

ПРИРОДНЫЕ ОБСТАНОВКИ ПОЙМЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В МАЛЫЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПЕРИОД В ДЕЛЬТОВОЙ ЗОНЕ Р. ЦУКАНОВКИ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИМОРЬЕ)

**В.Б. Базарова¹, Т.Р. Макарова¹, М.С. Лящевская¹, Р.А. Макаревич¹, Н.Г. Разжигиева^{1,2},
Е.И. Гельман³, Я.Е. Пискарева³, Е.В. Астащенко³**

¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия; e-mail: bazarova@tigdvo.ru

²Институт географии РАН, Москва, Россия

³Институт истории, археологии и этнографии народов Дальнего Востока ДВО РАН, Владивосток, Россия;

Поступила в редакцию 14 июня 2024 г.

В работе рассматривается развитие поймы р. Цукановки в ее дельтовой зоне в течение малого ледникового периода (МЛП). Хронологическая привязка климатических событий проведена по корреляции с литературными данными. Относительная теплообеспеченность событий оценена по сумме пыльцы широколиственных элементов. Установлено, что на территории юго-западного Приморья за последние 700 лет было три потепления (конец XIII в., XVI в. и XVIII в. н.э.), один прохладный период (XIV в.) и три похолодания (XV в., XVII в. и XIX в.). В изменениях региональной растительности главную роль играла теплообеспеченность, а развитие пойменных ландшафтов зависело от атмосферной влагообеспеченности. Формирование пойменных отложений в дельтовой зоне р. Цукановки началось в конце средневековой климатической аномалии (СКА) – начале МЛП. Наводнения и паводки разной мощности и длительности играли главную роль в осадконакоплении. Летние наводнения были обусловлены тайфунами, тропическими и внетропическими циклонами. Масштабы весенних паводков зависели от количества зимних осадков. Усиление частоты летних осадков происходило, в основном, в холодные фазы МЛП, когда был активен летний восточноазиатский муссон. В периоды потеплений увеличивалось количество зимних осадков из-за ослабления зимней фазы муссона. Частота летних осадков была наибольшей в XIV–XV вв., XVII в. и в конце XVIII в. – начале XIX в. Значительным весенним паводкам пойма подвергалась в конце XIII в., в XVI в. и в середине XVIII в. Обильные и длительные наводнения и паводки были ведущим фактором в формировании литогенной основы пойменных ландшафтов.

Ключевые слова: пойменные отложения, гранулометрические фракции, диатомы, пыльца, малый ледниковый период, восточноазиатский муссон, юго-западное Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Пойма является самой динамичной частью речной долины. Ведущее место в развитии поймы занимают русловые процессы, совместно с почвообразованием и развитием растительности они определяют ее главные ландшафтные черты. Для большинства подгорно-равнинных и равнинных рек признаком пойменно-русловых комплексов является наличие стариц и заболоченных участков. При исследовании пойменных отложений малых и средних рек Русской равнины [24], рек степных ландшафтов Юго-Восточного Забайкалья [1, 29], Приморья [3, 4] и Верхней Камы [18] установлено, что чем меньше река, тем заметнее ее реакция на колебания климата, послед-

ствия которых «записаны» в строении аллювиальных толщ.

Проявление двух глобальных холодных событий позднего голоцена 2800–2600 л.н. и малого ледникового периода (МЛП) на юге дальневосточного региона определяется смещением географического положения и изменением интенсивности основных центров действия атмосферы (Алеутский минимум, Сибирский и Северный тихоокеанский максимумы), а также дальневосточных сезонных центров действия атмосферы (зимний охотоморский циклон, летний охотский тропосферный антициклон, Дальневосточная депрессия). Аномалии центров действия атмосферы в голоцене, как и в современный период инструментальных из-

мерений, взаимосвязаны с интенсивностью Азиатско-Тихоокеанской муссонной системы. Они сопряжены с изменением траекторий тропических и внетропических циклонов, усилением/ослаблением атмосферных осадков на Дальнем Востоке и потока влажного воздуха с Тихого океана в континентальные районы умеренных широт Северо-Восточной Азии [16, 30, 52, 63, 68]. В последние десятилетия термином «малый ледниковый период» обозначают несколько фаз относительного похолодания, имевших место в течение последнего тысячелетия. МЛП мог быть вызван сочетанием снижения солнечной активности, изменений в атмосферной циркуляции и усиления вулканизма [38, 50, 65]. В настоящее время под МЛП понимается общая тенденция к похолоданию, следовавшему за средневековой климатической аномалией (СКА) [73]. Это событие длилось с 900 по 1300 гг.* МЛП продолжался примерно с 1250 г. по 1850 г. Максимальные похолодания в северном полушарии были в середине XV, XVII и начале XIX вв. [34]. На юге Дальнего Востока и в других регионах восточной Азии в МЛП менялась не только температура, но и атмосферное увлажнение [13, 15, 21, 43, 52, 60, 64, 74, 75].

Палеоклиматические реконструкции позволяют оценить масштабы потеплений и похолоданий в прошлом и проанализировать отклик косных и биотических компонентов на эти события.

В данной работе представлена реконструкция обстановок осадконакопления на примере отложений поймы в дельтовой зоне р. Цукановки. Цель работы – установление влияния климатических факторов на пойменное осадконакопление в дельтовой зоне р. Цукановки и реконструкция природных обстановок на территории юго-западного Приморья в МЛП.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Побережье юго-западного Приморья образовано аккумулятивными террасами голоценового возраста, примыкающими к увалам и низкогорным массивам. Высота террас постепенно повышается от 1–2 м у берега моря до 7–10 м вблизи тыловых линий. Генезис террас изменяется от морского и аллювиально-морского до озерного и аллювиально-болотного [9].

Климат юго-западного Приморья умеренный муссонный. Среднегодовая температура составляет +5.7 °С, средняя температура января -10 °С, августа +20.9 °С. Многолетнее среднегодовое количество осадков на побережье 675 мм, в горах – до 1050 мм [19].

*В тексте все летоисчисления, в веках и годах, относятся к нашей эре.

Растительность юго-западного Приморья представлена широколиственными лесами. Они располагаются на низкогорьях, высоких террасах и увалах, на склонах, обращенных к долинам крупных рек, подразделяются на горные и долинные. В составе горных лесов обычны липа (*Tilia*), дуб (*Quercus*), клен (*Acer*), ясень (*Fraxinus*), орех (*Corylus*), ильм (*Ulmus*) и другие. В долинах характерны ильмовники, ольховники и ясеневники; вдоль русел рек и ключей – чозенники и ивняки [8]. На наиболее высоких (600–900 м) водораздельных участках Черных гор распространены кедрово-широколиственные леса, в составе которых вместе с пихтой (*Abies*) и елью (*Picea*) встречается сосна густоцветковая (*Pinus densiflora*), также она растет на прибрежных скалах [25]. В долине р. Цукановки леса занимают незначительную площадь и встречаются небольшими пятнами вдоль русла реки. Основными лесными формациями в нижнем течении являются черемуховая (*Padus avium* L.) и ивовая (*Salix tarakiensis*, *S. udensis*, *S. schwerinii*, *S. gracilistyla*). В дельтовой зоне единично отмечены чозения толокнянколистная (*Chosenia arbutifolia* (Pall.) A. Skvorts.), ильм горный (*Ulmus laciniata* (Trautv.) Mayr), ольха волосистая (*Alnus hirsuta* (Spach) Fisch. ex Rupr.). На низкой правобережной пойме развиты сырые вейниково-тростниковые луга (*Calamagrostis angustifolia* Kom., *Phragmites australis* (Cav.) Trin. ex Steud.).

Река Цукановка образуется слиянием нескольких рек, стекающих с Чёрных гор. Ее длина 29 км, площадь бассейна составляет 175 км², впадает в бухту Экспедиции (залив Посыета Японского моря). Абсолютная высота в дельтовой зоне меняется от 0 до 3 м. В дельтовой зоне р. Цукановка неоднократно меняла русло, образуя сеть рукавов, их остатки представлены несколькими старицами. На правобережье расположен археологический памятник Краскинское городище, которое являлось центром столичного округа Яньчжоу в государстве Бохай (698–926 гг.) [6]. Памятник находится в 0.4 км от русла реки и в 0.4 км от бухты Экспедиции. Городище функционировало как порт, через который осуществлялась связь с Японией [5] (рис. 1).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

На левобережье р. Цукановки в береговом обнажении (2 м над уровнем моря, 1.8 м над урезом воды) зачищен разрез (т. 1–18, рис. 1) мощностью 1.4 м (42°41' с.ш., 130°46' в.д.), который удален от устья реки ~ на 1 км (рис. 1). Уклон реки на этом участке составляет 0.002 м/м. Верхняя часть разреза (интервал 0–48 см) представлена антропогенно измененным слоем. Начиная с глубины 48 см, отобрано 46 проб с



Рис. 1. Карта района исследования и расположения разреза (т. 1–18).



шагом 2 см. Описание литологической колонки (сверху-вниз):

	Интервал, см		
1. Антропогенный слой из смеси песка, суглинка и гравия	0–48	7. Суглинок с разнозернистым песком, светло-коричневый, тугопластичный, с пятнами ожелезнения.....	103–109
2. Суглинок с мелкозернистым песком, влажный, коричневого цвета, с обилием слюды	48–70	8. Алеврит коричневый, пластичный, с пятнами ожелезнения.....	109–114
3. Алеврит гумусированный, коричневый, мягкий, пластичный	70–75	9. Суглинок с разнозернистым песком, темно-рыжий (ожелезнение), тугопластичный.....	114–129
4. Суглинок с разнозернистым песком, пластичный, бурый, в нижней части пятна ожелезнения	75–87	10. Алеврит серый, пластичный	129–131
5. Суглинок с крупно- и среднезернистым песком, тугопластичный, коричневого цвета со слюдой....	87–97	11. Алеврит темно-серый, мягкий, пластичный, присутствует слюда.....	131 и ниже

Реконструкция обстановок осадконакопления выполнена по данным спорово-пыльцевого, диатомового, гранулометрического и радиоуглеродного анализов. Для извлечения пыльцы и спор применена стандартная методика [20]. Относительное содержание каждого таксона в спектре определялось в процентах от суммы всех пыльцевых зерен. Таксономический состав диатомовых водорослей и экологические характеристики отдельных видов определялись с использованием литературных источников [26, 41]. Спорово-пыльцевая и диатомовая диаграммы построены с помощью программы TILIA v. 2.0-41 [36]. Исследование гранулометрического состава отложений выполнено методом сухого ситования [12]. Радиоуглеродная дата 132 ± 100 BP (ИМКЭС14С79) получена из гумусированного алевролита (инт. 70–75 см) в ИМКЭС СО РАН (г. Томск), активность радиоуглерода рассчитана на спектрометре-радиометре Quantulus 1220 (PerkinElmer). Дата откалибрована в программе CALIB REV 8.2 [55] – 1781 ± 107 AD (2 σ).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Спорово-пыльцевой анализ. Субфоссильные палиноспектры из наилок р. Цукановки отражают как современную растительность побережья юго-западного Приморья, так и локальную дельтовой зоны р. Цукановки [13, 14].

Проанализировано 46 проб, визуально выделено 7 палинозон. Во всех спорово-пыльцевых спектрах (СПС) в общем составе доминирует пыльца трав и кустарничков (травяная группа или группа трав), за исключением интервала 65–70 см, где больше всего спор (рис. 2).

Палинозона 1 (инт. 140–128 см). Присутствует максимальное обилие пыльцы деревьев и кустарников (древесная группа) до 37 %, на долю травяной группы приходится до 55 %, спор – до 15 %. В древесной группе доминирует пыльца хвойных *Pinus* s/g *Diploxylon* – до 20 %, присутствуют *P. s/g Haploxylon* – до 5 %, *Picea* – до 2 %, *Juniperus* – единично. Пыльца мелколиственных (*Betula* sect. *Albae*, *B. sect. Costatae*, *Alnus*, *Salicaceae*) найдена в пределах 3–7 % для каждого таксона. Пыльца широколиственных (*Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Juglans*, *Tilia*) составляет по 3–6 % на каждый вид. Сумма пыльцы термофильных (*Carpinus*, *Aralia*, *Kalopanax*) – до 3 %. В группе трав доминирует пыльца *Artemisia* (до 35 %), присутствуют *Cyperaceae*, *Poaceae* до 10 %, *Thalictrum* – 10 %, *Ranunculaceae* – до 7 %, в незначительном количестве синантропные травы – *Urtica* (до 2 %) и *Plantago* (до 3 %).

Палинозона 2 (инт. 128–122 см). Количество древесной пыльцы уменьшается – до 15–20 %, трав

увеличивается – до 60 %, спор – до 25 %. Мелколиственные представлены *Alnus* и *Betula* sect. *Albae* – до 13 % каждого таксона, *B. sect. Costatae* – до 4 %, *Salicaceae* – до 5 %. Хвойные *Pinus* s/g *Diploxylon* – до 5 %, *Picea* – до 3 %, *P. s/g Haploxylon* – до 3 %. Количество широколиственных уменьшается – по 1–4 % каждого таксона, термофилов – до единичных зерен. Единично встречается пыльца *Ephedra*. Среди трав доминирует *Artemisia* (30–45 %), возрастает *Poaceae* до 25 %, *Cyperaceae* до 20 %, *Ranunculaceae* до 25 %, *Thalictrum* до 9 %, *Cichorioideae* до 5 %, *Chenopodiaceae* до 4 %. Присутствует синантропная пыльца *Plantago* (2–3 %) и *Urtica* единично.

Палинозона 3 (инт. 122–118 см). Минимальное присутствие пыльцы древесных – до 10 %, доминируют травы и кустарнички – до 70 %, спор – 15–20 %. Резко сокращается присутствие пыльца хвойных – *Pinus* s/g *Diploxylon* и *P. s/g Haploxylon* – до 2 % каждого таксона, исчезает *Picea*. Уменьшается обилие пыльцы *Betula* sect. *Albae*, *B. sect. Costatae*, *Alnus* и широколиственных, исчезает пыльца термофилов. В группе трав доминирует *Artemisia* – до 40 %.

Палинозона 4 (инт. 118–98 см). По сравнению с палинозоной 3 незначительное увеличение пыльцы древесной группы – до 20 %, чуть больше спор – до 15–20 %. Заметно увеличивается *Alnus* – 15–20 %, стало больше пыльцы *Pinus* s/g *Diploxylon* – до 5 %, появляется пыльца *Picea* и *P. s/g Haploxylon* – до 2 % каждого таксона. Широколиственные представлены *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Juglans*, *Tilia*, единично встречаются термофилы *Aralia* и *Kalopanax*. В группе трав продолжает доминировать пыльца *Artemisia*, но ее количество уменьшается – 15–35 %. Значительно увеличивается *Chenopodiaceae* до 28 %, *Poaceae* – до 15 %, луговое разнотравье.

Палинозона 5 (инт. 98–88 см). Уменьшается обилие древесной пыльцы до 9 %, увеличивается доля трав до 73 % и спор до 40 %. Среди древесных уменьшается пыльца *Alnus* до 12 %, *Betula* sect. *Albae* до 4 %, незначительно увеличивается *B. sect. Costatae* до 4 %. Среди хвойных снижается *Pinus* s/g *Diploxylon* (3–6 %), участие *P. s/g Haploxylon* и *Picea* небольшое. Пыльцы широколиственных становится меньше – *Quercus*, *Juglans* и *Corylus* (2–3 % каждого таксона), единично встречается *Ulmus* и *Tilia*. Среди трав увеличивается *Artemisia* до 41 %, *Ranunculaceae* до 14 %, уменьшается *Cyperaceae* до 8 %, *Chenopodiaceae* до 15 %, *Poaceae* до 12 %, присутствует *Thalictrum* до 6 %.

Палинозона 6 (инт. 88–56 см). Доля древесной пыльцы увеличивается до 35 %, трав – 25–60 %, спор – 15–40 %. Среди древесных доминируют *Alnus* (до 17 %), увеличивается *Betula* sect. *Albae* (5–10 %),

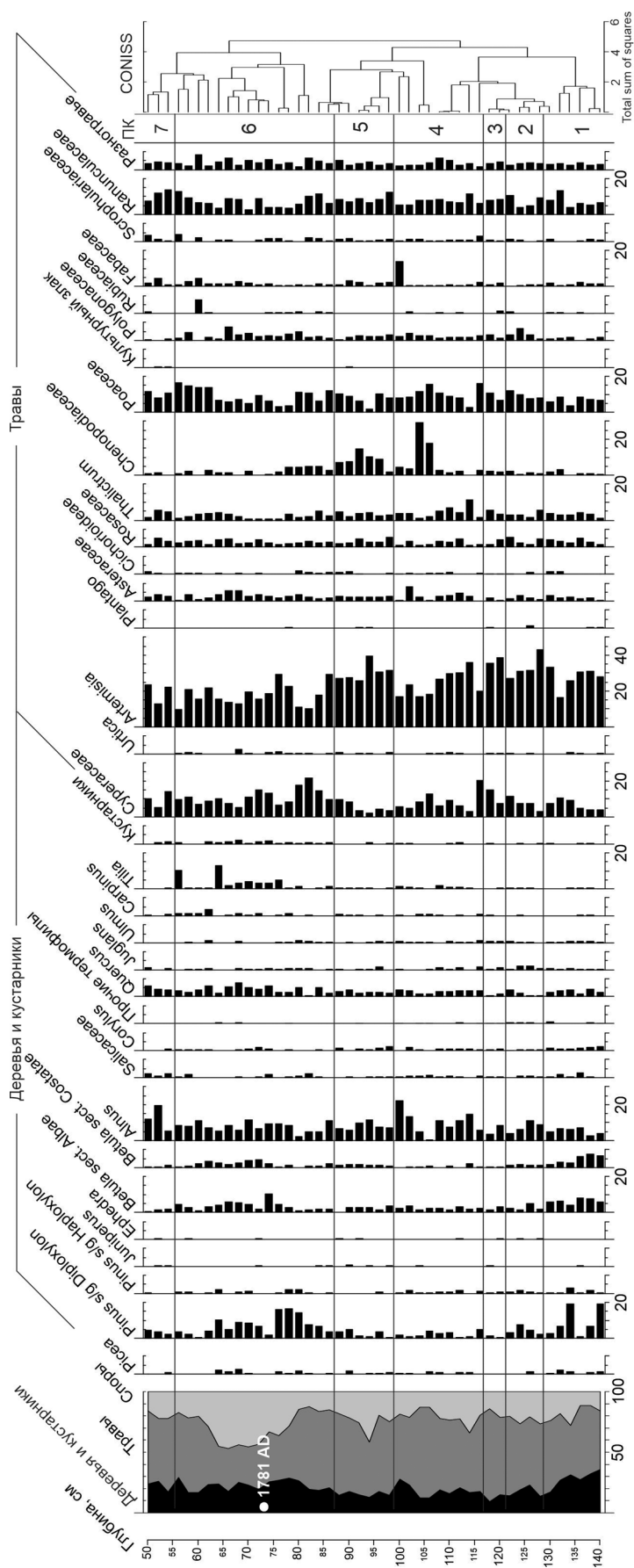


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений поймы р. Цукановки.

B. sect. Costatae (3–5 %). В хвойной группе значительно возрастает содержание *Pinus* s/g *Diploxylon* (10–19 %), *P. s/g Haploxylon* (2–3 %), появляется *Picea*. Среди широколиственных заметно увеличивается обилие пыльцы *Tilia* (до 18 %), *Quercus* (5–10 %), присутствуют *Juglans*, *Ulmus*, *Corylus* и термофил *Carpinus* (до 5 % каждого). Пыльца других термофилов *Aralia* и *Kalopanax* найдена в пределах 1–1.5 %. В группе трав уменьшается обилие пыльцы *Artemisia* (15–30 %), но она продолжает доминировать. Увеличивается присутствие пыльцы *Cyperaceae* (10–25 %), встречается *Ranunculaceae* (5–15 %), *Chenopodiaceae* (4–10 %), *Roaceae* (5–15 %), *Polygonaceae* и *Asteraceae* до 6–8 % каждого таксона. Увеличивается содержание *Urtica* (до 4 %) и *Plantago*.

Палинозона 7 (инт. 56–48 см). Количество древесной пыльцы уменьшается незначительно (20–30 %), пыльца трав увеличивается (до 65 %), уменьшается доля спор до 20 %. В древесной группе доминирует *Alnus* (12–20 %), становится меньше *Betula sect. Albae* и *B. sect. Costatae* (до 2 % каждого таксона). Среди широколиственных незначительно уменьшилось обилие *Quercus* (4–7 %), *Tilia* (до 1–2 %), *Carpinus* (до 2 %). Присутствуют *Juglans*, *Ulmus* и *Corylus* (до 2 % каждого таксона). Среди трав продолжает доминировать *Artemisia* (до 25 %), много *Roaceae*, *Ranunculaceae* и *Cyperaceae* (до 15 % каждого таксона). Пыльца *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Fabaceae*, *Thalictrum* присутствует в пределах 2–7 % каждого таксона.

Диатомовый анализ. Список диатомей, определенных в отложениях дельты р. Цукановки, насчитывает 131 вид, из них 119 пресноводных и 12 солоновато-водных и морских. Из пресноводных наиболее разнообразны донные виды (60), меньше – обрастания (49), планктонных и временно планктонных (10). Преобладают космополиты (85), меньше – бореальных (11) и арктобореальных (11) видов. По отношению к pH среды доминируют циркумнейтральные виды (49), меньше – алкалифилов (45), ацидофилов – 21. По отношению к солености 75 видов – индифференты, 19 – галофобы, 9 – галофилы. Среди морских и солоновато-водных преобладают бентосные – 9 видов, планктонных – 3 вида.

По отношению к местообитанию диатомей разделены на две экологические группы. Первая группа – озерно-реофильные диатомей. Она объединяет аллохтонные виды, обитающие как в стоячих, так и в текущих водах, которые указывают на речное влияние. Стабильно встречаются обрастатели *Ulnaria ulna*, *Encyonema silesiacum*, *Epithemia adnata* и планктонные виды *Aulacoseira distans*, *A. italica*, *Tabellaria*

flocculosa. Вторая группа – виды, способные обитать при незначительном увлажнении и переносить временные осушки субстрата (условно почвенные). Сюда входят циркумнейтральные по отношению к pH среды и индифферентные по отношению к солености космополиты *Luticola mutica*, *Diademesis contenta*, *Pinnularia borealis*, *Hantzschia amphioxys*. Наиболее высокого обилия достигает *Hantzschia amphioxys*, приспособленная к обитанию в различных биотопах, включая влажную почву и лужи. В отдельных слоях содержание *Hantzschia amphioxys* достигает 40 %, что свидетельствует об автохтонности этого вида. Выделено 8 диатомовых комплексов (рис. 3).

Комплекс 1 (инт. 140–134 см). Преобладает группа озерно-реофильных диатомей (83.4 %). Доминируют временно планктонные *Melosira varians*, характерный для слаботекущих и стоячих эвтрофных вод, *Tabellaria flocculosa*, типичный для болот, а также *Ulnaria ulna*, *Encyonema silesiacum*, массово развивающиеся в реках Дальнего Востока. Сумма почвенных диатомей достигает 7.7 %. Доминируют индифференты (до 68 %), циркумнейтральные виды и алкалифилы.

Комплекс 2 (инт. 134–114 см). Преобладают аллохтонные виды (до 88 %). Доминируют планктонные *Aulacoseira distans*, *A. italica*, субдоминантами выступают обрастатели *Ulnaria ulna*, *Epithemia adnata*, *Encyonema silesiacum*. Доля почвенных видов увеличивается до 15 %, среди них преобладает *Hantzschia amphioxys*. Содержание болотных диатомей составляет 13 %, что указывает на слабую заболоченность долины. Доминируют индифференты (до 85 %), циркумнейтральные виды и алкалифилы. Содержание бореальных и арктобореальных видов увеличивается до 29 % в верхней части. Присутствуют морской вид *Triblionella granulata* и солоновато-водные *Navicula peregrina*, *Gyrosigma spenserii* (до 3 %).

Комплекс 3 (инт. 114–112 см). Особенностью этого комплекса является повышение доли почвенных диатомей до 21 %. Отсутствуют морские и солоновато-водные виды.

Комплекс 4 (инт. 112–106 см). Снижается содержание видов диатомей, характерных для временно осушенных почв, до 10.5 %, доля диатомей болотных обитаний повышается до 19 %. Отсутствуют морские и солоновато-водные. В интервале 112–110 см снижается количество видов диатомей в 2–3 раза по сравнению с выше- и нижележащими слоями.

Комплекс 5 (инт. 106–102 см). Количество почвенных видов возрастает до 38 %, болотных – уменьшается до 5.7 %. В интервале 104–106 см отмечены морские *Auliscus sculptus*, *Pinnunavis yarrensii* и со-

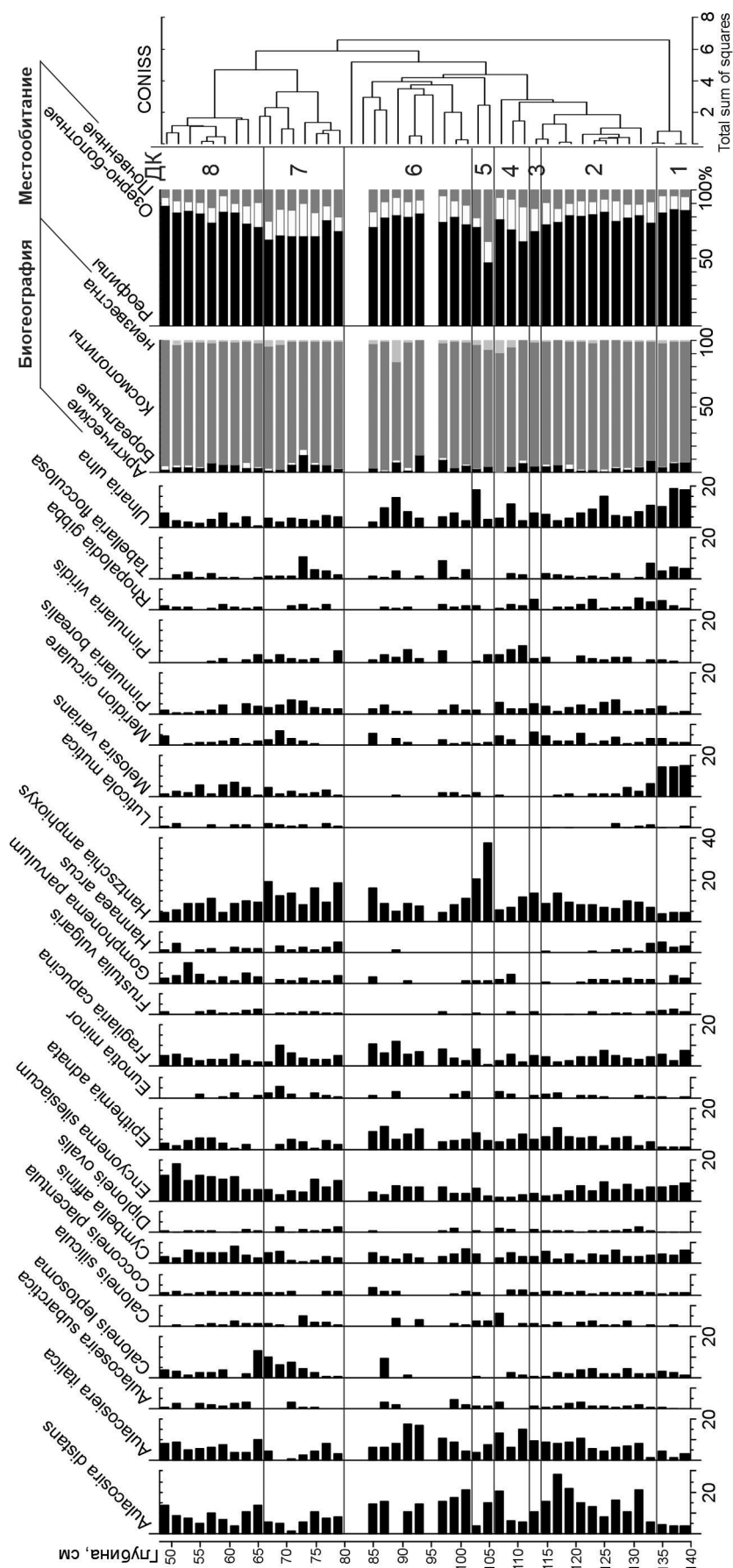


Рис. 3. Диатомовая диаграмма отложений поймы р. Цукановки.

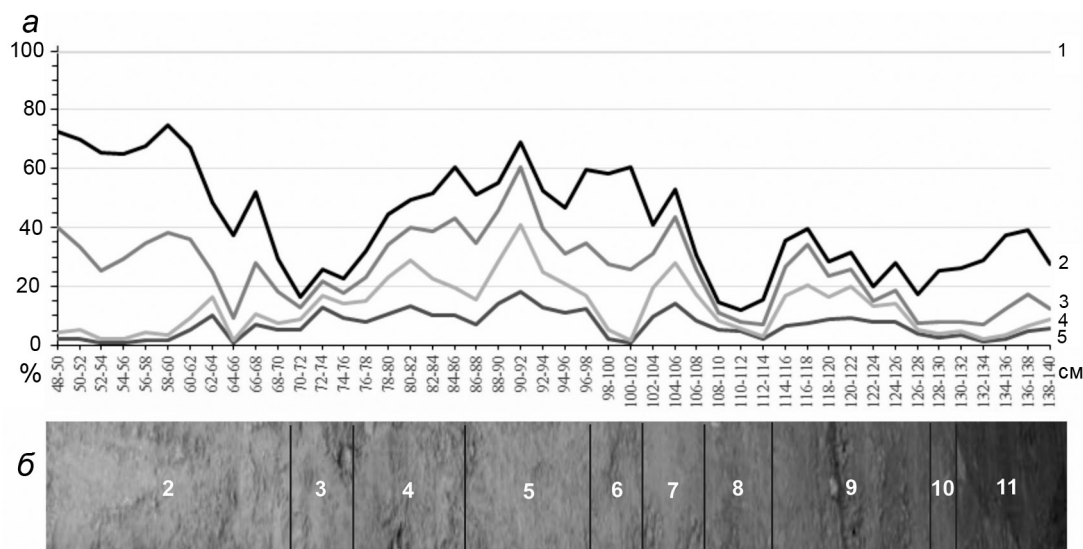


Рис. 4. Содержание гранулометрических фракций (%) (а).

Фракции (мм): 1 – < 0.05; 2 – 0.05–0.1; 3 – 0.1–0.25; 4 – 0.25–0.5; 5 – 0.5–1.0.

б – стратиграфия пойменных отложений р. Цукановки (нумерация слоев соответствует стратиграфическому описанию разреза).

лоновато-водный *P. elegans*. Снижается видовое богатство диатомей, сильно возрастает разнообразие и количество почвенных.

Комплекс 6 (инт. 102–80 см) характеризуется уменьшением почвенных видов до 15 % и увеличением болотных до 17 %. Присутствуют морские *Triblionella granulata*, *Pinnunavis yarrensensis* и солоновато-водный *Diploneis interrupta*. Повышается количество ацидофилов (до 30 %). В интервалах 80–86 см и 90–96 см резко снижается количество видов диатомей, почти в 2–3 раза по сравнению с выше- и нижележащими слоями.

Комплекс 7 (инт. 80–66 см). Содержание почвенных диатомей возрастает до 27 %, количество болотных видов остается на достаточно высоком уровне.

Комплекс 8 (инт. 66–48 см). К кровле слоя уменьшается обилие почвенных диатомей до 16 %, болотных до 4 %, увеличивается содержание планктонных видов до 24 %. Во всем интервале присутствуют морские и солоновато-морские виды (до 4.6 %).

Гранулометрический анализ. Пробы разделены на фракции крупного песка (1.0–0.5 мм), среднего песка (0.5–0.25 мм), мелкого песка (0.25–0.10 мм), крупного алеврита (0.10–0.05 мм) и фракцию < 0.05 мм, включающую частицы среднего/мелкого алеврита и пелитовые фракции. Графическое отображение полученных результатов указывает на увеличение количества частиц псаммитовой размерности (1.0–0.05 мм) по мере формирования осадочной толщи. В верти-

кальном профиле выделяются четыре пика содержания этих частиц – в интервалах 136–138, 116–118, 90–92 и 58–60 см. С глубины 106 см доля псаммитовых и крупноалевритовых частиц начинает заметно возрастать. Осадки в интервале 78–68 см сформированы преимущественно тонкими фракциями. Присутствие псефитовой фракции (частицы размером > 1 мм, гравий и дресва) отмечено в интервалах 94–82, 106–102 и 118–116 см (рис. 4). В интервалах 102–86, 118–116 и 134–130 см в незначительных количествах встречена слюда, больше всего ее в осадках интервала 60–48 см.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изменение климата и растительности.

Хронологическая привязка климатических событий проведена с привлечением литературных данных [50]. Относительная теплообеспеченность оценивалась по сумме пыльцы широколиственных элементов, встреченных в пойменных отложениях р. Цукановки: лещина (*Corylus*), дуб монгольский (*Quercus mongolica*), орех маньчжурский (*Juglans manshurica*), клен маньчжурский (*Acer manshurica*), ильм (*Ulmus*), граб сердцелистный (*Carpinus cordata*), бархат (*Phellodendron*), аралия (*Aralia*), калопанакс (*Kalopanax*), липа амурская (*Tilia amurensis*), сирень амурская (*Syringa amurensis*), ясень маньчжурский (*Fraxinus manshurica*).

В современных пробах доля древесной и кустарниковой пыльцы – до 23 %, трав и кустарничков – до 58 % [14, 17]. СПС из отложений краскинского

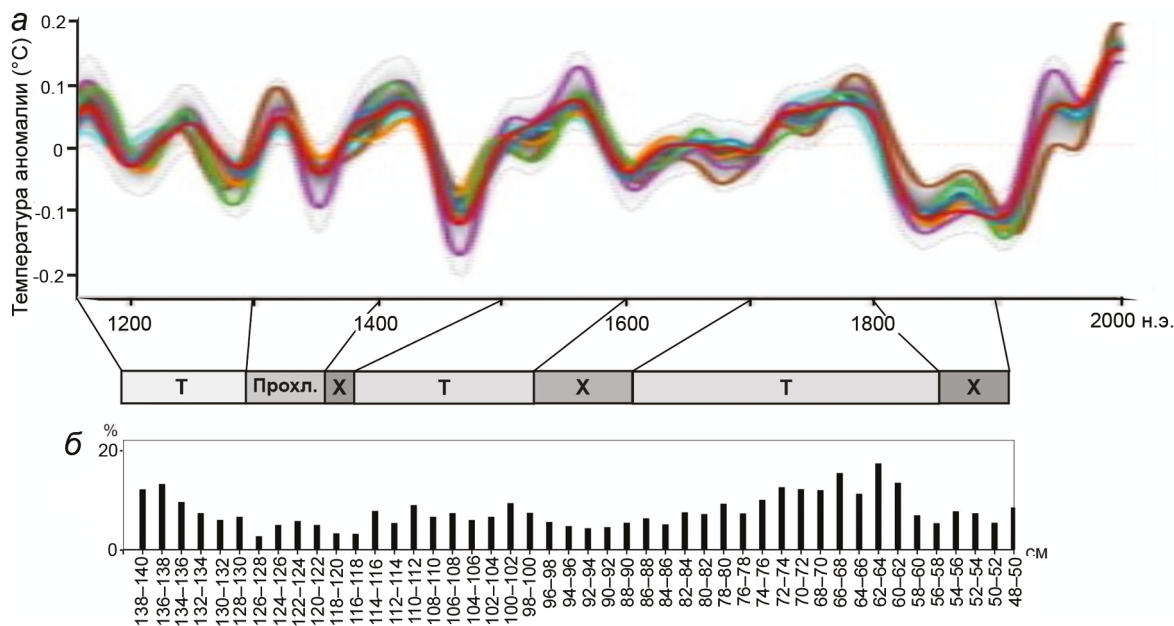


Рис. 5. Корреляция реконструированных климатических событий МЛП с модельными средними глобальными температурами.

a – средняя глобальная температура [PAGES 2k ..., 2019]; *б* – реконструированные климатические события: Т – потепления, Х – похолодания.

могильника, датированного XII–XIII вв., содержат пыльцу трав до 53 %, древесно-кустарниковую – до 33 %. Из широколиственных пород найдена пыльца дуба, граба, липы, ясеня, бархата, аралии, лещины, из хвойных – пыльца сосны густоцветковой, ели, единично пихты [23]. В СПС палинозоны 1 содержание древесно-кустарниковой пыльцы – до 37 %, трав – 55 %, т.е. выше, чем в современных. Сумма пыльцы широколиственных – до 12 % (рис. 5), термофильных граб, аралия и калопанакс – до 3 %, сосны густоцветковой – до 20 %. Такой состав пыльцы палинозоны 1 характеризует климат теплее современного, который был в период СКА. В предгорьях были распространены широколиственные леса с участием хвойных, представленных кедром корейским (*Pinus koraiensis*), елью. Сосна густоцветковая была распространена на сухих скалистых или каменистых склонах, на песчаных речных и озёрных отложениях, а также на обрывистых берегах. Из широколиственных доминировал дуб, присутствовали ильм, орех маньчжурский и липа амурская. Встречались термофильные граб, аралия и калопанакс. В долинных лесах росли ольха пушистая (*Alnus hirsuta*), березы маньчжурская (*Betula manshurica*) и даурская (*B. davurica*), на пойме – ивняки и ценозы умеренно влажных лугов с незначительным участием синантропных трав, имело место мозаичное заболачивание. Во время СКА на юге Дальнего Востока среднегодовая температура в материковой

части была на 1–1.3 °C выше, чем в настоящее время [51]. В лесных формациях увеличивалась роль широколиственных пород. Отмечается, что в СКА имела место малоамплитудная трансгрессия [10, 51]. В Китае в 950–1320 гг. климат был теплым и влажным, в провинции Цзилинь, граничащей с юго-западным Приморьем, были распространены смешанные хвойно-широколиственные леса с преобладанием сосен. Широколиственные породы были представлены дубом, орехом маньчжурским, ильмом и грабом [42, 75].

СПС палинозоны 2 отражают постепенное уменьшение тепла, климат становился прохладным, атмосферная влажность снижалась. В предгорных лесах сокращалось участие кедра корейского, дуба монгольского и ореха маньчжурского. На скалистых побережьях стало значительно меньше сосны густоцветковой. Площади долинных ольхово-березовых лесов сокращались. Влажные луга с гигрофитными ценозами занимали низинные участки поймы, сохранялось мозаичное заболачивание. На суходолах господствовали полынно-злаковые ассоциации. Такие изменения происходили в XIV в. с началом МЛП. Начало похолодания также было отмечено в Японии в 1340–1360 гг. [28].

СПС палинозоны 3 показывают усиление похолодания с понижением атмосферной влажности. Похолодание способствовало еще большему сокращению горных и долинных лесов, площади пойменных

влажных лугов и заболоченных участков. Это похолодание было зафиксировано на юге Приморья в XV в. [14, 15], оно сопоставимо с самым сильным похолоданием XV в. на территории Китая [59, 70], с холодным эпизодом 1480–1510 гг. в Центральном Сихотэ-Алине [53], похолоданием в Японии в 1490–1500 гг. [28], на Корейском полуострове во второй половине XV в. – начале XVI в. [39]. В Нижнем Приамурье пик похолодания пришелся на конец XIV–XV вв., среднегодовая температура была на 1 °C ниже современной [2]. В Восточной Азии максимально холодно было в 1453–1497 гг. [33]. На Русской равнине наиболее холодным был XV в. с температурой на 0.8 °C ниже современной [7], на Алтае было холодно во второй половине XV в. [27]. В канадской Арктике были найдены остатки растительности, вмёрзшие в лед во время быстрого сильного похолодания ~ в 1450 г. [49]. В Северном полушарии аномально холодным был интервал 1452–1471 гг. со снижением среднегодовой температуры на 0.96 °C [67]. Это событие сопоставимо с 90-летним снижением солнечной активности, гранд-минимумом Шпёрера (1460–1550 гг.) [65].

Состав СПС палинозоны 4 характеризует незначительное потепление с повышением влажности. В предгорных лесах увеличилось участие широколиственных пород, в основном дуба и незначительно липы амурской. В долинных лесах существенных изменений не произошло. Уменьшились площади суходольных полынно-злаковых лугов, расширились заболоченные участки. Такие изменения соответствуют умеренному потеплению XVI в., которое было зафиксировано по дендрохронологическим данным в Южном Сихотэ-Алине для периода 1560–1585 гг. [60], в северном Китае теплой была середина XVI в. [44].

Понижение температуры и атмосферного увлажнения характеризуют СПС палинозоны 5. Реконструкция показала, что в составе предгорных и долинных лесов существенных изменений не произошло. В припойменных лесах сократилась роль ольхи, на самой пойме стало суше, расширились суходольные луга с полынно-марево-злаковыми ценозами, в понижениях сохранялись влажные луговые сообщества. Похолодание XVII в. было зафиксировано в пойменных отложениях р. Цукановки [14], в предгорьях западного Сихотэ-Алиня [21]. В Южном Сихотэ-Алине периоды похолодания дендрохронологическим методом определены для 1643–1649, 1659–1667 и 1675–1689 гг. [60]. На Сахалине похолодание отмечено в 1680–1710 гг. [66]. На Алтае значительные понижения летних температур были в XVII в. [27]. В Японии были выделены холодные периоды в 1611–1650, 1691–1720 гг. [48] и 1645–1710 гг. [28]. На территории восточного Китая было холодно в 1605–1616, 1645–1677 и 1684–1691 гг.

[47]. На Корейском полуострове похолодание было во второй половине XVII в. – начале XVIII в. [39]. Все выделенные похолодания по времени согласуются со снижением солнечной активности в 1645–1715 гг. (гранд-минимум Маундера) [35, 65].

Состав СПС палинозоны 6 отражает относительно теплые климатические условия с повышенным атмосферным увлажнением в XVIII в., что подтверждается калиброванной датой 1781 AD. Начало и конец века были менее теплыми, чем его середина. В предгорьях и долинах увеличилась облесенность. В лесах стало больше кедра корейского, ели и широколиственных, на скалистых берегах – сосны густоцветковой. В середине века потепление усилилось, что выразилось в увеличении роли широколиственных пород (рис. 5), представленных липой амурской, дубом монгольским, грабом сердцелистным, орехом маньчжурским, единичными термофилами (аралия и калопанакс). В долине расширились ольхово-березовые леса, на пойме – ивово-ольховые заросли. Низинные участки поймы были заболочены, на влажных лугах развивались ценозы из осок и мезофитных трав. Сократились суходольные участки, на которых были распространены полыни и мезофитное разнотравье. К концу века потепление ослабевало, атмосферное увлажнение уменьшалось. В предгорных лесах сокращалось участие хвойных и широколиственных пород, сокращались площади долинных лесов. На пойме становилось суше, распространялись полынно-злаковые ценозы. Это потепление отмечено и в других регионах. На территории северо-восточного Китая – в 1767–1785, 1787–1793 и 1795–1807 гг. [47], на Северо-Китайской равнине – в 1701–1780 гг. [69], в южном Сихотэ-Алине – 1738–1743 гг., 1756–1759 гг., 1776–1781 гг., 1787–1793 гг. [60], на Алтае – в XVIII в. [27]. На Русской равнине начало XVIII в. было прохладным, незначительное потепление с повышением атмосферной влажности зафиксировано во второй половине века [7].

СПС палинозоны 7 отражают незначительное похолодание с умеренной влажностью. В составе горных и предгорных лесов сократилось участие кедра корейского и ели, стало меньше широколиственных пород. В долинных лесах доминантой стала ольха волосистая. На пойме распространились ивняки и влажные луга, сократились заболоченные участки. На суходолах были развиты полынно-злаковые ценозы. Это похолодание зафиксировано и на прилегающих территориях: в Южном Сихотэ-Алине в 1807–1818, 1822–1827, 1836–1852 и 1868–1887 гг. [60], на северо-востоке Китая в 1827–1851 и 1878–1889 гг. [76]. В целом XIX в. был холоднее предыдущего. Это похо-

лодание сопоставимо с гранд-минимумом солнечной активности Дальтона (1790–1830 гг.) [37].

Таким образом, на территории юго-западного Приморья реконструировано три потепления (конец XIII в., XVI в., XVIII в.), умеренный климат XIV в., сопоставимый с современным, и три похолодания (XV в., XVII в. и XIX в.). Из трех похолоданий МЛП максимально холодным был XV в., менее холодным – XVII в., наименее холодным – XIX. В Восточной Азии за последние 700 лет холодными были периоды в 1453–1497, 1589–1600 и 1634–1688 гг. [33, 58]. Выделенные события МЛП в юго-западном Приморье сопоставимы с изменениями климата на большей части северной Евразии (табл.), что свидетельствует об их глобальном проявлении.

С помощью семи различных статистических методов был проанализирован архив палеоклиматических записей, по которым восстановлена история средних глобальных поверхностных температур в течение последних двух тысячелетий. В последнем тысячелетии потепления определены в 1320, 1560 и 1780 гг., холодные – в 1450 и 1820 гг. Реконструкция крупных извержений вулканов в тропиках и высоких широтах за последние 2500 лет показала хорошую корреляцию с холодными событиями этого периода [50]. Крупные извержения были основными факторами межгодовой и десятилетней изменчивости температуры в Северном полушарии. Похолодания были пропорциональны величине вулканического воздействия и сохранялись до десяти лет после некоторых из крупнейших эруптивных эпизодов. Особенно сильная корреляция отмечается между данными вулканического воздействия и климатических моделей с 1300 по 1800 гг. Наибольшее влияние вулканических извержений на климат отмечается в середине XIII в., во второй половине XV в. и в начале XIX в. [38, 50]. Предполагается, что при глобальном похолодании вклад извержений вулканов в понижение усредненной температуры воздуха может составлять 0.1–0.2 °C [56].

Развитие поймы. В юго-западном Приморье следы малоамплитудных регрессивных и трансгрессивных фаз хорошо фиксируются в рельефе аллювиальных дельт. При регрессии лагунные фации сменяются аллювиальными и болотными. На рубеже 6 тыс. л. н. отмечается максимальный подъем уровня Японского моря в голоцене (2–3 м) [9]. В нижнем течении р. Цукановки из отложений низкой морской террасы получена ^{14}C дата 5050 ± 70 BP (5794 ± 85 кал. л.н.). Спорово-пыльцевые комплексы насыщены термофильной пылью, что свидетельствует о теплом климате. В это время на месте современной дельты существовал

теплый мелководный залив, о чем свидетельствуют находки прибрежно-морских и солоновато-водных диатомей. В дельте р. Цукановки из отложений суббореального возраста получен смешанный комплекс диатомей, свидетельствующий о накоплении осадков в приустьевом сильно распресненном водоеме [11]. В раскопе Краскинского городища материк на глубине 2 м представлен горизонтом лугово-болотной почвы возрастом 1520 ± 80 л.н. (519 ± 78 г. н.э.). Почва формировалась на месте бывшей распресненной лагуны в условиях длительного переувлажнения [5, 13].

В эволюции пойм основную роль играет осаждение во время наводнений крупных русловых отложений (латеральные и вертикальные нарастания) и более мелких мелкозернистых отложений (вертикальные нарастания). Последовательность отложений, связанных с наводнениями, можно отличить друг от друга на основе изменения физических характеристик паводковых отложений (размер зерна и вещественный состав отложений). Изменение размера зерен в пойменных отложениях может свидетельствовать о масштабах гидрологических событий в прошлом [45, 61].

Пластичный алевроит серого цвета в изученном разрезе (инт. 127 см и ниже) осаждался в заключительную фазу СКА в эвтрофном озере, в которое впадала река. Об этом свидетельствует присутствие озерно-реофильных диатомей (рис. 3). Возможно, что под озерными отложениями лежат лагунные осадки. Во время регрессии на границе суббореала и субатлантика, около 2.5 тыс. кал. л.н., лагуна трансформировалась в пресноводное озеро, которое просуществовало до конца СКА. В течение этого события уровень Японского моря был выше современного на 0.5 м [10]. По мнению археологов, в это время русло р. Цукановки располагалось ближе к городищу. На южной и восточной границах городища существовали ворота, через которые осуществлялся выход к реке. По старому руслу переплавлялся груз между городищем и портом, расположенным в бухте Экспедиции. В настоящее время от старого русла осталась старица (рис. 1). Спуск воды из озера и врез современного русла обусловлены понижением уровня моря в МЛП. Таким образом, формирование пойменных отложений в дельтовой зоне р. Цукановки началось после исчезновения пресноводного озера в период конец XIII–начало XIV вв. (конец СКА–начало МЛП).

Увеличение бореальных и арктобореальных видов диатомей в интервале 129–114 см свидетельствует о формировании осадков в холодных климатических условиях конца XIV–XV вв. Возрастание количества крупно- и среднезернистого песка, присутствие морских/солоновато-водных диатомей (рис. 6) и слюды

Таблица. Холодные и теплые периоды в регионах северной Евразии в малый ледниковый период.

Регион	Период, годы и века нашей эры	
	Холодный (температурная аномалия), литература	Теплый (температурная аномалия), литература
Северное полушарие	1452–1471 гг., (-0.96 °C), [67]	
Канадская Арктика	1450 г., [49]	
Русская равнина	XV в., (-0.80 °C), [7]	вторая половина XVIII в., [7]
Алтай	вторая половина XV в., [27] XVII в., [27]	XVIII в., [27]
Нижнее Приамурье	конец XIV–XV вв., (-1.00 °C), [2]	
Сахалин	1680–1710 гг., [66]	
Приморье		
Южное	XV в., [14, 15]	
Юго-западное	XV в., [данные авторов] середина XVII в., [14, данные авторов] XVIII в., [данные авторов]	XVI в., [данные авторов] XVIII в., [данные авторов]
Сихотэ-Алинь		
Южный	1643–1649 гг., [60] 1659–1667 гг., [60] 1675–1689 гг., [60] 1807–1818 гг., [60] 1822–1827 гг., [60] 1836–1852 гг., [60] 1868–1887 гг., [60] XVII в., [21] 1480–1510 гг., [53] 1453–1497 гг., [33, 58] 1589–1600 гг., [58] 1634–1688 гг., [58]	1560–1585 гг., [60] 1738–1743 гг., [60] 1756–1759 гг., [60] 1776–1781 гг., [60]
Западный		
Центральный		
Восточная Азия		
Корейский полуостров	вторая половина XV в.– начало XVI в., [39] вторая половина XVII в.– начало XVIII в., [39]	
Япония	1340–1360 гг., [28] 1490–1500 гг., [28] 1611–1650 гг., [48] 1645–1720 гг., [28, 48]	
Китай		
Северный	XV в., [59, 70]	середина XVI в., [44]
Северо-Восточный	1827–1851 гг., [75] 1878–1889 гг., [75]	1701–1785 гг., [47, 69] 1787–1793 гг., [47] 1795–1807 гг., [47]
Восточный	1605–1616 гг., [47] 1645–1677 гг., [47] 1684–1691 гг., [47]	

свидетельствуют о высокой гидродинамической активности. Размыв и перенос песка, диатомей и слюды были обусловлены мощными ливневыми осадками, сопряженными с тропическими и внетропическими циклонами. Скорость подъема и спада воды была высокой, затопление и освобождение поймы от воды происходило быстро. Данные из отложений ряда озер Южной Кореи, а также записей азиатских муссонов

из Восточного Китая и побережья Восточной Азии указывают на усиление летней фазы восточноазиатского муссона в XV в. [31, 57].

В интервале 106–112 см в осадках снижается видовое богатство диатомей. Повышение доли почвенных, исчезновение морских и солоновато-водных видов, уменьшение псаммитовой фракции в интервале 114–110 см (до 17 %) и максимальное увеличение

доли мелкого алеврита и пелита (до 85 %) свидетельствуют о спокойных обстановках осадконакопления на пойме. Такие условия характерны для длительных весенних паводков из-за многоснежных зим. Ослабление зимнего муссона в XVI в. способствовало увеличению зимних осадков [44].

В интервале 106–104 см появляются морские *Auliscus sculptus*, *Pinnunavis yarrensis* и солоновато-водный *P. elegans*. Здесь же наблюдается резкое увеличение псаммитовой фракции (до 55 %) с доминированием крупно- и среднезернистого песка, появляются скелетные частицы (> 1 мм). Аномальные осадки отмечены на севере Китая в XVI в. [42]. В это же время многочисленные тайфуны отмечены в исторических хрониках Кореи. Усиление восточноазиатского муссона повышало сумму атмосферных осадков в северо-западной части Тихого океана [39].

Формирование отложений в интервале 104–84 см происходило в холодных климатических условиях XVII в. Резко снижается видовое богатство диатомей, уменьшается содержание почвенных видов, присутствуют морские и солоновато-водные диатомеи. Значительно увеличивается доля псаммитовой составляющей (до 70 %). В интервалах 108–104 см и 88–94 см присутствует максимальное количество крупно- и среднезернистого песка, в интервале 94–82 см – скелетные частицы и слюда. Повышенное содержание ацидофилов характеризует заболачивание поймы. В период 1660–1680 гг. в северном и центральном Китае отмечено от двадцати восьми до тридцати семи тайфунов. Наиболее частые тайфуны в 1660–1680 гг., 1850–1880 гг. совпадают с двумя самыми холодными периодами в северном и центральном Китае [46, 76]. В Корею в 1660–1670 гг. количество ливневых дождей и наводнений было чрезвычайно высоким. Влажный воздух в западной части севера Тихого океана, вызванный усилением восточноазиатского муссона, продлевал жизнь тайфунов и способствовал их продвижению в северные широты [39].

В отложениях интервала 84–64 см, представленных суглинками, содержание автохтонных диатомей возрастает до 27 %, участие ацидофилов остается на высоком уровне. Уменьшение псаммитовой фракции (до 30 %) и, соответственно, увеличение доли фракции среднего/мелкого алеврита и пелита (до 70 %) характеризуют длительные весенние паводки. После спада воды пойма заболачивалась. В северном Китае ослабление зимнего восточноазиатского муссона отмечено в 1750–1870 гг. [44].

Отложения в интервале 64 м и выше сложены суглинками с мелкозернистым песком. В диатомовом комплексе уменьшается количество почвенных и бо-

лотных видов, увеличивается содержание планктонных видов, в незначительных количествах присутствуют морские и солоновато-водные диатомеи. Здесь отмечен максимальный пик псаммитовой фракции (до 75 %), доля крупно- и среднезернистого песка уменьшается (5–6 %). В отложениях этого интервала отмечается максимальное количество слюды. Такое соотношение гранулометрических и диатомовых показателей предполагает увеличение частоты ливневых осадков, выход тайфунов и циклонов в северные широты. Частые тайфуны отмечены в Китае в 1850–1880 гг. [46], а Корею в 1780–1820 гг. – многочисленные наводнения [39].

Данные гранулометрического и диатомового анализов позволили реконструировать обстановки пойменного осадконакопления. Корреляция псаммитовой фракции с солоновато-водными/морскими, почвенными и болотными видами диатомей (рис. 6) свидетельствует о быстротечном активном затоплении поймы кратковременными ливневыми осадками. Такие масштабные по мощности осадки были сопряжены с активизацией тропических и внетропических циклонов, проходящих над территорией юга Дальнего Востока во второй половине лета. Скорость течения реки увеличивалась, русло переполнялось, активировались глубинная и боковая эрозии, размывались более древние отложения, содержащие солоновато-водные/морские виды диатомей и слюду. Выше по течению от точки отбора вскрыт карьер с кварц-полевошпатовыми песками, являющимися источниками слюды [11]. Вода, затопляющая пойму с высокой энергией, переносит более крупные отложения во взвешенном состоянии дальше от основного русла. Увеличение размера зерен в отложениях отражает возрастание масштабов затопления [45]. Усиление частоты летних осадков происходило в XIV–XV вв., XVI в.–XVII в., в конце XVIII в.–начале XIX в. Накопление мелкодисперсных осадков (мелкий алеврит и пелит) происходило во время прохождения длительных весенних паводков, обусловленных многоснежными зимами и протекавших в спокойной обстановке. При ослаблении зимнего муссона в МЛП усиливались тихоокеанские зимние циклоны, которые приводили к адвекции тепла и влаги и теплым зимам с обильными снегопадами [62, 71, 72]. Такие обстановки складывались в XIII, XVI и XVIII вв.

Увеличение количества летних осадков на юге Дальнего Востока происходило, в основном, в холодные фазы МЛП, в периоды потепления увеличивалось количество зимних осадков (рис. 6). В северо-восточном Китае наиболее влажные периоды соот-

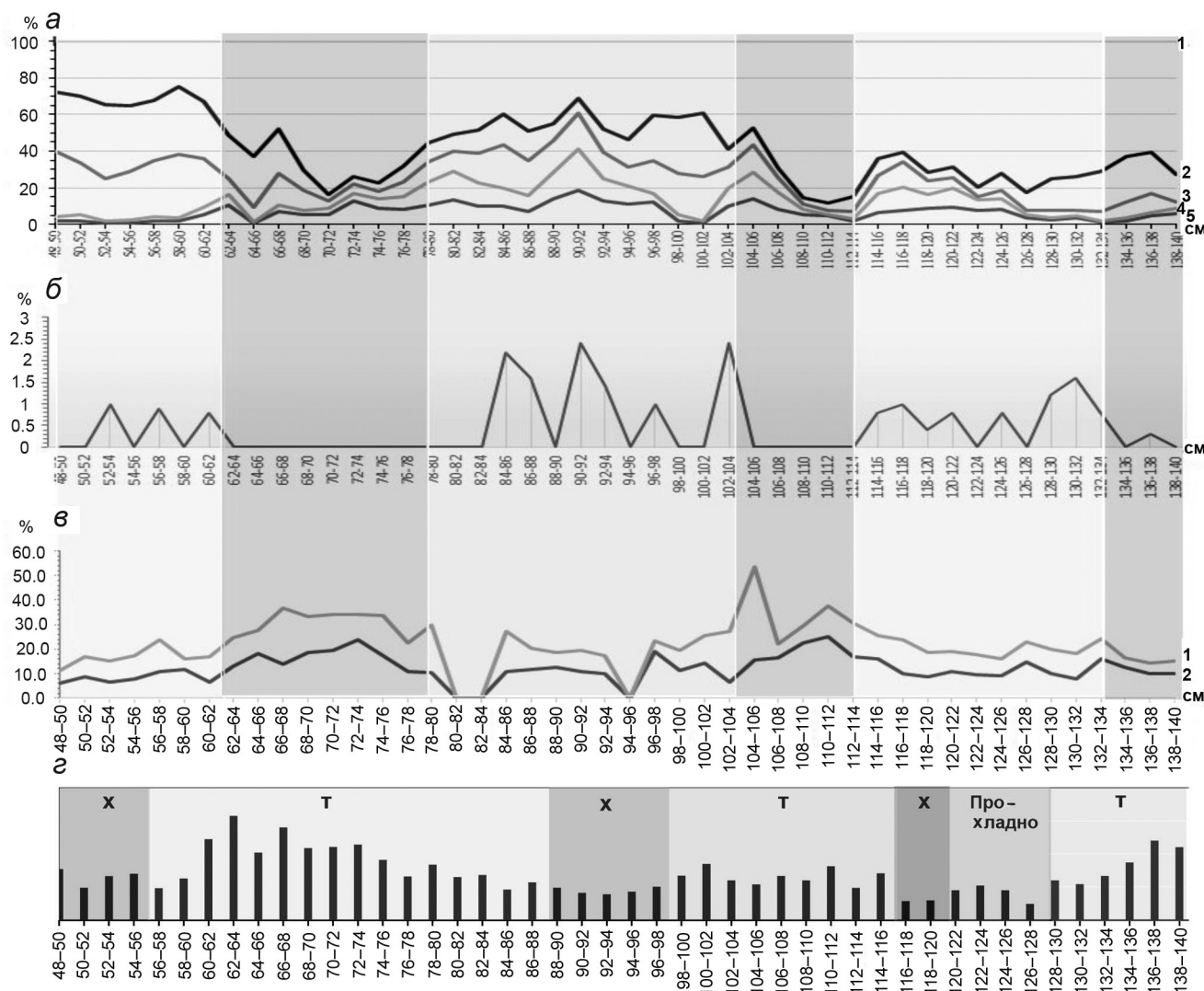


Рис. 6. Корреляция гранулометрических фракций с морскими/солончково-водными, почвенными и болотными видами диатомей в отложениях поймы р. Цукановки.

a – распределение гранулометрических фракций (мм): 1 – < 0.05; 2 – 0.05–0.1; 3 – 0.1–0.25; 4 – 0.25–0.5; 5 – 0.5–1.0; *б* – морские/солончково-водные виды диатомей, *в* – почвенные (1) и болотные (2) виды диатомей. Колонки: темно-серые – периоды весенних паводков, светло-серые – периоды летних наводнений; *г* – спорово-пыльцевая диаграмма суммы пыльцы широколиственных пород и климатические события МЛП: Т – потепление, Х – похолодание.

ветствуют гранд-минимумам солнечной активности Шпёра, Маундера и Дальтона – периодам низкой солнечной активности [32]. Отмечено, что летние осадки в восточном Китае [57] и Корее [40] находились под стабильным влиянием летнего восточно-азиатского муссона, который был активен в XIV–XV, XVI–XVII вв. и в начале XIX в., а XVI и XVIII вв. ослабевал [68]. На юге Дальнего Востока МЛП характеризовался увеличением количества осадков, что было связано с активным циклогенезом, соответственно, повышением водности рек и частым наводнениями [2, 22, 52, 53, 54].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение пойменных отложений в дельтовой зоне р. Цукановки позволило реконструировать три потепления (конец XIII в., XVI в. и XVIII в.), прохладный XIV в. и три похолодания (XV в., XVII в., XIX в.). В теплые фазы МЛП в хвойно-широколиственных лесах незначительно увеличивалась доля широколиственных и темнохвойных элементов, а в холодные – их участие сокращалось. Долинные ольхово-березовые леса реагировали чувствительнее – с наступлением похолоданий их площади сокращались, усиливалась разреженность. Наиболее сильно реагировали пой-

менные ландшафты. В их развитии главную роль играло атмосферное увлажнение, а теплообеспеченность была второстепенной.

Формирование пойменных осадков в приустьевой зоне р. Цукановки началось в конце СКА—начале МЛП после исчезновения пресноводного озера. Псаммитовый материал выносился на пойму р. Цукановки во время масштабных наводнений после прохождения летних ливневых осадков, сопряженных с тропическими и внетропическими циклонами. Частота летних ливневых осадков была наибольшей в XIV—XV вв., XVII в. и в конце XVIII в.—начале XIX в. Значительным весенним паводком пойма подвергалась в конце XIII в., в XVI в. и в середине XVIII в. из-за большого количества зимних осадков, которые были обусловлены ослаблением зимней фазы восточноазиатского муссона.

Таким образом, усиление частоты летних осадков происходило, в основном, в холодные фазы МЛП, а в потепления увеличивалось количество зимних осадков. Обильность и длительность паводков и наводнений были ведущими факторами в изменении литогенной основы пойменных ландшафтов в дельте р. Цукановки.

Климатические изменения контролировали интенсивность и частоту гидрологических событий и являлись одними из основных факторов проявления наводнений. Временные ряды размеров зерен в пойменных отложениях р. Цукановки отражают интенсивность и частоту гидрологических событий. Полученные данные предоставляют информацию о прошлых наводнениях, что важно для прогнозирования гидрологических явлений на поймах.

Исследования выполнены при поддержке гранта Минобрнауки РФ (Соглашение № 075-15-2024-554 от 24.04.2024).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Базарова В.Б., Мохова Л.М., Климин М.А., Орлова Л.А., Базаров К.Ю. Климатические изменения обстановок осадконакопления в среднем-позднем голоцене в Юго-Восточном Забайкалье // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 12. С. 1296–1305.
- Базарова В.Б., Гребенникова Т.А., Орлова Л.А. Динамика природной среды бассейна Амура в малый ледниковый период // География и природные ресурсы. 2014. № 3. С. 126–134.
- Базарова В.Б., Лящевская М.С., Макарова Т.Р., Макаревич Р.А., Орлова Л.А. Обстановки голоценового осадконакопления в поймах рек бассейна оз. Ханка // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 11. С. 1765–1776.
- Базарова В.Б., Лящевская М.С., Макарова Т.Р., Орлова Л.А. Обстановки осадконакопления на поймах рек Приханкайской равнины в среднем-позднем голоцене (юг Дальнего Востока) // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 1. С. 94–105.
- Гельман Е.И., Ким Ын Гук, Чжун Сук-Бэ, Асташенкова Е.В., Пискарева Я.Е., Санафеев А.Ю. Археологические исследования на Краскинском городище в Приморском крае в 2015 году. Сеул: Фонд истории Северо-Восточной Азии, Институт истории, археологии и этнографии народов Дальнего Востока ДВО РАН, 2018. 668 с.
- Государство Бохай (698–926 гг.) и племена Дальнего Востока России / Ред. Э.В. Шавкунов. М.: Наука, 1994. 217 с.
- Клименко В.В., Слепцов А.М. Комплексная реконструкция климата Восточной Европы за последние 2000 лет // Известия РГО. 2003. Т. 135, № 6. С. 45–53.
- Коркишко Р.И. Сосудистые растения Хасанского района и охрана их генофонда // Деп. ВИНТИ. 1991. № 1404-91. 216 с.
- Короткий А.М. Колебания уровня Японского моря и ландшафты прибрежной зоны (этапы развития и тенденции) // Вестн. ДВО РАН. 1994. № 3. С. 29–42.
- Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкарь В.С., Разжигаева Н.Г., Волков В.Г., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Базарова В.Б., Макарова Т.Р. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем плейстоцене–голоцене // Вестн. ДВО РАН. 1997. № 3. С. 121–143.
- Кутуб-Заде Т.К., Коваленко С.В., Короткий А.М., Неволлин П.Л., Родионов А.Н., Углов В.В., Уткин В.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1: 200 000. Серия Ханкайская. Листы К-52-XI, XVII: Объясн. зап. / Ред. Н.К. Цесарский. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 207 с.
- Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М.: Изд-во «Высшая школа», 1967. 416 с.
- Лящевская М.С., Ганзей Л.А. Палинологические исследования культурного слоя Краскинского городища // Мультидисциплинарные исследования в археологии. 2017. № 3. С. 86–93.
- Лящевская М.С., Ганзей Л.А. Динамика растительности юга Приморья при климатической ритмике малого ледникового периода // Геосистемы переходных зон. 2022. Т. 6, № 3. С. 206–217.
- Лящевская М.С., Базарова В.Б., Макарова Т.Р. Развитие природной среды и эволюция озера Гнилое (юго-восточное Приморье) за последние 3300 лет // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54, № 3. С. 108–123.
- Мезенцева Л.И., Гришина М.А., Кондратьев И.И. Траектории и глубина циклонов, выходящих на территорию Приморского края // Вестн. ДВО РАН. 2019. № 4. С. 29–38.
- Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г., Петренко Т.И. Спорово-пыльцевые спектры современных отложений побережья юго-западного Приморья // Методические аспекты палинологии: Материалы X Всерос. палинологической конф. М.: ИГиРГИ. 2002. С. 154–156.
- Назаров Н.Н., Копытов С.В., Чернов А.В. Пространственно-временные особенности формирования разновозрастных генераций поймы верхней Камы // Географический вестн. 2014. № 4. С. 4–7.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. 1988. Ч. 1–6. Вып. 26. Приморский край / Ред. Н.В. Кобышева Л.: Гидрометеоздат, 416 с.
- Покровская И.М. Пыльцевой анализ. М.: Гос. изд-во геол. лит., 1950. 571 с.

21. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Макарова Т.Р., Паничев А.М., Копотева Т.А., Кудрявцева Е.П., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю., Крупская В.В. Этапы развития ландшафтов предгорий западного Сихотэ-Алиня // Изв. РАН. Сер. географическая. 2017. № 4. С. 97–111.
22. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Корнюшенко Т.В., Ганзей К.С., Кудрявцева Е.П., Гридасова И.В., Ключев Н.А., Прокопец С.Д. Соотношение природных и антропогенных факторов в развитии ландшафтов бассейна р. Раздольная, Приморье // Изв. РАН. Серия Географическая. 2020. Т. 84, № 2). С. 246–258.
23. Раскопки памятников бохайской культуры Приморья России. Владивосток: ИИАиЭ ДВО РАН, 1994.
24. Сычева С.А. Малый климатический оптимум голоцена и малый ледниковый период в памяти почв и отложений пойм рек Русской равнины // Изв. РАН. Серия географическая. 2011. № 1. С. 79–93.
25. Урусов В.М., Варченко Л.И. К вековой динамике растительности Восточно-Маньчжурских гор Приморья // Вестн. КрасГАУ. 2013. № 10. С. 90–95.
26. Харитонов В.Г. Конспект флоры диатомовых водорослей (Bacillariophyceae) Северного Охотоморья. Магадан: СВНИЦ ДВО РАН. 2010. 189 с.
27. Babich V.V., Daryin A.V., Rudaya N.A., Markovich T.I. Two Millennia of Climate History for the Russian Altai: Integrated Reconstruction from Lake Sediment Data // Russian Geology and Geophysics. 2023. V. 64 (10). P. 1217–1226.
28. Batten B.L. Climate Change in Japanese History and Prehistory: A Comparative Overview. Harvard University. 2009. 76 p.
29. Bazarova V.B., Lyashevskaya M.S., Grebennikova T.A., Orlova L.A. Late Holocene paleoclimatic events and evolution of environments in southeastern Transbaikalia // Quaternary International. 2015. V. 355. P. 44–51.
30. Chen R., Shen J., Li C., Zhang E., Sun W., Ji M. Mid- to late-Holocene East Asian summer monsoon variability recorded in lacustrine sediments from Jingpo Lake, Northeastern China // Holocene. 2015. V. 25. P. 454–468.
31. Cheung R., Yasuhara M., Mamo B., Katsuki K., Seto K., Takata H., Yang D.-Y., Nakanishi T., Yamada K., Iwatani H. Decadal-to Centennial-Scale East Asian Summer Monsoon Variability Over the Past Millennium: An Oceanic Perspective View // Geophysical Research Letters. 2018. V. 45, N 15. P. 7237–7884.
32. Chu G., Sun Q., Wang X., Li D., Rioual P., Qiang L., Han J., Liu J. A 1600 years multiproxy record of paleoclimatic change from varved sediments in Lake Xiaolongwan, northeastern China // J. Geophys. Research: Atmospheres. 2009. V. 114. D22108.
33. Cook E.R., Krusic P.J., Anchukaitis K.J., Buckley B.M., Nakatsuka T., Sano M. Tree-ring reconstructed summer temperature anomalies for temperate East Asia since 800 C.E // Climate Dynamics. 2013. V. 41, N 11–12. P. 2957–2972.
34. Crowley T.J., Zielinski G., Vinther B., Udisti R., Kreutz K., Cole-Dai J., Castellano E. Volcanism and the Little Ice Age // PAGES News. 2008. V. 16, N 2. P. 22–23.
35. Eddy J.A. The Maunder Minimum // Science. New Series. 1976. V. 192 (4245). P. 1189–1202.
36. Grimm E. Tilia software 2.0.2. Springfield: Illinois State Museum Research and Collection Center. 2004.
37. Hayakawa H., Besser B.P., Iju T., Arlt R., Uneme S., Imada S., Bourdin P.-A., Kraml A. Thaddäus Derfflinger's Sunspot Observations during 1802–1824: A Primary Reference to Understand the Dalton Minimum // The Astrophysical J. 2020. V. 890 (98).
38. Heger G.C., Crowley T.J., Baum S.K., Kim K.-Y., Hyde W.T. Detection of volcanic, solar and greenhouse gas signals in paleo-reconstructions of Northern Hemispheric temperature // Geophys. Research Lett. 2003. V. 30, N 5. P. 1242.
39. Katsuki K., Yang D.-Y., Seto K., Yasuhara M., Takata H., Otsuka M., Nakanishi T., Yoon Y., Um I.-K., Cheung R.C.W., Khim B.-K., Kashima K. Factors controlling typhoons and storm rain on the Korean Peninsula during the Little Ice Age // J. Paleolimnology. 2016. V. 55. P. 35–48.
40. Kong G.S., Kim K.-O., Kim S.-P. Characteristics of the East Asian summer monsoon in the South Sea of Korea during the Little Ice Age // Quaternary International. 2013. V. 286. P. 36–44.
41. Krammer K. Diatoms of Europe. V. 1: The Genus Pinnularia, Königstein: A.R.G. Gantner Verlag. Kommanditgesellschaft. 2000. 703 p.
42. Li J., Mackay A.W., Zhang Y., Li J. A 1000-year record of vegetation change and wildfire from maar lake Erlongwan in northeast China // Quaternary International. 2013. V. 290–291. P. 313–321.
43. Li J., Dodson J., Yan H., Zhang D.D., Zhang X., Xu Q., Lee H.F., Pei Q., Cheng B., Li C., Ni J., Sun A., Lu F., Zong Y. Quantifying climatic variability in monsoonal northern China over the last 2200 years and its role in driving Chinese dynastic changes // Quaternary Sci. Reviews. 2017. V. 159. P. 35–46.
44. Li D., Li T., Jiang H., Björck S., Seidenkrantz M.-S., Zhao M., Knudsen K. L. East Asian winter monsoon variations and their links to Arctic Sea ice during the last millennium, inferred from sea surface temperatures in the Okinawa Trough // Paleoceanography and Paleoclimatology. 2018. V. 33. P. 61–75.
45. Lim J., Lee J.-Y., Hong S.-S., Kim J.-Y. Late Holocene flooding records from the floodplain deposits of the Yugu River, South Korea // Geomorphology. 2012. V. 180–181. P. 109–119.
46. Liu K., Shen C., Louie K. 1.000-Year History of Typhoon Landfalls in Guangdong, Southern China, Reconstructed from Chinese Historical Documentary Records // Annals of the Association of American Geographers. 2010. V. 91, N 3. P. 453–464.
47. Lyu S., Li Z., Zhang Y., Wang X. A 414-year tree-ring-based April–July minimum temperature reconstruction and its implications for the extreme climate events, northeast China // Clim. Past. 2016. V. 12. P. 1879–1888.
48. Maejima I., Tagami Y. Climate of Little Ice Age in Japan // Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University. 1983. V. 18. P. 91–111.
49. Miller G.H., Geirsdóttir Á., Zhong Y., Larsen D.J., Otto-Bliesner B.L., Holland M.M., Bailey D.A., Refsnider K.A., Lehman S.J., Southon J.R., Anderson C., Björnsson H., Thordarson T. Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks // Geophys. Research Lett. 2012. V. 39, N 2. P. 1–5.
50. PAGES 2k Consortium. Consistent multidecadal variability in global temperature reconstructions and simulations over the Common Era // Nat. Geosci. 2019. V. 12. P. 643–649.
51. Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Bazarova V.B., Arslanov K.A., Grebennikova T.A., Mokhova L.M., Belyanina N.I.,

- Lyashevskaya M.S. Landscape response to the Medieval Warm Period in the South Russian Far East // *Quaternary International*. 2019. V. 519. P. 215–231.
52. Razjigaeva N., Ganzey L., Grebennikova T., Ponomarev V. «Cold-Dry» and «Cold-Wet» Events in the Late Holocene, Southern Russian Far East // *Climate*. 2023. V. 11. P. 1–34.
 53. Razjigaeva N., Ganzey L., Grebennikova T., Kopoteva T., Klimin M., Arslanov K., Lyashchevskaya M., Panichev A., Lupakov S. High-Resolution Lacustrine Records of the Late Holocene Hydroclimate of the Sikhote-Alin Mountains, Russian Far East // *Biology*. 2023. V. 12, N 7. P. 1–18.
 54. Razzhigaeva N.G., Kopoteva T.A., Makarova T.R., Grebennikova T.A., Lyashchevskaya M.S., Mokhova L.M., Ganzey L.A., Kudryavtseva E.P., Panichev A.M., Klimin M.A., Arslanov K.A., Maksimov F.E., Petrov A.Yu. A Record of Humidity Changes in Sections of a Valley Peatbog in the Southern Part of the Far East // *Dokl. Earth Sciences*. 2022. V. 507. P. S69–S80.
 55. Reimer P., Austin W., Bard E., Bayliss A. Blackwell P. et al. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // *Radiocarbon*. 2020. V. 62, N 4. P. 725–757.
 56. Robock A. Volcanic eruptions and climate // *Reviews of Geophysics*. 2000. V. 38, N 2. P. 191–219.
 57. Shi J., Yan Q., Wang H. Timescale dependence of the relationship between the East Asian summer monsoon strength and precipitation over eastern China in the last millennium // *Clim. Past*. 2018. V. 14. P. 577–591.
 58. Song M., Yang B., Ljungqvist F.C., Shi F., Qin C., Wang J. Tree-ring-based winter temperature reconstruction for East Asia over the past 700 years // *China Earth Sci.* 2021. V. 64, N 6. P. 872–889.
 59. Tan M., Liu T., Hou J., Qin X., Zhang H., Li T. Cyclic rapid warming on centennial-scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature // *Geophys. Research Lett.* 2003. V. 30, N 1. P. 1617–1620.
 60. Ukhvatkina O.N., Omelko A.M., Zhmerenetsky A.A., Petrenko T.Y. Autumn–winter minimum temperature changes in the southern Sikhote-Alin mountain range of northeastern Asia since 1529 AD // *Climate of the Past*. 2018. V. 14. P. 57–71.
 61. Walling D.E., Owens. P.N., Leeks G.J. The characteristics of overbank deposits associated with a major flood event in the catchment of the River Ouse, Yorkshire, UK // *Catena*. 1997. V. 31. P. 53–75.
 62. Wang L., Li J., Lu H., Gu Z., Rioual P., Hao Q., Mackay A.W., Jiang W., Cai B., Xu B., Han J., Chu G. The east Asian winter monsoon over the last 15,000 years: Its links to high-latitudes and tropical climate systems and complex correlation to the summer monsoon // *Quaternary Sci. Reviews*. 2012. V. 32. P. 131–142.
 63. Wang L., Lu M.-M. The East Asian winter monsoon. The Global Monsoon System // *Research and Forecast* (3rd Edition). Edited by C.-P. Chang, H.-C. Kuo, N.-C. Lau, R.H. Johnson, B. Wang, M. Wheeler. 2017. P. 51–61.
 64. Wanner H., Beer J., Bütikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner Ma., Widmann M. Mid- to Late Holocene climate change: an overview // *Quaternary Sci. Reviews*. 2008. V. 27. P. 1791–1828.
 65. Wanner H., Pfister C., Neukom R. The variable European Little Ice Age // *Quaternary Sci. Reviews*. 2022. V. 287. P. 107531.
 66. Wiles G.C., Solomina O., D'Arrigo R., Anchukaitis K.J., Gensiarovsky Yu.V., Wiesenberg N. Reconstructed summer temperatures over the last 400 years based on larch ring widths: Sakhalin Island, Russian Far East // *Clim. Dyn.* 2015. V. 45. P. 397–405.
 67. Wilson R., Anchukaitis K., Briffa K.R., Büntgen U., Cook E., D'Arrigo R., Davi N., Esper J., Frank D., Gunnarson B., Hegerl G., Helama S., Klesse S., Krusic P.J., Linderholm H.W., Myglan V., Osborn T., Rydval M., Schneider L., Schurer A., Wiles G., Zhang P., Zorita E. Last millennium northern hemisphere summer temperatures from tree rings: Part I: The long-term context // *Quaternary Sci. Reviews*. 2016. V. 134. P. 1–18.
 68. Yamada K., Kohara K., Ikehara M., Seto K. The variations in the East Asian summer monsoon over the past 3 kyrs and the controlling factors // *Scientific Reports*. 2019. V. 9. 5036.
 69. Yan J., Ge Q., Liu H., Zheng J., Fu H. Reconstruction of Sub-Decadal Winter Half-Year Temperature during 1651–2010 for the North China Plain Using Records of Frost Date // *Atmospheric and Climate Sciences*. 2014. V. 4. P. 211–218.
 70. Yang B., Braeuning A., Johnson K.R., Yafeng S. General characteristics of temperature variation in China during the last two millennia // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. P. 381–384.
 71. Yang K., Hua W., Hu Q. A multi-model analysis of the East Asian monsoon changes in the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age // *Int. J. Climatol.* 2020. V. 40, N 12. P. 1–14.
 72. Xiang R., Yang Z., Yoshiki S., Guo Z., Fan D., Li Y., Xiao S., Shi X., Chen M. East Asia Winter Monsoon changes inferred from environmentally sensitive grain-size component records during the last 2300 years in mud area southwest off Cheju Island, ECS // *Science in China: Series D Earth Sci.* 2006. V. 49, N 6. P. 604–614.
 73. Xoplaki E., Fleitmann D., Luterbacher J., Wagner S., F. Haldon J., Zorita E., Telelis I., Toreti A., Izdebski A. The Medieval Climate Anomaly and Byzantium: A review of the evidence on climatic fluctuations, economic performance and societal change // *Quaternary Science Reviews*. 2016. V. 136. P. 229–252.
 74. Zheng S.Z., Feng L.W. Historical evidence on climatic instability above normal in cool periods in China // *Sci. China (Ser. B)*. 1986. V. 29. P. 441–448.
 75. Zheng J., Wang W.-C., Ge Q., Man Z., Zhang P. Precipitation Variability and Extreme Events in Eastern China during the Past 1500 Years // *Terr. Atmos. Ocean. Sci.* 2006. V. 17, N 3. P. 579–592.
 76. Zhu H.F., Fang X.Q., Shao X.M., Yin Z.Y. Tree ring-based February–April temperature reconstruction for Changbai Mountain in Northeast China and its implication for East Asian winter monsoon // *Clim. Past*. 2009. V. 5, N 4. P. 661–666.

Рекомендована к печати И.Б. Цой

после доработки 14.10.2024 г.

принята к печати 29.12.2024 г.

ENVIRONMENTAL CONDITIONS OF FLOODPLAIN SEDIMENTATION DURING
THE LITTLE ICE AGE IN THE DELTA ZONE OF THE TSUKANOVKA RIVER
(SOUTHWESTERN PRIMORYE)

***V.B. Bazarova^a, T.R. Makarova^a, M.S. Lyashchevskaya^a, R.A. Makarevich^a, N.G. Razjgaeva^{a,b}
Ye.I. Gelman^c, Ya.Ye. Piskareva^c, Ye.V. Astashenkova^c***

*^aPacific Institute of Geography, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia;
e-mail: bazarova@tigdvo.ru*

^bInstitute of Geography Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*^cInstitute of History, Archaeology and Ethnography of the Peoples of the Far East, Far Eastern Branch,
Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

This paper examines the development of the Tsukanovka River floodplain in its deltaic zone during the Little Ice Age. The chronological reference of natural events was made on the basis of correlation with the published data. The paleoclimatic events were estimated by the sum of broad-leaved pollen. There were three periods of warming (XIII, XVI, and XVIII centuries), a cool period (XIV century), and three periods of cooling (XV, XVII, and XIX centuries) during the Little Ice Age in southwestern Primorye. Warming played a major role in vegetation changes, while moisture availability played a major role in the development of floodplain landscapes. Deposition of floodplain sediments in the deltaic zone of the Tsukanovka River began at the end of the Medieval Warm Period-beginning of the Little Ice Age. Floods of varying magnitude and duration played a major role in sedimentation. Summer floods were driven by typhoons, tropical and extratropical cyclones. The magnitude of spring floods depended on the amount of winter precipitation. The frequency of summer precipitation increased mainly during cold phases of the Little Ice Age, when the East Asian summer monsoon was active. During warming, winter precipitation increased due to weakening of the winter phase of the East Asian monsoon. The frequency of summer storm precipitation was the highest in the XIV-XV centuries, XVII century and in the late XVIII century - early XIX century. The floodplain experienced significant spring floods in the late XIII century, in the XVI century and in the middle of the XVIII century. Abundant and prolonged floods and freshets were the leading factor in the formation of the lithogenic base of floodplain landscapes.

***Key words:* floodplain deposits, granulometric analysis, diatoms, pollen, Little Ice Age, East Asian Monsoon, southwestern Primorye.**