

## РАЗВИТИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ

**В.Б. Базарова<sup>1</sup>, М.А. Климин<sup>2</sup>, М.С. Лящевская<sup>1</sup>, Т.Р. Макарова<sup>1</sup>**<sup>1</sup>Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия; e-mail: bazarova@tigdvo.ru<sup>2</sup>Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск, Россия

Поступила в редакцию 29 января 2029 г.

Изучение отложений Гурского торфяника позволило получить непрерывную запись развития природной среды Нижнего Приамурья в позднеледниковье и в начале голоцена. Выделены три холодных события – ранний дриас (DR I), средний дриас (DR II) и поздний дриас (DR III), два теплых – бёллинг (BØ) и аллерёд (AL). Впервые для региона выявлены кратковременные климатические события, такие как теплый эпизод сусака (16.1–15.9 тыс. л. н.), холодный период внутри аллерёда (IACP) или осцилляция килларни/герцензее (13.3–13.1 тыс. л. н.). Реконструированы количественные параметры климата по современным растительным аналогам. В DR I на исследуемой территории среднегодовая температура была на 7.5–9.0 °C ниже современной, а среднегодовое количество осадков примерно на 50 мм меньше; в AL среднегодовая температура была на 0.5–1.0 °C ниже современной, среднегодовое количество осадков на 100 мм меньше. Во время похолоданий (DR I, DR II и DR III) элементы охотской флоры проникали до 50–51° с. ш., границы растительных зон смещались на юг примерно на 500–700 км. На Среднеамурской низменности была распространена многолетняя мерзлота, основным ландшафтом выступала березово-лиственничная лесотундра с ольхой и зарослями фригидных кустарников. Бореальные леса фрагментарно встречались на склонах гор. В небольших рефугиумах сохранялись дуб и ильм. В фазы потепления и смягчения климата (BØ и AL) расширялись темнохвойные и березовые леса, дуб и ильм выходили за пределы рефугиумов. Около 11.8 тыс. л. н. начинается существенное потепление, ознаменовавшее начало голоцена. На Среднеамурской низменности зональным ландшафтом стали березовые леса с ольхой, лиственницей и редкой примесью ильма, дуба и лещины, вторым по значимости ландшафтом были еловые леса с кедровым стлаником.

**Ключевые слова:** торфяник, пыльца, споры, диатомеи, фотосинтетические пигменты, зольность торфа, радиоуглеродное датирование, поздний плейстоцен, Нижнее Приамурье.

## ВВЕДЕНИЕ

Позднеледниковье представляет собой наиболее динамичный этап в развитии ландшафтно-климатической обстановки на рубеже позднего плейстоцена и голоцена. Наиболее резкие преобразования в это время происходили в Северном полушарии. Климатические изменения выражены в ледовых ядрах полярных районов [62] и в морских осадочных колонках япономорского региона [1, 42–45, 49, 64]. Палеоэкологические реконструкции реакции природной среды на климатические колебания позднеледниковья по-прежнему ограничены доступностью высококоразрешающих наземных записей из многих регионов Северного полушария. В частности, в изученных континентальных осадках юга Дальнего Востока не все климатические события этого времени зафиксированы и, соответ-

ственно, нет их тщательной детализации [19, 26]. Для заполнения этого пробела проведено комплексное палеоэкологическое исследование разреза Гурского торфяника, в котором отложения позднеледниковья представлены слоем торфа и оторфованного сапропеля мощностью 166 см. Это позволило провести детальную реконструкцию климатических событий и реакции природной среды в данный период, что является целью настоящей работы.

## Район исследования

Гурский торфяно-болотный массив находится в северо-восточной части Среднеамурской низменности (рис. 1). Низменность занимает впадину между хребтом Сихотэ-Алинь на востоке, Хингано-Буринскими горами на северо-западе и Восточно-Маньчжурскими горами на юге. Она вытянута с юго-запада

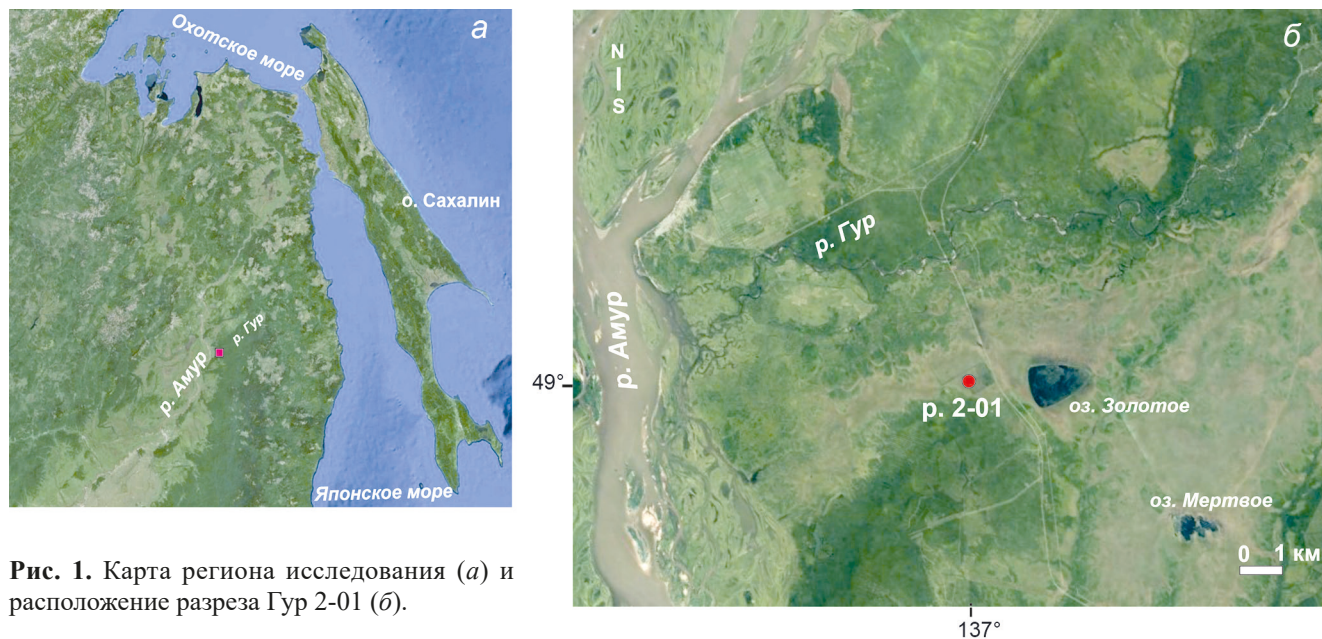


Рис. 1. Карта региона исследования (а) и расположение разреза Гур 2-01 (б).

на северо-восток на 650 км с максимальной шириной до 200 км. По низменности протекает р. Амур, имеющая широкую (до 10–30 км) пойму с многочисленными протоками и озерами. Большая часть низменности расположена на террасе среднечетвертичного возраста высотой от 35 до 80 м над уровнем моря, на которой широкое распространение получили торфяники [22, 33].

Климат исследуемой территории характеризуется среднегодовыми температурами  $-1.0...-1.5$  °С, средними январскими  $-25...-28$  °С, средними июльскими  $+18-20$  °С и многолетними среднегодовыми количествами осадков 670–750 мм [21].

Хвойно-широколиственные леса тянутся широкой полосой по долине Амура, их северная граница достигает  $51^{\circ}$  с.ш. На широкой пойме Амура распространена луговая растительность, представленная осоково-вейниковыми лугами. Прирусловую часть поймы занимают ивняки. Возвышенные прирусловые валы покрыты лесами из дуба монгольского (*Quercus mongolica* Fisch. ex Ledeb.), липы, березы, осины, леспедецы, барбариса, шиповника и др. Кедрово-широколиственные леса растут в западных предгорьях Сихотэ-Алиня [29].

Поверхность Гурского торфяно-болотного массива имеет слабый уклон к руслу р. Гур. В основании торфяника лежат плотные серые озерные глины и суглинки, иногда слабоотторфованные [14]. В его увлажнении участвуют атмосферные осадки и воды, поступающие с окружающих поверхностей, имеющих более высокие гипсометрические отметки. Поверхность исследуемого торфяного болота осложнена

хорошо выраженным микрорельефом – сфагновыми подушками и мочажинами. Растительные сообщества представлены кустарничково-сфагновой группой. В качестве единственного представителя древесного яруса выступает лиственница даурская (*Larix gmelinii* (Rupr.) Rupr.). Кустарниковый ярус сформирован березой овальнолистной (*Betula ovalifolia* Rupr.) и ольхой пушистой (*Alnus hirsuta* (Spach) Rupr.). Доминирующим видом в кустарничково-травяном ярусе является кассандра болотная (*Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench), из травянистых растений субдоминантом выступает осока волосистоплодная (*Carex lasiocarpa* Ehrh.). В сложении яруса участвуют ива черничная (*Salix myrtilloides* L.), подбел болотный (*Andromeda calyculata* (L.) Moench), вахта трехлистная (*Menyanthes trifoliata*) и вейник незамечаемый (*Calamagrostis neglecta* (Ehrh.) Gaerth., Mey. et Scherb.). Наибольшим проективным покрытием характеризуется моховой ярус (90 %). В нем преобладают сфагнумы магелланский и балтийский (*Sphagnum magellanicum* Brid. и *S. balticum* (Russow) C.E.O.Jensen). В понижениях встречаются сфагнумы восточный и Йенсена (*S. orientale* L.I. Savicz и *S. jensenii* H. Lindb.) [32].

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Разрез Гур 2-01 (координаты:  $49^{\circ}59'$  с.ш.,  $137^{\circ}04'$  в.д., абсолютная высота 35 м) заложен зачистой стенки дренажной канавы на осушенной части болотного массива. Мощность торфяных и озерных отложений составляет 394 см. Согласно поставленной цели, в данной работе рассматриваются и обсуждаются

ся отложения в интервале 210–394 см (всего 92 пробы), которые формировались в позднеледниковье–начале голоцена. Ниже приводится стратиграфическое описание только нижней части разреза (сверху вниз):

	Интервал, см
Торф сильно разложившийся, красновато-коричневый, с остатками кустарников и небольшими фрагментами лиственницы ..	.....210–225
Торф сильно разложившийся, темно-коричневый .....	.....225–280
Торф сильно разложившийся, коричневый, плотный, слоистый .....	.....280–346
Сапропель оторфованный, серо-коричневый, рыхлый, грубый .....	.....346–394
Сапропель светло-серый .....	394 и ниже

Изучение осадков проводилось с шагом 2 см с применением спорово-пыльцевого и диатомового анализов, с определением зольности торфа и состава сохранившихся фотосинтетических пигментов, были получены три радиоуглеродные даты (табл.).

Обработка проб для палинологического анализа осуществлялась по стандартной щелочной методике Поста без применения ацетализа [20, 23].

Идентификация пыльцевых зерен и спор проводилась по справочникам-определителям [6, 59, 60]. В каждой пробе было подсчитано от 280 до 570 пыльцевых зерен и спор. Процентное соотношение устанавливалось между тремя группами – деревьев и кустарников, трав и кустарничков, споровых. Сумма пыльцы первых двух групп принималась за 100 %, и определялся вклад составляющих ее таксонов (%). Температуры, количество осадков некоторых климатических событий определялись на основе сопоставления с современными растительными аналогами.

Обработка проб для диатомового анализа проводилась по стандартной методике с кипячением в концентрированной перекиси водорода для очищения от органических веществ и приготовлением постоянных препаратов с использованием высокопреломляющей смолы – среды Эляшева ( $n = 1.67$ ) [9]. Видовые определения и эколого-географические характеристики сделаны с использованием литературных источников [3, 30, 53–55]. Было подсчитано не менее 200 створок диатомей в каждой пробе.

Для построения спорово-пыльцевой, диатомовой и пигментной диаграмм, графика зольности торфа использовано программное обеспечение Tilia v. 2-0-41. Палинологические и диатомовые комплексы выделены на основе изменений таксономического состава спектров и с учетом их кластеризации при помощи программы CONISS [46].

Качественный и количественный состав сохранившихся фотосинтетических пигментов (хлорофиллов *a*, *b*, *c* и общего содержания каротиноидов, мкг/на г осадка) изучался по модифицированной методике, применяющейся в гидробиологии [16]. В процессе анализа учитывались закономерности распределения пигментов по профилю торфяных отложений: (1) увеличение общего содержания пигментов с существенным доминированием каротиноидов является индикатором условий теплообеспеченности и увлажненности климата; (2) уменьшение количества пигментов диагностирует холодные и сухие условия торфообразования, особенно при увеличении в этих же слоях показателей зольности торфа; (3) увеличение количества хлорофилла *a* является следствием образования торфа во влажных и прохладных условиях [12, 15]. Зольность торфа определялась путем полного сжигания образца торфа в муфельной печи при температуре 800–830 °С и последующего определения массы оставшегося минерального остатка (зола).

Радиоуглеродные датировки получены в лаборатории Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск). Калиброванный возраст рассчитан по программе OxCal [40]. Для определения хронологии событий использована возрастная модель по программе Bacon 2 с программной оболочкой R [39].

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### Возрастная модель

Возраст самых древних отложений в изученном торфяном разрезе составляет около 16.2 тыс. календарных л. н. (далее по тексту приводятся календарные возраста) и соответствует DR I. Скорости осадконакопления составляли примерно 0.20 мм/год (рис. 2). В AL, около 13.5 тыс. л. н. скорости осадконакопления увеличились в 5 раз до 1.00 мм/год. Око-

Таблица. Радиоуглеродные даты.

Лабораторный № образца	Глубина (см)	Материал	Возраст	
			Радиоуглеродный (л.н.)	Калиброванный (кал. л.н.), 2σ
СОАН-4712	220–225	торф	10390 ± 80	12535–11941
СОАН-4713	260–265	торф	10730 ± 165	13087–12429
СОАН-4714	328–335	торф	11530 ± 155	13618–13154

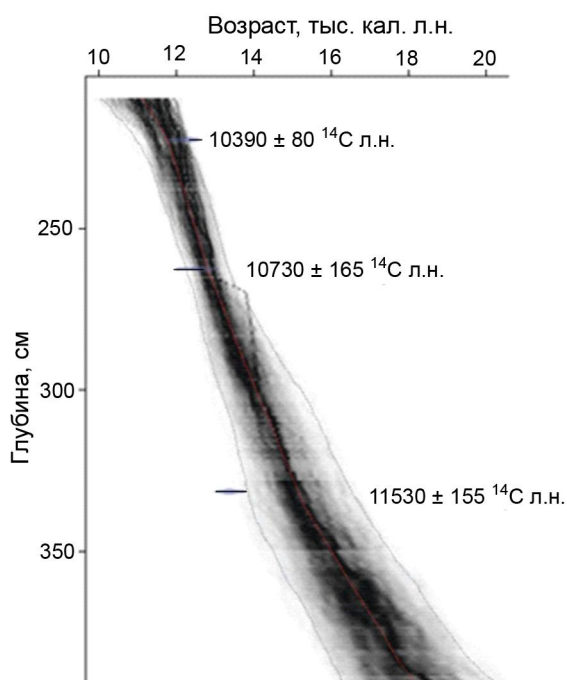


Рис. 2. Возрастная модель накопления отложений торфяного разреза Гур 2-01.

до 12.8 тыс. л. н., в начале DR III, произошло замедление скоростей осадконакопления до 0.36 мм/год. Еще более низкие скорости торфонакопления около 0.18 мм/год наблюдаются после 11.8 тыс. л. н.

### Палинологический анализ

Анализ субфоссильных спорово-пыльцевых спектров (СПС), полученных из проб речных наилок, отобранных в непосредственной близости от торфяного массива, показал, что они адекватно отражают особенности подзоны северных хвойно-широколиственных лесов с примесью лиственницы. Спорово-пыльцевой спектр, полученный из наилка, отобранного в озере, образовавшегося после проведения дренажных работ в 80-х гг. прошлого столетия, характеризует открытое заболоченное пространство и отражает локальные растительные группировки [2].

По результатам палинологических исследований разреза торфяника выделено 6 палинокомплексов (ПК) (рис. 3).

Для ПК 1 (инт. 374–394 см, 15.4–16.2 тыс. л. н.) характерно доминирование пыльцы трав (до 76 %), преобладают *Сyperaceae* (до 35 %) и *Роaceae* (до 33 %). Наименьшее содержание пыльцы деревьев и кустарников отмечено в подошве (21%), выше по разрезу количество возрастает до 42 %. Преобладает пыльца *Betula sect. Costatae* (до 17 %), *B. sect. Albae* (до 12 %) и *Alnus* (до 11 %). Отмечается максималь-

ное для всего разреза содержание пыльцы фригидных кустарников *Duschekia* + *B. sect. Nanae* + *B. sect. Fruticosae* (до 10 %). Присутствует пыльца *Salix*, *Larix*, *Picea* и *Pinus sect. Haploxyton*, встречаются по 1–2 зерна *Quercus* и *Ulmus*. Споровые представлены *Sphagnum* (до 6%) и *Polypodiaceae* (до 5%).

ПК 2 (инт. 346–374 см, 14.4–15.4 тыс. л. н.). Характерно постепенное снижение содержания пыльцы фригидных кустарников до 2 %, увеличение количества пыльцы *Betula sect. Costatae* (до 21 %) и уменьшение *B. sect. Albae* (до 5 %). Доля пыльцы трав достигает 64 %, доминирует *Сyperaceae* (до 39 %), незначительно увеличивается содержание пыльцы *Artemisia*, снижается участие пыльцы *Роaceae* и *Ranunculaceae*. Доля спор возрастает до 12 %, преобладают *Sphagnum* и *Polypodiaceae*.

ПК 3 (инт. 342–346 см, 14.1–14.4 тыс. л. н.). Характерно увеличение содержания пыльцы фригидных кустарников (до 7 %), *Betula sect. Albae* (до 12 %) и уменьшение количества пыльцы *B. sect. Costatae* (до 10 %). В группе трав (до 56 %) преобладает *Сyperaceae* (до 36 %). Доля спор – до 8 %, преобладают *Sphagnum* и *Polypodiaceae*.

ПК 4 (инт. 282–342 см, 12.8–14.1 тыс. л. н.). Увеличивается содержание пыльцы *Betula sect. Costatae* (до 28 %), *Picea* (до 4 %), *Pinus sect. Haploxyton*, *Larix* (до 3 % каждого), широколиственных (до 2 %). В группе трав и кустарничков преобладает пыльца *Сyperaceae*, достигая в верхней части 52 %, увеличивается количество *Ericaceae* (до 12 %), уменьшается – *Роaceae* (до 3 %). Незначительно возрастает участие спор (до 13 %), в том числе *Sphagnum* (до 11 %).

ПК 5 (инт. 228–282 см, 12.1–12.8 тыс. л. н.). Сумма древесной пыльцы – до 54 %, *Betula sect. Costatae* – до 30 %, *Picea* – до 5 %, возрастает содержание *Alnus* (до 11 %), *Salix* (до 7 %). Участие *Pinus sect. Haploxyton* – до 3 %, *Larix* – до 2 %. Доля фригидных кустарников в верхней и нижней частях – до 6 %, в средней части сокращается до 1 %. Незначительно снижается сумма пыльцы трав и кустарничков (до 38 %), доминирует *Сyperaceae* (до 20 %). В средней части палинозоны увеличивается количество пыльцы *Роaceae* (до 24 %), *Ericaceae* (до 12 %), *Rosaceae* (до 6 %). В группе споровых в средней части уменьшается участие *Sphagnum* (до 10 %).

ПК 6 (инт. 210–228 см, 10.0–12.1 тыс. л. н.) отличается от всех предыдущих палинозон возросшей долей спор (до 51 %): *Equisetum* (до 46 %), *Sphagnum* (до 36 %), *Polypodiaceae* (до 6 %). В группе древесных увеличилось содержание пыльцы *Betula sect. Costatae* (до 56 %), *Picea* (до 11 %) и широколиственных (*Ulmus*, *Quercus* и *Corylus*) – до 2.5 %, снижается ко-

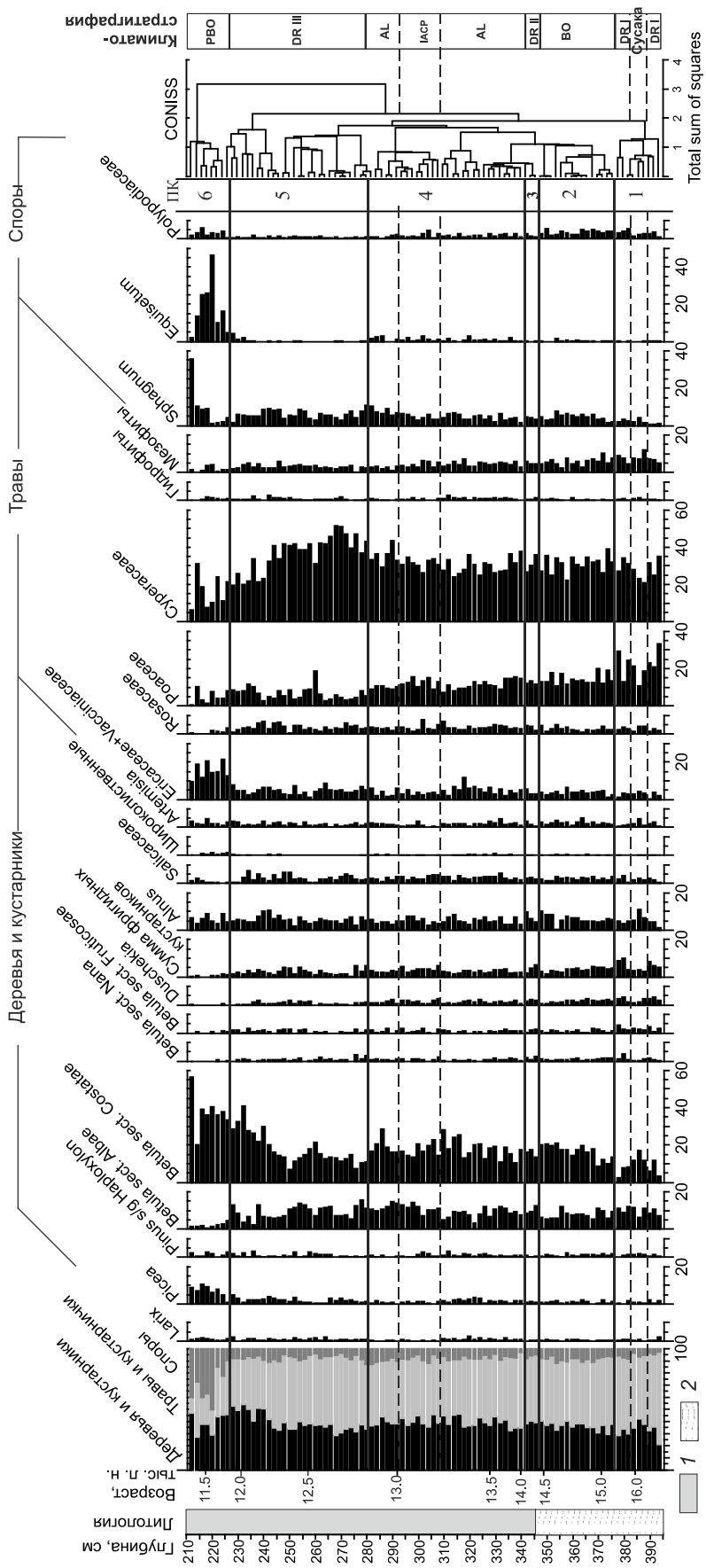


Рис. 3. Спорно-пыльцевая диаграмма отложений разреза Гур 2-01.

1 – торф, 2 – отгорфованный сапропель.

личество пыльцы *B. sect. Albae* – до 3 %, фригидных кустарников – до 2 % и *Salix* – до 4 %. Сумма пыльцы травянистых уменьшилась до 13 %, доминирует *Syringaceae* (до 31 %) и *Ericaceae* (до 22 %). В верхней части палинозоны резко увеличивается содержание *Sphagnum* (до 36 %) и *Equisetum* (до 46 %).

#### Распределение фотосинтетических пигментов и зольность отложений

По результатам изучения остаточных пигментов в отложениях можно выделить 6 стадий их количественного накопления. В инт. 374–394 см (> 15 тыс. л. н.) залегают отложения, пигментные характеристики которых отвечают холодным условиям, количество пигментов не превышает 75 мкг/г. Исключением являются отложения в инт. 388–394 см (16.2 тыс. л. н.), где количество пигментов повышается до 120 мкг/г. Вышележащий слой (инт. 360–374 см, 14.7–15.2 тыс. л. н.) характеризуется увеличением количества пигментов (до 150 мкг/г). В следующем слое (инт. 346–360 см, 14.2–14.7 тыс. л. н.) наблюдается существенное уменьшение общего содержания пигментов (до 75 мкг/г). Осадки в инт. 278–346 см (12.7–14.2 тыс. л. н.) характеризуются большим количеством пигментов (125–200 мкг/г). Выше этого слоя (инт. 226–278 см, 11.8–12.7 тыс. л. н.) на диаграмме наблюдается снижение содержания пигментов (52–144 мкг/г). В интервале 210–226 см (10.0–11.8 тыс. л. н.) – резкое увеличение до 400 мкг/г (рис. 4).

Максимальные величины зольности отложений до 80–90 % наблюдаются в инт. 364–394 см (14.7–16.2 тыс. л. н.). Заметное уменьшение зольности до 69 % отмечено в инт. 364–362 см (14.7–14.8 тыс. л. н.). На глубине 348 см (14.4 тыс. л. н.) наблюдается повышение до 82 %. Последующее снижение зольности до 42 % происходит в инт. 282–348 см (12.8–14.4 тыс. л. н.). В инт. 230–282 см (12.0–12.8 тыс. л. н.) отмечаются повышенные значения с максимумом 89 % в инт. 258–260 см (~12.6 тыс. л. н.). Выше по разрезу зольность постепенно убывает до 17 %.

#### Диатомовый анализ

Обнаружено 81 вид и разновидность пресноводных диатомовых водорослей. Основное разнообразие диатомовых формируют донные виды (42), меньше – обрастания (29), слабо представлены планктонные (10). Из обнаруженных диатомовых преобладают космополиты (52), меньше – бореальных видов (11) и арктических (15). По отношению к pH среды преобладающей группой являются циркумнейтральные виды (29), чуть меньше ацидофилов (27), алкалофилов – 22 вида, по отношению к солености 52 – индифференты, 18 – галофобы и 6 – галофилы. Выделено 7 диатомовых комплексов (ДК) (рис. 5).

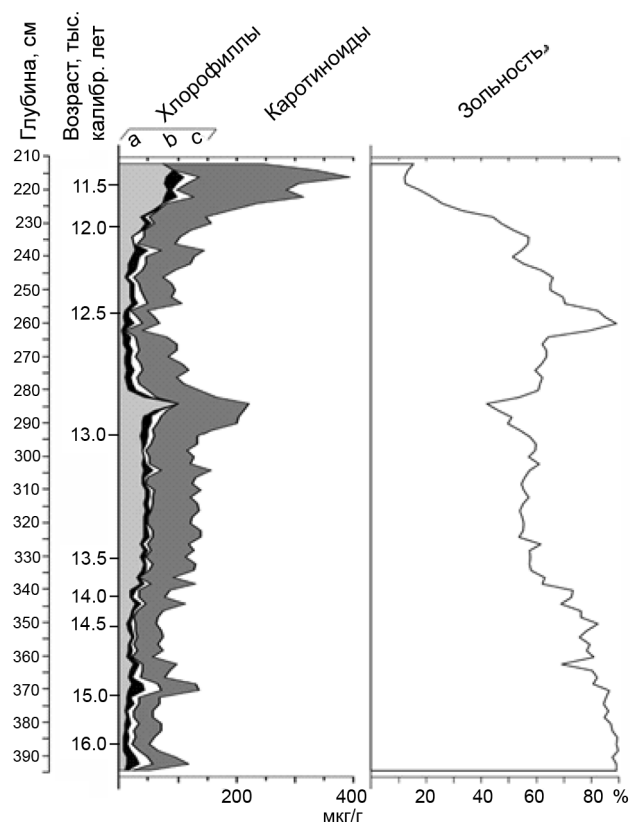


Рис. 4. Распределение фотосинтетических пигментов по профилю и зольность отложений в разрезе Гур 2-01.

ДК 1 (368–394 см, 14.9–16.2 тыс. л. н.). Преобладают донные виды (до 73 %) – *Pinnularia viridis* (Nitzsch) Ehrenberg (до 16 %), *Stauroneis phoenicenteron* (Nitzsch) Ehrenberg (до 14 %). Отмечено высокое содержание обрастателя *Eunotia praerupta* Ehrenberg (до 15 %), характерного для олиготрофно-дистрофных водоемов [65]. Доля почвенных диатомей (*Pinnularia borealis* Ehrenberg, *Hantzschia amphioxys* (Ehrenberg) Grunow, *Luticola mutica* (Kützing) D.G.Mann) достигает 18 % в подошве слоя и уменьшается до 9 % в кровле. В комплексе доминируют космополиты (до 85 %). По отношению к солености преобладают индифферентны (до 76 %), по отношению к pH – циркумнейтральные (до 51 %).

ДК 2 (360–368 см, 14.7–14.9 тыс. л. н.). При общем доминировании донных видов возрастает доля временно планктонного ацидофила *Tabellaria flocculosa* (Roth) Kützing (до 20 %). Доля ацидофилов достигает 51 %. Количество почвенных диатомей меняется до 13 %. Увеличивается процентное содержание арктобореальных и бореальных видов до 39 %.

ДК 3 (302–360 см, 13.3–14.7 тыс. л. н.). Наблюдается чередование донных видов и обрастаний, что свидетельствует о неустойчивости гидрологическо-



участие *Eunotia monodon*, *E. glacialis*. Ацидофилы доминируют, но в интервале 224–226 см увеличивается доля циркумнейтральных диатомей (до 58 %). По отношению к солености преобладают индифференты, доля космополитов в отдельных пробах достигает 97 %.

В интервале 210–218 см (10.0–11.8 тыс. л. н.) диатомей встречены единично.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В статье термины «ранний дриас» (DR I), «бёллинг» (BØ), «средний дриас» (DR II), «аллерёд» (AL) и «поздний дриас» (DR III) используются как хроностратиграфические подразделения [58], а их последовательность отождествляется с основными хронозонами Greenland Ice Core Chronology 2005 (GICC05), описанными на основании результатов изучения ледовых кернов Гренландии GRIP, GISP2, NGRIP [62] (рис. 6).

Особенностью торфяного разреза Гур 2-01 является то, что в нем вскрыт один из очагов заболачивания с гораздо большей мощностью торфяных слоев, образовавшихся в позднеледниковье (166 см). В других разрезах, расположенных на этом же торфяном массиве в непосредственной близости от исследуемого, мощность торфяных слоев, залегающих под голоценовым торфом, гораздо меньше (15–30 см) [13].

**Позднеледниковье.** В течение DR I, BØ и DR II на месте современного торфяного массива существовал обширный мелководный водоем (озеро). Об этом свидетельствуют подстилающие торфяник осадки, представленные алевритом [35]. Существующие в настоящее время на Гурском торфяном массиве озера Золотое и Мертвое являются остатками этого палеоводоема (рис. 1). Поверхность торфяного массива имеет небольшой уклон в сторону русла р. Гур, что обусловило сток воды из озера в Амур около 14.0 тыс. л. н. Озерные осадки, представленные сапропелем, начали замещаться торфом. Об этом свидетельствует постепенное уменьшение зольности отложений с 85 % до 60 %. Об умеренно заболоченном мелководном водоеме свидетельствует и комплекс диатомей из подошвы торфяника, в котором преобладают донные виды *Pinnularia viridis*, *Stauroneis phoenicenteron* и высоко содержание *Eunotia praerupta*, характерного для олиготрофно-дистрофных водоемов. После длительной стадии озерного осадконакопления на массиве началось торфообразование, которое обусловило формирование органических отложений значительной мощности до 3.5–4.0 м [52]. Собственно торфообразование здесь началось после 14 тыс. л. н. Оторфованный сапропель начал накапливаться около

16.2 тыс. л. н. и по хронологии совпадает с фазой DR I и холодным событием Хайнриха (H1, 16.8–15.4 тыс. л. н.) [47]. Во время этого похолодания в речных долинах, примыкающих к западным склонам Северного Сихотэ-Алиня, растительность была представлена разреженными лиственничными и каменноберезовыми (*Betula* sect. *Costatae*) лесами с присутствием ели аянской (*Picea ajanensis* (Lindl. et Gord) Fisch. ex Carr.), зарослями стланика (*Pinus pumila* (Pall.) Regel), ольховника (*Duschekia fruticosa* (Rupr.) Pouzar), рододендрона даурского (*Rhododendron dahuricum* L.), багульника болотного (*Ledum palustre* L.). Местами была распространена лесотундра с березово-лиственничным редколесьем, фригидными кустарниками и кустарниковой ивой. На самой низменности надпойменные террасы были покрыты заболоченными лиственничными редидами с ерниковыми зарослями из *Betula* sect. *Fruticosae* и *B* sect. *Nanae*. Вокруг озера были распространены влажные луга с осоковыми ассоциациями. На возвышенных участках был мозаичный злаково-разнотравный покров. Повсеместно была развита многолетняя мерзлота. Водоем постепенно заболачивался, площадь болотного массива увеличивалась. На западном макросклоне Центрального Сихотэ-Алиня в похолодание DR I лесная растительность была представлена в основном березовыми редколесьями с обилием кустарниковых берез и лиственничниками [26]. В период 16.0–15.0 тыс. л. н. в морских осадках из субарктического северо-западного сектора Тихого океана отмечается низкая продуктивность диатомовых водорослей, в составе комплекса диатомей появляются ледовые виды, что свидетельствует о холодных климатических условиях [1]. Пыльцевые записи островов Хоккайдо и Сахалина указывают на очень холодные и сухие условия в течение события H1 [50]. Холодный и сухой климат реконструирован по отложениям крупнейшего в северном Китае озера Цинхай [57]. Северо-восточное побережье оз. Байкал 16.0 тыс. л. н. было покрыто разреженными лиственнично-березовыми лесами с присутствием ели и травяно-кустарниковой тундрой [37]. В депрессиях Ладожского и Онежского озер 15.7 тыс. л. н. существовали тундровые ерnikово-зеленомошные, ивовые и полынно-маревые ассоциации с представителями арктоальпийской флоры [8]. Все эти данные подтверждают очень холодные и сухие климатические условия DR I в Северной Евразии.

На глубине 390 см (16.2 тыс. л. н.) отмечен локальный максимум пигментов (рис. 4). В интервале 384–388 см на спорово-пыльцевой диаграмме заметен минимум пыльцы фригидных кустарников, значительное увеличение доли каменной березы (рис. 3). В



интервале 380–385 см сокращаются арктобореальные и североальпийские виды (*Gomphonema lagerheimii* A. Cleve, *Diploneis finica* (Ehrenberg) Cleve, *Pinnularia brevicostata* Cleve) (рис. 5). Такие изменения характеризуют незначительное кратковременное потепление с повышением влажности. Предполагается, что это потепление сусака ( $^{14}\text{C}$ -даты от  $1384 \pm 120$  л. н. до  $13170 \pm 145$  BP, 16.6–15.8 тыс. л. н.), которое было выделено в 60-е гг. прошлого столетия в Северной Америке и Европе как теплый эпизод внутри DR I [11, 41].

Современным аналогом растительных ландшафтов в фазу DR I являются ландшафты Западного Приохотья. Здесь встречаются лиственничники с каменноберёзовыми редколесьями, кедровым стлаником и ольховником. В кустарниковом ярусе каменноберёзовых редколесий встречаются березы кустарниковая, тощая и растопыренная (*Betula fruticosa* Pall., *B. exilis* Sukacz., *B. divaricata* Ledeb.). Леса из ели аянской встречаются спорадически и приурочены к речным долинам с глубоким уровнем протаивания вечной мерзлоты. Характерно присутствие рододендрона золотистого (*Rhododendron aureum* Georgi), ивы растопыренной (*Salix divaricata* Pall.) [10]. В течение DR I элементы охотской флоры проникали до  $50^\circ$  с.ш., может быть и немного южнее, границы растительных зон сместились на юг примерно на 600–700 км. Современный климат Приохотской климатической провинции характеризуется среднегодовой температурой от  $-8.5^\circ$  до  $-10.3^\circ \text{C}$ , январской от  $-38^\circ$  до  $-40^\circ \text{C}$ , июльской  $+13$ – $15^\circ \text{C}$ ; многолетнее среднегодовое количество осадков до 700 мм [21]. Следовательно, 16.2–14.7 тыс. л. н. среднегодовые температуры в северной части Среднеамурской низменности были ниже современных на  $7.5$ – $9.0^\circ \text{C}$ , а среднегодовое количество осадков ниже примерно на 50 мм.

Примерно в это же время (18.2–15.5 тыс. л. н.) на Приханкайской низменности также отмечалось ухудшение климатических условий, что вызвало распространение еловых и мелколиственных лесов, редкостойных лиственничников, кустарниковых берез, ольховника и кедрового стланика [36]. На о. Сахалин 15.0 тыс. л. н. среднегодовые температуры были на  $7$ – $10.5^\circ \text{C}$  ниже современных, а снижение среднегодовых осадков – примерно на 80 мм. В это время здесь господствовала лесотундра с зарослями кустарниковых берёз, реже ольховника с кедровым стлаником, с небольшим участием лиственницы и древесных берёз. Климат был сухим и холодным, была развита многолетняя мерзлота [19]. В Котокельской котловине (северо-восточное побережье оз. Байкал) 15.5–14.7 тыс. л. н. во время похолодания DR I были распространены открытые ландшафты с доминирова-

нием разнотравно-марево-попынных степных группировок [5]. Согласно GICC05, отмечается стадиал GS-2.1a (17480–14690 л. н.), который соответствует похолоданию DR I [62].

Верхняя часть оторфованного сапропеля в интервале 376–346 см формировалась 15.2–14.3 тыс. л. н. в ВØ. Уменьшение значений зольности торфа свидетельствует об усилении трофности. Климат становится теплее. В середине ВØ в результате увеличения испарения торфяник становится более сухим. В отложениях возрастом 14.3 тыс. л. н. возрастает доля ацидофилов до 51 %, что указывает на заболачивание водоема. На исследуемой территории происходит расширение еловых лесов по речным долинам с неглубоко промерзающим почвенным покровом. Расширяются березовые леса, сокращаются заросли ерников и ольховника. Единичное присутствие пыльцевых зерен дуба монгольского (*Quercus mongolica*) (рис. 3, ПК2) предполагает существование небольших рефугиумов на горных склонах южной экспозиции Сихотэ-Алиня [17]. В пыльцевых записях отложений северо-западной части Японского моря возрастом около 14.4 тыс. л. н. отмечено присутствие пыльцы дуба [42]. На западном макросклоне Центрального Сихотэ-Алиня в низкогорье в ВØ расширились участки, занятые темнохвойными лесами, причем в их составе большую роль стали играть пихта и ель аянская. Увеличение мощности снежного покрова способствовало развитию на склонах группировок кедрового стланика [26]. В охотоморском регионе потепление началось 14.6 тыс. л. н. [43]. На Сахалине и Хоккайдо это потепление фиксируется по увеличению пыльцы ели [50, 64]. В северо-западном секторе Тихого океана 14.7 тыс. л. н. началась дегляциация, и субарктическая часть океана стала освобождаться ото льда [1]. На северо-восточном побережье оз. Байкал 14.7–14.3 тыс. л. н. отмечается потепление с расширением лесных ландшафтов [5]. На шкале GICC05 отмечается хронозона, которая соответствует потеплению бёллинг-аллерёд (14.7–12.9 тыс. л. н.) [62] (рис. 6) и событию 1 Дансгора-Эшгера (DO1, 14630 л. н.), характеризует начало быстрого потепления [61]. В это же время отмечено усиление влияния муссона на восточноазиатский регион (рис. 6) [67].

На GICC05 отмечено холодное событие GI-1d (14.1–13.9 тыс. л. н.). Оно характеризуется падением значений  $\delta^{18}\text{O}$ , хотя и не достигает стадийных величин [62]. В разрезе Гур 2-01 похолодание зафиксировано в торфе на глубине 342–346 см возрастом 14.3–14.1 тыс. л. н. В осадках сапропель сменяется торфом, что свидетельствует об окончательном исчезновении водоема и дальнейшем развитии торфяного болота. В

осадках, накопившихся в этот период, отмечается пик содержания арктобореальных и болотных диатомей (рис. 5). На Среднеамурской низменности это похолодание привело к незначительному сокращению каменноберёзовых лесов и лиственничников, расширению зарослей фригидных кустарников, сокращению прироста сфагновых мхов на молодом болотном массиве (рис. 3, ПК 3). Это похолодание отождествляется с событием DR II.

В Центральном Сихотэ-Алине в кратковременное похолодание DR II, сопровождавшееся иссушением, в растительном покрове увеличилось участие кустарниковых берёз. В темнохвойных лесах большую роль стала играть ель сибирская (*Picea obovata* Ledeb.), что в целом характерно для позднего плейстоцена [19]. Годовое количество атмосферных осадков могло снижаться до 400 мм [26]. Событие DR II хорошо проявилось на островных территориях юга Дальнего Востока [25]. В северо-западном секторе Тихого океана 14.1–13.9 тыс. л. н. увеличилось влияние морского льда [1]. На юге о. Окинава выявлена стадия охлаждения поверхностных морских вод между теплыми фазами В0 и АL (14.3–13.7 тыс. л. н.) [63]. В отложениях оз. Котокель холодный эпизод отмечен около 14.1 тыс. л. н. [5]. В растительных ландшафтах Прионежья 14.1–13.9 тыс. л. н. доминировали тундровые ассоциации, в состав которых входили *Betula nana*, *Alnaster fruticosus* и др. На сухих склонах развивались ксерофильные травянистые группировки с преобладанием полыней [8].

Это холодное событие, скорее всего, было кратковременным. По разным оценкам оно длилось от 200 [1, 5, 8] до 600 лет [63]. Из-за своей кратковременности и незначительной амплитуды DR II не всегда фиксируется в отложениях, поэтому во многих исследованиях два интерстадиала В0 и АL рассматриваются вместе.

В интервале 342–282 см торф накапливался в течение 14.1–12.8 тыс. л. н. в теплых климатических условиях, которые соответствуют событию АL. Потепление сопровождалось увеличением атмосферного увлажнения. Для этого времени наблюдаются самые высокие скорости торфонакопления, до 1.00 мм/год. Максимальное количество ацидофилов (*Eunotia praerupta*, *E. monodon*, *E. diodon*) в диатомовых комплексах отложений этого периода (рис. 5) свидетельствует об активном заболачивании территории. На региональном уровне произошло расширение лесной растительности с распространением еловых лесов, лиственничных марей, белоберезовых и каменноберезовых лесов (рис. 3, ПК 4). Из рефугиумов начали «выходить» дуб монгольский и ильм. Палинологиче-

ское изучение отложений палеолитического памятника Гончарка-1 показало, что около 12800–11350 л. н. до н. э. в центральной части Среднеамурской низменности преобладали открытые берёзовые леса с участками темнохвойных пород и лиственничные мари, отмечено незначительное присутствие широколиственных элементов [31]. В настоящее время в приустьевой зоне Амура на склонах южной экспозиции встречаются единичные дубняки площадью не более 1 га [35].

Современным аналогом растительных ландшафтов северной части Среднеамурской низменности в АL могут быть ландшафты Юго-Восточного Приохотья, включая приустьевую зону Амура, где распространены темнохвойные елово-пихтовые и берёзово-ольховые леса с подлеском из кустарниковых берёз, изредка орешника и дуба. Понижения заняты лиственничными марями и торфяниками. Эта обширная территория относится к Нижнеамурскому району Амгунь-Нижнеамурской климатической провинции, где среднегодовая температура  $-1.5^{\circ}\dots-2.5^{\circ}\text{C}$ , средняя январская  $-20\dots-24^{\circ}\text{C}$ , средняя июльская  $+15-16^{\circ}\text{C}$ , годовая сумма осадков 470–700 мм [21]. Сравнение современных климатических характеристик Амгунь-Нижнеамурской и Среднеамурской климатических провинций показывает, что 12.8–13.9 тыс. л. н. среднегодовая температура была ниже современной на  $0.5-1^{\circ}\text{C}$ , зима  $-4-5^{\circ}\text{C}$  и лето  $-3-4^{\circ}\text{C}$ , многолетнее среднегодовое количество осадков было меньше примерно на 100 мм. Климат северной части Среднеамурской низменности в АL был прохладнее и менее влажным, чем в настоящее время.

Потепление отмечено как на ближайших, так и отдаленных от Среднеамурской низменности территориях. В Центральном Сихотэ-Алине 13860–12930 л. н. увеличилось увлажнение, получили широкое развитие темнохвойные леса, в составе которых возросло участие пихты. В бассейне Бикина в низкорье практически исчез кедровый стланик. Сходная реакция ландшафтов на потепление установлена и для Южного Сихотэ-Алиня, где в АL отмечено значительное присутствие в лесной растительности хвойных, особенно ели [26]. В бассейне оз. Байкал улучшение климатических условий  $\sim 14.3-13.2$  тыс. л. н. способствовало быстрому расселению лиственничных и темнохвойных лесов. Распространение последних произошло на фоне повышения зимних температур и увеличения суммы атмосферных осадков, снижения общей континентальности климата. В это же время расширение лесной растительности началось практически на всей территории бассейна оз. Байкал [4, 38]. Потепление привело к значительной дегляциации на северо-западе европейской территории, началось

восстановление лесной растительности при частичном сохранении тундровых и степных группировок. Леса распространились от низменностей Северной Европы до Прибалтики. На южной окраине приледниковой зоны появились первые широколиственные породы [8].

В интервале 310–292 см в слое торфа возрастом 13.3–13.1 тыс. л. н. уменьшается количество пыльцы ели и увеличивается доля пыльцы фригидных берез. В ДК 4 возрастает доля арктобореальных видов (рис. 5), в отложениях этого времени сумма фотосинтетических пигментов уменьшается (рис. 4). Небольшое похолодание внутри AL выделяется в отложениях бассейна р. Бикин 13490–13110 л. н. [26], около 13.1 тыс. л. н. в осадках оз. Котокель (северо-восточное побережье оз. Байкал) и оз. Белого (Северо-Запад России) [18, 28]. На GICC05 выделен холодный эпизод GI-1b Intra Allerød Cold Period (IACP) или осцилляция килларни/герцензее продолжительностью до 250 лет. По интенсивности похолодания его сравнивают с DR III. Это кратковременное событие отмечено в разных регионах Северного полушария [8, 56, 62]. После завершения IACP на Среднеамурской низменности наступил теплый эпизод 13.1–12.8 тыс. л. н., который завершил AL. Он коррелируется со стадией GI-1a (13.1–12.9 тыс. л. н.) на GICC05 [62].

В разрезе 2-01 в отложениях, формировавшихся в течение 12.8–11.8 тыс. л. н., фиксируется похолодание, соответствующее DR III. Начало этого события ознаменовалось сильным похолоданием, которое привело к значительному сокращению березово-лиственничных и темнохвойных лесов на исследуемой территории. В составе лесной растительности значительно сократилось участие широколиственных, «вышедших» из рефугиумов. В отложениях наблюдается пик арктобореальных диатомей (рис. 4, ДК 6) и минимум содержания фотосинтетических пигментов (рис. 5). Увеличение значений зольности и уменьшение доли хлорофилла «а» свидетельствуют о снижении атмосферного увлажнения и осушении поверхности торфяника из-за усиления континентальности и иссушение климата. На торфянике широкое распространение получили фригидные кустарники и вересковые сообщества (рис. 5, ПК 5). Около 12.0–12.1 тыс. л. н. похолодание начало ослабевать, что привело к расширению березовых и темнохвойных лесов, появлению редких широколиственных (дуб монгольский и ильм японский) и сокращению зарослей фригидных кустарников. В конце DR III усилился тренд на потепление. На GICC05 отмечен стадиял GS-1 (12.8–11.7 тыс. л. н.), эквивалентный европейскому Younger Dryas (DR III) [61].

В центральной части Среднеамурской низменности в DR III были характерны ландшафты лиственничных и березовых редколесий со значительными площадями марей и болот [31]. На Шантарских островах наиболее холодно и более влажно было около 12475–12120 л. н. Растительность была представлена ерниковыми зарослями с ольховником, а также лиственничниками. С 12120 л. н. появились березовые редколесья, стало больше кедрового стланика, по-видимому, за счет увеличения снежного покрова [27]. Для о. Сахалин в пыльцевых спектрах зафиксировано уменьшение пыльцы ели. На острове Хоккайдо в период 12.7–11.5 тыс. л. н. отмечаются холодные и сухие климатические условия, господство разреженных лиственничных лесов [49, 50]. На Северо-Китайской равнине в DR III климат был холодный и сухой, были развиты лугово-степные ландшафты. В начале похолодания среднегодовое количество осадков составляло около 510 мм, что было на ~100 мм ниже, чем в настоящее время. После 12.1 тыс. л. н. количество осадков увеличилось примерно до 560 мм [67]. В Котокельской котловине стадияльные условия 12.8–12.5 тыс. л. н. стали причиной широчайшего распространения сообществ кустарниковой березки [5].

Анализ полученных данных свидетельствует о том, что DR III был менее холодным, чем DR I. Если в DR I среднегодовая температура была на 7.5–9.0 °C ниже, чем в настоящее время, можно предположить, что в DR III она могла быть на 5–7 °C ниже современной. В Приморье и на Японских островах реконструированные зимние температуры в DR III были на 2–4 °C ниже современных [7]. По данным изучения озерных отложений, на северо-западе России среднегодовая температура была примерно на 6 °C ниже современной [34].

*Ранний голоцен.* Согласно GICC05, голоцен начался 11703 ± 4 л. н. (рис. 6) [62]. Около 11.8 тыс. л. н. на Среднеамурской низменности происходит постепенное улучшение климатических условий, о чем свидетельствуют данные ПК 6 (рис. 3) и увеличение содержания фотосинтетических пигментов (рис. 4). Уменьшение скоростей торфонакопления могло быть связано с разрушением многолетней мерзлоты, улучшением дренированности в результате потепления.

Постепенное и необратимое увеличение теплообеспеченности вызвало направленную динамику расширения древесной растительности. Тундровая растительность начинала деградировать, расширялись площади лесной растительности. Активно распространялись еловые и березовые леса, ивняки занимали приречные поймы, на заболоченных лугах доминировали хвоцево-осоковые ассоциации. Несмотря на

общее повышение количества атмосферных осадков, увлажненность болот в этот период была слабой из-за увеличившегося испарения. Нахождение древесных остатков кустарников и лиственницы в отложениях инт. 210–225 см, а также высокий процент пыльцы вересковых свидетельствуют о том, что поверхностный слой торфяника был сухим.

В начале голоцена в центральной части Среднеамурской низменности распространились разреженные березово-лиственничные и кедрово-широколиственные леса, перемежающиеся с марями, болотами, лугами, приречными пойменными лесами и кустарниковыми зарослями [31]. В северной части Нижнеамурской низменности появились березово-ольховые леса с примесью лиственницы и кедрового стланика. Повсеместное распространение зарослей кедрового стланика было обусловлено теплыми снежными зимами. На юго-восточном побережье Охотского моря господствовали березово-ольховые леса с елью [35]. На северо-западе Сахалина были распространены елово-березовые леса [50], а на Южных Курильских островах одним из основных компонентов растительности был кедровый стланик [24]. На Северо-Китайской равнине по результатам палинологических исследований осадков оз. Нингджинпо после 11440 л. н. процент пыльцы деревьев превысил 60 %, в лесах стали доминировать сосна, ильм и дуб, среднегодовое количество осадков составило ~620 мм, что близко к сегодняшнему показателю [67]. В северо-западной части Японского моря тенденция к увеличению теплообеспеченности начинается около 11.7 тыс. л. н., в пыльцевой летописи отмечен высокий процент широколиственных таксонов, а также берез [42].

### ВЫВОДЫ

Торфяные отложения в разрезе Гур 2-01 мощностью 184 см позволили получить детальную непрерывную запись развития природной среды Среднеамурской низменности в позднеледниковье и начале голоцена. Данные с высоким разрешением отражают не только стадии и интерстадии, но и кратковременные теплые и холодные эпизоды внутри этих климатических событий. Выделены три стадийных события – DR I, DR II и DR III, когда климат был наиболее холодным и сухим, и два интерстадия – В0 и АL, во время которых становилось теплее и влажнее. Впервые для региона выявлены кратковременные климатические события: теплый эпизод сусака (16.1–15.9 тыс. л. н.), холодный эпизод IACP или осцилляция килларни/герцензее (13.3–13.1 тыс. л. н.).

Реконструкция количественных параметров климата предполагает, что в DR I среднегодовая темпера-

тура в северной части Среднеамурской низменности была на 7.5–9.0° ниже современной, среднегодовое количество осадков примерно на 50 мм меньше; возможно, в DR III среднегодовая температура была на 5–7° ниже, чем в настоящее время. В АL среднегодовая температура была на 0.5–1° ниже современной, среднегодовое количество осадков на 100 мм меньше.

Реконструкция развития растительности в позднеледниковье и начале голоцена показала, что в DR I элементы охотской флоры проникали до 50° с.ш., границы растительных зон смещались на юг примерно на 500–700 км. Во время похолоданий на Среднеамурской низменности была распространена многолетняя мерзлота. Ландшафты были представлены березово-лиственничной лесотундрой с ольхой и зарослями фригидных кустарников, заболоченные пространства вокруг палеозера были заняты осоково-злаковыми ценозами с участием вересковых. На горных склонах были распространены фрагменты бореальных лесов, а широколиственные элементы (дуб и ильм) сохранялись только в небольших рефугиумах, расположенных на склонах южной экспозиции. В фазы потепления и смягчения климата В0 и АL расширялись темнохвойные и березовые леса, дуб и ильм выходили за пределы рефугиумов.

Около 11.8 тыс. л. н. начинается тренд на потепление, ознаменовавший начало голоцена, но климат еще был прохладнее современного. На Среднеамурской низменности зональным ландшафтом стали березовые леса с ольхой, лиственницей и редкой примесью ильма, дуба и лещины, вторым по значимости ландшафтом были еловые леса с кедровым стлаником, древесными березами и редким участием широколиственных.

Климато- и хроностратиграфия позднеледниковья на Среднеамурской низменности хорошо коррелируется с аналогичными событиями из других регионов Северного полушария, что свидетельствует о глобальном характере их проявления.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследование выполнено в рамках тем государственных заданий ТИГ ДВО РАН № 122020900184-5 и ИВЭП ДВО РАН № 115040910002.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артемова А.В., Горбаренко С.А., Ковалева Г.В., Кузьмина В.А. Эволюция среды, климата и продуктивности Северо-Западной Пацифики в позднем плейстоцене-голоцене (на основе диатомового анализа) // Геосистемы Северо-Восточной Азии: природные и социально-экономические факторы и структуры. Владивосток: ФГБУН Тихоокеанский институт географии ДВО РАН. 2024. С. 488–494.

2. Базарова В.Б., Мохова Л.М. Субфоссильные спорово-пыльцевые спектры Нижнего Приамурья // Изучение глобальных изменений на Дальнем Востоке. Владивосток: Дальнаука, 2007. С.12–19.
3. Барина С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В. Биоразнообразии водорослей –индикаторов окружающей среды. Тель-Авив: PiliesStudio. 2006. 498 с.
4. Безрукова Е.В., Абзаева А.А., Летунова П.П., Кулагина Н.В., Орлова Л.А. Свидетельства нестабильности природной среды озера Байкал после последнего оледенения на примере пыльцевых записей из болотных экосистем // Археология, этнография и антропология Евразии. 2009. Т. 39, № 3. С. 17–25.
5. Безрукова Е.В., Тарасов П.Е., Кулагина Н.В., Абзаева А.А., Летунова П.П. Кострова С.С. Палинологическое исследование донных отложений озера Котоколь (район оз. Байкал) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 4. С. 586–595.
6. Бобров А.Е., Куприянова Л.А., Литвинцева М.В., Тарасевич В.Ф. Споры папоротникообразных и пыльца голосеменных и однодольных растений флоры европейской части СССР. Л.: Наука, 1983. 208 с.
7. Борисова О.К. Климат позднего дриаса внетропической области Северного полушария // Изв. АН ССР. Серия география. 1990. № 3. С. 66–74.
8. Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В. История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // Лед и снег. 2017. Т. 57, № 3. С. 391–416.
9. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. 1. Л.: Наука, 1974. 403 с.
10. Дудов С.В. Ботанико-географический очерк Юго-Западного Джугджур (междуречье рек Учур, Джана и Маймакан, Хабаровский край): Материалы Московского городского отделения Русского географического общества, серия Биогеография. М.: РАСХН, 2011. Т. 16. С. 92–106.
11. Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 256 с.
12. Климин М.А., Сиротский С.Е. Распределение фотосинтетических пигментов в профиле торфяных отложений как отражение колебаний климата в голоцене // Биогеохимические и геоэкологические процессы в экосистемах. Вып. 15. Владивосток: Дальнаука, 2005. С. 237–248.
13. Климин М.А., Орлова Л.А., Базарова В.Б. Искажения радиоуглеродных датировок в торфяных отложениях: одна из причин // Изучение глобальных изменений на Дальнем Востоке. Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 46–50.
14. Климин М.А., Такахара Х., Орлова Л.А. Динамика накопления отложений в позднем плейстоцене-голоцене на Гурской озерно-болотной системе (Нижнее Приамурье, Россия) // Материалы XIV научного совещания географов Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 14–16 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 175–177.
15. Климин М.А., Сиротский С.Е., Копотева Т.А. Пигментные характеристики торфяных отложений различного генезиса Нижнего Приамурья // Биогеохимия и гидроэкология наземных и водных экосистем. Вып. 20. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2013. С. 157–166.
16. Крамер П.Д., Козловский Т.Т. Физиология древесных растений. М.: Лесная промышленность, 1983. 464 с.
17. Крестов П.В., Баркалов В.Ю., Омелько А.М., Якубов В.В., Накамура Ю., Сато К. Реликтовые комплексы растительности современных рефугиумов Северо-Восточной Азии // Комаровские чтения. 2009. № 56. С. 5–63.
18. Кузьмин М.И., Безрукова Е.В., Кострова С.С. Палеоклиматические записи высокого разрешения из озера Котоколь // Вестн. РФФИ. 2012. № 2–3. С. 110–125.
19. Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. Следы похолоданий на юге Сахалина в позднеледниковье и атлантическом периоде голоцена // Успехи современного естествознания. № 3. 2018. С. 107–116.
20. Палеопалинология. Т. 1. Методика палинологических исследований и морфология некоторых ископаемых спор, пыльцы и других растительных микрофоссилий // Тр. ВСЕГЕИ. 1966. Вып. 141. 351 с.
21. Петров Е.С., Новороцкий П.В., Леншин В.Т. Климат Хабаровского края и Еврейской автономной области. Владивосток-Хабаровск: Дальнаука, 2000. 174 с.
22. Прозоров Ю.С. Болота Нижнеамурских низменностей. Новосибирск: Наука СО, 1974. 212 с.
23. Пыльцевой анализ. М.: Гостгеоиздат, 1950. 571 с.
24. Разжигаета Н.Г., Ганзей Л.А., Белянина Н.И., Гребенникова Т.А. Эволюция ландшафтов острова Шикотан в голоцене // Изучение глобальных изменений на Дальнем Востоке. Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 151–164.
25. Разжигаета Н.Г., Ганзей Л.А., Белянина Н.И. Первые данные о развитии ландшафтов на юге Курильских островов на рубеже плейстоцена-голоцена // Докл. АН. 2010. Т. 430, № 1. С. 108–113.
26. Разжигаета Н.Г., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Гребенникова Т.А., Паничев А.М., Копотева Т.А., Кудрявцева Е.П., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Старикова А.А., Петров А.Ю. Этапы развития ландшафтов западного макросклона Сихотэ-Алиня на рубеже плейстоцена-голоцена (бассейн реки Бикин) // География и природные ресурсы. 2017. № 3. С. 127–138.
27. Разжигаета Н.Г., Гребенникова Т.А., Ганзей Л.А., Чаков В.В., Климин М.А., Мохова Л.М., Захарченко Е.Н. Стратиграфия водораздельного торфяника и развитие природной среды острова Большой Шантар в позднеледниковье-голоцене // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 3. С. 85–102.
28. Садоков Д.О., Сапелко Т.В., Бобров Н.Ю., Меллес М., Федоров Г.Б. Позднеледниковая и раннеголоценовая история озерного осадконакопления на севере Молого-Шекснинской низменности на примере озера Белого (Северо-Запад России) // Вестн. СПбГУ. Науки о Земле. 2022. Т. 67. Вып. 2. С. 266–298.
29. Терлецкая А.Т. Растительный покров Дальнего Востока. Хабаровск: Изд-во Тихоокеанского гос. ун-та, 2013. 116 с.
30. Харитонов В.Г. Конспект флоры диатомовых водорослей (Bacillariophyceae) Северного Охотоморья. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2010. 189 с.
31. Шевкомуд И.Я., Яншина О.В. Начало неолита в Приамурье: поселение Гончарка-1. СПб.: МАЭ РАН, 2012. 270 с.
32. Чаков В.В., Климин М.А. Эволюция Среднеамурской низменности и трансформация состава органического вещества торфа // Биохимические и экологические исследования природных и техногенных экосистем Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1996. С. 126–134.

33. Чемяков Ю.Ф. Средне-Амурская впадина // Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская обл. М.: Недра, 1966.
34. Arslanov Kh.A., Savelieva L.A., Klimanov V.A., Chernov S.B., Maksimov F.E., Tertychnaya T.V., Subetto D.A. New data on chronology of landscape-paleoclimatic stages in northwestern Russia during the Late Glacial and Holocene // Radiocarbon. 2001. V. 43, N 2B. P. 581–594.
35. Bazarova V.B., Klimin M.A., Mokhova L.M., Orlova L.A. New pollen records of Late Pleistocene and Holocene changes of environment and climate in the Lower Amur River basin, NE Eurasia // Quaternary International. 2008. V. 179. P. 9–19.
36. Belyanin P.S., Belyanina N.I. The First Pollen Record of the Younger Dryas in the South of the Russian Far East // Doklady Earth Sciences. 2024. V. 516, N1. P. 866–871.
37. Bezrukova E.V., Abzaeva A.A., Letunova P.P., Kulagina N.V., Orlova L.A. Evidence of Environmental Instability of the Lake Baikal Area After the Last Glaciation (Based on Pollen Records from Peatlands) // Archaeology Ethnology and Anthropology of Eurasia. 2009. V. 37, N 3. P. 17–25.
38. Bezrukova E.V., Tarasov P.E., Kulagina N.V., Abzaeva A.A., Letunova P.P., Kostrova S.S. Palynological study of Lake Kotokel' bottom sediments (Lake Baikal region) // Russian Geology and Geophysics. 2011. V. 52. P. 457–464.
39. Blaauw M., Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian Analysis. 2011. V. 6, N 3. P. 457–474.
40. Bronk Ramsey C. Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal program // Radiocarbon. 1995. V. 37. P. 425–430.
41. Dreimanis A. The Susaca-Interstadial and the Subdivision of the late Glacial. Discussion // Geol. en Mijnbouw. 1966. V. 45. P. 445–448.
42. Evstigneeva T.A., Cherepanova M.V. Environmental changes clarified by pollen and diatom proxy records in the sedimentary archive of the northwestern Japan Sea during last 21.0 kyr // Palaeoworld. 2022. V. 31. P. 733–748.
43. Gorbarenko S.A., Artemova A.V., Goldberg E.L., Vasilenko Y.P. The response of the Okhotsk Sea environment to the orbital-millennium global climate changes during the Last Glacial Maximum, deglaciation and Holocene // Glob. Planet. Change. 2014. V. 116. P. 76–90.
44. Gorbarenko S.A., Nam S.-I., Rybiakova Y.V., Shi X., Liu Y., Bosin A.A. High resolution climate and environmental changes of the northern Japan (East) Sea for the last 40 kyr inferred from sedimentary geochemical and pollen data // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2014. V. 414. P. 260–272.
45. Gorbarenko S., Shi X., Rybiakova Y., Bosin A., Malakhov M., Zou J., Liu J., Velivetskaya T., Ignatiev A., Derkachev A., Wu Y., Shi F. Fine structure of dark layers in the central Japan Sea and their relationship with the abrupt climate and sea-level changes over the last 75 ka inferred from lithophysical, geochemical and pollen results // J. Asian Earth Sciences. 2015. V. 114. P. 476–487.
46. Grimm E. Tilia software 2.0.2. Springfield: Illinois State Museum Research and Collection Center, 2004.
47. Hemming, S.R. Heinrich events: massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint // Rev. Geophys. 2004. V. 42. RG1005.
48. Igarashi Y., Igarashi T., Endo K., Yamada O., Nakagawa M., Sumita M. Vegetation history since the Late Glacial of Habomai Bog and Ochiishi Cape Bog, Nemuro Peninsula, eastern Hokkaido, north Japan // J. Historical Botany. 2001. V. 10, N 2. P. 67–79.
49. Igarashi Y. Pollen record in core MD01-2421 off Kashima, Northwest Pacific: correlation with the terrestrial pollen record since MIS 6 // J. Geol. Soc. Japan. 2009. V. 115. P. 357–366.
50. Igarashi, Y., Zharov, A.E. Climate and vegetation change during the late Pleistocene and early Holocene in Sakhalin and Hokkaido, northeast Asia / Y. Igarashi, A. Zharov // Quaternary International. 2011. V. 237. P. 24–31.
51. Igarashi, Y. Climate and vegetation in Hokkaido, northern Japan, since the LGM: Pollen records from core GH02-1030 off Tokachi in the northwestern Pacific / Y. Igarashi, M. Yamamoto, K. Ikehara // J. Asian Earth Sciences. 2011. V. 40. P. 1102–1110.
52. Katamura F., Takahara H., Bazarova V.B., Klimin M.A., Ikeda S., Takehara A. Vegetation history of Lower Amur basin, Russian far east during the Last Glacial // Proceeding of International Symposium "Human Ecosystem Changes in the Northern Circum Japan Sea Area (NCJSA) in late Pleistocene", November 22–23, 2008, Tokyo, Japan. Tokyo: Faculty of Law and letters, BLD. 2, Hongo campus, The University of Tokyo, room N 1. 2008. P. 21–26.
53. Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Teil 1: Naviculaceae, in Süßwasserflora von Mitteleuropa, Stuttgart: Gustav Fischer Verlag. 1986. 876 p.
54. Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Teil 3 Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. Jena: Gustav Fischer Verlag. 1991. 576 p.
55. Krammer K. The genus Pinnularia // Diatoms of Europe. Diatoms of the European inland waters and comparable habitats. V. 1. Ruggell: A.R.G. Cantner Verlag K.G. 2000. 703 p.
56. Levesque A.J., Cwynar L.C., Walker I.R. A Multiproxy Investigation of Late-Glacial Climate and Vegetation Change at Pine Ridge Pond, Southwest New Brunswick, Canada // Quaternary Research. 1994. V. 42, Issue 3. P. 316–327.
57. Liu X., Wang S., Yang X., Tong G., Zhang E. A 16000-year pollen record of Qinghai Lake and its paleoclimate and paleoenvironment // Chinese Science Bulletin. 2002. V. 47, N 22. P. 1931–1936.
58. Mangerud J., Andersen S.T., Berglund B.E., Donner J.J. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification // BOREAS. 1974. V. 3. P. 109–126.
59. Moore P. D., Webb J. A., Collinson M. E. Pollen analysis. London: Blackwell Science. 1991. 216 p.
60. Nakamura J., Diagnostic Characters of Pollen Grains of Japan. Part 2 // Special publications from the Osaka Museum of Natural History. 1980. V. 12. 157 plates.
61. Rahmstorf S. Timing of abrupt climate change: A precise clock // Geophysical research letter. 2003. V. 30, N 10. 1510.
62. Rasmussen O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallenga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., and Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining

- and extending the INTIMATE event stratigraphy // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 106. P. 14–28.
63. Ruan J., Xu Y., Ding S., Wang Y., Zhang X. A high-resolution record of sea surface temperature in southern Okinawa trough for the past 15,000 years // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2015. V. 426. P. 209–215.
64. Takahara H., Igarashi Y., Hayashi R., Kumon F., Liew P.-M., Yamamoto M., Kawai S., Oba T., Irino T. Millennial-scale variability in vegetation records from the East Asian Islands: Taiwan, Japan and Sakhalin // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 2900–2917.
65. Van Dam H., Mertens A., Sinkeldam J. A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from The Netherlands // *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*. 1994. V. 28. P. 117–133.
66. Wang, Y.J., Cheng, H., Edwards, R.L. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years // *Nature*. 2008. V. 451. P. 1090–1093.
67. Zhang W., Fan B., Li Y., Xu Q., Li B., Ding G., Zhang J. Pollen record of precipitation changes during the Younger Dryas and Early Holocene in the North China Plain // *Quaternary International*. 2019. V. 532. P. 116–125.

*Рекомендована к печати И.Б. Цой*

после доработки 15.12.2025 г.

принята к печати 16.01.2026 г.

## ENVIRONMENTAL DEVELOPMENT OF LOWER PRIAMURYE IN THE LATE GLACIAL PERIOD

*V.B. Bazarova<sup>a</sup>, M.A. Klimin<sup>b</sup>, M.S. Lyashchevskaya<sup>a</sup>, T.R. Makarova<sup>a</sup>*

<sup>a</sup>*Pacific Geographical Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia;*  
e-mail: bazarova@tigdvo.ru

<sup>b</sup>*Institute of Water and Environmental Problems, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, Russia*

The study of the Gursky peat bog provided a continuous record of the environmental development in Lower Priamurye during the Late Glacial and the early Holocene. Three stadials: Early Dryas (DR I), Middle Dryas (DR II), and Younger Dryas (DR III) and two interstadials: Bølling (BØ) and Allerød (AL) were identified. Also, short-term climatic events, such as the Susak Warm Episode (16.1–15.9 ka BP) and the Intra- Allerød Cold Period (IACP) or the Killarney/Gerzensee Oscillation (13.3–13.1 ka BP), were identified for the first time in the region. Quantitative climate parameters were reconstructed based on the present-day plant analogues. During the Younger Dryas, the average annual temperature in the study area was 7.5–9.0 °C lower than today, and the average annual precipitation was approximately 50 mm less. During the Allerød interval, the average annual temperature was 0.5–1.0 °C lower than today and the average annual precipitation was 100 mm less. During Dryassic cooling (DR I, DR II, and DR III), elements of the Okhotsk flora arrived at the latitude 50–51°N with the boundaries of vegetation zones south-shifting by approximately 500–700 km. Permafrost was widespread in the Middle Amur Lowland, the dominant vegetation being birch and larch forest tundra with alder and thickets of frigid shrubs. Boreal forests occurred fragmentary on the mountain slopes. The populations of oak and elm survived the glaciations in small refugia to spread from them during the interstadial events (BØ and AL), as did dark coniferous and birch woodlands. About 11.8 thousand years ago a significant warming began, marking the beginning of the Holocene. In the Middle Amur Lowland, the zonal landscape became dominated by birch forests with alder, larch and a rare admixture of elm, oak, and hazel, with mixed forests of spruce and dwarf pine as the second most important landscape.

**Key words:** peat bog, pollen, spores, diatom, photosynthetic pigments, peat ash content, radiocarbon dating, Late Pleistocene, Lower Priamurye.