время МИС 2. Для осадков интервала в целом характерно уменьшение содержания фораминифер. В комплексе увеличивается участие *N. pachyderma* sin, отмечается более низкая концентрация, а в некоторых интервалах даже отсутствие, относительно тепловодных видов. В интервалах 260–245 см, 235–210 см, 200–170 см наблюдается тенденция к снижению фораминиферового числа (до 2 экз./г осадка), которая совпадает с понижениями содержания  $\text{CaCO}_3$  и  $C_{\text{орг}}$  (рис. 3). Для палеосообществ этих интервалов также характерно высокое содержание *N. pachyderma* sin (до 93 %) и сокращение участия *G. bulloides* (до 5.6 %). Сообщества интервалов 255–257 см, 245–235 см, 210–200 см, 170–165 см, напротив, характеризуются увеличением содержания раковин в осадке (до 108 экз./г осадка). Присутствие *N. pachyderma* sin остается в пределах 70 % от общего количества планктонных фораминифер. В палеосообществах интервалов 255–257, 210–200 см появляются *N. pachyderma* dex и *G. quinqueloba*. Таким образом, фауна фораминифер даже в периоды увеличения их продуктивности имела более холодноводный облик по сравнению с предыдущим комплексом. Увеличение участия спор и преобладание пыльцы кустарников в палиносpectрах интервала [36] также указывает на похолодание. Анализируя видовой состав и количественные характеристики палеосообществ диатомей [21], можно предположить, что представленный ком-

плекс формировался при температурах поверхностных вод значительно ниже современных, а также более значительном по продолжительности и площади ледовом покрове во время МИС 2. Тем не менее, увеличение количества материала ледового разноса [11] и развитие диатомей в средней и южной частях моря [14] во время оледенения свидетельствуют о том, что морской лед все-таки таял в летний сезон в основной части бассейна. В результате на дно поступало значительное количество грубообломочного материала, а также увеличивалась продуктивность видов диатомей, обитающих вблизи кромки льда. Высокое обилие не только холодноводных неритических, но и сублиторальных, а также пресноводных видов свидетельствует еще и о значительном понижении уровня моря, которое оценивается некоторыми исследователями до 100–140 м [41, 48]. Это приводило к изменению гидрологического режима не только в Охотском море, но и влияющей на него океанографии северо-западной части Тихого океана [17, 44].

**Комплекс I** (интервал 160–0 см) соответствует МИС 1. В осадках, охарактеризованных данным комплексом, увеличивается содержание фораминифер, а также отмечаются высокие концентрации относительно тепловодных видов. Доминирующим видом является *N. pachyderma* sin, но доля его участия ниже, чем в комплексах, соответствующих МИС 2 и 4.

В интервале 160–145 см выделено палеосообщество **Ie**. В осадках интервала отмечается заметное увеличение содержания фораминифер (до 872 экз./г). Именно по резкому увеличению их концентрации в осадках легко устанавливается граница между ледниковыми отложениями и осадками дегляциации [25]. Палеосообщество помимо *N. pachyderma* sin и *G. bulloides* формируют *N. pachyderma* dex, *G. glutinata*, *G. quinqueloba*. Содержание *N. pachyderma* sin снижается до 69 %, а *G. bulloides*, наоборот, увеличивается до 30 %. С этой глубины в колонке наблюдается заметное увеличение концентраций  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$  (рис. 3). Участие в палинеспектрах пыльцы представителей темнохвойной тайги и широколиственных лесов свидетельствует о повышении температур и влажности на континенте [36]. Данный интервал, скорее всего, соответствует периоду первой фазы дегляциации (терминация 1А), отмеченном отрицательным сдвигом содержания  $\delta\text{O}^{18}$  в изотопном составе раковин [10] или теплым событиям беллинг и аллеред.

В осадках интервала 145–140 см, которому соответствует палеосообщество **Id**, фиксируется снижение численности раковин до 123 экз./г. Экологическая структура палеосообщества близка по всем характеристикам к структуре сообщества последнего оледенения. В нем до 80 % возрастает доминирование *N.*

*pachyderma* sin. По-видимому, отложения интервала формировались в позднем дриасе. Данные других исследователей отражают аналогичную ситуацию [5, 24, 25]. Также отмечается относительное снижение концентраций  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$  (рис. 3). И по данным палинологического анализа на фоне общего потепления фиксируется кратковременное похолодание, которое вызвало сокращение в растительных сообществах роли широколиственных пород [36].

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). Доля *G. bulloides* увеличивается до 40 %. Учитывая результаты абсолютного датирования, а также данные по содержанию  $\text{CaCO}_3$  в осадках этого интервала [36], можно предположить, что он соответствует начавшемуся потеплению голоцена или терминации 1В. Результаты палинологического анализа также указывают на потепление, что фиксируется по возрастанию концентрации пыльцы и спор умеренно-теплолюбивых таксонов [36]. В диатомовых палеосообществах из этого интервала увеличивается содержание умеренно-тепловодной *Thalassiosira eccentrica* (Ehr.) Cl. (до 29.4 %) и доминирующего таксона современных сообществ диатомей района исследования – *Th. latimarginata* Makar. (до 23.2 %) [36]. Для осадков интервала 125–127 см характерны высокие показатели насыщенности образцов планктонными фораминиферами (1277 экз./г). В палеосообществе диатомей этого интервала отмечается увеличение содержания пелагических (до 58 %) и тепловодных таксонов (до 16 %) [36]. Это свидетельствует о том, что во время формирования отложений этого интервала климатические условия были несколько теплее по сравнению с предыдущими. Можно предположить, что осадки интервала формировались во время «бореального оптимума» – 9 300–8 300 л. н. [15].

В отложениях интервала 115–95 см происходит снижение фораминиферового числа (до 55 экз./г), увеличивается частота встречаемости *N. pachyderma* sin (до 83 %). Это послужило основанием для выделения палеосообщества **Ib**. В осадках встречены единичные раковины других видов фораминифер, характерные для предыдущего интервала. Концентрация  $\text{CaCO}_3$  постепенно уменьшается (рис. 3). Вероятно, планктонные фораминиферы обитали в условиях более холодноводных по сравнению с современными. Данные диатомового анализа также указывают на похолодание [36]. В осадках интервала содержание створок диатомей резко снижается (рис. 3). 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 – близкой океанической [14, 45]. Похолодание на границе бореального и атлантического периодов отмечено многими исследователями [15, 16, 23].

В формировании палеосообщества **Ia** (95–0 см) принимают участие все виды, характерные для современных сообществ центральной части Охотского моря. Возрастает концентрация *G. bulloides* (до 37 %). Отмечается относительный пик численности *G. quinqueloba* (14 %). Соотношение видов *G. glutinata*, *G. scitula*, *G. uvula* соответствует данным, полученным для современных биоценозов планктонных фораминифер из центральной части моря [22]. Присутствие этих видов в осадке указывает на отсутствие влияния растворения. Об этом также свидетельствуют относительно высокие содержания  $\text{CaCO}_3$  (рис. 3). Количество фораминифер в осадке достаточно высокое (до 209 экз./г). С глубины 100 см поступательно возрастает численность створок диатомей в осадках, и происходит становление современной охотоморской диатомовой флоры [21]. По результатам палинологического анализа также наблюдается увеличение процентного содержания представителей древесно-кустарниковой группы [36]. Повышение температур и влажности способствует постепенному развитию темнохвойной тайги, характерной для современной флоры Охотоморского региона.

#### ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДКОВ

Колебания климатических и гидрологических параметров среды, как в настоящем, так и в прошлом, проявляются в изменениях экологической структуры сообществ планктонных фораминифер. В Охотском море ассоциации фораминифер имеют ряд особенностей, которые создают определенные трудности для интерпретации микропалеонтологических летописей. Низкое видовое разнообразие, постоянное доминирование *N. pachyderma* sin, а также незначительное участие других относительно тепловодных таксонов усложняет выделение «теплых» и «холодных» комплексов фораминифер. Еще одной проблемой, которую необходимо учитывать при интерпретации данных фораминиферового анализа, является растворение раковин. Оно начинается практически сразу после гибели организмов, интенсивность его определяется, прежде всего, химическим составом воды и особенностями строения стенок раковины отдельных видов.

Самым устойчивым к растворению считается вид *N. pachyderma*, далее в порядке убывания *G. bulloides*, *G. quinqueloba*, *G. scitula*, *G. glutinata*, *G. uvula*. Разрушением раковин, возможно, обусловлены и незначительные концентрации тепловодных видов в осадках, формировавшихся при росте температур. В условиях повышенного растворения карбонатов состав палеосообществ планктонных фораминифер может и не отражать их первичный облик, поэтому необходимо привлекать сравнительные данные по изучению современных сообществ фораминифер и их тафоценозов, а также результаты других стратиграфических анализов. В изученной колонке признаки растворения отмечены в интервалах 650–660 см, 590–600 см, 370 см, 280–300 см. Обедненный состав фауны, обломки раковин, единичные экземпляры *N. pachyderma* sin с истонченной стенкой свидетельствуют об усилении растворения карбонатов во время формирования этих отложений. Данный вывод подтверждают также низкие значения концентрации  $\text{CaCO}_3$  (1–1.3 %).

Тем не менее, на основе изучения экологической структуры палеосообществ планктонных фораминифер и корреляции с данными других анализов были установлены пять комплексов и ряд палеосообществ фораминифер, соответствующих климатическим событиям плейстоцена–голоцена. Основная задача проведенного исследования состояла в поиске критериев для выделения комплексов и палеосообществ фораминифер, формировавшихся в определенных палеогеографических ситуациях. Одним из основных критериев, применяемых при интерпретации данных фораминиферового анализа, является фораминиферовое число. Анализ полученных данных показал, что этот критерий не всегда может быть использован для палеогеографических реконструкций. Так, для различных теплых стадий показания фораминиферового числа могли различаться в сотни раз (рис. 3). Тем не менее, для МИС 1 содержание раковин в осадках флуктуирует прямо или опосредованно в зависимости от изменения температуры вод и связанной с ней продуктивности морских экосистем, а также сохранности раковин. Зафиксированные изменения концентраций фораминифер в отложениях этого периода колеблются от нескольких десятков в отложениях, соответствующих относительным похолоданиям, до нескольких тысяч экземпляров в осадках теплых интервалов. Увеличение количества раковин в осадках отмечается также и на границах похолоданий – потеплений (рис. 3). Для осадков, соответствующих МИС 2, 3, 4, этот критерий не является первостепенным, т.к. содержание планктонных фораминифер в них незначительно. Это обусловлено, скорее всего, низкой продуктивностью планктонных фораминифер в



это время. Данный вывод подтверждается и низкими концентрациями  $\text{CaCO}_3$  в отложениях этих стадий не только Охотского, но и Берингова морей, а также северо-западной части Тихого океана [12].

Изучение реакции палеосообществ фораминифер позволило выделить ряд критериев для распознавания конкретных палеогеографических событий. Это касается, прежде всего, осадков, сформировавшихся во время МИС 2, 3, 4. По нашим данным, а также результатам изучения фораминифер, полученным другими исследователями [4, 5, 24], сообщества планктонных фораминифер в Охотском море отличаются значительным доминированием *N. pachyderma* sin при низком содержании других видов. Тем не менее, присутствие и относительное увеличение участия *G. bulloides* в палеосообществах из осадков с высоким содержанием раковин может свидетельствовать об относительно теплых условиях, особенно это касается палеосообществ МИС 1 и 3. Аналогичные данные были получены другими исследователями [5, 20, 24]. Дополнительным маркером теплых стадий также можно считать вид *G. quinqueloba*, но при условии, что его содержание будет составлять более 5%. Однозначно трактовать присутствие других таксонов в палеосообществах и говорить о них, как об индикаторах тех или иных условий, пока преждевременно. Так, виды *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, например, кратковременными сезонными потеплениями.

Вид *G. scitula* в работах многих исследователей упоминается как тепловодный субтропический [4, 5, 24, 42]. Согласно многочисленным исследованиям, этот таксон имеет широкий ареал распространения и обитает на глубинах до 1000 м [34, 37, 43]. По мнению Итоу с соавторами [34], обилие раковин *G. scitula* в осадке может быть связано с активным развитием вида в зонах интенсивного вертикального перемешивания вод [34]. В поверхностных осадках Охотского моря данный вид появляется на широте 54° с.ш. Его распространение очень интересно с позиций проникновения *G. scitula* в Охотское море. Существует две гипотезы на этот счет. Согласно первой, *G. scitula* заносится Цусимским течением и далее течением Соя [5], по второй – проникает через курильские проливы [24]. Полученные нами данные свидетельствуют в пользу второго предположения. В изученных пробах поверхностных осадков [22] максимальная концентрация данного вида приурочена к центральной части моря. В осадках колонки данный вид был встречен в осадках как ледниковый, так и межледниковых стадий. Эти данные о более широком диапазоне толе-

рантности *G. scitula* по отношению к температуре вод позволяют пересмотреть экологию этого таксона.

Диатомовые водоросли являются одним из первичных звеньев пищевых пирамид морских биоценозов бореальных и субарктических широт, фораминиферы занимают более высокий трофический уровень. Можно предположить, что увеличение содержания створок диатомей в осадках будет совпадать с высокими показателями концентрации раковин планктонных фораминифер. Сходные тенденции поведения данного показателя для этих групп микроорганизмов отмечены для осадков МИС 1 (верхние 0–100 см), 2 (210–160 см), 3 (рис. 3). В осадках, соответствующих МИС 1 (нижние 100–150 см), 2 (260–210 см) 4, 5.1, 5.2, 5.3, напротив, зафиксирована обратная зависимость в распределении содержания планктонных фораминифер и диатомей, т.е. при увеличении насыщенности осадка створками диатомей отмечается снижение содержания раковин фораминифер и наоборот (рис. 3). Это связано с тем, что диатомеи – не единственный источник питания для планктонных фораминифер. На некоторых этапах эволюции экосистемы Охотского моря экологическую нишу диатомей занимали сообщества других продуцентов. В частности, для этапа 15–6 тыс. л. н. характерно развитие кокколитофорид [46]. Несовпадения характера изменения содержания в осадках данных микроорганизмов можно объяснить также и их различной приуроченностью к глубине обитания. Диатомовые водоросли как фотосинтезирующие микроорганизмы наиболее активно развиваются в фотическом слое (до 60 м), в то время как зоопланктонные организмы могут погружаться и на большие глубины. В частности, максимальные концентрации доминирующей *N. pachyderma* sin приурочены к глубине пикноклина (100–200 м) [28].

Еще одним общеизвестным критерием, используемым для палеогеографических интерпретаций, являются изменения концентрации тепловодных и холодноводных видов в отложениях, которые отражают, прежде всего, палеоклиматические колебания. Методика восстановления палеотемператур Имбри [33] базируется на применении многофакторного анализа, когда используются данные об изменении численности планктонных фораминифер – представителей различных экологических групп – по отношению к температуре поверхностных вод. Данную методику невозможно применить в Охотском море по причине отсутствия необходимого количества видов. Наиболее показательными для холодноводных областей Атлантического океана являются кривые процентного содержания вида *N. pachyderma*. Методика восстановления температур основана на процентном

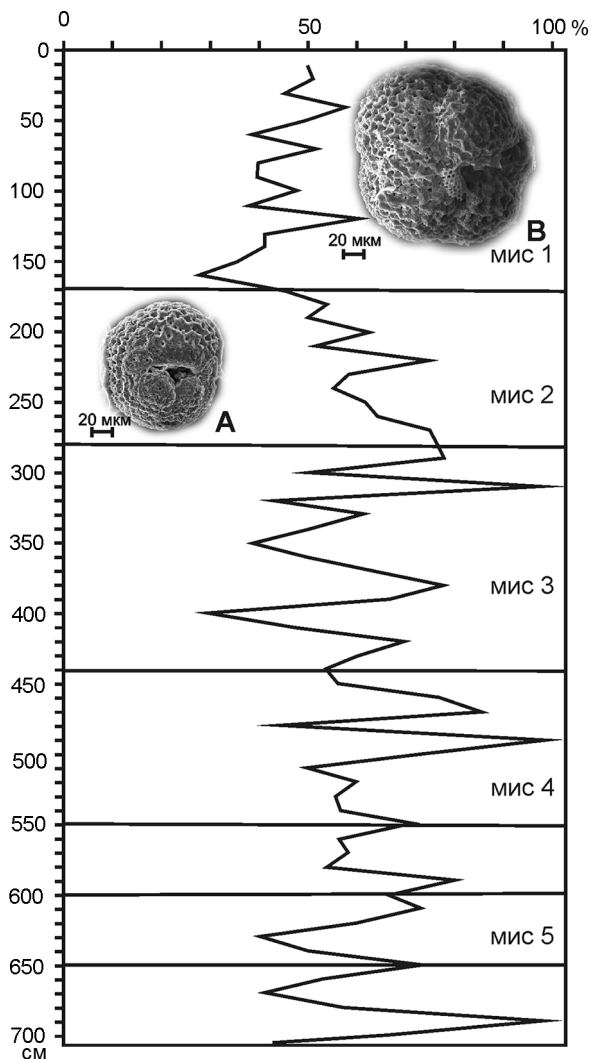


Рис. 4. Изменение содержания раковин морфотипов А и В от общего числа раковин вида *N. pachyderma sin.*

соотношении двух форм *N. pachyderma*: право- и левосторонней – в различных температурных условиях [2]. При интерпретации полученных для Охотского моря данных стоит учитывать его океанографические особенности. За счет неравномерного прогрева и перемешивания поверхностного слоя, а также влияния адвективных процессов в теплое время года горизонтальное распределение температуры в море наиболее неоднородно. Если в мае средние значения температуры на поверхности изменяются от 0 до 5° С, то в августе, наиболее «теплом» месяце, эти значения увеличиваются до 18° [19], поэтому восстановленные нами температуры имеют большую амплитуду колебаний. Кроме того, полученные данные показали, что недостаточное количество видов, низкая концентрация раковин в осадках МИС 2, 3, 4, обусловленная как невысокой продуктивностью фораминифер, так и рас-

творением их раковин, не всегда позволяют использовать представленные методики для Охотского моря в указанных временных интервалах.

Дополнительным критерием для выявления комплексов фораминифер, формировавшихся в определенных палеогеографических ситуациях, возможно, станет выделение морфотипов у доминирующего вида *N. pachyderma sin.*, а также субдоминанта *G. bulloides*. В Охотском море полярный вид *N. pachyderma sin.* имеет несколько морфотипов, которые можно выделить под биноклем. Встречаются пятикамерные формы, у которых последняя камера такая же или меньше предыдущей. Эти формы называют «kummerform» [30]. В изученном материале такие раковины встречены как у *N. pachyderma sin.*, так и у *G. bulloides* в большом количестве. Концентрация пятикамерных крупных, с лопастным периферическим краем раковин (около 0.2 мм), с хорошо выраженным устьем и губой, с редуцированной последней камерой увеличивается в эпохи потепления (морфотип В) (рис. 4). Для холодных периодов МИС 2 и 4 характерно увеличение мелких четырехкамерных раковин (0.1 мм), плотноствернутых, квадратной формы с щелевидным устьем, у которых в большинстве случаев отсутствует губа (морфотип А) (рис. 4). У *G. bulloides* встречаются как правосторонние *G. bulloides dex.*, так и левосторонние раковины *G. bulloides sin.* В целом, по разрезу отмечается повышенное содержание *G. bulloides sin.* по отношению к *G. bulloides dex.* В теплые эпохи наблюдается синхронное увеличение количества этих двух разновидностей, поэтому этот критерий для Охотского моря не имеет такого значения, как, например, для пролива Дрейка [31]. Тем не менее, мы отмечаем, что при общем увеличении количества *G. bulloides* увеличивается доля крупных (> 0.25 мм) лопастных раковин данного вида в МИС 1, 3.

При анализе фораминифер наше внимание было обращено также и на особенности строения стенки раковины *N. pachyderma sin.*, толщина которой определяется, прежде всего, глубиной зоны кальцификации (зона «строительства раковины»). В изученном материале были встречены раковины с толстой стенкой крупнозернистого характера (инкрустированные) и с более тонкой, практически прозрачной (неинкрустированные). По данным американских исследователей [39], в районе Гренландии максимальные концентрации данного вида отмечаются на глубине 50–80 м, соответствующей зоне цветения фитопланктона. Нарастание же раковины *N. pachyderma sin.* происходит на глубине 50–200 м. При этом ее толщина и химический состав варьируют в зависимости от глубины. Наибольшая концентрация планктонных фораминифер с инкрустированными раковинами соответству-

ет глубине пикноклина – 100–200 м, в то время как планктонные фораминиферы с более тонкой раковиной приурочены к глубине 20–80 м. Д. Баух [28] для Охотского моря также была выявлена зависимость глубины высокой концентрации раковин *N. pachyderma* sin и положения основной зоны кальцификации, которая, по ее мнению, связана с особенностями структуры верхнего слоя воды и глубиной термоклина. При этом максимальное содержание *N. pachyderma* sin было установлено в пределах термоклина. В осадках изученной колонки 90 % раковин данного вида инкрустированные, при этом таксон доминирует в палеосообществах. На этом основании можно сделать вывод, что условия были более благоприятными для развития данного вида. Для других таксонов, обитающих на небольших глубинах, условия, наоборот, были менее подходящими для активного развития. Это обусловило низкое количественное содержание их раковин в осадках.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе всестороннего изучения планктонных фораминифер из донных осадков центральной части Охотского моря установлены особенности формирования фораминиферовых палеосообществ в конкретных палеогеографических ситуациях.

1. Для осадков, сформировавшихся во время МИС 1, наиболее показательным оказалось изменение фораминиферового числа. Увеличение количества раковин в осадках отмечается также и на границах похолоданий–потеплений. Для осадков, соответствующих МИС 2, 3, 4, этот критерий не является первостепенным, т.к. колебания содержания планктонных фораминифер в них незначительно.

2. О наступлении относительно теплой МИС 3 свидетельствует относительное увеличение содержания *G. bulloides* в палеосообществах. Дополнительным маркером теплых стадий также можно считать участие в палеосообществах *G. quinqueloba*. Однозначно трактовать присутствие других таксонов в палеосообществах и говорить о них как об индикаторах тех или иных условий пока преждевременно. Так, виды *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 кратковременными сезонными потеплениями.

3. Дополнительным критерием может быть частота встречаемости различных морфологических типов, выделяемых по особенностям строения раковины (толщина стенки раковины, количество камер, наличие/отсутствие губы и др.). Для холодных изотопных стадий увеличивается содержание мелких че-

тырехкамерных раковин *N. pachyderma* sin, для теплых – более крупных, пятикамерных.

4. Установлено, что для осадков, сформировавшихся во время МИС 1 (нижние 100–150 см), 2 (26–10 м), 4, 5.1, 5.2, 5.3, изменения содержания планктонных фораминифер и диатомей происходит синхронно, а для МИС 1 (верхние 0–100 см), 2 (210–160 см), 3 – в противофазе, что связано с различными экологическими требованиями этих групп микроорганизмов.

Авторы выражают благодарность д.г.-м.н. В.С. Пушкарю (ДВГИ ДВО РАН) за помощь в работе и ценные советы.

Исследования поддержаны грантами РФФИ, Президиума РАН и Президиума ДВО РАН (10-05-00160а, 12-П-СО-08-024, 12-И-П28-01).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.
2. Бараш М. С. Планктонные фораминиферы в осадках Северной Атлантики. М.: Наука, 1970. 103 с.
3. Бараш М.С., Оськина Н.С. Распределение в океанских осадках раковин *Globigerina pachyderma* (Ehr.) в зависимости от температуры поверхностной воды // Морская микропалеонтология. 1978. № 8. С. 196–204.
4. 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.
5. 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.
6. Беляева Н.В., Бурмистрова И.И. Планктонные фораминиферы в осадках Охотского моря // Океанология. 2003. Т. 43, № 2. С. 219–227.
7. Богданов К.Т., Мороз В.В. Структура, динамика и гидролого-акустические характеристики вод проливов Курильской гряды. Владивосток: Дальнаука, 2000. 150 с.
8. Верхунов А.В. Развитие представлений о крупномасштабной циркуляции Охотского моря // Комплексные исследования экосистемы Охотского моря. Экология морей России / Отв. ред. В.В. Сапожников. М.: Изд-во ВНИРО, 1997. С. 8–19.
9. Волохин Ю.Г. Мезо-кайнозойское кремненакопление в окраинных бассейнах Востока Азии: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2010. 49 с.
10. 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.
11. Горбаренко С.А., Лесков В.Ю., Артемова А.В., Тидельман Р., Бибоу Н., Нюрнберг Д. Ледовый покров Охотско-

- го моря в последнем оледенении и голоцене // Докл. РАН. 2003. Т. 388, № 5. С. 678–682.
12. Горбаренко С.А. Палеоокеанология дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана в позднем плейстоцене и голоцене: Дис.... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2004. 259 с.
  13. Жабин И.А. Вентиляция промежуточных вод в Охотском море // Метеорология и гидрология. 1999. № 12. С. 77–87.
  14. Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 259 с.
  15. Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 288 с.
  16. Кинд Н. В. Поздний плейстоцен. М.: Наука, 1974. 230 с.
  17. Лаухин С.А., Цзянь Чж., Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Последнее оледенение на севере Восточной Чукотки и его роль в палеоокеанографии Северной Пацифики // Докл. РАН. 2006. Т. 411А, №. 9. С. 1422–1425.
  18. Матуль А.Г. Четвертичная биостратиграфия и палеоокеанология Охотского моря и других субарктических районов. М.: ГЕОС, 2009. 182 с.
  19. Моршкин К.В. Водные массы Охотского моря. М.: Наука, 1966. 66 с.
  20. Плетнев С.П., Черепанова М.В., Иванова Е.Д., Уткин И.В., Кузьмин Я.В., Барр Г.С. Биостратиграфическое расчленение верхнечетвертичных отложений Охотского моря на юге возвышенности Института Океанологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 8, № 4. С. 106–120.
  21. Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Диатомовые комплексы и корреляция четвертичных отложений северо- западной части Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2008. 174 с.
  22. Романова А.В. Изменчивость комплексов фораминифер в донных отложениях Охотского моря как отражение палеоклиматической ритмики: Материалы 2-й Междунар. науч.-практ. конф. «Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы», г. Воронеж, 4–6 октября, 2011 г. Воронеж: КОМПРИ, 2011. С. 512–514.
  23. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
  24. Чеховская М.П., Басов И.А., Горбаренко С.А. Позднечетвертичные планктонные фораминиферы северо-восточного окончания Курильской котловины (Охотское море, ст. В34-98) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 4. С. 99–112.
  25. Чеховская М.П., Басов И.А., Матуль А.Г., Хусид Т.А., Горбаренко С.А. Планктонные фораминиферы: изменение видового состава и продуктивность в южной части Берингова моря в позднем плейстоцене и голоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 3. С. 108–122.
  26. Alderman S.E. Planktonic foraminifera in the Sea of Okhotsk: population and stable isotopic analysis from a sediment trap // Thesis for the degree of Master of Science. Massachusetts Institute of Technology. Woods Hole Oceanographic Institution, 1996. P. 1–88.
  27. Bauch H.A. Test size variation of planktonic foraminifera as response to climate changes // Fourth International conference of Paleoceanography. ICP IV Kiel, Germany, 1992. P. 56.
  28. Bauh D., Erlenkeuser H., Winckler G. et al. Carbon isotopes and habitat of polar planktonic foraminifera in the Okhotsk Sea: the 'carbonate ion effect' under natural conditions // Mar. Micropaleontol. 2002. V. 45. P. 83–99.
  29. Be A.W.H. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera // Oceanic micropaleontology / Ed. A.T.S. Ramsey V. 1. New York: Academic Press, 1977. P. 1–100.
  30. Berger W.H. Planktonic foraminifera: Differential production and expatriation off Baja California // Limnol. Oceanogr. 1970. V. 15, N 2. P. 183–204.
  31. Boltovskoy E. Ecology of planktonic foraminifera living in the surface layer of Drake Passage // Micropaleontol. 1973. V. 17, N 1. P. 53–68.
  32. Carstens J., Hebbeln D., Wefer G. Distribution of planktonic foraminifera at the ice margin in the Arctic (Fram Strait) // Mar. Micropaleontol. 1997. V. 29. P. 257–269.
  33. Imbrie J., Kipp N. A new micropaleontologic method for quantitative paleoclimatology. Application to a Late Pleistocene Caribbean core // The Late Cenozoic glacial ages / Ed. K.K. Turekian New Haven: Yale University, 1971. P. 71–182.
  34. Itoi M., Ono T., Oba T., Noriki S. Isotopic composition and morphology of living Globobulimina scitula: a new proxy of sub-intermediate ocean carbonate chemistry? // Mar. Micropaleontol. 2001. V. 42. P. 18–210.
  35. Field D.B. Variability in vertical distributions of planktonic foraminifera in the California current: Relationships to vertical ocean structure // Paleoceanography. 2004. V. 19: PA2014, doi: 10.1029/2003PA000970.
  36. 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.
  37. Hemleben C., Spindler M., Anderson O.R. Modern planktonic foraminifera. New York: Springer, 1989. 363 p.
  38. 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. 7. P. 1157–1176.
  39. Kohfeld K.E., Fairbanks R.G. Neogloboquadrina pachyderma (sinistral coiling) as paleoceanographic tracers in polar oceans: Evidence from Northeast Water Polynya plankton tows, sediment traps, and surface sediments // Paleoceanography. 1996. V. 11, N 6. P. 679–699.
  40. Kurihara K. Planktonic foraminifera of piston cores from the Kuril Basin, the Sea of Okhotsk // St. Paul's Rev. Sci. 1982. V. 4, N 3. P. 65–77.
  41. Lambeck K., Chappell J. Sea level change through the last glacial cycle // Science. 2001. V. 292. P. 679–686.
  42. Lipps J.H., Warrne J.E. Planktonic foraminiferal biofacies in the Okhotsk Sea // Contrib. Cushman Found. Foramin. Res. 1966. V. 17, Pt. 4. P. 125–134.
  43. Ortiz J.D., Mix A.C., Collier R. W. Environmental control of living symbiotic and asymbiotic foraminifera of California Current // Paleoceanography. 1995. V. 10, N 6. P. 987–1009.
  44. Pushkar V.S., Cherepanova M.V. Beringia: Impact on paleoclimates of northeast Asia and North Pacific during Last Pleistocene glaciation // Quat. Intern. 2011. V. 237. P. 32–38.
  45. Sancetta C.A. Distribution of diatom species in surface sediments of the Bering and Okhotsk Seas // Micropaleontology. 1982. V. 28, N 3. P. 221–251.
  46. Seki O., Ikehara M., Kawamura K. et al. Reconstruction of paleoproductivity in the Sea of Okhotsk over the

- last 30 kyr // *Paleoceanography*. 2004. V. 19: PA1016, doi:10.1029/2002PA000808.
47. Wang P. Response of Western Pacific marginal seas of glacial cycles: paleoceanographic and sedimentological features // *Mar. Geol.* 1999. V. 156. P. 5–39.
48. 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.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

*A.V. Romanova, M.V. Cherepanova, S.A. Gorbarenko*

### **Planktonic foraminifera as paleoenvironmental proxies of Upper Quaternary sedimentation in the Okhotsk Sea**

Planktonic foraminifera were studied from Pleistocene-Holocene sediment core 936 in the Central Okhotsk Sea. Five complexes of planktonic foraminifera were determined corresponding to five marine isotope stages (MIS) that have been previously established for this core. The peculiar features of paleoassemblages formed under specific paleogeographic conditions were identified. A sharp increase in foraminifera abundance is observed in ‘warm’ MIS 1. The main criterion for interglacial MIS 3 is fluctuation of *Globigerina bulloides* and *Globigerina quinqueloba* frequency. The highest abundances of *Neogloboquadrina pachyderma* sin are established for «cold» MIS 2 and MIS 4.

**Key words:** planktonic foraminifera, Late Pleistocene, Holocene, the Okhotsk Sea.