

**СТРАТИГРАФИЯ ВОДРАЗДЕЛЬНОГО ТОРФЯНИКА И РАЗВИТИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ
ОСТРОВА БОЛЬШОЙ ШАНТАР В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ–ГОЛОЦЕНЕ**

**Н.Г. Разжигаева¹, Т.А. Гребенникова¹, Л.А. Ганзей¹, В.В. Чаков², М.А. Климин²,
Л.М. Мохова¹, Е.Н. Захарченко²**

¹ФГБУН Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, ул. Радио 7, г. Владивосток, 690041; nadyar@tigdvo.ru

²ФГБУН Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, ул. Дикопольцева 56, г. Хабаровск, 680000

Поступила в редакцию 15 октября 2020 г.

Восстановлена непрерывная запись палеогеографических событий на Шантарских островах с конца плейстоцена на основе стратиграфического изучения водораздельного торфяника. Биостратиграфическое изучение включало ботанический, диатомовый и спорово-пыльцевой анализы. Возрастная модель построена на основе 7 радиоуглеродных датировок. Впервые получены данные по развитию природной среды в самой холодной части Охотского моря. Установлена синхронность и метахронность палеоклиматических событий с региональными данными и глобальными изменениями. Поздний дриас на островах был намного холоднее, чем в других районах Приохотья. Климат стал более морским после изоляции островов на рубеже раннего-среднего голоцена. Влияние холодного моря и наличие дрейфующего льда были одними из главных факторов, почему здесь были плохо проявлены оптимумы раннего и среднего голоцена, а также обусловили специфику климатической ритмики. Предложены модели, объясняющие чередование относительно теплых и холодных периодов с разным увлажнением. Установлен возраст периодов с сильными снегопадами, свидетельством чего является изменение роли кедрового стланика в островной растительности. Выделены фазы развития локальных болотных и зональных ландшафтов. Ель появилась на данной территории около 11410–10345 кал. л.н., когда существовал сухопутный мост, более широко ельники стали распространены в среднем голоцене и особенно на рубеже среднего-позднего голоцена. Одним из контролирующих факторов развития болотных ландшафтов были термокарстовые процессы. Существенные изменения природной среды произошли в малом ледниковом периоде, наиболее суровыми условия были около 500–260 кал. л.н. В последние 210 лет наиболее значимые изменения ландшафтов связаны с антропогенными пожарами.

Ключевые слова: климатические изменения, диатомовые водоросли, спорово-пыльцевые спектры, радиоуглеродное датирование, позднеледниковье, голоцен, Шантарские о-ва, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Развитие болотообразовательных процессов и ландшафтов в условиях криолитозоны имеет свою специфику, связанную с динамикой многолетнемерзлых грунтов в теплые и холодные фазы голоцена [7, 12]. Роль этих процессов в условиях островной суши на Дальнем Востоке недостаточно изучена. Одним из информативных объектов для изучения развития геосистем в таких условиях являются Шантарские острова, расположенные в юго-западном Приохотье. Несмотря на низкогорный рельеф, здесь широко распространены длительно развивающиеся болотные массивы, приуроченные как к долинам, так и к

уплощенным водоразделам. Изучение особенностей стратиграфии торфяных залежей позволяет восстановить наиболее детальную летопись геологических событий, изучение которых важно для понимания изменений природной среды и эволюции геосистем при климатических сменах в голоцене. В отличие от других дальневосточных материковых островов [9, 17] голоценовые отложения Шантарского архипелага плохо изучены. Вместе с тем, болотные отложения островов являются ценными палеоклиматическими архивами для юго-западной части Охотского моря. Цель работы – на основе стратиграфического изучения водораздельного торфяника восстановить этапы

развития природной среды, определить рубежи перестройки ландшафтов, роль криогенных процессов и выделить наиболее значимые региональные палеоклиматические события.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Остров Большой Шантар, наиболее крупный в Шантарском архипелаге, имеет низкогорный рельеф, сформированный тремя хребтами, с наивысшей точкой 701 м (г. Веселая). Низменные участки занимают незначительную территорию, приурочены к нижнему течению рек и морскому побережью. Высокие морские террасы здесь не обнаружены [8]. За исключением вершины губы Якшина берег приглубый. Болотные массивы (общей площадью до 30 км²) расположены в долинах рек Тундровая и Оленья, захватывая выположенные водоразделы и берег оз. Большое.

Шантарские острова входят в Приохотскую провинцию муссонной лесной климатической области [24]. Циркуляцию воздушных масс определяет комбинация сибирского антициклона на континенте и алеутского минимума в океане. Зимой большую роль играет циклоническая деятельность над Охотским морем. Летом территория находится под действием Охотского антициклона, активное развитие циклонической деятельности происходит над континентом. Климат морской, самый холодный в Охотском море, поскольку это область накопления и разрушения дрейфующего льда [22, 29, 48]. Льдины задерживаются здесь до середины июля и в отдельные годы до августа [16]. В течение всего года в районе Шантарского архипелага сохраняются холодные плотные шельфовые воды с температурой около -1.7°C [28]. Характерны контрастные смены погоды, сильные северо-западные ветры и частые туманы. Зимой северо-западные, северные ветры (повторяемость 70–90 %) приносят холодные сухие воздушные массы с континента. Среднегодовая t составляет $-3.5\dots-3.6^{\circ}\text{C}$, зима сравнительно мягкая ($t_{\text{ср.}}$ января -20.8°C), лето прохладное ($t_{\text{ср.}}$ июля $+10.5^{\circ}\text{C}$), абсолютный минимум -39.3° , максимум $+30.7^{\circ}\text{C}$. Среднегодовое количество осадков 500–522 мм/год, максимум выпадения приходится на вторую половину лета – начало осени. Снежный покров 30–50 см. Годовая относительная влажность 80 %, годовое испарение – 327 мм. Количество дней с t больше $+5^{\circ}\text{C}$ составляет 115–120, продолжительность безморозного периода 73 дня. Наибольшие скорости ветра – до 44 м/с (вероятность 1 раз в 20 лет) [24]. Характерна сильная микроклиматическая изменчивость. Острова входят в зону распространения островной мерзлоты [24]. Верховые и переходные болота с мощностью торфа более 1 м обладают

наиболее неблагоприятным термическим режимом, мерзлота здесь оттаивает на 1–2 месяца позже, чем на минеральных почвах [24].

Для прибрежной зоны островов характерны неправильные полусуточные приливы (2.7–4.9 м), вызывающие сильные течения (с амплитудой 30–50 см/с) [29], на мысах – сулои и всплески в виде бурунов на рифах [16].

Шантарский архипелаг относится к Южно-Охотской темнохвойно-лесной подобласти горно-приморского Аяно-Шантарского округа Сахалинской прибрежно-островной провинции [13]. Здесь хорошо выражены три высотных пояса: лесной, горнотаежный и подгольцовый, за счет сурового климата отметки высотных поясов снижены [2, 21, 38, 39]. До 300–400 м распространены еловые (*Picea ajanensis*) и лиственничные (*Larix cajanderi*) леса, а также каменноберезово-еловые и смешанные елово-лиственничные. Сообщества с видами, характерными для неморальных лесов, встречаются локально и приурочены к долинам рек. Широкое распространение лиственничных лесов связано с катастрофическими пожарами при освоении островов в 1713–1720, 1845–1865, 1924–1930 гг. [21]. За счет этого верхняя граница леса снижена и является вторичной [39]. На крутых склонах и шлейфах встречаются леса с подлеском из кедрового стланика (*Pinus pumila*) и ольховника (*Duschekia fruticosae*, *D. kamtschatica*), на южных склонах – мелколиственные леса с *Betula platyphylla*, *Populus tremula*. Выше 300–400 м развиты сообщества кедрового стланика с *B. middendorffii*, *B. exilis*, *Ledum decumbens* и др. На вершинах отдельных гор выделяется пояс кустарничково-лишайниковой растительности [21, 38]. На побережье и в приустьевых частях рек есть участки лугов. В растительном мире островов нет признаков эндемизма, флора сходна с соседними участками континента [21, 39].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В качестве объекта исследований выбран покровный торфяник в северной части острова на уплотненном водоразделе р. Тундровой ($55^{\circ}06'59.1''$ с.ш., $137^{\circ}49'43''$ в.д.), разделяющем основное русло и приток (рис. 1). Абс. высота водораздела – до 85 м, разрез расположен на высоте 83 м, перепад высот с руслом ближайшего притока – 4 м. Здесь расположено олиготрофное травяно-сфагновое болото с признаками регрессивного развития. Бурение проводилось на участке шикшево-осоково-сфагнового фитоценоза. Общая мощность разреза 390 см. Опробование выполнено с шагом 5 см, ниже 380 см взято 2 образца с шагом 2.5 см и 1 – из подстилающей глины. Стратиграфиче-

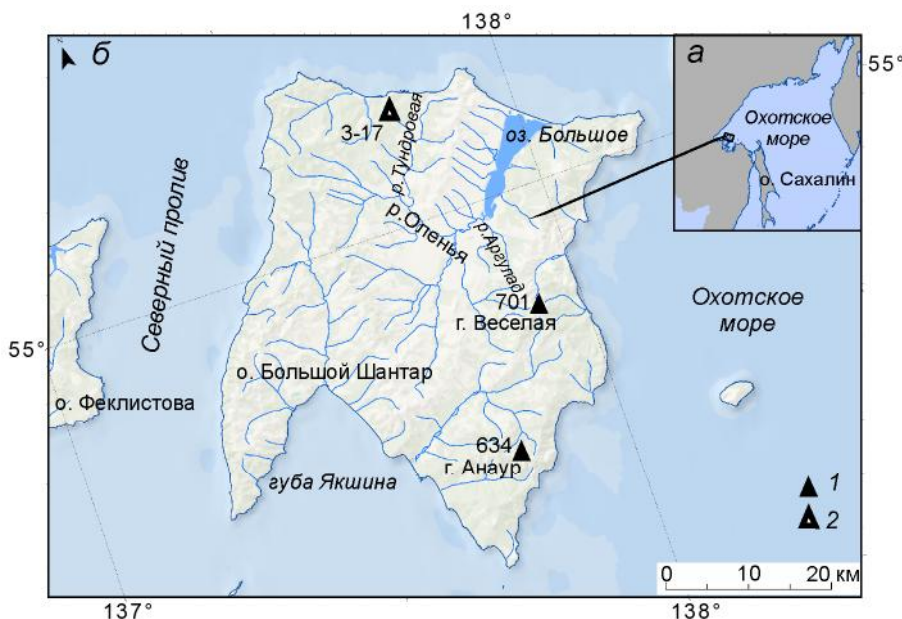


Рис. 1. Район исследований: (а) положение о. Большой Шантар в Охотоморском регионе, (б) положение изученного разреза на о. Большой Шантар.

1 – горные вершины, 2 – разрез.

ское изучение включало ботанический, диатомовый и спорово-пыльцевой анализы с использованием стандартных методик [11, 25]. Проведен подсчет содержания створок диатомей в 1 г воздушно-сухого осадка. В препаратах отмечалось наличие углей и обугленных клеток растений. Изучены также субфоссильные спорово-пыльцевые спектры наилков руч. Болотного (приток р. Тундровой) и р. Аргулад. Радиоуглеродное датирование образцов выполнено в лаборатории биоинформационных технологий Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск). Калибровка радиоуглеродных дат (табл.) проведена с помощью программы OxCal 4.2 [55] с использованием калибровочной кривой IntCal13 (<https://c14.arch.ox.ac.uk>). Для определения хронологии событий использована возрастная модель по программе Bacon 2 с программной оболочкой R [42]. Дата ИМКЭС-14С1395 рассматривается как омоложенная и не была включена в модель. Возраст нижней части торфяника (335–382.5 см) рассчитан по скоростям торфонакопления.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Возрастная модель. Торфонакопление началось около 12475 кал. л.н. и связано с микроклиматическими условиями на поверхности водораздела, имеющей слабый уклон в юго-восточном направлении. Возрастная модель показывает, что в накоплении торфа не было перерывов (рис. 2). На начальном эта-

пе скорости торфонакопления были очень низкими (0.14 мм/год), около 9635 кал. л.н. они увеличились практически вдвое – до 0.25–0.28 мм/год. Выше по профилю разреза величина этого показателя постоянно росла: 0.33–0.39 мм/год после 4950–4800 кал. л.н., 0.40 мм/год после 2695 кал. л. Более высокие скорости отмечены около 820–710 кал. л.н. (0.45 мм/год), а максимальные (до 0.71 мм/год) – в последние 710 кал. л. Более активно торф стал прирастать, начиная со среднесуббореального потепления [23, 35]. В дальнейшем заметное увеличение скоростей торфообразования протекало в условиях, совпавших с глобальным холодным событием 2800–2600 кал. л.н. [6, 59], и особенно в малом ледниковом периоде, когда начал накапливаться плохо разложившийся торф с большим количеством сфагновых мхов.

Таблица. Радиоуглеродные датирования из разреза торфяника в бассейне р. Тундровой, о. Большой Шантар.

Интервал, см	Лабораторный индекс	¹⁴ C возраст, л.н.	Календарный возраст, л.н.
50–60	ИМКЭС-14С1403	710 ± 60	650 ± 50
130–140	ИМКЭС-14С1399	2615 ± 65	2710 ± 100
210–220	ИМКЭС-14С1398	4230 ± 65	4750 ± 100
260–270	ИМКЭС-14С1402	5840 ± 115	6670 ± 170
270–280	ИМКЭС-14С1395	5350 ± 140	6120 ± 150
340–350	ИМКЭС-14С1406	8915 ± 125	9980 ± 180
370–380	ИМКЭС-14С1408	10315 ± 140	12100 ± 270

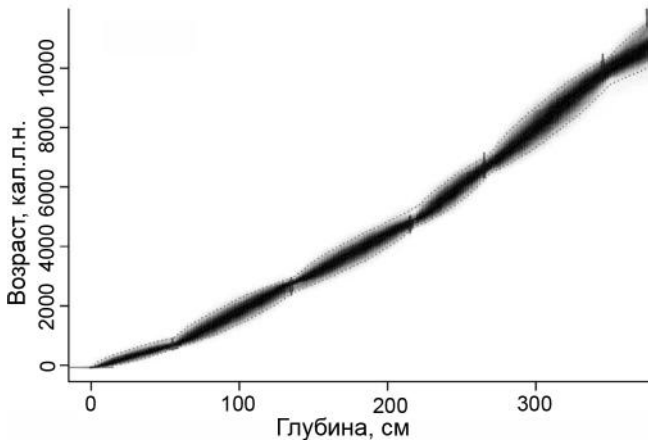


Рис. 2. Возрастная модель накопления органогенных отложений в бассейне р. Тундровой, о. Большой Шантар.

Ботанический состав. Наиболее разложившийся торф (65–70 %) формировался 12475–7610 кал. л.н., когда в составе растений-торфообразователей практически не было сфагновых мхов. Около 7610–3620 кал. л.н. степень разложения снизилась до 45–60 %. Средне- и слаборазложившийся торф (< 35 %) начал формироваться с 3620 кал.л.н., что совпадает с позднесуббореальным похолоданием [23, 35]. В это время среди болотных растений резко возросла роль

сфагновых мхов. Минимальную степень деструкции (5–7 %) имеет поверхностный слой травяно-сфагнового торфа, который начал накапливаться в малый ледниковый период. Всего в разрезе торфяника выделяется 17 генетических горизонтов (рис. 3):

Горизонт 1 (350–380 см, 12475–10345 кал. л.н.) – состав торфа отвечает развитию низинного травяного болота с зелеными мхами, характерными для луговых фитоценозов или сырых лесов. В конце фазы появляются сфагновые мхи.

Горизонт 2 (340–350 см, 10345–9635 кал. л.н.) – на болоте сформировался древесный ярус из лиственницы с участием ели, кустарниковой березы. Среди трав стало больше вейника, пушицы, хвоща. Улучшение дренированности болота указывает на более сухие условия.

Горизонт 3 (330–340 см, 9635–9200 кал. л.н.) – травяной торф с зелеными мхами формировался в условиях повышения температур и увлажнения в конце потепления.

Горизонт 4 (310–330 см, 9200–8410 кал. л.н.) – формировался торф с большим количеством трав (пушица, тростник), остатков кустарников (береза, кедровый стланик, хамедафне болотная, багульники болотный и подбел) и мхов (зеленых и сфагновых). Наличие углей говорит о периодически проходивших пожарах.

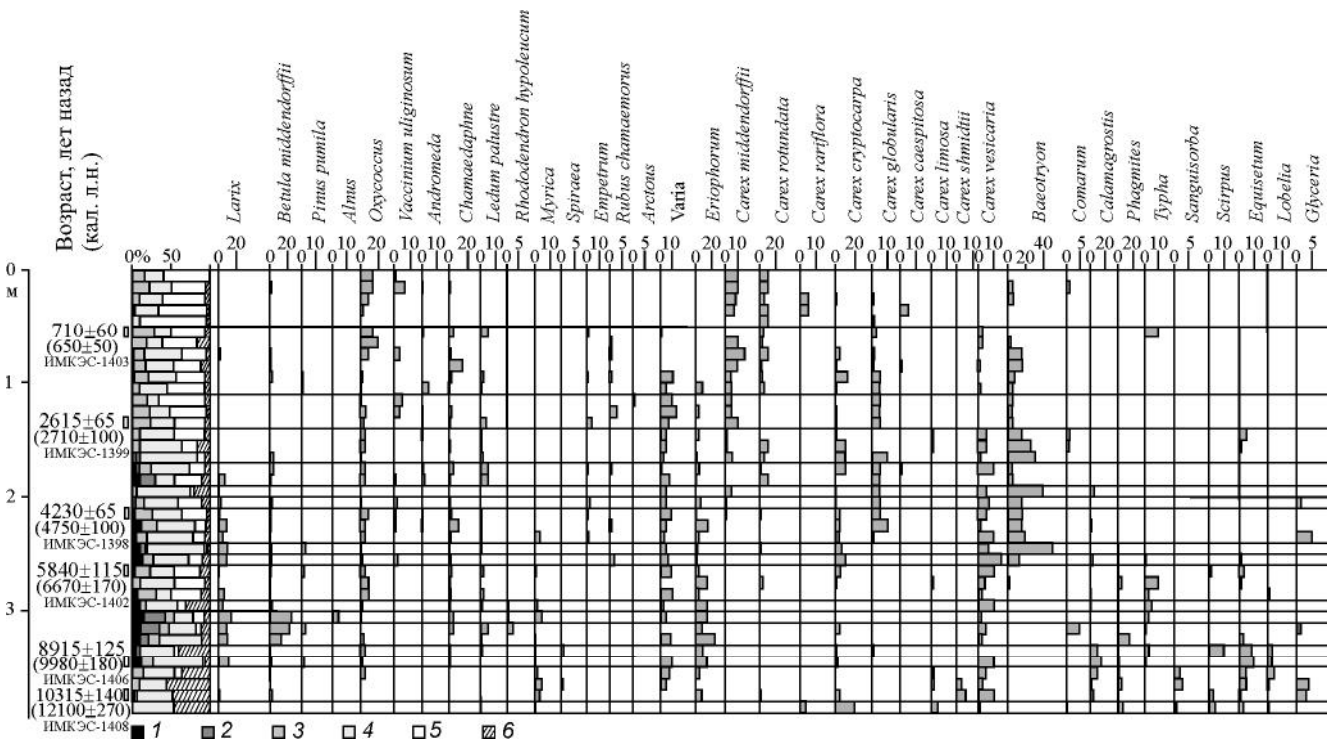


Рис. 3. Ботанический состав и степень разложения торфа, разрез в бассейне р. Тундровой, о. Большой Шантар.

1 – древесные, 2 – кустарники, 3 – кустарнички, 4 – травянистые, 5 – сфагновые мхи, 6 – зеленые мхи.

Горизонт 5 (300–310 см, 8410–8005 кал. л.н.) – состав торфа отражает развитие древесно-кустарникового яруса с лиственницей, кустарниковой березой, хамедафне, восковником и багульником-подбелом, стало больше сфагновых мхов, снижалась роль травянистых.

Горизонт 6 (290–300 см, 8005–7610 кал. л.н.) стало больше остатков травянистых, главным образом, пушицы, древесно-кустарниковый ярус был менее развит, много зеленых мхов, в том числе пирогенных индикаторов *Politrichum*, *Aulacomnium*. Увеличилось количество угля.

Горизонт 7 (260–290 см, 7610–6435 кал. л.н.) – шло формирование кустарничково-травяно-сфагнового торфа с обилием сфагновых мхов. Кустарнички представлены в основном клюквой. Болото вступило в мезотрофную стадию развития. В верхней части найдены остатки кедрового стланика.

Горизонт 8 (250–260 см, 6435–6060 кал. л.н.) – стал более развит древесный ярус из лиственницы, в кустарниковом появились голубика, в травянистом покрове наряду с осоками увеличилось участие пухоноса, снизилась роль мхов. Мезотрофное болото развивалось в условиях снижения увлажнения.

Горизонт 9 (240–250 см, 6060–5685 кал. л.н.) – резко возросло количество остатков трав, с обилием

пухоноса, что свидетельствует об увеличении увлажнения. В древесном ярусе наряду с лиственницей стало больше кедрового стланика.

Горизонт 10 (210–240 см, 5685–4670 кал. л.н.) – накапливался кустарничково-травяно-сфагновый торф с обилием хамедафне, восковника, клюквы, появилась шикша. Среди трав много пухоноса, пушицы и осок. Увеличилась роль сфагновых мхов.

Горизонт 11 (200–210 см, 4670–4410 кал. л.н.) – в условиях переувлажнения стал менее развит кустарниковый ярус, увеличилась роль зеленых мхов, на болоте стало влажнее.

Горизонт 12 (190–200 см, 4410–4140 кал. л.н.) – формирование травяно-гипнового торфа говорит о том, что болото стало эвтрофным. Отмечено обилие пухоноса. Сукцессионная смена связана с пожарами в условиях потепления и развития положительных криогенно-органогенных форм рельефа в результате регрессионных процессов.

Горизонт 13 (170–190 см, 4140–3620 кал. л.н.) – стал развит древесно-кустарниковый ярус. Отмечено увеличение роли мезотрофных и олиго-мезотрофных сфагновых мхов.

Горизонт 14 (140–170 см, 3620–2830 кал. л.н.) – накапливался травяно-сфагновый торф; произошло

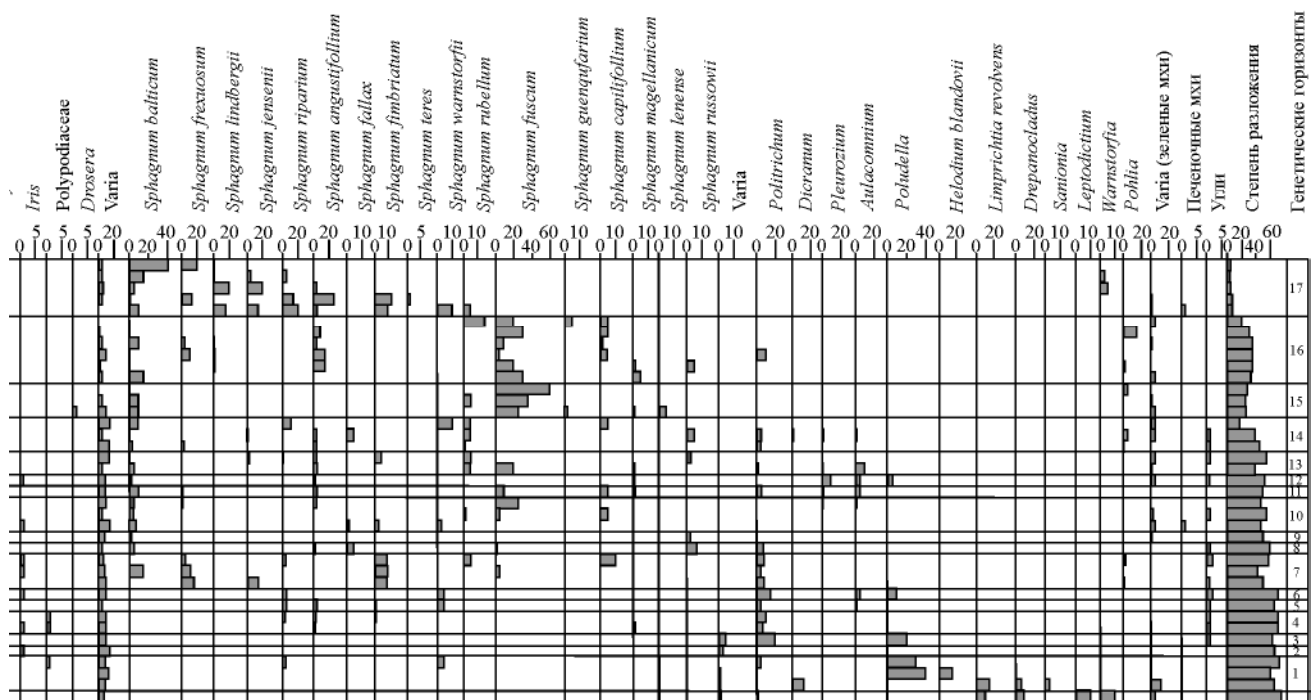


Рис. 3. Ботанический состав и степень разложения торфа, разрез в бассейне р. Тундровой, о. Большой Шантар. (Продолжение).

замещение крупнокустарниковых форм на сфагнофилы (клюква) в условиях похолодания, сокращения периодов и глубины оттаивания сезонной и многолетней мерзлоты. Количество остатков сфагновых мхов увеличивается вверх по разрезу.

Горизонт 15 (110–140 см, 2830–2070 кал. л.н.) – накапливался кустарничково-травяно-сфагновый торф, в условиях похолодания болото становится верховым с хорошо выраженным моховым ярусом (главным образом, *Sphagnum fuscum*).

Горизонт 16 (50–110 м, 2070–640 кал. л.н.) – шло формирование комплексного торфа. Отмечены более разнообразные сфагновые мхи и снижение роли *Sphagnum fuscum*.

Горизонт 17 (0–50 см, 640–0 кал. л.н.) – шло накопление сфагнового торфа с олиго-мезотрофными видами сфагновых мхов. В травяном ярусе преобладали осоки. Современная ассоциация формируется в условиях переувлажнения, связанного с развитием термокарстовых процессов.

Диатомовый анализ. Список диатомей составляет 168 таксонов. Автохтонные диатомеи разделены на две группы по отношению видов к степени увлажнения [10, 11, 32, 49, 50, 60]. В первую группу вошли гидрофильные виды, основное местообитание которых приурочено к водоемам или регулярно увлажняемым местам (*Pinnularia rupestris*, *P. subcapitata*, *P. microstauron* и др., в том числе и сфагнофилы *Eunotia parallela*, *E. lapponica*) [45, 50]. Вторая группа объединяет виды, способные обитать на слабо увлажненных местах (моховые подушки, увлажненные камни и поверхность почв) и толерантные к высыханию, в том числе сфагнофилов (*Eunotia paludosa*, *E. fallax*, *E. trinacria* и др.), включая почвенные *Hantzschia amphioxys*, *Luticola mutica*. Аллохтонные диатомеи включают озерно-реофильные виды, которые могли переносить ручейки-притоки, русла которых сейчас затянута торфом. Следы русла такого ручья есть поблизости от разреза. Вода могла течь вниз по склону в условиях сезонного переувлажнения. Возможно, черные мочажины «Римпи» также могли быть поставщиками озерно-реофильных диатомей. В небольшом количестве найдены, в основном, фрагменты морских форм, которые были принесены на болото ураганными ветрами во время сильных штормов. На основе экологических характеристик доминантных и субдоминантных пресноводных видов выделен 21 комплекс диатомей (рис. 4):

Комплекс 1 (380–382.5 см, 12650–12475 кал. л.н.) Доминируют способные обитать на слабо увлажненных мхах *Eunotia paludosa*, *E. trinacria*, субдоминантами являются гидрофильные обрастатель

E. tenella, донные *Pinnularia rupestris*, *P. microstauron*, характерные для олиготрофно-дистрофных стоячих и текучих вод, а также ацидофил *P. lata*. Содержание гидрофильных диатомей составляет 25 %. Количество створок в осадках достигает 45 тыс./г сухого осадка.

Комплекс 2 (375–380 см, 12475–12120 кал. л.н.). Характерным является снижение содержания *Eunotia paludosa* и появление арктобореального *Eunotia groenlandica*, обитателя моховых болот, широко распространенного в Берингии [32]. Обводненность болота усилилась, появились виды, обычные для стоячих и текучих вод: обрастатель *Encyonema silesiacum*, донный *Pinnularia viridis*. Обнаружено много срединных полей (26.3 %) крупных видов рода *Pinnularia*, большая часть которых гидрофилы. Содержание створок диатомей снизилось до 23 тыс./г, что, скорее всего, связано с сокращением вегетационного периода.

Комплекс 3 (360–375 см, 12120–11055 кал. л.н.). Содержание гидрофильных диатомей составляет 17.6–19.7 %. Преобладает характерный для торфяных вод *Pinnularia rupestris*, появляется донный *P. subcapitata* и обрастатель *Eunotia bilunaris*. Доминируют ацидофилы (до 83 %) и галофобы (до 83 %). Наблюдается рост количества створок диатомей в осадках (до 34 тыс./г) В инт. 365–370 см отмечен широкий список аллохтонных пресноводных видов и, в основном, фрагменты морских и солоноватоводных диатомей.

Комплекс 4 (350–360 см, 11055–10345 кал. л.н.) – появляются характерные для богатых сфагнумом дистрофных болот (с низкими показателями pH) северных регионов гидрофильные *Eunotia parallela* и *E. lapponica* [5, 45, 50], заметным становится участие *E. compacta* и *Pinnularia subcapitata*, характерных для торфяных гуминовых вод. Обводненность болота умеренная – содержание гидрофильных диатомей ≤ 22 %, а количество створок диатомей достигает 185 тыс./г. Отмечены единичные створки аллохтонных пресноводных видов и фрагменты морских.

Комплекс 5 (345–350 см, 10345–9990 кал. л.н.) – отмечено повышение содержания видов второй группы *Eunotia groenlandica*, *E. fallax*, включая почвенный *Hantzschia amphioxys*, указывающих на более сухие обстановки. Содержание створок диатомей снижается до 30 тыс./г.

Комплекс 6 (335–345 см, 9990–9400 кал. л.н.) – содержание гидрофильных видов низкое (14.6 %). Появление здесь *Eunotia lapponica* и повышение концентрации створок диатомей до 144 тыс./г указывает на постепенное увеличение водности и более теплые условия.

Комплекс 7 (310–335 см, 9400–8410 кал. л.н.) – в подошве слоя увеличивается содержание *Pinnularia*

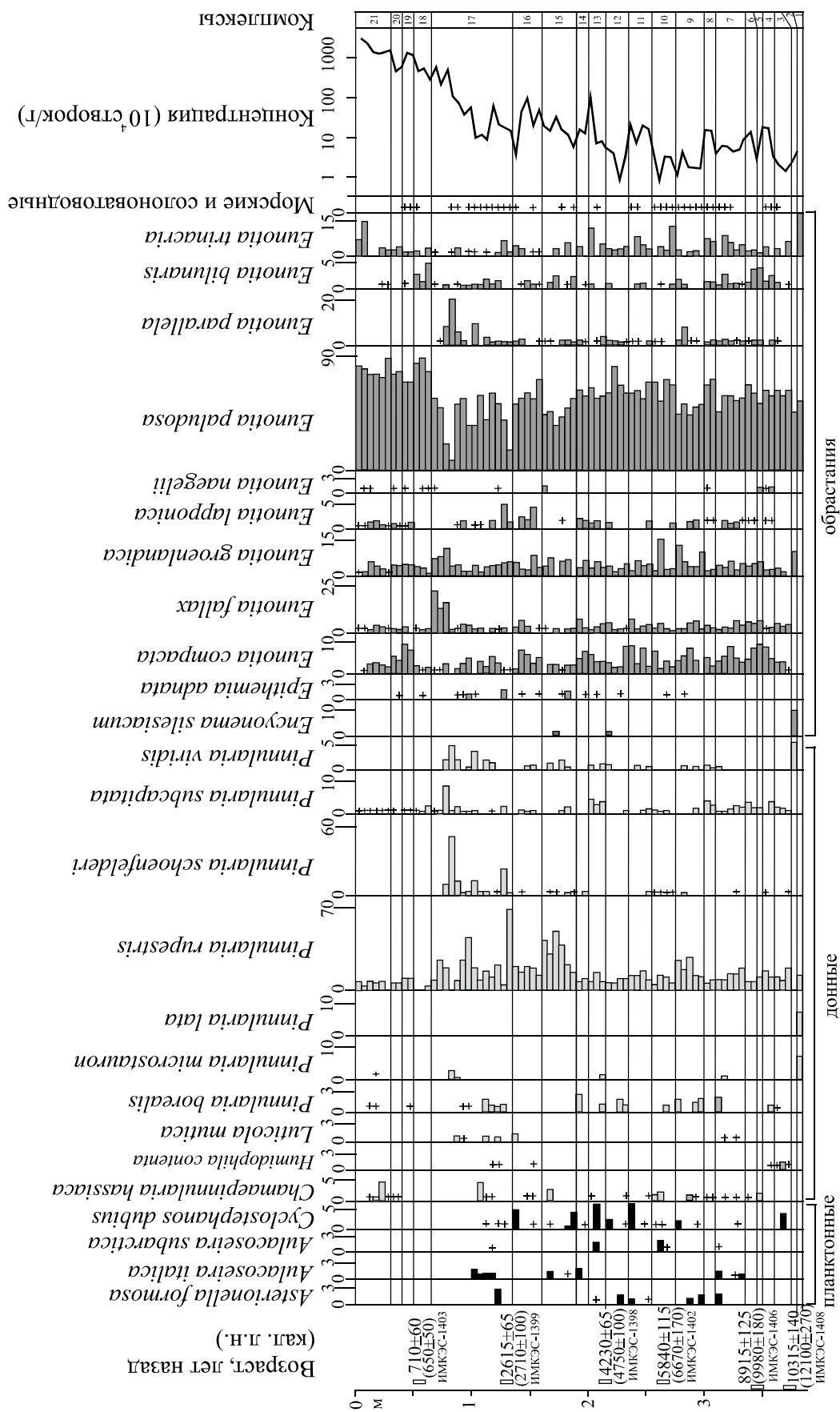


Рис. 4. Распределение диатомей в разрезе торфяника в бассейне р. Тундровой, о. Большой Шантар.

rupestris, содержание гидрофильных диатомей достигает 25 % и снижается ближе к кровле до 18 %. Количество створок не превышает 61 тыс./г. Снижение содержания створок диатомей (39 тыс./г) в инт. 310–315 см (8610–8410 кал. л.н.), исчезновение *E. lapponica* и увеличение роли почвенных *P. borealis*, *Hantzschia amphioxys*, а также *Nitzschia amphibia* [49], свидетельствуют о снижении увлажнения. Здесь же обнаружено большое количество аллохтонных пресноводных (13.4 %) (*Asterionella formosa*, *Aulacoseira italica*, *A. subarctica*, *Epithemia adnata* var. *parcellus*, *E. turgida*, *Rhoicosphenia abbreviata* и др.) и фрагментов морских диатомей, которые могли быть привнесены в сильный тайфун со шквальным ветром.

Комплекс 8 (300–310 см, 8410–8005 кал. л.н.). Содержание гидрофильных диатомей снижается до 14 %, а количество створок повышается до 158 тыс./г. Найдены единичные створки аллохтонных озерно-реофильных и фрагменты морских видов.

Комплекс 9 (275–300 см, 8005–7010 кал. л.н.) фиксирует повышение водности: существенную долю занимает *Pinnularia rupestris*, содержание гидрофильных диатомей 16.8–30.4 %. В кровле и подошве повышается доля арктобореального *Eunotia groenlandica* и почвенных видов. Количество створок диатомей здесь снижается до 10–16 тыс./г. В инт. 280–285 см число створок достигает 46 тыс./г, повышается содержание *E. parallela* и характерного для торфяных вод *E. compacta*, появляется *P. schroenfelderi*, населяющий увлажненные почвы [51, 57]. Находки озерно-реофильных, морских и солоноватоводных видов свидетельствуют о паводковой и штормовой активности.

Комплекс 10 (255–275 см, 7010–6240 кал. л.н.) отражает неустойчивый гидрологический режим, что выразилось в соотношении содержания гидрофильного *Pinnularia rupestris* и устойчивого к высыханию *Eunotia paludosa*. Содержание гидрофильных диатомей колеблется от 7.9 до 15.7 %. Количество створок диатомей достигает 40 тыс./г и снижается в инт. 260–265 см до 8 тыс./г. Здесь же присутствуют аллохтонные пресноводные, фрагменты морских и солоноватоводных видов.

Комплекс 11 (235–255 см, 6240–5500 кал. л.н.) фиксирует развитие умеренно обводненного болота. Содержание гидрофильных диатомей достигает 18.5 %. Высокая концентрация створок (до 220 тыс./г) указывает на условия, благоприятные для развития диатомей (сочетание тепла и увлажнения). Регулярно встречаются озерно-реофильные диатомей, фрагменты морских и солоноватоводных отмечены в инт. 240–250 см.

Комплекс 12 (215–235 см, 5500–4800 кал. л.н.) указывает на снижение обводнения, сокращается доля

гидрофильных диатомей (до 6.7 %), появляются почвенные виды. Содержание створок диатомей снижается до 9 тыс./г. Найдены аллохтонные пресноводные диатомей.

Комплекс 13 (200–215 см, 4800–4410 кал. л.н.) – увеличилась доля гидрофильных диатомей (до 19.9 %). Заметно повысилась концентрация створок диатомей (более 1 млн/г). Найдено значительное количество озерно-реофильных диатомей (до 11.6 %).

Комплекс 14 (190–200 см, 4410–4140 кал. л.н.). Снижение содержания гидрофильных диатомей (до 11.9 %) указывает на меньшую увлажненность. Появляется *Pinnularia borealis* и *P. schroenfelderi*. Содержание створок снижается (162 тыс./г). В небольшом количестве найдены озерно-реофильные диатомей и фрагмент морского неритического южнобореального *Thalassionema nitzschioides*.

Комплекс 15 (165–190 см, 4140–3360 кал. л.н.) характерен для сильно обводненного болота – содержание гидрофильных диатомей до 54 %. Содержание створок варьирует от 54 тыс. до 517 тыс./г осадка. Многие створки *P. rupestris* имеют следы растворения. Найдены аллохтонные пресноводные диатомей и единичные фрагменты солоноватоводных.

Комплекс 16 (135–165 см, 3360–2695 кал. л.н.). Уменьшается доля гидрофильных диатомей (до 13.7 %). Участие в составе диатомей *Eunotia lapponica*, *E. parallela* свидетельствует о развитии умеренно обводненного с участием сфагнома болота. Концентрация диатомей резко снижается к кровле от 990 до 35 тыс./г, где присутствие почвенного *Luticola mutica* и аэрофила *Stauroneis thermicola* связано с более засушливыми условиями. Аллохтонные пресноводные и морские виды единичны.

Комплекс 17 (70–135 см, 2695–1070 кал. л.н.) отражает смены сильно увлажненных и более сухих условий. При сильном увлажнении развитие получал *Pinnularia rupestris*, при умеренном увлажнении – характерные для влажных почв *P. schroenfelderi*, *Nitzschia amphibia* [57] и сфагнофилы *Eunotia parallela*, *E. lapponica*. Многие створки диатомей имеют следы растворения. В более сухие периоды доминировала *E. paludosa* и появлялись почвенные *Hantzschia amphioxys*, *P. borealis*, *Luticola mutica*, а содержание створок составляет 88 тыс./г. Вверх по разрезу увеличивается концентрация створок (от 145 тыс. до 5 млн/г осадка). Содержание аллохтонных пресноводных диатомей наиболее высокое в инт. 110–120 см (2320–2070 кал. л.н.). Спорадически встречаются морские и солоноватоводные диатомей.

Комплекс 18 (50–70 см, 1070–640 кал. л.н.) отвечает более сухим условиям – доминирует *Eunotia*

paludosa. Содержание створок 3–6 млн/г. Встречены единичные фрагменты морских и небольшое количество аллохтонных пресноводных диатомей.

Комплекс 19 (40–50 см, 640–500 кал. л.н.) указывает на более высокую обводненность. Увеличивается содержание *Pinnularia rupestris* и *Eunotia compacta*, характерного для гуминовых болотных вод, появляется *E. lapponica*. Содержание створок диатомей повышается до 14 млн/г осадка.

Комплекс 20 (30–40 см, 500–260 кал. л.н.). Уменьшение содержания гидрофильных диатомей (до 6 %), появление характерного для сфагновых болот *Chamaepinnularia hassiaca*, а также *Hantzschia amphioxys* свидетельствует о снижении увлажненности. Содержание створок сокращается до 4 млн/г.

Комплекс 21 (0–30 см, последние 260 кал. л.н.) фиксирует незначительное увеличение гидрофильных диатомей (до 8.2 %) и постепенный рост содержания створок (14–30 млн/г) в условиях переувлажнения.

Спорово-пыльцевой анализ. Палиноспектры из современных речных наилок с преобладанием пыльцы древесных (86.2 %) отвечают развитию лесной растительности и группировок кедрового стланика. Около р. Тундровой кедровый стланник более развит – содержание пыльцы *Pinus s/g Haploxydon* до 33.3 %. Спектр из наилка р. Аргулад отвечает более широкому распространению в этой части острова ельников (*Picea* – 56.1 %). В наилке руч. Болотного пыльцы ели 35.7 %. Присутствие в небольшом количестве пыльцы древесных берез (*Betula sect. Costatae* – 1.8 %, *Betula sp.* – 0.8 %) отвечает их ограниченному распространению на острове. Другие мелколиственные представлены пыльцой ольхи (*Alnus* – до 9.1 %), отражающей развитие ольховых лесов в долинах рек, ольховника (*Dischekia* – до 4.1 %), который входит в группировки стлаников, и кустарниковой березы (*Betula middendorffii* – 2.9 %), развитой на болотах. Единично встречается пыльца лиственницы (*Larix* – 0.2 %), что намного меньше ее участия в современных растительных группировках. Присутствует большое количество аллохтонной пыльцы, представленной, в основном, пихтой (*Abies* – до 10 %), насаждения пихты белокорой имеются на побережье Удской губы [31]. Единично встречается пыльца широколиственных (*Quercus*, *Corylus*, *Carpinus*). Пыльца трав и кустарничков отвечает локальной растительности.

Распределение спор и пыльцы по разрезу позволило выделить 14 палинозон (рис. 5).

Палинозона 1 (инт. 382.5–390 см, >12653 кал. л.н.) характеризует широкое развитие кустарниковых группировок с березами (*Betula middendorffii*, *B. exilis*) и ольховником, меньшее значение имел кедровый

стланник и вересковые кустарники. В покрове стлаников отмечены синюха, папоротники, плауны. В долинах были небольшие фрагменты ольховых лесов. В травяном покрове участвовали злаки, полынь и другие сложноцветные. В покрове стлаников отмечены синюха, папоротники, плауны. Аллохтонная пыльца представлена темнохвойными, *Corylus* и *Juglans*.

Палинозона 2 (инт. 365–382.5 см, 12653–11410 кал. л.н.). Постепенно возрастает роль кедрового стланика и древесных берез, возможно, появились редколесья из каменной березы (*Betula lanata*), на прогреваемых склонах – *Betula platyphylla*, на заболоченных участках – восковник. Возможно, были развиты разнотравные луга.

Палинозона 3 (инт. 350–365 см, 11410–10345 кал. л.н.). Ерники стали замещаться группировками кедрового стланика. Количество пыльцы кустарниковых берез постепенно снижается. Увеличилась доля пыльцы *Picea*. Сократилось количество пыльцы представителей влажных местообитаний, стало больше пыльцы полыни и маревых. На болоте сформировался ярус из вересковых кустарников.

Палинозона 4 (инт. 335–350 см, 10345–9400 кал. л.н.) отражает широкое развитие кустарниковых берез. Среди трав доминантом становятся осоковые, резко снизилась доля вересковых кустарников. Отмечен пик спор плаунка.

Палинозона 5 (инт. 315–335 см, 9400–8610 кал. л.н.). Более распространенным стал кедровый стланник. Резкое сокращение доли пыльцы осоковых и других представителей влажных местообитаний наряду с широким развитием вересковых кустарников свидетельствует о снижении увлажнения на болоте.

Палинозона 6 (265–315 см, 8610–7610 кал. л.н.) – доминирующими стали заросли кедрового стланика с вересковыми кустарниками, сократились участки с ерниками.

Палинозона 7 (265–315 см, 7610–6620 кал. л.н.) – увеличилась доля пыльцы *Picea*. Сократилась доля пыльцы кедрового стланика и разнотравья. Стал более интенсивным привнос аллохтонной пыльцы.

Палинозона 8 (инт. 240–265 см, 6620–5685 кал. л.н.) – увеличивается содержание пыльцы *Picea*, *Larix*, в верхней части – *Abies*, стало меньше *Pinus s/g Haploxydon*. Среди пыльцы трав резко увеличилась доля осоковых.

Палинозона 9 (инт. 160–240 см, 5685–3360 кал. л.н.) – увеличивается доля пыльцы *Picea*. В обилии присутствует пыльца *Myrica*. Пыльца трав стала более разнообразна. Для начала фазы характерно распространение сложноцветных. Вверх по разрезу стало больше пыльцы полыни. В конце фазы стало много

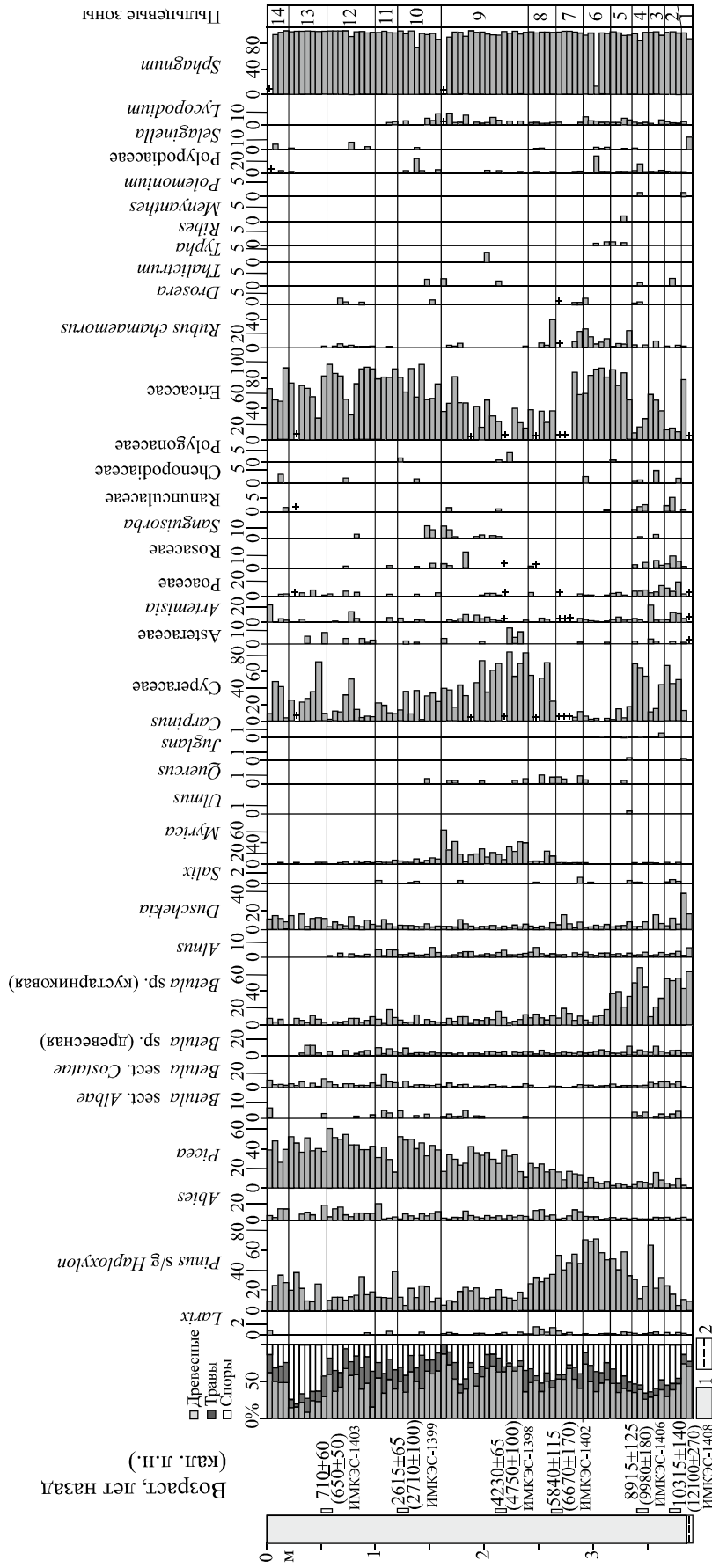


Рис. 5. Сторово-пыльцевая диаграмма отложений торфяника в бассейне р. Тундровой, о. Большой Шантар.

1 – торф, 2 – глина.

пыльцы кровохлебки, отмечен пик пыльцы розоцветных, возможно отвечающий распространению в лесном подлеске рябины.

Палинозона 10 (инт. 120–160 см, 3360–2320 кал. л.н.) – стало больше пыльцы ели. Резко сокращается содержание пыльцы *Myrica*. Увеличивается доля пыльцы трав и кустарничков. Сократилось участие осоковых, росла доля вересковых, вероятно, на болоте стало суше. Отмечена пыльца маревых, характерных для сухих местообитаний. Среди спор стало больше папоротников.

Палинозона 11 (инт. 100–120 см, 2320–1820 кал. л.н.) – стало меньше пыльцы ели и больше пыльцы древесных берез (в сумме до 23.5 %). В инт. 115–120 см отмечен пик пыльцы кедрового стланика. Стало больше пыльцы ольховника и кустарниковой березы. На болоте хорошо развит кустарниковый ярус из вересковых.

Палинозона 12 (инт. 55–100 см, 1820–710 кал. л.н.) – увеличилось содержание пыльцы *Picea*. Появляются споры плаунка, характерного для каменистых склонов.

Палинозона 13 (инт. 20–55 см, 710–210 кал. л.н.). Резко возрастает количество спор, в основном представленных сфагновыми мхами. Стало больше пыльцы *Pinus s/g Haploxyylon* и *Duschekia*, в инт. 30–45 см – древесных берез (до 18.9 %). Резко увеличивается содержание пыльцы осоковых.

Палинозона 14 (инт. 0–20 см, последние 210 кал. л.н.). Увеличивается содержание пыльцы древесных и трав. Резко снижается доля пыльцы ели.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Стратиграфическое изучение водораздельного торфяника в бассейне р. Тундровой дает возможность восстановить развитие природной среды Шантарских островов с конца позднего плейстоцена (рис. 6). Заболачивание водораздела началось около 12650 кал. л.н., что сопоставляется с поздним дриасом [43]. В это время острова и примыкающие участки шельфа входили в состав континента. Согласно кривой колебания уровня моря, построенной для тектонически стабильных участков [14, 18, 33], береговая линия находилась на отметке -50... -55, а к началу голоцена – на -43... -47 м и располагалась в 10 км от северного берега о. Большой Шантар. Обширные мелководные участки между Шантарскими островами и современным материком представляли собой сушу. В это время в Северной Евразии климат был холодным и сухим, в том числе и в Нижнем Приамурье [41], на севере Приморья [27] и севере Сахалина [19, 35, 47, 52]. В отличие от Берингии, Северного Приохотья [1] и Южных Курил [26], где похолодание проявилось слабо, на

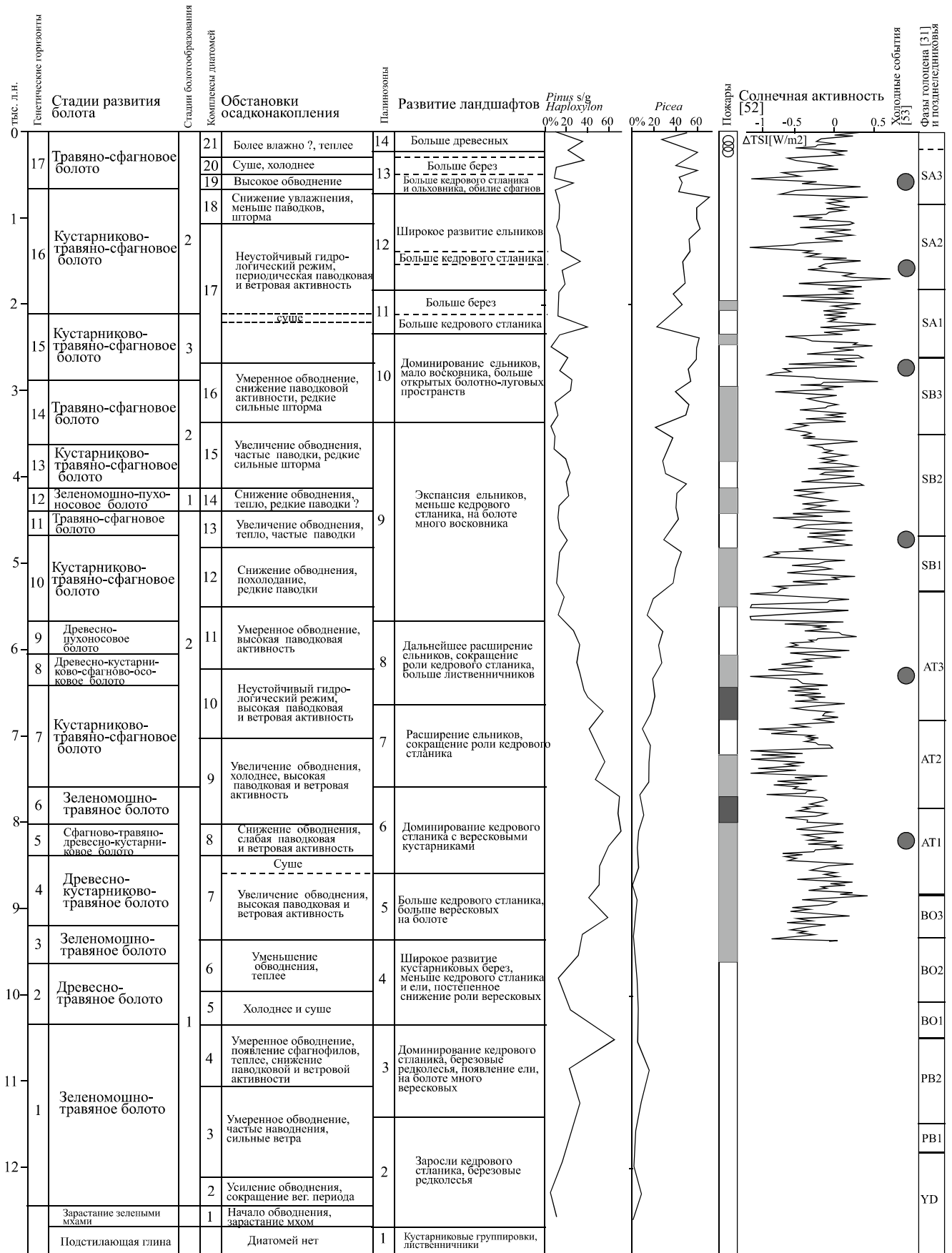
Шантарских островах условия были суровыми. В это время на море большую часть года был устойчивый ледовый покров [15]. Заболачивание водораздела на о. Большой Шантар началось при $t_{\text{ср.}}$ на 5°C ниже современной в условиях развития термокарстовых процессов на юго-восточном склоне. Развитие таких процессов в ветровой тени довольно типично для поверхностей делювиальных шлейфов в криолитозоне [34]. Активизация термокарстовых процессов на границе плейстоцена-голоцена привела к широкому распространению болот и озер на всем северо-востоке [7].

На Шантарских островах наиболее холодными и более влажными условия были около 12475–12120 кал. л.н., когда резко сокращалась продуктивность диатомовых водорослей. Их состав фиксирует существование умеренно обводненного болота. В начале периода на острове были распространены ерниковые заросли с обилием кустарниковых берез и ольховника, а также лиственничники, с 12120 кал. л.н. появились березовые редколесья, стало больше кедрового стланика, по-видимому, за счет увеличения снежного покрова [1, 40]. Сильные снегопады в регионе связаны с вторжением влажных воздушных масс с Тихого океана [24], поэтому увеличение доли пыльцы *Pinus s/g Haploxyylon* может быть индикатором выхода южных циклонов на острова (рис. 6). В целом, вегетационный период был существенно короче, чем даже суровый современный.

Рубеж позднего плейстоцена-голоцена (12120–11055 кал. л.н.) характеризовался сильными наводнениями, усилением ветровой активности, болото было умеренно обводнено. Локальные условия были довольно стабильными длительный период, охватывающий весь пребореал, когда развивалось зелено-мошно-травяное болото. В этот период увеличивался вегетационный сезон. Незначительное потепление в это время фиксируется и в Нижнем Приамурье [41].

Раннеголоценовое потепление климата сопровождалось активными термокарстовыми процессами на выположенных участках, в это время возникли первичные очаги заболачивания на территории Нижнего Приамурья [36].

Увеличение продуктивности диатомей около 11055–10345 кал. л.н. свидетельствует о более длительном вегетационном периоде. На территории доминировал кедровый стланик, были распространены березовые криволесья, вероятно, появилась ель. Сокращение пыльцы растений, характерных для влажных обитаний, и резкое увеличение пыльцы полыни и маревых свидетельствует о снижении увлажнения. Период более сухого и холодного климата по сравнению с современным отмечен и для севера Сахалина [19]. Среди аллохтонной пыльцы в разрезе на о. Боль-



шой Шантар стало больше *Abies* до 3.9 %, что свидетельствует о более широком распространении пихты в составе темнохвойных лесов в южных частях региона, откуда шел занос пыльцы.

Небольшое похолодание со снижением увлажнения выделяется около 10345–9990 кал. л.н. На болоте стал формироваться древесный ярус, в котором помимо лиственницы участвовала и ель. Следует отметить, что темнохвойные леса в это время получили распространение на севере Сахалина (п-ов Шмидта) [19, 46]. В отличие от севера Приохотья [1, 7] и севера Сахалина [35] оптимум бореала в районе Шантар не был выражен, условия, по-видимому, были суровыми. Как и во внутриконтинентальных районах Нижнего Приамурья [41], в районе Шантар стали вновь распространены кустарниковые березы. Это могло быть связано с обилием дрейфующего льда, который сносился в эту часть моря. Об интенсивном освобождении поверхности моря ото льда в это время свидетельствуют данные по материалу ледового разноса [15].

Незначительное потепление около 9990–9400 кал. л.н. фиксируется только в развитии микрофлоры, увеличивается продуктивность. В конце потепления произошла перестройка болотной растительности (с образованием зеленомошно-травяного болота), связанная с активизацией термокарстовых процессов и солифлюкционных явлений на примыкающих склонах. С этого периода в сухие сезоны на болоте начались пожары. Более широкое развитие кедрового стланика с 9400 кал. л.н. связано с усилением снегопадов. С этого времени увеличилось обводнение болота, наблюдалась высокая паводковая и ветровая активность.

На рубеже раннего-среднего голоцена (9400–8610 кал. л.н.) вновь стал распространен кедровый стланик, на болоте был развит кустарниковый ярус. Такие изменения были связаны с похолоданием на границе бореал-атлантик [35]. Засушливые условия около 9300–8900 кал. л.н. привели к формированию пограничного горизонта в торфяниках Нижнего Приамурья, что связывают со снижением интенсивности летнего муссона [4]. Холодный и сухой эпизод около 9300 кал. л.н. выделен для северо-запада о. Сахалин [52].

Кедровый стланик стал доминантом в начале среднего голоцена (8610–7610 кал. л.н.), что было связано с более частым вторжением южных циклонов в зимний период. С 8610 кал. л.н., и особенно с 8400 кал. л.н. стало суше, уменьшилась обводнен-

ность болота, на котором получил развитие древесно-кустарниковый ярус, увеличивалась роль мезотрофных растений. В это время начал формироваться сфагновый покров. Березовые криволесья имели кратковременную вспышку развития около 8528–8336 кал. л.н. Снизилась ветровая активность и более редкими стали паводки. Снижение увлажнения около 8400–8100 кал. л.н. отмечено и в северо-восточном Китае [44, 53]. На Колымской низменности выделено похолодание около 8340–7980 кал. л.н. [37]. Холодный и сухой эпизод около 8200–8100 кал. л.н. отмечен на о. Сахалин [52, 54].

Локальные изменения на болоте, где увеличилось участие травянистых (пушица) и пирогенных зеленых мхов, около 8005–7610 кал. л.н. связаны с более частым прохождением пожаров. Возможно, прогревание деятельного слоя торфяной залежи вызвало рост содержания гидрофильных диатомей в мочажинах. В то же время концентрация створок диатомей резко снизилась, что говорит о неблагоприятных условиях для их развития. Эти изменения совпадают по времени со снижением солнечной активности [58]. Постепенно увеличивалось обводнение болота и чаще стали проходить паводки.

Около 7610 кал. л.н. на территории стали более распространяться ельники, что характеризует общее смещение зон темнохвойных и хвойно-широколиственных лесов на материке [41]. В условиях высокой ветровой активности начался более интенсивный принос пыльцы пихты и широколиственных из южных районов, что связано с благоприятными условиями для циклонической деятельности в весенний период.

Судя по глубинам, о. Большой Шантар отделился от материка на рубеже раннего-среднего голоцена. Уровень моря около 7000–6800 кал. л.н. стал близок к современному или превышал его на 2–3 м [14, 18, 33]. Образовалось обширное Шантарское море, отделившее острова от континента. Климат стал более морским. Ослабление Охотского антициклона, потепление и поступление влажного морского воздуха привело к тому, что теплые воздушные массы стали проникать в глубь континента до 500 км [12, 35]. Произошло проникновение широколиственных древесных пород в Южное Приохотье [41]. В настоящее время здесь сохранились рефугиумы кустарниковых дубовых рощ среди кедрового стланика (побережье зал. Николая). Вегетационный период на островах

Рис. 6. Развитие природной среды о. Большой Шантар в позднеледниковье–голоцене, изменение солнечной активности на основе измерения ^{10}Be в полярных льдах приведено по [52], холодные события голоцена – по [53], подразделение голоцена по [31].

вновь образованного архипелага продлевался на 15–25 суток.

Площади, занятые еловыми лесами, расширились 6620–5685 кал. л.н. Подтверждением развития лесов в обрамлении болота являются находки устьиц ели. Большой занос аллохтонной пылицы пихты говорит о том, что граница ее распространения на материке сместилась к северу. Нельзя исключать, что пихта могла расти на островах на начальном этапе изоляции, как предположили С.А. Андреев с соавторами [2]. После сильных пожаров лиственничники стали более распространены, в том числе и на болоте. Мезотрофное болото развивалось в условиях снижения увлажнения. Снижение концентраций створок диатомей свидетельствует о небольшом похолодании около 6623–6435 кал. л.н. На о. Сахалин кратковременный холодный сухой эпизод выделен около 6000 кал. л.н. [52]. Увеличение увлажнения на о. Большой Шантар около 6060–5685 кал. л.н. вызвало угнетение древесно-кустарниковой яруса и вспышку развития пухоноса.

На рубеже среднего-позднего голоцена произошла экспансия ельников, которые сейчас являются одной из главных ландшафтообразующих формаций [2, 39]. Ель аянская не выносит близкого залегания мерзлоты и застойного увлажнения [2, 31], можно предположить, что ее распространение стало возможным при сокращении мощности многолетнемерзлых грунтов или развития островной мерзлоты. В целом, еловая формация была устойчивой на протяжении первой половины позднего голоцена.

Похолодание, сопровождаемое снижением количества атмосферных осадков около 5500–4800 кал. л.н., проявилось в резком сокращении продуктивности диатомей и развитии почвенных видов (*Pinnularia borealis*, *Hantzschia amphioxys*). На болоте стал более развит кустарниковый ярус, возросло количество сфагновых мхов. С 5685 кал. л.н. на болоте стал в обилии расти восковник войлочный (*Myrica tomentosa*), широко распространенный в условиях океанического климата. При снижении уровня грунтовых вод увеличилось значение атмосферного питания. На болоте шли палы. В палиноспектрах снижается количество пылицы ели. В Нижнем Приамурье похолодание, сопровождаемое иссушением, проявилось около 5200–4700 кал. л.н. и привело к формированию пограничного горизонта [4]. Более холодные и сухие условия по сравнению с современными отмечены и для о. Сахалин [20]. В это время значительно снижалась солнечная активность [58].

Суббореальное потепление характеризовалось кратковременными флуктуациями как тепла, так и увлажнения. Начальная стадия (4800–4410 кал. л.н.)

отличалась резким увеличением обводнения, вызвавшим вспышку развития диатомовых водорослей. Повышение доли гидрофильных видов свидетельствует об увеличении степени увлажнения, а значительное количество аллохтонных озерно-реофильных диатомей – о частых интенсивных паводках, особенно 4670–4540 кал. л.н. Около 4640–4360 кал. л.н. выделен период активизации палеотайфунов на о. Сахалин [56]. Древесно-кустарниковый ярус на болоте стал угнетенным. Около 4410–4140 кал. л.н. отмечено снижение увлажнения, паводки стали редкими. Сукцессия с развитием зеленомошно-пухоносового эвтрофного болота связана с пожарами в условиях потепления и развития положительных криогенно-органогенных форм рельефа в результате регрессионных процессов. Пухонос сохранялся в мочажинах. На севере Сахалина выделяют эпизод более сухого и прохладного климата около 4400 кал. л.н. [52]. Увеличение обводнения и активизация паводков начались в заключительную стадию (около 4140–3360 кал. л.н.). В близкий временной интервал (4030–3580 кал.л.н.) выделен период активизации тайфунов на о. Сахалин [56]. В самую теплую стадию (4140–3620 кал.л.н.) на болоте стал более развит древесно-кустарниковый ярус и формировались гряды с большим разнообразием мезотрофных и олиго-мезотрофных сфагновых мхов. Характерным компонентом растительности стал восковник пушистый, который сейчас встречается в Приозерной низменности [39]. В настоящее время этот вид широко распространен на юге Курил и Сахалине, в условиях океанического климата. Присутствие аллохтонных пресноводных диатомей свидетельствует о сильных паводках около 4140–4010 кал. л.н.

Похолодание (3620–2830 кал. л.н.), сопровождавшееся сокращением периодов и глубины оттаивания сезонной и многолетней мерзлоты, привело к накоплению травяно-сфагнового торфа и обилию клюквы. Отдельные сильные паводки проходили около 3620–3490 кал. л.н. С рубежа 3360 кал. л.н. на острове появилось больше открытых пространств. На болоте снизилось обводнение, особенно 2830–2695 кал. л.н. Болото стало верховым с обилием *Sphagnum fuscum*. Из локальной растительности практически исчез восковник. Регулярно происходили пожары. Похолодание имело глобальный масштаб [59] и было зафиксировано на севере Сахалина [52]. В регионе оно проходило в сглаженной форме из-за смягчающего воздействия влажных океанических воздушных масс [35]. Отдельные сильные паводки проходили около 3620–3490 кал. л.н.

Последующее развитие болота происходило при переменном гидрологическом режиме. Под воздействием криогенных факторов стали формироваться

комплексные бугристые болота. Более высокое обводнение отмечено около 2695–2570 кал. л.н. Около 2320–2200 кал. л.н., судя по пику пыльцы кедрового стланика, было усиление снегопадов, в зимний период активизировались южные циклоны. С 2320 кал. л.н. был период частых паводков. Наиболее низкое увлажнение было около 2200–2070 кал. л.н. В более сухих климатических условиях на севере острова сократились площади ельников, получили распространение березовые леса, а также зарослей ерников. С 2070 кал. л.н. болото стало мезотрофным. Его развитие сопровождалось иссушением положительных форм микро- и мезорельефа. Периодически происходили пожары (2450–2320; 2070–1950 кал. л.н.). Около 2320–1820 кал. л.н. в северной части острова сократились площади, занятые ельниками. Около 1950–1820 кал. л.н. отмечен активный ветровой занос пыльцы пихты из южных районов.

Фазы обводнения болота, менее интенсивные, чем предыдущая, отмечены около 1820–1570 и 1320–1070 кал. л.н. Первая фаза частично сопоставляется с периодом активизации палеотайфунов (1860–1380 кал. л.н.), проходивших над о. Сахалин [56]. Увеличение роли кедрового стланика около 1570–1440 кал. л.н. может быть связано с интенсивными снегопадами. Более холодный и сухой эпизод около 1500 кал. л.н. выделяется на северо-западе Сахалина [52]. Более благоприятными условия для развития диатомовых водорослей стали в малый оптимум голоцена. С 1820 кал. л.н. увеличились площади ельников, их расцвет был около 1190–710 кал. л.н. Возможно во вторую половину периода стало несколько суше и не было сильных паводков. В это время (1070–820 кал. л.н.) шел активный перенос аллохтонной пыльцы с юга. На заключительной стадии (820–640 кал. л.н.) были отдельные экстремальные шторма.

В малый ледниковый период (640–260 кал. л.н.) в составе болотной растительности стали преобладать сфагновые мхи. Обводненность болота, в целом, была высокой. Как и в бассейне Нижнего Амура [3], похолодание на Шантарских островах сопровождалось увеличением влажности. Замена гидрофильных видов мхов на виды, преобладающие на положительных формах микрорельефа, свидетельствует о более суровых климатических условиях около 500–260 кал. л.н. (среднегодовые температуры понижались на 1–1,5 °С). Смена обводнения, скорее всего, связана с ходом термокарстовых процессов в разные фазы периода. В это время на севере острова распространились группировки кедрового стланика и ольховника. Около 500–260 кал. л.н. расширялись участки березового криволесья, сейчас распространенные на верхней границе леса или у морского берега [21].

Возможно, в этот период было суше. Преобладание *S. jenseni* и *S. lindbergii*, типичных для регрессивных торфяников криолитозоны, говорит о потеплении около 260–215 кал. л.н. Изменение в составе сфагновых мхов и развитие кустарничков свидетельствует о более теплом и влажном климате после 210 л.н. Северная часть острова стала менее залесенной, по-видимому, из-за антропогенных пожаров, начавшихся с XVIII века [21]. На заключительном этапе появляются белоберезняки, предпочитающие южные, хорошо прогреваемые склоны [39], стало больше лиственничников, по-видимому, вторичных.

В целом, климатическую ритмику в среднем-позднем голоцене можно объяснить с точки зрения развития современных процессов [24]. Так, в теплые и влажные периоды летом полярный фронт занимал более северное положение, что способствовало выходу циклонов в Южное Приохотье, а также заходу тайфунов с влажными массами тропического воздуха, приносящих осадки, в том числе и залповые. В ряде случаев ослабленные тропические циклоны на полярном фронте могли регенерироваться в глубокие внетропические циклоны [30]. Когда положение полярного фронта смещалось к югу, наблюдались засушливые годы. Прохождение тропических циклонов сопровождалось сильными штормами.

ВЫВОДЫ

На основе стратиграфического изучения разреза торфяника получена первая длительная непрерывная запись развития природной среды в районе Шантарских островов с конца плейстоцена. Специфика района тесно связана с тем, что острова находятся в самой холодной части Охотского моря, где в летний сезон происходит концентрация дрейфующего льда. Ледовый фактор обуславливал региональные отличия проявления климатической ритмики на островах, что выражалось в контрастности и метахронности палеоклиматических событий. Так, в этом регионе, в отличие от других районов Приохотья, очень холодными были условия в конце позднеледниковья (молодой дриас), не проявились или были сглажены оптимумы раннего и среднего голоцена. Изоляция островов произошла на рубеже раннего-среднего голоцена, с этого времени климат стал более морским. Более теплые и, как правило, влажные, а также холодные и, в основном, сухие периоды связаны с развитием антициклонических процессов над Охотским морем и положением полярного фронта. Выявлены периоды с сильными снегопадами, связанные с активизацией южных циклонов и вторжением влажных воздушных масс с Тихого океана зимой. В это время увеличивалась роль кедрового стланика. Заросли ерников были наиболее

широко развиты в позднеледниковье и начале голоцена. Лиственничники произрастали на территории с конца плейстоцена, их роль увеличилась около 6620–5685 кал. л.н., скорее всего после сильных пожаров. Кедровый стланик был распространен на территории с конца плейстоцена, доминировал в раннем голоцене и был широко представлен в первой половине среднего голоцена вплоть до 5685 кал. л.н. Установлено, что ель появилась на островах в начале голоцена (11410–10345 кал. л.н.), более широко еловые леса распространились в среднем голоцене (7610–6620 кал. л.н.), а их экспансия произошла на рубеже среднего-позднего голоцена. Существенные изменения ландшафтов произошли в малый ледниковый период, когда на севере о. Большой Шантар уменьшились площади ельников, более распространены стали кедровый стланик и ольховник. На развитие локальных болотных ландшафтов большое влияние оказывали термокарстовые процессы. Болотный массив прошел в своем развитии 17 этапов, эвтрофная стадия сменилась мезотрофной около 7610 кал. л.н. в условиях более теплого и относительно сухого климата и стало верховым около 2830–2695 кал. л.н. при снижении обводнения в похолодание. С 2070 кал. л.н. болото вновь стало мезотрофным при переменном гидрологическом режиме. Выявлены антропогенные изменения в ландшафтах в последние 210 лет, связанные с пожарами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андерсон П.М., Ложкин А.В., Минюк П.С., Пахомов А.Ю. Изменение природной среды Охотско-Колымского междуречья в голоцене по данным осадков ледниковых озер // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 6. С. 70–80.
- Андреев С. А., Бутовец Г. Н., Гладкова Г. А. и др. Еловые леса Шантарских островов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. 136 с.
- Базарова В.Б., Гребенникова Т.А., Орлова Л.А. Динамика природной среды бассейна Амура в малый ледниковый период // География и природ. ресурсы. 2014. № 3. С. 126–134.
- Базарова В.Б., Климин М.А., Копотева Т.А. Голоценовая динамика восточноазиатского муссона в Нижнем Приамурье (юг Дальнего Востока) // География и природ. ресурсы. 2018. № 3. С. 124–133.
- Барина С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В. Биоразнообразии водорослей-индикаторов окружающей среды. Тель-Авив: Pilies Studio, 2006. 498 с.
- Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в голоцене // Изв. РАН. Сер. геогр. 2014. № 2. С. 5–20.
- Важенина Л.Н., Ложкин А.В. Нижнеголоценовые торфяники северо-востока Сибири // Изв. РАН. Сер. геогр. 2013. № 5. С. 74–84.
- Ганешин В.Г. Происхождение Шантарских островов // Природа. 1956. № 4. С. 91–93.
- Ганзей К.С., Киселёва А.Г., Пшеничникова Н.Ф., Лящевская М.С., Родникова И.М., Ухваткина О.Н., Юрченко С.Г. Геоэкологическое состояние посадок пихты цельнолистной и их роль в восстановлении хвойно-широколиственных геосистем о. Русский // География и природ. ресурсы. 2019. № 2. С. 59–68.
- Диадомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Л.: Наука, 1974. 403 с.
- Диадомовый анализ. Л.: Геолитиздат, 1950. Кн. 3. 398 с.
- Каплина Т.Н., Ложкин А.В. История развития растительности приморских низменностей Якутии в голоцене // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 207–218.
- Колесников Б.П. Очерк растительности Дальнего Востока. Хабаровск: Кн. изд-во, 1955. 141 с.
- Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкарь В.С. и др. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем плейстоцене-голоцене // Вестн. ДВО РАН. 1997. № 3. С. 121–143.
- Лесков В.Ю., Горбаренко С.А. Реконструкция ледовых условий в Охотском море за последние 24000 лет на основании распределения материала ледового разноса // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 41–47.
- Лощия Охотского моря. Вып. 2. СПб: ГУ НиО МО РФ, 1999. 327 с.
- Лящевская М.С. Динамика растительного покрова островов залива Петра Великого // Изв. РАН. Сер. геогр. 2015. № 3. С. 143–50.
- Мечетин А.В. Изменение уровня Японского моря в четвертичное время (северо-западный шельф) // Прибрежная зона Дальневосточных морей в плейстоцене. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 53–60.
- Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г., Петренко Т.И. Ранний голоцен Сахалина // Актуальные проблемы гуманитарных и естеств. наук. 2010. № 12 (14). С. 432–437.
- Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. Ранний суббореал Сахалина // Вестн. СВКНИИ ДВО РАН. 2017. № 4. С. 25–38.
- Нечаев А.П. Шантарские острова // Вопросы географии Дальнего Востока. Хабаровск: Кн. изд-во, 1955. Вып. 2. С. 18–35.
- Никитина И.А. Анализ температурных рядов приземного воздуха Шантарских островов // Труды Межрегиональной научно-краеведческой конференции «И.Ю. Москвин и Шантарские острова: 375 лет со дня открытия». Хабаровск, 2016. С. 82–87.
- Новенко Е.Ю. Изменение растительности и климата Центральной и Восточной Европы в позднем плейстоцене и голоцене в межледниковые и переходные этапы климатических макроциклов. М.: ГЕОС, 2016. 228 с.
- Петров Е.С., Новороцкий П.В., Леншин В.Т. Климат Хабаровского края и Еврейской автономной области. Хабаровск: Дальнаука, 2000. 173 с.
- Покровская И.М. Методика камеральных работ // Палеопалинология. Л.: Недра, 1966. Т. 1. С. 32–61.
- Разжигаева 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. 108–113.
- Разжигаева 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. Новые данные по развитию ландшафтов западного макро-

- склона Сихотэ-Алиня на рубеже плейстоцена-голоцена (бассейн р. Бикин) // География и природ. ресурсы. 2017. № 3. С. 127–138.
28. Рогачев К.А. Спутниковые наблюдения регулярных вихрей в заливах Шантарского архипелага, Охотское море // Исследование Земли из космоса. 2012. № 1. С. 54–60.
 29. Рогачев К.А., Шлык Н.В. Струйное течение Шантарского архипелага по спутниковым данным // Исследование Земли из космоса. 2014. № 5. С. 68–75.
 30. Ситников И.Г., Похил А.Э., Тунеголовец В.П. Тайфуны // Природные опасности России. Гидрометеорологические опасности. М.: КРУК, 2001. Т. 5. С. 84–126.
 31. Урусов В.М., Лобанова И.И., Варченко Л.И. Хвойные Российской Дальнего Востока – ценные объекты изучения, охраны, разведения и использования. Владивосток: Дальнаука, 2007. 440 с.
 32. Харитонов В.Г. Конспект флоры диатомовых водорослей (Bacillariophyceae) Северного Охотоморья. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2010. 189 с.
 33. Хершберг Л.Б., Михайлик Е.В., Пушкарь В.С., Вачаев Б.И. Строение, вещественный состав илистой толщи шельфа юга Приморья и перспективы ее освоения // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 2. С. 90–99.
 34. Хименков А.Н. Парагенезы в криолитозоне // Арктика и Антарктика. 2019. № 1. С. 15–52.
 35. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 192 с.
 36. Чаков В.В. Ресурсы верховых болот Нижнего Приамурья и перспективы их освоения. Хабаровск, 2009. 172 с.
 37. Шило Н.А., Ложкин А.В., Андерсон П.М. Радиоуглеродные датировки циклов развития термокарстовых озер Колымской низменности // Докл. АН. 2007. Т. 412, № 6. С. 1–3.
 38. Шишкин И. К. Материалы по растительному покрову Шантарских островов // Изв. Тихоокеан. науч.-промысл. станции. 1928. Т. 2. Вып. 4. С. 7–48.
 39. Шлотгауэр С.Д., Крюкова М.В. Растительный покров Шантарских островов // География и природ. ресурсы. 2012. № 3. С. 110–114.
 40. Anderson P.M., Lozhkin A.V., Solomatkina T.B., Brown T.A. Paleoclimatic implications of glacial and postglacial refugia for *Pinus pumila* in Western Beringia // Quaternary Research. 2010. V. 73. P. 269–276.
 41. 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.
 42. Blaauw M., Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian Analysis. 2011. V. 6. P. 457–474.
 43. Borisova O.K. Younger Dryas landscapes and climate in Northern Eurasia and North America // Quaternary International. 1997. V. 41/42. P. 103–109.
 44. 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.
 45. Hargan K.E., Rühland K.M., Paterson A.M., Finkelstein S.A., Holmquist J.R., MacDonald G.M., Keller W., Smol J.P. The influence of water-table depth and pH on the spatial distribution of diatom species in peatlands of the Boreal Shield and Hudson Plains, Canada // Botany. 2015. V. 93. P. 57–74.
 46. Igarashi Y., Sagayama T., Higake T., Fukuda M. Late Quaternary environmental change in Central and North Sakhalin, Russia // J. Geography. 2000. V. 109, N 2. P. 165–173.
 47. Igarashi Y., Zharov A.E. Climate and vegetation changes during the late Pleistocene and early Holocene in Sakhalin and Hokkaido, northeast Asia // Quaternary International. 2011. V. 237. P. 24–31.
 48. Kimura N., Wakatsuchi M. Increase and decrease of sea ice are in the Sea of Okhotsk: Ice production in coastal polynyas and dynamic thickening in convergence zones // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. P. C09S03.
 49. Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Jena: VEB Gustav Fischer Verlag Stuttgart, 1988. Teil 2. Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surierellaceae. 536 p.
 50. Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Jena: VEB Gustav Fischer Verlag Stuttgart, 1991. Teil 3. Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. 576 p.
 51. Krammer K. Pinnularia, eine Monographie der europäischen Taxa // Bibliotheca Diatomologica. 1992. Bd. 26. 35 p.
 52. Leipe C., Nakagawa T., Gotanda K., Müller S., Tarasov P.E. Late Quaternary 731 vegetation and climate dynamics at the northern limit of the East Asian summer monsoon and 732 its regional and global-scale controls // Quaternary Sci. Rev. 2015. V. 116. P. 57–71.
 53. Li C., Wu Ya., Hou X. Holocene vegetation and climate in Northeast China revealed from Jingbo Lake sediment // Quaternary International. 2011. V. 229. P. 67–73.
 54. Mikishin Yu.A., Gvozdeva I.G., Pevzner M.M. Boreal thermal maximum of Holocene at Sakhalin and the latest data on «Uandy» section // Reports of the 7-th TEACOM Meeting and Int. workshop on global change studies in Far East Asia. Vladivostok: Dalnauka, 1998. P. 135–144.
 55. Ramsey B.C. Methods for summarizing radiocarbon datasets // Radiocarbon. 2017. V. 59, N 2. P. 1809–1833.
 56. Razjigaeva N.G., Grebennikova T.A., Ganzey L.A., Ponomarev V.I., Gorbunov A.O., Klimin M.A., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Petrov A.Yu. Recurrence of extreme floods in south Sakhalin Island as evidence of paleo-typhoon variability in Northwestern Pacific since 6.6 ka BP // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2020. V. 556, N 3. P. 109901.
 57. Stanek-Tarkowska J., Noga T., Kochman-Kędziora N., Peszek L., Pajaczek A., Kozak E. The diversity of diatom assemblages developed on fallow soil in Pogórska Wola near Tarnów (southern Poland) // Acta Agrobot. 2015. V. 68, N 1. P. 33–42.
 58. Steinhilber F., Beer J., Fröhlich C. Total solar irradiance during the Holocene // Geophys. Res. Lett. 2009. V. 36. P. L19704.
 59. Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S.P., Jetel M. Structure and origin of Holocene cold events // Quaternary Sci. Rev. 2011. V. 30. P. 3109–3123.
 60. Van Dam H., Mertens A., Sinkeldam J. A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands // Neth. J. Aquatic Ecol. 1994. V. 28. P. 117–133.

Рекомендована к печати И.Б. Цой
после доработки 25.12.2020 г.
принята к печати 22.01.2021 г.

*N.G. Razjigaeva, T.A. Grebennikova, L.A. Ganzey, V.V. Chakov, M.A. Klimin, L.M. Mokhova,
E.N. Zakharchenko*

**Stratigraphy of blanket peatland and development of environments of the Bolshoy Chantar island
in the late glacial-holocene**

Continued record of paleogeographic events in the Shantar islands since the end of the Pleistocene was restored on the basis of a multi-proxy study of the stratigraphy of the blanket peatland. Biostratigraphical studies included botanical, diatom and pollen analyses. The age-depth model was built using 7 radiocarbon dates. For the first time, data of the environment development were obtained for the coldest part of the Sea of Okhotsk. Synchronicity and metachronicity of paleoclimatic events with regional data and global changes have been established. The Younger Dryas on the Shantar islands was much colder than in other areas around the Sea of Okhotsk. The climate became more maritime after the isolation of the islands at the early-middle Holocene. The influence of the cold sea and the presence of drifting ice were one of the main factors, why the early and middle Holocene optimums were poorly manifested here, and also determined the specifics of climatic rhythm. Models explaining alternation of relatively warm and cold periods with different humidity are proposed. The age of periods with heavy snowfalls has been established, as evidenced by the change in the role of shrub pine in island vegetation. Phases of development of local swamp and zonal landscapes are highlighted. Spruce appeared on the area ~11410–10345 cal. yr. BP, when there was a landbridge, and spruce trees became common in the middle Holocene and especially at the boundary of the middle-late Holocene. One of the controlling factors for the development of swamp landscapes was thermokarst processes. Significant changes in the environment occurred in the Little Ice Age, the most severe conditions were ~500–260 cal. yr. BP. In the last 210 years, the most significant changes in landscapes have been associated with anthropogenic fires.

Key words: climatic changes, diatoms, pollen spectra, radiocarbon dating, Late Glacial, Holocene, Shantar islands, Sea of Okhotsk.