

## ПАЛЕОГЛУБИНЫ ОХОТОМОРСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАССЕЙНА В КАЙНОЗОЕ

*С.П. Плетнев*

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

Поступила в редакцию 21 ноября 2006 г.

Биофациальный анализ фауны бентосных фораминифер в отложениях Охотоморского палеобассейна показал присутствие в ней типичных обитателей абиссали в олигоцен-миоценовое время и отсутствие их в плиоцене и плейстоцене. Проникновение и существование такой фауны в Охотоморском бассейне было обусловлено наличием в нем глубоководных котловин (> 2000 м) и активным обменом вод с Тихим океаном. Сахалинская фаза складчатости на рубеже неогена и квартала вызвала подъем Японо-Курильской кордильеры, обособление глубоководных котловин Японского и Охотского морей от океана, что создало неблагоприятные условия для миграции и существования тихоокеанской абиссальной фауны. Сходство и общие тенденции в развитии неогеновой фауны бентосных фораминифер Японского и Охотского морей указывают, что в то время между этими бассейнами не было таких узких и мелководных порогов, как современные проливы Невельского, Лаперуза и Сангарский. Такая топография дна способствовала интенсивному обмену водных масс с юга на север, что и определило черты сходства в составе бентосных фораминифер Японского и Охотского палеобассейнов.

**Ключевые слова:** фораминиферы, олигоцен, миоцен, палеоглубины, Охотское море.

### ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших проблем в Охотоморском регионе является выяснение природы цикличности строения кайнозойского осадочного чехла, выраженной в смене трансгрессивных и регрессивных серий осадков. Впервые они были выделены в наземных морских разрезах о-вов Сахалин и Хоккайдо. Амплитуда изменений уровня моря при формировании данных толщ обычно оценивалась от минус 110 м до плюс 10–15 м. Ряд авторов допускали формирование морских отложений в батинальных и даже абиссальных условиях [4, 9, 20]. Проведенное нами изучение экоструктуры сообществ бентосных фораминифер в наиболее детально изученных геологических разрезах Охотоморского региона и сравнение их с материалами глубоководного бурения в Японском море позволяют говорить о существовании глубоководных условий (2000–3000 м) в позднем олигоцене и начале среднего миоцена. По-видимому, это было обусловлено особым тектоническим режимом восточной окраины Азии в эоцене и олигоцене, когда в процессе рассеянного спрединга возникали рифтогенные бассейны с океанической и субокеанической корой, ставшие впоследствии окраинными морями [27]. С позиций плитовой тектоники, по мнению Н.А. Богданова и Н.Л. Добрецова [2], в позднем мезозое на месте современного

Охотского моря располагалась океаническая плита, субдукция которой под материковую окраину Восточной Азии приостановилась только в туроне. Кайнозойский рифтогенез привел к дроблению, изоляции плиты и возникновению на ней многочисленных горстов, прогибов и грабенов.

Детальное геолого-геофизическое изучение подобных морфоструктур и слагающих их осадков выполнено дальневосточными геологами в северной части Охотского моря [7, 8]. Анализ рельефа акустического фундамента Охотоморского района, проведенный А.С. Сваричевским [14], показал, что он намного контрастнее рельефа морского дна. Так, на траверзе Магадана в пределах шельфа в рельефе фундамента выделяется обширная впадина (Северо-Охотский прогиб), днище которой осложнено многочисленными рвами и грядами субширотного простирания. Глубина рвов достигает 8 км, но они почти полностью заполнены осадками и на современном шельфе проявляются лишь в рисунке изобат с заложением в первые десятки метров.

В Хоккайдо-Сахалинской провинции в акустическом фундаменте также отмечены крупные впадины (Лаперуза, Байкал, Пегас, Лунская и др.) с глубиной 3–4 км, которые заполнены осадками. Часть из этих структур новейшими тектоническими движени-

ями была выведена на поверхность, и их осадочные толщи обнажены на Сахалине и Западной Камчатке. Ввиду отсутствия глубоководного бурения в Охотском море, эти наземные морские разрезы и керны шельфовых скважин остаются пока единственными источниками прямых геологических данных по истории исследуемого бассейна. Поэтому внедрение количественных методов в практику регионального палеогеографического анализа позволит более строго экстраполировать полученные данные на депоцентры седиментации Охотоморского района и создаст надежную основу для сейсмостратиграфических построений.

### МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Бурение параметрических скважин при поиске нефти и газа в Охотском море дало богатейший материал по геологическому строению данного бассейна. Однако большая часть исследований касалась вопросов стратиграфии. Гораздо меньше внимания было уделено палеогеографическому аспекту, в частности – оценке изменения глубин дна Охотоморского бассейна в прошлые эпохи.

Объектом нашего исследования были выбраны бентосные фораминиферы, которые зарекомендовали себя хорошим батиметрическим индикатором. В Охотском море они широко представлены в современной фауне и обильны в кайнозойских осадках. Предметом анализа было изменение экологического состава сообществ фораминифер в некоторых опорных разрезах исследуемого района (рис. 1), где они детально изучены С.И. Ступиным в наземных морских разрезах п-ова Шмидта [20], Л.И. Митрофановой и О.Н. Мелентьевой в разрезах Лунской впадины [9] о-ва Сахалин, Л.И. Митрофановой в кернах бурения Колпаковской депрессии Западной Камчатки [17]. Используются также данные по керну Магаданской скважины [19].

Из всех изученных геологических объектов по Западной Камчатке нами выбран разрез по Колпаковскому прогибу на том основании, что выделенные в нем сейсмостратиграфические горизонты сопоставлены с осадочным разрезом Магаданской параметрической скважины [10]. Для сравнительного биостратиграфического и палеогеографического анализов привлечены материалы по глубоководному бурению в Японском море [24]. Керна скважины 795 ODP отобран на севере Японской котловины и отражает длительные условия седиментации в отрицательной морфоструктуре дна, в то время как скв. 798 ODP пробурена на островном склоне Хонсю. В указанных выше работах приведены сведения по литологии, распределению фораминифер и т. д. Мы же в своем

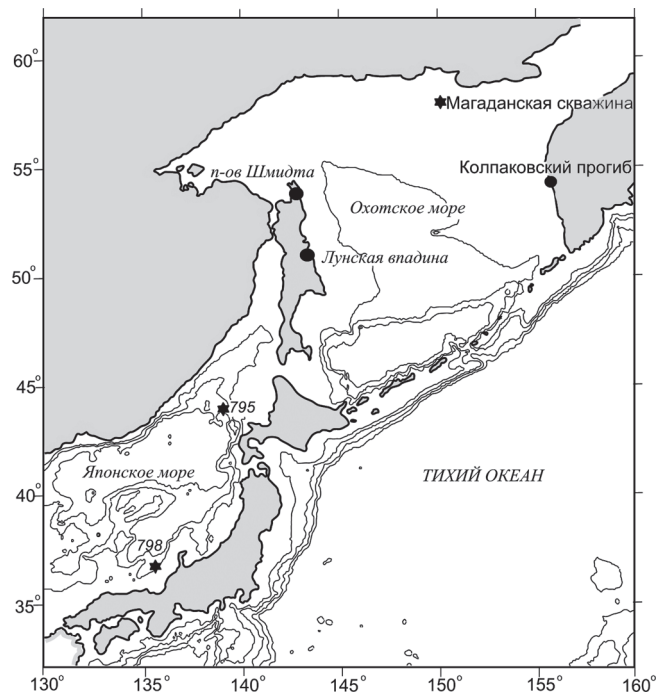


Рис. 1. Положение изученных геологических разрезов.

сообщении ограничились только анализом распределения отдельных родов фораминифер, наиболее информативных с позиций реконструкции палеоглубин. Все региональные стратиграфические подразделения вышеуказанных разрезов привязаны по возрасту к единой стратиграфической шкале, иначе название местных свит и пачек значительно бы усложнило восприятие представленного материала.

Обычно палеобиогеографические построения базируются на закономерностях расселения современных организмов, и с позиций актуализма оценивается амплитуда тех или иных природных изменений. Несмотря на имеющиеся различия между древними и современными видами, по-видимому, основные параметры морской среды (соленость, химический состав и т. д.) существенно не менялись, и механизм адаптации организмов в кайнозое мало отличался. Хорошей иллюстрацией этого тезиса служит сравнительный анализ облика бентосных фораминифер, проведенный Э. Болтовским [22] в кернах глубоководного бурения из батигальной зоны океана, который показал большое сходство морфологии раковин олигоценых и плейстоценовых видов. Более того, из 400 таксонов только 5 % видов глубоководной зоны океана можно использовать как руководящие формы фораминифер с позиций традиционной эволюционной стратиграфии. Все эти предпосылки позволяют обоснованно применять метод актуализма по отношению к кайнозойским биотопам.

Таблица 1. Показательные виды бентосных фораминифер современных экотопов Охотского моря.

Тип Виды	1 тип				2 тип		3 тип
	1А	1Б	1В	1Г	2А	2Б	3
<i>Miliammina fusca</i> (Brady)	+						
<i>Iadammina macrescens</i> (Brady)	+						
<i>Ammotium cassis</i> (Parker)	+						
<i>Criboelphidium asterineum</i> Troitskaja	+	+					
<i>Quinqueloculina vulgaris</i> Orbigny		+					
<i>Q.seminulum</i> (Linneus)		+					
<i>Elphidium excavatum</i> (Terquem)		+					
<i>E.depressulum</i> Cushman		+					
<i>Canalifera fax</i> (Nicol)		+					
<i>Buccella frigida</i> (Cushman)		+					
<i>Elphidiella recens</i> (Stschedrina)		+	+				
<i>Buliminella elegantissima</i> (Orbigny)			+				
<i>Retroelphidium subgranulosum</i> (Asano)			+				
<i>Nonionella japonica</i> (Asano)			+				
<i>Buccella arctica</i> Voloshinova			+				
<i>Criboelphidium subarcticum</i> (Cush.)			+				
<i>Cassandra limbata</i> (Cush. et Hughes)				+			
<i>Dentalina baggi</i> Galloway et Wissler				+			
<i>Lagena</i> sp.				+			
<i>Elphidiella arctica</i> (Parker et Jones)				+			
<i>Islandiella japonica</i> (Asano et Nakam.)				+			
<i>Cibicides lobatulus</i> (Walker et Jacob)				+			
<i>Alabamina weddelensis</i> (Earland)				+	+		
<i>Trifarina kokuzuraensis</i> (Asano)					+		
<i>Epistominella pacifica</i> (Cushman)					+		
<i>Criboelphidium batiale</i> Troitskaja					+		
<i>Trochammina inflata</i> (Montagu)					+		
<i>Uvigerina parvocostata</i> Saidova					+	+	
<i>Globobulimina hanzawai</i> Asano						+	
<i>Gyroidinoides soldani</i> (Orbigny)						+	
<i>Globulimina auriculata</i> Asano							+
<i>Melonis pompilioides</i> (Fichtel et Moll)							+
<i>Valvulineria ochotica</i> Asano							+

Примечание. Сообщества шельфа (1) с 4 подтипами: 1А – эстуарно-лагунный, 1Б – внутренний шельф (0–20 м), 1В – средний шельф (20–50 м), 1Г – внешний шельф (50–200 м); сообщества подводного склона (2) с 2 подтипами: 2А – верхний склон (200–600 м), 2В – нижний склон (600–1300 м); сообщество “абиссали” (3) – глубже 1300 м.

Для реконструкции глубин нами совместно с В.К. Анниным [30] был проведен анализ литературных и собственных данных по расселению современных (живых) бентосных фораминифер в Охотском море. В результате были выделены типы и подтипы сообществ фораминифер с характерными видами, населяющих шельф, склон и глубоководные котловины Охотского моря (табл. 1). По сравнению с предложенными ранее моделями распространения современных фораминифер в исследуемом водоеме [12, 18], мы постарались придать своим результатам практическую направленность, в частности, для оценки палеоглубин. Подобная работа была выполнена ранее для Японского моря [28], и разработанные актуалистические критерии легли в основу построения палеобатиметрических кривых по ископаемым комплексам фораминифер в кернах скв. 794–798 ODP.

Современная фауна фораминифер Охотского моря по сравнению с тихоокеанской (на тех же широтах) имеет субарктический облик, отдельные ее виды более толерантны к среде обитания в глубоководных котловинах, и в ней практически не встречено типичных обитателей абиссали, таких как роды *Plectina*, *Cyclammina*, *Bathysiphon* и др. Ныне представители этих родов с агглютинированной (бескарбонатной) раковиной живут преимущественно в глубоководных зонах (более 3000 м) северо-западной части Тихого океана. Такое своеобразие охотоморской фауны обусловлено особыми океанографическими условиями исследуемого бассейна: его глубокой врезанностью в материк и близким географическим положением к полюсу холода материка Евразии; широким шельфом (более 30 % площади моря) и формированием двух термических максимумов на глубинах 0–40 и

750–1000 м [3]. Характерной особенностью гидрологии моря является развитие так называемых дихотермальных холодных вод на глубинах 50–150 м с температурами ниже 0°C, которые встречаются на большей части водоема в течение всего года.

При батиметрических построениях автор придерживался принципа Флегера [29], постулирующего, что в первую очередь при оценке глубин необходимо учитывать появление наиболее глубоководных видов в комплексе бентосных фораминифер. Представление же о том, что смешанный комплекс якобы отражает некие средние глубины, часто может привести к ошибкам при палеоэкологических построениях.

Для биофациального анализа наиболее информативными оказались осадочные толщи палеогена и миоцена, в отдельных слоях которых раковины фораминифер нацело представлены агглютинированными формами. На Сахалине в олигоцене они присутствуют частично в тумской, пиленгской свитах [5] и в миоцене – в пильской, курасийской, нижней части окобыкайской свит. В камчатских разрезах палеогена их содержат частично аманинская, гакхинская свиты, миоцена – нижняя часть какертской свиты [14]. Впервые на наличие такой агглютинированной фауны обратил внимание японский исследователь Е. Таи [31] при изучении морского неогена западного побережья о-ва Хонсю и дал ему название “*Foraminiferal Sharp Line*”. В дальнейшем для удобства данную границу и свойственную ей фауну мы будем называть с приставкой ФСЛ. Как было им установлено, данная граница расположена между региоярусами среднего миоцена Нисикурасава и Оннагава п-ова Ога. Примечательно то, что в фауне ФСЛ доминируют цикламмины, плектины, батисифоны и др., ныне живущие только в глубоководной зоне океана. Новым импульсом в исследовании ФСЛ стали материалы глубоководного бурения в Японском море, где данная граница была отмечена и датирована приблизительно 14.3 млн лет, и только в скважине 795 она моложе – 11 млн лет (рис. 2). На этом основании участники 127/128 рейсов ОDP выделили ФСЛ-1, ФСЛ-2, и появление такой фауны связывают с особенностями дрефта Японской островной дуги от Азиатского континента.

В геологических разрезах Охотоморского бассейна также можно выделить реперные слои с фауной, близкой по составу к ФСЛ, и это имеет большое значение для разработки региональной событийной стратиграфии. Важно выяснить природу образования и пространственно-временное положение границ ФСЛ в дальневосточных морях.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате сравнительного анализа ископаемых и современных комплексов фораминифер были построены палеобатиметрические кривые (рис. 3) для отдельных районов Охотоморского седиментационного бассейна и сопоставлены с подобными кривыми по Японскому морю [24]. Безусловно, приведенные нами оценки глубин требуют дальнейшей коррекции в связи с уточнением возраста ряда свит местных стратиграфических шкал и большей полнотой знания экологии живых фораминифер.

Анализ палеобатиметрической кривой по Центральной котловине Японского моря (кern скважины 795 ODP) показывает, что углубление ее дна происходило с конца раннего миоцена по настоящее время. Небезынтересно отметить, что в кернах скважин 794 и 795, 797 ODP, которые прошли всю рыхлую осадочную толщу и вошли в уплотненные породы, в базальном слое осадков обнаружен комплекс фораминифер с участием цикламмин и плектин. Это свидетельствует, что уже на начальном этапе седиментации в Центральной котловине существовали достаточно глубоководные условия.

На охотоморских кривых видно, что во второй половине эоцена на месте Колпаковского прогиба Камчатки, Лунской впадины Сахалина и Северо-Охотского прогиба (рис. 1) существовали морские бассейны с разной глубиной (рис. 3). Если в Северо-Охотском бассейне в позднем эоцене отмечена тенденция к его обмелению, прекращению седиментации в олигоцене, то в это же время устойчиво развиваются Колпаковский и Лунский палеобассейны. По-видимому, тектоническая нестабильность в Охотоморском палеобассейне на данном этапе приводила к подъему и опусканию его разных участков дна, что и нашло свое отражение в процессах осадконакопления. По-видимому, как самостоятельный Охотоморский седиментационный бассейн сформировался уже в среднем эоцене, на что указывают наши палеобатиметрические построения и находки планктонных фораминифер, малакофауны в охотоморских геологических разрезах [6, 10].

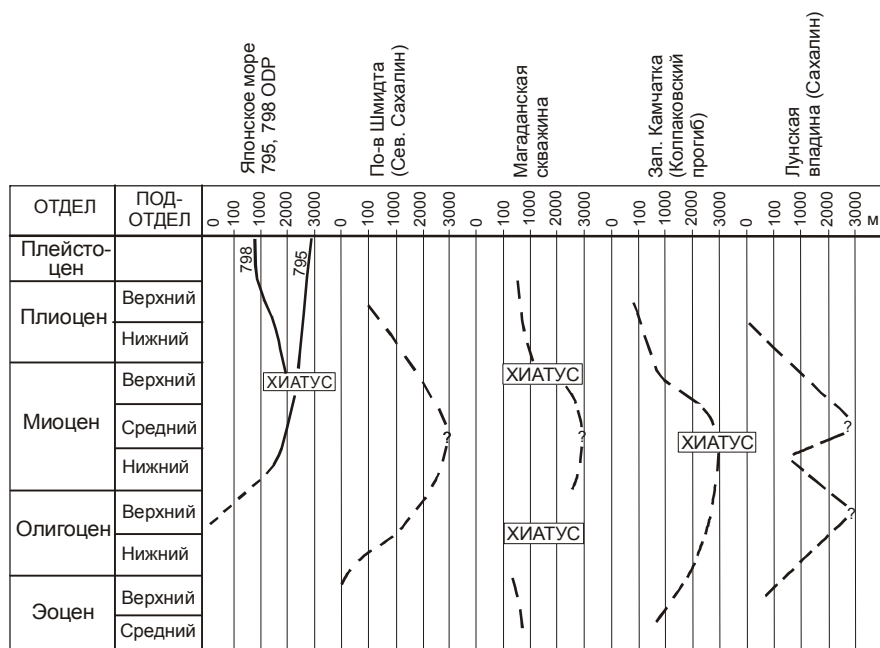
Наиболее глубоководные условия в бассейнах Северного Сахалина и Северо-Охотского прогиба фиксируются на рубеже раннего и среднего миоцена. Более сложная динамика изменения глубины дна представлена на палеобатиметрической кривой по Лунской впадине о-ва Сахалин. Она фиксирует два трансгрессивных пика (поздний олигоцен и начало среднего миоцена), разделенных резким падением уровня моря в конце раннего миоцена (дагинская свита). На существование прибрежно-морских условий в



Скважина № 795 ODP

Система	Отдел	Подотдел	Магнито-стратиграфия	Литолого-стратиграфическая толща	Масштаб (м)	Литоологическая колонка	Литоологическое описание пород	Палеонтологическая характеристика		
								Фораминиферы	Спores и пыльца	Диатомеи
Неогеновая	Квартер	Плейстоцен	Брис-Нес	I	100		Переслаивание темных и светлых алевроито-пелитовых илов (ламинатные слои) мощностью от 0.1 до 1–5 м.	<i>Globocassidulina subglobosa</i> , <i>Islandiella norcrossi</i> , <i>Epistominella pacifica</i>		Базальтовые силлы и потоки Диатомиты Глина Диатомовые глины Пески
					200		Диатомиты и диатомовые глины оливкового цвета с прослоями карбонатов желто-коричневого цвета.	<i>Miliammina echigoensis</i>	<i>N. koizumi</i> <i>N. kantschatica</i> <i>Thalassiosira oestrupii</i>	
	300		Диатомовые илы и глины и их диагенетические аналоги (кремни и опоки), C <sub>орг.</sub> до 6–8 %.		Опал-СТ Опал-A					
	400		Ритмичное переслаивание темных кремней со светлыми опоками, аргиллитами. Темные слои более кремнистые и менее биотурбированные. Внизу глауконит и карбонатные конкреции.	Перерыв 2	<i>Neodenticula kantschatica</i>					
	500		Аргиллиты оливково-серые с карбонатными конкрециями (> 1 см). Отмечены прослои туфа.	<i>Cyclammina japonica</i> <i>Martiniotiella communis</i> <i>Cribrostomoides cf. crassimorgo</i> <i>Oridorsalis umbonatus</i> <i>Cibicides wuellerstorffii</i> <i>Martiniotiella communis</i>	ПЗ N P- 3 доминируют: <i>Fagus</i> , Taxodiaceae, <i>Larix</i> ; субдоминируют <i>Quercus</i> (вечнозелен.), <i>Q.</i> (летнезеленый), <i>Carya</i>	<i>Denticulopsis dimorpha</i> <i>Denticulopsis praedimorpha</i> <i>Denticulopsis praedimorpha</i>				
	700		Базальтовые силлы и покровы.		ПЗ N P- 2 доминируют: <i>Fagus</i> ; субдоминируют: <i>Carya</i> , Pterocarya, <i>Quercus</i> (вечнозеленый.), <i>Q.</i> (летнезеленый), Taxodiaceae	<i>Denticulopsis hustedtii</i>				
Миоцен	Верхний	Гаусс	?	II	200		Диатомиты и диатомовые глины оливкового цвета с прослоями карбонатов желто-коричневого цвета.	<i>Miliammina echigoensis</i>	<i>N. koizumi</i> <i>N. kantschatica</i> <i>Thalassiosira oestrupii</i>	Аргиллит кремнистый Туф
					300		Диатомовые илы и глины и их диагенетические аналоги (кремни и опоки), C <sub>орг.</sub> до 6–8 %.		Опал-СТ Опал-A	
Средний	?	Гильберт	?	III	300		Диатомовые илы и глины и их диагенетические аналоги (кремни и опоки), C <sub>орг.</sub> до 6–8 %.		Опал-СТ Опал-A	Породы с включениями глауконита Фораминиферовая линия (ФСЛ) Единичные находки планктонных микрофоссилий

Рис. 2. Литоологическая-палеонтологическая характеристика керна скважины 795 ODP.



**Рис. 3.** Палеобатиметрические кривые отдельных седиментационных бассейнов Охотоморского региона и Японского моря.

это же время указывают многочисленные прослой углей, находки мелководной и тепловодной фауны бентосных фораминифер в отложениях верхнедуйской свиты и ее возрастных аналогов на Южном Сахалине. Время регрессии на Южном Сахалине и в Лунской впадине совпадает с этапом кульминации общепризнанного глобального климатического оптимума и подъема уровня Мирового океана. Поэтому формирование мелководной серии (верхнедуйской, дагинской свит) осадков с наличием термофильных элементов фауны и флоры никак не может быть связано с эвстатическим понижением уровня моря в это время. Обмеление Лунского бассейна, по-видимому, могло быть следствием дифференцированных тектонических движений на Сахалине (алеутской фаза), которые привели к преимущественному опусканию его северной, северо-восточной частей и подъему Южного Сахалина. Занимая промежуточное положение между этими районами, Лунская впадина (рис. 1) оказалась в зоне тектонического перегиба и близко к источнику сноса терригенного материала (Южный Сахалин), что и привело ее к быстрому заполнению осадками.

Все палеобатиметрические кривые, за исключением 795 ODP (Центральная Японская котловина), отражают обмеление локальных бассейнов седиментации, начиная с позднего миоцена. Это по времени совпадает с началом сахалинской фазы складчатости и подъемом Японо-Курильской кордильеры, о-ва Сахалин. В центральной части Охотского моря дно котловин, по-видимому, продолжало погружаться, как и в Японском море (скв. 795 ODP), а по его периферии (где расположены проанализированные разрезы) от-

дельные бассейны воздымались, заполнялись осадками и частично осушались. Геофизические данные по наиболее глубоководным котловинам (Тинро, Дерюгина и Южно-Охотская) показывают, что в кайнозое они были зонами устойчивого прогибания и мощность олигоцен-четверичных отложений в них составляет 9–12 км [2, 8].

Одной из главных причин формирования осадочных циклотем и периодичности в смене фораминиферовых комплексов в Северо-Сахалинском, Лунском, Северо-Охотском и Колпаковском бассейнах, по нашему мнению, могли быть относительные колебания уровня моря. В палеоген-среднемиоценовое время они по своей амплитуде значительно превышали эвстатические флуктуации уровня моря и имели тектоническую причину. В позднем миоцене–квартере эти бассейны мелеют, прогрессирует глобальное похолодание, и ритмичность седиментации в них начинают контролировать, по-видимому, климатические изменения и связанные с ними гляциоэвстатические колебания уровня моря.

Ранее на существование морских условий в Охотоморском бассейне во второй половине эоцена указывали М.Я. Серова по находкам планктонных и бентосных фораминифер в ковачинской серии осадков Западной Камчатки и в тонких темноцветных отложениях такарадайской свиты Южного Сахалина [16], а также японские исследователи – в формации Поронаи о-ва Хоккайдо [24]. Находки фораминифер в районе Пенжинской губы (чемурнаутская серия осадков) указывают на существование локальных морских заливов с глубинами до 300 м уже в палео-

цене, которые были связаны с бассейнами Восточной Камчатки [6, 10]. Более многочисленны свидетельства морской седиментации в олигоцене и неогене. Но для правильной интерпретации поступающих геолого-геофизических данных по Охотскому бассейну все большую актуальность приобретает вопрос количественной оценки его глубин в кайнозое.

По комплексам фауны ФСЛ с участием агглютинированных родов *Plectina*, *Bathysiphon*, *Cyclammina* нами реконструируются максимальные глубины в интервале 2000–3000 м. В пользу верхней границы обитания фауны ФСЛ указывают данные по расселению фораминифер в глубоководных впадинах Южно-Калифорнийского бордерленда (1800–2000 м), где на минимальной глубине встречены живые батисифоны и плектины [21]. На нижний предел распространения фауны ФСЛ косвенно могут указывать данные по гипсометрии современного Мирового океана. Глубина дна на площадях с континентальной и переходной корой не превышает 2500–2800 м, в то время как над океанической корой она более 3000 м (за исключением зоны срединно-океанических хребтов).

Анализ геолого-геофизических данных по обрамлению Японского моря показал, что миоценовые морские бассейны развивались в островодужной обстановке и, поэтому, глубины в них не должны превышать 3000 м [24]. По-видимому, в кайнозое подобные бассейны с такими же глубинами развивались и по периферии Охотоморского региона (Колпаковский прогиб, Лунская впадина и др.), на что указывают находки общей фауны ФСЛ в Японском и Охотском бассейнах.

Анализ миоценовых плектин в дражных пробах из Курильской котловины, проведенный автором, показал прочность их скелета и большой размер, что свидетельствует об обитании представителей данного рода на большой глубине и в зоне высоких давлений. Родовые морфологические признаки ископаемых плектин, батисифонов и цикламмин отчетливо выражены в строении раковин, что указывает на оптимальные условия среды для их обитания (т.е., на больших глубинах).

В сообществах фораминифер изученных разрезов, по мере приближения к слоям с фауной ФСЛ, происходят следующие изменения: сокращается роль мелководных родов с карбонатной раковиной и возрастают глубоководные *Melonis*, *Gyroidinoides*, *Planocassidulina*; отмечено обилие в осадке раковин *Epistominella*, *Nonionella*, *Uvigerina* и *Cassidulina* – индикаторов высокого органического потока [32]; постоянно присутствует вид *Martino-*

*tiella communis* (Orbigny) – индикатор дефицита кислорода, который ныне живет в зоне распространения промежуточной водной массы вдоль тихоокеанского побережья Японских островов [26].

Таким образом, возможность существования фауны ФСЛ могла быть обусловлена батинальными условиями седиментации, увеличением биопродуктивности поверхностных вод и возникновением анаэробных условий на дне бассейнов.

Облик фауны ФСЛ наиболее полно выражен в среднемиоценовых комплексах фораминифер (в аргиллитах и опоках) Охотоморского региона. Так, в Магаданской скважине в интервале 1780–1300 м, в кровле пильских слоев п-ова Шмидта и окобыкайских слоях Лунской депрессии видно, как происходит резкая смена ископаемых сообществ от карбонатных родов с участием *Uvigerina*, *Trifarina*, *Cibicides*, *Nonionella*, *Bolivina*, *Bulimina*, *Cassidulina*, *Retroelphidium* и др. на агглютинированные формы *Bathysiphon*, *Cyclammina*, *Haplophragmoides*, *Plectina*, *Trochammina*, *Martiniotiella*, *Asanospira* и др. В этих комплексах важны находки вида *Cyclammina cancellata* Volosh., который берет свое эволюционное начало в Японском море в начале среднего миоцена [24]. Таким образом, возраст миоценовой границы ФСЛ в осадках обеих акваторий совпадает и соответствует рубежу 15–14 млн лет.

Анализ микрофауны в нижележащих слоях изученных разрезов (табл. 2) позволил установить сообщества фораминифер, близкие к фауне ФСЛ, датируемые поздним олигоценом. Так, в Магаданской скважине в интервале 2350–2170 м в кремнистых аргиллитах и опоках (слои с *Criboelphidium* cf. *crassum* и выше слои с *Islandiella* cf. *curvicamerata*–*Porosotalia* sp.) отмечено возрастание роли агглютинированных абиссальных видов *Cyclammina japonica* Asano, *Asanospira carinata* (Cushman et Renz), *Plectina nipponica* Asano и др.; в верхней части тумской свиты п-ова Шмидта выделены слои с *Rhabdammina aspera*–*Haplophragmoides subimpresus*; в верхней части мутновско-пиленгских слоев Лунской депрессии отмечены слои с *Asanospira carinata*–*Cyclammina pacifica*.

Фауны, близкие по своему экологическому составу к ФСЛ, найдены и в более древних отложениях исследуемого района: сантон-кампанские слои Северо-Бауринской скважины на севере Сахалина [13] и переходные слои от маастрихта к палеоцену на о-ве Юрий Малых Курил [15]. Возможно, эти более ранние находки отражают еще не особенности развития Охотоморского бассейна, а указывают на существование бывшего океана.

**Таблица 2. Распределение стенобатных родов бентосных фораминифер в геологических разрезах Охотоморского региона и Японского моря.**

Отдел	Подотдел	Японское море, скв. 795 ODP	П-ов Шмидта, остров Сахалин	Магаданская скважина	Западная Камчатка	Лунская впадина
Плейстоцен		+++				
Плиоцен	Верхний	+ x		+		
	Нижний		+	+	++	
Миоцен	Верхний	+ x x x x x	++ x x	+	++	++
	Средний	+++ x x x x x	x x x	+ x	+++ x x x	x x x
	Нижний	+++	x x x x x	x	+++	++++
Олигоцен	Верхний		+ x x x			++ x x
	Нижний		+++ x		x x	+++ x
Эоцен	Верхний		+	++ x	++ x x x x x	+++ x
	Средний				+ x x x x x	
Название рода		1 2 3 4 5 6 7 8 9 10	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

Примечание. Из (+) карбонатных – 1) *Buccella* + *Cribrorhynchium*, 2) *Porosorotalia*, 3) *Islandiella* + *Uvigerina*, 4) *Melonis*, 5) *Globulimina*; из (x) агглютинированных – 6) *Cyclammina*, 7) *Bathysiphon*, 8) *Martinotiella*, 9) *Ammodiscus*, 10) *Rhabdammina*.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Какие же природные процессы могли привести к появлению и исчезновению фауны ФСЛ в Охотоморском бассейне? Это могли быть: трансгрессии и регрессии, изменение геохимии придонных вод, повышение уровня карбонатной компенсации и, наконец, более интенсивный водообмен с океаном. Рассмотрим каждый из них.

Среди факторов, вызывающих трансгрессии и регрессии, следует различать колебания уровня моря, вызванные тектоническими процессами, и не связанными с ними – эвстатические флуктуации. Одной из самых очевидных причин глобальных колебаний уровня моря был циклический рост и разрушение полярных шапок льда, что убедительно доказано на материалах по позднему кайнозою и особенно его заключительному этапу – плейстоцену. Эти гляциоэвстатические изменения уровня моря были более часты по сравнению с трансгрессиями и регрессиями мел–палеогена. Проведенный нами анализ плейстоценовых сообществ бентосных фораминифер в глубоководных котловинах Японского [24] и Охотского [1] морей показал, что ни драматические изменения климата, ни гляциоэвстатические колебания в это время не привели к появлению фауны ФСЛ в указанных бассейнах. Касаясь вопроса влияния регрессий и трансгрессий, необходимо отметить, что в позднем олигоцене произошло широко известное глобальное снижение уровня моря. И в это же время на периферии Охотоморского бассейна (Западная Камчатка, Сахалин) на палеобатиметрических кривых отмечены наиболее глубоководные условия (рис. 3).

Более сложно оценить влияние геохимических условий придонных вод на распределение бентосных фораминифер, хотя имеются данные, что главенствующими факторами в их распределении может быть содержание растворенного кислорода и pH [28]. Современные геохимические условия придонных вод Охотского и Японского бассейнов различны. Так, придонные воды Японского моря очень обогащены кислородом и его содержание втрое выше чем в водах Охотского моря и прилегающих районов Тихого океана. Слой кислородного минимума в Японском море начинается с глубин 1500 м, а в Охотском – на глубине 750–1500 м [3]. В Японском море уровень карбонатной компенсации аномально высок по сравнению с таковыми Тихого океана и Охотского моря, соответствует глубинам 1800–2000 м [23].

Аргиллиты с фауной ФСЛ в Охотском и Японском бассейнах обычно обогащены органическим веществом, и это, по-видимому, было связано с дефицитом кислорода на дне. Такие анаэробные обстановки возникают либо в замкнутом морском водоеме (например, Черное море), либо в зоне кислородного минимума открытого океана (например, биопродуктивные районы Перуанского апвеллинга и Калифорнийского залива). Возможность возникновения анаэробных условий в Японском море отмечена в последний климатический минимум (поздний вюрм), когда в результате гляциоэвстатического понижения уровня в его водном балансе резко увеличилась роль пресных вод. Анализ изотопного состава кислорода в раковинах планктонных фораминифер показал распреснение верхнего слоя воды на 6 ‰, что ограничило конвективное перемешивание и вызвало стагна-



цию водных масс [11]. Предполагается, что в это же время произошел подъем уровня карбонатной компенсации [24]. Однако и эти природные катаклизмы не привели к появлению фауны ФСЛ в Японском море.

Сохранность карбонатных раковин зависит также от диагенетических преобразований в толще осадков. Находки известковых конкреций в осадках наземных морских разрезов о-ва Сахалин и на дне Охотского моря свидетельствуют, что поровые воды с низким рН могли растворять карбонатные скелеты. Вместе с тем, раковины не несут следов явного растворения, и, по-видимому, эти процессы были второстепенными при формировании комплексов фауны ФСЛ.

Курильская островная гряда представляет собой сейчас огромный порог, отгораживающий впадину Охотского моря от океана. Глубинные охотоморские и тихоокеанские воды имеют прямой контакт только в наиболее глубоких Курильских проливах Буссоль (2318 м) и Крузенштерна (1920 м). Однако они значительно уступают глубинам котловин (более 3000 м), расположенных по обе стороны от Курильской гряды. Поэтому охотоморские глубинные водные массы холоднее тихоокеанских почти на 1° С и имеют меньшую соленость – на 0.02 ‰ [2]. Эти и другие океанографические особенности, по-видимому, обусловили неблагоприятные условия для интродукции и жизни глубоководной тихоокеанской фауны в современном Охотском море. Все это справедливо и по отношению к Японскому морю, соединенному с Тихим океаном еще более мелководными проливами.

Таким образом, анализ ископаемых бентосных сообществ фораминифер в осадках Охотоморского седиментационного бассейна показал, что в позднем мелу–кайнозое возникали условия, благоприятные для проникновения и обитания абиссальной фауны (ФСЛ) со стороны Тихого океана. Необходимыми условиями ее существования, прежде всего, были: наличие контрастного рельефа (сочетание изолированных котловин с глубинами более 2000 м и архипелаговой системы островов) и более активный обмен глубинными водами с Тихим океаном, чем в настоящее время. Увеличение притока донных тихоокеанских вод с низким содержанием кислорода и повышенной плотностью приводило к возникновению анаэробной среды на дне котловин, вспышке развития агглютинированной фауны и угнетению или полному растворению раковин карбонатных фораминифер. Сходные современные океанографические условия существуют в зоне Калифорнийского бордерленда. В плиоцене–плейстоцене неотектонические процессы привели к воздыманию кордильеры Курильских и Японских островов, обособив котловины Японского и Охотского

морей от океана, и условия среды в них стали неблагоприятными для обитания фауны ФСЛ.

Автор выражает благодарность д.г.-м.н., проф. Ю.Б. Гладенкову за те критические замечания, которые помогли при подготовке рукописи для печати.

Работа выполнена по гранту РФФИ-ДВО (06-05-96036).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бараш М.С., Бубенщикова Н.В., Казарина Г.Х., Хусид Т.А. О палеоокеанологии Охотского моря в течение последних 200 тыс. лет (по микропалеонтологическим данным) // Океанология. 2001. Т. 41, № 5. С. 755–767.
2. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 101–114.
3. Богданов К.Т., Мороз В.В. Структура, динамика и гидролого-акустические характеристики вод проливов Курильской гряды. Владивосток: Дальнаука, 2000. 150 с.
4. Волошинова Н.А., Кузнецова В.Н., Леоненко Л.С. Фораминиферы неогеновых отложений Сахалина. Л.: Недра, 1970. 302 с.
5. Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И. и др. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоность. М.: ГЕОС, 2002. 222 с.
6. Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия. Проблемы стратиграфии начала XXI века. М.: ГЕОС, 2004. 118 с.
7. Геология и нефтегазоность Охотско-Шантарского осадочного бассейна / В.Г. Варнавский, А.Э. Жаров, Г.Л. Кириллова и др. Владивосток: ДВО РАН, 2002. 148 с.
8. Кровушкина О.А., Жаров А.Э. Тектоническая эволюция и строение осадочных бассейнов северной части Охотского моря // Геология нефти и газа. 2003. № 1. С. 21–27.
9. Митрофанова Л.И., Мелентьева О.Н. О возрасте кайнозойских отложений Лунской впадины острова Сахалин // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток: ДВО РАН, 1991. С. 39–49.
10. Нижний палеоген Западной Камчатки / Ю.Б. Гладенков, А.Е. Шанцер, А.И. Челебаева и др. М.: ГЕОС, 1997. 366 с.
11. Плетнев С.П., Киселев В.И. Особенности условий седиментации в Японском море в последнюю ледниковую эпоху // Тез. докл. V Всесоюз. шк. морской геологии. М.: ИОАН СССР, 1982. Т. 1. С. 73–74.
12. Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Тихого океана. М.: ИОАН СССР, 1975. 875 с.
13. Сальников Б.А., Иваньшина Л.П., Сальников Н.Б., Туренко Т.В. Новый разрез верхнего мела на Северном Сахалине // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 48–56.
14. Сваричевский А.С. Рельеф кровли акустического фундамента в Охотском море // Вопросы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 77–87.
15. Серова М.Я., Братцева Г.М., Синельникова В.Н., Меланхолина Е.Н. Маастрихт-палеоэоцен Малой Курильской гряды // Сов. геология. 1981. № 4. С. 59–63.
16. Серова М.Я. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего палеогена Северной Пацифики. М.: Наука, 2001. 215 с.
17. Тузов В.П., Митрофанова Л.И., Данченко Р.В., Высочина О.В. Стратиграфия палеогеновых отложений Колпаковс-

- кого прогиба Западной Камчатки // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5, № 3. С. 66–82.
18. Фурсенко А.В., Троицкая Т.С., Левчук Л.К. и др. Фораминиферы дальневосточных морей СССР. Новосибирск: Наука, 1979. 398 с.
  19. Шаинян С.Х., Большаков А.К., Большаков Р.А. и др. Стратиграфия кайнозойских образований Северо-Охотского прогиба по био-сейсмостратиграфическим данным // Изв. АН СССР. Серия геол. 1989. № 4. С. 23–34.
  20. Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидта) / Отв. ред. Ю.Б. Гладенков. М.: ГЕОС, 1999. 132 с.
  21. Bandy O.L. Large living Foraminifera of the continental borderland of Southern California // Contribs. Cushman Found. Foraminiferal Res. 1963. V 14. Pt. 4. P. 45–61.
  22. Boltovskoy E. Paleocene and pleistocene benthic foraminifera faunas of DSDP site 465; comparison // Revue de Micropaleontology. 1980. V. 27, N. 2. P. 83–87.
  23. Ichicura H., Ujiie H. Lithology and planktonic foraminifera of the Sea of Japan // Bul. Nat. Sci. Museum (Tokyo), Ser. Geology. 1976. N 2. P. 151–181.
  24. Ingle C., Suyehiro K., Brayman M.T. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports 1990. V. 128, P. 1. 776 p.
  25. Kaiho K. Paleogen foraminifera of Hokkaido, Japan. P.1. Lithostratigraphy and biostratigraphy including description of new species // Sci. Rep. Res. Inst. Tohoku Univ. Ser. 2, Geol. 1984. V. 54, N 2. P. 95–139.
  26. Kaiho K., and Hasegawa S. Bathymetric distribution of benthic foraminifera in the bottom sediments off Onohama, Fukushima Prefecture, northeast Japan // Studies on Cenozoic Benthic Foraminifera in Japan: Acita (Acita University), 1986. P. 43–52.
  27. Kimura, G., Tamaki, K. Collision, rotation, and back-arc spreading in the region of the Okhotsk and Japan Seas // Tectonics. 1986. N 5 (3). P. 386–401.
  28. Matoba Y. Paleoenvironment of the Sea of Japan // Benthos. 1983. 2nd Int. Symp. Benthic Foraminifera. P. 409–414.
  29. Phleger F.B. Depth patterns of benthonic foraminifera in the eastern Pacific // Progress in Oceanography. 1965. V. 3. P. 65–74.
  30. Pletnev S., Annin V.K. Distribution of foraminifera in the Sea of Okhotsk. Proceedings of the Third Workshop on the Okhotsk Sea and Adjacent Areas // PICES Scientific Reports. 2004. N 26. P. 183–185.
  31. Tai Y. Historical changes of the Neogene foraminiferal assemblages in the Setouchi and San in provinces and Foraminiferal sharp line // Fossils. 1965. N 5. P. 56–72.
  32. Zwaan G.J., Duijnste I.A.P., Dulk M et al. Benthic foraminifera: proxies or problems? // Earth Science Reviews. 1999. V. 46. P. 213–236.

*Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой*

### *S.P. Pletnev*

#### **Paleodepths of the Sea of Okhotsk sedimentary basin in the Cenozoic**

The biofacial analysis of fauna of benthic foraminifera in the deposits of the Sea of Okhotsk paleobasin has shown the presence in it of typical abyssal dwellers in Oligocene-Miocene time and their absence in the Pliocene and Pleistocene. The penetration and existence of such fauna in the Sea of Okhotsk basin was conditioned by the presence of deep-sea basins (> 2000m) there and active water exchange with the Pacific Ocean. The Sakhalin phase of folding at the Neogene-Quaternary boundary initiated upheaval of the Japanese-Kuril cordillera and separation of deep-sea basins of the seas of Japan and Okhotsk from the ocean. This fact caused unfavorable conditions for migration and existence of Pacific abyssal fauna. The similarity and common tendencies in the development of Neogene fauna of the seas of Japan and Okhotsk benthic foraminifera indicate the absence of such narrow and shallow-marine thresholds as the present-day Nevelskoy, La Pérouse and Sangarsky straits. Such bottom topography favored intensive water exchange from south to north, which actually determined the features of similarity in the composition of benthic foraminifera of the seas of Japan and Okhotsk paleobasins.

**Key words:** foraminifera, Oligocene, Miocene, paleodepths, Sea of Okhotsk.