

УДК 551.461.8:551.796(265.3)

ИЗМЕНЕНИЯ ПАЛЕОСРЕДЫ СЕВЕРНОГО ШЕЛЬФА ОХОТСКОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ

© 2007 г. С. А. Горбаренко*, И. Б. Цой*, А. С. Астахов*, А. В. Артемова*,
И. Г. Гвоздева**, В. К. Аннин*

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

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

Поступила в редакцию 10.08.2005 г., получена после доработки 22.08.2006 г.

По результатам комплексного микропалеонтологического (споры и пыльца, диатомеи и бентосные фораминиферы), литологического и изотопно-геохимического анализа осадков северного шельфа Охотского моря (колонка с глубины 140 метров) восстановлены изменения условий среды этой части бассейна и климата прилегающей суши за последние 12.7 тысяч календарных лет. Возрастная шкала осадков колонки построена по данным радиоуглеродного датирования бентосных фораминифер методом ускорительной масс-спектрометрии. Первое незначительное потепление северной части моря и прилегающей суши после оледенения наблюдалось не в начале голоцена, а позже, с середины бореала (с 9.6 тыс. лет назад). Наиболее интенсивное потепление региона произошло с середины атлантической эпохи и достигло климатического оптимума во второй половине суббореала (с 6 до 2.5 тыс. лет назад). В начале субатлантической эпохи (SA) (2.5 тыс. лет назад) отмечено похолодание прилегающей суши и вод северного шельфа.

На основании сопоставления результатов, полученных по колонке 89211 с датированными изменениями среды и климата центральной и южной частей Охотского моря, выявленными ранее (Горбаренко и др. 2003; Gorbarenko et al., 2004), сделан высокоразрешающий анализ изменений климата региона и среды различных частей Охотского моря во времени за период дегляциации и голоцена.

Ключевые слова. Северный шельф Охотского моря, голоцен, палеосреда, климат, седиментация, диатомеи, пыльца, бентосные фораминиферы, датирование.

ВВЕДЕНИЕ

Среда Охотского моря окраинного дальневосточного бассейна, с одной стороны, испытывает сильное влияние климата прилегающего Азиатского континента, с другой стороны, зависит от условий Тихого океана и водообмена с ним. Это определяет высокую чувствительность природной системы Охотского моря к региональным и глобальным колебаниям климата. Первые сведения о четвертичной стратиграфии и палеогеографии Охотского моря были получены по результатам изучения спор и пыльцы, бентосных фораминифер и диатомовых водорослей (Коренева, 1957; Жузе и Коренева, 1959; Саидова, 1959; Жузе, 1962). По результатам палеонтологических и литологических исследований в осадках различных частей моря были выделены и описаны стратиграфические горизонты, соответствующие основным четвертичным палеоклиматическим интервалам – межледниковьям и оледенениям. Однако эти работы и дальнейшие исследования (Астахов и др., 1988; Горбаренко и др. 1988) проводились по колонкам, осадки которых не имели точной хронологической привязки.

В последнее десятилетие появились работы по позднечетвертичной стратиграфии и палеоокеанографии центральной и южной частей бассейна, опирающиеся на литологические, микропалеонтологические, изотопно-кислородные и радиоуглеродные данные (Горбаренко, 1991; Morley et al., 1991; Горбаренко и др., 1998; Keigwin, 1998; Басов и др., 2000; Горбаренко и др., 2000; Бараш и др., 2001, и др.). Недавно были получены новые результаты по стратиграфии осадков углубленного шельфа северной части Охотского моря и палеоокеанологии этой части моря по данным микропалеонтологических и литостратиграфических исследований колонки с глубины 482 метра (Матуль и др., 2003). Однако палеоокеанография северной части моря, включая его северный шельф, остаются крайне слабо изученными.

В результате исследования большого количества колонок А.С. Астахов подробно описал литологическое строение ледниковых и послеледниковых осадков северного шельфа (Астахов, 1986; 1991), однако проведенное им при этом стратиграфическое деление отложений было достаточно условным.

Известно, что поверхностные воды современной Северной Пацифики имеют более низкую соленость по сравнению с северной частью Атлантического океана и из-за сильного вертикального градиента плотности вод в Субарктике Тихого океана не происходит формирования глубинной водной массы (Warren, 1983). Поскольку Охотское море является важным источником образования промежуточных вод северной части Тихого океана (Talley, 1991), изучение развития среды этого моря и особенно его северного шельфа – основного источника формирования промежуточных вод – представляет особый интерес.

Северный шельф Охотского моря является уникальным седиментационным бассейном, где в современных условиях накапливаются биогенные слабокремнистые илы с относительно невысоким содержанием аморфного кремнезема (Современное осадкообразование..., 1997), поскольку здесь существуют высокие скорости накопления не только биогенного, но и терригенного вещества. Эти особенности объясняются сочетанием здесь благоприятных гидродинамических условий и высокой продуктивностью водной толщи. Первое определяется интенсивными приливными явлениями в прибрежных зонах, что способствует выносу тонкодисперсного биогенного и терригенного материала, и существованием обширной застойной зоны на внешнем шельфе, где он может накапливаться. Второе определяется поставкой нутриентов с глубинными водами в зонах апвеллинга в районе банки Кашеварова и на отдельных участках прибрежного шельфа. Несмотря на уникальность этого района, хорошо датированные данные, которые бы эффективно документировали природу изменений палеосреды в голоцене, крайне скудны. В настоящей статье приводятся первые результаты высокоразрешающей реконструкции изменений палеосреды северного шельфа Охотского моря в голоцене на основе комплекса детальных микропалеонтологических (диатомей, споро-пыльца и бентосные фораминиферы) и литофизических исследований. Время событий определено посредством радиоуглеродного датирования.

КРАТКАЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОХОТСКОГО МОРЯ

Температура поверхностных вод на северном шельфе изменяется от минусовых значений зимой и до 10–12°C в летний сезон; соленость вод на поверхности варьирует от 33.2‰ зимой до 32‰ и менее летом. В Охотском море в результате интенсивного охлаждения и конвекции верхнего слоя воды в зимний период и неполного их прогрева летом, на глубинах 50–150 м образуется холодный слой воды с отрицательными круглогодичными температурами на большей части моря

и соленостью от 32.8‰ до 33.3‰ (дихотермальный слой) (Морошкин, 1966; Kitani, 1973). На северном шельфе холодный промежуточный слой доходит до дна. Температура придонных вод на северном шельфе в районе отбора колонки составляет около –1°C и соленость около 33‰ (Gladyshev et al., 2000).

Сильный северо-восточный ветер и низкие температуры воздуха над северо-западной частью Охотского моря в зимний сезон вызывают образование полыньи на северном шельфе и интенсивное формирование морского льда (Alfutis, Martin, 1987). При образовании льда и инъекции соли в воду на северном шельфе происходит утяжеление поверхностных вод, сползание их по шельфу и образование охотоморских промежуточных вод в диапазоне глубин от 100–150 м до 400–700 м (Wong et al., 1998; Gladyshev et al., 2000). В настоящее время имеется два источника образования промежуточных вод Охотского моря: образованные на северном шельфе во время формирования морского льда холодные и опресненные плотные шельфовые воды и теплые соленые воды течения Соя, проникающие из Японского моря (Itoh et al., 2003). В Курильской котловине водные массы этих двух источников смешиваются с приходящими из северной Пацифики западными субарктическими водами в пропорции 1 : 0.1 : 1 соответственно и образуют промежуточные воды Охотского моря с температурой +1.3°C и соленостью 33.3–34.2‰ (Kitani, 1973; Itoh et al., 2003). Ниже охотоморских промежуточных вод располагаются глубинные тихоокеанские водные массы, температура которых падает с глубиной от 2.5°C до 1.8°C, а соленость составляет 33.4–34.7‰ (Леонов, 1960).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Материал был получен в 34 рейсе НИС “Морской геофизик” в 1989 г. на северном шельфе Охотского моря. В осевой части Северо-Охотского прогиба с глубинами 130–150 м был выполнен профиль субширотного простираения с отбором колонок донных осадков гидростатической трубкой ГСП-2 (Астахов, 1991). Был вскрыт поверхностный слой голоценовых кремнистых отложений, накапливающихся с большой скоростью и имеющих в Охотском море возраст 6.5–6.8 тыс. лет (Горбаренко и др., 2000). При первичном и лабораторных исследованиях в колонках были проанализированы магнитная восприимчивость, физико-механические свойства (плотность, влажность), вещественный и гранулометрический состав. Более детально нами была изучена колонка 89211 (координаты: 58°35.01'; 145°28.21'; глубина 140 м), отобранная на южном крыле Буянской антиклинальной структуры (рис. 1) и имеющая полный разрез голоцена и позднеледниковья. Колон-

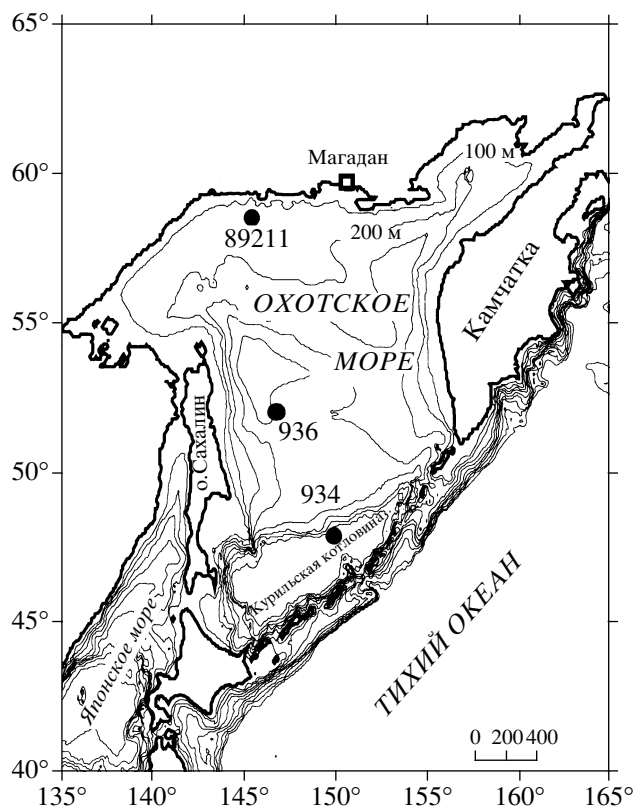


Рис. 1. Расположение колонок 89211, 936 и 934 в Охотском море.

ка 89211 была выбрана для изучения из-за обилия микрофоссилий (диатомей, бентических фораминифер, пыльцы и спор) и относительно высокой скорости седиментации. Образцы отбирались с интервалом в 5 см.

Согласно визуальному описанию и просмотра микроскопических препаратов литологическое строение осадков колонки 89211 представляет: 0–7 см – пелит алевроитовый диатомовый, слабокремнистый, зеленовато-серый; 8–70 см – пелит диатомовый, слабокремнистый, светло-оливковый слабоуплотненный (в инт. 30–55 см до уплотненного); 71–117 см – пелит алевроитовый слабокремнистый, зеленовато-серый с фораминиферами (особенно в инт. 71–72 см и 100 см), обломками ракушки (72–80 см) и с прослоями разжиженного осадка (уровни 72 см и 78 см); 118–157 см – пелит алевроитовый с примесью диатомей, гальки и гравия; 157–188 см – песок заиленный, насыщенный галькой и гравием, неяснослоистый; 188–194 см – песок алевроитовый плохосортированный зеленовато-серый до темно-серого с примесью гальки ледового разноса.

Физико-механические свойства осадка (плотность осадка) и процент фракции осадка более 63 мкм получены по стандартным методикам. Анализ магнитной восприимчивости осадков про-

водился при помощи полевого измерителя магнитной восприимчивости ИМВ-1.

Анализ изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) раковин бентосных фораминифер *Islandiella japonica* (Asano et Nakamura) проводился на масс-спектрометре VG-150 в лаборатории Л. Кейгвина (L.D. Keigwin, Woods Hole Oceanographic Institution, USA) без предварительного прокалывания раковин по стандартной методике (Keigwin, 1998).

Радиоуглеродный возраст осадков определялся по отобраным раковинам бентических фораминифер (навеска 2–8 мг) методом ускорительной масс-спектрометрии д-ром Дж. Соутоном в Ливерморской национальной лаборатории им. Лоуренса (США) и А. Мак-Николь в Океанографическом Институте Вудс-Холл (National Ocean Sciences AMS Facility, Woods Hole Oceanographic Institution, США). Определение возраста раковин моллюсков методом регистрации распада радиоактивного углерода проводилось д-ром Н.Н. Ковалюхом в Институте геологии и физики минералов АН УССР. Обработка осадка на диатомовый и палинологический анализы проводилась по стандартным методикам (Диатомовые водоросли..., 1974; Пыльцевой анализ, 1950). Для диатомового анализа обогащение тяжелой жидкостью не проводилось.

Для выявления изменений палеосреды по данным диатомового анализа мы использовали температурный (Td) и батиметрический (Bd) индексы. Значение Td определяется соотношением процентного содержания тепловодных видов (Xw) к сумме тепловодных и холодноводных (Xc) видов (Xw + Xc) (Kanaya, Koizumi, 1966). Тепловодные виды в изученных осадках единичны и представлены видами *Thalassiosira oestrupii* (Ostenfeld) Hasle, *Th. lineata* Jousé, *Th. eccentrica* (Ehrenberg) Cleve, *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) Mereschkowsky. Батиметрический индекс, установленный по современным осадкам Берингова моря (Yanagisawa, 1996), определяется из следующего соотношения: $Bd = Xp / (Xsh + Xp)$, где Xp и Xsh - численность диатомовых видов, характерных для пелагических и шельфовых районов, соответственно. Диатомей, характеризующие шельфовые районы, включают бентосные и неритические виды *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, *Thalassiosira gravida* Cleve (споры) + *Th. antarctica* Comber, *Th. nordenskiöldii* Cleve, *Bacterosira fragilis* Gran, *Nitzschia grunowii* Hasle, *N. cylindra* (Grunow) Hasle, *Porosira glacialis* (Grunow) Jorgensen и др., а океаническими планктонными видами, типичными для пелагических районов, являются *Neodenticula seminae* (Simonsen et Kanaya) Akiba et Yanagisawa, *Actinocyclus curvatulus* Janisch, *Thalassiosira latimarginata* Makarova (ex *Th. trifulta* Fryxel), *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg, *Rhizosolenia he-*

Радиоуглеродные датировки раковин бентических фораминифер из осадков колонки 89211, полученные методом ускорительной масс-спектрометрии (УМС) и раковин моллюсков, проанализированных методом регистрации распада. Перевод радиоуглеродного возраста в календарные годы, согласно Е. Барду (1998)

Расстояние от верха колонки, см	Лабораторный индекс	Измеренный возраст, радиоуглеродные годы	Ошибка измерения, годы	Объект анализа	Значения возраста, скорректированные на возраст резервуара поверхностных вод Охотского моря (900 лет)	
					радиоуглеродные годы	календарные годы (калибровка по Е. Барду)
5	CAMS-66138	870	50	<i>N. pachydermas</i> (Ehrenberg)	0	158
70	OS-11668	6600	50	Бентосные фораминиферы	5700	6491
80	CAMS-71877	7300	50	<i>Islandiella japonica</i>	6400	7250
110	OS-11667	8030	65	Бентосные фораминиферы	7130	8010
130	CAMS-71878	8200	50	<i>Islandiella japonica</i>	7300	8188
140	OS-16710	8660	65	<i>Cassidulina subacuta</i>	7760	8666
194	CAMS-66139	11870	65	Бентосные фораминиферы	10970	12780
158	КИ-3753	8900	70	Раковины моллюсков	8000	8900
193	КИ-3754	14200	90	Раковины моллюсков	13300	15650

betata f. hiemalis Gran, *Thalassiothrix longissima* Cleve et Grunow и др.

Для оценки климатических изменений по результатам спорово-пыльцевых данных помимо видовых определений и общего состава пыльцы и спор была также построена палеоклиматическая кривая (Тр). Кривая основана на соотношении процентного состава теплоумеренных древесно-кустарниковых таксонов, характерных для этого региона (*Abies + Picea*), к общему количеству теплоумеренных и “холодных” кустарниковых таксонов *Betula Nanae* и *Alnaster*.

Изменчивость видового состава бентических фораминифер и их обилие в осадке были изучены во фракции более 100 мкм. Обилие бентосных фораминифер в осадках определялось как число раковин на 50 грамм сухого натурального осадка.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Возрастная шкала и литологические черты осадков колонки 89211. Основой для построения возрастной шкалы послужили радиоуглеродные датировки раковин бентосных фораминифер методом ускорительной масс-спектрометрии (УМС, 5 дат, таблица) и раковин моллюсков, проанализированных методом регистрации распада (2 даты, рис. 2, таблица). Возраст осадка между полученными датами рассчитывался интерполяцией при допущении линейной скорости седиментации между ними. Радиоуглеродная дата, полученная по раковинам моллюсков методом распада для интервала 157–159 см моложе определений воз-

раста методом УМС примерно на 2.3 тыс. лет, а для интервала 194 см старше на 0.8 тыс. лет (рис. 2). Такие отклонения возраста можно объяснить более вероятным поступлением в осадок более древних створок моллюсков при его формировании. Известно, что бентосные фораминиферы, служащие материалом для датирования методом УМС, продуцируются непосредственно

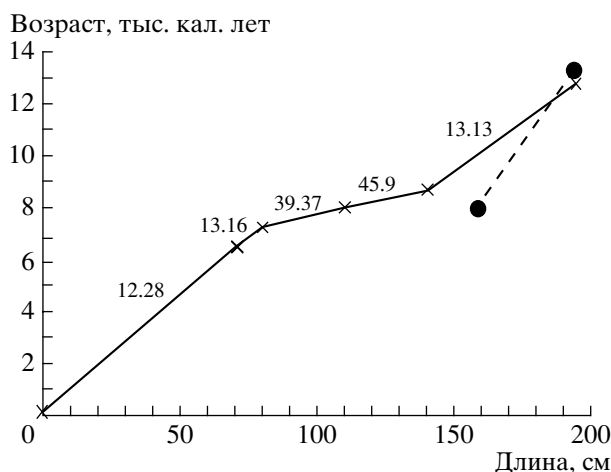


Рис. 2. Значения радиоуглеродного возраста осадков (в тыс. календарных лет с коррекцией на возраст поверхностных вод Охотского моря (0.9 тыс. лет) по длине колонки 89211. Крестики – значения возраста, полученные методом ускорительной масс-спектрометрии, кружки – методом распада. Цифры между датами, полученными методом УМС, указывают скорости седиментации (см/тыс. лет).

в осадке и менее подвержены переотложению после их отмирания. Поэтому мы использовали только данные УМС. Подробно датировки и материал датировок будут рассмотрены в другой статье.

Учитывая интенсивную зимнюю конвекцию вод на северном шельфе (Gladyshev et al., 2000) возраст резервуара придонных вод принят равным возрасту поверхностных вод Охотского моря. По данным датирования музейных моллюсков, отобранных до испытания ядерного оружия, возраст последних можно принять равным 900 лет, что близко к оценке Л. Кейгвина (Keigwin, 1998). Полученная нами датировка раковин бентосных фораминифер из интервала 5 см от верха колонки (870 лет) согласуется с этой оценкой, которая была принята и для более древних отложений колонки. Для перевода радиоуглеродных лет в календарные мы использовали калибровочный полином голоцена Э. Барда до 10 тыс. радиоуглеродных лет и “ледниковый” полином для старшего возраста (Bard, 1998) (далее возраст приведен в календарных годах, см. таблицу).

На основании датированной кривой глобального изменения уровня моря за последние 18 тысяч лет (Fairbanks, 1989) полученная возрастная шкала осадков позволяет рассчитать изменения глубины моря в месте отбора колонки 89211 при гляциоэвстатическом повышении уровня моря (рис. 3). При этом мы пренебрегли вертикальными тектоническими движениями изучаемого региона, которые были весьма незначительны за это время (Астахов, 1986).

Изменения магнитной восприимчивости осадка, процентного содержания фракций более 65 мкм и 250 мкм и плотности сухого осадка (рис. 3) соответствуют литологическому описанию осадков и значения их увеличиваются в более грубых отложениях основания разреза. Песчанистые осадки с гравием и галькой основания колонки (194–160 см) отлагались при глубине моря 70–105 м; после 9.5 тыс. лет (выше интервала 157 см) преобладают алевроитовые пелиты с примесью гальки и после 8.1 тыс. лет (выше 117 см), когда глубина моря превысила 126 м, накапливались преимущественно более тонкие отложения с незначительными изменениями литофизических параметров. Резкие пики на кривой магнитной восприимчивости осадков, видимо, обусловлены присутствием гальки или гравия.

Батиметрический коэффициент V_d , построенный по результатам диатомового анализа, в целом, хотя и показывает на увеличение глубины моря при аккумуляции осадков колонки 89211, плохо отражает более детальные изменения уровня моря (рис. 3). Так в интервале колонки 190–155 см коэффициент V_d в среднем почти не изменялся, в то время как уровень моря подни-

мался наиболее значительно; а при значительном росте V_d в верхних 55 см уровень моря почти не менялся.

Скорости седиментации верхней и нижней частей колонки изменялись в пределах 12–13 см/тыс. лет и в средней части колонки резко увеличивались до 39–46 см/тыс. лет (рис. 3). Литологическое описание осадка и измеренные литофизические параметры не фиксируют присутствия каких-либо нарушений седиментации или гравитационных потоков в средней части, способствующих увеличению скоростей седиментации.

Кривая изменения изотопного состава кислорода бентосных фораминифер (рис. 3) не показывает выраженных закономерностей со временем, свойственных глубоководным частям морей и океанов, как, например, в стандартной изотопно-кислородной кривой (Martinson et al., 1987), что позволило бы использовать ее в качестве хроностратиграфического маркера.

Палинологические спектры. По качественному и количественному составу отдельных видов пыльцы и спор и по общему составу пыльцевых спектров отложения колонки 89211 можно разделить на два горизонта (рис. 4).

В общем составе пыльцы и спор горизонта II (интервал 155–194 см, 12.8–9.6 тыс. лет) содержание спор (30–56.7%) лишь незначительно уступает древесно-кустарниковой группе (26–71%). Доля участия пыльцы трав и кустарничков, при малом участии их в пыльцевых спектрах осадков колонки в целом, максимальна для данного горизонта (7–17.3%).

В древесно-кустарниковой группе доминируют кустарники семейства березовых – *Alnaster* – 30.3–76.9% и *Betula sect. Nanae* – 15–34.5%. Доля содержания пыльцы *Pinus sect. Sembrae* колеблется в значительных пределах (0.9–34.7%). В группе спор попеременно преобладают папоротники (21.4–42.3%) и белые мхи (22.9–52.8%), доля плаунов устойчиво превышает 20% (20.2–28.7%). Внизу горизонта (190–194 см) отмечается резко повышенное содержание плаунка сибирского (до 17.9%). Пыльца травянисто-кустарниковой растительности представлена, в основном, осоками и верескоцветными, несколько меньше пыльцы полыни. Судя по спектрам, в растительности побережья преобладали мохово-лишайниковые лишайничники или редкостойные лишайничные леса и редколесья с подлеском из кедрового стланика и кустарниковых берез. Подобные спектры с преобладанием ольховника и кустарниковых берез и большим участием спор плаунка сибирского имеют большое сходство с пыльцевыми комплексами поверхностных проб бассейна р. Ола (Карташова, 1971) и южной Чукотки. Согласно полученной возрастной шкале данный горизонт отлагался в позднеледниковье – во время похолодания позд-

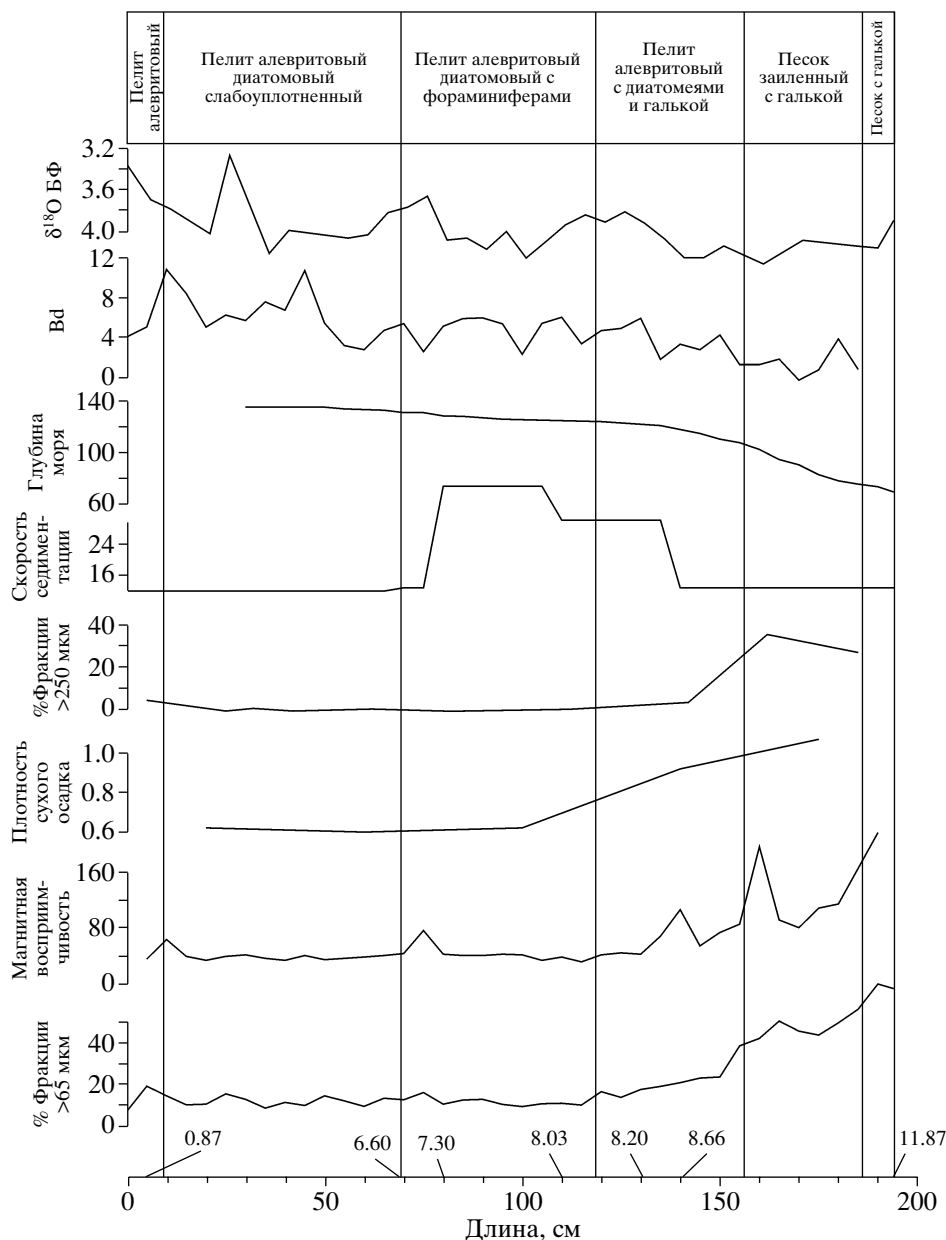


Рис. 3. Изменения содержания фракции осадка более 65 мкм и 250 мкм (весовой процент), значений магнитной восприимчивости (10^{-6} CGSE), плотности сухого осадка ($г/см^3$), скорости седиментации (см/тыс. лет), глубины моря места отбора колонки (см. текст), батиметрического индекса Bd, построенного по диатомеям, и $\delta^{18}O$ бентосных фораминифер *Islandiella japonica* (Asano et Nakamura) (‰ к стандарту PDB₁) в осадках по длине колонки 89211.

ний дриас (DR-3)- и начале голоцена (12.8–9.6 тыс. лет). Спорово-пыльцевые данные свидетельствуют о том, что климатические условия Приохотья в то время были более суровыми, чем во время формирования вышележащего горизонта.

В осадках горизонта I (интервал 155–0 см) преобладание пыльцы древесно-кустарниковой группы (48.1–75.9%) над спорами становится более выраженным, прогрессируя к верху колонки. Содержание спор постепенно уменьшается снизу вверх (от 47.1 до 18%), ведущее положение поперемен-

но занимают споры белых мхов или папоротники. Доля пыльцы трав и кустарничков также падает в осадках данного горизонта и едва превышает 8%.

Доминирующее положение в древесно-кустарниковой группе занимает пыльца *Pinus sect. Sembra*, процент которой возрастает на границе горизонтов. Доля пыльцы кустарников из семейства *Betulaceae* значительно снижается. Постоянно отмечается присутствие пыльцы ели. По изменению участия этих таксонов в спектрах, и по изме-

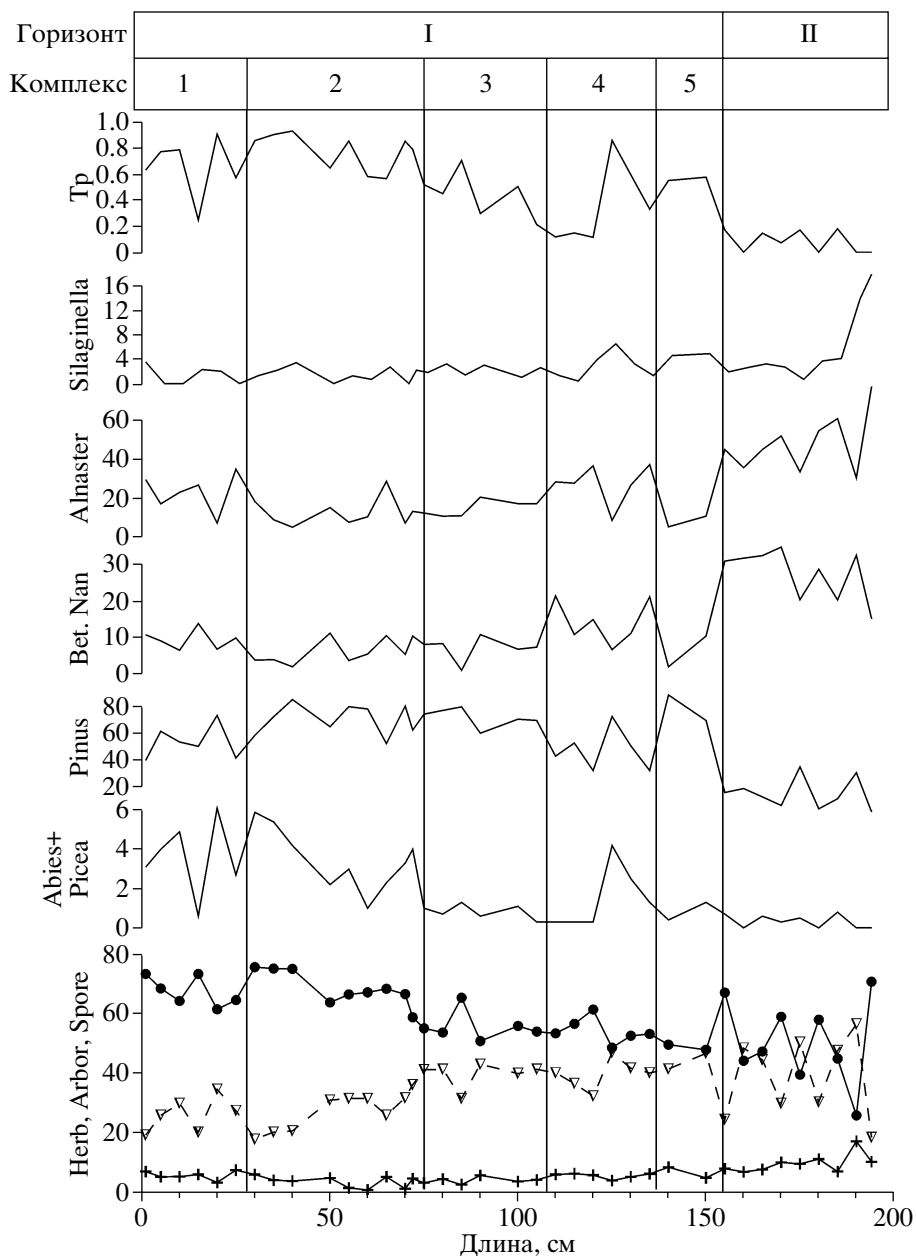


Рис. 4. Результаты палинологического анализа осадков по длине колонки 89211. Снизу вверх: процент содержания общего состава – древесно-кустарниковой группы (крестики), спор (треугольники, пунктирная линия) и трав и кустарничков (кружки); доли содержания пыльцы пихты и ели, сосны, березы кустарничковой, ольховника и плаунка сибирского в %; значения палеоклиматического коэффициента Тр (см. текст). Наверху показано деление осадков на горизонты (I и II) и комплексы согласно результатам палинологического анализа.

нению общего содержания пыльцы и спор в осадках горизонта I можно выделить пять комплексов.

Комплекс 5 выделяется в интервале 155–140 см (9.6–8.7 тыс. лет). Здесь в группе древесной пыльцы, как уже упоминалось, резко преобладает пыльца сосны (69.4–88.5%) и в значимом количестве появляется пыльца ели. Одновременно уменьшается доля пыльцы березовых (сумма берез не превышает 15%, пыльцы ольховника 5.3–

10.8%). Среди спор участие плаунка сибирского составляет 4.6–4.9%.

Значительное увеличение пыльцы сосны и появление ели, характерное для комплекса 5, отмечено и в разрезе Петровская коса (северный Сахалин) (Вейнсберг и др., 1976). Это изменение в растительности побережья Сахалинского залива по данным авторов произошло несколько ранее (с 10.4 тыс. лет), практически одновременно с изменениями климата северного побережья, выяв-

ленными по колонке 89211. Спектры пятого комплекса характеризуют резкое улучшение климатической обстановки северного Приохотья, которое произошло не в начале голоцена, а несколько позже, с 9.6 тыс. лет. В целом, они сходны со спектрами 1 (верхнего) горизонта, выделенного ранее в осадках Охотского моря (Коренева, 1957), сокращением участия мелколиственных таксонов и увеличением роли пыльцы сосны. Площади, занимаемые редкостойными и мохово-лишайниковыми листовичниками, сокращаются в это время. Однако климатические условия были еще значительно прохладнее современных.

В комплексе 4 (137–110 см, 8.5–8.0 тыс. лет) содержание пыльцы сосны уменьшается до 31.9–52.5% (в одной пробе 72.5%), среди пыльцы берез (в сумме свыше 12%) несколько возрастает доля кустарниковых форм. Количество пыльцы ели сначала достигает 4.2%, затем падает до 0.3%. Несколько увеличивается доля пыльцы ольховника (26.7–37.1%). Содержание спор плаунка сибирского мало – 0.4–3.9% (в одной пробе 6.5%). Спектры данного комплекса указывают на некоторое похолодание климата в это время.

В комплексе 3 (107–75 см; 7.9–6.6 тыс. лет) участие пыльцы сосны вновь постепенно возрастает и к верху колонки достигает 79.6%. В семействе берез уменьшается доля кустарниковых форм и общая их сумма едва превышает 15%; содержание пыльцы ольховника составляет 10.7–20.5%. Доля пыльцы ели незначительна – от 0.3 до 1.3%. Спектры данного комплекса указывают на незначительное но постепенное потепление климата прилегающей суши.

В комплексе 2 (72–30 см; 6.5–2.5 тыс. лет) преобладание древесно-кустарниковой группы над спорами максимально и увеличивается к верху колонки. В верхней части данного интервала заметно увеличивается доля пыльцы ели (от 0.6 до 6.1%). Содержание сосны высокое (46.9–80.8%) и несколько уменьшается кверху. Доля пыльцы кустарниковых берез наиболее низкая (1.9–10.4%). В составе листовичных лесов появляются отдельные небольшие насаждения темнохвойных лесов. Данные общего состава пыльцы и спор и указанных индикаторных таксонов свидетельствуют о наиболее сильном потеплении климата. В интервале 65–60 см (6–5.5 тыс. лет назад) отмечается незначительное похолодание климата, а максимум потепления региона происходил при завершении формирования комплекса – 2.5–4 тыс. лет назад.

В комплексе 1 (25–0 см; 0–2.5 тыс. лет) пыльцевой спектр отличается некоторым уменьшением древесно-кустарниковой группы и увеличением содержания спор. Уменьшается содержание сосны и ели. Общее содержание березовых возрастает и увеличивается доля кустарниковых форм.

Спорово-пыльцевые спектры третьего – первого комплексов отражают более благоприятную климатическую обстановку окружающей суши с постепенным потеплением климата, происшедшем при формировании третьего комплекса. Наиболее теплые условия существовали при аккумуляции второго комплекса, когда среднегодовые температуры воздуха, видимо, были выше современных. Максимум потепления, судя по изменению общего состава пыльцы и спор и по максимуму пыльцы более теплолюбивой ели, приходился на позднюю половину второго комплекса. Известно, что *Picea ajanensis* не может развиваться в условиях вечной мерзлоты и на длительно или сезонно-мерзлых почвах (Кабанов, 1977). Ель является также породой, требовательной к повышенной влажности, как почв, так и воздуха. Поэтому можно предположить, что во время формирования 2-го комплекса климат был также и более влажный. Спектры первого комплекса показывают на некоторое похолодание климата в последние 2.5 тыс. лет.

Построенный по результатам палинологического анализа палеоклиматический коэффициент Тр (рис. 4) достаточно адекватно отражает выявленные выше изменения растительности и климата прилегающей суши и поэтому может быть использован как обобщающий палеоклиматический индекс.

Диатомеи. По таксономическому и экологическому составу диатомовая флора в колонке 89211 довольно однообразна и характеризуется резким преобладанием ледово-неритических видов: *Bacterosira fragilis* Gran (37–73%), *Thalassiosira antarctica* Comber + *Th. gravida* Cleve¹ (3–28%), *Nitzschia cylindra* (Grunow) Hasle + *N. grunowii* Hasle (4–17%). Эти виды являются показателями вод с низкими значениями температуры и длительным существованием ледового покрова (Смирнова, 1959; Sancetta, 1981, 1982; Kerstin, 1986). Довольно высокая численность спор *Chaetoceros* (2–15%), что характерно для высокопродуктивных вод шельфовых вод и зон апвеллинга. Океанические виды разнообразны, но они представлены единичными экземплярами: *Neodenticula seminae* (Simonsen et Kanaya) Akiba et Yanagisawa (до 5%), *Thalassiosira latimarginata* Makarova (до 5.3%), *Actinocyclus curvatulus* Janisch (до 2%) и др. Общее количество океанических видов в колонке не превышает 11%.

По изменению количества диатомей (на грамм воздушно-сухого осадка) в колонке можно выделить 2 горизонта: горизонт I (0–140 см), обогащенный диатомеями и горизонт II (140–194 см) с пониженным содержанием диатомей (рис. 5).

¹ Эти виды представлены спорами, которые идентичны (Sancetta, 1982), поэтому дано их суммарное количество.

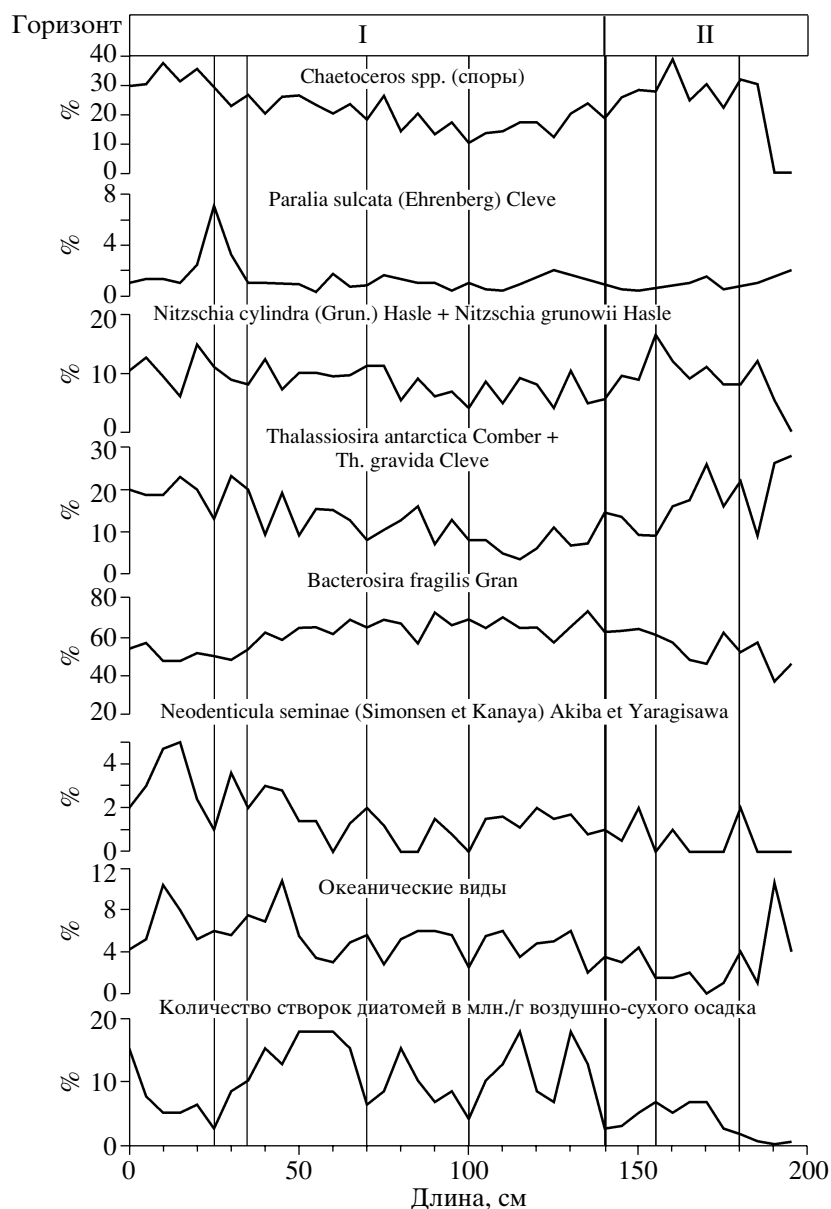


Рис. 5. Экологические изменения комплексов диатомей и вариации числа диатомей по длине колонки 89211. Снизу вверх: количество диатомей на грамм сухого осадка; содержание океанических видов, доминирующих и субдоминирующих видов в колонке. Наверху показано деление осадков на горизонты (I и II) согласно результатам диатомового анализа. Вертикальные линии показывают выделенные диатомовые комплексы.

Горизонт II (194–140 см) (12.77–8.66 тыс. лет), с низким содержанием диатомей (0.1–6.8 млн/г), характеризуется обедненным видовым составом. Доминируют холодноводные неритические виды *Bacterosira fragilis* Gran и *Thalassiosira antarctica* Comber + *Th. gravida* Cleve. Вид *Bacterosira fragilis* Gran наряду с представителями рода *Chaetoceros*, достигающие в этом интервале высокой численности, являются индикаторами высокой продуктивности шельфовых вод. Споры видов *Thalassiosira antarctica* Comber + *Th. gravida* Cleve, достигающие в данном интервале максимальных значений, указывают на низкие значения температуры и со-

лености, обусловленные длительным существованием ледового покрова (Смирнова, 1959; Sancetta, 1982; Kerstin, 1986). Максимальных значений достигают в этом интервале ледовые формы или криофилы, обитающие на нижней поверхности льда *Nitzschia cylindra* (Grunow) Hasle и *N. grunowii* Hasle. Характерным для этого интервала является полное отсутствие тепловодных видов и незначительное участие океанических видов (1–4%). Предполагается, что формирование осадков этого интервала происходило при более суровых, чем современные, условиях поверхностных вод.

Горизонт I (140–0 см) содержит больше диатомей, но их количество колеблется в значительных пределах. В интервале 140–100 см (8.66–7.7 тыс. лет) содержание диатомей достигает 18 млн. экз./г осадка. Продолжают доминировать *Bacterosira fragilis* Gran, *Thalassiosira antarctica* Comber + *Th. gravida* Cleve, *Nitzschia grunowii* Hasle, *N. cylindra* (Grunow) Hasle, увеличивается содержание океанических видов *Thalassiosira latimarginata* Makarova (ex *Thalassiosira trifulta* Fryxell), *Actinocyclus curvatulus* Janisch, *Neodenticula seminiae* (Simonsen et Kanaya) Akiba et Yanagisawa, *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis* Gran, *R. styliformis* Brightwell и относительно тепловодного неритического вида *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) Mereschowsky. Единично отмечены тепловодные виды *Thalassiosira oestrupii* (Ostenfeld) Hasle, *Th. lineata* Jouse. Подобное видовое соотношение позволяет предположить, что происходило усиление контрастности сезонов. Ледовый покров сохранялся длительное время в течение года, но во время летнего сезона лед таял и температура поверхностных вод была относительно высока, выше, чем во время образования горизонта II. На уровне 125 см (8.1 тыс. лет) наблюдается резкое уменьшение концентрации диатомей, количества тепловодных и океанических видов и увеличение числа бентических видов. Подобный состав диатомей, возможно, отражает кратковременное незначительное похолодание и усиление ледовой экспозиции.

Интервал 100–70 см (6.8–5.6 тыс. лет) характеризуется некоторым уменьшением содержания диатомей (15.3–4.1 млн. экз./г осадка). В целом, комплекс диатомей по таксономическому и экологическому составу очень близок предыдущему. Отмечается некоторое увеличение относительно тепловодного вида *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) Mereschowsky, океанического холодноводного *Actinocyclus curvatulus* Janisch, неритических *Thalassiosira antarctica* Comber + *Th. gravida* Cleve, *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve и уменьшение процентного содержания *Chaetoceros*. Подобный комплекс отражает благоприятные климатические условия северо-охотского побережья.

Интервал 70–35 см (5.6–2.0 тыс. лет) характеризуется увеличением содержания диатомей (до 18 млн. экз./г осадка), максимальным количеством видов (22 вида) и увеличением числа океанических видов. Все это свидетельствует об относительно благоприятных, вероятно, наиболее теплых условиях, отражающих климатический оптимум голоцена.

На уровне 25 см (1.99 тыс. лет) отмечено увеличение количества *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve – тихопелагического (*tychopelagic*) вида, характерного для распресненных вод.

Интервал 20–10 см (1.51–0.7 тыс. лет) характеризуется уменьшением содержания диатомей (8.5–2.6 млн. экз./г осадка) и бедностью видового состава. Минимальные значения имеют виды *Bacterosira fragilis* Gran и представители рода *Chaetoceros*, характерные для высокопродуктивных вод шельфа. В то же время несколько увеличилось количество океанических видов *Thalassiosira latimarginata* Makarova, *Neodenticula seminiae* (Simonsen et Kanaya) Akiba et Yanagisawa, неритического относительно тепловодного *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) Mereschowsky.

Интервал 10–0 см (0.7–0.0 тыс. лет) отличается увеличением содержания диатомей (до 15.3 млн. экз./г осадка) и количества неритических видов; в свою очередь, количество океанических видов уменьшается. Это соответствует современным условиям в данном районе.

Бентосные фораминиферы. Все встреченные в осадках колонки виды бентосных фораминифер встречаются в современных морях Мирового океана. При анализе результатов мы основывались на исследованиях современных бентосных фораминифер Охотского моря (Саидова, 1959, 1961, Басов, 1983) и др. По изменению структуры комплексов бентосных фораминифер осадки в колонке 89211 можно разделить на три горизонта (рис. 6).

III горизонт (194–180 см) накапливался с 12.8 по 11.7 тыс. лет назад во время похолодания поздний дриас (DR-3). Обилие бентосных фораминифер в осадках горизонта незначительно и колеблется от 18 до 31 раковин на 50 г осадка. Количество видов в пробе колеблется от 2 до 17. Присутствующие в горизонте в значительном количестве виды *Elphidiella tumida* Gudina, *Islandiella japonica* (Asano et Nakamura) встречаются далее по всей колонке. Другие доминантные виды – *Cassandra singularis* Troitskaja, *Buccella inusitata* Andersen и *Retroelphidium subcrispum* (Nakamura); менее обильно представленные виды *Nonionellina labradorica* (Dowson), *Nonionella japonica* Asano, *Elphidiella arctica* Parker et Jones, *Dentalina emaciata* Reuss и *Marginulina glabra* Orbigny присутствуют только в данном горизонте. Вероятно, продукция этих характерных для горизонта видов соответствует холодным условиям мелководных арктических шельфов с отрицательными температурами придонных вод и накоплением грубозернистых отложений. В интервале 175–165 см фауна бентосных фораминифер отсутствует.

II горизонт (160–55 см) накапливался с 10.0–6.0 тыс. лет назад во время пребореала и атлантика. Количество видов в пробе этого горизонта колеблется от 1 до 5, а в целом комплекс представлен 8-ю видами. Резко доминирует вид *Islandiella japonica* (Asano et Nakamura). Виды *Elphidiella tumida* Gudina и *Discoislandiella umbonata* (Voloshinova),

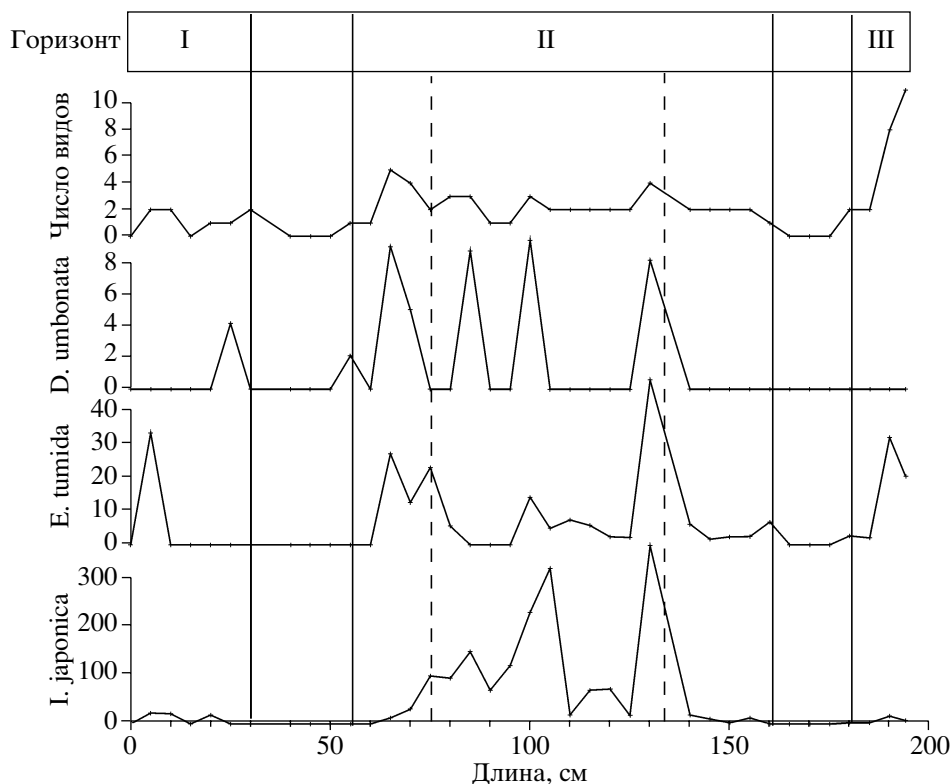


Рис. 6. Изменения по длине колонки абсолютного количества (число раковин на 50 грамм сухого осадка) доминантных видов бентосных фораминифер (снизу вверх) *Islandiella japonica* (Asano et Nakamura), *Elphidiella tumida* Gudina, и *Discoislandiella umbonata* (Voloshinova) и количества видов. Наверху указаны выделенные горизонты. Пунктирными линиями показан интервал с максимальным содержанием бентосных фораминифер.

обитающие в настоящее время в южной части Охотского и Японском морях, представлены гораздо менее обильно. Остальные виды – *Alveolophragmium ordiculatum* Saidova, *Labrospira tenuis* (Cushman), *Quinqueloculina hasamatoi* Asano и *Protelphidium orbiculare* (Brady) – встречены единично.

В интервале (130–75 см) во много раз увеличивается обилие бентосных фораминифер в осадках, а в интервалах 75, 105 и 130 см их количество достигает значений 123, 329 и 437 (раковин на 50 грамм осадка). В это же время увеличивается и биоразнообразие бентосных фораминифер. По времени этот интервал соответствует поздней половине атлантической эпохи голоцена (8.2–6.6 тыс. лет назад), когда согласно палинологическим данным происходило наиболее значительное потепление климата северного Приохотья. Происходившие в это время изменения среды северного шельфа и значительное увеличение скорости седиментации привели к резкому увеличению (в 50–100 раз) продукции доминирующего вида *Islandiella japonica* (число раковин/см² тыс. лет). В интервале 50–40 см микрофауна отсутствует.

I горизонт (30–0 см) представлен 5-ю видами бентосных фораминифер и численность раковин в осадках падает до 0–56. Как и в нижележащем

горизонте, доминирует *Islandiella japonica* (Asano et Nakamura). Виды *Elphidiella tumida* Gudina, *Quinqueloculina hasamatoi* Asano, *Alveolophragmium ordiculatum* Saidova и *Discoislandiella umbonata* (Voloshinova) представлены в единичном количестве. Данный горизонт накапливался за последние 2.5 тыс. лет, когда и в других регионах Охотского моря отмечается резкое сокращение видового состава и продукции (скоростей аккумуляции) бентосных фораминифер (Басов и др., 2000; Gorbarenko et al., 2002). Видимо, значительное похолодание в раннюю субатлантическую эпоху около 2.5 тыс. лет назад (Клименко, Климанов, 2003) вызвало также изменение условий среды всего Охотского моря и, вероятно, усиление растворения карбонатных раковин.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В целях анализа и сравнения изменений климата и среды северного шельфа, центральной и южной частей Охотского моря, происходившими в поздне- и послеледниковое время, сопоставлены комплексные результаты, полученные по колонкам 89211, 936 (Gorbarenko et al., 2004) и 934 (Горбаренко и др. 2003) соответственно на шкале календарного времени (рис. 7). Для колонки 89211

приведены наиболее информативные данные по спорово-пыльцевому анализу – палеоклиматический коэффициент Тр, и по диатомовому – обилие диатомей, процентное содержание океанического вида *Neodenticula seminae* (Simonsen et Kanaya) Akiba et Yanagisawa и палеотемпературный коэффициент Тd. Для колонки 934 показаны спорово-пыльцевой коэффициент Тр, содержание вида *Neodenticula seminae* (Simonsen et Kanaya) Akiba et Yanagisawa и значения $\delta^{18}\text{O}$ раковин планктонных фораминифер ($\delta^{18}\text{O}$ п.ф.), характеризующие изменения условий поверхностных вод. Для колонки 936 – спорово-пыльцевой коэффициент Тр, и по диатомеям – обилие диатомей, содержание вида *Neodenticula seminae* (Simonsen et Kanaya) Akiba et Yanagisawa и палеотемпературный коэффициент Тd.

Хотя горизонты и интервалы, определенные по результатам анализа спор и пыльцы, диатомей и бентосных фораминифер в осадках колонки 89211, были выделены независимо друг от друга, границы их достаточно хорошо совпадают, что говорит об общности изменений климата прилегающей суши, среды поверхностных и придонных вод и условий седиментации на северном шельфе. Спорово-пыльцевой коэффициент Тр и значения $\delta^{18}\text{O}$ п.ф., полученные по колонкам 934 и 936, показывают на некоторое улучшение среды центральной и южной частей моря и климата прилегающей суши во время потепления бёллинг-аллерд (В/А, 14.5–12.7 тыс. лет). В это время в осадках колонки 936 появляется океанический вид *Neodenticula seminae* (Simonsen et Kanaya) Akiba et Yanagisawa. Данное потепление охотоморского региона происходило синхронно с резким повышением температуры воздуха и улучшением климатических условий Северного полушария, выявленных по записям $\delta^{18}\text{O}$ льда Гренландии и при исследовании морских и континентальных осадков (Stuiver et al., 1995). Последующее хорошо известное по многим разрезам Северного полушария похолодание поздний дриас (DR-3, Younger Dryas, 12.7–11.6 тыс. лет) также ясно выделяется в охотоморском регионе в записях этих же параметров колонок 934 и 936 (рис. 7). Как уже ранее отмечалось, при быстрых климатических сдвигах изменения палеоклиматического коэффициента Тр на несколько столетий запаздывает относительно изменений среды моря вследствие, вероятно, сукцессионных процессов при смене типа растительности на суше (Горбаренко и др., 2003).

Потепление пребореала в начале голоцена отчетливо проявляется в центральной и южной частях моря (колонки 936 и 934) в записях палинологического коэффициента Тр и $\delta^{18}\text{O}$ планктонных фораминифер. Но на северном шельфе, как показывают результаты изучения колонки 89211, оно выражено только в кратковременном появлении

океанического вида *Neodenticula seminae* (Simonsen et Kanaya) Akiba et Yanagisawa, отражающем незначительное изменение поверхностных вод; данные же палинологического анализа не фиксируют каких-либо изменений растительности. Видимо, в Северном Приохотье в то время существенных изменений климата еще не происходило. Заметное потепление климата на северном побережье моря (увеличение коэффициента Тр) ясно отмечается с середины бореала с продолжением в начале атлантика (9.6–8.6 тыс. лет). В это же время происходит и улучшение среды северного шельфа, выраженное в более продолжительном появлении вида *Neodenticula seminae* (Simonsen et Kanaya) Akiba et Yanagisawa и уменьшении доли криофильных видов *Nitzschia cylindrica* (Grunow) Hasle и *N. grunowii* Hasle. Некоторое последующее похолодание климата Северного Приохотья, выраженное в более прохладных пыльцевых спектрах четвертого пыльцевого комплекса 8.5–7.9 тыс. лет назад соответствует сохранению значительного ледового покрова (преобладание ледово-неритических видов). Однако относительное увеличение доли океанических и теплолюбивых видов диатомей указывает на усиление поступления более теплых (тихоокеанских) вод в это время. Резкое похолодание климата и среды северного шельфа 8.15 тыс. лет назад (уровень 125 см) соответствует известному похолоданию 8.2 тыс. лет, установленному по керну льда Гренландии и по другим регионам Северного полушария (O'Brien, 1995).

Наиболее значительное потепление климата и среды охотоморского региона, проявленное в записях трех рассматриваемых колонок, происходило в поздней половине атлантика (7.9–6 тыс. лет назад). Вероятно, потепление климата вызвало поступление в акваторию дополнительного терригенного материала, что привело к резкому увеличению скорости седиментации и продукции бентических микроорганизмов на внутреннем северном шельфе. Как показывают полученные комплексные результаты по колонкам 934, 936 и 89211, климат Охотоморского региона и условия среды моря были наиболее теплыми во время суббореала (6–2.5 тыс. лет). Кратковременные похолодания климата региона, проявленные в более детальных записях колонок Охотского моря в начале и во время субатлантической эпохи зафиксированы и на юге Сахалина (Микишин, Гвоздева, 1996). Похолодание климата Приохотья и среды моря в начале субатлантика (первый пыльцевой комплекс), соответствует общему похолоданию климата Северного полушария в это время (Клименко, Климанов, 2003).

Количество диатомей в осадках Охотского моря, которое отражает продукцию этой доминирующей группы фитопланктона, судя по полученным данным, начинает расти в атлантике (пример-

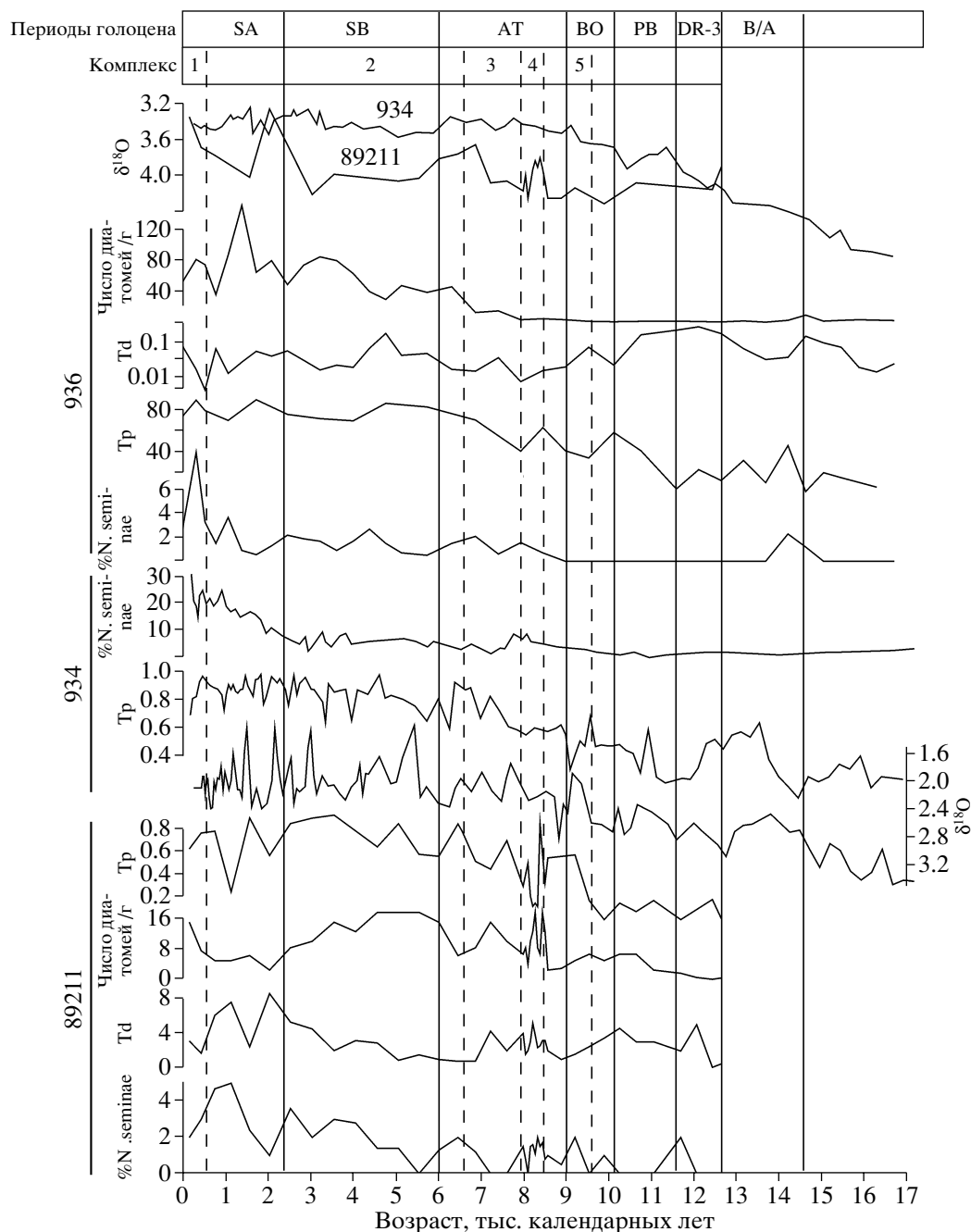


Рис. 7. Сопоставление изменения климата и среды северного шельфа, центральной и южной частей Охотского моря во времени (тыс. календарных лет) по результатам изучения колонок 89211, 936 (Gorbarenko et al., 2004) и 934 (Горбаренко и др. 2003) соответственно. Для колонки 89211 снизу вверх указаны: процентное содержание океанического вида диатомей *Neodenticula seminae* (Simonsen et Kanaya) Akiba et Yanagisawa, диатомового палеотемпературного коэффициента Td, обилия диатомей (числа створок в млн. на грамм сухого осадка) и палинологического палеоклиматического коэффициента Tr; для колонки 934: значения $\delta^{18}\text{O}$ планктонных фораминифер *Neogloboquadrina pachyderma* s. (в ‰ от стандарта PDB₁), палинологического палеоклиматического коэффициента Tr и процентного содержания вида *Neodenticula seminae* (Simonsen et Kanaya) Akiba et Yanagisawa; для колонки 936: % *Neodenticula seminae* (Simonsen et Kanaya) Akiba et Yanagisawa, палинологического палеоклиматического коэффициента Tr, диатомового палеотемпературного коэффициента Td и обилия диатомей (числа створок в млн. на грамм осадка). Выше показано сравнение изменения $\delta^{18}\text{O}$ раковин бентосных фораминифер колонки 934 (глубина моря 2180 м), отражающие изменения характеристик придонных вод Охотского моря, и $\delta^{18}\text{O}$ раковин бентосных фораминифер колонки 89211 (глубина 140 м). Наверху показаны периодизация позднеледниковья и голоцена по Блитту-Сернандеру (сплошные линии) и выделенные по спорам и пыльце комплексы горизонта I (пунктир) в осадках колонки 89211.

но с 8.5–8 тыс. лет назад) и резко увеличивается в начале суббореала (с 6–5 тыс. лет назад). Соответственно увеличению обилия диатомей возрастает и содержание аморфного кремнезема в осадках и происходит формирование диатомовых илов в Охотском море (Горбаренко и др., 2000). На северном шельфе активная продукция диатомей и накопление диатомовых осадков также начинается с 6 тыс. лет, но в конце суббореала (последние 3 тыс. лет) содержание диатомей здесь заметно падает. Резкий рост продукции бентических фораминифер на внутреннем северном шельфе произошел в атлантике, начиная с 8 тыс. лет, синхронно с улучшением условий среды региона, что способствовало увеличению поступления органики на дно. Однако последующее в суббореале усиление поступления на дно диатомей и расходование кислорода на их окисление, видимо, подавляло популяцию бентической фауны, которая незначительно восстановилась уже во время субатлантического похолодания и уменьшения поступления кремневого фитопланктона.

Следует отметить, что конец атлантического – начало суббореального периодов голоцена характеризовались вспышкой продуктивности фитопланктона (“гидробиологический оптимум”) и во всех морях Восточной Арктики (Полякова, 1997).

Для колонок 89211 и 936 нами был рассчитан температурный диатомовый коэффициент Td по методике, разработанной и успешно используемой для осадков умеренных широт Северной Пацифики (Kanao, Koizumi, 1966; Koizumi, 1986, рис. 7). Как видно из вышеприведенного комплексного анализа колонок из разных частей Охотского моря и сравнения их с изменениями климата Северного полушария (рис. 7), коэффициент Td не соответствует региональным и глобальным изменениям климата и среды. Видимо, это связано со специфичной формированием диатомовых комплексов в бассейнах с сезонным покровом морских льдов.

Активное продуцирование диатомей происходит весной после таяния морских льдов; в центральной части моря в мае и июне на его севере (Шунтов, 2001). Это подтверждают и данные седиментационных ловушек по центральной части моря (Honjo, Manganini, 1996). Согласно современным гидрологическим данным (Атлас по океанографии ..., 2003) температура поверхностных вод указанных регионов во время весеннего продуцирования диатомей составляет 3–4°C. Если учесть, что активное развитие диатомей происходит в слое 10–25 м, то средняя температура их роста еще меньше на 1–2°C, поскольку ниже на глубинах 50–120 м расположен слой воды с постоянными отрицательными температурами (Леонов, 1960). На основании изучения распределения в осадках терригенных частиц ледового разнота

было выявлено, что во время оледенения в Охотском море не существовало круглогодичного ледового покрова, и морские льды таяли на большей части моря в летние сезоны (Горбаренко и др., 2003).

Видимо, в оледенения время вегетации диатомей несколько сдвигалось в течение года в соответствии с таянием льдов и сокращением вегетационного периода, что не приводило к существенным изменениям температур продуцирования диатомей. Вероятно, другие факторы, такие как наличие питательных веществ, и в первую очередь растворенного кремнезема, и стратификация поверхностных вод во время активной продукции диатомей, определяли экологические и количественные изменения диатомовых водорослей Охотского моря в четвертичное время.

В верхней части рисунка 7 сопоставлены изменения $\delta^{18}\text{O}$ раковин бентосных фораминифер колонки 934 (глубина моря 2180 м), отражающие изменения характеристик придонных вод Охотского моря, и $\delta^{18}\text{O}$ раковин бентосных фораминифер колонки 89211 (глубина 140 м), описывающие изменения характеристик вод северного шельфа в районе данной станции (рис. 7). В начале позднего дриаса (DR-3) и в конце субатлантика значения $\delta^{18}\text{O}$ раковин *Islandiella japonica* (Asano et Nakamura) из осадков колонки 89211 близки к величинам $\delta^{18}\text{O}$ раковин *Uvigerina auberiana* Orbigny, а в период между этими временными отметками изотопный состав кислорода первых тяжелее вторых значений на 0.4–0.6‰ за исключением интервала, близкого к 2 тыс. лет назад. В настоящее время температура придонных вод на глубине отбора станции 934 составляет около +2°C, а на северном шельфе около –1, –1.5°C, т.е. примерно на 3–3.5°C холоднее (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1998). Соленость вод на северном шельфе в районе станции 89211 на глубинах 150 м составляет около 33.4‰ (неопубликованные данные ТИНРО), а в глубинных водах на глубинах 2000 м около 34.5‰ (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1998). Если принять коэффициент связи $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta S$ вод Охотского моря равным 0.346‰ (Keigwin, 1998) и отсутствие или равенство биологического эффекта видов *Islandiella japonica* (Asano et Nakamura) и *Uvigerina auberiana* Orbigny на их значения $\delta^{18}\text{O}$, то согласно палеотемпературной шкале (Shackleton, 1974) современные значения $\delta^{18}\text{O}$ бентосных фораминифер из осадков станций 89211 должны быть примерно на 0.2‰ больше аналогичных величин колонки 934. Температура придонных вод на северном шельфе и северном склоне Курильской котловины в поздне- и послеледниковое время, вероятно, не претерпела существенных изменений. Поэтому причиной утяжеления значений кислорода раковин бентосных фораминифер из северного шельфа в голоцене скорее всего были более высокие

значения солености поверхностных вод вследствие, вероятно, меньшего опреснения их на севере моря. В настоящее время соленость поверхностных вод в районе отбора колонки в летнее время уменьшается до 31–32‰ в результате стока вод рек Амур, Иня, Ульбея и др. Вероятно, атмосферные осадки на северном побережье моря и сток указанных рек в голоцене претерпевали значительные изменения и были меньше современных значений за исключением интервала времени около 2 тыс. лет назад.

ВЫВОДЫ

1. Для осадков колонки 89211 длиной 194 см, отобранной на северном шельфе с глубины 140 м, построена возрастная модель на основании семи радиоуглеродных датировок, полученных методом ускорительной масс-спектрометрии. Песчаные осадки с гравием и галькой основания колонки отлагались при первоначальной глубине моря около 70 м, начиная с 12.8 тыс. календарных лет (11 тыс. радиоуглеродных лет) в месте отбора колонки. Резкая смена типа седиментации произошла около 9.6 тыс. лет назад с последующим накоплением алевроито-пелитовых осадков, когда глубина моря превысила 110 м. Скорость седиментации нижней и верхней частей колонки составляла около 12–13 см/тыс. лет, а в интервале с 7.2 до 8.6 тыс. лет во время наиболее выраженно потепления прилегающего региона и интенсивного поступления терригенного материала она повышалась до 39–46 см/тыс. лет.

2. Результаты изучения видового состава спор и пыльцы, диатомовых водорослей и бентосных фораминифер осадков колонки 89211 свидетельствуют, что на северном шельфе и прилегающей суше потепление климата и среды моря началось не в начале голоцена в пребореальное время, как в центральной и южной частях моря, а позже, с середины бореала (около 9.6 тыс. календарных лет назад). После некоторого похолодания на северном шельфе в ранней половине атлантика, во второй его половине, происходило наиболее значительное потепление климата региона синхронно с улучшением условий среды в других частях моря. Во время субатлантика и суббореала (последние 6 тыс. календарных лет) климатические условия северо-охотского побережья и среды на северном шельфе были наиболее благоприятные. Данные микропалеонтологических методов показывают некоторое похолодание изучаемого региона в начале субатлантической эпохи (2.5 тыс. лет назад).

3. Характер изменения палеосреды северного шельфа Охотского моря в течение последних 8 тыс. лет был наиболее близок к изменениям среды, происходившим в морях Восточной Арктики.

Авторы выражают глубокую благодарность Дж. Соутону (Ливерморская национальная лаборатория им. Лоуренса, США) и А. Мак-Николь (Океанографический Институт Вудс-Холл, США) за выполнение радиоуглеродных датировок. Авторы также благодарны Ллойд Кейгвину (Океанографический институт Вудс-Холл, США) за помощь при измерении изотопного состава кислотода фораминифер.

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН (№ 06-III-B-07-275, № 06-III-A-07-270, № 06-III-B-07-283, № 06-III-B-07-298), интеграционных проектов ДВО РАН и СО РАН (№ 06-III-A-07-478, № 06-II-SO-07-027), гранта РАН №16 “Отклик древних континентальных озер Азии и окраинных морей Дальнего Востока на глобальные изменения атмосферной циркуляции: фазы интенсивного переноса влаги в континентальную Азию из Атлантики и с Восточно-Азиатскими муссонами в плейстоцене–голоцене “РФФИ № 06-05-91576 ЯФ-а, а также ФЦП “Мировой океан”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астахов А.С.* Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 140 с.
- Астахов А.С.* Физико-механические свойства и абсолютные массы голоценовых отложений Охотского моря // Тихоокеанск. геология. 1991. № 2. С. 50–55.
- Астахов А.С., Вагина Н. К., Горбаренко С.А. и др.* Скорости осадконакопления в Охотском море // Тихоокеанск. геология. 1988. № 4. С. 3–14.
- Атлас по океанографии Берингова, Охотского и Японского морей. Владивосток: ТОИДВО РАН, 2003 (электр. издание)
- Бараиш М.С., Бубенищикова Н.В., Казарина Г.Х., Хусид Т.А.* О палеоокеанологии центральной части Охотского моря в течение последних 200 тыс. лет (по микропалеонтологическим данным) // Океанология. 2001. Т. 41. № 5. С. 755–767.
- Басов И.А., Горбаренко С.А., Хусид Т.А.* Бентосные фораминиферы и гидродинамический режим Охотского моря: последние 17 тысяч лет // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 5. С. 681–685.
- Басов И.А., Хусид Т.А.* О биомассе бентосных фораминифер в осадках Охотского моря, // Океанология. 1983. Т. 23. Вып. 4. С. 648–655.
- Вейнсбергс И.Г., Воцилко М.Е., Штепаленко А.М. и др.* Спорново-пыльцевая характеристика новых разрезов позднечетвертичных отложений прибрежной полосы суши и шельфа юго-западного побережья Охотского моря // Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях. Рига: Зинатне, 1976. С. 133–148.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Ред. Терзиев Ф.С.. СПб.: Гидрометеоиздат, 1998. 342 с.
- Горбаренко С.А.* Стратиграфия верхнечетвертичных осадков центральной части Охотского моря и его па-

- леокеанология по $\delta^{18}\text{O}$ и другим методам // Океанология. 1991. Т. 31. № 6. С. 1036–1042.
- Горбаренко С.А., Ковалюх Н.Н., Одиноква Л.Ю. и др. Верхнечетвертичные осадки Охотского моря и реконструкция палеогеографических условий // Тихоокеанск. геология. 1988. № 2. С. 25–34.
- Горбаренко С.А., Гвоздева И.Г., Соутон Дж.Р. Быстрые изменения среды и климата Охотского моря в голоцене и оледенение // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 2. С. 148–156.
- Горбаренко С.А., Деркачев А.Н., Астахов А.С. и др. Литостратиграфия и тефрахронология верхнечетвертичных осадков Охотского моря // Тихоокеанск. геология. 2000. Т. 19. № 2. С. 58–72.
- Горбаренко С.А., Лесков В.Ю., Артемова А.В. и др. Ледовый покров Охотского моря в последнем оледенении и голоцене // Докл. РАН. 2003. Т. 388. № 5. С. 678–682.
- 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.
- Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. 1. Л.: Наука, 1974. 403 с.
- Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 259 с.
- Жузе А.П., Коренева Е.В. К палеогеографии Охотского моря // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1959. № 2. С. 12–24.
- Кабанов Н.Е. Хвойные деревья и кустарники Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 175 с.
- Карташова Г.Г. Спорово-пыльцевые спектры современных отложений в бассейне р. Олы (северное побережье Охотского моря) // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 90–105.
- Клименко В.В., Климанов В.А. Холодный климат ранней субатлантической эпохи в северном полушарии // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 3. С. 393–397.
- Коренева Е.В. Спорово-пыльцевой анализ донных отложений Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии. Т. XXII. 1957. С. 221–251.
- Леонов А.К. Региональная океанография. Часть 1. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 766 с.
- Матуль А.Г., Горбаренко С.А., Мухина В.В., Лесков В.Ю. Четвертичные микропалеонтологические и литофизические записи осадков из северной части Охотского моря // Океанология. 2003. Т. 43. № 4. С. 583–592.
- Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. Развитие природы юго-восточной части острова Сахалин. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1996. 130 с.
- Морошкин К.В. Водные массы Охотского моря. М.: Наука, 1966. 67 с.
- Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.
- Пыльцевой анализ/Ред. Покровская М.И. Л.: Гос. изд-во геол. лит-ры, 1950. 571 с.
- Саидова Х.М. Распределение фораминифер в донных отложениях и палеогеография северо-западной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1959. Т. 129. № 6. С. 1401–1404.
- Саидова Х.М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 226 с.
- Смирнова Л.И. Фитопланктон Охотского моря и Прикурльского района // Тр. Ин-та океанологии. 1959. Т. XXX. С. 3–67.
- Современное осадкообразование в окраинных морях Востока Азии (статистические модели) / Ред. Лихт Ф.Р. Владивосток: Дальнаука, 1997. 302 с.
- Шунтов В.П. Биология дальневосточных морей России. Т. 1. Владивосток: ТИНРО-центр. 2001. 580 с.
- Alfuti M.A., Martin S. Satellite passive microwave studies of the Sea of Okhotsk ice cover and its relation to oceanic processes // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 13013–13028.
- Bard E. Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration // Geochimica Cosmochimica Acta. 1998. № 62. P. 2025–2038.
- Fairbanks R.G. A 17000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation // Nature. 1989. № 342. P. 637–642.
- Gladyshev S., Martin S., Riser S., Figurkin A. Dense water production on the northern Okhotsk shelves: comparison of ship-based spring-summer observations for 1996 and 1997 with satellite observations // J. Geophys. Res. 2000. C11. № 105. P. 26281–26299.
- Gorbarenko S.A., Khusid T.A., Basov I.A. et al. Glacial-Holocene environment of the southeast Okhotsk Sea: evidence from geochemical and paleontological data // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2002. № 177/3–4. P. 237–263.
- Gorbarenko S.A., Southon J.R., Keigwin L.D. et al. Late Pleistocene – Holocene oceanographic variability in the Okhotsk Sea: geochemical, lithological and paleontological evidences. // Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology. 2004. V. 209. P. 281–301.
- Honjo S., Manganini S.J. Dichothermal layer and biological export productivity in the Sea of Okhotsk. Proc. Intern. Workshop on the Okhotsk Sea and Arctic: the physics and biochemistry implied to the global cycles. JAMSTEC and STA of Japan. 1996. P. 103–110.
- Itoh M., Ohshima K.I., Wakatsuchi M. Distribution and formation of the Okhotsk Sea intermediate water: an analysis of isopicnal climatological data. // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № C8, 3258. P. 14–1–14–18.
- Kanaya T., Koizumi I. Interpretation of the diatom thanatocoenoses from the North Pacific applied to a study of core V 20–130 // Sci. Repts., Tohoku Univ. 2nd Ser. 1966. V. 37. № 2. P. 89–130.
- Keigwin L.D. Glacial-age hydrology of the far northwest Pacific ocean // Paleoceanography. 1998. № 13. P. 323–339.
- Kerstin W. M. Recent arctic marine diatom assemblages from bottom sediments in Baffin Bay and Davis Strait // Marine Micropaleontology, 1986. № 4. P. 327–341.
- Kitani K. An oceanographic study of the Okhotsk Sea: particularly in regard to cold waters // Bull. Far. Sea Fish. Res. Lab. 1973. V. 9. P. 45–77.

- Koizumi I.* Holocene Pulses of Diatom growths in the Warm Tsushima current in the Japan Sea // *Diatom Research*. 1989. V. 4. № 1. P. 55–68.
- Koizumi I.* Pliocene and Pleistocene diatom datum levels related with Paleoceanography in the Northwest Pacific // *Marine micropaleontology*. 1986. № 10. P. 309–325.
- Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D. et al.* Age dating and the orbital theory of ice ages: Development of high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy // *Quaternary Research*. 1987. V. 27. P. 1–29.
- Morley J.J., Heusser L., Shackleton H.J.* Late Pleistocene/Holocene radiolarian and pollen records from sediments in the Sea of Okhotsk // *Paleoceanography*. 1991. V. 6. № 1. P. 121–131.
- O'Brien S.R., Mayewski P.A., Meeker L.D. et al.* Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core // *Science*. 1995. № 270. P. 1962–1964.
- Sancetta C.* Distribution of diatom species in surface sediments of the Bering and Okhotsk seas. *Micropaleontology*. V. 28. № 3. 1982. P. 1–6.
- Sancetta C.* Oceanographic and ecologic significance of diatoms in surface sediments of the Bering and Okhotsk seas // *Deep-Sea Research*. V. 28A. № 8. 1981. P. 798–817.
- Shackleton N.J.* Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial. *Colloque Int. CNRS*. № 219. 1974. P. 203–209.
- Suiver M., Grootes P., Braziunas T.F.* The GISP $d^{18}O$ climate record of the past 16500 years and the role of the Sun, ocean, and volcanoes // *Quaternary Res.* 1995. № 44. P. 341–354.
- Talley L.D.* An Okhotsk sea water anomaly: implications for ventilation in the North Pacific // *Deep Sea Research*. 1991. Part A. № 38. S171-S190.
- Warren B.A.* Why is no deep water formed in the North Pacific? // *J. of Marine Res.* 1983. V. 41. P. 327–347.
- Wong C.S., Matear R.J., Freeland H.J. et al.* WOCE Line PIW in the Sea of Okhotsk, 2, CGCs and the formation rate of intermediate water // *J. Geophys. Res.* 1998. P. 15625–15642.
- Yanagisawa Y.* Diatom assemblages as an indicator of bathymetry // *J. Sed. Soc. Japan*. 1996. № 43. P. 59–67.

Рецензенты А.Е. Додонов, Ю.А. Лаврушин