

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В ОХОТСКОМ МОРЕ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 24 000 ЛЕТ НА ОСНОВАНИИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАТЕРИАЛА ЛЕДОВОГО РАЗНОСА***В.Ю. Лесков, С.А. Горбаренко****Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичёва, г. Владивосток*

Результатом исследований явилась реконструкция изменений ледового покрова в Охотском море за последние 24 000 лет. Для стратиграфического разделения осадков 13 анализируемых колонок из различных частей Охотского моря использовались изотопно-кислородная стратиграфия, радиоуглеродные датировки методом УМС, тефрохронология, карбонатная стратиграфия, кривые магнитной восприимчивости осадков и результаты расчленения по диатомеям и радиоляриям. Для изучения ледовой седиментации проводился анализ числа литогенных зёрен во фракции донных осадков крупнее 0,15 мм (число литогенных зёрен на грамм сухого осадка – ледовый разнос (ЛР)) и весовой процент данной крупной фракции. Для оценки изменения интенсивности поставки ЛР во времени рассчитывалась скорость аккумуляции (СА) ЛР (число частиц / см² за тысячу лет). На основании полученных результатов были построены схемы распределения САЛР для первой (0–12,5 тысяч лет назад – т.л.н.) и второй (12,5–24 т.л.н.) изотопных стадий. Первая изотопная стадия разделена по времени на позднюю дегляциацию и начало голоцена (6–12,5 т.л.н.), когда уровень моря менялся значительно, и вторую половину голоцена (0–6 т.л.н.) с условиями климата и уровнем моря, близкими к современным. Во время максимума последнего оледенения в центральной части моря скорость аккумуляции ЛР была значительно выше, чем в голоцене. Следовательно, основная разгрузка ледового материала происходила в центральной части моря, и большая его часть не была покрыта постоянным морским льдом. Сопоставление записей ЛР в колонках из северо-западной и центральной частей моря показывает, что в течение максимума последнего оледенения только прилегающая к шельфу северо-западная часть моря была покрыта круглогодичным ледовым покровом.

Ключевые слова: ледовый разнос, скорость аккумуляции ледового разноса, четвертичный период, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Для северо-западной части Тихого океана, Охотского и Берингова морей было показано, что грубообломочный материал, распространённый на больших глубинах, чаще всего был захвачен льдами с береговых пляжей во время взламываний припая и выноса его в открытое море [5]. Установлено, что льды в Охотском море исключительно местного происхождения, т. е. не идёт их поступления извне [5]. В пределах этого бассейна сочетаются разнообразные факторы, способствующие значительному заполнению льдов осадочным материалом из прибрежных районов и с мелководий (низкая зимняя температура, частые штормовые ветры в сочетании с сильными приливно-отливными колебаниями уровня моря – от 13 м в Пенжинской губе до 7 м у Шантарских островов и 1–2,5 м у берегов Сахалина). Очень мощным, но значительно более редким фактором бывают волны цунами высотой до 20 м, которые не только единовременно взламывают лёд с осадочным матери-

лом на огромных площадях, но и приводят к значительным разрушениям на берегах. Вмерзание обломков в днище льдин в результате приливов и отливов является основным способом поступления обломочного материала в лёд [2].

В настоящее время морской лёд является единственным переносчиком крупной терригенной фракции в осадки Охотского моря. Согласно [7], основная загрузка морского льда литогенными зёрнами происходит в заливе Шелихова и на северо-западном побережье. В этой связи области Курильских островов и юга Камчатки не имеют практического значения [7]. Благодаря существующей системе постоянных течений и направлениям господствующих ветров дрейфующие льды движутся в море согласно циклонической циркуляции, от Пенжинского залива вдоль северных и северо-западных берегов Охотского моря и далее в Шантарский залив, а затем на юг вдоль восточных берегов Сахалина [3] (рис. 1). Согласно этому же автору, по этому пути происходит основная

разгрузка вмержшего во льды обломочного материала при его таянии. Однако очень мало известно, как изменялся ледовый покров в Охотском море в прошлом и каким образом эти изменения связаны с климатом.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В работе были использованы колонки донных осадков, полученные в экспедициях Тихоокеанского океанологического института им. В. И. Ильичёва в 1993–1999 г., имеющие достоверное стратиграфическое расчленение на основе радиоуглеродных датировок методом ускорительной масс-спектрометрии, изотопно-кислородных кривых для планктонных и бентосных фораминифер, карбонатной стратиграфии, магнитной восприимчивости осадков, тефрохронологии [4] и микропалеонтологии (рис. 1, табл. 1). Примеры стратиграфического разделения колонок приведены на рисунках 2–4.

Для определения содержаний материала ледового периода в осадках использовалась наиболее распространённая в настоящее время методика, предложенная Д. Кентом с соавторами [15] и широко используемая при палеоокеанологических исследованиях в Северной Атлантике [8, 13]. Она основывается на положении, что в глубоководные тонкозернистые осадки открытых частей моря, исключая турбидиты, грубозернистый литогенный материал может привноситься только плавающими льдами. Соответственно принято, что количество терригенных зёрен

во фракции $>0,15$ мм донных осадков будет достаточно корректно отражать изменение интенсивности формирования морского льда и последующей разгрузки материала ЛР. Поэтому, скорости накопления ЛР в осадках используются как индикатор ледовой активности на море и климатических изменений в регионе [8, 15]. Исследования по литодинамике, осадконакоплению и ледовому разному [2, 3, 5, 6] не противоречат этому положению.

В соответствии с указанной методикой из проб осадков выделялась фракция $>0,15$ мм, в которой под микроскопом в выборке из 500–600 зёрен подсчитывались

Таблица 1. Места отбора колонок.

№ п/п	Колонка	Северная широта	Восточная долгота	Глубина (м)
1	936	51°01	148°18.8	1310
2	934	48°32.5	150°40.9	2180
3	LV 27-2-4	54°30.15	144°45.14	1305
4	LV 27-5-3	54°46.09	149°29.91	482
5	LV 27-8-4	51°30.32	150°34.29	1144
6	LV 28-2-4	48°22.7	146°02.2	1265
7	LV 28-34-2	53°51.971	146°47.499	1431
8	LV 28-40-5	51°20.045	147°10.631	1312
9	LV 28-41-5	51°38.908	149°03.203	1114
10	LV 28-43-5	51°53.7	152°18	839
11	GE 99-10-3	48°18.666	146°08.092	1335
12	GE 99-30-3	54°24.576	145°07.811	1480
13	V 34-90	48°83.33	150°46.66	1590

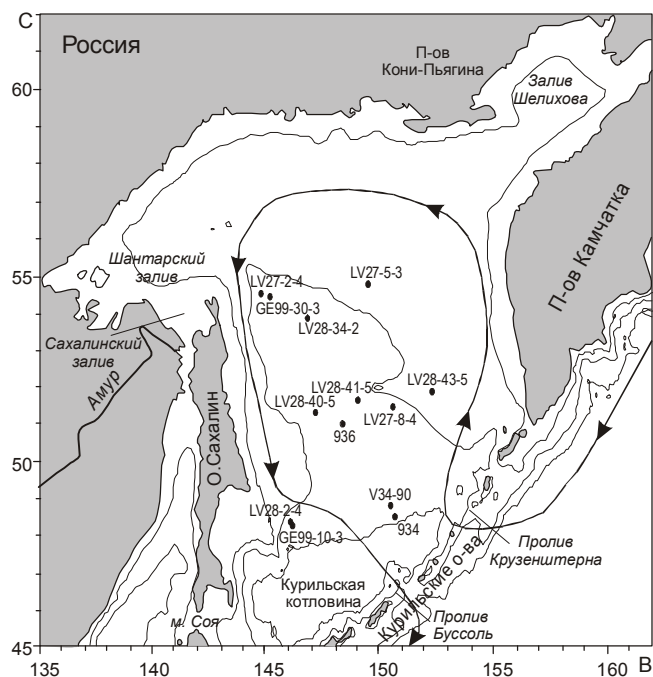


Рис. 1. Схема мест отбора колонок осадков и поверхностных течений.

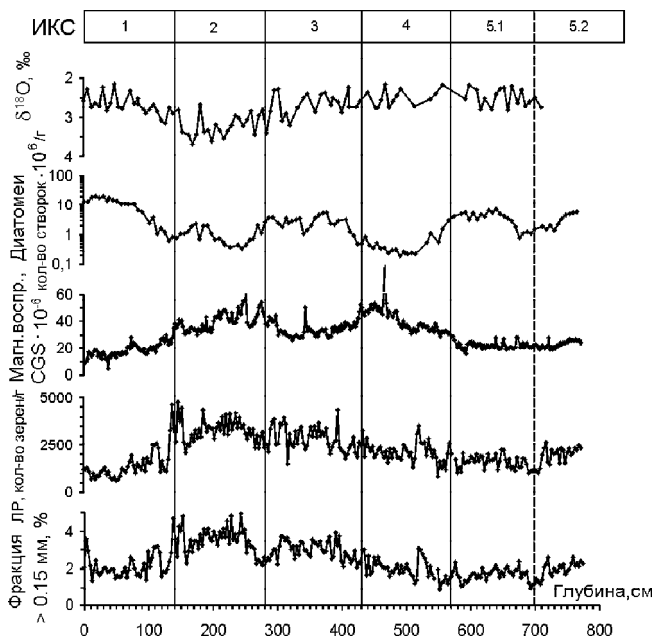


Рис. 2. Изменения $\delta^{18}\text{O}$ планктонных фораминифер, магнитной восприимчивости, содержания ледового разнуса и процент фракции $>0,15$ мм в колонке GE 99-10-3.

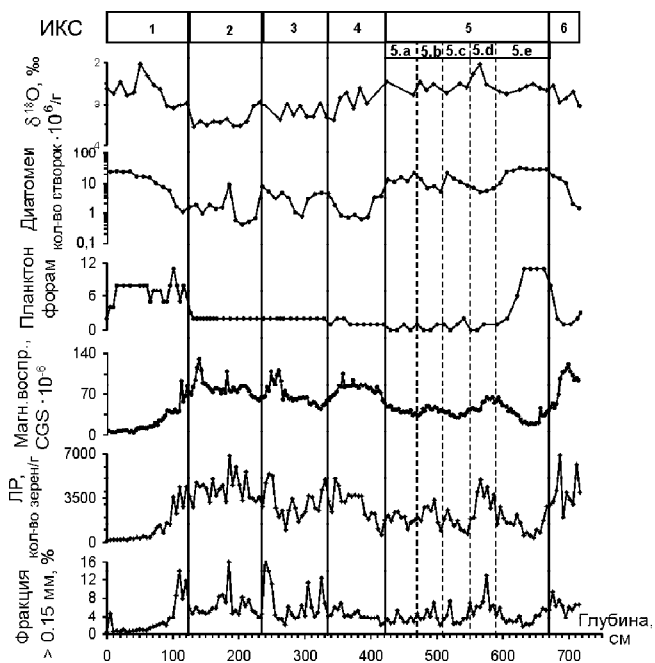


Рис. 3. Изменения $\delta^{18}\text{O}$ планктонных фораминифер, магнитной восприимчивости, содержания ледового разноса и процент фракции $>0,15$ мм в колонке LV 28-41-5.

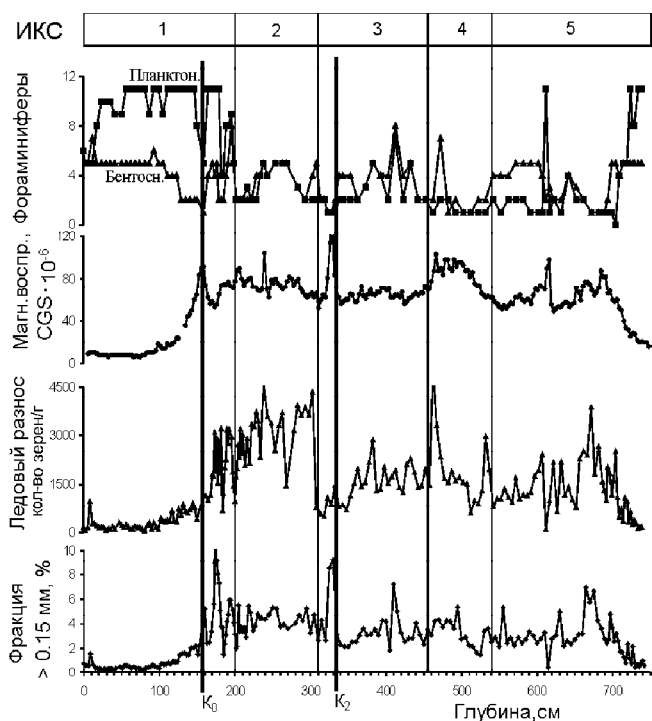


Рис. 4. Изменения магнитной восприимчивости, содержания планктонных и бентосных фораминифер, ледового разноса и процент фракции $>0,15$ мм в колонке LV 27-8-4.

валось количество литогенных за вычетом биогенных (карбонатные обломки раковин, кремнистые остатки диатомей), вулканокластических (пемза, вулканическое стекло) и аутигенных (пирит, глауконит и др.). Последние зёрна в данной фракции встречаются очень редко. Затем рассчитывалась величина ЛР – число терригенных зёрен на грамм сухого осадка.

Для количественной оценки изменения интенсивности поставки ЛР за единицу времени мы рассчитывали скорость аккумуляции ЛР по формуле: $\text{САЛР} = \text{С} \cdot \rho \cdot \text{ЛР}$, где САЛР – скорость аккумуляции ледового разноса (число частиц / см^2 за тысячу лет), С – линейная скорость осадконакопления (см / тыс. лет), ρ – плотность натурального осадка ($\text{г}/\text{см}^3$), ЛР – число терригенных частиц во фракции $>0,15$ мм на грамм сухого осадка. Линейная скорость осадконакопления подсчитывалась делением длины интервала колонки (см), соответствующей данной изотопно-кислородной стадии (ИКС), на время (тыс. лет), за которое этот интервал накопился. Возраст границ изотопно-кислородных стадий приведен по Мартинсону [16]. Плотность осадков вычислялась как среднеарифметическое значение для данного интервала. Значения плотностей осадков взяты из отчётов об экспедициях, в которых отобраны материалы для данной статьи [10–12]. Значение ЛР вычислялось как среднеарифметическое для данного интервала. В отличие от величины ЛР, величина САЛР представляет собой независимую от скорости седиментации осадков оценку влияния морского льда на осадконакопление.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В таблице 2 показаны данные о ЛР, плотности осадков, линейных скоростях осадконакопления и скоростях аккумуляции ледовых частиц изученных 13 колонок. На основании имеющихся результатов по изученным колонкам и их возрастному разделению были построены схемы распределения САЛР для первой (0–12,5 т.л.) и второй (12,5–24 т.л.) изотопных стадий (рис. 5). Первую изотопную стадию мы разделили по времени на позднюю дегляциацию и начало голоцена (6–12,5 т.л., переходный период), когда уровень моря ещё менялся значительно, и вторую половину голоцена (0–6 т.л.) с условиями климата и уровнем моря, близкими современным (рис. 5 а, б).

Во второй половине голоцена (0–6 т.л., ИКС 1) (рис. 5 а) в осадках центральной и южной части моря наблюдаются минимальные скорости накопления частиц ЛР. САЛР здесь так же не велика – около 10^3 частиц / см^2 за тысячу лет. Колонки из северной, северо-западной и юго-западной частей моря характеризуются повышенным содержанием материала ледового

Таблица 2. Величина ледового разноса (ЛР), линейные скорости осадконакопления (С), плотности сухого осадка (ρ) и скорости аккумуляции ледового разноса (САЛР) в осадках Охотского моря для временных срезов 0–6 тыс. лет, 6–12,5 тыс. лет и 12,5–24 тыс. лет.

Стадия	Колонка	Интервал, см	С, см/тыс. л.	ρ , г/см ³	ЛР, кол-во зерен/г	САЛР, кол-во зерен/(см ² ·тыс.л.)
1 (0–6 т.л.)	LV 27-2-4	0–265	44,2	0,342	493	7447
	LV 27-5-3	0–40	6,7	0,48	3942	12614
	LV 27-8-4	0–100	16,7	0,25	192	800
	LV 28-34-2	0–30	5,0	0,37	2758	5102
	LV 28-2-4	0–140	23,3	0,41	1076	10294
	LV 28-40-5	0–150	25,0	0,26	364	2366
	LV 28-41-5	0–60	10,0	0,245	286	699
	LV 28-43-5	0–260	43,3	0,285	102	1260
	Ge 99-10-3	0–90	15,0	0,43	1096	7069
	Ge 99-30-3	0–110	18,3	0,37	684	4640
	934	0–273	45,5	0,312	49	696
936	0–85	14,2	0,27	286	1094	
1 (6–12,5 т.л.)	LV 27-2-4	265–590	50,0	0,562	1596	44848
	LV 27-5-3	40–80	6,2	1,02	5097	31993
	LV 27-8-4	100–200	15,4	0,325	1326	6630
	LV 28-2-4	140–310	26,2	0,5275	1200	16555
	LV 28-34-2	30–60	4,6	0,51	3134	7377
	LV 28-40-5	150–260	16,9	0,435	2153	15849
	LV 28-41-5	60–120	9,2	0,423	2051	8008
	LV 28-43-5	260–430	26,2	0,44	473	5443
	Ge 99-10-3	90–140	7,7	0,56	2025	8723
	Ge 99-30-3	110–290	27,7	0,51	1469	20745
	934	273–410	21,1	0,475	499	4996
	936	85–165	12,3	0,41	1929	9734
	V 34-90	132–222	13,8	0,47	1020	6638
2 (12,5–24 т.л.)	LV 27-2-4	590–740	–	–	644	–
	LV 27-5-3	80–140	5,2	0,87	4056	18411
	LV 27-8-4	200–310	9,6	0,57	2366	12900
	LV 28-2-4	310–455	12,6	0,728	1632	14981
	LV 28-34-2	60–270	18,3	0,67	2588	31664
	LV 28-40-5	260–430	14,8	0,625	2353	21765
	LV 28-41-5	120–230	9,6	0,687	4214	27689
	LV 28-43-5	430–515	7,4	0,57	730	3076
	Ge 99-10-3	140–260	10,4	0,737	3391	26078
	Ge 99-30-3	290–510	19,1	0,67	682	8738
	934	410–505	12,7	0,545	1223	8443
	936	165–275	9,6	0,635	3235	19649
	V 34-90	222–334	10,6	0,51	2330	12556

разноса (табл. 2). Максимального значения скорость накопления ледовых частиц достигает в северной колонке LV27-5-3 – $12,6 \cdot 10^3$ частиц/см² за тысячу лет. Это объясняется тем, что эти колонки расположены на главном пути миграции дрейфующих льдов [6], в области современной максимальной разгрузки ледового материала. Следовательно, во второй половине голоцена, как и в настоящее время, основная разгрузка ледовых частиц проходила вдоль северного и северо-западного побережий Охотского моря и вдоль восточного побережья о. Сахалин (рис. 5 а). Характер расположения изолиний САЛР (0–6 т.л.н.) реально отражает современную картину переноса льдом терригенного материала и согласуется с результатами изучения содержания каменного материала в поверхностных осадках и основными путями миграции льда [6].

Интенсивность накопления ледового материала значительно увеличивалась во время переходного периода (6–12,5 т.л.н., ИКС 1). В осадках этого периода содержание ледового материала заметно больше, по сравнению со второй половиной голоцена. Скорость аккумуляции ледовых частиц в центральной части моря в это время была на порядок выше – 10^4 частиц/см² за тысячу лет. Максимального значения эта величина достигает в северо-западной части моря: колонка LV27-2-4 – $44,8 \cdot 10^3$. Тип изолиний наводит на мысль, что пути миграции льда и разгрузки ЛР были подобны современным (рис. 5 б). Во время поздней дегляциации (основание стадии 1) в центральной и юго-западной части моря наблюдались пики ЛР, фракции >0,15 мм и магнитной восприимчивости (рис. 2). По-видимому, эти пики синхронны

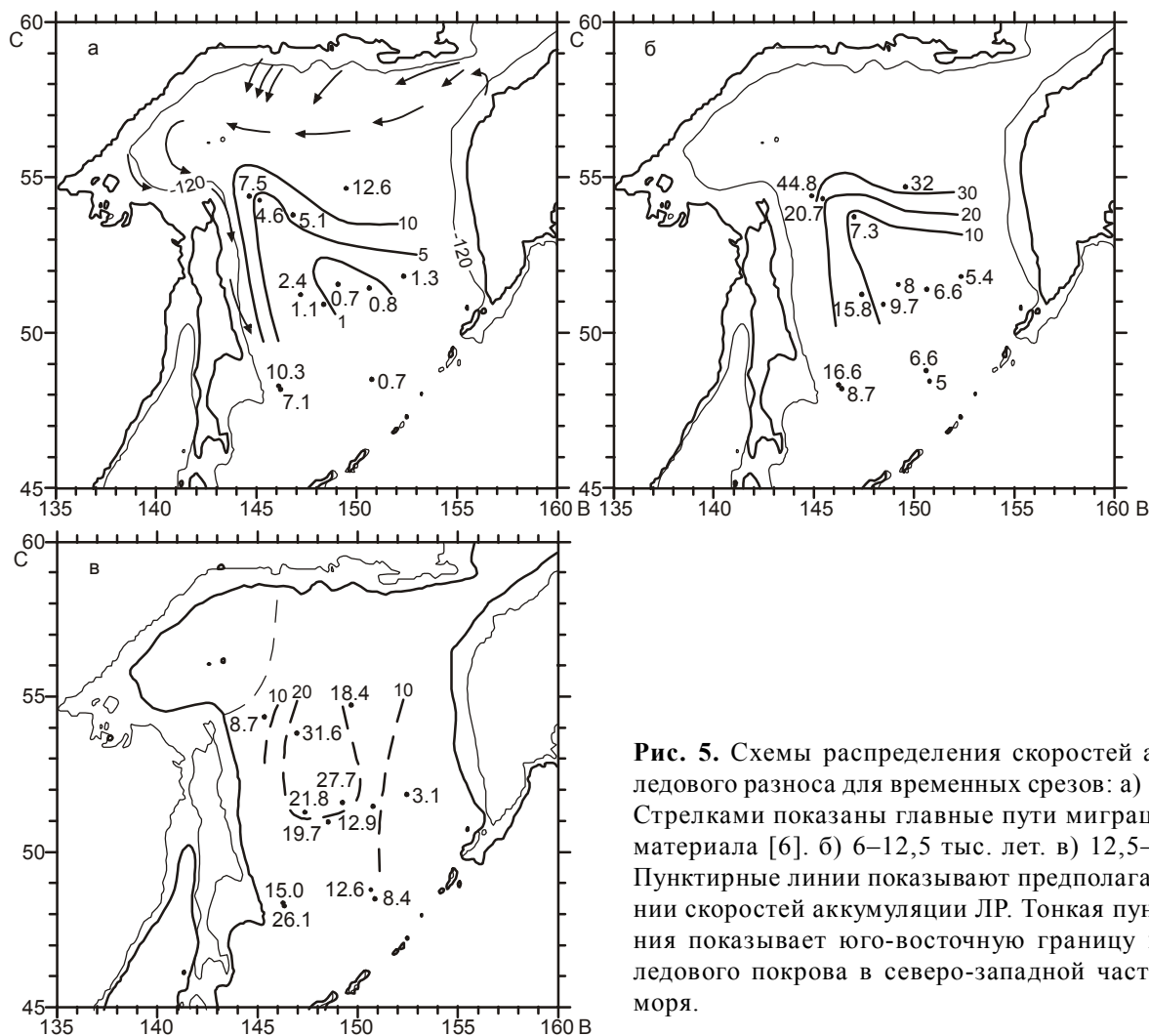


Рис. 5. Схемы распределения скоростей аккумуляции ледового разноса для временных срезов: а) 0–6 тыс. лет. Стрелками показаны главные пути миграции ледового материала [6]. б) 6–12,5 тыс. лет. в) 12,5–24 тыс. лет. Пунктирные линии показывают предполагаемые изолинии скоростей аккумуляции ЛР. Тонкая пунктирная линия показывает юго-восточную границу постоянного ледового покрова в северо-западной части Охотского моря.

фазам ускоренного подъема уровня моря и пульсациям талых вод во время глобального потепления климата Болинг-Алеред, терминация 1А [9].

Во время последнего оледенения (12,5–24 т.л.н., ИКС 2) интенсивность аккумуляции ледового материала резко усиливалась в центральной части Охотского моря (рис. 5 в). Величина скорости аккумуляции ЛР здесь в 20 раз выше, чем во второй половине голоцена – около $2 \cdot 10^4$ частиц/см² за тысячу лет (максимум – $31,6 \cdot 10^3$ – LV28-34-2). Резкий рост СА указывает на значительные увеличения в образовании морского льда и распространение его на поверхности моря. Значительное увеличение количества ледовых частиц в осадках второй изотопной стадии в центральной части моря говорит о том, что эта область становилась основной областью разгрузки ледового материала. Так как разгрузка льда происходит при его таянии, то можно сделать вывод, что основная часть моря не была покрыта круглогодичным льдом, ледовый покров имел сезонный характер, в противо-

положность заключению Shiga and Koizumi, основанном на изучении пространственного распределения и видового состава диатомовых водорослей [17].

Во время максимума последнего оледенения (18–20 т.л.н) на полуострове Кони-Пьягина и в кряже Кил возникали самостоятельные ледниковые узлы с хорошо развитыми ледниковыми карами. Есть основания считать, что в максимальную фазу развития оледенения ледники спускались здесь в пределы осушенного шельфа [1]. В районе залива Шелихова, по наиболее крупным долинам ледники Охотского склона также спускались в пределы шельфа [1]. Роль горно-долинного оледенения определялась подготовкой и транспортировкой терригенного материала к береговой линии.

Особого внимания при изучении данной проблемы заслуживает северо-западная часть Охотского моря. Во время последнего оледенения (ИКС 2), в колонках LV 27-2-4, GE 99-30-3 из этой части моря наблюдаются весьма небольшие значения ЛР

(рис. 6). Содержание ЛР в этих колонках заметно повышается в начале 1 ИКС, во время терминации 1А – около 12,5 т.л.н. Во время холодного события, синхронного событию Молодой Дриас, содержание ледовых частиц в этих колонках уменьшалось почти до ледникового уровня. Во время терминации 1В, около 9,5 т.л.н., резкий рост содержания ЛР в отложениях этих колонок говорит о значительном увеличении разгрузки льдов. Низкое содержание ледового материала в осадках может быть в двух случаях: 1 – поверхность моря в области отбора колонки в течение года была преимущественно свободна ото льда; 2 – имел место постоянный ледовый покров и разгрузки льда практически не происходило. Сопоставление записей ЛР северо-западной части моря (колонки LV 27-2-4, GE 99-30-3) с северной (LV 27-5-3) и центральной колонкой (936) показывает, что северо-западная часть моря в течение максимума последнего оледенения преимущественно была покрыта круглогодичным ледовым покровом (рис. 5 в), который вероятно частично таял в наиболее благоприятные в климатическом отношении годы. Ледовый покров в этой части моря начал интенсивно таять в течение летнего сезона во время терминации 1А – 12,5 т.л.н. Во время события, синхронного Молодому Дриасу (10–11 т.л.н.), таяние льда прекращалось, и вместе с тем уменьшалась величина ЛР. Наиболее интенсивно морская поверхность стала освобождаться ото льда в летние сезоны во время глобального потепления терминации 1В (9,5 т.л.н.), о чем свидетельствует значительное увеличение содержания ледового материала в осадках.

Исходя из очень низких содержаний биогенного материала в осадках 2 ИКС, можно предполагать, что ледовый покров существовал в течение большей части года, по крайней мере включая весенний (апрель–июнь) и осенний (сентябрь–декабрь) периоды вспышек биопродукции, выявленных в современных условиях по данным седиментационных ловушек [14].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В поздней половине голоцена (0–6 т.л.н., ИКС 1) характер расположения изолиний скоростей аккумуляции ледового материала реально отражает современную картину переноса льдом терригенного материала и согласуется с результатами изучения содержания каменного материала в поверхностных осадках и основными путями миграции льда, по Лицицину [6].

Во время переходного периода (6–12,5 т.л.н., ИКС 1) интенсивность накопления ледового материала значительно увеличивалась. Пути миграции льда

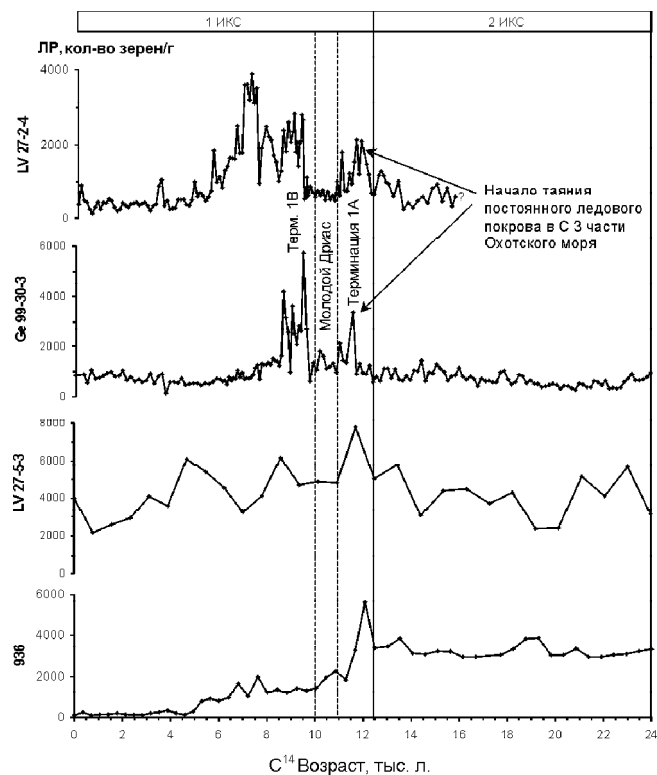


Рис. 6. Сопоставление записей ледового разнота северо-западных колонок (LV 27-2-4, GE 99-30-3) с северной (LV 27-5-3) и центральной (936) колонками.

и разгрузка ледового разнота были подобны современным.

Заметное повышение скорости аккумуляции материала ЛР в центральной и юго-западной части моря во время максимума последнего оледенения (изотопная стадия 2) указывает на значительное увеличение образования морского льда в северной части Охотского моря. Площадь ледового влияния заметно увеличивалась и смещалась на юго-восток. Центральная часть моря в то время была главной областью разгрузки ледового материала.

Полученные данные свидетельствуют о том, что во время максимума последнего оледенения большая часть Охотского моря не была покрыта постоянным ледовым покровом, за исключением его крайней северо-западной части. Ледовый покров таял на большей части моря во время летних месяцев.

Крайняя северо-западная часть моря во время последнего оледенения была покрыта постоянным ледовым покровом. Таяние льда в летние месяцы началось в начале изотопной стадии 1. Наиболее интенсивно ледовый покров начал таять во время терминации 1В – 9,5 т.л.н.

Авторы благодарны Т. В. Матюниной за помощь в подготовке проб, А. С. Астахову за помощь в редактировании рукописи. Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 02-05-06279, 01-05-64904а, 03-05-06502, 03-05-65192, интеграционный проект СО РАН и ДВО РАН).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананьев Г. С., Глушкова О. Ю., Колпаков В. В. Палеогеографическая реконструкция времени максимального похолодания позднего плейстоцена (20–18 тыс. л. н.) // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. М.: Наука, 1993. Вып. 1. С. 62–66.
2. Арчигов Е. И., Степанова Л. Е. Закономерности захвата и разноса обломочного материала льдами в Охотском море // Тихоокеан. геология. 1986. №1. С. 27–31.
3. Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря // Труды Института океанологии АН СССР. 1960. Т. 32. С. 15–95.
4. Горбаренко С. А., Деркачев А. Н., Астахов А. С., Саутон Дж., Шаповалов-Чупрынин В. В. Нюрнберг Д. Литостратиграфия и тефрохронология верхнечетвертичных осадков Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 2. С. 58–72.
5. Лисицын А. П., Чернышева В. И. Грубообломочный материал в осадках северной части Тихого океана // Тихий океан. М.: Наука, 1970. Т. VI, кн. 1. С. 237–296.
6. Лисицын А. П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
7. Петелин В. П. Минералогия песчано-алевритовой фракции в осадках Охотского моря // Труды Института океанологии АН СССР. 1957. Т. 22. С. 77–138.
8. Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. A pervasive millennial-scale cycle in the north Atlantic Holocene and glacial climates // Science. 1997. V. 278. P. 1257–1266.
9. 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. V. 342. P. 637–642.
10. Geomar report 60. RV Akademik M. A. Lavrentyev cruise 27: GREGORY. Kiel: Geomar, 1997.
11. Geomar report 82. Cruise reports: KOMEX I and II (RV Professor Gagarinsky cruise 22 and RV Akademik M. A. Lavrentyev cruise 28). Kiel: Geomar, 1999.
12. Geomar report 88. Cruise reports: KOMEX V and VI (RV Professor Gagarinsky cruise 26 and MV Marshal Gelovani cruise 1). Kiel: Geomar, 2000.
13. Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafted in the Northeast Atlantic ocean during the past 130,000 years // Quaternary Research. 1988. V. 29. P. 142–152.
14. Honjo S., Manganini S. J. Dichothermal layer and biological export production in the Sea of Okhotsk // The physics and biogeochemistry implied to the global cycles (Proc. Int. workshop on the Okhotsk Sea and Arctic), JAPMSTEC and STA of Japan. 1996. P. 103–110.
15. Kent D., Opdyke N. D., Ewing M., Climate changes in the north Pacific using ice-rafted detritus as a climate indicator // Geological Society of American Bulletin. 1971. V. 82. P. 2743–2754.
16. Martinson D. G., Pisias N. G., Hays J. D., Imbre J., Moore T. C., Shackleton N. J. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of the high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy // Quatern. Res. 1987. V. 27. N 1. P. 1–29.
17. Shiga K., Koizumi I. Latest quaternary oceanographic in the Sea of Okhotsk based on diatom records // Marine Micropaleontology. 2000. V. 38. P. 91–117.

Поступила в редакцию 20 января 2003 г.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

V.Yu. Leskov, S.A. Gorbarenko

Reconstruction of ice conditions in the Sea of Okhotsk in the last 24000 years basing on the distribution of ice-rafting material

The oxygen isotope records, radiocarbon AMS data, carbonate and opal stratigraphy, sediment magnetic susceptibility, tephrochronology and paleontological results were used to obtain a detailed sediment stratigraphy and an age model of the studied cores. To study the ice cover measurements, the analysis of the lithogenic grain number in a fraction of bottom sediments larger than 0.15 mm was carried out. For the quantitative estimation of intensity variations of the IRD particles supply per unit of time, the authors calculated the IRD accumulation rate. The obtained results allowed us to plot AR IRD distribution for the first isotope stage (0–12.5 C¹⁴ kyr) and for the second stage (12.5–24 C¹⁴ kyr). The first isotope stage was subdivided into the latest deglaciation and the beginning of the Holocene (6–12.5 C¹⁴ kyr) (transitive period), when the sea level was changing significantly, and the second part of the Holocene (0–6 C¹⁴ kyr), whose climate conditions and the sea level were similar to the modern estimates. Data clearly show strong increase in ice formation in the glacial Sea of Okhotsk and its extent in the middle part of the sea. The average annual duration of ice coverage during glaciation was longer than that for interglaciation. However, the sea ice was not continuous the whole year round and was disappearing in the Sea of Okhotsk in summer time except the far northwestern part adjoining the Amur River estuary.