НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 2, с. 12–25 **http://www.izdatgeo.ru**

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.34 (571.1)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ

Н.А. Шполянская

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; nella@shpolyanskaya.msk.ru

На основе генетического анализа подземных залежных льдов показано неодинаковое геологическое развитие и разные трансгрессивно-регрессивные режимы для западного и восточного секторов Российской Арктики в четвертичный период. Для пластовых льдов западного сектора выявлена их генетическая неоднородность и установлены новые типы. Показана возможность формирования вечной мерзлоты с пластовыми льдами непосредственно в морских условиях и предложен механизм промерзания донных отложений. Пространственные закономерности подземных залежных льдов освещают и вопрос о причинах колебаний уровня арктического бассейна. Колебания, по-видимому, мало связаны с гляциоэвстатическими процессами, а в большей мере – с региональной тектоникой. Отмечено и ограниченное распространение прошлых ледниковых покровов на Российском Севере, и их отсутствие на равнинах Российской Арктики и Субарктики.

Подземные залежные льды, пластовые льды, полигонально-жильные льды, субмаринная криолитозона, четвертичная история криолитозоны Российской Арктики

PLEISTOCENE PALEOGEOGRAPHY OF THE RUSSIAN ARCTIC BASED ON THE ANALYSIS OF UNDERGROUND ICE

N.A. Shpolyanskaya

Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; nella@shpolyanskaya.msk.ru

On the basis of a ground massive ice genetic analysis the different geological development as well as the different transgressive and regressive regime of the western and eastern sectors of Russian Arctic have been demonstrated. The possibility of the formation of permafrost with sheet ice directly in the marine conditions has been revealed. The mechanism of bottom sediments freezing has been suggested. New genetic types of massive ice have been worked out. Spatial patterns of ground ice thick beds also cover the issue of the Arctic Basin level fluctuations. Apparently, the latter are almost unrelated to glacioeustatic processes, but are in a greater degree caused by regional tectonics. The limited distribution of glacial cover in the Russian North and its absence on the Russian Arctic and Subarctic plains have been marked out.

Massive ground ice, sheet ice, polygonal wedge ice, submarine permafrost zone, Quaternary history of the Russian Arctic permafrost

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что трактовка исследователями плейстоценовой истории Российской Арктики на основе геологических данных противоречива, и дискуссия не затихает уже несколько десятков лет. В данной статье предлагается с этой целью проанализировать криолитозону Северной Евразии с содержащимися в ней залежными подземными льдами. Залежные льды различаются генезисом,

Редколлегия журнала приняла решение о публикации данной статьи в дискуссионном порядке, руководствуясь актуальностью проблемы формирования пластовых льдов. В статье автор, к сожалению, не приводит веских доказательств субмаринного происхождения мощных (до 50 м) ультрапресных (минерализация от 10 мг/л) гидрокарбонатно-кальциевых (натриевых) льдов, весьма характерных для арктических равнин России и показанных в статье на карте. Редколлегия приглашает всех желающих принять участие в дискуссии по проблеме формирования пластовых льдов на страницах журнала “Криосфера Земли”.

© Н.А. Шполянская, 2013

что проявляется в их форме, условиях залегания, характере вмещающих отложений, макро- и микростроении, химическом составе. В чертах и свойствах они хранят "память" о первоначальных условиях своего формирования. Поскольку время их "жизни" соизмеримо с геологическим временем, залежные льды обладают высокой палеогеографической информативностью.

К залежным льдам относятся *полигонально-жильные* и *пластовые льды*. Происхождение последних пока остается спорным.

Характерной особенностью размещения залежных льдов является то, что разные их генетические типы приурочены к определенным районам или горизонтам и практически не пересекаются в пространстве. Благодаря этому пространственные взаимоотношения разных типов льдов освещают историю развития соответствующих районов.

Главная черта в распространении залежных льдов на Российском Севере – резкое различие между западным и восточным секторами Арктики. Если в восточном секторе почти целиком распространены полигонально-жильные льды, то в западном преобладают пластовые льды, а полигонально-жильные льды встречены только в самых поздних отложениях. Генетически это принципиально разные образования, и отмеченное различие указывает на неодинаковую историю развития двух частей Арктики.

Цель статьи – на основе анализа подземных залежных льдов показать неодинаковое развитие в плейстоцене западной и восточной частей Российской Арктики и высказать некоторые соображения относительно палеогеографии региона, вытекающие из этого анализа.

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА АРКТИКИ

На равнинах Западной Сибири и северо-востока европейской части России распространены пластовые льды (рис. 1). Это крупные, неопределенной формы ледяные залежи, имеющие размеры по вертикали десятки метров и протяженностью сотни метров. Происхождение их пока остается спорным. Одни исследователи считают их захороненными остатками покровных ледников и тем самым свидетелями бывшего покровного оледенения, другие – внутригрунтовыми образованиями, свидетельствующими об отсутствии покровного оледенения.

Наши исследования показали, что пластовые льды разнородны и среди них имеют место и внутригрунтовые, и погребенные глетчерные льды. Наблюдения позволяют выделить четыре их генетических типа: *субмаринные, прибрежно-морские, инъекционные и погребенные наземные льды* [*Шполянская, 1991б; Шполянская, Стрелецкая, 2004*].

Субмаринные льды названы так потому, что выделены нами как льды, сформировавшиеся непосредственно на дне моря. Они наиболее широко распространены. Обычно они приурочены к дислоцированным морским отложениям, представлены ледогрунтовыми образованиями и отличаются тонким сопряженным переслаиванием грунтовых и ледяных слоев нередко сложной конфигурации (рис. 2, *а*). Текстурные особенности таких образований (высокая согласованность тонких слоев, выраженная даже при очень сложной конфигурации) свидетельствуют о субаквальном типе осадконакопления в достаточно глубоководных условиях моря при сингенетическом накоплении и промерзании донных осадков. Микроструктура льда (см. рис. 2, *б*) также свидетельствует о субаквальной среде формирования. Тончайшие грунтовые прослои в виде взвеси вытянуты параллельно друг другу в соответствии с осадконапластованием. Кристаллы с четкими гранями явно росли в свободной водной среде и в дальнейшем не испытывали напряжений и перекристаллизации. Грунты засолены, хлоридно-натриевый химический состав отражает морской тип засоления [*Стрелецкая, Лейбман, 2002; Шполянская и др., 2006*]. Данные специального грануломинералогического анализа (черепичное наложение друг на друга зерен различного размера и разных минералов, свидетельствующее о хорошей сортировке отложений) также указывают на морской генезис толщ [*Шполянская и др., 2006; Стрелецкая и др., 2009*]. Пластовые льды данного типа повсеместно подстилаются и перекрываются морскими осадками.

Возможность субаквального льдообразования в арктических морях была предложена и подробно рассмотрена ранее [*Шполянская, 1989, 1991а, 2005*]. Она вытекает из следующих соображений. Температура дна моря понижается с увеличением глубины моря, и, начиная с глубин примерно 40–50 м, отмечается устойчивая предельно низкая для морской воды температура –1,6...–1,8 °С. Температура остается таковой до глубины примерно 250 м. Это означает, что на всем пространстве имеются условия для промерзания донных грунтов. Соленость воды, препятствующая промерзанию, по многочисленным данным [*Хорн, 1972; Шишкина, 1972, 1979; Комаров, Луковкин, 2001*], закономерно уменьшается от поверхности дна в глубь отложений. Вследствие этого на некоторой глубине от поверхности дна моря соленость уже может соответствовать температуре замерзания. Здесь имеют место кристаллизация порового раствора и формирование мерзлого осадка. Кристаллизация происходит лишь в некотором интервале глубин, поскольку ниже этого интервала температура донных отложений (из-за наличия градиента) становится слишком высокой. По мере накопления осадков интервал, где выполняются условия для

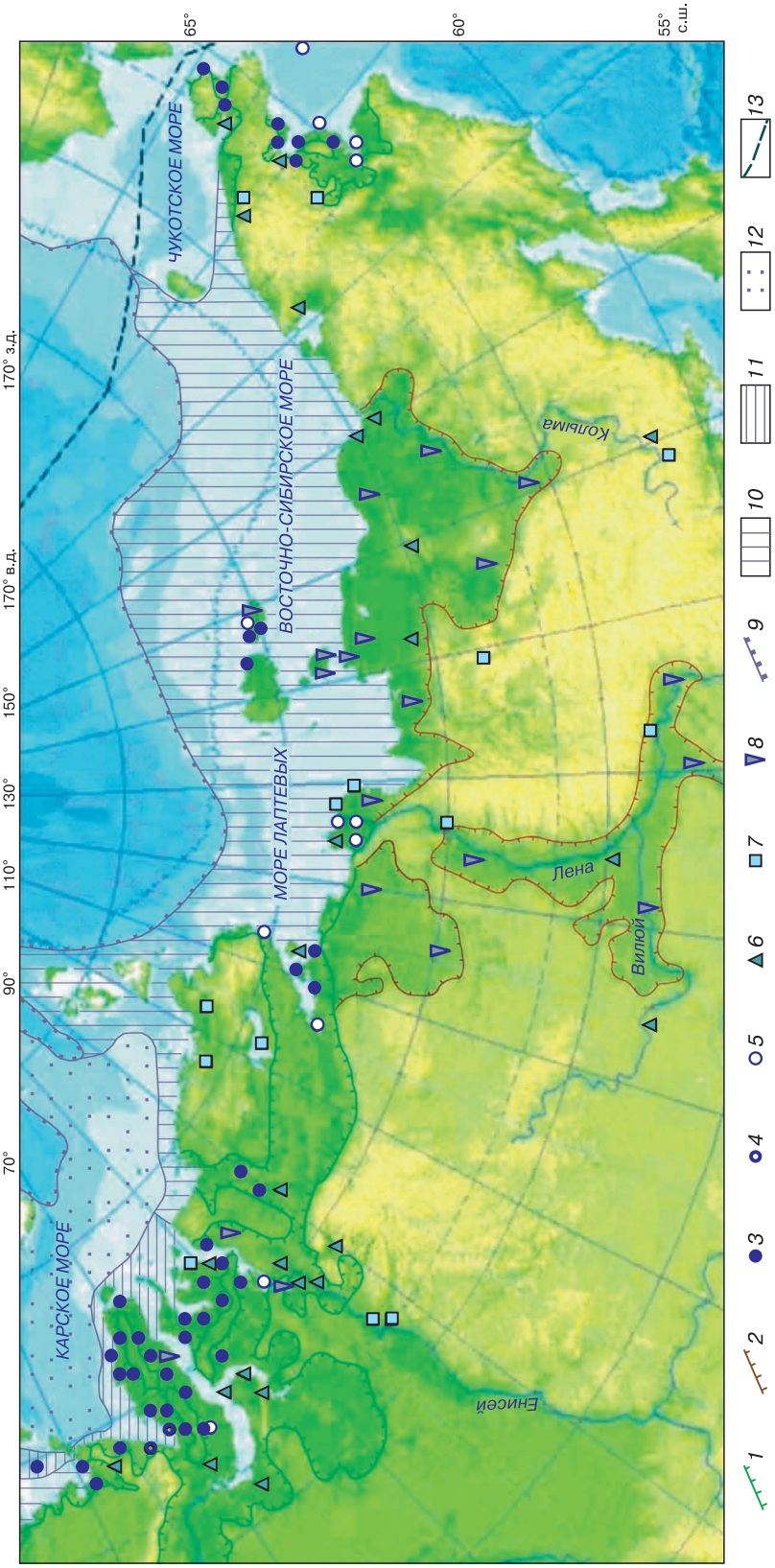

Рис. 1. Карта подземных залежных льдов.

1 – границы позднеплейстоценовых морских равнин; *2* – границы плейстоценовых озерно-аллювиальных равнин; *3–7* – крупные залежи пластовых льдов: *3* – субмаринного генезиса, *4* – смешанного генезиса, *5* – прибрежно-морского генезиса, *6* – инъекционного генезиса, *7* – погребенные (первично наземные); *8* – полигонально-жильные льды; *9* – внешняя граница шельфа; *10–12* – криолитозона шельфа: *10* – вечномерзлые реликтовые породы с температурой 0...–2 °С, мощностью до 200 м и более, *11* – современные вечномерзлые породы температурой 0...–1,5 °С, мощностью до 80–100 м, *12* – многолетнеохлажденные породы с островами новообразующейся вечной мерзлоты, температурой 0...–1,5 °С, мощностью до 80–100 м; *13* – государственная граница.
Составлена И.Д. Стрелецкой и Н.А. Шполянской; шельф – по В.А. Соловьеву и С.И. Рокосу, с добавлениями Н.А. Шполянской.

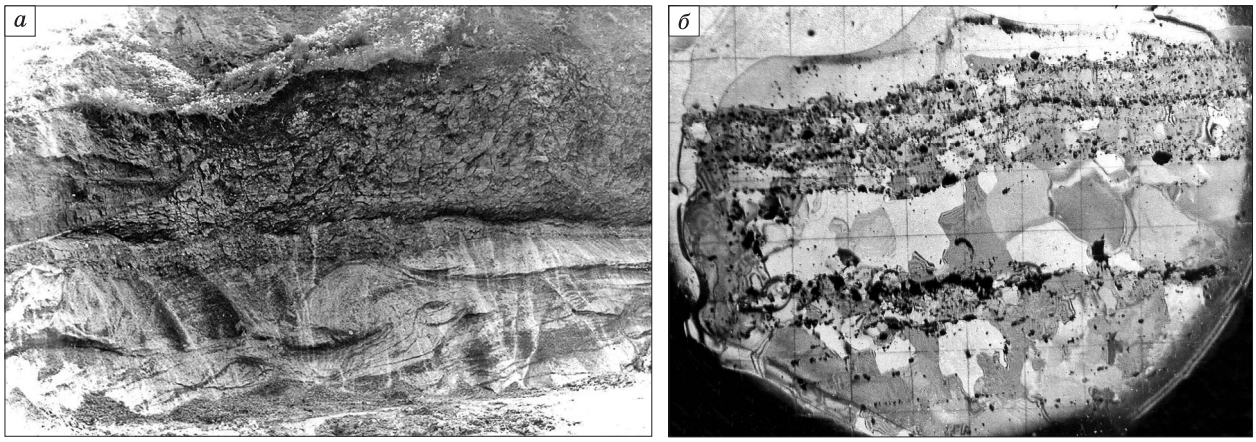

Рис. 2. Пластовый лед в разрезе Тадибеяха (Западный Гыдан). Фото Н.А. Шполянской.

а – дислоцированный пластовый лед субмаринного генезиса; *б* – микроструктура льда в разрезе.

промерзания, смещается вверх. И снизу вверх нарастает мерзлая льдистая толща.

При замерзании поровой воды кристаллы льда разрастаются своими базисными плоскостями вдоль седиментационных слоев и складок, и происходит разделение (сегрегация) на грунтовые и ледяные прослои (формируется слоистая ледогрунтовая толща). Поэтому ледяные слои всегда сопряжены с грунтовыми слоями при любой их конфигурации. Происходит и перераспределение солей. Растущие кристаллы льда выталкивают соли в межкристаллические пространства. Лед растет пресный. Этот процесс протекает по-разному в случае разной литологии отложений. Глинистые вмещающие породы, обладающие высокой поверхностной энергией, адсорбируют соли. Песчаные отложения, поверхностная энергия которых невелика, соли не адсорбируют, и они остаются в грунтовом растворе. Постепенно соли скапливаются в замкнутых линзах с очень высокой минерализацией. Так формируются криопэги. Этот механизм подтверждается многими фактами [*Шполянская, 2005*].

Льды прибрежно-морского генезиса встречаются в тех же районах, что и субмаринные льды, но сформировались они в краевых частях морского бассейна. Они формируются в результате замерзания надмерзлотного водоносного горизонта, образующегося в основании сезонноталого слоя при участии воды волновых нагонов. По мере накопления осадков сингенетически снизу вверх нарастает ритмично-слоистая ледяная толща. Она представлена более толстыми и менее дислоцированными, чем предыдущие, слоями льда и грунта. Такие льды исследованы в низовьях Енисея [*Тумель, Шполянская, 1983*], на Югорском полуострове [*Спесивцев, 1996*] и Западном Ямале [*Шполянская, Стрелецкая, 2004*].

Льды субмаринного и прибрежно-морского генезиса встречаются только в пределах низменных арктических равнин западного сектора Российского Севера. Наличие описываемых льдов подтверждает взгляды первых исследователей Западной Сибири [*Попов, 1959; Данилов 1978; Лазуков, 1989*], а ныне и А.А. Величко [*Velichko et al., 2011*] на эти равнины как морские. Наиболее часто такие льды встречаются в казанцевских отложениях, а это значит, что они формировались заведомо в отсутствие оледенения, в период трансгрессии, а потому не являются захороненными остатками ледниковых покровов. На Западном Ямале, ямальском и приуральском побережьях Байдарацкой губы, на Таймыре в пределах Северо-Сибирской низменности эти льды развиты и в зырянских отложениях, и в перекрывающих их каргинских слоях [*Шполянская, Стрелецкая, 2004*]. Их присутствие указывает на сохранявшийся в эти эпохи в данных районах морской режим и на отсутствие ледникового покрова.

Внутригрунтовый, а не глетчерный генезис пластовых льдов севера Западной Сибири развернуто и убедительно доказан палинологическими исследованиями А.К. Васильчук [*Васильчук, Васильчук, 2010*]. Изучая пластовые льды во многих районах севера Западной Сибири и арктические ледниковые покровы, она установила, что в глетчерных льдах палиноспектры представлены исключительно зернами дальнезаносной пыльцы, преимущественно термофильных деревьев. В пластовых льдах таковые отсутствуют, их палиноспектры представлены региональными и локальными тундровыми видами – пыльцой морошки, верескоцветных, спорами хвощей и зеленых мхов, плохо приспособленных для переноса ветром. Имеет место и пыльца гидрофильных растений, которая переносится только водой. Дополняя свои

исследования изотопным анализом, авторы работы [*Васильчук и др., 2009*] приходят к выводу, что пластовые льды региона сформировались сингенетически в мелководных прибрежных морских условиях в процессе промерзания водонасыщенных разуплотненных толщ. Отдельные пласты могли образоваться и внутриводно в зоне смешения пресных и переохлажденных соленых вод. Этот вывод полностью соответствует выделенному выше типу льдов прибрежно-морского генезиса. Многие отмеченные авторами черты в некоторых залежах вполне соответствуют их субмаринному генезису. Так, высокая дислоцированность описанных авторами залежей не могла сформироваться на мелководье, так как подводные дислокации развиваются при достаточной глубине моря. Присутствие в льдах переотложенных дочетвертичных палиноморф и пыльцы гидрофильных растений, а также высокая сортированность пыльцевых зерен по размерам, установленные А.К. Васильчук [*Васильчук, Васильчук, 2010*], скорее указывают на достаточно глубоководную среду во время формирования пластовых льдов.

Надо отметить, что формирование пластовых льдов данного типа в субмаринных условиях при сингенетическом промерзании донных отложений признается и другими авторами, хотя и с иным механизмом [*Попов, 1984, 1991; Данилов и др., 1999; Данилов, 2000; Хименков, 2003*]. Не противоречит этому и анализ С.М. Фотиева [*2003*]. Исследуя химический состав отложений с пластовым льдом в районе оз. Нейто на казанцевской морской террасе С.М. Фотиев устанавливает морское засоление вмещающей толщи, признавая тем самым ее морской генезис: преобладание ионов Cl^- и $Na^+ + K^+$ и высокую минерализацию, характерную для морской воды. Но в составе собственно пластового льда он отмечает преобладание HCO_3^-, Na^+ и K^+ и малую минерализацию. По его мнению, это указывает на активное участие озерных вод в формировании пластовых льдов. Не исключено, что это так. Ведь данная пластовая залежь расположена непосредственно на берегу большого озера, и привнос озерных вод возможен. Однако такой химический состав не противоречит и полностью субмаринному генезису залежи. Согласно работам по химии иловых вод в океанах [*Шишкина, 1972, 1979; Хорн, 1972*], вода в иловых осадках претерпевает существенное преобразование химического состава. В донных осадках северных и внутренних морей, обогащенных, как правило, органикой, идет процесс восстановления сульфатов. И это влечет за собой, во-первых, понижение их концентрации и, во-вторых, замену в иловой воде иона SO_4^- ионами CO_3^- и HCO_3^-. При этом в ионном составе поровых растворов глин по сравнению с морской водой возрастает роль Na^+.

Подземные льды на западно-арктическом шельфе. Данные, имеющиеся по криолитозоне Баренцево-Карского шельфа, в значительной мере подтверждают субмаринный генезис пластовых льдов (см. рис. 1). Вечную мерзлоту арктического шельфа большинство исследователей считают реликтовой. Однако фактические данные свидетельствуют о существовании на шельфе и изначально субмаринной мерзлоты.

Условия для субмаринного образования вечной мерзлоты имеются во многих районах Баренцево-Карского шельфа. По данным ОАО "АМИГЭ" [*Мельников, 1995*; *Бондарев и др., 2001; Коротков и др., 2011*], вечномерзлые донные породы встречены при глубинах моря от 0 до 230 м. При этом в разрезах отложений на глубоких участках моря присутствует большое количество льда (рис. 3), иногда до 100 % керна [*Мельников, 1995; Бондарев и др., 2001*; *Тарасов, 2001*; *Рокос и др., 2009*]. Вечномерзлые грунты Баренцево-Карского шельфа входят в нижне-, средне- и верхнеоплейстоценовые комплексы осадочной толщи [*Тарасов, 2001*]. По тем же данным, температура дна моря, равная −1,5...−1,8 °С (необходимая для промерзания донных грунтов, исходя из предложенного нами механизма), широко распространена на глубинах более 50 м.

Сам факт существования вечной мерзлоты при глубине моря от 0 до 230 м говорит о ее разнородном характере. Даже если признать, что регрессия моря в поздневалдайскую эпоху достигала изобаты 100–120 м, то остаются еще обширные пространства с глубиной моря от 100–120 до 230 м, где вечная мерзлота должна формироваться непосредственно в субмаринных условиях. По материалам геологической съемки на Баренцево-Карском шельфе [*Гусев и др., 2012*], изрезанность дна в пределах плоских вершин подводных поднятий и банок прослеживается только до глубины 100–120 м. Глубже поверхность морского дна совершенно ровная, ни эрозионным, ни экзарационным процессам не подвергавшаяся. Следовательно, и захороненных остатков ледников здесь быть не может.

Ряд авторов из ОАО "АМИГЭ" [*Бондарев и др., 2001; Рокос и др., 2001, 2009*] установили вновь формирующиеся мерзлые донные породы на глубоких участках, например, у Карских Ворот и на Русановской площади. Это прямо указывает, что на шельфе кроме реликтовых (обычно при малых глубинах моря) есть и изначально субмаринные мерзлые породы (при глубине моря более 50 м).

Льды на Баренцево-Карском шельфе по своему строению и условиям залегания аналогичны пластовым льдам на прибрежных равнинах [*Шполянская, 2010*]. Как и на равнинах, льды представляют собой ледогрунтовые тела, тонкопереслаива-

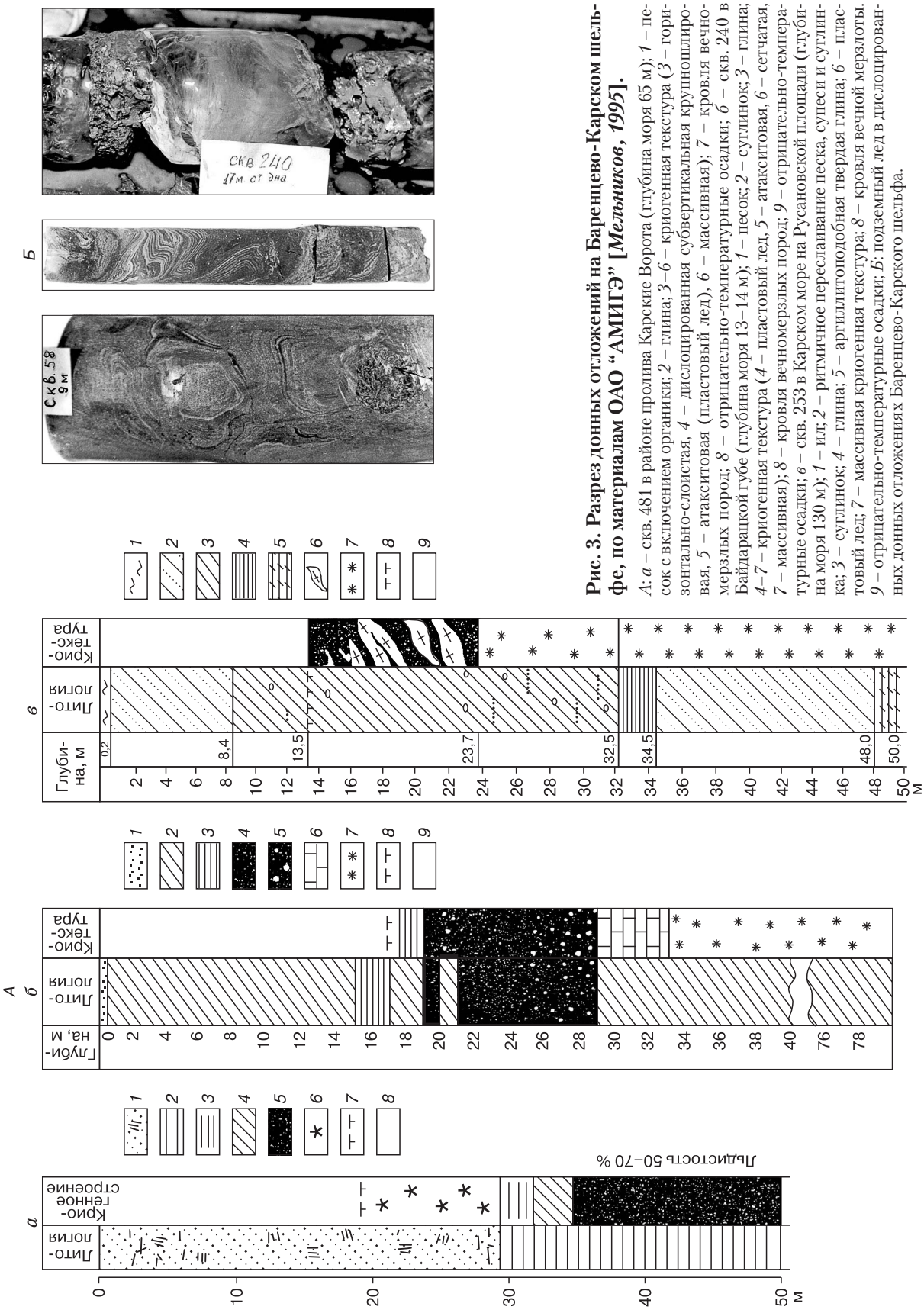

Рис. 3. Разрез донных отложений на Баренцево-Карском шельфе, по материалам ОАО “АМИГЭ” [*Мельников, 1995*].

А: *а* – скв. 481 в районе пролива Карские Ворота (глубина моря 65 м); *1* – песок с включением органики; *2* – глина; *3*–*6* – криогенная текстура (*3* – горизонтально-слоистая, *4* – дислоцированная субвертикальная крупнопластовая, *5* – атакситовая (пластовый лед), *6* – массивная); *7* – кровля вечномерзлых пород; *8* – отрицательно-температурные осадки; *б* – скв. 240 в Байдарацкой губе (глубина моря 13–14 м); *1* – песок; *2* – суглинок; *3* – глина; *4*–*7* – криогенная текстура (*4* – пластовый лед, *5* – атакситовая, *6* – сетчатая, *7* – массивная); *8* – кровля вечномерзлых пород; *9* – отрицательно-температурные осадки; *в* – скв. 253 в Карском море на Русановской площади (глубина моря 130 м); *1* – ил; *2* – ритмичное переслаивание песка, супеси и суглинка; *3* – суглинок; *4* – глина; *5* – аргиллитоподобная твердая глина; *6* – пластовый лед; *7* – массивная криогенная текстура; *8* – кровля вечной мерзлоты. *9* – отрицательно-температурные осадки; *Б*: подземный лед в дислоцированных донных отложениях Баренцево-Карского шельфа.

ющиеся и дислоцированные (см. рис. 3, *Б*). Такое строение вполне соответствует изложенному выше механизму изначально субмаринного промерзания. Дислоцированность отложений связана с тем, что осадкообразование в большинстве случаев сопровождается подводными оползневыми процессами и возникновением в донных переувлажненных отложениях пликативных складок. По А.И. Попову [*1984, 1991*], льдообразование активизируется процессом дислоцирования. Не исключено, что дислоцированность вмещающих лед пород также свидетельствует о субаквальном происхождении льдов. Надо сказать, что на дне Баренцева моря наблюдается широкое развитие четко выраженных дислокаций в отложениях среднего и раннего плейстоцена [*Павлидис, 1998*], в которых авторы признают криогенную природу, отрицая их связь с напорной деятельностью ледников.

Следует отметить еще один момент. В средне-неоплейстоценовой толще морских и ледово-морских отложений севера Западной Сибири пластовые льды практически не встречаются. В литературе иногда описаны небольшие прослои льда мощностью 0,5–1,0 м [*Втюрин, 1966*]. Однако анализ палеогеографии эпохи позволяет предположить, что субмаринная криолитозона на шельфе в среднем плейстоцене должна была существовать [*Розенбаум, 2000*]. Отрицательная температура придонных вод в период формирования отложений санчуговской свиты (тем самым и возможность их сингенетического промерзания) отмечается В.И. Гудиной [*Изменение..., 1999*]. Тем не менее в большинстве случаев пластовые льды не формировались. В районе мыса Салемал в низовьях Оби Т.П. Кузнецовой и Н.А. Шполянской встречены разрезы с характерной сингенетической криогенной текстурой – равномерной ледяной слоистостью [*Кузнецова, 1973*]. Это указывает на существование в то время субмаринной криолитозоны. Возможно, в достаточно глубоком морском бассейне шло быстрое уплотнение осадка и не успевали сформироваться крупные пласты льда. Надо сказать, что отсутствие пластовых льдов указывает и на отсутствие в эту эпоху в данных районах покровного оледенения, остатки которого неизбежно были бы захоронены в мощной толще отложений.

Рис. 4. Погребенный глетчерный лед ледяной залежи Ледяная Гора (правый берег р. Енисей на широте полярного круга). Крупнокристаллический лед и серия крупных аркообразных слоев. Фото Н.А. Шполянской.

Однотипность пластовых льдов на шельфе и прибрежных равнинах свидетельствует об одинаковом развитии этих территорий. Широко распространенные на морских равнинах дислоцированные отложения с пластовыми льдами формировались на древних шельфах в субмаринных и прибрежно-морских условиях. Поскольку они встречены в отложениях почти всех эпох неоплейстоцена, можно говорить, что большую часть плейстоценового периода, исключая сартанскую эпоху, север Западной Сибири развивался в трансгрессивном режиме, хотя и разного масштаба. То, что покровного оледенения на равнинах западного сектора не было, утверждается и в ряде других работ. Например, на отсутствие оледенения в районах Большеземельской и Малоземельской тундры указано в работе [*Павлидис и др., 2005*].

Можно заключить, что равнины западного сектора Российской Арктики (севера Западной Сибири и северо-востока европейской части России) являются морскими равнинами, в их отложениях зафиксированы процессы, протекавшие на древнем шельфе. Можно считать их аналогами современного арктического шельфа.

Инъекционные льды. Эти льды всегда несут в себе следы напорного внедрения воды. Встречаются они обычно в местах разгрузки напорных подземных вод и замкнутых озерных котловинах при промерзании подозерных таликов (см. рис. 1). Формируются эпигенетически в субаэральных условиях в периоды континентального развития территории и наблюдаются преимущественно в сартанских отложениях. Они подробно описаны в работе [*Шполянская, Стрелецкая, 2004*]. Инъекционные льды свидетельствуют об отсутствии покровного оледенения в эпохи их формирования.

Погребенные глетчерные льды резко отличаются от всех описанных выше пластовых льдов макро- и микростроением (рис. 4). Они имеют характерную крупноблоковую слоистость, представленную чередованием слоев прозрачного льда и уплотненного грунта. Микростроение льда отличается от субмаринных льдов, слоистость в расположении кристаллов либо отсутствует, либо отражает толщину годовых фирновых слоев. Их

химический состав устойчиво гидрокарбонатный. Грануломинералогический состав заметно отличается от субмаринных отложений: нет черепичного наложения зерен разного размера, что говорит об отсутствии сортировки грунтов. Эти льды подробно исследованы в работах [*Шполянская, Стрелецкая, 2004; Шполянская и др., 2007*]. Встречаются такие льды преимущественно в горных районах и предгорьях. Имеют сравнительно ограниченное распространение (см. рис. 1), что указывает на небольшие размеры древних оледенений на Российском Севере.

Полигонально-жильные льды образуют самостоятельную генетическую группу. Они формируются в континентальных условиях, могут расти либо эпигенетически, либо сингенетически, преимущественно в условиях лайдово-морского, озерно-аллювиального осадконакопления и в склоновых отложениях. Они свидетельствуют об отсутствии ледникового покрова в эпоху их формирования. На севере Западной Сибири полигонально-жильные льды развиты преимущественно в сартанских, реже в зырянских отложениях, а в восточных частях Ямала и Гыдана [*Васильчук, 2006*] еще и в каргинских отложениях (см. рис. 1). Это указывает на отсутствие там покровного оледенения в данные эпохи.

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА АРКТИКИ

На равнинах восточного сектора Арктики, в отличие от западного, залежные льды представлены почти целиком полигонально-жильными льдами, образующими ледовый комплекс.

Полигонально-жильные льды наиболее широко распространены в Яно-Индигирской и Колымской, а также в Центрально-Якутской низменностях, на Новосибирских островах (см. рис. 1). В отличие от западно-арктического шельфа здесь вмещающие лед отложения континентальные. Они относятся к аллювиальным, аласным, склоновым, прибрежно-морским и лагунным. Эти отложения накапливались начиная с плиоцена. Уже отложения олерской свиты (эоплейстоцен–ранний неоплейстоцен) содержат псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам [*Архангелов и др., 1989; Никольский, Басилян, 2004*]. Ледовый комплекс в предгорьях хребтов Прончищева, Чекановского и Хараулах формировался начиная со 100 тыс. лет назад [*Зигерт и др., 2009*]. Согласно [*Зигерт и др., 2009*], накопление отложений с ледовым комплексом в районе п-ова Быковский началось не позже 70 тыс. лет назад, а на побережье пролива Дмитрия Лаптева и на о. Большой Ляховский толща, вмещающая полигонально-жильные льды, имеет средненеоплейстоценовый возраст 200–180 тыс. лет назад, по ^{230}Th/U. Здесь В.Е. Тумским [*2012*] установлены три разновозрастных ледовых комплекса. Нижний, представленный юкагирской свитой (начало среднего неоплейстоцена, 240–180 тыс. лет назад), ледовый комплекс вскрыт на южном берегу о. Большой Ляховский и на северном берегу полуострова (м. Святой Нос). Выше, с перерывом, залегает ледовый комплекс куччугуйской свиты (верхи среднего неоплейстоцена), непосредственно над ним – ледовый комплекс быччыгыйской свиты (казанцевская эпоха, 127 тыс. лет назад). Выше казанцевских отложений весь поздний неоплейстоцен тоже континентальный, представлен ледовым комплексом [*Алексеев и др., 1991; Тумской, 2012*].

Подземные льды на восточно-арктическом шельфе, в отличие от западного сектора шельфа, целиком реликтовые, что следует из работ [*Романовский и др., 1997; Рекант и др., 2009; Романовский, Тумской, 2011*]. Здесь прослеживается затопленный послеледниковой трансгрессией древний ледовый комплекс в основном каргинско-сартанского времени (рис. 5). Это указывает на континентальное, в отличие от западного сектора, развитие региона в течение плейстоцена в условиях непрерывно сурового климата и при отсутствии ледникового покрова.

В последние годы в северной части Новосибирских островов (о. Фаддеевский, о. Новая Сибирь, о-ва Де-Лонга и прилегающие северные острова архипелага) группой авторов (М.А. Анисимов, А.Э. Басилян, П.А. Никольский, В.Е. Тумской и др.) обнаружены в средненеоплейстоценовых отложениях пластовые льды, в других частях восточного сектора не встречающиеся. Они подробно описаны в работе В.Е. Тумского [*2012*]. Это крупные пласты льда (максимальная изученная мощность до 35 м), несущие следы пликативных и разрывных нарушений, амплитуда которых достигает нескольких метров. Во льду встречаются плохо окатанные базальтовые эрратические валуны размером до 1,5–2,0 м, значения δ^{18}O колеблются от –28,45 до –33,30 ‰. На тех участках, где вскрывается подошва пластовых залежей льда, в их основании повсеместно присутствует горизонт базального льда, имеющего иное строение и включения минерального материала. На основе этого группа авторов считает данные льды остатками локального покровного оледенения, существовавшего здесь в среднем неоплейстоцене.

Однако ряд фактов заставляет усомниться в столь однозначном выводе. Так, важная особенность ледяных залежей – их залегание в морских отложениях. Льды повсеместно перекрываются и подстилаются морскими отложениями. Это труднообъяснимый факт, ставящий под сомнение глетчерный генезис залежи. Попытка объяснить этот факт сделана в работе В.Е. Тумского [*2012*] и сво-

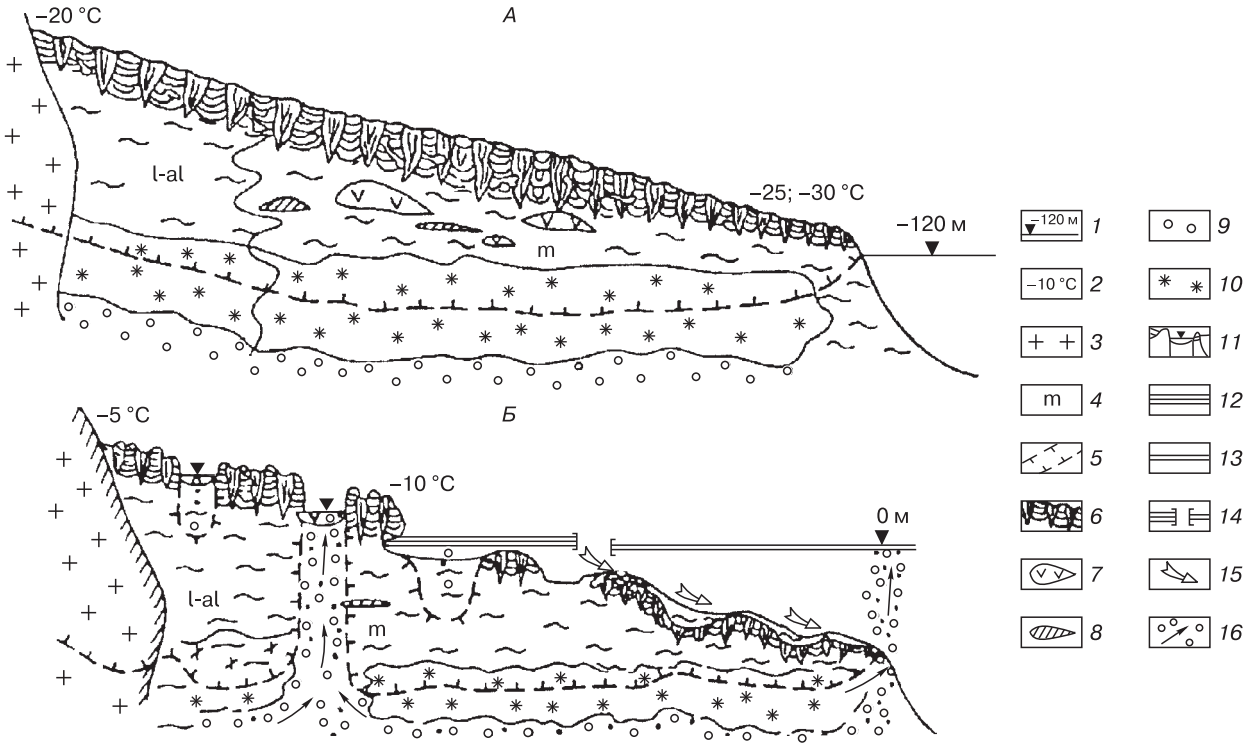

Рис. 5. Строение шельфа моря Лаптевых [*Романовский и др., 1997*].

А – 20–18 тыс. лет назад; *Б* – настоящее время; *1* – уровень моря по отношению к современному; *2* – среднегодовая температура пород; *3* – коренные породы; *4* – индекс генезиса четвертичных отложений; *5* – граница мерзлых пород; *6* – ледовый комплекс; *7* – пластовый лед; *8* – линзы криопэгов; *9* – отложения, содержащие свободный газ; *10* – отложения с газогидратами; *11* – термокарстовое озеро; *12* – припайный лед; *13* – молодой лед; *14* – полынья; *15* – холодные рассолы; *16* – потоки парниковых газов.

дится к следующему. Ледниковый щит мощностью в первые сотни метров, занимающий площадь 150–200 тыс. км^2, способствовал развитию гляциоизостатических движений в пределах его распространения. Это приводило к развитию гляциоизостатических трансгрессий и регрессий на северо-востоке Новосибирских островов и формированию комплекса морских отложений, включающих пластовые льды.

Однако трудно представить себе, чтобы небольшой (500 × 400 км) ледниковый щит мощностью в первые сотни метров (100–300 м), существовавший не более первых десятков тысяч лет, мог оказать заметное гляциоизостатическое давление. Например, гренландский ледник мощностью 3000 м за время своего существования в течение миллионов лет практически не повлиял на уровень окружающего моря. Это можно вычислить: высота поверхности ледника над уровнем моря 3000 м (это отражают изогипсы на картах Гренландии), и это совпадает с известной толщиной льда в центре материка – 3000 м. Значит, подошва щита лежит на уровне моря, и гляциоизостатической трансгрессии, по-видимому, не было. В Антарктиде ледник имеет мощность 4000 м и более и существует примерно 6 млн лет, а “продавленность” суши под ним не слишком велика.

Кроме общих соображений имеются детальные геохимические исследования этих же льдов, отвергающие их ледниковый генезис. В.В. Иванова [*2012*], изучая пластовые залежи на о. Новая Сибирь, выделяет два основных класса льдов: гидрокарбонатно-натриевые и хлоридно-натриевые. К первым она относит жильные льды, ко вторым – пластовые. Она заключает, что источником для жильных льдов являются поверхностные пресные воды, а источником для пластовых льдов – морская вода.

Важным генетическим показателем обстановок формирования осадочных образований В.В. Иванова считает редкоземельные элементы, поскольку их состав и особенности распределения зависят от типа пород и водных масс. Наибольшее значение она придает таким элементам, как церий Ce и европий Eu, причем наиболее показательным считает цериевую и европиевую аномалии. Она установила, что основное свойство морской воды – отрицательная цериевая и отрицательная

европиева аномалии – проявляется в подземных пластовых льдах. Ни речная вода, ни снег, характеризующиеся положительной цериевой аномалией, не могли быть источником влаги при льдообразовании. Общее заключение автора – источником влаги при формировании пластового льда была морская вода, при этом образование льда происходило при промерзании водонасыщенных разуплотненных толщ. Результаты исследования изотопного состава, по словам В.В. Ивановой, подтверждают предыдущие выводы. Он резко отличается от атмосферного генезиса.

Окончательный вывод В.В. Ивановой [*2012*]: пластовые залежи генетически не имеют атмосферного происхождения, а являются внутригрунтовым сингенетическим образованием. По ее мнению, особенности состава и строения вмещающих лед отложений и приуроченность залежи к участку приморской низменности, подвергавшейся морским трансгрессиям, указывают на определенную роль динамики морского бассейна в формировании залежи.

Можно согласиться с автором. Трансгрессия морского бассейна в среднем неоплейстоцене на восточно-арктическом шельфе, по материалам ряда исследователей [*Алексеев и др., 1991*], действительно была. Трансгрессия была невелика (рис. 6), затопила лишь узкую прибрежную полосу материковой суши, примерно от устья Лены до Чаунской губы. Но в пределах шельфа были затоплены значительные краевые части островов из архипелага Новосибирские острова (Фаддеевский и Новая Сибирь, где и встречены пластовые льды, см. рис. 1). Российско-германские исследования последних лет подтвердили этот вывод. Они выявили восточнее устья Лены узкую морскую террасу возрастом 138 тыс. лет [*Большиянов и др., 2009*]. На фоне очень мелкого Лаптевоморского шельфа глубина моря с северо-восточной стороны Новосибирских островов и в районе о-вов Де-

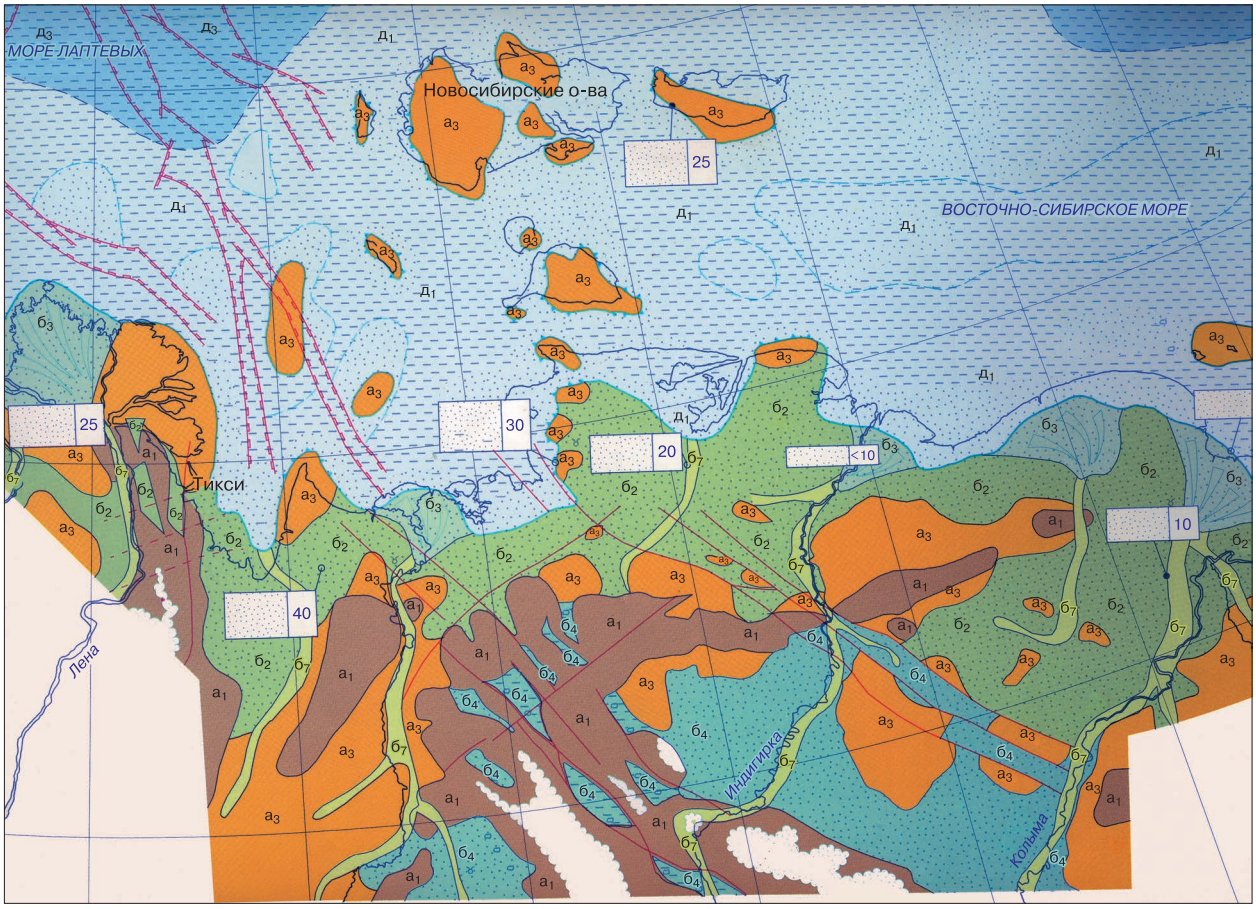

Рис. 6. Море Лаптевых и Восточно-Сибирское море в среднем плейстоцене [*Алексеев и др., 1991*].

$а_1$ – возвышенности; $а_3$ – эродированные равнины и низменности; $б_2$ – прибрежные равнины (морские и аллювиальные); $б_3$ – прибрежные равнины, периодически заливаемые морем; $б_4$ – предгорные и межгорные равнины; $д_1$ – внутренняя зона шельфа. Красные линии, пересекающие шельф и сушу – рифты; белые флажки – точки исследованных разрезов.

Лонга (где обнаружены пластовые льды) несколько больше и составляет 35–40 м. Современное субмаринное льдообразование здесь невозможно. Но во время средненеоплейстоценовой трансгрессии глубина моря на этом участке должна была превышать 50 м. Тогда субмаринное льдообразование могло происходить и могли формироваться льды по типу изначально субмаринных, аналогичных Баренцево-Карскому шельфу. Пликативные складки и тонкие минеральные прослои во льду указывают на это. Не исключено, что описанные ледяные залежи формировались в субмаринных условиях. Изолированность и небольшая площадь данных залежей льдов больше отвечает условиям локального участка глубокого моря, чем существованию ледникового щита, площадь которого по определению должна быть обширной.

Можно считать, что этот локальный участок не отменяет общие представления о континентальном развитии восточного сектора Арктики в плейстоцене.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Если проанализировать весь изложенный материал, можно сделать ряд выводов относительно развития Российской Арктики в плейстоцене.

1. Пространственные закономерности залегания всех генетических залежных льдов указывают на отсутствие в плейстоцене на равнинах Российского Севера покровных оледенений, скорее всего, к востоку от п-ова Канин. Только в горных районах имело место горно-долинное или сетчатое оледенение.

2. Западный и восточный секторы Арктики развивались в плейстоцене по-разному. Равнины западного сектора практически во все этапы плейстоцена (за исключением сартанского времени) формировались в условиях преимущественно морского и прибрежно-морского осадконакопления, а равнины восточного сектора формировались в условиях континентального, преимущественно озерно-аллювиального и лагунного осадконакопления. Только регрессия в сартанскую эпоху и голоценовая трансгрессия проходили синхронно.

3. Не прослеживается принятая ныне синхронность событий “ледниковый период – регрессия моря”, “межледниковый период – трансгрессия моря”. В среднем неоплейстоцене, в эпоху максимального оледенения, на севере Западной Сибири существовал обширный морской бассейн. В Восточной Сибири в это время тоже имела место трансгрессия моря, хотя и весьма ограниченная, практически не выходившая за пределы современного шельфа.

В западных частях Западной Сибири (например, в западных районах Ямала и Гыдана) морской режим сохранялся и в ледниковую зырянскую, и в межледниковую каргинскую эпохи. А в Восточной Сибири все время режим был континентальным, включая межледниковые казанцевскую и каргинскую эпохи, и накапливался ледовый комплекс. При этом в ледниковую зырянскую эпоху здесь не было регрессии моря. Это следует из работы [*Большиянов и др., 2009*]: в основании разреза Ойгосский Яр (материковый берег пролива Дмитрия Лаптева) выявлена толща прибрежно-морских отложений возрастом 79 тыс. лет. Это значит, что в зырянское время, как и сейчас, здесь была береговая зона моря.

4. Все это ставит под сомнение распространенное ныне убеждение о ведущей роли общепланетарной гляциоэвстатики в колебаниях уровня моря (для моря Лаптевых, например, см. работу [*Романовский, Тумской, 2011*]).

Надо сказать, что подобные сомнения вытекают и из других недавних работ, например, С.Р. Веркулича [*2011*]. Он исследовал оледенение Антарктиды и его палеодинамику. Его вывод – рост ледниковых масс в Антарктиде не был главной причиной падения уровня океана 22–17 тыс. лет назад. Дополнительно он приводит данные по рифам, согласно которым начало быстрого падения уровня океана относится к 32 тыс. лет назад, задолго до начала активного прироста льда в Антарктиде.

Поскольку синхронность основных климатических событий Южного и Северного полушарий Земли известна (и подтверждена материалами С.Р. Веркулича), можно сопоставить события в Антарктике и Арктике. На севере России 32 тыс. лет назад была межледниковая каргинская эпоха. Потепление в каргинскую эпоху отмечается и в Лаптевоморском регионе по изотопной записи повторно-жильных льдов (38 тыс. лет назад), причем синхронно с Гренландией [*Деревягин и др., 2010*]. Так что, если уровень океана начал падать, это не было связано с оледенением. Более того, в западном секторе Арктики есть немало свидетельств о небольшой трансгрессии моря в это время [*Данилов, 1978*].

Все эти факты дают основание считать, что ведущую роль в колебании уровня океана играет не гляциоэвстатика, а тектоника. При этом на первый план выступают региональные тектонические процессы.

И это вполне объяснимо. Российская Арктика входит в Арктический рифтовый пояс, включающий хр. Гаккеля (срединно-арктический), переходную зону пассивной окраины моря Лаптевых и Момский континентальный рифт [*Карасик, Рождественский, 1977; Грачев, 1987*]. Дно Арктического океана располагается на стыке Евразийской и Амеразийской литосферных плит, вслед-

ствие чего сформированы две главные океанические впадины, представляющие собой достаточно изолированные разнородные тектонические области [*Хаин, 2004; Лаверов и др., 2012*]. Первая впадина простирается от Гренландии и Шпицбергена до моря Лаптевых и в своей структуре имеет океаническую кору, вторая занимает всю восточную часть арктического бассейна к востоку от системы хребтов Ломоносова, Менделеева и Альфа и представляет собой чередование блоков океанической и континентальной коры. Хребет Ломоносова замыкает Евразийскую впадину, изолируя ее от восточной Амеразийской впадины. Развитие западной впадины происходит в режиме спрединга под контролем срединно-арктического хребта Гаккеля. Динамичность восточной впадины ограничена сравнительной устойчивостью больших участков континентальной коры.

Совершенно очевидно, что это не может не влиять на неравномерные колебания уровня арктического бассейна. В западном секторе Арктики под влиянием хр. Гаккеля в условиях океанической коры происходит попеременное уменьшение и увеличение объема впадины океана, что и вызывает сменяющие друг друга трансгрессии и регрессии моря. Для восточного сектора Арктики, в условиях тектонически более устойчивой континентальной коры, характерны и часты мелкие подвижки, причем лишь в пределах шельфа [*Садчикова, Друщиц, 2011*]. Последнее утверждение подтверждается и работой [*Патык-Кара, Постоленко, 2003*], в которой на примере обширного бассейна р. Колыма показано, что разные части речного бассейна развивались в различных условиях. Верхняя и средняя часть располагаются в горной стране, относительно активно или более умеренно воздымающейся в четвертичное время, тогда как нижняя часть бассейна (Колымская низменность) развивалась в условиях и под влиянием дифференцированных тектонических процессов на шельфе.

Влияние тектонических процессов на колебания уровня моря, скорее всего, заметно превышает влияние гляциоэвстатических процессов. На ведущую роль тектоники указывает, например, и тот факт, что в Западной Сибири в восточной части Ямала и Гыдана в каргинских отложениях развиты полигонально-жильные льды, в то время как в их западной части в каргинских отложениях встречены субмаринные и прибрежно-морские льды (см. рис. 1). Такое несимметричное развитие региона может быть обусловлено, по-видимому, только местными неравномерными тектоническими процессами.

Работа выполнена при поддержке Федеральной программы “Научные школы” (НШ 1097. 2012.5).

Литература

Алексеев М.Н., Архангелов А.А., Патык-Кара Н.Г. и др. Шельф морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского // Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое: Атлас палеогеограф. карт / Ред. М.И. Алексеев. М., Робертсон групп ПЛК–ГИН РАН, 1991, л. 1.12.

Архангелов А.А., Конищев В.Н., Розенбаум Г.Э. Приморско-Новосибирский район // Региональная криолитология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1989, с. 128–151.

Большиянов Д.Ю., Григорьев М.Н., Шнайдер В. и др. Колебания уровня моря и формирование ледового комплекса пород на побережье моря Лаптевых в позднем плейстоцене // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. М., Изд-во Моск. ун-та, 2009, с. 349–356.

Бондарев В.Н., Локтев А.С., Другач А.Г., Потапкин Ю.В. Методы исследования и определения субаквальной мерзлоты // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала: Сб. науч. тр. Апатиты, Кольский науч. центр, 2001, кн. 1, с. 15–19.

Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Палинологическая индикация неглетчерного происхождения пластовых льдов // Инж. геология, 2010, № 3, с. 24–38.

Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность / Ю.К. Васильчук. М., Изд-во Моск. ун-та, 2006, 404 с.

Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А. и др. Изотопно-кислородная и дейтериевая индикация генезиса пластовых льдов и их ^{14}C-возраст (Бованенково, Центральный Ямал) // Докл. РАН, 2009, т. 428, № 5, с. 675–681.

Веркулич С.Р. Последний ледниковый максимум и дегляциация в краевой зоне Антарктиды: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 2011, 46 с.

Втюрин Б.И. Криогенное строение четвертичных отложений в низовьях Енисея // Материалы научно-технической конференции по инженерным изысканиям. М., ПНИИИС, 1966, с. 8–12.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли / А.Ф. Грачев. М., Недра, 1987, 284 с.

Гусев Е.А., Костин Д.А., Рекант П.В. Проблема генезиса четвертичных образований Баренцево-Карского шельфа (по материалам составления Государственной геологической карты Российской Федерации. М-б 1:1 000 000) // Отечеств. геология, 2012, № 2, с. 84–89.

Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин / И.Д. Данилов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, 198 с.

Данилов И.Д. Субмаринная мерзлота арктического шельфа и связанные с ней процессы криогенного литоморфогенеза // Океанология, 2000, т. 40, № 5, с. 756–764.

Данилов И.Д., Булдович С.Н., Луковкин Д.С. Модель динамики теплообмена в породах Карского шельфа и палеошельфа в позднем плейстоцене–голоцене и субмаринный криолитогенез // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 4, с. 54–60.

Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х. Температурные условия зим Лаптевоморского региона за последние 50 тысяч лет в изотопной записи повторно-жильных льдов // Криосфера Земли, 2010, т. XIV, № 1, с. 32–40.

Зигерт К., Куницкий В.В., Ширмейстер Л. Отложения ледового комплекса – архив данных для реконструкции климата и экологии на побережье моря Лаптевых в позднем плейстоцене // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. М., Изд-во Моск. ун-та, 2009, с. 320–331.

Иванова В.В. Геохимия пластовых льдов острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, Российская Арктика) как отражение условий их генезиса // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 1, с. 56–70.

Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн лет / Ред. А.А. Величко. М., ГЕОС, 1999, 260 с.

Карасик А.М., Рождественский С.С. Структура оси разрастания океанического дна и закономерности ее формирования (на примере рифтовой зоны Североатлантического мегабассейна) // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, Наука, 1977, с. 167–175.

Комаров И.А., Луковкин Д.С. Методика количественной оценки влияния процессов солепереноса на ход деградации субаквальных многолетнемерзлых пород шельфа Баренцева моря // Материалы Второй конф. геокриологов России. М., Изд-во Моск. ун-та, 2001, т. 2, с. 154–163.

Коротков С.В., Бронников И.В., Голубев В.А., Паялов В.А. Инженерно-метеорологические изыскания в заливе Шарапов Шар у западного побережья Ямала // Инж. изыскания, 2011, № 6, с. 16–20.

Кузнецова Т.П. Особенности криогенного строения среднеплейстоценовых отложений в районе мыса Салемал (нижнее течение р. Оби) // Природные условия Западной Сибири. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973, вып. 3, с. 170–174.

Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др. Базовая модель тектонического развития Арктики для установления внешней границы континентального шельфа // Арктика: экология и экономика, 2012, № 2 (6), с. 4–19.

Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР / Г.И. Лазуков. М., Высш. шк., 1989, 320 с.

Мельников В.П. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей / В.П. Мельников, В.И. Спесивцев. Новосибирск, Наука, 1995, 195 с.

Никольский П.А., Басилян А.Э. Мыс Святой Нос – опорный разрез четвертичных отложений севера Яно-Индигирской низменности // Естественная история российской восточной Арктики в плейстоцене и голоцене. М., ГЕОС, 2004, с. 5–13.

Павлидис Ю.А. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития / Ю.А. Павлидис, А.С. Ионин, Ф.А. Щербаков и др. М., ГЕОС, 1998, 187 с.

Павлидис Ю.А., Богданов Ю.А., Левченко О.В. и др. Новые данные о природной обстановке Баренцева моря в конце валдайского ледниковья // Океанология, 2005, т. 45, № 1, с. 92–106.

Патык-Кара Н.Г., Постоленко Г.А. Долинная система Колымы. История и факторы ее становления // Геоморфология, 2003, № 3, с. 62–75.

Попов А.И. Четвертичный период в Западной Сибири // Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири. М., Изд-во Моск. ун-та, 1959, с. 360–384.

Попов А.И. О дислокациях и криолитогенезе в плейстоцене Северной Евразии // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 1984, № 3, с. 3–9.

Попов А.И. О субмаринном типе криодиагенеза // Инж. геология, 1991, № 6, с. 49–55.

Рекант П.В., Тумской В.Е., Гусев Е.А. и др. Распространение и особенности залегания субаквальной криолитозоны в районе банок Семеновская и Васильевская (море Лаптевых) по данным сейсмоакустического профилирования // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. М., Изд-во Моск. ун-та, 2009, с. 332–348.

Розенбаум Г.Э. Позднекайнозойская история криолитозоны Арктики и тенденции ее будущего развития / Г.Э. Розенбаум, Н.А. Шполянская. М., Науч. мир, 2000, 103 с.

Рокос С.И., Длугач А.Г., Костин Д.А. и др. Многолетнемерзлые породы шельфа Печерского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инж. изыскания, 2009, № 10, с. 38–41.

Рокос С.И., Костин Д.А., Длугач А.Г. Свободный газ и многолетняя мерзлота в осадках верхней части разреза мелководных разрезов шельфа Печорского и Карского морей // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала: Сб. науч. тр. Апатиты, Кольский науч. центр, 2001, кн. 1, с. 40–51.

Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Холодов А.Л. и др. Реконструкция палеогеографических условий шельфа моря Лаптевых для позднеплейстоцен-голоценового гляциоэвстатического цикла // Криосфера Земли, 1997, т. I, № 2, с. 42–49.

Романовский Н.Н., Тумской В.Е. Ретроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолитозоны Восточной Арктики // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 1, с. 3–14.

Садчикова Т.А., Друщиц В.А. Эволюция обстановок осадконакопления на шельфе и островах Восточной Арктики в кайнозое // Геология морей и океанов: Материалы XIX Междунар. науч. конф. по морской геологии. М., ГЕОС, 2011, т. 1, с. 252–256.

Спесивцев В.И. Сингенетические пластовые льды в прибрежно-морских отложениях Байдарацкой губы // Материалы I конф. геокриологов России. М., Изд-во Моск. ун-та, 1996, с. 279–282.

Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О. Криогеохимическая связь пластовых льдов, криопэгов и вмещающих их отложений Центрального Ямала // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 3, с. 15–24.

Стрелецкая И.Д., Шполянская Н.А., Крицук Л.Н., Сурков А.В. Кайнозойские отложения Западного Ямала и проблема их генезиса // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 2009, № 3, с. 50–57.

Тарасов Г.А. К природе формирования ледниково-морских осадков на шельфе Баренцева моря // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала: Сб. науч. тр. Апатиты, Кольский науч. центр, 2001, кн. 1, с. 120–129.

Тумель Н.В., Шполянская Н.А. Криолитогенез плейстоценовых отложений в низовьях Енисея (на примере Селякина мыса) // Проблемы криолитологии, 1983, вып. XI, с. 116–136.

Тумской В.Е. Особенности криолитогенеза отложений Северной Якутии в среднем неоплейстоцене–голоцене // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 1, с. 12–21.

Фотиев С.М. Генезис пластов льда в морских отложениях Ямала // Криосфера Земли, 2003, т. VII, № 1, с. 63–75.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника / В.Е. Хаин, А.Ф. Лимонов. М., ООО “Геомодель–Консалтинг”, 2004, 269 с.

Хименков А.Н. Океанический криолитогенез / А.Н. Хименков, А.В. Брушков. М., Наука, 2003, 335 с.

Хорн Р. Морская химия / Р. Хорн. М., Мир, 1972, 398 с.

Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод / О.В. Шишкина. М., Наука, 1972, 228 с.

Шишкина О.В. Иловые воды // Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков. М., Наука, 1979, с. 252–290.

Шполянская Н.А. О возможности промерзания донных отложений в арктических морях // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 1989, № 5, с. 72–78.

Шполянская Н.А. Субмаринный криолитогенез в Арктике // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения, 1991а, вып. 71, с. 65–70.

Шполянская Н.А. Строение и генезис пластовых льдов Западной Сибири // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 1991б, № 5, с. 73–83.

Шполянская Н.А. Современные проблемы криолитозоны арктического шельфа // Изв. РАН. Сер. геогр., 2005, № 1, с. 102–111.

Шполянская Н.А. Особенности криолитозоны западного сектора Арктики в системе шельф–суша // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 2010, № 6, с. 50–57.

Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д. Генетические типы пластовых льдов и особенности их распространения в Российской Субарктике // Криосфера Земли, 2004, т. VIII, № 4, с. 56–71.

Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В. Криолитогенез в пределах арктического шельфа (современного и древнего) // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 3, с. 49–60.

Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В. Сравнительный генетический анализ пластовых льдов и вмещающих их отложений на севере Западной Сибири // Геоэкология. Инж. геология. Гидрогеология. Геокриология, 2007, № 3, с. 212–234.

Velichko A.A., Timireva S.N., Kremenetski K.V. et al. West Siberian Plain as a Late Glacial desert // Quatern. Intern., 2011, doi: 10.1016 / j.quaint. 01.013.

Поступила в редакцию
8 июня 2012 г.