

ФОРМИРОВАНИЕ ЭКОСИСТЕМ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ В УСЛОВИЯХ ЗАРОЖДЕНИЯ И РАЗВИТИЯ КРИОСФЕРЫ В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ ЕВРАЗИИ

Величко А.А.¹, Фаустова М.А.¹, Писарева В.В.¹, Тумской В.Е.^{1,2}, Борисова О.К.¹,
Кононов Ю.М.¹, Куренкова Е.И.¹, Тимирева С.Н.¹, Зюганова И.С.¹, Титов В.В.³,
Тесаков А.С.⁴

¹ *Институт географии Российской Академии наук (ИГ РАН), Москва, Россия*
paleo_igras@mail.ru

² *Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия*
vtumskoy@rambler.ru

³ *Институт аридных зон Южного научного центра РАН (ИАЗ ЮНЦ РАН), Ростов-на-Дону, Россия*
vvtitov@yandex.ru

⁴ *Геологический институт Российской Академии наук (ГИН РАН), Москва, Россия*
tesak-ov@yandex.ru

Арктика или арктическая зона представляет собой северную полярную область Земли, включающую Северный Ледовитый океан, а также прилегающие окраины материков Евразии и Северной Америки. В зависимости от поставленных задач существуют разные критерии выделения южной границы арктической зоны. Так, например, в Большом энциклопедическом словаре [1] указано, что Арктика ограничена с юга Северным полярным кругом (66°33' с. ш.). В Атласе Арктики [2] дается определение, что Арктика – северная полярная область Земли, к которой относятся территории, находящиеся в пределах средней многолетней изотермы июля +10°C. Однако особый интерес представляет Арктика как область распространения определенных ландшафтов формирующихся в условиях сурового климата. В этом случае южной границей арктической зоны принято считать предел распространения тундры и лесотундры.

арктическая зона охватывает значительные территории России. Воздушные массы, формирующиеся в зоне Арктики, влияют на обширные пространства суши Северного полушария. Один из важнейших природных компонентов Арктики – криосфера, включающая наземное оледенение, морские льды и криолитозону. В связи с постоянными изменениями глобального и регионального климата границы и состояние криосферы испытывают значительные изменения, что отражается на многих компонентах окружающей среды, а в последние десятилетия – и на хозяйстве северных территорий. Существующие ландшафты тундр и полярных пустынь появились в результате резкого похолодания, которое началось в кайнозое, когда в высоких широтах происходила смена типов климата – от субтропического до арктического.

Исследования, охватывающие историю возникновения основных компонентов арктической зоны с учетом их хронологической дифференциации, позволяют выявить тренд дальнейшей динамики ее развития.

На основе использования результатов комплекса палеогеографических и палеоклиматических методов устанавливается последовательность событий последних 36,5 млн лет в высоких широтах Евразии.

Возникновение и процесс становления арктической зоны

Начиная с олигоцена (33,9 – 23,03 млн л.н.) наблюдается общий тренд глобального похолодания, в процессе которого 24 млн л.н. возникает наземное оледенение (Антарктида). В Северном полушарии совершается переход полтавской тропической и субтропической эоценовой флоры к умеренной листопадной тургайской. На севере Якутии в позднем олигоцене, согласно палинологическим данным, отмечено распространение хвойных и мелколиственных древесных пород, являющихся

прообразом современных таежных лесов. Впервые в спектрах отмечена пыльца кустарниковых видов березы и ивы, а среди диатомовых – присутствие холодолюбивых водорослей, свидетельствующих о появлении плавучих льдов в Полярном бассейне [3]. Резкое понижение температуры в начале раннего миоцена ~ 23 млн л.н. (аквитанское время) привело к повсеместному смещению наиболее теплолюбивой растительности к югу. К этому времени относятся находки в океанских осадках Северной Атлантики и Баренцева моря обломков ледникового разноса, что связано с развитием в приарктических районах суши горного оледенения [4, 5].

В последующее бурдигальское потепление (1-й климатический оптимум миоцена) до берегов арктического бассейна происходило распространение мезофильных полидоминантных широколиственных лесов с примесью субтропических пород [6, 7]. Во второй половине среднего миоцена (около 15,5 млн л.н.) в результате глобального похолодания произошла их деградация. На территории Арктики распространились темнохвойные леса с участием мелколиственных пород – березы, ольхи, ивы. Из числа широколиственных исчезли субтропические породы. На Северо-Востоке в горных районах появились первые представители тундровой группировки [8].

Похолодание в конце среднего миоцена (около 12,5 млн л.н.) сменилось потеплением (второй климатический оптимум миоцена), когда в Северном полушарии восстанавливались хвойные и мелколиственные леса с участием теплолюбивых и влаголюбивых пород [6]. Новое глобальное похолодание (около 10 млн л.н.) привело к постепенному исчезновению широколиственных пород и таксодиевых лесов умеренного пояса, а также активизации процесса аридизации во внутренних районах Азии.

Ко второй половине миоцена относятся сведения о значительном ледовом разноразносе в субполярной области Атлантике [9, 5]. Потепление позднего миоцена – начала плиоцена сменилось похолоданием и аридизацией. В конце плиоцена появляются признаки многолетней мерзлоты на Северо-Востоке Азии. В приарктических районах Евразии появились леса таежного типа, а на Северо-Востоке Азии отмечены представители группировок тундровой растительности [3]. Снижение солености Мирового океана могло способствовать образованию на отдельных участках полярного бассейна морских льдов, но очередное потепление, наступившее около 4,7 млн л.н., приводило к их быстрому таянию. Об этом свидетельствуют находки тепловодных тихоокеанских моллюсков [10]. Состав микрофауны из глубоководных осадков Атлантического океана позволяет предполагать о смещении Гольфстрима в интервале 4,5 – 3,3 млн л.н. к северу [10]. В Восточной Сибири и на Чукотке во время этого потепления (разрез Эльгыгытгын, интервал 3,55 – 3,4 млн л. н.) произрастали темнохвойные леса с елью, сосной, пихтой, лиственницей, тсугой [11].

Во второй половине плиоцена – 3,5 – 2,9 млн л.н. на фоне перехода к арктическому климату во время глобального похолодания около 3,3 млн л.н. сложились благоприятные условия для формирования крупного полярного оледенения в Северном полушарии [9, 5]. В Европейском секторе существовало оледенение в Норвегии и на прилегающем шельфе Баренцева моря, на островах Гренландии и Исландии. Возможно, уже к этому времени относится оледенение на западной окраине Баренцевоморского шельфа у острова Медвежий [12]. Согласно палеоботаническим данным по разрезу Эльгыгытгын (Чукотка), в интервале 3,35 – 3,275 млн л.н. распространяются и становятся господствующими тундровые и степные сообщества [11]. В горах Пutorана (р. Курейка) отмечены находки дриасовой флоры с *Dryas octopetala*, *Potentilla nivea*, карликовой березой, ольховником, полярными ивами, вересковыми [13].

Конец плиоцена/начало плейстоцена (2,6–2,4 млн л.н.) ознаменовался глубокими ландшафтными изменениями и частотой ледниковой ритмики. В Европейском секторе

Арктики разрастались Скандинавский ледниковый покров и покровы на арктических архипелагах Шпицбергена, Северной Земли и Новой Земли, занимавших значительную часть Евроазиатской Арктики [14]. С этим интервалом связано возникновение перигляциальных ландшафтов (рис. 1), распространение тундроподобных и степных сообществ в Восточной Сибири, а также на Чукотке, формирование мерзлых толщ на Колымской низменности [8].

Резкие изменения гидротермического режима в плейстоцене обусловили отчетливое чередование во времени холодных (ледниковых) и теплых (межледниковых) интервалов [15]. Начиная с раннего плейстоцена фиксируется не менее 6-7 ледниковых покровов. Самое крупное оледенение Европы за всю историю плейстоцена было в раннем плейстоцене – донское оледенение, которое, зародившись в Скандинавии, проникало далеко на юг до 48-49°с.ш. Последующее оледенение конца раннего плейстоцена – окское, по размерам уступало донскому. В интервале среднего плейстоцена распространялось второе по размерам после донского – днепровское оледенение с московской стадией, которое распространялось до широты 49-50°с.ш. В позднем плейстоцене выделяются два главных этапа развития оледенения – ранневалдайское и поздневалдайское. Позднеплейстоценовые оледенения были наименьшими по размерам, но климатические условия позднего плейстоцена характеризуются как крайне суровые. Установленная тенденция к уменьшению размеров ледниковых покровов от более ранних к более поздним, существенно отличается от развития многолетней мерзлоты. Так, в холодные фазы раннего плейстоцена на территории Евразии формировались только грунтовые жилы, в среднем плейстоцене появляются признаки многолетней мерзлоты с образованием повторно-жильных льдов. Максимального развития и распространения многолетняя мерзлота достигла в позднем плейстоцене, когда на территории Евразии мощность многолетнемерзлых толщ была до 1500 м. На территории Восточно-Европейской равнины многолетняя мерзлота распространялась до широты 47°с.ш. Таким образом, в развитии двух феноменов ледниковых эпох, связанных с холодом проявляется некая закономерность: в более влажные периоды (ранний и средний плейстоцен) происходило разрастание ледников и слабое развитие признаков мерзлоты, а при уменьшении влажности (поздний плейстоцен) наоборот происходило максимальное развитие мощного подземного льда и слабое развитие оледенения [16].

Поздний плейстоцен – голоцен

Активизация криосферных процессов, приводивших к формированию современной арктической зоны, особенно четко проявилась в эпоху последнего ледниково-межледникового цикла и голоцена. Вслед за последним межледниковьем, начавшимся ~ 135 тыс. л.н., наступила ранневалдайская (зырянская) ледниковая эпоха.

Динамика ледниковых систем в Арктике

Похолоданию в начале последней ледниковой эпохи около 110 тыс. л.н. (стадия хернинг₂ – МИС 5d) в Европейском секторе отвечало оледенение, ограниченное преимущественно горными районами Северо-Западной Скандинавии [17, 18]. Это время характеризовалось развитием криогенных процессов, широким распространением разреженных березовых лесов и кустарничковых формаций [19, 20]. С последующим похолоданием около 90 тыс. л.н. (стадия редесталь – МИС 5b) связано разрастание Скандинавского ледникового покрова, который частично выходил на прилегающий шельф на своей юго-западной и северной окраине [18, 21]. Это похолодание отмечено ярким проявлением криогенеза (смоленская фаза-б криогенеза) [22]. В приледниковой зоне Западной Европы в холодные стадии раннего валдая господствовали арктические степи с участками тундровой растительности и березового

редколесья, с широким развитием отложений со следами криотурбации и солифлюкции.

На северо-востоке Восточно-Европейской равнины и в Азиатском секторе в раннем валдае оледенение занимало большую площадь, чем в позднем валдае [14]. Оно распространялось на территориях Большеземельской Тундры, Ямала и Гыдана, в низовьях Оби и бассейне Енисея до устья Нижней Тунгуски. Суша севера Западной Сибири была занята березовым редколесьем [23], восточнее большие площади занимали горные тундры [24].

В среднем валдае (60-25 тыс. л.н.) произошло потепление климата (брянский – каргинский мегаинтерстадиал), в течение которого резко сократился Скандинавский ледниковый щит, вплоть до размеров в пределах Скандинавского нагорья. В средних широтах Евразии, восстановилась лесная растительность, а в оптимум этого интервала климатические условия были близки к современным.

В конце валдайской эпохи, во время поздневалдайского ледникового максимума (около 20 тыс. л.н.) Скандинавский ледниковый покров распространился за пределы Скандинавского шельфа [25, 26] (рис. 2). В Арктическом бассейне формировалась сложная подвижная система из небольших локальных ледниковых полупокровов и покровов, временами частично соединявшихся и выходивших на шельф. Так, на Британских островах и Шпицбергене существовало полупокровное оледенение, восточнее – на полярных островах Земли Франца Иосифа и Новой Земли – локальные ледниковые покровы [27, 14, 28]. На осушенном шельфе в Атлантическом секторе господствовали разнотравные ассоциации, а на шельфе крайнего севера Восточной Европы располагалась арктическая тундра. В приледниковой зоне Западной Европы господствовали формации типа субарктических лугов, равнинных кустарниковых тундр и березовых редколесий. В Восточной Европе преобладали тундровые и степные сообщества с галофильными травянистыми группировками, местами с островными участками лиственничного и березового редколесья [19]. Северо-восток Европейской равнины, равнины Западной Сибири и Северо-Востока в это время не покрывались льдами. В Азиатском секторе Арктики были широко развиты гляциоморские осадки, но на некоторых островах были локальные ледниковые покровы [29]. В горах Средней Сибири и Северо-Востока преобладающим было горно-долинное оледенение [30, 31]. На осушенном шельфе господствовали ландшафты арктической пустыни в сочетании с травянисто-моховыми тундрами и галофитными группировками. Такие же группировки прослеживались на равнинах суши Западной и Средней Сибири [32], а южнее они сменялись на кустарниково-моховую и кустарниково-травяную тундру с участками елово-березового редколесья, на Северо-Востоке – кустарниково-моховую горную тундру.

История развития криолитозоны Арктики

В эпоху микулинского (казанцевского) межледникового мерзлые толщи и криолитозона в целом значительно сокращали свое распространение и мощности. Деградация мерзлых пород происходила в основном снизу, за счет потока внутриземного тепла [33], и в меньшей степени сверху, за счет повышения среднегодовых температур пород.

Южная граница мерзлых толщ, сформировавшихся к концу среднего плейстоцена, сместилась далеко на север. В пределах Кольского полуострова и на северо-востоке Восточно-Европейской равнины с поверхности мерзлые толщи деградировали почти повсеместно, хотя предполагается сохранение их в виде реликтового слоя [34]. К северу сместились границы мерзлых толщ в Западной Сибири, примерно до широты полярного круга. В Средней Сибири и в восточной Арктике деградация криолитозоны проявилась в повышении температуры горных пород и протаивании мерзлых толщ под

термокарстовыми озерами. При этом на многих участках продолжалось формирование синкриогенных пород.

На территории арктического шельфа в это время развивалась трансгрессия [35]. В западной части Арктики она привела к затоплению окраинной части материка, что, по-видимому, связано с замедленным гляциоизостатическим поднятием земной коры в краевой области предыдущего оледенения. В результате здесь преобладало накопление морских отложений, а мерзлые породы, сформировавшиеся на шельфе во время предыдущей регрессии, по-видимому, полностью деградировали или перешли в реликтовое состояние. На Восточно-Сибирском шельфе уровень моря не повышался до современных значений. Исключение составляет северо-восток Новосибирских островов, где в это время происходила деградация небольшого среднеплейстоценового ледникового покрова. На его месте происходило накопление относительно мелководных морских отложений, распространенных в настоящее время на островах Фаддеевский и Новая Сибирь [36]. На оставшейся осушенной внутренней зоне шельфа мерзлые толщи сохранялись, лишь уменьшившись по мощности, а на внешнем шельфе деградировали, вероятно, полностью [37].

110-90 тыс. л.н. термохрон сменяется позднеплейстоценовым криохроном с общим трендом понижения температур воздуха, достигших минимума 20-18 тыс. л.н. Происходит повсеместная аградация мерзлых толщ, выраженная в арктической зоне увеличением их сплошности, мощности и понижением среднегодовых температур пород. Одновременно происходит интенсификация криогенных процессов, в первую очередь морозобойного растрескивания, пучения, морозного выветривания и т.д.

В арктической зоне Восточно-Европейской равнины, вне области распространения скандинавского ледникового покрова, мерзлые толщи имели сплошное распространение, а их среднегодовые температуры были ниже современных, по разным оценкам, на 10-18°C [38]. В арктической зоне Западной Сибири во время зырянского похолодания происходило интенсивное многолетнее промерзание отложений. По данным математического моделирования около 50 тыс. л.н. мощность мерзлых толщ в этом районе составляла 200-350 м. Под ледниками, занимавшими Зауральскую и Приенисейскую части Западной Сибири, мощности мерзлых пород могли достигать 500-600 м. На арктическом шельфе также происходила аградация мерзлых пород, мощность которых на осушенной части могла достигать 50-100 м [39].

На севере Средней Сибири и в Северной Якутии в зырянское похолодание среднегодовые температуры пород были на 10-15°C ниже, чем современные. Мощности криолитозоны увеличивались до 1500 и более метров, особенно в пределах севера Сибирской платформы и горных сооружений Верхоянья [40]. На поверхности сохранившихся и вновь образовавшихся эпикриогенных мерзлых пород накапливались специфические синкриогенные отложения ледового комплекса. Они были распространены на приморских низменностях, в межгорных котловинах и на значительной части осушенного арктического шельфа.

Во время относительного потепления каргинского (брянского) мегаинтерстадиала (60-25 тыс. л.н.) в Западной Сибири мерзлые породы могли протаивать сверху на 50-100 м, что приводило к их частичной деградации южнее 65-66° с.ш. Севернее протаивание сверху также происходило, однако, оно уменьшалось по направлению к побережью [41]. В восточном секторе Арктики каргинское (молотковское) потепление проявилось в наименьшей степени. На большей части территории сохранялись суровые климатические условия и низкие среднегодовые температуры пород, бывшие на 2-4°C ниже современных. Каргинский интерстадиал проявился здесь в некотором увеличении мощности сезонно-талого слоя и образовании многочисленных линз торфяников [42].

В максимум поздневалдайского (сартанского) похолодания (20-18 тыс. л.н.), криолитозона имела наибольшее распространение (рис. 3). На территории Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири ее южная граница проходила примерно по 47-49° с.ш., а мощности криолитозоны в арктической зоне достигали 600-800 м, в целом увеличиваясь на восток [41]. Среднегодовая температура пород опускалась до -10°C и ниже, на севере Западной Сибири до -15°C, а еще восточнее до -25°C. Мощности криолитозоны составляли 1000-1200 м в низовьях Енисея, до 1800 м - на севере Средней Сибири и до 1000-1500 м в Северной Якутии и в горах Верхоянья [43]. На поверхности суши и на значительной части осушенного до современных изобат 100-120 м арктического шельфа продолжалось интенсивное морозобойное растрескивание и формирование отложений ледового комплекса. Их суммарная мощность к концу позднего плейстоцена достигала 80-100 м. Мощности образовавшейся шельфовой криолитозоны существенно зависели от хода протекания регрессии и последующей трансгрессии моря и периода промерзания. Результаты моделирования эволюции шельфовой криолитозоны показали, что ее максимальные мощности на территории современного внутреннего шельфа достигали 800-1000 м и постепенно уменьшались по направлению к континентальному склону [33].

Начавшееся 11-10 тыс. л.н. голоценовое потепление привело к деградации мерзлых толщ. Южная граница распространения криолитозоны сместилась к северу на 1-2 тысячи километров [43]. В европейской части России она проходила севернее полярного круга, в Западной Сибири - примерно по 68° с.ш., в Средней Сибири в пределах бассейна реки Лены поднялась до 60° с.ш., а восточнее огибала с юга Байкальскую горную область и спускалась к Тихому океану в районе 61° с.ш.

Мерзлые толщи, сформировавшиеся южнее этой границы в сартанское похолодание, оттаяли с поверхности на различную глубину. Почти полному оттаиванию подверглись породы, имеющие в современных условиях среднегодовые температуры выше -3°C. Севернее этой границы протаивали только массивы песков, породы под термокарстовыми озерами, на склонах южной экспозиции и т.д. Расчеты показывают, что к концу климатического оптимума в коренных породах протаяли эпикриогенные мерзлые толщи мощностью 200-250 м, а в дисперсных отложениях с поверхности могли протаять толщи мощностью до 100-150 м [44]. К концу голоценового климатического оптимума маломощные мерзлые толщи на юге криолитозоны оттаяли полностью, а на севере - частично с поверхности и снизу. В результате образовался слой "реликтовых мерзлых пород", который в настоящее время сохранился на севере Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири [45, 46]. Деградация криолитозоны в голоценовый оптимум сопровождалась широким развитием озерного термокарста, глубина сезонного оттаивания превышала современную в 1,5-2 раза. В ходе послеледниковой трансгрессии моря криолитозона на арктическом шельфе интенсивно деградировала. К настоящему времени на значительной части внешнего шельфа мерзлые породы, по-видимому, полностью деградировали, а во внутренней зоне шельфа они сохраняются в реликтовом виде на юго-востоке Баренцева и Карского морей, а также в пределах значительной части восточно-арктического шельфа.

Во время позднеголоценового похолодания произошла новая аградация мерзлых толщ и смещение южной границы криолитозоны до ее современного положения. Породы, оттаявшие в голоценовом оптимуме, частично промерзли с поверхности, в результате чего в южной части криолитозоны на территории Восточно-Европейской равнины, в центральной части Западной Сибири образовалась двухслойная мерзлота.

Становление арктического комплекса фауны млекопитающих

Формирование собственно арктической фауны было связано с развитием позднеплейстоценовой валдайской ледниковой эпохи. Эта эпоха, как известно,

сопровождалась не только значительным снижением сезонных и годовых температур, но и весьма существенным усилением континентальности и аридизации климата. В результате на обширных территориях Голарктики сформировалась криолитозона с господством преимущественно открытых ландшафтов, в которых травяные биоты обладали высокой продуктивностью [47]. Продуктивность злаково-разнотравных и осковых сообществ этих экосистем не уступала таковой африканских саванн [48] или пойменных и остепненных лугов [47]. Район перигляциальной тундростепи обладал еще одним важным ресурсом – водой, источником которой являлись реки, питаемые ледниками, термокарстовые озера и грунтовые льды [49]. В результате, данная экосистема была заселена животными, обитавшими на территории Евразии и, отчасти, Северной Америки, которые имели адаптации к обитанию в холодных условиях.

Евразийская фауна, населявшая открытые и полуоткрытые ландшафты в плейстоцене имела сложную историю. Начиная с конца плиоцена и на протяжении всего плейстоцена в Евразии происходило смешение животных африканского, азиатского и североамериканского происхождения. Однако формирование наибольшего количества филогенетических ветвей представителей арктической фауны связано со Средней Азией и Берингидой (северо-восток Сибири и Аляска). Условно перигляциальную «криоксеротическую» мамонтовую фауну можно разделить на две группы – фаунистические элементы, имевшие внутриконтинентальное среднеазиатское и арктическое происхождение [50]. Яркими представителями первой группы являются шерстистый мамонт *Mammuthus primigenius*, шерстистый носорог *Coelodonta antiquitatis*, лошадь *Equus lenesis*, бизон *Bison priscus* и сайгак *Saiga borealis*. А с территорией Берингиды связано становление таких таксонов как настоящие *Lemmus sibiricus* и копытные лемминги *Dicrostonyx torquatus*, песцы *Alopex lagopus*, северные олени *Rangifer tarandus*, овцебыки *Ovibos moschatus*. Многие холодостойкие элементы арктической фауны были сформированы уже на данной территории преимущественно из форм среднеазиатского происхождения (в частности, с территории равнин севернее Гималаев, подвергшихся аридизации в первую очередь) еще в доплейстоценовое дооленское время [51]. Происхождение или становление практически всех таксонов мамонтовой фауны в той или иной мере также было связано с северо-востоком Сибири. Сложившаяся ассоциация была настолько успешной, что получила широкое панъевразийское распространение. Важным этапом, предшествовавшим появлению перигляциального териокомплекса, был среднеплейстоценовый период перестройки евразийских фаун в период окского похолодания (Elsterian, Anglian) примерно 480-400 тыс. л.н. (морская изотопная стадия МИС 12) при перестройке тираспольского фаунистического комплекса Восточной Европы (=вяткинского комплекса Западной Сибири) в хазарский (=прииртышский комплекс Западной Сибири), когда в сообществах стали преобладать обитатели открытых степных ландшафтов. Собственно мамонтовый позднеплейстоценовый комплекс сформировался после микулинского межледникового (МИС 5е) с началом валдайской ледниковой эпохи. После средневалдайского мегаинтерстадиала (МИС 3) появилась поздняя стадия мамонтового комплекса, охарактеризованная, в основном, сокращением биоразнообразия.

Изменения растительности арктической зоны в голоцене

Интегральным показателем изменений состояния растительности и климата Арктики и Субарктики является положение северной границы леса. Реконструкция масштабов и скоростей ее сдвигов в течение голоцена представляет большой интерес, поскольку в климатический оптимум голоцена среднеглобальная температура была приблизительно на 1° выше современной, что соответствует ожидаемому уровню потепления в первые десятилетия XXI в. [52]. Данные пыльцевого анализа, изучения ископаемой древесины, шишек, хвои и прочее в сочетании с радиоуглеродным датированием позволяют

установить основные закономерности распространения видов деревьев, образующих северную границу распространения древесной растительности, и реконструировать ее сдвиги в течение голоцена. В разных секторах Евразии эту границу образуют разные породы хвойных деревьев: на Кольском п-ове – сосна обыкновенная, от Канина п-ова до западных предгорий Полярного Урала – ель сибирская, на Полярном Урале, в Сибири и на Северо-Востоке Азии вплоть до Западной Чукотки – виды лиственницы [53]. Распространение древесной растительности определяется в основном температурами и длительностью вегетационного периода: как северный, так и высотный пределы расселения названных выше пород деревьев приблизительно соответствуют средней температуре июля ($T_{\text{июля}}$) 10-12°C [2]. Как палинологические данные, так и многочисленные датировки ископаемой древесины, обнаруженной в современной зоне тундры, свидетельствуют о значительных масштабах ландшафтно-климатических изменений в Арктике на протяжении голоцена.

Пыльцевой анализ торфа и озерных осадков в зонах тундры, лесотундры и северной тайги на Кольском п-ове показал, что уже в раннем голоцене (10,3-8,5 тыс. ^{14}C лет назад, или 11,5-9,5 тыс. калибр. л.н.) в этом регионе происходило быстрое расселение березы и возрастание ее роли в сообществах [54, 55]. Как пионерная древесная порода береза первой отреагировала на потепление и в других секторах Евразии [56, 57]. Последующий рост содержания пыльцы сосны в озерных отложениях показывают, что распространение сосны и ее внедрение в березовые сообщества на Кольском п-ове началось 9,5-8 тыс. калибр. л.н. [55]. Многочисленные находки древесины сосны за пределами ее современного ареала говорят о том, что с 6,7 до 3,8 тыс. л.н. сосна росла на 20-25 км севернее и на 40 м выше в горах Кольского п-ова. Наибольшая густота древостоев сосны к северу от современной границы ее распространения достигалась 7-5 тыс. л.н. [58]. Начиная с 5,3-5 тыс. калибр. л.н. содержания пыльцы сосны в зоне лесотундры резко снизились, что отражает деградацию сосновых лесов вследствие похолодания. Макроостатков сосны с возрастом менее 3,7 тыс. калибр. л.н. на Кольском п-ове к северу от ее современного ареала не найдено [58]. Растительность, подобная современной, сложилась на Кольском п-ове около 3 тыс. калибр. л.н. На основе палеоботанических данных потепление среднего голоцена во внутренних районах Кольского п-ова оценивается в ~2°C. В прибрежной полосе потепление не превышало 1-1,5°C, что, вероятно, связано с охлаждающим влиянием Барцева моря [55].

В низовьях бассейна р. Печоры в мерзлых торфяниках была обнаружена древесина лиственницы, реже – древовидной березы и ели [59]. Датирование показало, что 5,3-3,5 тыс. ^{14}C л.н. лиственница в этом регионе была распространена почти на 100 км севернее, чем сейчас. Позднее лиственница отступила к югу, тогда как древовидная береза росла в Малоземельской тундре еще ~3,8 тыс. л.н. [57]. Палеоботанические данные и ^{14}C датировки по разрезам торфяников, расположенных на Печорской низменности, примерно в 70 км к северу от г. Нарьян-Мар, показывают, что береза пушистая распространилась на этой территории вскоре после 11 тыс. ^{14}C л.н., а ель сибирская – около 8,9 тыс. ^{14}C л.н. [60]. Наибольшая густота древостоев достигалась 6,3-5 тыс. ^{14}C л.н. По оценкам Välranta et al. [60], в этом районе $T_{\text{июля}}$ и $T_{\text{год}}$ в оптимум голоцена превышали современные температуры на 2-3°C. Похолодание, начавшееся 5-4,8 тыс. ^{14}C л.н., вызвало деградацию лесных сообществ и развитие многолетней мерзлоты. Резкое смещение границы леса к югу произошло ~3,2 тыс. л.н., и после 3 тыс. л.н. распространение лесных сообществ приблизилось к современному. Ближайшие к изученным разрезам участки леса находятся в лесотундре около г. Нарьян-Мар. ^{14}C датирование ископаемых макроостатков *Picea obovata*, найденных в Большеземельской тундре и в предгорьях Полярного Урала, показало, что расселение

ели там началось ~11,5 тыс. л.н. и ~9,5 тыс. л.н. достигло побережья Баренцева моря [56]. На этом основании можно заключить, что $T_{июля}$ в это время превышала современную не менее, чем на 4°C. Датировки макроостатков *Larix*, собранных на Ямале, показывают, что до 4-3,5 тыс. л.н. граница распространения деревьев проходила там почти на 500 км севернее, чем в настоящее время [56]. Затем последовало быстрое отступление этой границы к югу.

На п-ове Таймыр граница леса и тундры в настоящее время занимает наиболее северное положение в пределах всей циркумполярной Арктики. На юго-западе Таймыра (район г. Норильск), в 60-70 км к северу от современной границы ареала были обнаружены стволы и пни лиственницы *in situ*; диаметр некоторых стволов в основании достигал 40 см. ^{14}C датирование древесины показало, что лиственница росла в данном районе 8,3-3,1 тыс. л.н. [59]. Большинство датировок приходится на атлантический период голоцена, что говорит о наибольшей густоте древостоев в это время. Пыльцевой анализ озерных осадков показал, что суббореальное похолодание вызвало сокращение доли древесной растительности, однако вплоть до 4,3 тыс. ^{14}C л.н. лиственница и (в меньшем количестве) ель на юго-западе Таймыра все еще росли почти на 70 км севернее, чем сейчас [59]. В современной лесотундре в районе г. Дудинка в разрезе торфяника были найдены шишки ели. Их датировка (8810 ± 80 л.н. – ИГАН-1492) показала, что ель в этом районе достигла современной северной границы своего ареала уже в середине бореала [56]. ^{14}C датировки ископаемой древесины свидетельствуют о том, что участки лиственничных лесов были распространены на берегах оз. Таймыр ($74^{\circ}32'$ с.ш.) ~6,9 тыс. л.н. [57].

В нижнем течении р. Лены серия образцов ископаемой древесины собрана вблизи о-ва Тит-Ары [59]. Сейчас лиственница по долине р. Лены достигает $\sim 72^{\circ}$ с.ш. Она растет на склонах южной экспозиции, защищенных от ветров, и в самых северных местонахождениях представлена стелющимися формами. Находки пней лиственницы *in situ* диаметром до 30-40 см в прикомлевой части показывают, что на месте современного криволесья росли крупные экземпляры лиственницы. Судя по ^{14}C датировкам, крупные экземпляры лиственницы росли в низовьях Лены в атлантическом периоде голоцена [59, 57]. Растительный покров в низовьях Лены в оптимум голоцена имел характер лесотундры, что в настоящее время отмечается на 110-120 км южнее ($70^{\circ}40'-70^{\circ}50'$ с.ш.). Обломок ствола лиственницы был найден в тундре вблизи побережья бухты Тикси. Его датировка (7744 ± 62 л.н.) позволяет предположить, что в начале атлантического времени голоцена лиственница в этом районе местами достигала современного побережья Северного Ледовитого океана. Деградация лесных сообществ к северу от современной границы леса в этом секторе Арктики также приходится на интервал 4-3 тыс. ^{14}C л.н.

Пыльцевой анализ голоценовых озерных отложений из горных районов Колымы и Индигирки, Северного Приохотья и Чукотки показывает, что для этих районов характерен резкий пик пыльцы кедрового стланика, которому соответствуют ^{14}C датировки ~8 тыс. л.н. [61]. Реконструкцию растительных сообществ, существовавших в окрестностях оз. Эльгыгытгын (Западная Чукотка) в раннем голоцене, существенно дополняют данные палеокарпологического анализа торфяников [62]. Так, например, в слое торфа с датировкой 9250 ± 90 л.н. обнаружено большое количество орешков ольховника, что хорошо согласуется с обилием его пыльцы в спектрах. Находка хвои *Larix gmelinii* в торфе говорит о том, что ~9-8 тыс. ^{14}C л.н. лиственница росла в окрестностях оз. Эльгыгытгын, т. е. на 400 км севернее границы ее современного ареала на Чукотке. Находки ископаемых остатков растений, современные ареалы которых лежат значительно западнее и южнее оз. Эльгыгытгын, свидетельствуют о более благоприятных, чем в настоящее время, климатических условиях в бореальном

периоде голоцена. Распространение лиственницы в этом районе показывает, что $T_{июля}$ превышала современную на 4-5°C. Этот период можно рассматривать как первый послеледниковый термический максимум голоцена в Берингии [62].

Таким образом, в раннем голоцене в северной Евразии происходило быстрое расселение древесных пород на территории, которые в позднеледниковье были заняты безлесными сообществами перигляциальной тундры. Этому процессу способствовала повышенная летняя инсоляция, большая континентальность климата в связи с сохранением обширных участков осушенного шельфа и более глубокое проникновение теплых североатлантических водных масс на восток. В целом, наибольшее распространение лесных сообществ в высоких широтах Евразии достигалось в промежутки времени от 9 до 7 тыс. ^{14}C л.н. В период максимального продвижения древесных пород на север $T_{июля}$ вблизи арктического побережья превышала современную не менее чем на 2,5°C, а местами на 6-7°C. Отступление северной границы леса к югу началось 4-3 тыс. ^{14}C л.н. и происходило в условиях сокращения летней инсоляции, снижения температуры воды в Северном Ледовитом океане при уровне, близком к современному, и оживлении горного оледенения (неогляциал).

Последнее тысячелетие

К настоящему времени выполнены обширные дендроклиматические исследования для западного и центрального секторов Российской Арктики, которые позволили получить представление о динамике температурного режима теплого сезона исследуемой территории за последнюю тысячу лет (поздний голоцен). Именно в течение этого времени произошел последний цикл изменения температуры воздуха от существенного потепления к значительному похолоданию, вызвавшему активное развитие ледниковых систем. Средневековое потепление сменилось Малым ледниковым периодом (МЛП), завершившимся современным потеплением. Согласно палеоклиматическим исследованиям малый ледниковый период проявился на широкой территории и имел несколько фаз. На севере Европы значительное похолодание наступило во второй половине XII века, а самыми холодными были годы в конце XVII – начале XVIII веков [63, 64]. Температура в это время понижалась на 1,5–2°C от современной. В западно-сибирской Арктике (п-ов Ямал) устойчивый тренд к похолоданию выделяется с начала XI века, достигая минимального значения к началу XIX века, когда температура понижалась в отдельные годы на 2°C по сравнению с современной [65, 66]. На Таймыре Малый ледниковый период наступил в начале XII века [67, 68]. Здесь также самыми холодными были первые десятилетия XIX века с понижением температуры на 0,7–1°C. Современное потепление, сменившее МЛП, наступило во всех трех регионах в начале XIX века.

Во всех трех регионах четко выделяется потепление внутри МЛП. Наиболее значительно оно проявилось в европейской части Арктики. Также хорошо прослеживается закономерность его проявления во времени. Сначала потепление наступило на Таймыре (XIV век), затем на Ямале (XV век) и в последнюю очередь на Кольском полуострове (XVI век). Такая же закономерность связана и с величиной описываемого потепления. На востоке (п-ова Таймыр и Ямал) температура теплого сезона поднималась на 0,2–0,25°C, соответственно. В западном секторе (Кольский п-ов) потепление достигало 0,5–1°C.

Инициальный этап освоения человеком Арктики

Одним из важнейших событий плейстоцена стало расселение первобытного человека по равнинным территориям, которое началось еще в среднем плейстоцене, однако, главными регионами освоения тогда были южные пределы Северной Евразии. Изучение палеолитических стоянок указывает на последовательное продвижение человеческих коллективов в северном направлении, что, скорее всего, было связано с

миграциями животных, охота на которых лежала в основе хозяйственного уклада палеолитического общества. На Север человеческие сообщества проникают впервые, по всей видимости, в среднем палеолите по долине Камы в начале ранневалдайской ледниковой эпохи. Свидетельством тому служат местонахождения в бассейне Средней Камы (Пещерный Лог, Гарчи 1). Со временем средневалдайского мегаинтерстадиала связано проникновение людей до широты полярного круга (Мамонтова Курья в Восточной Европе и стоянка Янская в Сибири). Наличие памятников времени максимального похолодания последней, поздневалдайской, ледниковой эпохи в долине Камы (Талицкого) и на Урале (Медвежья пещера) свидетельствует об адаптации человека к экстремальным криоаридным условиям на фоне некоторого оттока населения в более южные районы. В условиях смягчения климата позднеледниковья (16–11 тыс. л.н.) ойкумена расширяется. На этот интервал приходится важный этап освоения – через «Берингийский мост» осуществляется расселение человека в высоких широтах Западного полушария. В эпоху мезолита и неолита (9000–4000 лет назад) человек проникает на Арктические архипелаги Старого Света. Около 4,5 тысяч лет назад люди достигают северных окраин Гренландии, а заселение Исландии произошло гораздо позднее, уже в историческое время [69].

Заключение

Полученные результаты позволяют говорить о том, что процесс становления современной арктической зоны охватывает интервал, начиная с олигоцена. Этот процесс выявляет существенную гетерохронность в формировании ведущих компонентов арктической зоны. Похолодание, в первую очередь, отразилось на появлении арктических элементов в растительности ~ 30 млн лет назад. Формирование другого ведущего компонента – оледенения – происходило в первой половине миоцена, около 10 млн лет назад. Признаки появления многолетней мерзлоты относятся к середине плиоцена ~ 4-5 млн лет назад. Поздний плейстоцен явился решающим в формировании арктической зоны, отвечающим криогенному этапу развития в истории четвертичного периода. Это нашло отражение в масштабах всего кайнозоя в максимум глобального похолодания ~ 22-20 тыс.л.н., когда в условиях глубокой регрессии океана криолитозона получила максимальное развитие и ограниченное развитие - ледниковые системы. В голоцене (с 11,7 тыс. л.н.) арктическая зона сформировалась как часть общей зональной системы, существующей до настоящего времени, представленная комплексами арктических полупустынь и кустарниковых тундр. Границы зоны определяются положением экотона лесотундра-тайга. К позднему плейстоцену относится и этап инициального освоения человеком Арктики.

На протяжении второй половины кайнозоя (начиная с олигоцена) каждое последующее межледниковье было холоднее предыдущего, при этом наземное оледенение занимало меньшие площади в каждую последующую ледниковую эпоху, тогда как криолитозона расширялась по площади и мощности.

Литература:

1. *Большой энциклопедический словарь*. Под ред. А.М.Прохорова, 1988, 75-76.
2. *Атлас Арктики*. Под ред. А.Ф. Трешникова. 1985, 204 с.
3. М.А. Ахметьев, В.М. Волобуева, Ю.Б. Гладенков, С.Д. Шелудченко. *Бюл. МОИП*, 1986, 61(4), 87-100.
4. J. Ehlers, Ph.L. Gibbard, Ph. Hughes. *Developments in Quaternary science*, 2011, **15**, 1–14.
5. T.O. Vorren, J.Y. Landvik, K Andreassen, J.S. Laberg. *Developments in Quaternary science*, 2011, **15**, 361–372.

6. М.А. Ахметьев, Г.М. Братцева, Р.Е. Гитерман, Л.В. Голубева, А.И. Моисеева. *Стратиграфия и флора позднего кайнозоя Исландии*, 1978, 188 с.
7. С.А. Лаухин, Н.О. Рыбакова, Ю.М. Трофимов. *ДАН СССР*, 1982, **265(2)**, 415-420.
8. Ю.П. Баранова, С.Ф. Бискэ. *Северо-Восток СССР. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока*. 1964, 289 с.
9. J. Knies, Matthiessen J., C. Vogt, J.S. Laberg, B.O. Hjelstuen, M. Smelror et al. *Quaternary Sci. Reviews*, 2009, **28**, 812-829.
10. И.И. Борзенкова, В.А. Зубаков. *Труды ГГИ*, 1985, **339**, 93-118.
11. А.А.Андреев, М. Меллес, Ф. Веннрих, Н.Р. Новачек, П.Е. Тарасов, Дж. Бриггем-Гретте, А.В. Ложкин, П.С. Минюх. *Общая стратиграфическая шкала России. Состояние и перспективы*, 2013, 376-378.
12. J. Scettem, D.A.R. Poole, L. Ellingssen, H.P. Sejrup. *Mar. Geology*. 1992, **103**, 15–51.
13. П.И. Дорофеев, А.А. Межвилк. *ДАН СССР*, 1956, **110(3)**, 540-544.
14. А.А. Величко, М.А. Фаустова, Ю.М. Кононов. *Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет*, 2002, 13–23.
15. *Изменение ландшафта и климатов за последние 65 миллионов лет*. Под ред. А.А.Величко, 1999, 260 с.
16. А.А. Величко. *Природный процесс в плейстоцене*. 1973, 256 с.
17. J. Lundqvist. *Extent and Chronology of Glaciations*, 2004, 401-413.
18. J. Mangerud, R. Gyllencreutz, Ö. Lohne, J. Svendsen. *Quaternary glaciations – Extent and Chronology*, 2011, 279-298.
19. В.П. Гричук. *История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене*, 1989, 183с.
20. *Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (северо-запад России)*, под ред. Е.П.Заррина, С.М.Шик. 2000, 99 с.
21. В.Я. Евзеров, С.Б. Николаева. *Геоморфология*, 2000, **1**, 61-73.
22. А.А. Величко, Э.М. Зеликсон, О.К. Борисова, Ю.Н. Грибченко, Т.Д. Морозова, В.П. Нечаев. *Изв. РАН. Сер. Геогр.*, **5**, 2004, 7-25.
23. С.С. Волкова. *Позднечетвертичная растительность и климаты Сибири и российского дальнего востока (Палинологическая и радиоуглеродная база данных)*, 2002, 196-256.
24. А.В. Ложкин, П.М. Андерсон. *Квартер-2005. Мат-лы IV Всерос. совещания по изуч. Четвертичн. Периода*, 2005, 231-233.
25. А.А. Асеев. *Древние материковые оледенения*, 1974, 319 с.
26. G.S. Boulton, P. Dongelman, M. Punkari, M. Broadgate. *Quaternary Sci. Reviews*, 2001, **20(4)**, 521-625.
27. А.А. Величко, М.А. Фаустова. *Палеоклиматы и палеоландшафты внутритропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен*», 2009, 31–41.
28. Ю.А. Павлидис, Ю.А. Богданов, О.В. Левченко, И.О. Мурдмаа. *Океанология*, 2005, **45(1)**, 92–106.
29. В.М. Макеев, Х.А. Арсланов, В.Е. Гарутт. *Докл. АН СССР*, 1979, **245(2)**, 421-424.
30. *Атлас снежно-ледовых ресурсов мира*. Под ред. В.М. Котлякова, М.Г. Гросвальда, Н.В. Давидович и др., 1997, **1**, 264 с.
31. O.Yu. Glushkova. *Quaternary Sci. Reviews*, 2001, **20(1–3)**, 405–418.
32. А.А.Величко, С.Н.Тимирева, К.В.Кременецкий, Г. МакДональд, Л. Смит. *Изв. РАН, сер. геогр.*, 2007, **4**, 16-28.
33. Н.Н. Романовский, Х.-В. Хуббертен. *Криосфера Земли*, 2006, **X(3)**, 61-68.















34. Н.Г. Оберман Реликтовая. *Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое*, 1985. 23-29.
35. П.Н. Каплин, А.О. Селиванов. *Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее*, 1999, 299 с.
36. В.Е. Тумской. *Криосфера Земли*, 2012, **16(1)**, 12-21.
37. Н.Н. Романовский, А.Л. Холодов, А.В. Гаврилов, В.Е. Тумской, Х.-В. Хуббертен, Х. Кассенс. *Криосфера Земли*, 1999, **III(2)**, 22-32.
38. Ю.К. Васильчук. *Изотопно-кислородный состав подземных льдов*, 1992, **1**, 420 с.
39. В.В. Баулин, А.Л. Чеховский. *Труды ПНИИИС*, 1976, **49**, 4-31.
40. И.А. Некрасов. *Криолитозона Северо-Востока и юга Сибири и закономерности ее развития*, 1976. 245 с.
41. В.В. Баулин, А.Л. Чеховский, С.Е. Суходольский. *История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных регионов)*, 1981, 41-60.
42. Т.Н. Каплина. *История развития многолетнемерзлых пород Евразии*, 1981. 153-181.
43. Н.Н. Романовский. *Основы криогенеза литосферы*, 1993. 336 с.
44. *Основы геокриологии. Региональная и историческая геокриология Мира*. Под ред. Э.Д. Ершова, 1998, 575 с.
45. *Геокриология СССР*. Под ред. Э.Д. Ершова. 1988, **1**, 358 с.
46. *Геокриология СССР*. Под ред. Э.Д. Ершова. 1989, **2**, 454 с.
47. А.А. Величко, Э.М. Зеликсон. *Мамонт и его окружение: 200 лет изучения*, 2001, 188-199.
48. S.A. Zimov, N.S. Zimov, A.N. Tikhonov, F.S. Chapin. *Quaternary Science Reviews*, 2012, **57**, 26-45.
49. A.A. Velichko, E.M. Zelikson. *Quaternary International*, 2005, **1**, 126-128, 137-151.
50. R.-D. Kahlke. *Quaternary Science Reviews*, 2014. **96**, 32-49.
51. А.В. Шер. *Берингия в кайнозое*, 1976, 227-241.
52. *Climate Change 2014. IPCC Fifth Assessment Synthesis Report*, 2014, 132 p.
53. *Ареалы деревьев и кустарников СССР*, 1977, **1**, 164 с.
54. К.В. Кременецкий, Т.В. Ващалова, С.В. Горячкин, А.В. Черкинский, Л.Д. Сулержицкий. *Бюл. МОИП. Отд. биол.* 1997, **102(3)**, 39-45.
55. K.V. Kremenetski, G.M. MacDonald, B.R. Gervais, O.K. Borisova, J.A. Snyder. *Quaternary International*, 2004, **122**, 57-68.
56. V. Kremenetski, L. D. Sulerzhitsky, R. Hantemirov. *Arctic, Antarctik and Alpine Research*, 1998, **30**, 317-333.
57. G.M. MacDonald, A.A. Velichko, C.V. Kremenetski, O.K. Borisova, A.A. Goleva, A.A. Andreev, L.C. Cwynar, R.T. Riding, S.L. Forman, T.W.D. Edwards, R. Aravena, D. Hammarlund, J.M. Szeicz, V.N. Gattaulin. *Quaternary Research*, 2000, **53**, 302-311.
58. G.M. MacDonald, B.R. Gervais, J.A. Snyder, G.A. Tarasov, O.K. Borisova. *The Holocene*, 2000, **10**, 143-147.
59. А.А. Величко, Г.М. Макдональд, К.В. Кременецкий, А.А. Андреев, О.К. Борисова, К. Дафф, Д. Зайц, Б. Зиб, С. Клайден, А. Левек, Т. Лэнг, Л. Свинар, Б. Уорнер, Т. Эдвардс. *Доклады РАН*, 1997, **352(5)**, 690-692.
60. M. Välranta, A. Kaakinen, P. Kuhry. *Quaternary Research*, 2003, **59**, 335-344.
61. *Позднечетвертичные растительность и климаты Сибири и Российского Дальнего Востока (палинологическая и радиоуглеродная база данных)*. Под ред. П.М. Андерсон, А.В. Ложкина. 2002, 370 с.
62. Н.А. Шилов, А.В. Ложкин, П.М. Андерсон, Л.Н. Важенина, О.Ю. Глушкова, Т.В. Матросова. *Доклады Академии наук*, 2008, **422(5)**, 1-3.

63. D. McCarroll, N.J. Loader, R. Jalkanen, M.H. Gagen, H. Grudd, B.E. Gunnarson, A.J. Kirchhefer, M. Friedrich, H.W. Linderholm, M. Lindholm, T. Boettger, S.O. Los, S. Remmele, Y.M. Kononov, Y.H. Yamazaki, G.H.F. Young, E. Zorita. *Holocene*, 2013, **23**, 471-484.
64. Y.M. Kononov, M. Friedrich, T. Boettger. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 2009, **41**, 460-468.
65. R.M. Hantemirov, S.G. Shiyatov. *Holocene*, 2002, **12**, 717-726.
66. K.R. Briffa, T.M. Melvin, T.J. Osborn, R.M. Hantemirov, A.V. Kirdyanov, V.S. Mazepa, S.G. Shiyatov, J. Esper. *Quaternary Science Reviews*, 2013, **72**, 83-107.
67. G.C. Jacoby, N.V. Lovelius, O.I. Shumilov, O.M. Raspopov, J.M. Karbainov, D.C. Frank. *Quaternary Research*, 2000, **53(3)**, 312-318.
68. M.M. Naurzbaev, E.A. Vaganov, O.V. Sidorova, F.H. Schweingruber. *Holocene*, 2002, **12**, 727-736.
69. *Первоначальное заселение Арктики человеком в условиях меняющейся природной среды*. Атлас-монография под ред. В.М. Котлякова, А.А. Величко, С.А. Васильева, 2014, 520 с.

Рисунки

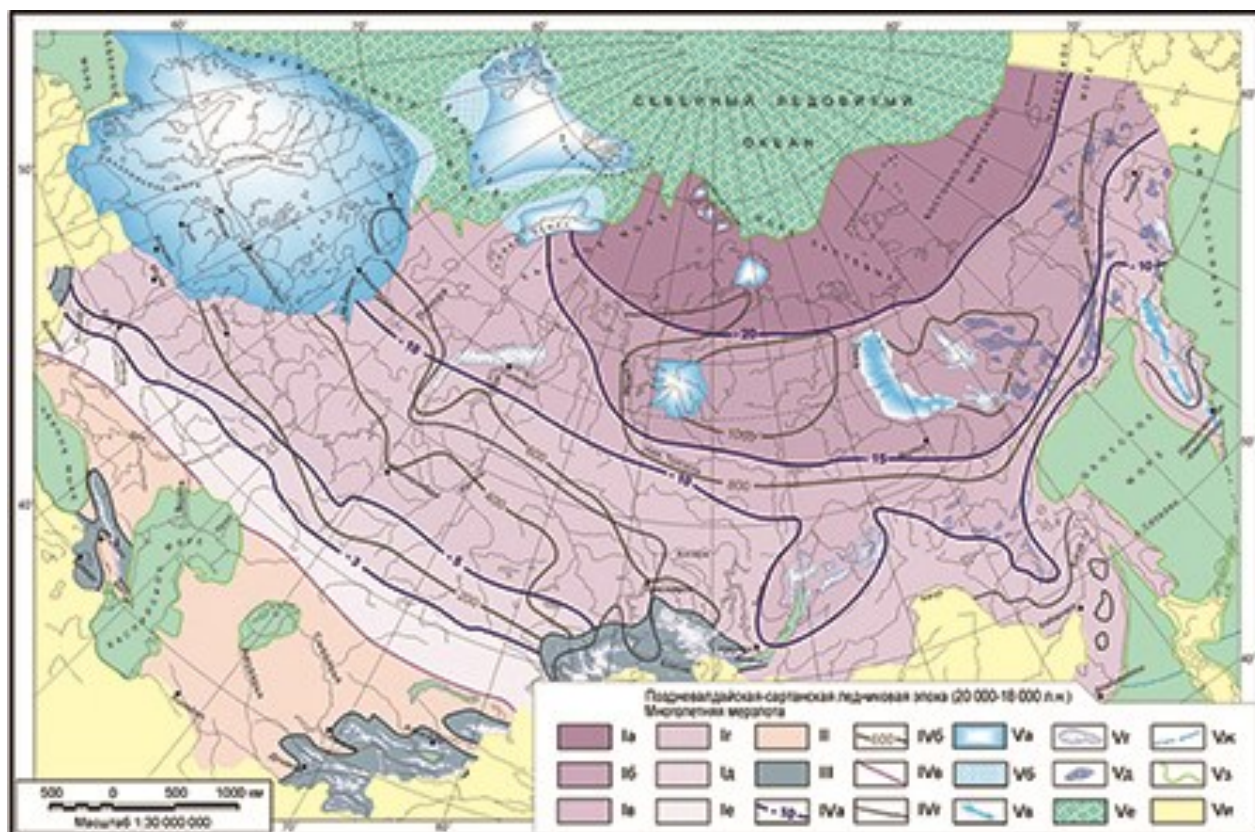
Общая шкала

Российская шкала

сис-тема	от-дел	ярус	страти-графич. подраз-деления	фаун. к.	Восточно-Европейский ледниковый район		Восточно-Европейский лессовый район		Палеокриогенные горизонты	МИС	возраст млн. лет					
К в а р т е р	Поздний	Тарантий	Поздний	верхнепалеолитическая	Голоцен					1	0.0117					
					поздний валдай	поздний дриас беллинг + аллеред ранний дриас максимум оледенения	алтыновский лесс трубчевская почва деснинский лесс	 фаза б  ярославский фаза а	2							
					средний валдай	брянский мегаинтервал	дунайский интерстадиал шенское похолодание ленинградское потепление кашинское похолодание красногорское потепление	брянский почвенный комплекс чередование почвенных уровней с лессовыми слоями	 владимирский	3	0.025					
					ранний валдай	оледенение	Мезинский педокомплекс	хотылевский лесс	 фаза б смоленский	4		0.06				
						интерстадиал										
						оледенение										
						верхневолжский интерстадиал										
						похолодание										
					микулинское межледниковье		сальнская фаза	 фаза а	5a-5в 5с 5d 5е	0.117						
											0.135					
					Средний	Ионий	Средний	хазарский	Днепровское оледенение		московская стадия	московский лесс	 московский	6	0.250	
											костромской интерстадиал	курская почва				
											днепровская стадия	лесс романская (?) интерстадиальная почва оричский (?) лесс	 днепровский  раннеднепровский			
											интерстадиал	позднекаменная фаза (?)				
											стадия	лесс				
									каменское (чекалинское) межледниковье		раннекаменная фаза		7			
									сингильский	Печорское оледенение		стадия	борисоглебский лесс	 фаза б ступинский фаза а	8	0.427
												интерстадиал	позднеинжавинская фаза			
												стадия	лесс			
									лихвинское межледниковье		раннеинжавинская фаза		9	0.530		
ранний	окское оледенение		окский лесс	 окский					10 11 12							
	икорецкое межледниковье ?		позднелесовая фаза						13							
	похолодание		лесс						14							
	мучапское межледниковье		раннелесовая фаза						15							
	донское оледенение		донской лесс	 донской					16							
окатовское межледниковье		ржаксинская почва		17												
сетунское оледенение		бобровский лесс	Брюнес Матуяма	18					0.781							
Эоплейстоцен	красиковское межледниковье		балашовская почва							19	1.2					
	похолодание															
	акуловское межледниковье															
Палео-плейст	Халловский	Эоплейстоцен	псекупский	ликовское оледенение		субаэральные отложения с уровнями красноцветного почвообразования				1.806						
				свирское потепление												
				урьинское оледенение												
				пайское потепление												
оледенение																
грязовецкое потепление ?																
похолодание							2.588									

А.А.Величко, Т.Д.Морозова, В.В.Писарева, М.А.Фаустова, 2013 г.

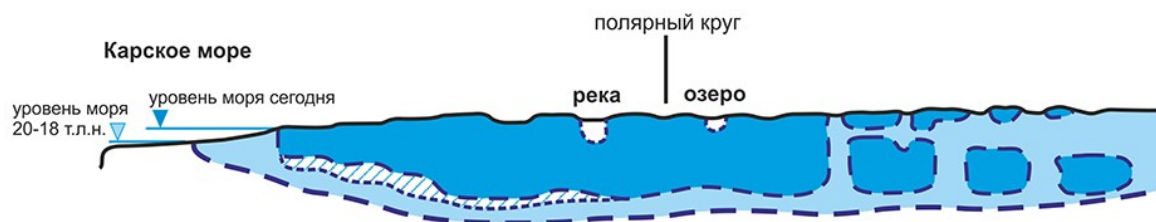
Рис. 1. Хроностратиграфическая схема Квартера.



I. Область распространения многолетнемерзлых пород на равнинах. Геотемпературные зоны области сплошной многолетней мерзлоты: Ia. < -20°C; Ib. -20° -15°C; Ic. -15°C; Id. -10° -5°C; Ie - прерывистое и островное распространение многолетнемерзлых пород. II. Область глубокого сезонного промерзания. III. Многолетняя мерзлота горных стран; мощности и температуры не реконструировались; IVa. Среднегодовые температуры мерзлых грунтов (°C); IVb. Мощности многолетнемерзлых пород (м); IV. Южная граница области многолетней мерзлоты в позднем плейстоцене; IVr. Современная граница области многолетней мерзлоты. V. Прочие обозначения. Va. Ледниковые покровы и купола. Vb. Шельфовые ледники. Vc. Полупокровное и сетчатое горное оледенение. Vd. Интенсивное долинное горное оледенение. Ve. Слаборазвитое долинное и каровое горное оледенение. Vf. Постоянные паковые морские льды. Vg. Граница сезонного замерзания морей в позднем плейстоцене. Vh. Береговая линия эпохи поздневалдайского оледенения. Vi. Территории, на которых реконструкции не производились.

Рис. 2. Последний ледниковый максимум, поздневалдайская – сарганская ледниковая эпоха (20 000 – 18 000 л.н.). Многолетняя мерзлота, оледенение.

Схематический меридиональный профиль строения криолитозоны Западной Сибири



Схематический меридиональный профиль строения криолитозоны Средней Сибири

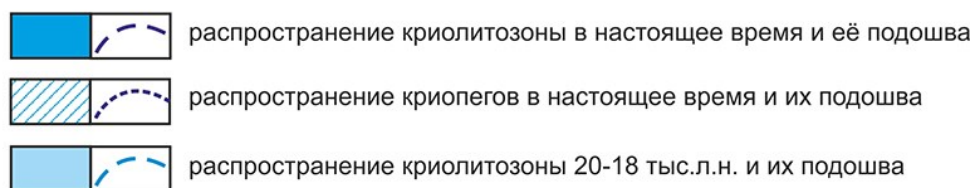
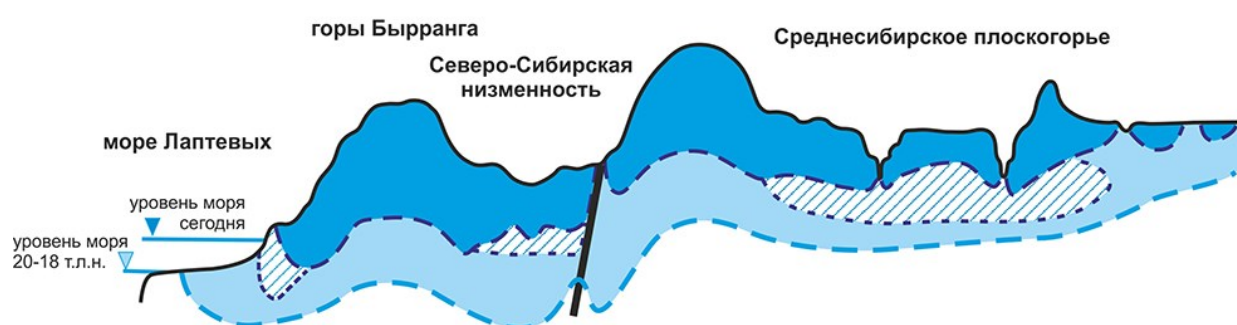


Рис. 3. Схематические геокриологические разрезы.