

УДК 551.89:56.024

О ВЕРОЯТНЫХ ПРЕДЕЛАХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МОРСКОГО ЛЬДА В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СУБАРКТИЧЕСКОЙ ПАЦИФИКИ ВО ВРЕМЯ МАКСИМУМА ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

© 2017 г. А. Г. Матуль

*Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва, Россия
e-mail: amatul@mail.ru*

Поступила в редакцию 01.06.2015 г., после доработки 10.08.2015 г.

Статья обобщает и анализирует опубликованные данные по соотношению распределения ледовых и открытоокеанических диатомей в 42 колонках донных осадков из северо-западной части субарктической Пацифики, Охотского и Берингова морей, сформировавшихся во время максимума последнего оледенения (МПО). Судя по микропалеонтологическим данным, распространение зимних морских льдов в МПО могло быть ограничено Охотским и Беринговым морями. В теплый сезон поверхностные водные массы из открытой субарктической Пацифики широко проникали в окраинные моря.

DOI: 10.7868/S0030157417050112

ВВЕДЕНИЕ

Анализ экстремальных состояний палеоклимата помогает выявить реакцию и трансформацию природных систем при сильном контрастном изменении параметров окружающей среды. Глобальное похолодание в момент максимума последнего оледенения (МПО) около 21 тыс. лет назад значительно повлияло на океанские условия в пределах современной субарктической Пацифики (САП). Падение температуры на поверхности океана и увеличение распространения морских льдов в целом снизило региональную биопродуктивность и усилило терригенное осадконакопление, однако на юге Берингова моря и на северо-западе САП продуктивность фитопланктона могла вырасти в условиях краевой ледовой зоны [10]. Реконструкции по микропалеонтологии и математическому моделированию показывают, что среднегодовая температура поверхностной воды в САП во время оледенения уменьшалась на 4–6 °С [32, 37], поэтому можно было бы предполагать экспансию льдов на всю акваторию Охотского и Берингова морей, а также на северо-запад САП. Морской лед в высоких широтах — очень динамичный и сезонно изменчивый компонент природной системы, сильно влияющий в глобальном и региональном масштабе на альбедо, энергетическое и вещественное взаимодействие атмосферы и океана, термогалинные процессы в водной толще, биопродуктивность [24]. Краевая ледовая зона может поставлять до 81–89% потоков взвешенного органического углерода и кремнезема в составе биогенного вещества и до 92% всего объема

осадочного материала в субполярных бассейнах, сезонно покрываемых льдом [41]. Достоверное выявление ледовой зоны в САП во время МПО могло бы значительно дополнить наши знания о региональной природной системе, как это сделано, например, для Северной Атлантики и Южного океана по международному проекту MARGO [34]. Однако максимальные пределы развития сезонных льдов САП во время оледенения пока окончательно не установлены, т.к. имеются расхождения в выводах по разным методам исследований. Материал ледового разноса (МЛР) как вероятный признак присутствия морских льдов и/или дальнего выноса айсбергов обнаруживается в донных осадках эпохи оледенения везде к северу от ~40° с.ш. [15]. Математическое моделирование предполагает присутствие льда в северо-западной и центральной САП далеко от окраинных морей, но не по всей субарктической акватории [16, 32]. Интерпретация микропалеонтологических сведений в ряде случаев противоречива. Например, в “ледовые” комплексы диатомей иногда включаются как собственно ледовые виды, так и неритические/сублитеральные, не обязательно привязанные к ледовой обстановке, поэтому распространение сезонного льда может переоцениваться. В данной статье обобщаются опубликованные данные по микропалеонтологическим индикаторам — видам диатомовых водорослей как прямым маркерам ледовых и безледных условий — в слоях осадков САП, сформировавшихся во время максимальной стадии последнего оледенения, и обсуждаются вероятные пределы морских льдов в МПО.

СОВРЕМЕННЫЙ МОРСКОЙ ЛЕД В СУБАРКТИЧЕСКОЙ ПАЦИФИКЕ

В настоящее время распространение зимних льдов на поверхности САП ограничивается окраинными дальневосточными морями и узкой полосой вдоль Восточной Камчатки и Курильских островов; немногочисленные айсберги приурочены к прибрежным районам Аляскинского залива. Южный край устойчивых сезонных льдов в регионе контролируется термодинамически – таянием льда на контакте с теплой водой – и динамически – сильными изменчивыми течениями на краю шельфа и над континентальным склоном, штормовым ветром и волнением, устойчивыми сезонными ветрами [1, 4, 18]. Поверхностная циклоническая циркуляция водных масс САП находится под определяющим влиянием региональной барической ситуации и особенно усиливается зимой, когда над САП формируется стационарная Алеутская атмосферная депрессия, а над прилегающей сушей (Сибирь и Северная Америка) – стационарные антициклоны [53]. Летняя водная циркуляция по своей конфигурации остается аналогичной зимней [39]. В ходе взаимного водообмена с Аляскинским течением в Берингово море зимой поступает около 11 Sv при собственном расходе Аляскинского течения 7–10 Sv [39]. В Охотское море при водообмене с течением Ойясио зимой поступает около 6 Sv при собственном расходе течения Ойясио 7–8.5 Sv [39]. Из-за притока больших объемов более теплой тихоокеанской воды юго-восточная часть Охотского моря, центральная и южная глубоководные части Берингова моря, а также северо-западная приконтинентальная окраина открытой САП имеют зимнюю температуру на поверхности не менее 1–3°C, поэтому остаются преимущественно свободными ото льда. Обобщенные карты сезонных льдов на северо-западе САП представлены в [12] (рисунок). Средняя многолетняя граница зимних льдов Берингова моря приблизительно соответствует бровке шельфа, но в климатически суровые годы продвигается в глубоководные районы на 2–4 градуса широты к югу от своего обычного положения. В Охотском море средняя многолетняя граница зимних льдов выходит далеко за пределы шельфа, и льды при максимальном распространении могут занимать почти всю акваторию.

МОРСКОЙ ЛЕД В СУБАРКТИЧЕСКОЙ ПАЦИФИКЕ ВО ВРЕМЯ МАКСИМУМА ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

В данной работе для обсуждения распространения морских льдов во время МПО выбран интервал в пределах стандартной

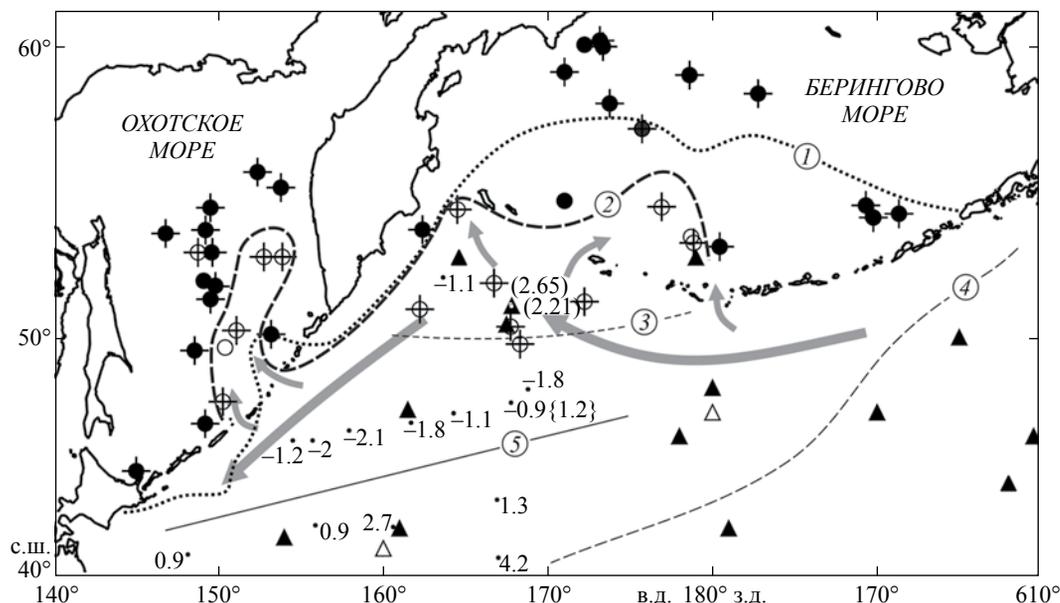
изотопно-кислородной стадии (ИКС) 2 с нижней границей 24 тыс. лет назад [35] и верхней границей 17 тыс. лет назад, когда в САП проявились признаки последней дегляциации [26].

Геологические записи в океане (донные осадки) и на суше (ледовые керны) содержат ряд литофизических, геохимических и микропалеонтологических палеоиндикаторов распространения или наличия морских льдов [24].

В кернах континентальных ледников Антарктиды и Гренландии обнаруживаются два химических палеоиндикатора [45]: 1) аэрозоли морской соли (ионы натрия и др.), содержание которых имеет полуколичественную связь с развитием морского ледового покрова в соседних бассейнах, 2) метансульфоновая кислота как продукт окисления диметилсульфида, производимого морским фитопланктоном в пределах краевой ледовой зоны. На суше, прилегающей к САП, ледовые керны, достигающие уровня последнего оледенения, пока не получены.

Одним из новейших надежных палеоиндикаторов ледовых условий считается липид C25 (IP25) – сохраняющийся в донных морских осадках продукт жизнедеятельности ледовых видов диатомей [14]. IP25 может потенциально показывать присутствие льда и длительность ледового сезона. Работоспособность метода реконструкций ледовых условий по IP25 показана для голоцена в Арктике [14]. В [36] метод по IP25, подтвержденный диатомовым анализом, дал вывод об ограниченном распространении сезонного льда в СЗ САП на переходе от последнего оледенения к голоцену.

Традиционный источник сведений о существовании в прошлом морских льдов и айсбергов – содержание материала ледового разноса (МЛР) в донных осадках: абсолютное (число минеральных зерен в крупнозернистой фракции) или относительное (по весу от крупнозернистой фракции или по доли от общего числа зерен в крупнозернистой фракции) [23]. Осадки САП времени плейстоценовых оледенений могут содержать большое количество МЛР [6, 20, 51]. Есть большие трудности в разделении МЛР по его происхождению из айсбергов или морского льда [19], но предполагается, что в дальних открытых районах САП основным транспортом МЛР были айсберги [15], а в прибрежных районах и окраинных морях – преимущественно морские льды [25]. Для МПО сведения о широком нахождении МЛР в открытой северо-западной части САП на юг до 42–39° с.ш. приведены в [15], при этом вероятные следы МЛР в виде песка и гальки обнаружены в скважинах глубоководного бурения DSDP Sites 305–306 и ODP Sites 792–793 на 32° с.ш.



Район исследования и положение колонок донных осадков. Цифры в кружках: 1 – современная граница наибольшего распространения зимних морских льдов [12], 2 – вероятная граница распространения зимних морских льдов в МПО по находкам ледовых диатомей [данная работа], 3 – вероятная граница распространения зимних морских льдов в МПО по моделированию в [16], 4 – вероятная граница распространения зимних морских льдов в МПО по моделированию в [32], 5 – вероятная граница распространения зимних морских льдов в МПО по реконструкциям зимней палеотемпературы поверхностной воды в [44]. Пустой кружок – не найдены ледовые диатомеи, залитый кружок – найдены ледовые диатомеи, крестик – найдены открытоокеанические диатомеи (таблица). Залитый треугольник – найден материал ледового разноса, пустой треугольник – не найден материал ледового разноса [15]. Черная точка с цифровой подписью без скобок – зимняя температура поверхностной воды по реконструкциям в [44], с цифровой подписью в фигурных скобках – по реконструкциям в [29]. Белая точка с цифровой подписью в круглых скобках – зимняя температура поверхностной воды по реконструкциям в [34]. Бланк карты построен в компьютерной программе PanMap <<http://www.pangaia.de>> по данным батиметрического атласа GEBCO <<http://www.gebcos.net>>.

В Беринговом и Охотском морях МЛР времени МПО найден в больших количествах в колонках осадков по всей акватории [25, 27, 38]. Вряд ли можно утверждать, что эти моря были покрыты сплошным круглогодичным льдом, т.к. большие массы МЛР говорят скорее о его “разгрузке” на дно во время таяния сезонного льда [23], что подтверждено изучением современного осадочного вещества из седиментационных ловушек в Охотском море [46]. Детальный по площади дна анализ МЛР в Охотском море во время МПО [3] позволил реконструировать вероятную схему водной циркуляции на поверхности моря и показать, что в данном бассейне существовал не круглогодичный, а сезонный ледовый покров. Летнее освобождение ото льдов в интервале последнего оледенения, по данным анализа МЛР, имело место и в Беринговом море [27].

Результаты математического моделирования палеоклимата во время МПО, основанные на учете объема и площади поверхности континентального льда, понижения уровня моря и содержания атмосферного CO_2 , допускают распространение зимнего льда в открытой САП к югу до 40° с.ш.

и на восток до 170° з.д. [32] (рисунок). Предыдущие работы по палеоклиматическому моделированию ограничивали ледовый покров северо-западной окраиной САП к северу от 50° с.ш. [16] (рисунок).

Микрорепалеонтологические сведения давно используются для четвертичных реконструкций границы плавучих льдов. Классические примеры таких работ – исследования ледового покрова в Северной Атлантике во время МПО по данным анализа планктонных фораминифер (реконструированная палеотемпература поверхностной воды, ареалы холодноводных видов из районов с сезонным льдом) [2, 48].

О возможности появления сезонного льда можно было бы судить, исходя из данных о вероятном понижении палеотемпературы поверхностной воды. Для СЗ части САП имеются многочисленные реконструкции зимней палеотемпературы поверхностной воды на уровне МПО по микрофоссилиям. Робертсон [44] представил реконструкции на основе факторного анализа распределения радиолярий и предположил, что

южная граница льда, если брать ее приблизительное соответствие изотерме 0°C, должна была располагаться между 42° и 45° с.ш. к западу от 170° в.д. (рисунок). Позднее в [29] палеотемпература для ряда колонок из публикации [44] была пересчитана по усовершенствованной методике и оказалась выше предыдущих оценок, переходя из отрицательных в положительные значения (рисунок). Проект MARGO [34] также получил более высокие (положительные, а не отрицательные, как в работе [44]) величины зимней палеотемпературы над северной частью Императорских гор по анализу соотношения Mg/Ca в раковинах планктонных фораминифер (рисунок). Палеотемпературные реконструкции для САП пока не разработаны в той же мере, что и для других высокоширотных областей Мирового океана, чтобы получить достоверные площадные оценки региональной температуры воды в МПО. Кроме того, имеющиеся реконструкции основаны на анализе микрофоссилий, обитающих в подповерхностных горизонтах, и, видимо, не дают надежных оценок поверхностной температуры. Опубликованные к настоящему времени палеотемпературные оценки для поверхности СЗ части САП по данным распределения в осадках алкенонов UK'37 не распространяются за пределы последних 15–20 тыс. лет [36, 43].

Данная статья использует в качестве палеоиндикаторов сведения по микропалеонтологии, которые могут дать четкий ответ о наличии или отсутствии морских льдов. Распространение ледового покрова показывает нахождение видов *Fragilariopsis cylindrus* (Grunow) Krieger и *F. oceanica* (Cleve) Hasle, которые непосредственно ассоциируются со льдом или с водами подо льдом [30, 33, 50]. Их устойчивое обнаружение в поверхностном слое донных осадков САП [42] в общих чертах соответствует нынешним пределам наибольшего продвижения на юг границы зимних льдов (рисунок). Современное высокое совместное содержание этих двух видов >10–15% в поверхностном слое донных осадков маркируют среднемноголетнее распространение сезонного ледового покрова с концентрацией льдов >15% в приконтинентальных районах и окраинных морях САП [42]. Помимо *F. cylindrus* и *F. oceanica*, данная работа учитывает присутствие *Melosira arctica* Dickie и бентических диатомей *Achnantes*, *Grammatophora* и т.п. из ледовых образований [5, 8, 50]. Ряд видов, в частности, *Thalassiosira hyalina* (Grunow) Gran, *Bacterosira fragilis* (Gran), *Porosira glacialis* (Grunow) Jörgensen также можно было бы считать связанными со льдом, но они встречаются в планктоне как в пределах краевой ледовой зоны, так и в открытых районах по ее периферии [50]. Нахождение неритических и/или сублиторальных

холодноводных диатомей, например, аркто-бореальных *Thalassiosira gravida* Cleve, *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve и др. в данной работе не рассматривается как прямой признак ледовых условий, т.к. они могут быть распространены у материковых окраин в безледных условиях [5].

Безледная (как минимум, в теплый сезон) обстановка маркируется присутствием аркто- и северо-бореальных открытоокеанических диатомей [5]. Распространение современных пелагических водных масс САП, в том числе, в окраинных дальневосточных морях, обозначено в первую очередь ареалом вида *Neodenticula seminae* (Simonsen and Kanaya) Akiba and Yanagisawa. Среди других открытоокеанических видов, характерных сейчас для разных районов субарктической области: *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg – с наибольшими концентрациями на востоке и в центре САП, *C. oculus-iris* (Ehrenberg) Ehrenberg и *Rhizosolenia hebetata* Bailey – в центре САП и на юге Берингова моря, *Thalassiosira excentrica* (Ehrenberg) Cleve – на юге САП.

Помимо диатомей, для реконструкции ледовых условий могут использоваться динофлагелляты. В плейстоценовых осадках они изучались в колонке PAR87A-10 из Аляскинского залива [22]. На зимнюю температуру около 0 °C и вероятное образование льдов в МПО в районе этой колонки указывает повышенная концентрация цист субполярных динофлагеллят *Impagidinium pallidum* Bujak и *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre and Cookson) Wall.

В данной работе сведения по распределению диатомовой микрофлоры, указывающей на ледовые и открытоокеанические (безледные) условия на поверхности моря в МПО, взяты из 42 колонок донных осадков, при этом 7 колонок расположено в СЗ САП, 16 – в Беринговом море, 19 – в Охотском море (таблица; рисунок).

Рисунок показывает, что присутствие в осадках ледовых диатомей, следовательно, вероятное образование морских льдов в СЗ САП во время МПО было ограничено, как и сейчас, Охотским и Беринговыми морями. В Охотском море максимальное продвижение льдов могло в целом соответствовать современному, и юго-восточная часть моря предположительно оставалась свободной. В Беринговом море зимние льды в МПО продвигались далеко от современной границы, но, видимо, юг центральной части моря льдом не закрывался. В северо-западный угол САП между Камчаткой и Алеутской грядой зимние льды, судя по отсутствию ледовых диатомей, не распространялись. Находки открытоокеанических диатомей в осадках МПО почти во всех представленных колонках дают возможность говорить о свободных

Колонки донных осадков САП с находками ледовых и открытоокеанических диатомей

Станция	°с.ш.	°в.д., “-” °з.д.	Ледовые диатомей	Открыто- океанические диатомей	Источник данных
Открытая субарктическая Пацифика					
3274	51.07	162.22		+	
3325	52.05	166.73		+	[5]
3342	54.70	164.52		+	
3359	51.36	172.23		+	
ES-AC	49.73	168.32		+	[31]
GC-36	50.41	167.73		+	[28]
SO201-2-12KL	53.99	162.38	+	+	[13]
Берингово море					
540	59.13	178.62	+	+	
614	58.23	173.75	+	+	
615	57.42	175.72	+	+	
967	55.00	171.01	+		[5]
1031	60.18	173.17	+	+	
1032	60.05	172.22	+		
1039	59.22	171.02	+	+	
BOW-8A	54.78	176.92		+	
BOW-12A	53.39	-179.56	+	+	[31]
UMK 3A	54.42	-170.22	+	+	
GC-11	53.52	178.85		+	[28]
HLY0202-51JPC	54.55	-168.67	+	+	[17]
RC14-121	54.85	-170.68	+	+	
RC14-126	60.00	173.35	+	+	[47]
V21-162	58.55	-177.22	+	+	
VINO1912GGC	53.74	178.71			[21]
Охотское море					
3	51.95	149.80	+	+	
7	53.98	149.22	+	+	[49]
V34-98	50.12	153.20	+	+	
25	49.48	148.53	+	+	
115	52.13	149.10	+		
140	47.43	150.27		+	
880	49.60	150.39	+		
890	46.53	149.18	+	+	
911	53.01	153.89		+	[5]
912	53.01	152.75		+	
915	53.18	148.74		+	
1724	50.27	151.08		+	
1768	55.47	153.79	+	+	
1770	55.98	152.36	+	+	

Таблица окончание

Станция	°с.ш.	°в.д., “-” °з.д.	Ледовые диатомеи	Открыто- океанические диатомеи	Источник данных
LV27–5–3	54.77	149.50	+	+	[7]
LV28–34–2	53.87	146.79	+	+	[9]
LV40–20	51.45	149.50	+	+	[11]
MD01–2412	44.57	145.00	+	+	[40]
MD01–2414	53.18	149.57	+	+	[54]

ото льда акваториях или, по крайней мере, несомкнутых льдах Охотского и Берингова морей во время летнего сезона.

Вероятное отсутствие сезонных морских льдов на северо-западе открытой САП и в наиболее южных районах Охотского и Берингова морей в максимальную фазу последнего оледенения не противоречит реконструкциям общей палеоклиматической обстановки в регионе. Как упоминалось выше, современная циклоническая водная циркуляция на поверхности САП определяется барической ситуацией и усиливается зимой вслед за углублением атмосферной Алеутской циклонической зоны, увеличивая водообмен открытого океана с окраинными субарктическими морями. Во время МПО зимняя Алеутская депрессия была еще сильнее развита [52], а региональная среднегодовая атмосферная циркуляция над поверхностью Земли напоминала современную по направленности воздушных потоков [16]. Можно предположить принципиальное сходство водной поверхностной циркуляции САП в МПО с зимней в настоящее время. Следовательно, приток воды из более теплой открытой САП (из течений Аляскинского и Ойясио) в окраинные моря мог быть достаточно большим, чтобы южные районы Охотского и Берингова морей, как и северо-западная часть САП, были свободны от сезонных льдов.

Таким образом, данные о ледовых диатомеях в донных осадках максимума последнего оледенения предположительно свидетельствуют (1) об отсутствии признаков сезонных морских льдов на северо-западе субарктической Пацифики и на юге Охотского и Берингова морей и (2) о широком (сезонном) проникновении поверхностных водных масс открытого океана в окраинные субарктические моря.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИО РАН № 0149-2014-0027 с частичной поддержкой по Программе фундаментальных исследований ПРАН № I.43П.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арсеньев В.С.* Течения и водные массы Берингова моря. М.: Наука, 1967. 135 с.
2. *Бараиш М.С.* Граница плавающих льдов в Северной Атлантике в верхнем плейстоцене // *Океанология*. 1974. Т. 14. Вып. 5. С. 846–851.
3. *Василенко Ю.П., Горбаренко С.А., Цзоу Ц.* Ледяной покров Охотского моря в позднеплейстоценовом оледенении и голоцене // *Вестн. ДВО РАН*. 2011. № 2. С. 70–77.
4. *Добровольский А.Д., Залогин Б.С.* Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
5. *Жузе А.П.* Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 259 с.
6. *Лисицын А.П.* Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
7. *Матуль А.Г., Горбаренко С.А., Мухина В.В., Лесков В.Ю.* Четвертичные микропалеонтологические и литофизические записи осадков из северной части Охотского моря // *Океанология*. 2003. Т. 43. № 4. С. 583–592.
8. *Мельников И.А., Бондарчук Л.Л.* К экологии массовых скоплений колониальных диатомовых водорослей под арктическим дрейфующим льдом // *Океанология*. 1987. Т. 27. № 2. С. 317–321.
9. *Мухина В.В., Матуль А.Г.* Позднечетвертичная диатомовая стратиграфия и палеоокеанология Охотского моря (впадина Дерюгина) во время последнего ледникового максимума // *Океанология*. 2009. Т. 49. № 4. С. 604–612.
10. *Овсепян Е.А., Иванова Е.В., Мурдмаа И.О., Алехина Г.Н.* Изменения биопродуктивности в северо-западной части Тихого океана в течение последних 25 тыс. лет // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 4. С. 546–560.
11. *Плетнев С.П., Черепанова М.В., Иванова Е.Д. и др.* Биостратиграфическое расчленение верхнечетвертичных отложений Охотского моря на юге возвышенности Института океанологии //

- Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 4. С. 106–120.
12. *Ростов И.Д., Юрасов Г.И., Рудых Н.И. и др.* Атлас по океанографии Берингова, Охотского и Японского морей. CD-ROM 2. Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, 2007. <http://pacificinfo.ru/data/cdrom/2/start_russian.htm>
 13. *Смирнова М.А., Казарина Г.Х., Матуль А.Г., Макс Л.* Палеоклиматические изменения в северо-западной части субарктической Пацифики за последние 20 тыс. лет по данным изучения диатомей // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 3. С. 425–431.
 14. *Belt S.T., Massé G., Rowland S.J. et al.* A novel chemical fossil of palaeo sea ice: IP25 // *Organic Geochemistry*. 2007. V. 38. P. 16–27.
 15. *Bigg G.R., Clark C.D., Hughes A.L.C.* A last glacial ice sheet on the Pacific Russian coast and catastrophic change arising from coupled ice-volcanic interaction // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 265. P. 559–570.
 16. *Bush A.B.G., Philander S.G.H.* The climate of the Last Glacial Maximum: Results from a coupled atmosphere-ocean general circulation model // *J. of Geoph. Res.* 1999. V. 104. № D20. P. 24,509–24,525.
 17. *Caissie B.E., Brigham-Grette J., Lawrence K.T. et al.* Last Glacial Maximum to Holocene sea surface conditions at Umnak Plateau, Bering Sea, as inferred from diatom, alkenone, and stable isotope records // *Paleoceanography*. 2010. V. 25. PA1206. doi:10.1029/2008PA001671.
 18. *Cavalieri D.J., Parkinson C.L.* On the relationship between atmospheric circulation and the fluctuations in the sea ice extents of the Bering and Okhotsk Seas // *J. of Geoph. Res.* 1987. V. 92. № C7. P. 7141–7162.
 19. *Clark D. L., Hanson A.* Central Arctic Ocean sediment textures: A key to ice transport mechanism // *Glacial-Marine Sedimentation* / Ed. Molnia B. New York: Plenum, 1983. P. 301–330.
 20. *Conolly J.R., Ewing M.* Ice-rafted detritus in northwest Pacific deep-sea sediments // *Geological Investigations of the North Pacific*. The Geological Society of America, Inc., Memoir 126 / Ed. Hays J.D. Boulder, Colorado: The Geological Society of America, 1970. P. 219–231.
 21. *Cook M.S., Keigwin L.D., Sancetta C.A.* The deglacial history of surface and intermediate water of the Bering Sea // *Deep-Sea Res. II*. 2005. V. 52. P. 2163–2173.
 22. *De Vernal A., Pedersen T.F.* Micropaleontology and palynology of core PAR87A-10: A 23,000 year record of paleoenvironmental changes in the Gulf of Alaska, northeast North Pacific // *Paleoceanography*. 1997. V. 12. № 6. P. 821–830.
 23. *De Vernal A., Hillaire-Marcel C., Solignac S. et al.* Reconstructing Sea Ice Conditions in the Arctic and Sub-Arctic Prior to Human Observations // *Arctic Sea Ice Decline: Observations, Projections, Mechanisms, and Implications* / Eds. DeWeaver E.T. et al. Washington, D.C.: American Geophysical Union, 2008. P. 27–45.
 24. *Gersonde R., de Vernal A.* Reconstruction of past sea ice extent // *PAGES news*. 2013. V. 21. № 1. P. 30–31.
 25. *Gorbarenko S.A.* Stable Isotope and Lithologic Evidence of Late-Glacial and Holocene Oceanography of the Northwestern Pacific and Its Marginal Seas // *Quaternary Research*. 1996. V. 46. P. 230–250.
 26. *Gorbarenko S.A., Basov I.A., Chekhovskaya M.P., Southon J.* Orbital and millennium scale environmental changes in the southern Bering Sea during last glacial-Holocene: geochemical and paleontological evidences // *Deep-Sea Res. II*. 2005. V. 52. P. 2174–2185.
 27. *Gorbarenko S.A., Wang P., Wang R., Cheng X.* Orbital and suborbital environmental changes in the southern Bering Sea during the last 50 kyr // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. V. 286. P. 97–106.
 28. *Hein J.R., Bychkov A.S., Gibbs A.E.* Data and results from R.V. Aleksandr Vinogradov cruises 91-av-19/1, North Pacific hydrochemistry transect; 91-av-19/2, North Equatorial Pacific Karin Ridge Fe-Mn crust studies; and 91-av-19/4, Northwest Pacific and Bering Sea sediment geochemistry and paleoceanographic studies. U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey, Open File Report 94–230, 1994. 292 p.
 29. *Heusser L.E., Morley J.J.* Monsoon fluctuations over the past 350 kyr: high-resolution evidence from Northeast Asia/Northwest Pacific climate proxies (marine pollen and radiolarians) // *Quaternary Science Reviews*. 1997. V. 16. P. 565–581.
 30. *Kang S.H., Fryxell G.A.* *Fragilariopsis cylindrus* (Grunow) Krieger: the most abundant diatom in water column assemblages of Antarctic marginal ice-edge zones // *Polar Biology*. 1992. V. 12. P. 609–627.
 31. *Katsuki K., Takahashi K.* Diatoms as paleoenvironmental proxies for seasonal productivity, sea-ice and surface circulation in the Bering Sea during the late Quaternary // *Deep-Sea Res. II*. 2005. V. 52. P. 2110–2130.
 32. *Kim S.-J., Park Y.-G.* Glacial Ocean Circulation and Property Changes in the North Pacific // *Atmosphere-Ocean*. 2008. V. 46. P. 257–275.
 33. *Lundholm N., Hasle G.R.* *Fragilariopsis* (Bacillariophyceae) of the Northern Hemisphere – morphology, taxonomy, phylogeny and distribution, with a description of *F. pacifica* sp. nov. // *Phycologia*. 2010. V. 49. № 5. P. 438–460.

34. *MARGO Project Members*. Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum // *Nature Geoscience*. 2009. V. 2. P. 127–132.
35. *Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D.* Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy // *Quaternary Research*. 1987. V. 27. P. 1–30.
36. *Max L., Riethdorf J.-R., Tiedemann R. et al.* Sea surface temperature variability and sea-ice extent in the subarctic Northwest Pacific during the past 15,000 years // *Paleoceanography*. 2012. V. 27. PA3213. doi:10.1029/2012PA002292.
37. *Moore T.C. Jr, Burckle L.H., Geitzenauer K. et al.* The reconstruction of sea surface temperatures in the Pacific Ocean of 18,000 B.P. // *Marine Micropaleontology*. 1980. V. 5. P. 215–247.
38. *Nürnberg D., Dethleff D., Tiedemann R. et al.* Okhotsk Sea ice coverage and Kamchatka glaciation over the last 350 ka – Evidence from ice-rafted debris and planktonic $\delta^{18}\text{O}$ // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2011. V. 310. P. 191–205.
39. *Ohtani K.* Relative transport in the Alaskan Stream in winter // *J. of the Oceanographical Society of Japan*. 1970. V. 26. № 5. P. 271–282.
40. *Okazaki Y., Takahashi K., Katsuki K. et al.* Late Quaternary paleoceanographic changes in the southwestern Okhotsk Sea: evidence from geochemical, radiolarian, and diatom records // *Deep-Sea Res. II*. 2005. V. 52. P. 2332–2350.
41. *Ramseier R.O., Garrity C., Bauerfeind E., Peinert R.* Sea-ice impact on long-term particle flux in the Greenland Sea's Odden-Nordbukta region, 1985–1996 // *J. of Geoph. Res.* 1999. V. 104. № C3. P. 5329–5343.
42. *Ren J., Gersonde R., Esper O., Sancetta C.A.* Diatom distributions in northern North Pacific surface sediments and their relationship to modern environmental variables // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2014. V. 402. P. 81–103.
43. *Riethdorf J.-R., Max L., Nürnberg D. et al.* Deglacial development of (sub) sea surface temperature and salinity in the subarctic northwest Pacific: Implications for upper-ocean stratification // *Paleoceanography*. 2013. V. 28. P. 91–104, doi:10.1002/palo.20014.
44. *Robertson J.H.* Glacial to interglacial oceanographic changes in the Northwest Pacific, including a continuous record of the last 400,000 years. Ph.D. Thesis. New York: Columbia University, 1975. 355 p.
45. *Röthlisberger R., Abram N.* Sea-ice proxies in Antarctic ice cores // *PAGES News*. 2009. V. 17. № 1. P. 24–26.
46. *Sakamoto T., Ikehara M., Aoki K. et al.* Ice-rafted debris (IRD)-based sea-ice expansion events during the past 100 kyrs in the Okhotsk Sea // *Deep-Sea Research II*. 2005. V. 52. P. 2275–2301.
47. *Sancetta C.A., Robinson S.W.* Diatom evidence on Wisconsin and Holocene events in the Bering Sea // *Quaternary Res.* 1983. V. 20. № 2. P. 232–245.
48. *Sarnthein M., Pflaumann U., Weinelt M.* Past extent of sea ice in the northern North Atlantic inferred from foraminiferal paleotemperature estimates // *Paleoceanography*. 2003. V. 18. № 2. doi:10.1029/2002PA000771.
49. *Shiga K., Koizumi I.* Latest Quaternary oceanographic changes in the Okhotsk Sea based on diatom records // *Marine Micropaleontology*. 2000. V. 38. P. 91–117.
50. *Syvertsen E.E.* Ice algae in the Barents Sea: types of assemblages, origin, fate and role in the ice edge phytoplankton bloom // *Polar Res.* 1991. V. 10. № 1. P. 277–287.
51. *St. John K.E.K., Krissek L.A.* Regional patterns of Pleistocene ice-rafted debris flux in the North Pacific // *Paleoceanography*. 1999. V. 14. № 5. P. 653–662.
52. *Yanase W., Abe-Ouchi A.* The LGM surface climate and atmospheric circulation over East Asia and the North Pacific in the PMIP2 coupled model simulations // *Climate of the Past*. 2007. V. 3. P. 439–451.
53. *Uda M.* Oceanography of the subarctic Pacific Ocean // *J. of the Fisheries Res. Board of Canada*. 1963. V. 20. P. 119–179.
54. *Wang W.-L., Wang L.-C.* Reconstruction of Oceanographic Changes Based on the Diatom Records of the Central Okhotsk Sea over the last 500,000 Years // *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*. 2008. V. 19. № 4. P. 403–411.

Possible Limits of the Sea-Ice Distribution in the Northwestern Subarctic Pacific during the Last Glacial Maximum

A. G. Matul

The article summarizes and analyses the published data on the distribution of the sea-ice and open-ocean diatoms in 42 cores of bottom sediments from the northwestern part of the subarctic Pacific accumulated during the last glacial maximum (LGM). Based on the micropaleontological records, the extent of the winter sea ice during LGM could be limited by the Okhotsk and Bering seas. During the warm season, the surface water masses from the open subarctic Pacific spread widely in the marginal seas.