

НЕГАТИВНЫЕ ЭКСКУРСЫ $\delta^{13}\text{C}$ РАКОВИН БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР: ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ МЕТАНОВЫХ СОБЫТИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ

С.П. Плетнев¹, Юньхуа Ву², А.В. Романова³, В.К. Аннин¹, И.В. Уткин¹, О.Ф. Верещагина¹

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
690041, Владивосток, ул. Балтийская 43, Россия

²First Institute of Oceanography, Jindao, 266061, China

³Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия

Негативные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ отмечены в раковинах бентосных фораминифер в газонасыщенной колонке LV50-05, отобранной в зоне активного выхода метана на подводном склоне Северо-Восточного Сахалина в Охотском море. Они могут отражать локальную историю метановых событий. Хроностратиграфия осадочного разреза колонки строится на восьми AMS ^{14}C -датах и биостратиграфических данных. В одних интервалах виды *Nonionellina labradorica* и *Uvigerina parvocostata* имеют фоновые значения $\delta^{13}\text{C}$ (около -1‰), характеризующие нормальный морской режим. В других интервалах отмечены очень низкие значения (до -34.5‰ VPDB). Аномальные отрицательные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ интерпретируются как записи метановых эмиссий на дне моря во время первичной биоминерализации и постседиментационной кальцификации раковин. В исследуемом районе установлены четыре метановых события (МС) в голоцене: кратковременные МС-1 (700—900 лет) и МС-2 (1200—1400 лет); долговременные МС-3 (2500—5400 лет) и МС-4 (7400—10 000 лет).

Бентосные и планктонные фораминиферы, изотопный состав кислорода и углерода, метан и метановые эмиссии, Охотское море.

NEGATIVE $\delta^{13}\text{C}$ EXCURSIONS IN FORAMINIFERAL RECORDS: THE HOLOCENE HISTORY OF METHANE EVENTS IN THE CENTRAL SEA OF OKHOTSK

S.P. Pletnev, Yonghua Wu, A.V. Romanova, V.K. Annin, I.V. Utkin, and O.F. Vereshchagina

Several negative $\delta^{13}\text{C}$ excursions in benthic foraminifera from gas-bearing core LV50-05 sampled off-shore on the eastern slope of Sakhalin Island, Sea of Okhotsk, in an area of active methane seepage record the local history of methane events (ME). The core chronostratigraphy has been constrained from AMS ^{14}C ages and biostratigraphic data. Benthic foraminifera (*Nonionellina labradorica* and *Uvigerina parvocostata*) from some core intervals show normal marine $\delta^{13}\text{C}$ values (about -1‰), but some intervals are marked by extremely depleted compositions as low as -34.5‰ $\delta^{13}\text{C}$ (relative to VPDB). The negative $\delta^{13}\text{C}$ excursions are interpreted as a record of seabed methane emanation during primary and secondary biomineralization of carbonate foraminifera. The results reveal four Holocene methane events (ME) in the area: two brief (ME-1 at 700–900 yr BP and ME-2 at 1200–1400 yr BP) and two long (ME-3 at 2500–4700 yr BP and ME-4 at 7400–10000 yr BP) events.

Benthic and planktonic foraminifera, oxygen and carbon isotope compositions, methane, methane emission, Sea of Okhotsk

ВВЕДЕНИЕ

Открытие огромных скоплений кристаллических газогидратов в районах вечной мерзлоты и окраинных морях диктует необходимость изучить и понять их роль в прошлом, настоящем и будущем. Промышленные запасы метана в газогидратах (до 98 %) позволяют рассматривать эти залежи в качестве альтернативного источника углеводородов наравне с традиционными энергетическими ресурсами. Нарушение условий первичного захоронения может привести к диссоциации газогидратов и освобождению свободного метана. С повышением содержания метана, вторым по величине парниковым газом, связывают возможный разогрев атмосферы. Именно этими процессами объясняют массовые вымирания и природные катаклизмы в мелу, на границах палеоцена и эоцена, плейстоцена и голоцена [Dickens et al., 1995; Hill et al., 2004; Panier et al., 2014].

В местах выхода метана на поверхность дна (в сипах) возникают своеобразные подводные экосистемы, в которых придонные и поровые воды, а также живые организмы часто обеднены тяжелым изотопом ^{13}C [Hill et al., 2004; Levin, 2005]. Поэтому соотношение изотопов ^{13}C и ^{12}C карбонатных фоссилий в местах долговременных сипов может хранить летопись метановых потоков. Хорошим индикатором метана зарекомендовали себя бентосные фораминиферы [Sen Gupta et al., 1997]. Эти простейшие организмы с твердым скелетом живут на разных глубинах в океане, имеют длительную эволюцию и обильно встречаются в осадках. Как результат, изучение изотопного состава ископаемых фораминифер позволило Дж. Кеннету заявить, что начало последнего потепления (голоцена) было связано с увеличением концентрации метана в атмосфере [Kennett et al., 2000]. К настоящему времени количество как изученных геологических разрезов в местах метановых эмиссий, так и полученных сведений об истории последних все еще недостаточно для признания или отрицания подобной гипотезы.

Анализ стабильных изотопов живых фораминифер показал на корреляцию между метановыми сипами и величинами $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах отдельных видов [Kennett et al., 2000; Rathburn et al., 2000, 2003]. Разница значений $\delta^{13}\text{C}$ между одними и теми же живыми видами в метановых сипах и вне зоны их влияния невелика и количественно еще недостаточно изучена [Rathburn et al., 2000, 2003; Bernhard et al., 2010]. В Охотском море в пределах одного вида она меняется от -0.3 до -1.0 ‰ [Плетнев и др., 2014]. В ископаемых же раковинах отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ более изменчивы и достигают -40 ‰ [Torres et al., 2003; Uchida et al., 2008]. Имеются разные мнения о том, какой из факторов влияет на изотопную запись в раковинах фораминифер. Ряд авторов полагают, что живые фораминиферы для построения раковины извлекают углерод из поровых вод, которые имеют низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ [Sen Gupta et al., 1997; Panieri et al., 2014]. Другие исследователи считают, что причиной снижения $\delta^{13}\text{C}$ является потребление метанотрофных бактерий, которые служат источником питания фораминифер [Torres et al., 2003; Hill et al., 2004]. В последние годы показано, что на отмерших раковинах может дополнительно осажаться метанопродуктивный диагенетический аутигенный карбонат (МДАК) с низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$. Вторичный отрицательный сигнал МДАК может скрывать и перекрывать прижизненную запись $\delta^{13}\text{C}$ фораминифер [Torres et al., 2003; Panieri et al., 2016]. Механизм записи $\delta^{13}\text{C}$ и эмиссии метана активно изучаются на примере анализа живых и ископаемых фораминифер в разных районах Мирового океана. Охотское море представляет собой отличный полигон для подобных исследований. После открытия метановых эмиссий [Зоненшайн и др., 1987] было установлено, что в этом окраинном бассейне сосредоточены огромные запасы газогидратов [Соловьев и др., 1994]. Особенно это касается подводного склона Северо-Восточного Сахалина. В этот район были организованы международные геолого-геофизические международные экспедиции, во время которых открыты многочисленные выходы метана в придонной воде и приповерхностных осадках [Nachikubo et al., 2011; Minami et al., 2012; Young-Gyun Kim et al., 2013; Обжиров и др., 2014]. По Охотскому морю имеются отдельные публикации, касающиеся влияния метана на изотопию живых фораминифер [Ishimura et al., 2012; Плетнев и др., 2014], химического состава раковин [Хусид и др., 2013] и негативных экскурсов в донных колонках [Lembke-Jene et al., 2007, 2017; Yonghua Wu et al., 2014].

В основу данного сообщения положены материалы, полученные в экспедиции 50-го рейса НИС «Академик Лаврентьев» (2010 г.). Они касаются оценки метановых потоков в голоцене, установленных по изотопии раковин бентосных фораминифер на примере колонки LV50-05. Выбор данной колонки на исследуемом полигоне (рис. 1) обусловлен ее комплексным изучением другими сопряженными методами. В работе также рассмотрены методические вопросы, касающиеся особенностей изотопного анализа углерода отдельных видов бентосных фораминифер в метановых сипах Охотского моря.

ОКЕАНОГРАФИЯ И ГЕОЛОГИЯ ИССЛЕДУЕМОГО РАЙОНА

Отличительными чертами современного Охотского моря являются его низкие температуры, тяжелые ледовые условия и высокая первичная продукция. Поверхностная гидрография в водоеме определяется большим циклоническим круговоротом (см. рис. 1). Теплые тихоокеанские воды проникают в Охотское море главным образом через глубоководный пролив Крузенштерна (1900 м) и образуют Камчатское течение. Оно следует вдоль побережья Западной Камчатки и далее смешивается с холодными водными массами северо-западного шельфа. Восточно-Сахалинское течение огибает северную и восточную части Сахалина и на юге поворачивает к гряде Курильских островов.

В холодный период низкие температуры и сепарация соли из образующегося морского льда приводит к формированию плотных шельфовых вод в северо-западной части Охотского моря [Itoh et al., 2003]. Они обновляют промежуточные водные массы и снабжают кислородом глубинные воды в Охотском море [Tsunogai et al., 1995].

Полигон LV50 (см. рис. 1) находится под влиянием Восточно-Сахалинского течения и опресненных вод р. Амур. Осадочный сток Амура (около 14 км^3 в год) в 2—3 раза превышает суммарный сток

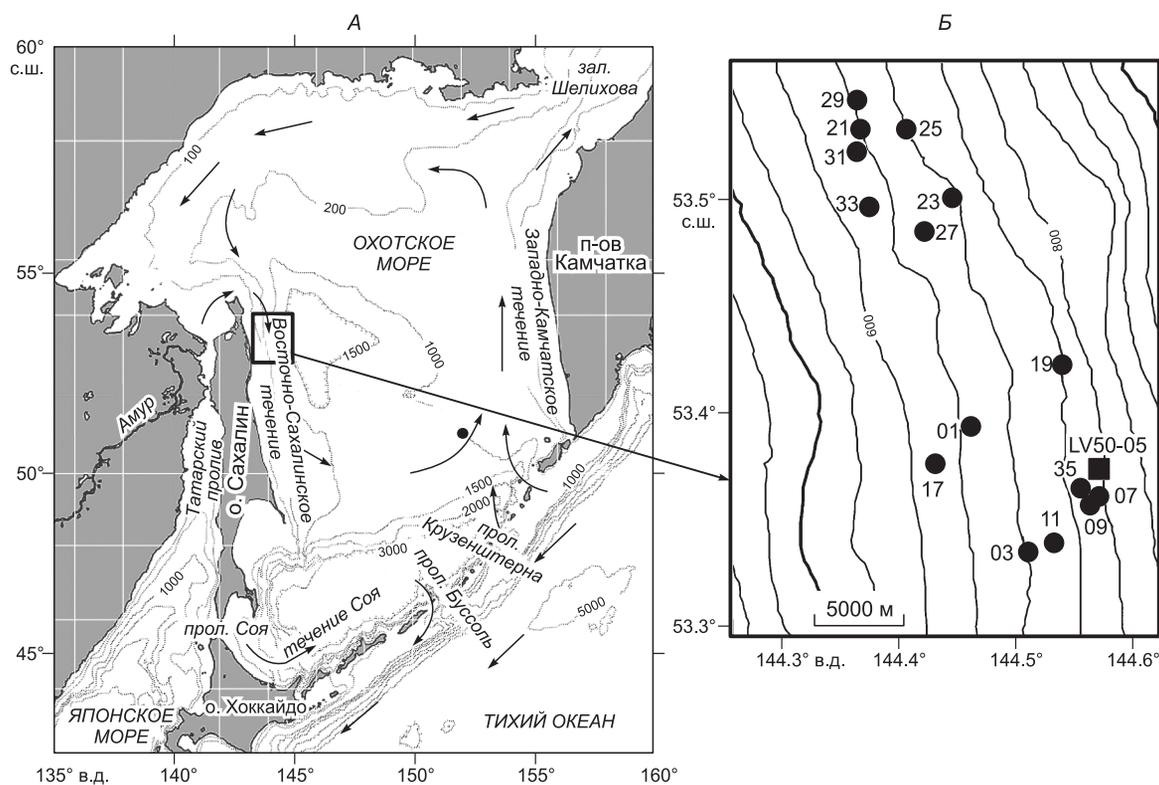


Рис. 1. А — батиметрическая карта Охотского моря, главные проливы и поверхностные течения. **Б** — положение станции LV50-05 и других колонок, отмеченных в тексте.

всех сибирских рек [Anikiev et al., 2001]. Приток амурских вод приводит к устойчивой стратификации водных масс с образованием дихотермального слоя в летний период на глубине 50—150 м [Freeland et al., 1998]. Образование льда в районе полигона начинается в ноябре, и ледовый покров сохраняется в среднем около 200 дней в году.

Высокая первичная продукция (в основном диатомей) в исследуемом районе обусловлена хорошей освещенностью, значительными поставками биогенных элементов и железа р. Амур [Sorokin, Sorokin, 1999]. Большое количество аллохтонного углерода приносят амурские воды и промежуточные водные массы [Kitani, 1973].

Низкие придонные температуры, высокие скорости седиментации и большое количество органического вещества благоприятствуют образованию современного метана в приповерхностных осадках исследуемого района [Соловьев и др., 1994].

Бассейн Охотского моря располагается главным образом на Охотской тектонической плите. Она граничит трансформными разломами с Евразийской, Североамериканской, Амурской и Тихоокеанской тектоническими плитами (рис. 2). Подводный склон Восточного Сахалина представляет собой осадочную толщу (эоцен—голоцен) мощностью 9—14 км, которая разбита многочисленными разломами и разрывными нарушениями [Харахинов, 2010].

Тектоническое сжатие и сильная расчлененность осадочного чехла создают благоприятные условия для образования и миграции природного газа в данном районе. Выходы потоков метана на поверхность (газовые факелы) трассируют многочисленные грязевые вулканы, покмарки, газогидраты и др. [Young-Gyun Kim et al., 2013; Обжиров и др., 2014]. В голоцене условия осадконакопления были сходными с современными [Wong et al., 2003]. Высокие скорости осадконакопления (0.5—1.0 м в 1000 лет) указывают на ведущую роль терригенной седиментации в исследуемом районе [Biebow et al., 2003].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Колонка LV50-05 длиной 495 см была отобрана на подводном склоне Северо-Восточного Сахалина с глубины 785 м во время рейса LV50 на НИС «Академик Лаврентьев» в июне 2010 г. Пробы (около 30—50 г) отбирали через каждые 10 см и отмывали через сито размером > 0.063 мм. Отмытую фракцию высушивали при температуре 40 °С.

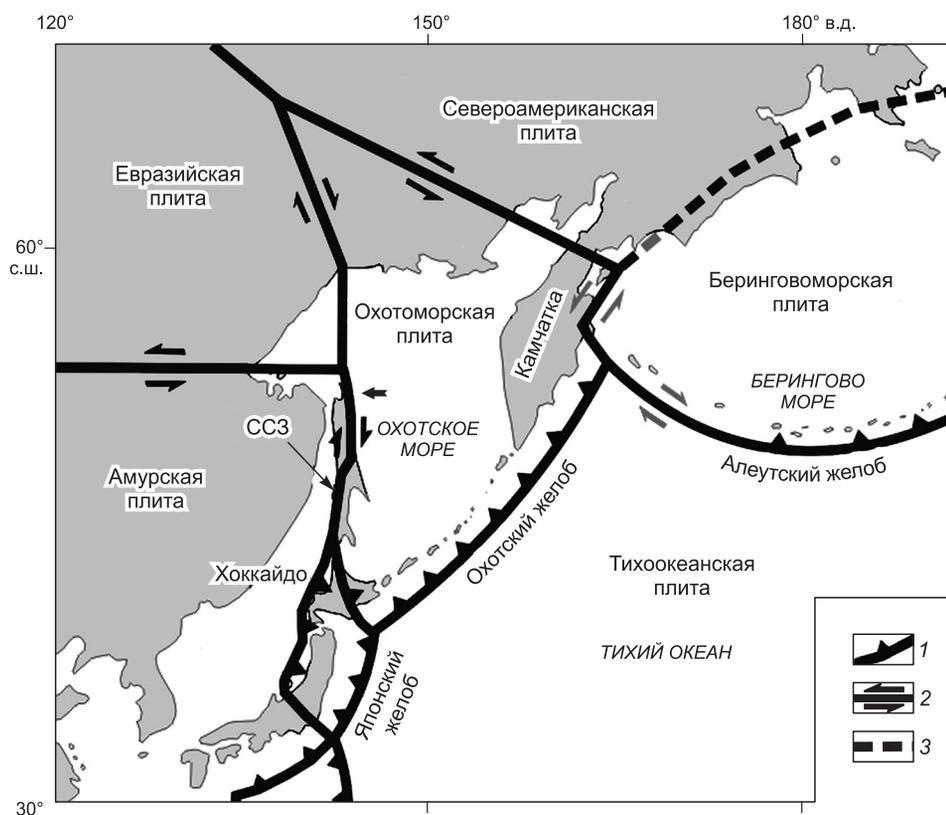


Рис. 2. Тектоническая схема исследуемого района [Wong et al., 2003].

1 — направление субдукции; 2 — движение плит; 3 — граница плит; ССЗ — Сахалинская сдвиговая зона.

Анализ планктонных (ПФ) и бентосных фораминифер (БФ) проводился под бинокляром МБС-10. Проба, содержащая более 300 экз., подвергалась квартованию. Основой биостратиграфического анализа колонки LV50-05 послужили следующие характеристики: обилие раковин фораминифер в расчете на 1 г сухого осадка, число видов и их процентное соотношение в каждом из 49 образцов. Изменения в структуре тафоценозов фораминифер оценивались по трем стандартным критериям: Shannon Index, Fisher Alpha Index и Equitability согласно программе PAST [Harper, 1999].

Объектом AMS ^{14}C -датирования были выбраны раковины фораминифер (*Uvigerina peregrina parvocostata*, далее *U. parvocostata*) и фрагменты двустворчатых моллюсков. По возможности отбирали целые раковины хорошей сохранности и без следов МДАК, чтобы свести к минимуму хронологические несоответствия в результате вторичных изменений. Навеска из раковин фораминифер составляла 10 мг и малакофауны более 100 мг. Во всех образцах измерялось $\delta^{13}\text{C}$. Для сравнения результатов в слое 300—305 см датированы как фораминиферы, так и моллюски. Радиометрические измерения проведены в Океанографическом институте в Вудсхоле (США). Все AMS ^{14}C -даты пересчитаны в календарное время [Fairbanks et al., 2005] с учетом регионального резервуарного эффекта в 950 лет [Keigwin, 1998].

Изотопный состав кислорода и углерода изучен в раковинах трех видов бентосных фораминифер (*U. parvocostata*, *Valvulineria (V.) sadonica* и *Nonionellina (N.) labradorica*), которые толерантны к условиям метановых сипов в Охотском море [Плетнев и др., 2014]. Число отобранных для анализа раковин *U. parvocostata*, *V. sadonica* и *N. labradorica* составило 2—4, 2—6 и 2—8 экз. соответственно, а размер самих раковин каждого из видов равнялся ~1.0, 0.4—0.8 и 0.4—0.6 мм соответственно. Раковины были предварительно обработаны этанолом ($\geq 99.7\%$) в ультразвуковой ванне Branson 200. Определения изотопного состава выполнены на масс-спектрометре Finnigan-Mat 253 в лаборатории морской геологии Университета Тоньжи (Шанхай). Стандартное отклонение было 0.05 ‰ для $\delta^{13}\text{C}$ и 0.07 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$. Все полученные измерения привязаны к международной шкале (VPDB) со стандартом NBS19 [Cheng et al., 2005].

Ультраструктурные изменения раковин фораминифер, которые позволяют судить о наличии вторичного кальцита и характере растворения внешнего слоя стенки раковин фораминифер, изучались с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) Zeiss EVO 50 XVP в лаборатории геохимии Дальневосточного геологического института ДВО РАН.

Для анализа метана в донных колонках на борту судна использовался метод равновесных концентраций (Head Space) по стандартной методике [Operation..., 2011]. Содержание газа определялось на хроматографе Кристалл-Люкс 4000М (Россия) Погрешность измерений составляет не более 10%.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Литология и возрастная модель. Осадок в колонке LV50-05 [Operation..., 2011] представлен в основном терригенными и диатомовыми илами оливкового цвета и включает три горизонта: 1) 0—120 см — пелитовый ил с диатомеями; 2) 120—290 см — гомогенный алевропелитовый ил и диатомеи; 3) 290—495 см — плотный алевропелитовый ил с раковинами двустворчатых моллюсков; «мягкими» (310—375 см) и твердыми (430—455 см) карбонатными конкрециями (рис. 3). Мягкие конкреции представляют собой округлые образования из уплотненных карбонатных осадков с размерами 0.5—2.5 см. Они могут отражать первоначальную стадию образования твердых конкреций. Выше 270 см резко возрастает участие диатомовых илов. Текстура осадков массивная (0—360 см), без следов оползания. Ниже 360 см осадки имеют «пузырьковую» текстуру (рис. 4), что обусловлено диссоциацией гидратов метана в осадке.

Возраст древних метановых событий определяется главным образом на основе радиоуглеродных дат. Имеются особенности датирования карбонатных фоссилий в зонах метановых сипов. Так, содержание радиоактивного изотопа ^{14}C в раковинах фораминифер должно отражать его содержание на дне и в поровых водах на момент, когда фораминиферы в них живут [Uchida et al., 2008].

В обычных морских карбонатах значение $\delta^{13}\text{C}$ близко к $0 \pm 3 \text{ ‰}$ [Хефс, 1983; Арсланов, 1987]. В метанопродуктивных карбонатах их величины $< -3.0 \text{ ‰}$. В строительстве живых раковин может участвовать «древний» углерод, поставляемый глубинным (термогенным) метаном. Так как древний метан

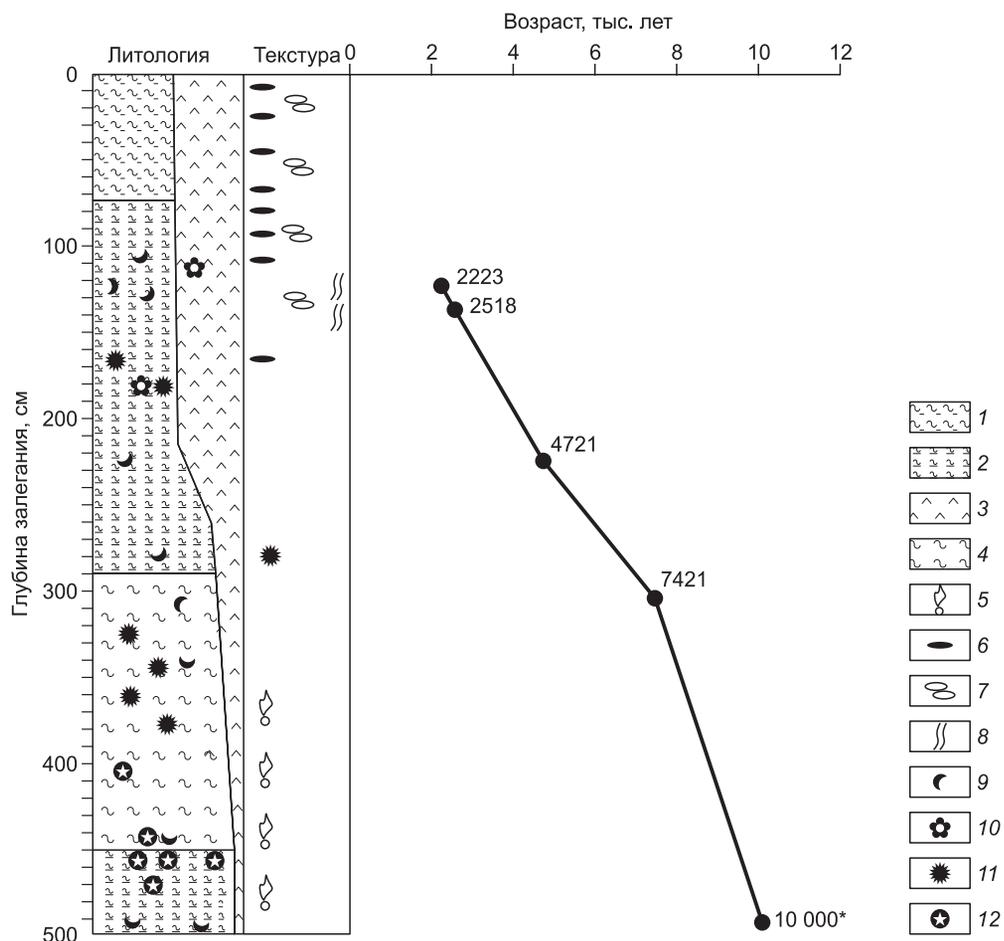


Рис. 3. Литология и возрастная модель колонки LV50-05.

1 — пелитовый алеврит, 2 — алевритовый пелит, 3 — диатомовый ил, 4 — пелит, 5 — газонасыщенная текстура, 6 — слои и линзы гидротроилита, 7 — пятнисто-слоистая текстура, 8 — биотурбация, 9 — обломки раковин моллюсков, 10 — кокколиты, 11 — мягкие карбонатные конкреции, 12 — твердые карбонатные конкреции. Здесь и на рис. 9: дата со звездочкой скорректирована с учетом биостратиграфических данных.

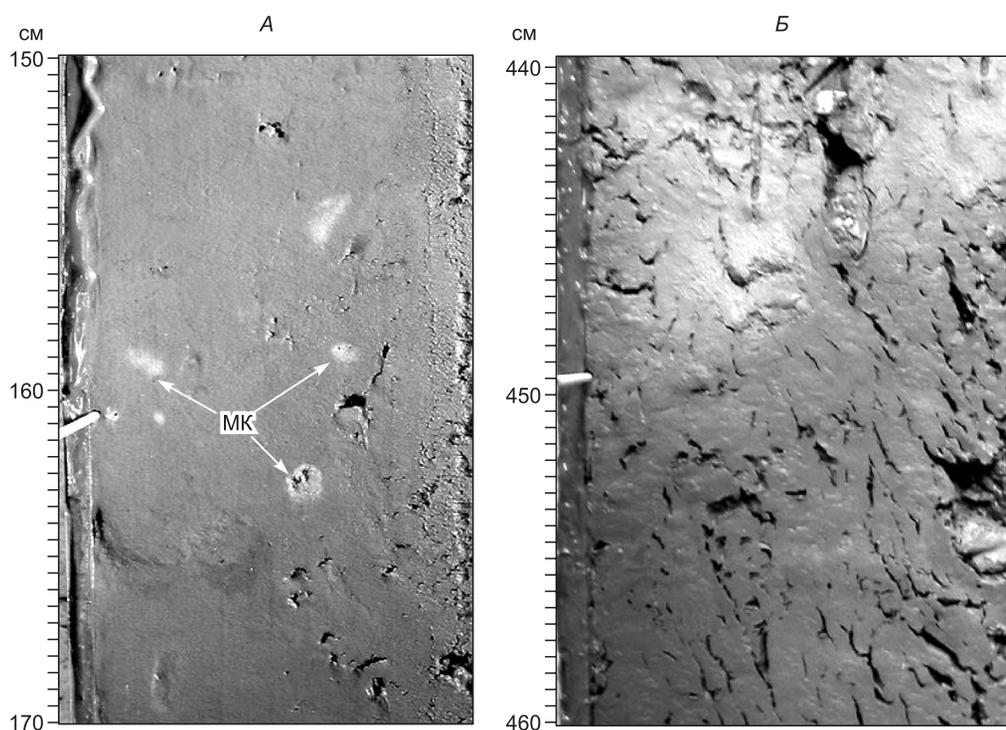


Рис. 4. Текстуры осадков в исследуемой колонке:

А — массивная текстура и следы образования мягких карбонатных конкреций (МК); *Б* — «пузырьковая» (газонасыщенная) текстура осадка.

давно лишен радиоактивного изотопа ^{14}C , то общая концентрация радиоуглерода в живой раковине окажется заниженной и, соответственно, увеличится ее расчетный возраст [Aharon et al., 1997; Логвина и др., 2012]. Искажение возраста будет тем большим, чем выше вклад метанопродуктивного карбоната. Отдельные виды живых фораминифер избирательно в количественном отношении потребляют метанотрофные бактерии в качестве пищи, и это влияет на радиоизотопный возраст их раковин. Присутствие МДАК на ископаемых раковинах фораминифер и моллюсков также искажает возраст. Низкие отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ ($< -3\text{‰}$) в раковинах являются сигналом для возрастных коррекций, датируемых карбонатов.

Из восьми полученных AMS ^{14}C -дат шесть показывают линейное увеличение возраста к низу колонки. Две даты OS-117586 и OS-117590 имеют инверсионный возраст (табл. 1). Анализ разреза колонки позволил установить в ней отсутствие текстур оползания и заметных следов биотурбации. Это исключает возможность смешения раковин разного возраста. Главной причиной возрастных рассогласований, по-видимому, являются разные объекты датирования: раковины фораминифер и моллюсков. Установ-

Таблица 1. AMS ^{14}C -даты и календарное время в колонке LV50-05

Лабораторный индекс	Глубина отбора, см	Датируемый материал	AMS $\delta^{14}\text{C}$ радиоуглеродный возраст, м	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	Календарный возраст, лет	Калибровочная версия
OS-117588	122	Моллюск	3150 ± 20	-1.13	2223 ± 54	Fairbanks0107
OS-117586	130—135	Фораминиферы	3400 ± 25	-1.49	2518 ± 102	»
OS-117585	160—165	Моллюск	3150 ± 20	-3.06	2223 ± 54	»
OS-117591	220—225	Фораминиферы	5110 ± 20	-2.03	4721 ± 62	»
OS-117589	280—285	Моллюск	7710 ± 25	-6.23	7607 ± 21	»
OS-117590	300—305	»	8190 ± 30	-4.95	8040 ± 41	»
OS-117790	300—305	Фораминиферы	7450 ± 30	-3.49	7421 ± 20	»
OS-117526	490—495	Моллюск	10950 ± 30	-6.81	11436 ± 93	»

Примечание. Курсивом выделены даты AMS ^{14}C с искаженным возрастом.

Рис. 5. Распределение метана, сульфат-иона и положение современной границы SMI в исследуемой колонке.

Содержание сульфат-иона дано по [Minami et al., 2013].

лено, что раковины БФ более предпочтительны для AMS, чем моллюски [Heier-Nielsen et al., 1995]. Более того, виды рода *Uvigerina* менее подвержены МДАК по сравнению с моллюсками [Логвина и др., 2012] и раковинами *N. labradorica* [Cook et al., 2011]. Наши результаты по AMS подтверждают все эти выводы. Раковины почти всех моллюсков имеют $\delta^{13}\text{C} < -3\text{‰}$, в то время как $\delta^{13}\text{C}$ фораминифер близки к нормальным значениям. На этом основании мы исключили четыре даты с $\delta^{13}\text{C} < -3\text{‰}$. Валидными признаны AMS ^{14}C на горизонтах 122, 130—135, 220—225 см. Небольшое искажение возраста имеет слой 300—305 см. Возраст 11436 ± 93 лет самой нижней даты OS-117526, по нашему мнению, явно завышен. Поверхность раковины покрыта слоем МДАК, и поэтому она имеет низкое значение $\delta^{13}\text{C}$ (см. табл. 1). Наши биостратиграфические данные (см. ниже) также доказывают, что нижние слои соответствуют раннему голоцену с возрастом около 10 000 лет. Средняя скорость седиментации в исследуемой колонке равна приблизительно 50 см в 1000 лет (см. рис. 3).

Метан в донных осадках. Для характеристики метана в осадочных кернах используется сульфат-метановая граница (SMI), разделяющая слои с низкой фоновой и аномально высокой концентрациями метана. Она является индикатором зоны анаэробного окисления метана (АОМ) в осадках, внутри которой происходит окисление CH_4 метанотрофными бактериями. В ней идет образование метанопродуктивных карбонатных конкреций [Borowski, 1999; Ussler, Paull, 2008]. В исследуемой осадочной колонке LV50-05 SMI располагается в слое 300 см (рис. 5).

Анализ профилей SMI на полигоне LV50 позволяет разделить их на четыре группы (рис. 6). *Группа a* объединяет колонки с небольшой глубиной залегания SMI (25—60 см) и наличием газогидратов. Эта группа отражает начальные стадии диссоциации газогидратов и процессов анаэробного окисления метана (АОМ). *Группа b* представляет колонки с газосодержащими осадками и разной глубиной SMI, которая отражает глубину отбора керна на фланге метаногидратной структуры. *Группа c* (левая сплошная линия) констатирует фоновые содержания метана (0.01—1 мл/л), которого недостаточно для образования газогидрата в современных условиях, либо после полного завершения диссоциации гидрата и

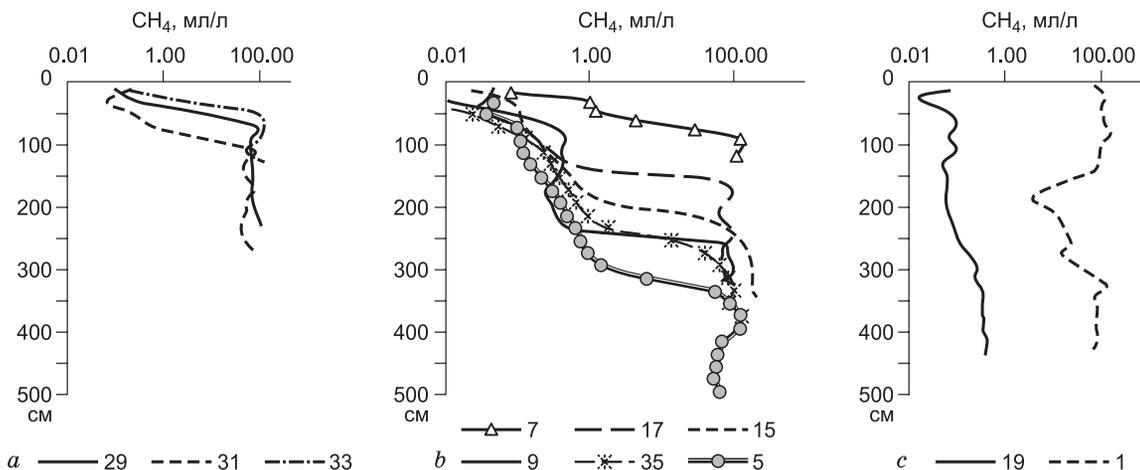
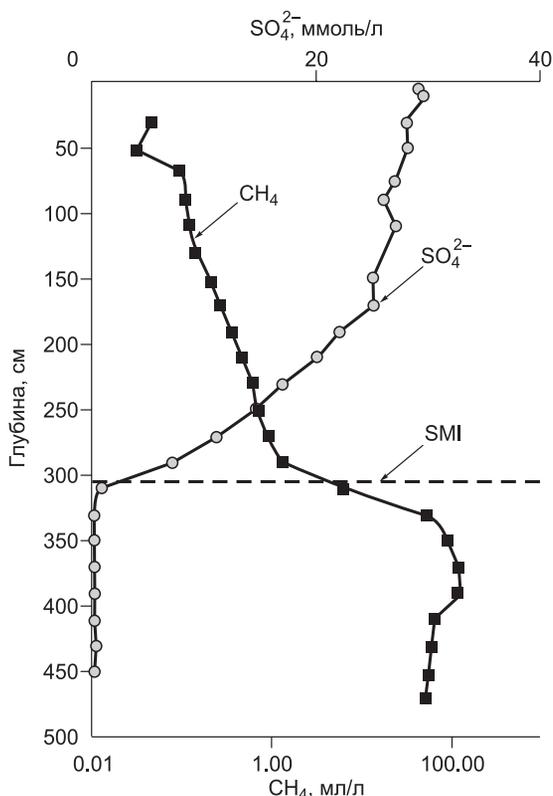


Рис. 6. Профили распределения метана в колонках донных осадков на полигоне LV50.

Профили объединены по группам *a*, *b*, *c*, описанным в тексте (см. рис. 1).

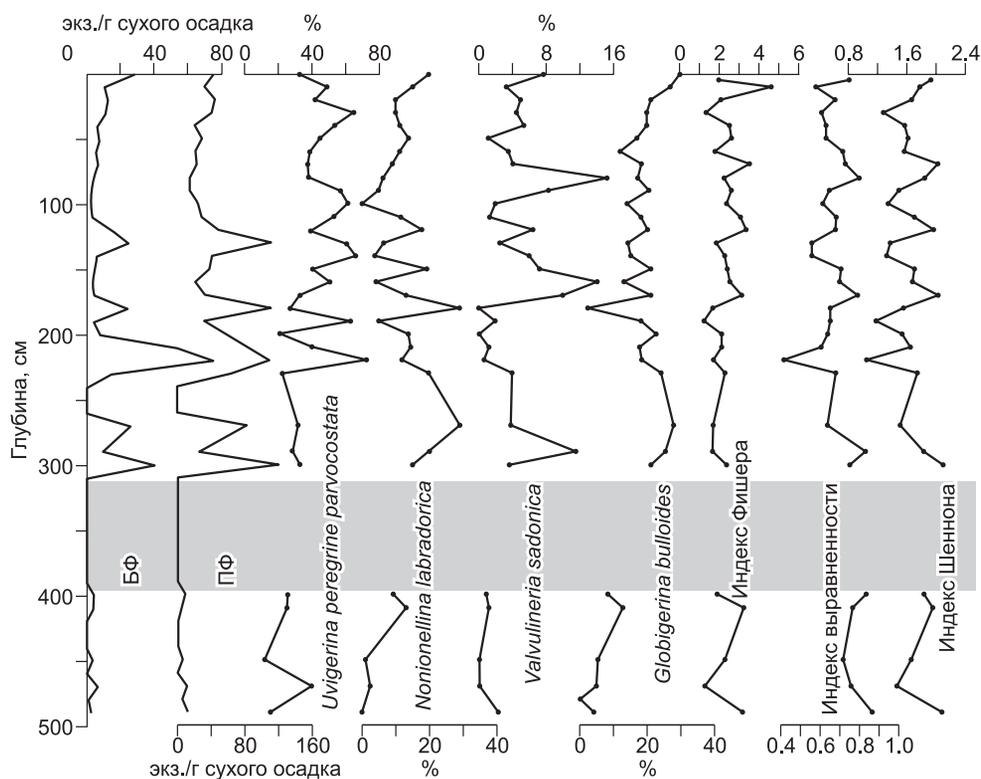


Рис. 7. Численность раковин (экз./г сухого осадка) и процентное содержание массовых видов планктонных и бентосных фораминифер; статистические коэффициенты, рассчитанные для ископаемых сообществ бентосных фораминифер в исследуемой колонке.

Серым фоном показаны интервалы, где карбонатные раковины отсутствуют или представлены единичными экземплярами.

АОМ. *Группа с* (прерывистая линия справа) представляет осадочную толщу в зоне эмиссии газа в воду (1—120 мл/л). Оба варианта группы *с* не имеют SMI.

Фораминиферы. Исследуемая колонка отобрана в зоне кислородного минимума и влияния Восточно-Сахалинского течения, что обусловило своеобразие выделенных комплексов бентосных фораминифер. Они характерны для высокопродуктивных районов материковых склонов Охотского моря в условиях дефицита кислорода [Саидова, 1997].

Численность раковин фораминифер меняется по длине колонки (рис. 7). В слоях 310—390, 440—445, 460—465 и 480—485 см они полностью отсутствуют или представлены только единичными раковинами. Пики численности раковин БФ и ПФ совпадают в интервалах: 305—300, 275—270, 225—210, 185—180 и 135—130 см. Максимум БФ, 63 экз. на 1 г сухого осадка фиксируется в слое 220—225 см, а ПФ (> 100 раковин) — в слоях 180—185 и 130—135 см. Хорошая сохранность раковин с отчетливыми морфологическими признаками отмечена только в верхних слоях (0—135 см). К низу колонки возрастает число желтых и коричневых раковин со следами коррозии.

В колонке встречено 46 бентосных и 6 планктонных видов. В бентосе доминируют *U. parvocostata* Saidova, *Criboelphidium batiale* (Saidova), *Cibicidoides borealis* Saidova, *N. labradorica* (Dawson), *V. sadonica* Asano, *Pullenia sphairoides* (Dawson). В планктоне преобладает субарктическая форма *Neoglobobudrina pachyderma sin.* (70—90 %) Ehrenberg и бореальный вид *Globigerina bulloides* Orb. (10—25 %), которые в сумме составляют более 90 %. Состав тафоценозов фораминифер в колонке очень близок современной фауне в районе полигона LV50 [Саидова, 1997; Плетнев и др., 2014], который указывает, что возможный возраст колонки не старше голоцена. В колонке на основе анализа фораминифер выделены три горизонта: 495—300, 300—135 и 135—0 см.

В горизонте 495—300 см отмечена самая низкая численность раковин ПФ (3—12 экз. на 1 г) и БФ (1—6 экз. на 1 г). В составе бентоса встречено шесть автохтонных видов (*U. peregrina*, *Retroelphidium subclavatum*, *N. labradorica*, *Cr. batiale*, *Epistominella pacifica*, *V. sadonica*). Аллохтонные шельфовые виды (*Cr. asterineum*, *Buccella granulata* и др.) занесены в тафоценоз в результате перемещения вниз по склону или ледового разноса. Среди ПФ доминирует субарктическая разновидность *N. pachyderma sin.* > 87 %.

По нашему мнению, низкая численность фораминифер во время формирования данного горизонта обусловлена сокращением поставки биогенных элементов и меньшим поступлением тепловодных поверхностных масс из Японского моря и Тихого океана.

Отсутствие резких колебаний в численности раковин фораминифер, характерных для терминаций плейстоцена 14 и 11 тыс. лет назад в Охотском море [Seki et al., 2004], указывает, что формирование данного горизонта началось позднее этих событий. Наиболее вероятно, что время образования всего горизонта соответствовало пребореальной и бореальной фазам раннего голоцена.

Горизонт 300—135 см. Увеличивается число видов до 28 и обилие раковин БФ до 63, ПФ до 121 экз./г. Почти по всему разрезу в комплексах отмечается высокое содержание видов, характеризующих условия активной поставки органического вещества на дно при пониженных концентрациях кислорода: *U. parvocostata*, *N. labradorica*, *Brizalina pacifica*. В составе ПФ на фоне снижения *N. pachyderma sin.* резко возрастает роль бореального *G. bulloides* до 15—25 % и появление относительно тепловодной *N. pachyderma dex.* Мы полагаем, что накопление данного горизонта происходило в климатический оптимум среднего голоцена (атлантическая фаза).

Горизонт 135—0 см. Состав ПФ и БФ близок к фауне горизонта 300—135 см, отличаясь меньшим участием доминантных видов. В комплексе 23 вида БФ с числом раковин до 28 экз./г. В ПФ от 15 до 48 экз./г и, по-прежнему, сохраняется значительное участие бореального *G. bulloides* и присутствие тепловодной *N. pachyderma dex.* Состав БФ сопоставим с современной фауной исследуемого района [Саидова, 1997; Плетнев и др., 2014]. На этом основании возраст горизонта нами отнесен к позднему голоцену (суббореал—субатлантик).

На рисунке 7 отчетливо видно симбатное распределение видов *U. parvocostata* и *G. bulloides*, которым противоположны вариации *N. labradorica*. Планктонный вид *G. bulloides* является индикатором высокой продуктивности поверхностных вод [Zaric et al., 2005], а высокую численность живых *U. parvocostata* на дне обеспечивает интенсивный поток органического детрита из зоны фотосинтеза [Хусид и др., 2013]. Эндобионтный вид *N. labradorica* живет глубже, чем *U. parvocostata*, и потребляет органическое вещество преимущественно из поровых вод [Leiter, Altenbach, 2010].

Статистические коэффициенты, отражающие структурные изменения в составе видовых сообществ БФ, показали их большую вариабельность во время формирования верхних двух горизонтов (см. рис. 7). Эти частые изменения связаны со сменой оксидной и субоксидной обстановок на дне, что было, вероятно, обусловлено изменчивостью муссонного климата и режимом стока Амура.

Стабильные изотопы углерода и кислорода в раковинах фораминифер.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах эндобионтных видов *N. labradorica*, *V. sadonica* и эпибентической *U. parvocostata* в колонке варьируют от -0.79 до -34.75 ‰ (рис. 8, табл. 2).

Некоторые из них значительно ниже, чем фоновые $\delta^{13}\text{C}$ тех же видов [Ishimura et al., 2012; Плетнев и др., 2014]. Амплитуда минимумов $\delta^{13}\text{C}$ для *U. parvocostata* и *V. sadonica* намного ниже, чем $\delta^{13}\text{C}$ для *N. labradorica*. И только в слое 470—475 см отмечены anomalously низкие значения *U. parvocostata*.

Анализ наиболее показательной кривой $\delta^{13}\text{C}$ для *N. labradorica* позволяет в ней выделить три интервала: (0—135, 135—300 и 300—495 см), границы

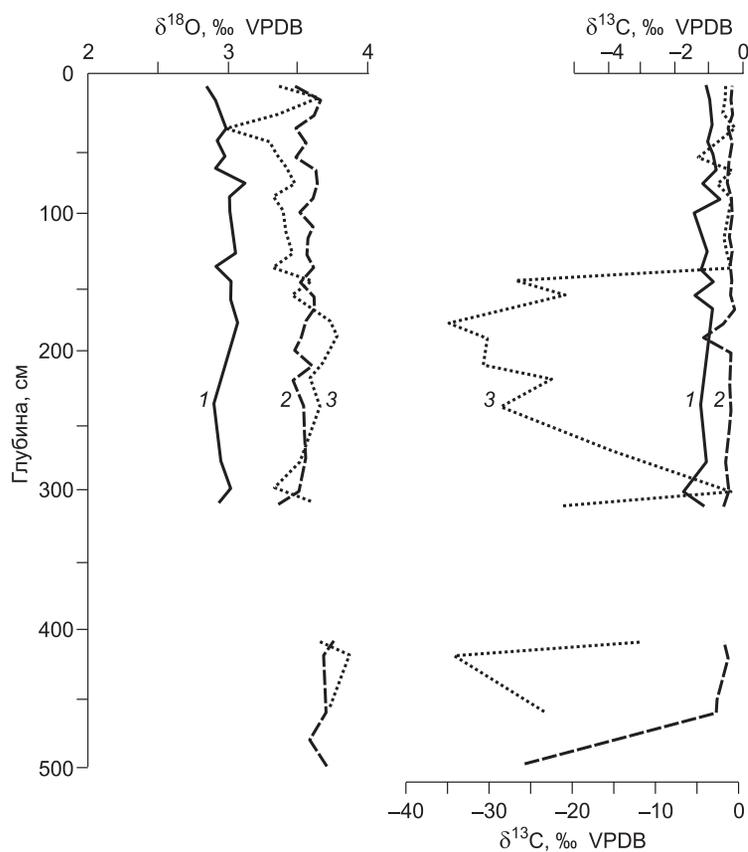


Рис. 8. Изотопный состав кислорода и углерода в раковинах разных видов бентосных фораминифер:

1 — *V. sadonica*, 2 — *U. parvocostata*, 3 — *N. labradorica*.

Таблица 2.

**Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах трех видов
бентосных фораминифер в колонке LV50-05**

Глубина, см	Вид	Размер раковин, мм	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ VPDB
1	2	3	4	5
10—15	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.08	3.65
10—15	<i>N. labradorica</i>	0.5—0.6	-1.92	3.40
20—25	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-0.93	3.61
20—25	<i>V. sadonica</i>	0.6—0.8	-1.00	2.91
20—25	<i>N. labradorica</i>	0.35—0.6	-2.13	3.36
30—35	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.42	3.48
30—35	<i>V. sadonica</i>	0.6—0.7	-0.92	2.99
30—35	<i>N. labradorica</i>	0.4—0.7	-0.86	3.02
40—45	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-0.99	3.55
40—45	<i>V. sadonica</i>	0.45—0.7	-0.94	2.93
40—45	<i>N. labradorica</i>	0.4—0.55	-2.52	3.30
50—55	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.18	3.48
50—55	<i>V. sadonica</i>	0.6—0.7	-0.85	2.98
50—55	<i>N. labradorica</i>	0.5—0.6	-5.11	3.36
60—65	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.44	3.61
60—65	<i>V. sadonica</i>	0.5—0.6	-0.79	2.91
60—65	<i>N. labradorica</i>	0.5—0.6	-1.27	3.43
70—75	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.48	3.63
70—75	<i>V. sadonica</i>	0.6—0.7	-1.18	3.11
70—75	<i>N. labradorica</i>	0.4—0.6	-2.82	3.48
80—85	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-0.95	3.60
80—85	<i>V. sadonica</i>	0.4—0.75	-0.68	3.01
80—85	<i>N. labradorica</i>	0.4—0.5	-1.36	3.34
90—95	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.02	3.51
90—95	<i>V. sadonica</i>	0.4—0.7	-1.40	3.01
90—95	<i>N. labradorica</i>	0.4—0.6	-1.60	3.39
100—105	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.20	3.60
110—115	»	1.0	-1.33	3.56
110—115	<i>N. labradorica</i>	0.3—0.5	-2.18	3.44
120—125	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.03	3.56
120—125	<i>V. sadonica</i>	0.6—0.7	-1.00	3.05
120—125	<i>N. labradorica</i>	0.5—0.6	-1.68	3.47
130—135	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.04	3.60
130—135	<i>V. sadonica</i>	0.5—0.7	-1.15	2.92
130—135	<i>N. labradorica</i>	0.4—0.6	-1.40	3.34
140—145	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-0.98	3.51
140—145	<i>V. sadonica</i>	0.5—0.8	-0.84	3.02
140—145	<i>N. labradorica</i>	0.5	-26.56	3.60
150—155	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.07	3.60
150—155	<i>V. sadonica</i>	0.6—0.8	-1.42	3.02
150—155	<i>N. labradorica</i>	0.5	-21.52	3.48
160—165	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-0.79	3.61
160—165	<i>V. sadonica</i>	0.3—0.7	-0.89	3.04
170—175	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.83	3.54
170—175	<i>V. sadonica</i>	0.6—0.7	-0.93	3.07
170—175	<i>N. labradorica</i>	0.5—0.6	-34.75	3.74
180—185	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-3.82	3.51
180—185	<i>N. labradorica</i>	0.6	-30.55	3.78
190—195	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.08	3.47
200—205	»	1.0	-1.19	3.58

1	2	3	4	5
200—205	<i>N. labradorica</i>	0.5—0.7	-30.83	3.67
210—215	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.34	3.47
210—215	<i>N. labradorica</i>	0.5—0.6	-22.93	3.59
230—235	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.17	3.53
230—235	<i>V. sadonica</i>	0.6—0.8	-1.22	2.90
230—235	<i>N. labradorica</i>	0.5	-28.89	3.66
270—275	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.68	3.55
270—275	<i>V. sadonica</i>	0.6—0.8	-1.08	2.95
270—275	<i>N. labradorica</i>	0.6	-11.88	3.54
290—295	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.49	3.50
290—295	<i>V. sadonica</i>	0.5—0.6	-1.71	3.02
290—295	<i>N. labradorica</i>	0.5	-1.70	3.35
300—305	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.97	3.35
300—305	<i>V. sadonica</i>	0.6—0.7	-1.10	2.94
300—305	<i>N. labradorica</i>	0.5—0.6	-21.20	3.61
400—405	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-2.10	3.75
400—405	<i>N. labradorica</i>	0.6—0.7	-11.91	3.66
410—420	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.75	3.68
410—420	<i>N. labradorica</i>	0.6—0.7	-34.97	3.86
450—455	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-3.23	3.70
470—475	»	1.0	-3.47	3.59
470—475	<i>N. labradorica</i>	0.5	-23.70	3.72
490—495	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-25.97	3.71

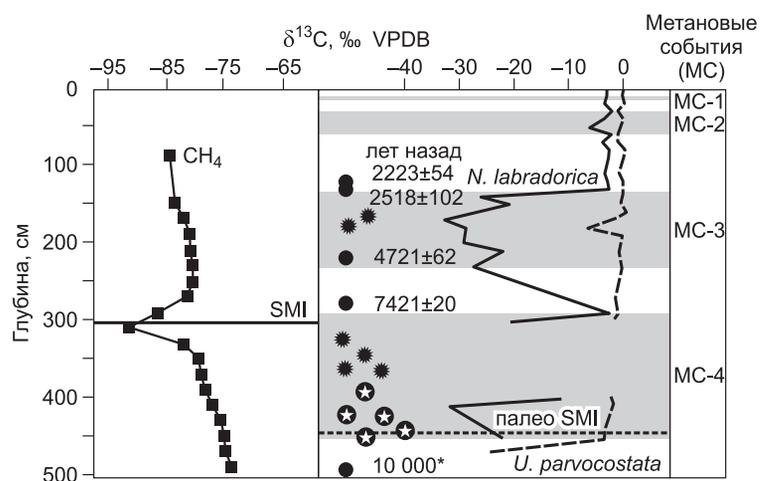
которых хорошо совпадают с литологическими и биостратиграфическими горизонтами. Для каждого из интервалов характерны свои амплитуды $\delta^{13}\text{C}$, разная степень окраски и сохранности раковин фораминифер.

В верхнем интервале (0—135 см) отмечены три негативных пика $\delta^{13}\text{C}$ для *N. labradorica*, фиксируемые на 40—45, 50—55 и 70—75 см. Они имеют значения $\delta^{13}\text{C}$ -2.52, -5.10 и -2.82 ‰ соответственно. Раковины фораминифер белые и прозрачные, и под SEM не видно следов вторичной кальцификации (фототаблица). Понижение величины $\delta^{13}\text{C}$ для *U. parvocostata* на 0.3—0.5 ‰ отмечено в слоях 30—35 и 60—75 см. Небольшое снижение $\delta^{13}\text{C}$ для *V. sadonica* отмечено в слое 90—95 см.

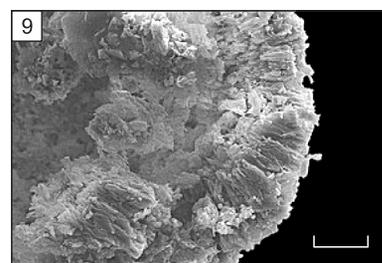
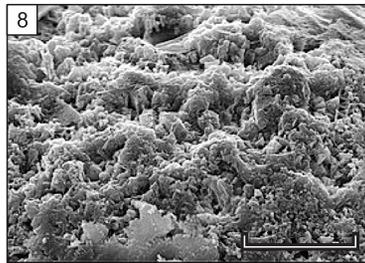
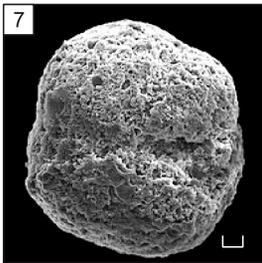
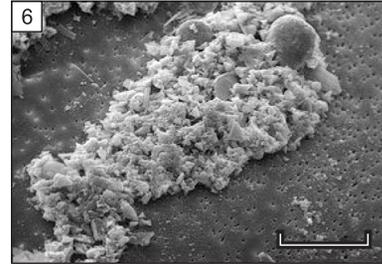
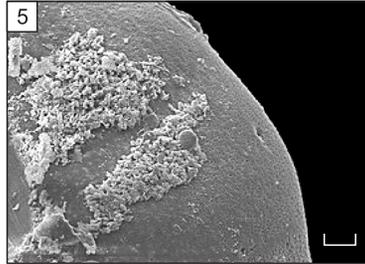
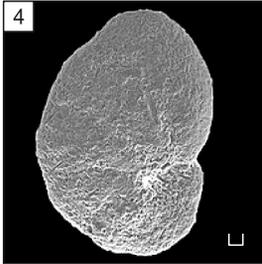
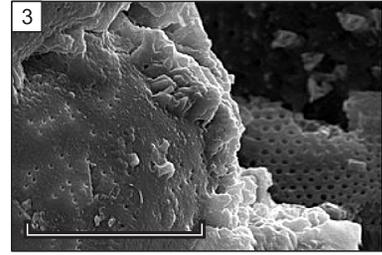
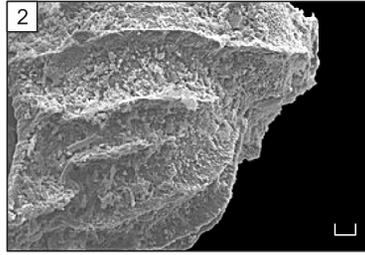
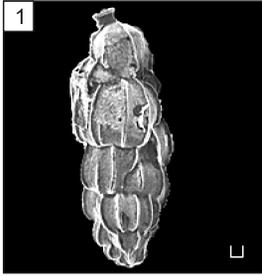
В интервале (140—270 см) на кривой $\delta^{13}\text{C}$ *N. labradorica* отмечен единый отрицательный пик (до -34.75 ‰). В нем негативные пики (от -1 до -1.7 ‰) для *U. parvocostata* на 170, 210, 240, 290 см и для *V. sadonica* на 150, 290 см указывают на периодические метановые выбросы во время накопления данного горизонта. Негативный экскурс для *Uvigerina parvocostata* (-3.82 ‰) совпадает с главным пиком для *N. labradorica*. Такие минимальные значения для обоих видов указывают на ведущую роль в их формировании

Рис. 9. Слева показано положение современной SMI и значение $\delta^{13}\text{C}$ в метане поровой воды (устное сообщение А. Nachikubo, Kitami Institute of Technology, Japan); справа — AMS C^{14} -даты, изменение $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах *N. labradorica* и *U. parvocostata* по длине колонки.

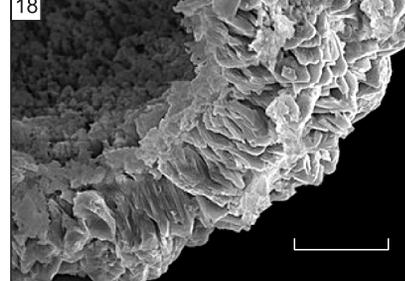
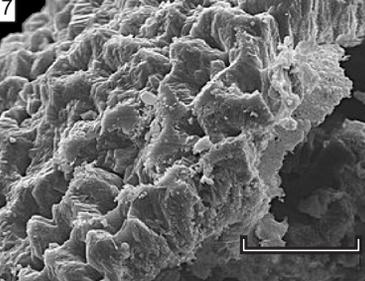
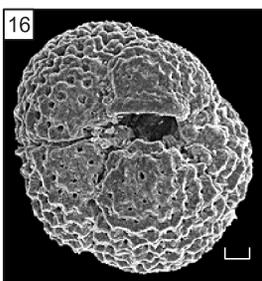
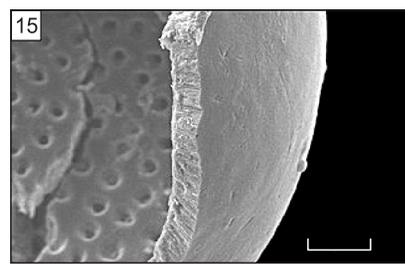
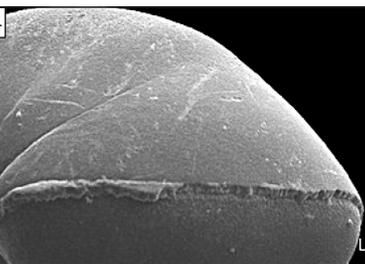
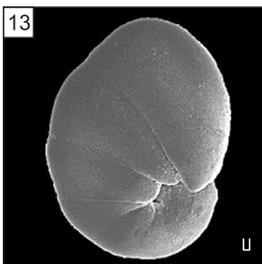
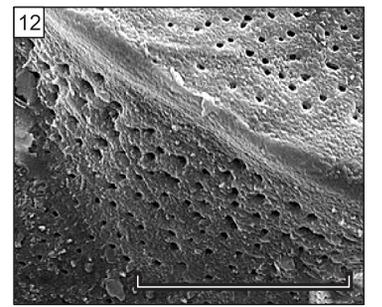
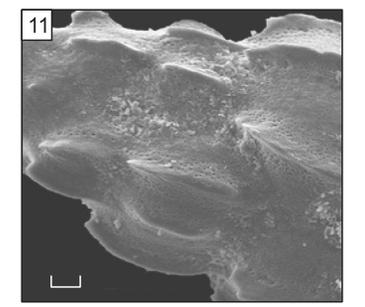
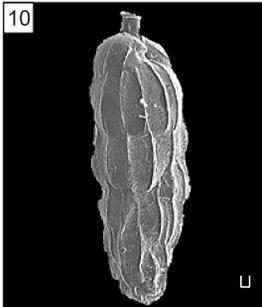
Серым фоном показаны интервалы метановых событий.



Измененные раковины



Неизмененные раковины



процессов МДАК. Часть раковин фораминифер имеет шипы и наросты за счет вторичной кальцификации в слоях 140—150 и 170—230 см.

В нижнем интервале (300—495 см) мы видим негативный пик $\delta^{13}\text{C}$ для *N. labradorica* (до -34.97‰) на 410 см. Средний и нижний интервалы разделены слоем 290—300 см, где значения $\delta^{13}\text{C}$ для *N. labradorica* (-1.7‰) соответствуют нормальным морским условиям. Деpletedированные значения $\delta^{13}\text{C}$ ($<-2\text{‰}$), для *U. parvocostata* отмечены во всем интервале и особенно в его нижней части (450—495 см). Экстремальный минимум $\delta^{13}\text{C}$ (-25.97‰) для *U. parvocostata* фиксируется в слое 470—495 см, который содержит корродированные раковины фораминифер с коричневой окраской (см. фототаблицу). Этот факт, возможно, объясняет причину столь низких значений $\delta^{13}\text{C}$ для *U. parvocostata*.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах бентосных фораминифер меняются незначительно по всей колонке (см. рис. 8, табл. 2), что указывает на постоянство придонных температур в прошлом. Ранее было показано, что в раковинах фораминифер с depletedированными значениями $\delta^{13}\text{C}$ иногда происходит увеличение тяжелого изотопа $\delta^{18}\text{O}$ на $0.3\text{—}0.5\text{‰}$ [Torres et al., 2003; Uchida et al., 2008; Pearson, 2012]. В исследуемой колонке это имело место в горизонтах 170, 270 и 410 см в раковинах *U. parvocostata*.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Негативные пики $\delta^{13}\text{C}$ *N. labradorica* и *U. parvocostata*, *V. sadonica* (от -1.5 до -34‰) в колонке LV50-05 значительно превышают фоновые значения тех же видов фораминифер, живущих вне зоны метановых сипов в Охотском море. Эти минимумы прямо или косвенно связаны с повышением концентрации метана в придонных и поровых водах во время жизни этих фораминифер. Временные этапы, охватывающие интервалы колонки с низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$, нами названы как «метановые события» (МС). Анализ соотношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ в раковинах фораминифер в сочетании с лито- и биостратиграфическими данными и AMS ^{14}C -датами в исследуемой колонке позволяет выделить следующие МС: МС-1 (от 700 до 900 лет назад); МС-2 (от 1200 до 1400 лет назад); МС-3 (от 2500 до 5400 лет назад) и МС-4 (от 7400 до 10000 лет назад). Эти события разделены периодами, когда значения $\delta^{13}\text{C}$ соответствовали нормальному морскому режиму (рис. 9).

Важным аспектом в расшифровке изотопной записи фораминифер является выделение главного (прижизненного) и постседиментационного сигналов. Рассмотрим подробнее этот вопрос. Метановый отклик в записи $\delta^{13}\text{C}$ живых раковинах фораминифер немного ниже значений для тех же видов, обитающих вне зоны метановых сипов [Sen Gupta et al., 1997; Torres et al., 2003; Bernard et al., 2010]. Наш анализ изотопии в живых раковинах трех видов БФ на полигоне LV50 в Охотском море показал диапазон значений от -0.3 до -1‰ [Плетнев и др., 2014]. Метановый отклик $\delta^{13}\text{C}$ во время жизни охотоморских видов составил для *U. parvocostata*, *V. sadonica* от -1.4 до -1.6‰ и для *N. labradorica* от -2.0 до -3.0‰ [Плетнев и др., 2017]. Большой диапазон для *N. Labradorica*, вероятно, обусловлен высокой его толерантностью к условиям метановых сипов на полигоне LV50. Вероятно, такая же внутри- и межвидовая амплитуда $\delta^{13}\text{C}$ сохранялась в голоцене. Главный сигнал часто может быть перекрыт более значительным вторичным сигналом МДАК [Aharon et al., 1997; Torres et al., 2003; Uchida et al., 2008]. В наших изотопных данных наиболее негативные сдвиги $\delta^{13}\text{C}$ отражают именно запись МДАК. Хотя имеется мнение, что фораминиферовые значения $\delta^{13}\text{C}$ для раковин ниже -1.6‰ уже несут следы МДАК [Ambrose et al., 2015].

Наиболее показательны вариации $\delta^{13}\text{C}$ вида *N. labradorica* (см. рис. 8, 9; табл. 2). Негативные сдвиги $\delta^{13}\text{C}$ для *N. labradorica* на уровне 40—45 см (-2.5‰) и 70—75 см (-2.8‰) отчетливо маркируют два кратковременных события МС-1 и МС-2, которые фиксируют прижизненный сигнал во время эмиссии метана. В течение МС-3 и МС-4 $\delta^{13}\text{C}$ для *N. labradorica* были в 4—6 раз ниже, чем в МС-1 и МС-2. Мы не можем разделить главный и вторичный сигналы во время ранних эмиссий. Низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ однозначно указывают на ведущую роль МДАК по сравнению с МС-1 и МС-2. Следы вторичной кальцификации видны отчетливо под биноклем и в сканирующем микроскопе. Негативный пик $\delta^{13}\text{C}$ для *N. labradorica* (-5.1‰) в интервале 50—55 см также в основном отражает процессы МДАК.

Ранее негативные сдвиги $\delta^{13}\text{C}$ для *N. labradorica*, датированные 3500 и 7000 лет назад, были установлены в двух колонках из Охотского моря [Lembke-Jene et al., 2007]. По мнению авторов, ведущая роль в формировании низкого сигнала принадлежит процессам МДАК. Их возраст близок к временным

Фототаблица. СЭМ-изображения бентосных видов:

U. peregrina parvocostata (1—3; 10—12), *N. labradorica* (4—6; 13—15) и планктонной формы *N. pachyderma sin* (7—9; 16—18). Верхние изображения (1—9) показывают измененные раковины фораминифер за счет МДАК из интервалов 450—455 и 490—495 см. Нижние изображения (10—18) — неизмененных раковин фораминифер из интервалов 50—55 см в колонке LV50-05. Масштабная линейка равна 10 мкм.

интервалам наших МС-3 и МС-4, что позволяет повысить два последних события до регионального уровня.

Вариации значений $\delta^{13}\text{C}$ для *U. parvocostata* хорошо дополняют результаты $\delta^{13}\text{C}$ вида *N. labradorica*. Ее минимумы совпадают или располагаются рядом с МС-1, МС-2 и МС-3. Очень важно, что негативные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ для *U. parvocostata* отражают запись метановых эмиссий во время жизни фораминифер, так как большинство ее значений $\delta^{13}\text{C}$ находится в пороговом диапазоне от -1.4 до -1.6 ‰ (см. рис. 8, 9; табл. 2). Исключением является слой 180—185 см (МС-3), где значения $\delta^{13}\text{C}$ для *U. parvocostata* достигают -3.8 ‰. Это уже указывает на участие МДАК. О повышенной активности потоков в МС-3 свидетельствуют сигналы $\delta^{13}\text{C}$ для *U. parvocostata*, которые многократно превысили фоновые значения в это время. В МС-4 сигнал МДАК возрастает и перекрывает главный сигнал в изотопной записи первичного кальцита раковины данного вида. Кульминацией этого процесса стало снижение значений $\delta^{13}\text{C}$ *U. parvocostata* до -26.0 ‰ в слое 470—475 см. Возможно, это было связано с более интенсивным нарастанием вторичного кальцита.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ для *V. sadonica* близки к величинам нормального морского режима почти по всей длине колонки, и только единичные минимумы подтверждают эмиссии в МС-3. Данный вид в Охотском море обычно живет на больших глубинах [Саидова, 1997], чем место отбора нашей колонки, поэтому его информативность и встречаемость раковин ниже, чем *U. parvocostata* и *N. labradorica*.

На изотопный сигнал $\delta^{13}\text{C}_{\text{раковин}}$, помимо метана, могли влиять другие факторы: изменение потока углерода из зоны фотосинтеза, его поставки в исследуемый район амурскими водами и охотоморской промежуточной водной массой с северо-запада. Вариации численности раковин планктонного вида *G. bulloides*, индикатора высокой биопродуктивности зоны фотосинтеза [Zaric et al., 2005] указывают на отсутствие заметной корреляции между его обилием и минимумами $\delta^{13}\text{C}$ (см. рис. 7). Статистические коэффициенты Шеннона и Фишера очень изменчивы в МС-3—МС-1 и меньше заметны в МС-4 (см. рис. 7). Они, вероятно, фиксируют быструю перестройку видовых сообществ фораминифер за счет частой смены оксидной обстановки на субоксидную. И опять не видно связи между содержанием кислорода в придонной воде и негативными экскурсами. В исследуемом районе современные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ в интервале от 600 до 1000 м промежуточных вод возрастают с глубиной незначительно от -0.3 до -0.5 ‰ [Itoh et al., 2013]. В позднем и среднем голоцене их вариации в центральной части Охотского моря тоже были малы [Lembke-Jene et al., 2017].

Таким образом, внешние природные факторы во время МС-1—МС-3 имели второстепенные значения и не могли существенно изменить $\delta^{13}\text{C}$ *N. labradorica* и *U. parvocostata*. Их заметное влияние на $\delta^{13}\text{C}_{\text{фораминифер}}$ в Охотском море отмечено в плейстоцене на фоне чередования ледниковых и межледниковых эпох [Yonghua Wu et al., 2014; Lembke-Jene et al., 2017].

Различная амплитуда негативных пиков $\delta^{13}\text{C}_{\text{раковин}}$ *U. parvocostata* и *N. labradorica* обусловлена разными условиями обитания этих видов, хотя они оба принадлежат к субоксидной инфауне [Kaiho, 1994]. Виды рода *Nonionella* могут зарываться в осадок и жить на глубине до 19 см [Leiter, Altenbach, 2010]. Они более адаптированы к сульфидным обстановкам и питаются органическим веществом из поровых вод. В противоположность этому *U. parvocostata* живет в верхних 1—2 см осадка и источником питания является $\text{C}_{\text{орг}}$ первичной продукции. Влияние различных источников питания хорошо иллюстрируют кривые численности раковин этих двух видов, которые противоположны друг другу (рис. 10). Возможно, увеличение потока метана и близость SMI к поверхности дна в первую очередь могло влиять на эндобионтный вид *N. labradorica* через поровые воды.

На величину изотопного сигнала также влияют характер поверхности раковины (гладкая или шиповатая) и

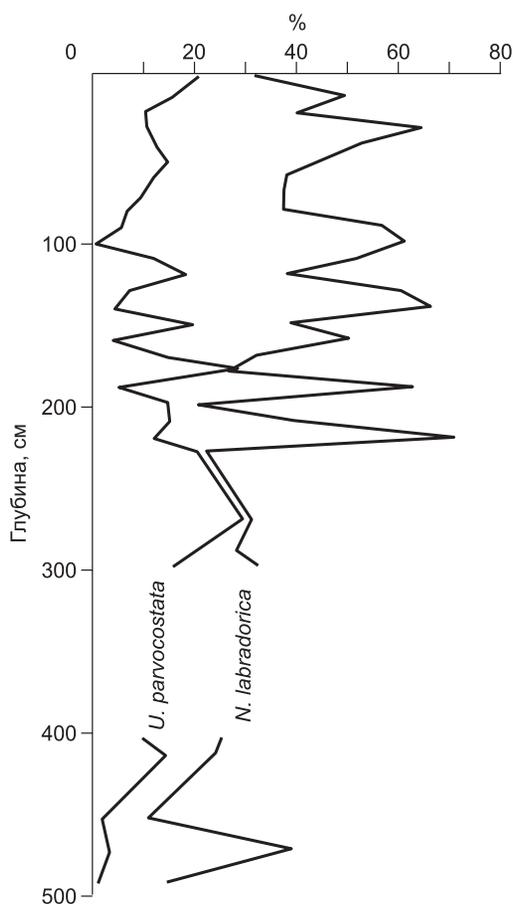


Рис. 10. Распределение *N. labradorica* и *U. parvocostata* в исследуемой колонке.

объем последней камеры [Pearson, 2012]. Это особенно важно во время образования МДАК. Пористость раковин планктонных фораминифер намного выше бентосных [Uchida et al., 2008; Pearson, 2012]. Очевидно, что большой объем последней камеры *N. labradorica* мог определить более значительный сигнал $\delta^{13}\text{C}$, так как МДАК может накапливаться и внутри полый раковины.

Микробный метан играет важную роль в образовании и диссоциации газогидратов в приповерхностных осадках исследуемого района [Nachikubo et al., 2011; Jin-Yong Yang et al., 2011]. Индикацией этих процессов в прошлом и настоящем может служить граница SMI. Современная граница SMI в изученной колонке находится на уровне 300 см. Возле SMI в поровых водах отмечен негативный сдвиг $\delta^{13}\text{C}$ на -10‰ (устное сообщение А. Хачикубо), и в осадке присутствуют мягкие карбонатные конкреции. В слое 430—450 см (см. рис. 3, 10) обильно представлены твердые карбонатные конкреции и фрагменты раковин моллюсков *Calypotogena* — индикаторов хемосинтеза в метановых сипах [Levin, 2005]. В Охотском море подобные карбонатные конкреции имеют значения от -37 до -46‰ , что доказывает их метанопродуктивное происхождение [Greinhert, Derkachev, 2004]. Эти находки в интервале 430—450 см, с одной стороны, указывают на древнее положение границы SMI, а с другой, — доказывают существование метановых эмиссий в МС-4. Вероятно, находки «мягких» конкреций в слоях 153—154 и 353—356 см также подтверждают бывшее положение SMI. По-видимому, литификация мягких конкреций в твердые — очень длительный процесс, который также мог происходить на фоне нескольких последовательных метановых событий.

Образование конкреций сопровождается увеличением щелочности, активизацией образования CO_3^{2-} ионов [Ussler, Paull, 2008; Tishchenko et al., 2005] и изменением pH в поровых водах [Treude et al., 2005]. Вариации pH могли приводить к растворению карбонатных раковин и образованию «немых» горизонтов, как это наблюдается в нашей колонке. Ранее подобные фораминиферовые хиатусы с неясной природой образования были отмечены в Японском и Охотском морях [Плетнев, 2009].

Установленные МС в Охотском море могли быть вызваны разными по времени геологическими процессами. МС-4 было связано с резким переходом природных условий от последнего климатического минимума к голоцену. В период 18—15 тыс. л. н. уровень моря был на 130 м ниже [Miller et al., 2005]. Осушение мелководных проливов привело к тому, что о-ва Сахалин, Хоккайдо, Малая Курильская гряда и Кунашир соединились с Приморьем в единый континентальный блок [Pletnev, 2004]. Полная изоляция от теплого Японского моря и частично от Тихого океана усилила глобальное охлаждение акватории юго-западной части Охотского моря. И в этом секторе возникли благоприятные условия для образования газогидратов [Wong et al., 2003]. С началом глобального потепления и быстрым подъемом уровня моря (15—8 тыс. лет) изменились *P-T* условия сохранности газогидратов. Увеличение гидростатического давления привело к диссоциации газогидратов и эмиссии метана в пребореальную фазу голоцена не только в Охотском море (МЕ-4), но и на широком географическом пространстве Северного полушария [Maslin et al., 2004; Uchida et al., 2008].

МС-3, по нашему мнению, было связано с изменением режима осадконакопления. В среднем голоцене (около 7 тыс. лет) резко возрастает роль биогенной седиментации (диатомей) и достигает своего максимума в термальный оптимум — атлантическая фаза [Seki et al., 2004]. Этому способствовали отступление морского льда и рост поверхностных температур [Sakamoto et al., 2006], а также возобновление притока опресненных амурских вод. Это вызвало рост первичной продукции и усиление потока $\text{C}_{\text{орг}}$ ко дну [Seki et al., 2004]. Помимо этого, таяние вечной мерзлоты, приток амурских и промежуточных водных масс также увеличило поступление аллохтонного углерода. Повышение $\text{C}_{\text{орг}}$ и высокие скорости седиментации активизировали биогеохимические процессы в анаэробных приповерхностных осадках, что привело к выработке микробного метана. Газогидраты, вскрытые прямоточными трубками на полигоне LV50, состоят из биогенного метана [Nachikubo et al., 2011]. Не исключено, что часть его может быть продуктом бактериальной переработки глубинного метана. Хотя повышение глобального уровня моря на 3—5 м в среднем голоцене вряд ли могло существенно усилить приток глубинного метана.

С позиций метода актуализма, за последние 2300 лет в месте отбора колонки, судя по изотопии фораминифер, установились нормальные морские условия, которые прерывались кратковременными событиями МЕ-2 и МЕ-1. Они могли быть результатом внезапных катастрофических явлений. Интенсивность метановых сипов увеличивается в несколько раз после землетрясений [Field, Jennings, 1987]. В частности, событие МЕ-1 хорошо совпадает с мощным извержением влк. Байтоушань (Пектусан), которое произошло около 938 лет назад на границе Китая и Кореи [Utkin, 2014]. Инвариантность причин МС-2 выясняется.

Мы надеемся, что полученные нами результаты по использованию фораминифер в целях регистрации и хронологии метановых событий будут полезны в дальнейших исследованиях по истории газовых эмиссий и палеогеографии Охотского моря.

ВЫВОДЫ

Анализ геохимических профилей CH_4 и сульфат-иона в колонках донных осадков на полигоне LV50 показал, что в данном районе современные выходы метана проявляются локально. Изотопный анализ углерода в раковинах фораминифер в сочетании с датами AMS ^{14}C и биостратиграфическими данными позволил установить временные интервалы в колонке LV50-05, когда метановый поток в этом месте превышал современный: МС-1 (700—900 лет), МС-2 (1200—1400 лет), МС-3 (2500—5400 лет) и МС-4 (7400—10 000 лет).

Скопление метанопродуктивных карбонатных конкреций и раковин хемосинтезирующих моллюсков в слое 430—450 см исследуемой колонки указывает на бывшее положение границы SMI. Это доказывает существование метановых эмиссий в раннем голоцене (МС-4) и то, что они происходили эпизодически во времени.

Количественная оценка метанового отклика в живых *N. labradorica*, *U. parvocostata* и *V. sadonica* дает возможность в изотопной записи $\delta^{13}\text{C}$ ископаемых раковин исследуемой колонки различать прижизненный и постседиментационный сигналы во время метановых событий. Вид *U. parvocostata* позволяет, прежде всего, фиксировать время метановых эмиссий, а вид *N. labradorica* — процессы образования метанопродуктивного карбоната.

В Охотском море МС-1 и МС-2 были короткими эпизодами и, вероятно, обусловлены активным вулканизмом и землетрясениями. Более длительное МС-3 было связано со сменой режима осадконакопления в атлантическую фазу голоцена, когда в исследуемом районе резко увеличилось накопление диатомовых илов. Повышение $\text{C}_{\text{орг}}$ в приповерхностной осадочной толще вызвало активизацию биогеохимических процессов в ней и возрастание роли биогенного метана. Событие МС-4 связано с глобальным подъемом уровня моря в конце плейстоцена и раннем голоцене. Повышение гидростатической нагрузки привело к диссоциации газогидратов в Пребореале не только в Охотском море, но и на широком географическом пространстве всего Северного полушария.

Авторы выражают благодарность проф. А.И. Обжирову за предоставленную возможность участвовать в рейсе LV50, А.Н. Деркачеву, Н.А. Николаевой за литологическое описание колонки (ТОИ ДВО РАН), А. Хачикубо (Технологический институт, г. Китами) за доступ к химическим анализам. Мы также благодарны профессорам Джиян Жимин (Jian Zhimin) и Ченг Хинронг (Cheng Xinrong) за их поддержку в проведении изотопных анализов.

Эта работа была поддержана Основным научным фондом для национальных общественных научно-исследовательских институтов Китая (2012G07, 2013G38), Национальным фондом естественных наук Китая (40710069004), ДВО РАН (грант 15-I-2-063). Работа выполнена по госзаданию, регистрационный номер АААА-А17-117030110035-4.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1987, 300 с.
- Зоненшайн Л.П., Мурдмаа И.О., Баранов Б.В., Кузнецов А.П., Кузин В.С., Кузьмин М.И., Авдейко Г.П., Стунжас П.А., Лукашин В.Н., Бараш М.С., Валяшко Г.М., Демина Л.Л. Подводный газовый источник в Охотском море к западу от острова Парамушир // Океанология, 1987, вып. 5, с. 795—800.
- Логвина Е.А., Прасолов Э.М., Арсланов Х.А., Матвеева Т.В., Чернов С.Б., Максимов Ф.Е. Коррекция измерений радиоуглеродного возраста карбонатов из очагов разгрузки углеводородных флюидов // Геохимия, 2012, № 11, с. 1064—1069.
- Обжиров А.И., Акуличев В.А., Шакиров Р.Б., Мальцева Е.В., Гресов А.И., Телегин Ю.А. Условия формирования газогидратов в Охотском море // ДАН, 2014, т. 454, № 1, с. 94—96.
- Плетнев С.П. Палеоглубины Охотоморского седиментационного бассейна в кайнозое // Тихоокеанская геология, 2009, т. 28, № 2, с. 17—26.
- Плетнев С.П., Аннин В.К., Ву Ю., Тарасова Т.С. Фораминиферы и изотопия ($^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ и $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$) их раковин в местах выхода метана на восточном склоне о. Сахалин (Охотское море) // Изв. ТИНРО, 2014, т. 178, с. 180—190.
- Плетнев С.П., Романова А.В., Юньхуа Ву, Аннин В.К., Уткин И.В., Верещагина О.Ф. Негативные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ и метановые эмиссии в юго-западной части Охотского моря за последние 10 000 лет // Материалы 22-й Международной конференции по морской геологии, Москва, 20—24 ноября 2017 г. М., GEOS, 2017, т. 1, с. 216—218.
- Саидова Х.М. Глубоководные сообщества фораминифер Берингова и Охотского морей // Океанология, 1997, т. 37, № 3, с. 105—112.
- Соловьев В.А., Гинзбург Г.Д., Обжиров А.И., Дуглас В.К. Газовые гидраты Охотского моря // Отечественная геология, 1994, № 2, с. 190—197.

- Харахинов В.В.** Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М., Научный мир, 2010, 276 с.
- Хёфс Й.** Геохимия стабильных изотопов. М., Мир, 1983, 200 с.
- Хусид Т.А., Беляева Н.В., Демина Л.Л., Доманов М.М., Чеховская М.П.** Изменения комплексов планктонных и бентосных фораминифер в верхнечетвертичных отложениях впадины Дерюгина, Охотское море // Стратиграфия, Геологическая корреляция, 2013, т. 21, № 2, с. 110—121.
- Aharon S.P., Schwarcz H.P., Roberts H.H.** Radiometric dating of submarine hydrocarbon seeps in the Gulf of Mexico // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1997, v. 109, № 5, p. 568—579.
- Ambrose W.G., Panieri G., Schneider A., Plaza-Faverola A., Carroll M.L., Astrom E.K.L., Locke W.L., Carroll J.** Bivalve shell horizons in seafloor pockmarks of the last glacial-interglacial transition: a thousand years of methane emissions in the Arctic Ocean // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2015, v. 16, p. 4108—4129, doi:10.1002/2015GC005980.
- Anikiev V.V., Dudarev O.V., Kolesov G.M., Botsul A.I., Utkin I.V.** Factors of mesoscale variability in the distribution of the particulate matter and chemical elements in the Amur River estuary—Sea of Okhotsk waters // *Geochem. Int.*, 2001, v. 39, № 1, p. 64—87.
- Bernhard J.M., Martin J.B., Rathburn A.E.** Combined carbonate carbon isotopic and cellular ultrastructural studies of individual benthic foraminifera. 2: Toward an understanding of apparent disequilibrium in hydrocarbon seeps // *Paleoceanography*, 2010, v. 25, PA4206, doi:10.1029/2010PA001930.
- Biebow N., Kulinich R., Baranov B.** Cruise Report: KOMEX (Kurile Okhotsk Sea Marine Experiment), RV Akademik M. A. Lavrentyev Cruise 29, Leg 1 and Leg 2. GEOMAR Report. Research Center for Marine Geosciences, Kiel, 2003, 190 p.
- Borowski W.S., Paull C.K., Ussler III W.** Global and local variations of interstitial sulfate gradients in deep-water, continental margin sediments: Sensitivity to underlying methane and gas hydrates // *Mar. Geol.*, 1999, v. 159, p. 131—154.
- Cheng X., Huang B., Jian Z., Zhao Q., Tian J., Li J.** Foraminiferal isotopic evidence for monsoonal activity in the South China Sea: a present-LGM comparison // *Mar. Micropaleontol.*, 2005, v. 34, p. 25—139.
- Cook M.S., Keigwin L.D., Birgel D., Hinrich K.U.** Repeated pulses of vertical methane flux recorded in glacial sediments from the southeast Bering Sea // *Paleoceanography*, 2011, v. 26, PA2210, doi:10.1029/2010PA001993.
- Dickens G., Neil O., Rea D., Owen R.** Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene (1995) // *Paleoceanography*, 1995, v. 10, p. 965—971.
- Fairbanks R.G., Mortlock R.A., Chiu T.C., Cao L., Kaplan A., Guilderson T.P., Fairbanks T.W., Bloom A.L.** Marine radiocarbon calibration curve spanning 10,000 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals // *Quat. Sci. Rev.*, 2005, v. 24, p. 1781—1796.
- Field M.E., Jennigs A.E.** Seafloor gas seeps triggered by a northern California earthquake // *Mar. Geol.*, 1987, v. 77, p. 39—51.
- Freeland H.J., Bychkov A.S., Whitney F., Taylor C., Wong C.S., Yurasov G.I.** WOCE section P1W in the Sea of Okhotsk: 1. Oceanographic data description // *J. Geophys. Res.*, 1998, v. 103, p. 15613—15623.
- Greiner J., Derkachev A.** Glendonites and methane-derived Mg-calcites in the Sea of Okhotsk, Eastern Siberia: implications of a venting-related ikaite/glendonite formation // *Mar. Ecol.*, 2004, v. 204, p. 129—144, doi:10.1016/S0025-3227(03) 00354-2.
- Jin-Yong Yang, Kyung-Ho Chung, Young-Keun Jin, Kyung-Hoon Shin.** Characterizing lipid biomarkers in methanotrophic communities of gas hydrate-bearing sediments in the Sea of Okhotsk // *Mar. Petrol. Geol.*, 2011, v. 28, p. 1884—1898.
- Hachikubo A., Tatsumi K., Sakagami H., Minami H., Yamashita S., Takahashi N., Shoji H., Young K.J., Vereshchagina O., Obzhirov A.** Molecular and isotopic compositions of hydrate-bound hydrocarbons in subsurface sediments from offshore Sakhalin Island, Sea of Okhotsk // *Proceedings of the 7th International conference on gas hydrates (ICGH 2011)*, Edinburgh, 2011, July, p. 17—21.
- Harper D.A.T.** Numerical palaeobiology: computer-based modelling and analysis of fossils and their distributions. New York, John Wiley & Sons, 1999, 468 p.
- Heier-Nielsen S., Conradsen K., Heinemeier J., Knudsen K.L., Nielsen H.L., Niels R., Sveinbjornsdottir A.E.** Radiocarbon dating of shells and foraminifera from the Skagen Core, Denmark: Evidence of reworking // *Radiocarbon*, 1995, v. 37, № 2, p. 119—130.
- Hill T.M., Stott L., Valentine D.L.** Isotopic evidence for the incorporation of methane-derived carbon into foraminifera from modern methane seeps, Hydrate Ridge, Northeast Pacific // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2004, v. 68, p. 4619—4627.
- Ishimura T., Tsunogai U., Hasegawa S., Nakagawa F., Oi T., Kitazato H.** Variation in stable carbon and oxygen isotopes of individual benthic foraminifera: tracers for quantifying the vital effect // *Biogeosci. Discuss.*, 2012, v. 9, p. 6191—6218.

- Itoh M., Ohshima K.I., Wakatsuchi M.** Distribution and formation of Okhotsk Sea intermediate water: an analysis of isopycnal climatological data // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, p. 3258.
- Kaiho K.** Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean // *Geology*, 1994, v. 22, p. 719—722.
- Keigwin L.D.** Glacial-age hydrography of the far northwest Pacific Ocean // *Paleoceanography*, 1998, v. 13, p. 323—339.
- Kennett J., Cannariato K., Hendy I., Behl R.** Carbon isotopic evidence for methane hydrate instability during Quaternary interstadials // *Science*, 2000, v. 288, p. 128—133.
- Kitani K.** An oceanographic study of the Okhotsk Sea: particularly in regard to cold waters // *Bull. Far Seas Fish Res. Lab.*, 1973, v. 9, p. 45—77.
- Leiter C., Altenbach A.V.** Benthic foraminifera from the diatomaceous mud belt off Namibia: Characteristic species for severe anoxia // *Palaeontologia Electronica*, 2010, v. 13, № 2, 11A, 19p., http://palaeo-electronica.org/2010_2/188/index.html.
- Lembke-Jene L., Tiedemann R., Nuernberg D., Obzhairov A., Dullo C.** Variable Holocene methane emissions from cold seeps in the Okhotsk Sea — links to seismo-tectonic activity // *Geophys. Res. Abstr.*, 2007, v. 9, p. 10177.
- Lembke-Jene L., Tiedemann R., Nürnberg D., Kokfelt U., Kozdon R., Max L.** Deglacial variability in Okhotsk Sea intermediate water ventilation and biogeochemistry: Implications for North Pacific nutrient supply and productivity // *Quat. Sci. Rev.*, 2017, v. 160, p. 116—137.
- Levin L.A.** Ecology of cold seep sediments: Interactions of fauna with flow, chemistry and microbes // *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, 2005, v. 43, p. 1—46.
- Maslin M., Owen M., Day S., Long D.** Linking continental-slope failures and climate change: testing the clathrate gun hypothesis // *Geology*, 2004, v. 32, 53—56.
- Miller K.G., Kominz M.A., Browning J.V., Wright J.D., Moutain G.S., Katz M.E., Sugarman P.J., Cramer B.S., Christie-Blick N., Pekar S.F.** The Phanerozoic record of global sea-level change // *Science*, 2005, v. 310, p. 1293—1298.
- Minami H., Tatsumi K., Hachikubo A., Yamashita S., Sakagami H., Takahashi N., Shoji H., Young Keun Jin, Obzhairov A., Nikolaeva N., Derkachev A.** Possible variation in methane flux caused by gas hydrate formation on the northeastern continental slope off Sakhalin Island, Russia // *Geo-Mar. Lett.*, 2012, v. 32, p. 525—534.
- Operation** Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2010, R/V «Akademik M.A. Lavrentyev», Cruise 50 / Eds. Y.K. Jin, A. Shoji, A. Obzhairov, B. Baranov, 2011, 129 p.
- Panieri G., Aharon P., Sen Gupta B.K., Camerlenghi A., Ferrer F.P., Cacho I.** Late Holocene foraminifera of Blake Ridge Diapir: Assemblage variation and stable-isotope record in gas-hydrate bearing sediments // *Mar. Geol.*, 2014, v. 353, p. 99—107.
- Panieri G., Graves C., James R.** Paleo-methane emissions recorded in foraminifera near the landward limit of the gas hydrate stability zone offshore western Svalbard // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2016, v. 17, № 2, p. 521—537, doi: 10.1002/2015GC006153.
- Pearson P.** Oxygen isotopes in foraminifera: overview and historical review reconstructing Earth's deep-time climate—The state of the art in 2012 / Eds. L.C. Ivany, B.T. Huber. *Paleontological Society Short Course*, November 3, 2012 / *The Paleontological Society Papers* 18; 2012, p. 1—38.
- Pletnev S.P.** Last isolation of Kuril Island as a result of post-glacial transgression // *Pices Sci. Rep.*, 2004, v. 26, p. 36—37.
- Rathburn A.E., Levin L., Held Z., Lohmann K.C.** Benthic foraminifera associated with cold methane seeps on the northern California margin: Ecology and stable isotopic composition // *Mar. Micropaleontol.*, 2000, v. 38, p. 247—266.
- Rathburn A.E., Perez M.E., Martin J.B., Day S.A., Mahn C., Gieskes J., Ziebis W., Williams D., Bahls A.** Relationship between the distribution and stable isotopic composition of living benthic foraminifera and cold methane seep biogeochemistry in Monterey Bay, California // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2003, v. 4, 1106, doi:10.1029/2003GC000595.
- Sakamoto T., Ikehara M., Uchida M., Aoki K., Shibata Y., Kanamatsu T., Harada N., Iijima K., Katsuki K., Asahi H., Takahashi K., Sakai H., Kawahata H.** Millennial-scale variations of sea-ice expansion in the southwestern part of the Okhotsk Sea during the past 120 kyr: age model and ice-rafted debris in IMAGES Core MD01-2412 // *Global Planet. Change*, 2006, v. 53, p. 58—77.
- Seki O., Ikehara M., Kawamura K., Nakatsuka T., Ohnishi K., Wakatsuchi M., Narita H., Sakamoto T.** Reconstruction of paleoproductivity in the Sea of Okhotsk over the last 30 kyr // *Paleoceanography*, 2004, v. 19, PA1016, doi:10.1029/2002PA000808.

- Sen Gupta B.K., Platon E., Bernhard J.M., Aharon P.** Foraminiferal colonization of hydrocarbon-seep bacterial mats and underlying sediment, Gulf of Mexico slope // *J. Foraminif. Res.*, 1997, v. 27, № 4, p. 292—300.
- Sorokin Y.I., Sorokin P.Y.** Production in the Sea of Okhotsk // *J. Plankton Res.*, 1999, v. 21, № 2, p. 201—230.
- Tishchenko P., Hensen C., Wallmann K., Wong C.S.** Calculation of the stability and solubility of methane hydrate in seawater // *Chem. Geol.*, 2005, v. 219, p. 37—52.
- Torres M.E., Mix A.C., Kinports K., Haley B., Klinkhammer G.P., McManus J., de Angelis M.A.** Is methane venting at the seafloor recorded by $\delta^{13}\text{C}$ of benthic foraminifera shells? // *Paleoceanography*, 2003, v. 18, № 3, p. 1062—1074.
- Treude T., Niggemann J., Kallmeyer J., Wintersteller P., Schubert C.J., Boetius A., Jorgensen B.B.** Anaerobic oxidation of methane in the sulfate-methane transition along the Chilean continental margin // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, v. 69, № 11, p. 2767—2779.
- Tsunogai S., Watanabe S., Honda M., Aramaki T.** North Pacific intermediate water studied chiefly with radiocarbon // *J. Oceanogr.*, 1995, v. 51, p. 519—536.
- Uchida M., Ohkushi K., Kimoto K., Inagaki F., Ishimura T., Tsunogai U., Tuzino T., Shibata Y.** Radiocarbon-based carbon source quantification of anomalous isotopic foraminifera in last glacial sediments in the western North Pacific // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2008, v. 9, № 4, doi:10.1029/2006GC001558.
- Ussler III W., Paul C.K.** Rates of anaerobic oxidation of methane and authigenic carbonate mineralization in methane-rich deep-sea sediments inferred from models and geochemical profiles // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 266, p. 271—287.
- Utkin I.V.** Reconstructing the setting for deposition of distal tephra in the Sea of Japan Basin: A catastrophic eruption of Baitoushan Volcano // *J. Volcanol. Seismol.*, 2014, v. 8, № 4, p. 228—238.
- Wong H.K., Lüdmann T., Baranov B.V., Karp B.Y., Konerding P., Ion G.** Bottom current-controlled sedimentation and mass wasting in the northwestern Sea of Okhotsk // *Mar. Geol.*, 2003, v. 201, p. 287—305.
- Yonghua Wu, Xuefa Shi, Jianjun Zou, Zhenbo Cheng, Kunshan Wang, Shulan Ge, Fengdeng Shi.** Benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ minimum events in the southeastern Okhotsk Sea over the last 180 ka // *Chin. Sci. Bull.*, 2014, v. 59, № 24, p. 3066—3074, csb.scichina.com.
- Young-Gyun Kim, Sang-Mook Lee, Young Keun Jin, Baranov B., Obzhirov A., Salomatin A., Shoji H.** The stability of gas hydrate field in the northeastern continental slope of Sakhalin Island, Sea of Okhotsk, as inferred from analysis of heat flow data and its implications for slope failures // *Mar. Petrol. Geol.*, 2013, v. 45, p. 198—207.
- Zaric S., Donner B., Fischer G., Mulitza S., Wefer G.** Sensitivity of planktonic foraminifera to sea surface temperature and export production as derived from sediment trap data // *Mar. Micropaleontol.*, 2005, v. 55, p. 75—105.

*Рекомендована к печати 21 марта 2019 г.
Б.Н. Шурыгиньм*

*Поступила в редакцию 13 июля 2018 г.,
после доработки — 12 марта 2019 г.*