

ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.34; 551.32(98)

КРИОЛИТОЗОНА АРКТИКИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ—ГОЛОЦЕНЕ
(циркумарктическая модель)

Г. Э. Розенбаум, Н. А. Шполянская

Московский государственный университет, географ. ф-т, кафедра криолитологии и гляциологии,
119899, Москва, Воробьевы Горы, Россия

Реконструирована история развития криолитозоны Арктики. Разработаны палеогеографические и палеоклиматические сценарии экстремальных климатических этапов, имевших место на протяжении двух последних ледниковых макроциклов. На их основе созданы пространственные циркумарктические модели криолитозоны для каждого этапа, которые демонстрируют распространение разных типов криолитозоны (субаэриальной, субгляциальной и субмаринной) и, полученные путем расчетов, их температуры и мощности. Модели отражают влияние на криолитозону Арктики комплекса природных факторов и выявляют преобладание секторных различий над зональными. На основе моделей составлены палеомерзлотные карты четырех этапов: 1) средний плейстоцен — рисс—иллинойс, 2) поздний плейстоцен — сангамон-зем-микулино 125—135 тыс. лет назад, 3) поздний висконсин—поздний вюрм—поздний валдай-сарган — 18—20 тыс. лет назад и 4) голоцен — климатический оптимум. Циркумарктическая модель эволюции криолитозоны, выявляющая причинно-следственные связи между криолитозонной и другими природными факторами, может послужить основой для прогноза развития криолитозоны Арктики в будущем.

Эволюция криолитозоны Арктики, температура, мощность криолитозоны, плейстоцен, голоцен

THE CRYOLITHOZONE OF ARCTIC DURING PLEISTOCENE—HOLOCENE
(circum-Arctic model)

G. E. Rozenbaum, N. A. Shpolyanskaya

Moscow State University, Department of Geography, 119899, Moscow, Vorobjovy Gory, Russia

The history of the cryolithozone of the Arctic is reconstructed. Palaeogeographic and palaeoclimatic scenarios of the extreme climatic stages that occurred during two last glacial macrocycles are developed. On the basis of these scenarios, space circum-Arctic models of cryolithozone are created for each stage; the models show the distribution of various types of cryolithozone (subaerial, subglacial, and submarine), their temperatures and thicknesses. Palaeofrost maps for four stages are made, namely: 1) Middle Pleistocene — Riss—Illinois, 2) Late Pleistocene — Sangamonian—Mikulino (125 000—135 000 years ago), 3) late Wisconsin—late Würm—late Valday (18 000—20 000 years ago), 4) Holocene Climatic Optimum (5000—9000 years ago). The model of cryolithozone's evolution, which reveals cause-and-effect relations between cryolithozone and other natural factors, can provide the basis for a prognosis of the future development of the Arctic cryolithozone.

The cryolithozone evolution, temperature, thickness of cryolithozone, Pleistocene, Holocene

ВВЕДЕНИЕ

Криолитозона Арктики возникла вслед за похолоданием климата. В силу особенностей развития разных частей Арктики это происходило не одновременно: в условиях континентального климата Азиатского сектора вечная мерзлота возникла еще в конце плиоцена, в условиях ледниково-морского режима Атлантического сектора — в среднем плейстоцене, в условиях ледникового режима Американского сектора — в позднем плейстоцене. Всему этому отрезку вре-

мени, оставившему след в современной криолитозоне Арктики и практически сформировавшему ее, свойственно направленное нарастающее похолодание, имеющее тем не менее колебательный характер с увеличивающимися частотой и амплитудой колебаний температуры воздуха. Настоящая статья посвящена реконструкции древней криолитозоны Арктики и созданию циркумарктической модели ее эволюции в плейстоцене—голоцене. Разработка такой модели

позволяет выявить причинно-следственные взаимоотношения между криолитозоной как элементом ландшафтной оболочки Земли и природой Арктики в их естественной динамике и объяснить многие из наблюдаемых ныне закономерностей криолитозоны. Одновременно это может служить основанием для прогнозирования дальнейшего развития криолитозоны под влиянием глобальных изменений природы.

МЕТОДЫ, МАТЕРИАЛЫ, РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Эволюция криолитозоны Арктики исследовалась путем реконструкции ее состояния в экстремальные эпохи позднего кайнозоя, эпохи крупных похолоданий и потеплений, когда характер криолитозоны существенно менялся. Поскольку вечная мерзлота является элементом ландшафтной оболочки и причинно связана со всем комплексом географических природных условий, разработка такой модели включала, во-первых, анализ современных закономерностей существования и распространения криолитозоны Арктики и взаимосвязь ее со всем природным комплексом; во-вторых, анализ палеогеографических условий каждого этапа в полном объеме, насколько это позволяют современные материалы; в-третьих, большое число расчетов, основанных на известных взаимосвязях внутри современной криолитозоны. В итоге было выделено три типа криолитозоны — субаэральная, субгляциальная и субмаринная, каждая со своими подтипами. Пространственные закономерности этих типов отражают влияние многих факторов: положения береговой линии, степени континентальности климата, природной зональности, высотной поясности. В этом отношении Арктику следует разделить на три крупных сектора, наиболее различающиеся между собой: Европско-Западно-Сибирский (Атлантический) сектор, представляющий собой преимущественно платформенную равнинную область, с морским климатом и хорошо выраженной зональностью; Азиатский сектор — преимущественно горную область с резко континентальным климатом, слабо выраженной зональностью и хорошо выраженной высотной поясностью; Американский сектор — преимущественно приподнятую платформенную область с континентальным климатом и выраженной зональностью. Четвертичная история этих секторов проходила по-разному, и это отразилось в эволюции криолитозоны.

Условия для возникновения наземного оледенения в Арктике возникли еще в плиоцене, 3,5—3,2 млн лет назад. В это время образовался Панамский перешеек и вслед за ним возник Гольфстрим [Berggren, 1981—1982]. Активный

вынос Гольфстримом влаги на сушу высоких широт способствовал развитию горного оледенения (Исландия). Оледенению способствовали, кроме того, плиоценовый вулканизм, воздымание Тибета и Гималаев, изменившее атмосферную циркуляцию, и открытие Берингова пролива [Arthur, 1979; Olausson, 1988; Rea, Schrader, 1985]. Тектоническая изоляция Арктического бассейна от Атлантического и Тихого океанов, произошедшая примерно в это же время, 2,8 млн лет назад, привела к похолоданию в высоких широтах, тоже сопровождавшемуся образованием наземного оледенения, а в конце плиоцена — уже и подземного оледенения. В высоких широтах сформировалась субполярная природная зона [Оськина и др. 1982]. Изоляция Арктического бассейна одновременно привела к снижению солености его поверхностных вод, т. к. прекратился отток из него опресненных вод, в больших количествах поступающих в него за счет речного стока. Вследствие этого ледовитость бассейна была, по-видимому, велика. Однако судя по широкому участию диамиктона в составе донных осадков этого времени в Центральной глубоководной части бассейна, сплошного пакового ледяного покрова еще не было, и ледовый разнос диамиктона айсбергами (наземное оледенение уже было развито в Арктике) мог осуществляться.

Максимум наземного оледенения в Гренландии и Исландии отмечается 1,1—1,2 млн лет назад, многолетние паковые льды в Арктическом бассейне возникли позже, 0,9 млн лет назад [Херман, 1983], что маркируется исчезновением именно с этого времени диамиктонов в донных осадках Центральной Арктики.

В конце плиоцена—начале плейстоцена в Арктике формируется вечная мерзлота [Burn, 1994]. Так, на северо-западе Аляски и в Центральной Аляске сохранились погребенные псевдоморфозы по ледяным жилам, возраст которых Т. Певе [Pewe, 1965] оценивает в 1—1,5 млн лет. На северо-востоке Азии А. А. Архангеловым [Архангелов и др., 1989] описаны позднелиоценовые сингенетические ледяные жилы, сохранившиеся и поныне.

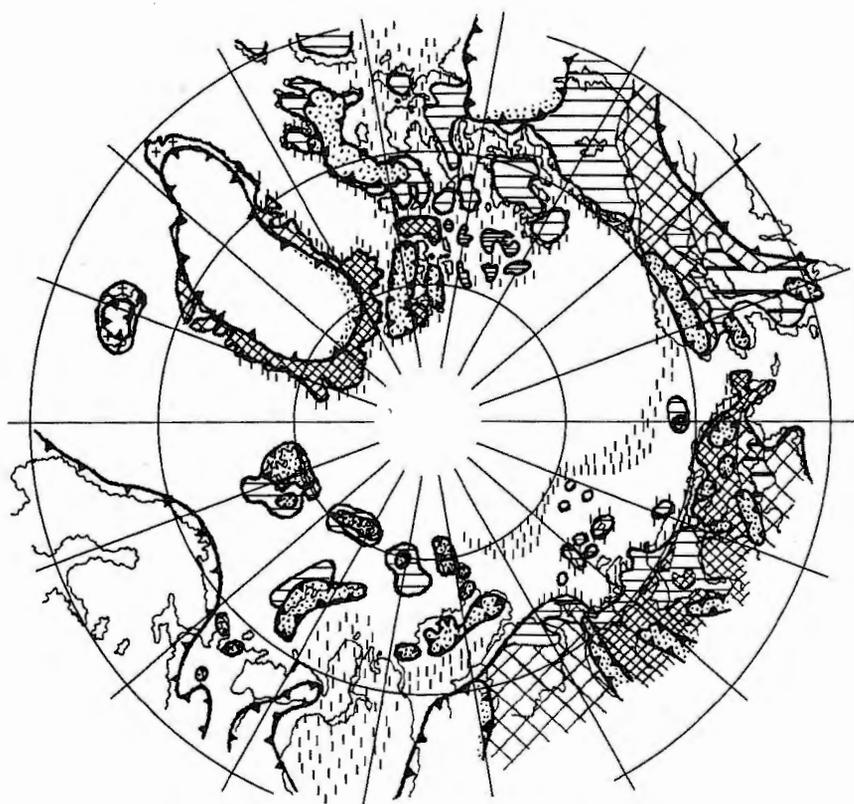
Нарастающее похолодание климата достигло своего максимума в среднем плейстоцене, в Рисскую эпоху в Европейском секторе Арктики, в эпоху Максимального оледенения в Азиатском секторе и в эпоху Иллинойс в Американском секторе. Это была холодная эпоха, когда одновременно развивались морская трансгрессия, начавшаяся еще в плиоцене (причинно связанная со становлением арктического шельфа), и наземное оледенение, оба достигшие в это время своего максимума [Атлас..., 1992]. Арктический бас-

сейн не был полностью изолирован от Атлантического и Тихого океанов [Хопкинс, 1976], так что влаги для развития наземных ледниковых покровов было достаточно. Наибольших размеров достигли Скандинавский, Лаврентийский, Кордильерский, Гренландский ледниковые покровы (для последнего имеется абс. возраст 250 тыс. лет [Brigham, 1983]). Максимальных размеров трансгрессия достигала в Европейско-Западносибирском секторе Арктики, что доказывалось широким распространением морских среднеплейстоценовых отложений на равнинах Европейского и Западносибирского районов Российской Арктики, глубина моря достигала 100—150 м [Попов, 1959; Полякова, 1997]. Несколько меньший подъем уровня моря, в среднем на 40 м по сравнению с современным, отмечается на Аляске [Brigham, 1983], где абс. возраст морских отложений оценивается в 200 тыс. лет, а возраст подстилающих их вулканических пород — в 280—360 тыс. лет. О существовании морской трансгрессии в это время свидетельствуют находки в отложениях западного побережья Аляски морской фауны с арктическими видами, которая могла проникать в Берингово море только при отсутствии сухопутного моста между Чукоткой и Аляской. О синхронности трансгрессии и оледенения свидетельствуют ледниково- и ледово-морские отложения, широко распространенные в Американском секторе Арктики (трансгрессия Коцебу) и в западной части Российской Арктики (Европейский север России и Западная Сибирь). В Азиатском секторе Арктики трансгрессия была выражена слабо, береговая линия практически мало отличалась от современной [Атлас..., 1992].

Криолитозона в среднем плейстоцене в Арктике была развита (рис. 1) и представлена всеми тремя ее типами: субаэральной, субгляциальной и субмаринной. Во многих районах впоследствии она исчезала в эпоху потепления позднего плейстоцена, и там судить о ней теперь можно лишь по псевдоморфозам по ледяным жилам. Субаэральная криолитозона наибольшие пространства занимала в Азиатском секторе Арктики, где наземное оледенение из-за недостатка влаги было развито слабо. Резко континентальный климат способствовал здесь особенно сильному выхолаживанию горных пород и глубокому их промерзанию. Температура криолитозоны достигала -17 — -22 °С, а мощность 2000 м [Розенбаум, Шполянская, 1998]. В Американском секторе Арктики условия для формирования криолитозоны должны были быть менее благоприятными из-за широкого развития там покровного оледенения, связанного с большей влажностью климата, особенно в Атлантических

районах. Тем не менее оледенение развивалось не в виде сплошного покрова, а в виде отдельных куполов, не всегда сливавшихся между собой [Матишов, Павлова, 1988, и др.]. Оставались достаточно большие территории, свободные от ледников, и именно там формировалась субаэральная криолитозона. Температура воздуха в это время понижалась на 5 — 6 ° по сравнению с современной [Emiliani, 1970], примерно на столько же понижалась температура горных пород. Если современные температуры горных пород в Американском секторе Арктики на широтах между 65 и 70 ° с.ш. равны -9 — -12 °С [Brigham, 1983; Allen et al., 1988; Brown, 1970], то в среднем плейстоцене они должны были составлять -15 — -17 °С. Мощность вечной мерзлоты, учитывая сложный геологический разрез территории, представленный коренными породами, перекрытыми рыхлым чехлом, которому может соответствовать вертикальный температурный градиент $1,5$ — $2,5$ °/100 м, должна была достигать 700—1500 м. На арктических островах Американского сектора, где и сейчас температуры горных пород равны -15 — -17 °С, на площадях, свободных от ледников, развивалась мощная субаэральная криолитозона с температурой грунтов -20 — -22 °С. Мощность на равнинных островах составляла примерно 800—1000 м, в горах, при градиенте в скальных породах, как правило, немногим превышающем 1 — $1,2$ °/100 м, могла достигать 2000 м. Меньше всего вечная мерзлота была развита в Европейском (включая Западносибирский регион) секторе Арктики, где почти вся современная суша была занята либо морем, либо ледниковым покровом (см. рис. 1). Субаэральная криолитозона развивалась в более южных районах, вне пределов рассматриваемой области.

Наряду с субаэральной в среднем плейстоцене имела место субгляциальная криолитозона под ледниковыми покровами. По аналогии с современным крупным ледниковым покровом в Гренландии можно оценить криолитозону под ледниковыми покровами среднего плейстоцена. Современные данные по метеостанциям показывают, что высотный градиент температуры воздуха на ледниковом покрове Гренландии колеблется от $0,8$ до 1 °/100 м. Например, на 71 ° с.ш. температура меняется от $-5,4$ °С на западном побережье (ст. Уманак) до $-31,3$ °С на высоте 3000 м (ст. Айсмитте). С достаточным основанием можно принять, что эта закономерность сохранялась и в прошлые эпохи, а это значит, что в среднем плейстоцене на широтах, близких к 70 ° с.ш., при температуре на равнинах -15 °С на поверхности Лаврентийского покрова мощностью 3—4 км температура могла опускаться до



Тип криолитозоны		Секторы		
		Американский	Европейский	Азиатский
Субарктическая				
Горы и высокие плато		$T = -20 \text{--} -22 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 1000\text{--}2000 \text{ м}$		$T = -14 \text{--} -22 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 1000\text{--}2000 \text{ м}$
		$T = -15 \text{--} -17 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 700\text{--}1500 \text{ м}$		$T = -13 \text{--} -19 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 600\text{--}1500 \text{ м}$
		$T = -5 \text{--} -10 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 300\text{--}800 \text{ м}$		
Низменности и равнины		$T = -20 \text{--} -22 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 800\text{--}1000 \text{ м}$		
		$T = -14 \text{--} -18 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 700\text{--}1000 \text{ м}$	$T = -14 \text{--} -16 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 300\text{--}600 \text{ м}$	$T = -13 \text{--} -19 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 400\text{--}700 \text{ м}$
		$T = -10 \text{--} -15 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 300\text{--}500 \text{ м}$		$T = -10 \text{--} -14 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 300\text{--}500 \text{ м}$
Субмаринная		Глубоководная $T = -0,5 \text{--} -1,5 \text{ } ^\circ\text{C}$, H до 50 м Прибрежная $T = -7 \text{--} -10 \text{ } ^\circ\text{C}$, $H = 20\text{--}300 \text{ м}$		
Субгляциальная		$T = -1 \text{--} -14 \text{ } ^\circ\text{C}$, $H = 500\text{--}700 \text{ м}$		

1 2

Рис. 1. Криолитозона Арктики в среднем плейстоцене: эпоха максимального оледенения — рисс-иллинойс.

1 — границы ледников, 2 — береговая линия.

–40 °С. Степень промерзания горных пород под ледником зависит от температуры поверхности ледникового покрова (точнее, температуры на подошве деятельного слоя ледника, где она близка к температуре поверхности) и его мощности. Средний вертикальный температурный градиент в ледниках, по расчетам В. Т. Балобая [1991], составляет 2–2,5°/100 м. При таких температурах нулевая изотерма должна была проходить на глубине 1600–2000 м, и нижняя часть ледника, оставшиеся 1 или даже 2 км, имела близкую к 0 °С температуру. Горные породы под крупными ледниковыми покровами, скорее всего, не промерзали, и криолитозона под ними отсутствовала. Расчет показывает, что субгляциальная криолитозона могла формироваться лишь под ледниками, мощность которых не превышала 1000, или, в самых суровых условиях, 1200 м. Температура субгляциальной криолитозоны в зависимости от широты места и мощности ледникового покрова могла изменяться от –1 до –14 °С, а ее мощность достигать 500–700 м. Участки ледников, примыкавшие к морю и, как правило, выходившие на шельф, всегда были высокими и крутыми из-за асимметричной формы древних ледниковых куполов [Матишов и др., 1988; Величко и др., 1988], обусловленной тем, что наиболее значительный прирост массы и площади Лаврентийского, Гренландского, Скандинавского и других крупных ледников происходил в тех их частях, которые находились вблизи источников питания, в северной части Атлантического и Тихого океанов. Например, у Скандинавского ледникового покрова его западная и северо-западная части имели большую мощность и крутые склоны, в то время как южная и юго-восточная части имели существенно меньшую мощность и длинные пологие склоны. Это должно было в целом неблагоприятно отразиться на формировании криолитозоны под ледниковым покровом: в северных его частях формированию криолитозоны препятствовала большая мощность ледника, в южной же части — препятствовала сравнительно высокая температура поверхности ледника.

Субмаринная криолитозона могла иметь место в определенных условиях. Как показывают более ранние исследования авторов [Шполянская, 1989, 1991], донные отложения в Арктических морях могут промерзать в двух случаях: в прибрежных мелководных частях (при глубинах моря не более 2,5 м), где происходит ежегодное смерзание морского льда с дном моря, и при глубинах моря от примерно 40 до 100–150 м, где уже отсутствуют сезонные колебания температуры и устанавливается самая низкая отрицательная температура придонных вод (ме-

няющееся в разрезе донных осадков соотношение их температуры и солености в ряде случаев приводит к их промерзанию). Прибрежная криолитозона может иметь достаточно низкие температуры и большую мощность, глубоководная криолитозона может иметь температуру, не ниже –1 — –1,5 °С и мощность не более 50 м. В среднем плейстоцене прибрежная криолитозона могла развиваться преимущественно в пределах Азиатского севера, где практически не было оледенения, и в пределах всех арктических островов, между которыми существовали обширные мелководья. Около крупных ледниковых покровов мелководья практически отсутствовали. Это связано с упомянутой выше асимметричной формой древних ледниковых куполов, при которой на шельф выходили высокие обрывистые „стенки“ ледников. На участках моря с глубинами от 40 до 150 м должна была формироваться субмаринная криолитозона (см. рис. 1). Свидетельством этого является, в частности, описанная Т. П. Кузнецовой [1973] сингенетическая льдистая толща среднеплейстоценовых морских отложений, слагающая разрез мыса Салемал в низовьях Оби в Западной Сибири.

Вслед за описанной эпохой наступило крупное межледниковье, ознаменовавшее собой начало позднего плейстоцена. Межледниковье, Микулинское в Европейском секторе Арктики, Казанцевское в Азиатском секторе, Сангамонское в Американском секторе, в отличие от предшествующего ледниковья, развивавшегося в пределах Арктики в асинхронном режиме, протекало относительно синхронно и во всех регионах имело свой максимум около 125–135 тыс. лет назад [Павлидис, 1998]. В эту эпоху продолжала существовать трансгрессия Арктического бассейна, хотя и в значительно меньших размерах [Попов, 1959; Лазуков, 1989; Матишов, 1988], наиболее развита она была в Европейско-Западносибирском секторе. В Американском секторе, в частности на севере Аляски, уровень моря был на 10 м выше современного [Pewe et al., 1995]. В Азиатском секторе береговая линия по-прежнему была близка к современной. Температура воздуха в максимум межледниковья превышала современную на 2–3°, при этом наименьшие изменения (2°) происходили в Азиатском секторе, наибольшие (3°) — в Американском и Европейском. Несмотря на это, на большей части Арктики климат оставался достаточно холодным. Об этом свидетельствуют преимущественно арктический состав морской фауны и данные о составе пыльцы: лесотундра, сменившая тундру, не противоречит достаточно холодному климату эпохи [Rampton, 1982].



Тип криолитозоны		Секторы		
		Американский	Европейский	Азиатский
Субаэральная				
Горы и высокие плато		$T = -14 \text{--} -20 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 600\text{--}1000 \text{ м}$		
		$T = -5 \text{--} -10 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 300\text{--}600 \text{ м}$	$T = -3 \text{--} -6 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 100\text{--}400 \text{ м}$	$T = -4 \text{--} -10 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 250\text{--}700 \text{ м}$
		$T = 0 \text{--} -2 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H \text{ до } 200 \text{ м}$	$T = 0 \text{--} -2 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 50\text{--}200 \text{ м}$	
Низменности и равнины		$T = -10 \text{--} -14 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 300\text{--}600 \text{ м}$		
		$T = -7 \text{--} -12 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 300\text{--}500 \text{ м}$		
		$T = -4 \text{--} -9 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 150\text{--}400 \text{ м}$	$T = -3 \text{--} -6 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 150\text{--}300 \text{ м}$	$T = -4 \text{--} -9 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H = 150\text{--}400 \text{ м}$
			$T = 0 \text{--} -2 \text{ } ^\circ\text{C}$ $H \text{ до } 100 \text{ м}$	
Субмаринная		Глубоководная мерзлота $T \text{ до } -1,5 \text{ } ^\circ\text{C}$, $H \text{ до } 50 \text{ м}$ Прибрежная $T = -6 \text{--} -9 \text{ } ^\circ\text{C}$, $H \text{ до } 200 \text{ м}$		
Субгляциальная				

Рис. 2. Криолитозона Арктики в позднем плейстоцене: эпоха казанцевская—микулино—сангамон.

Усл. обозн. см. на рис. 1.

Тем не менее субэаральная криолитозона в Арктике активно деградировала, свидетельством чего являются псевдоморфозы по ледяным жилам. В Европейском секторе криолитозона практически повсеместно отсутствовала, за исключением гор Урала и Пай-Хоя, где температура пород опускалась до -3 — -6 °С, а мощность мерзлоты достигала 400 м, и островов на севере шельфа Баренцева и Карского морей, на равнинах которых температура пород была равна -3 — -6 °С при мощности криолитозоны 150—250 м (рис. 2). В Американском секторе криолитозона должна была существовать в пределах суши севернее 60° с.ш. Исходя из современных температур горных пород, на равнинах мерзлые породы должны были иметь достаточно низкую температуру, от примерно -3 °С вблизи Полярного круга до -13 — -14° на северных островах Канадского архипелага. Брайэм [Brigham, 1983] оценивает температуру мерзлых пород 125 тыс. лет назад равной $-13,8$ °С. Температура в горах, с учетом высотной поясности, должна была быть более низкой. При таких температурах мощность криолитозоны должна была достигать заметных размеров, от 150 до 600 м. В Азиатском секторе сокращения площади криолитозоны не происходило (см. рис. 2), повысилась лишь температура горных пород, оставаясь в пределах отрицательных значений и несколько уменьшилась мощность криолитозоны: температура пород составляла в горах -10 °С, на равнинах -8 — -9 °С, мощность достигала соответственно 700 и 500 м. Тем не менее активизировались процессы термокарста, и широкое распространение получили аласы, мощность мерзлой толщи под которыми сокращалась до 250 м [Розенбаум, Шполянская, 1998]. Субгляциальная криолитозона в эту эпоху отсутствовала. Под Гренландским ледниковым покровом, сохранявшимся в эту эпоху, криолитозона в максимум потепления скорее всего отсутствовала из-за по-прежнему большой его мощности и сравнительно высоких температур поверхности (как и в целом деятельного слоя) ледника. Субмаринная криолитозона была широко развита. Ее дислоцированные толщи, включающие мощные пластовые льды, занимают ныне обширные пространства Ямала и Гыдана на севере Западной Сибири. Температура донных грунтов, как уже говорилось, не могла быть ниже $-1,5$ °С, а мощность более 50 м.

Следующий этап позднего плейстоцена представляет собой длительный холодный этап, представленный двумя ледниковыми эпохами, разделенными эпохой небольшого потепления. В Американском секторе это висконсин, ранний, средний и поздний, в Евроазиатском — это вюрм

(валдай), ранний, средний и поздний по европейской шкале и эпохи зырянская, каргинская и сартанская по сибирской шкале.

Ранний висконсин — это ледниковая эпоха, которая характеризовалась высоким увлажнением, благоприятствующим росту ледников. Рост крупных ледниковых щитов Арктики — Скандинавского, Гренландского, Лаврентийского — происходил с большой скоростью и сопровождался регрессией Арктического бассейна. В пределах Европейского сектора уровень моря был на 30—50 м ниже современного [Полякова, 1997], в Западной Сибири уровень моря был близок к современному, несколько превышая его [Лазуков, 1989], в Американском секторе уровень моря совпадал с отметками 5—6 м [Хопкинс, 1976], в Азиатском секторе береговая линия практически совпадала с современной. Климатические условия эпохи в совокупности с ослаблением влияния Гольфстрима [Павлидис, 1998] приводили к сравнительно ограниченным размерам оледенения на территории Европейской части России и разрастанию оледенения в Азиатской части [Величко и др., 1988]. Максимум похолодания прослеживается примерно 70 тыс. лет назад [Emiliani, 1970; Allen et al., 1988]. Температура воздуха была в это время на 5 — 6° [Emiliani, 1970] и 7 — 8° [Brigham, 1983] ниже современной и составляла в пределах Американского сектора -19 — -24 °С, в пределах Европейского сектора -12 — -13 °С, в пределах Азиатского сектора -15 — -19 °С. Условия для формирования субэаральной криолитозоны были самые благоприятные, в Азиатском и Американском секторах активно росли полигонально-жильные льды.

Средний висконсин, охватывающий интервал между 30 и 65 тыс. лет назад (так же как и средний валдай и каргинская эпоха), характеризовался потеплением, но был несколько холоднее современного [Brigham, 1983; Allen et al., 1988]. Брайэм считает его климат промежуточным между ледниковым и межледниковым. Потепление сопровождалось небольшой трансгрессией Полярного бассейна, в Европейском секторе длившейся от 55—50 до 25 тыс. лет назад [Павлидис, 1998], в Американском секторе максимум ее приходился на 27 тыс. лет назад [Allen et al., 1988]. Уровень моря здесь превышал современный на 5—6 м [Хопкинс, 1976]. По тем же авторам, температура прибрежных участков Американского палеошельфа повышалась до $-1,8$ °С, температура горных пород на широте дельты Маккензи была равна около -8 °С, а на арктических равнинах Аляски $-6,8$ °С (это выше современных температур). В это время происходило вытаивание полигонально-жильных льдов на

арктическом побережье Канады с образованием псевдоморфоз, подстилающих морские осадки.

Дальнейшее развитие климата характеризовалось прогрессирующим похолоданием и иссушением климата, достигшими своего максимума 18—20 тыс. лет назад, когда температура воздуха понизилась на 7—8° в Азиатском и Американском секторах Арктики, на 10° — в Европейском секторе [Величко, 1989]. Похолоданию и аридизации климата способствовали сокращение приноса в Арктику циклонических воздушных масс [Херман, 1983] и обширная регрессия Арктического бассейна, более чем до 100-метровой изобаты [Павлидис, 1998]. Большая часть арктического шельфа была осушена. По заключению А. А. Величко и др. [1988], иссушение климата вызвало сокращение оледенения в Азиатской части Арктики и перемещение центров оледенения в сторону Атлантики. При этом только в умеренном поясе, более влажном, ледники разрастались (Скандинавский, Лаврентийский). На северных островах в очень холодных, но аридных условиях ледники разрушались. Так, на Северной Земле оледенение в сартанскую эпоху было меньше современного, на Земле Франца-Иосифа и Шпицбергене имела место многокупольная система ледников весьма скромных размеров [Величко и др., 1988], в северной Гренландии, на о. Элсмир ледники сокращались по сравнению с современными, на многих северных островах Канадской Арктики ледники полностью исчезали. В эту эпоху в Евразийской Арктике обособились самостоятельные ледниковые покровы с индивидуальными особенностями строения и динамического режима. Они существовали в течение всего последнего оледенения, но их развитие протекало не совсем синхронно [Величко и др., 1988]. Подобная картина в поздневисконсинское время имела место и на севере Американского континента. Оледенение в целом характеризовалось ограниченными размерами и имело центры в пределах высоких участков суши и островов. Большие площади суши и Канадского архипелага оставались свободными от ледниковых покровов и вечная мерзлота, согласно Т. Певе, распространялась примерно до 40° с.ш. Наибольшей стабильностью отличался только ледниковый покров Гренландии, размеры которого в максимум оледенения были лишь несколько больше современных [Величко и др., 1988]. Те же авторы на основании изучения большого материала по последнему оледенению Арктики делают заключение, во-первых, об ограниченности этого оледенения даже в эпоху его максимума 18—20 тыс. лет назад; во-вторых, о его многокупольном строении, когда купола не всегда соединялись между собой; в-третьих, о неста-

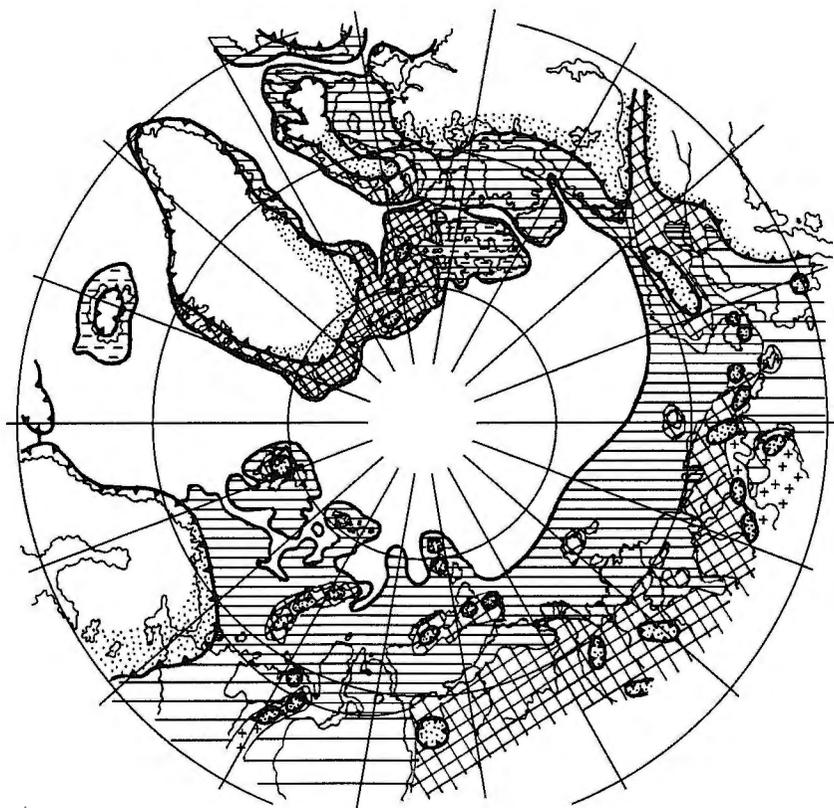
ционарности и рассинхронизованности развития ледниковой системы в целом.

Все это сказалось на характере криолитозоны этого периода. В течение всего вюрма—висконсина в Арктике сохранялись условия для формирования и развития криолитозоны. Несплошной характер покровного оледенения представлял большие площади суши для образования субазальной криолитозоны, достигшей максимального своего распространения в поздневалдайскую—поздневисконсинскую—сартанскую эпоху 18—20 тыс. лет назад (рис. 3). Большинство исследователей считают, что в это время на огромной выхоленной суши имели место однородные природные условия. Зональные и секторные различия, характерные для предшествующих эпох, так же как и для современности, были ослаблены. Действительно, в условиях столь суровой эпохи небольшие различия в температуре горных пород были мало значимы и не способствовали смене растительных зон. Тем не менее из-за большой протяженности суши того времени с севера на юг должны были проявляться некоторые черты зональности в изменении самих температур, это отражено на карте (см. рис. 3).

В Азиатском секторе на равнинах температуры горных пород составляли -17 — -20 °С, мощность криолитозоны колебалась от 600 до 900 м, в горах температура опускалась до -23 °С, а мощность достигала 2000 м [Розенбаум, Шполянская, 1998]. Возникновение Берингии исключало согревающее влияние Тихого океана, только в самой юго-восточной части со стороны Охотского моря могло быть некоторое смягчение условий, ограничиваемое с запада Колымским хребтом, что способствовало развитию здесь небольших ледников.

В Американском секторе температура воздуха могла понижаться до -18 — -26 °С [Розенбаум, Шполянская, 1998]. В аридных условиях позднего висконсина разница между температурой воздуха и температурой грунтов из-за влияния наземных покровов (снега и растительности) должна была быть минимальной. Поэтому температура горных пород на 70° с.ш. могла быть равна -18 °С. Мощность криолитозоны должна была достигать 1000 м. Это следует из расчетов, и указывается в литературе [Brigham, 1983; Allen et al., 1988; Osterkamp, 1991]. По Брайэму, природа в целом здесь была аналогична современной на о. Элсмир, возобновился рост полигонально-жильных льдов, происходивший еще в раннем висконсине. Надо сказать, что на Элсмире, где сейчас температуры на 7—8° ниже, чем в дельте Маккензи, в то время температура горных пород должна была опускаться до -23 —

КРИОЛИТОЗОНА АРКТИКИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ—ГОЛОЦЕНЕ



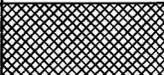
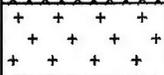
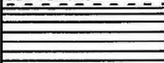
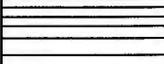
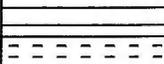
Тип криолитозоны	Секторы		
	Американский	Европейский	Азиатский
Субаэральная			
Горы и высокие плато	 $T = -23--27\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 1000-2300\text{ м}$		
	 $T = -18--23\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 1000-2000\text{ м}$	$T = -15--19\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 1000-1500\text{ м}$	$T = -18--23\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 1000-2000\text{ м}$
	 $T = -13--17\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 800-1000\text{ м}$	$T = -13--17\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 800-1000\text{ м}$	
Низменности и равнины	 $T = -23--26\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 1000-2000\text{ м}$		
	 $T = -15--22\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 500-1000\text{ м}$	$T = -15--18\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 500-700\text{ м}$	$T = -17--21\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 700-1000\text{ м}$
	 $T = -9--13\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 350-500\text{ м}$	$T = -11--13\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 400-600\text{ м}$	$T = -9--13\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 350-500\text{ м}$
	 $T = -3--4\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 100-200\text{ м}$		
Субгляциальная	$T = -5--15\text{ }^{\circ}\text{C}, H = 300-700\text{ м}$		

Рис. 3. Криолитозона Арктики в позднем плейстоцене: эпоха поздневалдайская—поздневисконсинская—сартанская.

Усл. обозн. см. на рис. 1.

-26 °С, а мощность криолитозоны достигать 2000 м.

Особое место занимает район Исландии, климат которой, в силу ее географического положения, в настоящее время морской, достаточно теплый и не соответствует широтному положению острова. В позднем висконсине остров занимал заметно большую площадь, и похолодание здесь, как и в Европейском секторе, было более значительным, чем в других районах Арктики, т. к. район полностью лишился отепляющего влияния Гольфстрима, и широтный фактор стал проявляться здесь в большей мере, чем в теплые эпохи. Температуры понизились здесь не меньше чем на 10° по сравнению с современными. В таких условиях субаэральная криолитозона должна была иметь место. Расчеты показывают, что температуры горных пород на острове должны были составлять -3 — -4 °С, мощность криолитозоны — 100—200 м. Субгляциальная криолитозона, скорее всего, отсутствовала. Несмотря на очевидные небольшие размеры ледниковых покровов в районе, высокие температуры препятствовали формированию криолитозоны под ледниками (см. рис. 3).

В Европейско-Западносибирском секторе температура субаэральной криолитозоны была -11 — -13 °С, мощность 400—600 м, в северной, преимущественно вновь осушенной, части сектора температура снижалась до -15 — -18 °С, мощность возрастала до 700 м.

Субгляциальная криолитозона также широко была распространена в эту эпоху, поскольку большая часть ледников имела сравнительно небольшие размеры и мощности. Для крупных ледниковых покровов — Скандинавского, Лаврентийского, Гренландского, Кордильерского и др. — продолжала играть свою роль асимметричность их строения, связанная с расположением куполов по отношению к источникам питания. Используя приведенные выше расчеты, можно сказать, что под этими ледниками, на участках с наиболее мощным льдом (более 1500 м) криолитозона должна была отсутствовать. На участках ледников, удаленных от областей питания и имеющих мощность льда менее 1500 м, а также под всеми более мелкими ледниками, мощность которых в большинстве случаев не превышала этой величины, субгляциальная криолитозона должна была формироваться (см. рис. 3). Температура субгляциальной криолитозоны колебалась от -5 до -15 °С, мощность же достигала 300—700 м.

Субмаринная криолитозона на тех небольших участках шельфа, где сохранилось море, могла быть представлена прибрежной криолитозонной. В мелких „окнах“ акватории Европейско-

го и Американского секторов донные осадки не могли промерзнуть, так как летнее прогревание мелководий препятствовало скоплению придонной низкотемпературной холодной морской воды.

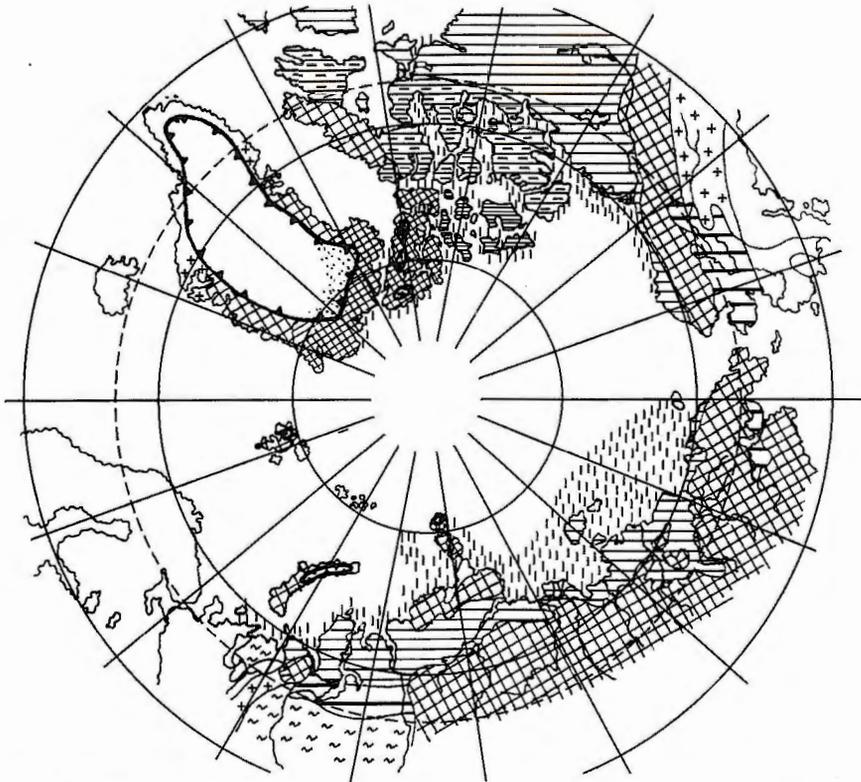
Описанная эпоха завершила длительный геологический период — плейстоцен. Последовавший за ним голоцен ознаменовался крупной трансгрессией, сформировавшей современный шельф, и заметным потеплением климата, достигшим своего максимума в эпоху *Климатического оптимума*, который в разных частях Арктики проявлялся, по-видимому, не одновременно [Величко, 1973], от 8—9 в Азиатском секторе до 5—6 тыс. лет назад в Европейском и Американском секторах. Температура воздуха в это время превышала современную на 2°. В литературе нет единого мнения относительно периода, переходного между поздним плейстоценом и голоценом, так же как и относительно времени начала голоцена. Для Евразийской Арктики в последнее время укрепились представления о том, что начало голоцена относится ко времени 10,5 тыс. лет назад [Хотинский, 1991; Климанов, 1990], и к этому времени закончилась полная дегляциация. И. Борзенкова [1992] приводит данные, что во время голоценового оптимума (6,2—5,3 тыс. лет назад) наземное и горное оледенения в северном полушарии были минимальны, а уровень моря был наиболее высокий за весь голоцен. Для Американского сектора имеются иные мнения. Здесь дегляциация продолжалась с конца висконсина до 7 тыс. лет назад: в субарктических районах Северной Америки она происходила в начале голоцена, а в Арктике — только в голоценовый оптимум [Херман, 1983]. I. England and R. S. Bradley [1978] отмечают два максимума оледенения в высокой Арктике — в начале висконсина и 8 тыс. лет назад, когда масштабы оледенения превышали таковые в эпоху максимального похолодания 18—20 тыс. лет назад.

Потепление климата сопровождалось морской трансгрессией, темпы которой по Хопкинсу [1976] были следующими: 20—25 тыс. лет назад была максимальная регрессия, когда уровень моря достиг 100-метровой изобаты, 13 тыс. лет назад уровень моря поднялся до 38-метровой изобаты, 11,8 тыс. лет назад он был уже на 30 м ниже современного, около 10 тыс. лет назад — всего на 20 м ниже современного, к климатическому оптимуму уровень моря несколько превысил современный.

Потепление климата и трансгрессия сказались на характере криолитозоны. Восстановилась зональность и секторность в пространственном изменении криолитозоны. *Субаэральная криолитозона* начала протаивать. Активно

развивались процессы термокарста, сформировавшие в Азиатском секторе аласные равнины, занимающие сейчас обширные пространства. В Американском секторе наблюдалась некоторая асинхронность в развитии голоценовых событий. Согласно Т. Певе [Pewe, 1995], на Аляске наибольшее таяние мерзлоты было в раннем голоцене, когда образовались многочисленные термокарстовые озера и котловины и возникли бореальные леса [Barnosky et al., 1987; Ritchie, 1984; Pewe et al., 1995]. Температуры горных пород ко времени климатического оптимума в Центральной Аляске и на территории Юкона повысились до 0 °С [Brown, Pewe, 1973]. На большей части Европейского сектора мерзлые породы протаяли (см. рис. 3), лишь на северных островах (Шпицберген, Земля Франца Иосифа и др.) сохранялась криолитозона с температурой -4 — -6 °С и мощностью 300—400 м. В Азиатском секторе криолитозона продолжала оставаться достаточно суровой — температура горных пород составляла -7 — -10 °С, мощность — 500—700 м. Субгляциальная криолитозона практически отсутствовала, за исключением самых северных островов, где сохранялись небольшие по площади и мощности ледники, и краевых частей Гренландии с уменьшенной мощностью льда, где могла сохраняться реликтовая криолитозона. Определенные указания на это дают современные материалы по подледным температурам Гренландии и соседних островов Канадской Арктики [Muller, 1963; Hansen, 1966]. Так, в 150 км к востоку от пос. Туле (западная часть Гренландии, 77° с.ш.) в скважине, прошедшей 1387,4-метровую толщу ледника, была измерена температура на подошве ледника (мерзлый тилль), которая оказалась равной -13 °С. Эта температура не соответствует современным тепловым условиям на поверхности ледника. По данным расположенной здесь же на леднике, на абс. выс. около 1500 м, метеостанции Кемп Сенчури температура воздуха равна -24 °С. Принимая средний температурный градиент в леднике равным 2—2,5°/100 м, как это было сделано выше, можно рассчитать, что уже на глубине 1000 м температура должна быть близка к 0 °С, следовательно горные породы на подошве ледника (-1378 м) должны иметь положительную температуру. По данным метеостанции в пос. Туле, расположенной на абс. высоте примерно 700 м, современная температура воздуха равна -12,7 °С, т. е. выше температуры горных пород. Низкая отрицательная температура под ледником в скважине свидетельствует об очень низком температурном градиенте в леднике, что само по себе указывает на нестационарное температурное поле в теле ледника. Вечная мерзлота под ледником в этом

месте явно реликтовая, сохранившаяся с поздневисконсинской эпохи, и находится в состоянии деградации. Ранее авторами [Шполянская, 1981] было проведено численное моделирование динамики температурного поля горных пород севера Западной Сибири. Расчеты показали, что для полной перестройки температурного поля криолитозоны в случае ее протаивания сверху требуется не менее 15 тыс. лет. Поскольку с начала голоценового потепления прошло не более 10 000 лет, а для Американского сектора не более 7000 лет, то температурное поле горных пород, а тем более под крупными ледниковыми покровами, еще не пришло в соответствие с современным климатом, и в глубоких слоях криолитозоны сохраняются реликтовые низкие температуры. Следовательно и в эпоху климатического оптимума в подобных условиях имела место субгляциальная криолитозона. В то же время другие данные по небольшим ледникам свидетельствуют о практически полном соответствии температурного поля горных пород современному климату. Например, по данным скважины на о. Аксель-Хейберг, расположенном в западной части Канадского архипелага, на подошве ледника мощностью 645 м сейчас температура близка к 0 °С [Muller, 1963]. Одновременно, в 3 км от языка этого ледника (в безледной части острова) наблюдалась вечная мерзлота, мощность которой была оценена в 600 м [Там же]. Некоторые расчеты объясняют это явление. F. Muller, экстраполируя на поверхность ледника температурную кривую в скважине, оценивает температуру поверхности в -13 °С. Это значит, что при градиенте в леднике 2—2,5°/100 м нулевая изотерма должна проходить на глубине несколько более 500 м. Вне ледника, без его отепляющего влияния, при низких температурах воздуха этих широт горные породы должны промерзнуть достаточно глубоко. По данным станции Исаксен на соседнем острове, температура воздуха равна -18,7 °С, соответственно температура поверхности почвы равна -15 — -16 °С. При температурном градиенте для горных пород смешанного литологического типа, когда коренные кристаллические породы перекрыты рыхлыми, температурный градиент равен 2—2,5°/100 м. Мощность в этом случае должна быть порядка 600 м. Все это говорит о том, что в этом районе температурное поле уже пришло в соответствие с современным климатом, и установился нормальный вертикальный температурный градиент и в горных породах, и в леднике. Это значит, что в эпоху климатического оптимума на островах субгляциальная криолитозона уже отсутствовала. Субмаринная криолитозона присутствует в эпоху голоценового оптимума



Тип криолитозоны		Секторы		
		Американский	Европейский	Азиатский
Субарктическая				
Горы и высокие плато		$T = -15--21\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 700-1000\text{ м}$		
		$T = -5--11\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 400-700\text{ м}$	$T = -4--6\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 300-400\text{ м}$	$T = -5--11\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 400-700\text{ м}$
		$T = 0-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 50-200\text{ м}$		
Низменности и равнины		$T = -11--14\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 400-600\text{ м}$		
		$T = -7--12\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 300-500\text{ м}$		
		$T = -4--9\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 150-400\text{ м}$	$T = -4--6\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 150-300\text{ м}$	$T = -4--9\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H = 200-400\text{ м}$
		$T = 0--4\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H\text{ до }250\text{ м}$	$T = 0--2\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H\text{ до }150\text{ м}$	$T = 0--2\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H\text{ до }150\text{ м}$
Реликтовая			$T = -0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ $H\text{ до }200\text{ м}$	
Субмаринная		Реликтовая $T = -1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, $H\text{ до }100\text{ м}$ Прибрежная $T = 0--7\text{ }^{\circ}\text{C}$, $H\text{ до }250\text{ м}$		
Субгляциальная				

Рис. 4. Криолитозона Арктики в голоцене: эпоха климатического оптимума.

Усл. обозн. см. на рис. 1.

главным образом в виде прибрежной криолитозоны и реликтовой, еще не протаявшей после последнего ледниковья и занимавшей большую часть Арктического шельфа [Соловьев, 1981; Маскау, 1972] (рис. 4).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Криолитозона в Арктике возникла в конце плиоцена—начале плейстоцена, после чего испытывала многократно деградацию и аградацию. На современную криолитозону в основном повлияла ее эволюция в конце плейстоцена—голоцене. Амплитуды климатических изменений в это время достигли максимума, и понижение температур грунта в холодные эпохи относительно современной достигало 7—10 °С, а повышение их в теплые эпохи составляло 2—3 °С. На протяжении всей своей истории криолитозона Арктики демонстрирует преобладание секторных различий над зональными.

Авторы с благодарностью отмечают, что данная работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 96-05-64606, 1996—1998 гг.).

Литература

- Архангелов А. А., Конищев В. Н., Розенбаум Г. Э. Приморско-Новосибирский район // Региональная криолито-логия. М., МГУ, 1989, с. 128—151.
- Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое / М. Н. Алексеев. Великобритания—СССР, 1992.
- Балобаев В. Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. Новосибирск, Наука, 1991, с. 178.
- Борзенкова И. И. Изменение климата в кайнозое. С.-Пб., Гидрометеозидат, 1992, 247 с.
- Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М., Наука, 1973, 256 с.
- Величко А. А. Соотношение изменений климата в высоких и низких широтах Земли в позднем плейстоцене и голоцене // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М., Наука, 1989, с. 5—19.
- Величко А. А., Фаустова М. А., Исаева Л. Л. Палеогеографические реконструкции последнего оледенения в северном полушарии // Четвертичная палеоэкология и палеогеография Северных морей. М., Наука 1988, с. 27—43.
- Климанов В. А. Количественные характеристики климата северной Евразии в позднеледниковье // Изв. АН СССР, география, 1990, с. 116—126.
- Кузнецова Т. П. Особенности криогенного строения среднеледниковых отложений в районе мыса Салемал (нижнее течение р. Обь) // Природные условия Западной Сибири, вып. 3. М., Изд-во МГУ, 1973, с. 170—174.
- Лазуков Г. И. Плейстоцен территории СССР. М., Высшая школа, 1989, с. 320.
- Матишов Г. Г., Павлова Л. Г. Общая экология и палеогеография полярных морей. Л., Наука, 1988, 223 с.
- Оськина Н. С., Иванова Е. В., Блюм Н. С. Климатическая зональность Атлантического, Индийского и Тихого океанов в плиоцене // Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 2, с. 400—407.
- Павлидис Ю. А., Ионин А. С., Щербаков Ф. А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М., ГЕОС, 1998, 187 с.
- Полякова Е. И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М., Научный мир, 1997, 145 с.
- Попов А. И. Четвертичный период в Западной Сибири // Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., Изд-во МГУ, 1959.
- Розенбаум Г. Э., Шполянская Н. А. Криолитозона Российской Арктики в среднем плейстоцене—голоцене // Изв. РАН, сер. географ., 1998, № 3, с. 32—48.
- Розенбаум Г. Э., Шполянская Н. А. История развития криолитозоны Американской Арктики в позднем кайнозое // Криосфера Земли, 1998, т. II, № 2, с. 9—17.
- Соловьев В. А. Прогноз распространения реликтовой субарктической мерзлой зоны (на примере восточно-арктических морей) // Криолитозона арктического шельфа. Якутск, 1981, с. 28—38.
- Херман И. Палеоокеанология Арктического бассейна в позднекайнозойское время и ее связь с глобальным климатом // Океанология, 1983, т. XXIII, вып. 1.
- Хопкинс Д. М. История уровня моря в Берингии за последние 250 000 лет // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976, с. 9—32.
- Хотинский Н. А., Алешинская З. В., Климанов В. А. и др. Новая схема периодизации ландшафтно-климатических изменений в голоцене // Изв. АН СССР, география, 1991, № 3, с. 30—42.
- Шполянская Н. А. Мерзлая зона литосферы Западной Сибири и тенденции ее развития. М., Изд-во МГУ, 1981, с. 163.
- Шполянская Н. А. О возможности промерзания донных отложений в Арктических морях // Вестн. МГУ, географ., 1989, № 5, с. 72—78.
- Шполянская Н. А. Субмаринный криолитогенез в Арктике // Мат. гляциол. исслед. Хроника, обсуждения, 1991, вып. 71, с. 65—70.
- Allen D. M., Michel F. A., Judge A. S. The permafrost regime in the Mackenzie Delta, Beaufort Sea region, N.W.T. and its significance to the reconstruction of the palaeoclimatic history // J. Quaternary Science, 1988, vol. 3(1), p. 3—13.
- Arthur M. A. Paleoclimatological events—recognition, resolution and reconsideration // Reviews of Geophysics and Space Physics, 1979, vol. 17, № 7, p. 1474—1494.
- Barnosky C. W., Anderson P. M., Bartlein P. J. The northwestern U.S. during deglaciation; vegetational history and palaeoclimatic implications // The geology of North America. K-3, North America and Adjacent Oceans during the Last Deglaciation. 1987.
- Berggren W. A. Role of ocean gateways in climate change // Stockholm Contributions in Geology, 1981—1982, vol. 37, p. 9—20.
- Brigham I. K., Miller G. H. Palaeotemperature estimates of the Alaskan Arctic coastal plain during the last 125 000 years // Permafrost. Fourth Int. Conf. Proceed., Washington, D.C., 1983, p. 80—85.
- Brown R. J. E. Permafrost in Canada. University of Toronto Press, Toronto, Ontario, 1970, 234 p.
- Brown R. J. E., Pewe T. L. Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment: a review 1963—1973 // Permafrost: The North American Contribution to the Second International Conference. Washington, D.C., 1973, p. 71—100.
- Burn C. R. Permafrost, tectonics and past and future regional climate change, Yukon and adjacent Northwest Territories Canadian // J. Earth Sciences, 1994, № 31, p. 182—191.
- Emilian C. Pleistocene temperatures // Science, 1970, vol. 168, № 3933.
- England I., Bradley R. S. Past glacial activity in Canadian High Arctic // Science, 1978, vol. 200, № 44339, p. 265—270.

- Hansen B. L., Langway C. C. Deep core drilling in ice core analysis at Camp Century, Greenland, 1961—1966 // Antarctic, 1966, J.U.S, № 1(5), p. 207—208.
- Mackay J. L. Offshore permafrost and ground ice, southern Beauforth Sea, Canada // Can. J. Earth Sciences, 1972, № 9, p. 1550—1561.
- Muller F. Englacial temperature measurements on Axel Heiberg Island. Canadian Arctic Archipelago // I.A.S.H. Commission of Snow and Ice, 1963, № 61, p. 168—180.
- Olausson E. On the Cenozoic oceans : evidens of the calcium carbonate content $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1988, vol. 67, № 1—2, p. 103—118.
- Osterkamp T. E., Gosink J. P. Variations in permafrost thickness in response to changes in palaeoclimate // J. Geophys. Res., 1991, vol. 96, p. 4423—4434.
- Pewe T. L. Fairbenks area // Ed. T. N. V. Karlstorm. Guidebook of INQUA field conference, Central and South Central Alaska. Nebraska Academy of Sciences, Lincoln, 1965, p. 6—36.
- Pewe T. L., Berger G. W., Westgate I. A. Past major global warming in 3 Myr loess record, Central Alaska, USA; Indicated by three buried taiga forest beds: 2 Myr, 125 Ka, 10 Ka // Terra Nostra, XIV International Congress INQUA. Abstracts, Berlin, 1995, p. 198.
- Rampton V. N. Quarternary geology of the Yukon Coastal Plain // Bull. Geological Survey, Canada, 1982, p. 1—49.
- Rea D. K., Schrader H. Late oligocene onset of glaciation: ice-rafting and diatom stratigraphy of North Pacific DSDP cores // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1985, vol. 49, № 3—4, p. 313—325.
- Ritchie J. C. Past and Present vegetation of the Far Northwest of Canada. University of Toronto Press. Toronto, 1984, p. 251.

*Поступила в редакцию
22 декабря 1998 г.*