

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХОВЫХ БОЛОТ БАРАБИНСКОЙ ЛЕСОСТЕПИ

© 2022 г. Г. А. Леонова^а, *, А. Е. Мальцев^а, Ю. И. Прейс^б, Л. В. Мирошниченко^а,
А. С. Шавекин^а, М. В. Рубанов^а

^аИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
проспект Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^бИнститут мониторинга климатических и экологических систем СО РАН,
пр. Академический, 10/3, Томск, 634055 Россия

*e-mail: leonova@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 09.04.2020 г.

После доработки 14.09.2020 г.

Принята к публикации 11.10.2020 г.

Исследованы геохимические процессы постседиментационных превращений болотных отложений в ходе раннего диагенеза и перераспределение химических элементов по голоценовым разрезам верховых болот Барабинской лесостепи (юг Западной Сибири). Установлено увеличение в верхних интервалах торфа содержания Fe, Mn, Pb, Hg, Sb, Cd, Cu, Zn, в средних интервалах – S, N, Ca, Sr, Mg. По характеру распределения различных физиологических групп микроорганизмов сделано заключение, что процессы круговорота азота, а также углерода, проходят более активно, чем серы. Высокие значения NH_4^+ , NO_3^- , $\text{C}_{\text{орг}}$ и ХПК в болотных водах подтверждают активные процессы биохимического распада и окисления органического вещества. Болотные воды исследованных торфяников по преобладающим ионам относятся к гидрокарбонатному классу, группе кальция и характеризуются повышенными концентрациями Al, Fe, Cu, Zn, что обусловлено кислым составом вод. Низкие значения pH болотных вод и окислительная обстановка способствовали формированию гетит-гидрогетитового ожелезнения в верхнем горизонте торфяных залежей. Образование гематита и ангидрита в средних интервалах торфяников обусловлено, вероятно, палеопожарами. В процессе раннего диагенеза происходит формирование аутигенных минералов, прежде всего пирита, реже – сидерита, кальцита и каолинита. В восстановительных условиях становится возможным образование самородных наночастиц Ni и интерметаллидов Ni–Cr, а также осаждение аморфного Si при растворении алюмосиликатных минералов из верхних интервалов торфа.

Ключевые слова: верховые болота, диагенез, голоцен, геохимия, органическое вещество, микроорганизмы

DOI: 10.31857/S0016752522020066

ВВЕДЕНИЕ

В мире достаточно большое внимание уделяется изучению особенностей распределения химических элементов по глубине полных голоценовых разрезов торфяных залежей вплоть до подстилающих грунтов (Steinmann, Shotyk, 1997; Shotyk et al., 2001; Malawskaand, Wilkomirski, 2004; Gorham, Janssens, 2005; Kempter et al., 2017 и др.). Подобные исследования активно проводятся для болот лесной и лесостепной зон Западной Сибири, например, можно привести ряд работ по геохимии разрезов торфяников (Ефремова и др., 2003; Архипов, Бернатонис, 2013; Stepanova et al., 2015 и др.) и геохимии болотных вод (Савичев, Шмаков, 2012; Шварцев и др., 2012; Savichev, 2015). Однако, детальных биогеохимических исследований полных голоценовых разрезов верховых

болот Барабинской лесостепи не проводилось. Подавляющее число публикаций посвящено изменениям климатических условий, произошедших в голоцене (Хотинский, 1970; Орлова, Волков, 1990; Прейс, 2015; Khazin et al., 2016 и др.), чуть меньше работ посвящено проблемам мониторинга функционального и экологического состояния верховых болот для прогнозирования их дальнейшего развития и сохранения (Наумов и др., 2009; Прейс, 2015; Степанова, Волкова, 2017).

В лесостепной зоне Барабинской аккумулятивной равнины встречаются сосново-кустарничково-сфагновые болота, которые располагаются на южной границе ареала распространения верховых болот, где испытывают наибольшее влияние изменения климата и антропогенной нагрузки. По условиям водно-минерального пита-

ния болота Барабинской лесостепи относятся к верховым и характеризуются преимущественно атмосферным питанием – атмосферные выпадения являются основным источником поступления химических элементов на поверхность верховых торфяников. Верховые болота Барабинской лесостепи представляются удобными и перспективными модельными объектами для биогеохимических исследований.

Основной целью данной работы явилось комплексное исследование геохимии полных голоценовых разрезов торфяников лесостепной зоны юга Западной Сибири, что позволит внести существенный вклад в изучение процессов континентального диагенеза органогенных отложений. Для поставленной цели решались три основные задачи:

1. Детально исследовать строение полных разрезов торфяных залежей, что позволит судить об условиях торфообразования за весь исторический период голоцена.

2. Изучить распределение по глубине разрезов химических элементов, поступающих на поверхность болот в составе атмосферных выпадений (пыль, аэрозоль), биогенных элементов (С, Н, N, S), показателей С/N, С/Н и различных физиологических групп микроорганизмов. Это даст четкое представление о различии вещественного состава стратифицированных слоев торфяников, деструкции органического вещества в раннем диагенезе и механизмах аутигенного минералообразования.

3. Исследовать химический состав болотных, дождевых и снеготалых вод, что позволит более “тонко” понять механизмы перераспределения химических элементов между твердой и жидкой фазами торфяников.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В сентябре 2017–2018 гг. опробованы два верховых болота лесостепной зоны Западной Сибири. Убинское верховое болото (координаты 55°18'40" с.ш., 79°42'25" в.д.) расположено в Убинском районе Новосибирской области у с. Убинское. Шерстобитовское верховое болото (координаты 54°58'58" с.ш., 81°00'58" в.д.) – в Чулымском районе Новосибирской области у с. Шерстобитово (рис. 1). Выбраны наиболее показательные ключевые участки Шерстобитовского болота, находящегося в естественном ненарушенном состоянии и Убинского болота – антропогенно нарушенного, имеющего признаки влияния мелиорации и пожаров. На выбранных участках болот выполнено геоботаническое обследование с описанием растительного покрова. Проведено бурение торфяных залежей до подстилающих грунтов торфяным буром БТГ-1 в 5-ти параллельных скважинах с от-

бором монолитов поверхностных слоев торфа (Леонова и др., 2018 и др.).

Отбор проб дождевой и болотной воды проводился в сентябре 2017 г. В отобранной воде сразу замеряли неустойчивые физико-химические параметры – водородный показатель (рН) и окислительно-восстановительный потенциал (Еh). Болотную и дождевую воду на гидрохимический анализ (катионы и анионы) не консервировали. В марте 2018 г. отобраны снеговые пробы на всю глубину снежного покрова с фиксированной площади. Объем образцов составлял 40 л снега, из которых при таянии получалось до 20 л талой воды. Все пробы воды на микроэлементный анализ сначала фильтровали на мембранном фильтре 0.45 мкм, а затем консервировали добавлением концентрированной азотной кислоты из расчета 4 мл кислоты на 1 л раствора. Измерение уровня болотных вод проводилось с помощью системы автоматического мониторинга (САМ). С этой целью в месте отбора болотных вод на Убинском и Шерстобитовском торфяниках были установлены два регистратора (АКР4-логгер) в корпусе с элементами питания, которые в течение года снимали замеры уровня воды.

Гидрохимический анализ (определение содержания ионов HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , NO_2^- , PO_4^{3-} , NH_4^+ , показателей БПК, ХПК и др.) в дождевых, болотных и снеготалых водах проведен комплексом общепринятых методов (ПНД..., 2004; ПНД..., 2005; РД..., 2006; ГОСТ..., 2016) в Лаборатории контроля качества природных и сточных вод ФГУ “ВерхнеОбьрегионводхоз”. Анионы HCO_3^- , Cl^- , определялись титриметрическими методами анализа, SO_4^{2-} определялся турбиметрическим методом, NO_3^- , NO_2^- , PO_4^{3-} и NH_4^+ определялись фотометрическими методами анализа. Методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП АЭС) определены концентрации макрокомпонентов (К, Na, Ca, Mg) и микроэлементов (Al, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, As, Sr, Ag, Ba, Hg, Pb) в дождевых, болотных и снеготалых водах в Аналитической лаборатории Института неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН.

Методом атомно-абсорбционной спектроскопии (ААС) определены валовые концентрации Al, K, Na, Ca, Li, Mg, Hg, Pb, Cd, Cu, Zn, Ni, Cr, Co, Fe, Mn, Sr, Ag, Be, Au, As в образцах торфа и биообъектов по единой методике (Симонова, 1986) в Центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований Института геологии и минералогии СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН). Элементный анализ органического вещества (С, Н, N, S) в пробах торфа выполнен по методике (Фадеева

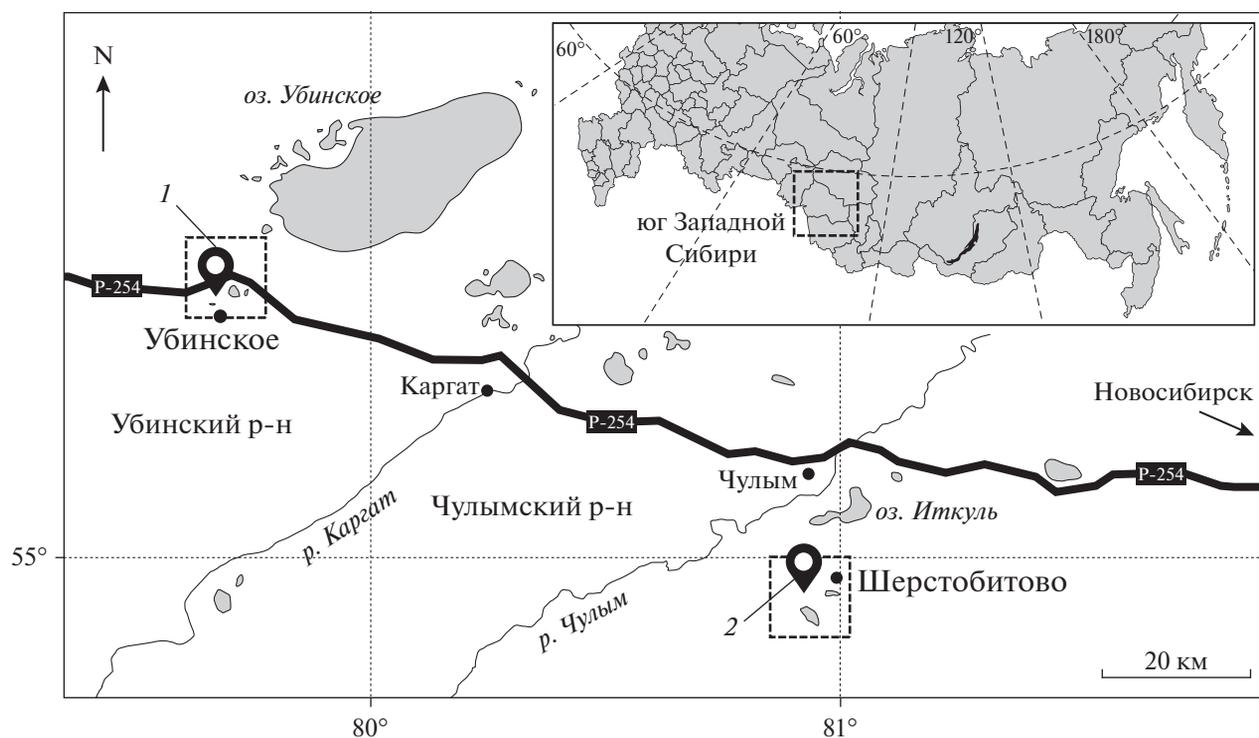


Рис. 1. Карта-схема района исследования верховых болот Барабинской лесостепи. 1 – Убинское болото (Убинский район Новосибирской области), 2 – Шерстобитовское болото (Чулымский район Новосибирской области).

и др., 2008) на автоматическом CHNS-анализаторе в Лаборатории микроанализа Института органической химии СО РАН. Определение численности и послойное распределение физиологических групп аэробных и анаэробных микроорганизмов по кернам торфяников выполнены в Лимнологическом институте СО РАН. Использована стандартная методика и ее модифицированные версии посева проб суспензий торфа из кернов и подсчет колоний аэробных и анаэробных бактерий (Намсараев, Земная, 2000). Методом рентгеновской порошковой дифрактометрии исследован минеральный состав болотно-озерных отложений на дифрактометре ДРОН-4, излучение $\text{Cu-K}\alpha$ в ЦКП МИИ СО РАН. Сканирующую электронную микроскопию (СЭМ) применяли для изучения микроморфологии и вещественного состава образцов торфа с использованием сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA 3 LMU в ЦКП МИИ СО РАН. Возраст торфяных отложений определяли радиоуглеродным методом (^{14}C) в Центре коллективного пользования “Геохронология кайнозоя” СО РАН.

Степень накопления химических элементов по глубине торфяных разрезов выражали отношением концентрации изучаемого элемента к концентрации опорного элемента (Al) и рассчитывали “коэффициенты обогащения” (Enrichment Factor – EF) согласно подходу (Shotyk et al., 1966).

Для выявления геохимической специфики торфов в качестве образца сравнения использовали выдержанные по химическому составу глинистые сланцы из сводки (Li, 1990).

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОЛОЦЕНОВЫХ РАЗРЕЗОВ ТОРФЯНИКОВ

На Убинском болоте разрез торфяника заложен в пониженной приозерной части. В настоящее время здесь представлен мезотрофный березово-осиново-кустарничковый фитоценоз, который сменил развивавшийся в прошлом сосново-кустарничково-сфагновый фитоценоз. Исследованный участок расположен по периферии олиготрофного болота, обрамляет его, образует единый болотный комплекс. Уровень болотных вод находится на глубине 24 см. Торфяная залежь имеет мощность 347 см и состоит из двух слоев (рис. 2а). Мощный слой верхового торфа (0–257 см) образован сфагновым-фускум (*Sphagnum fuscum*) торфом с прослойками пирогенного переходного древесного торфа на поверхности залежи. Нижний слой торфяной залежи (257–347 см) образован различными видами низинных торфов – травяных (остатки рогоза, тростника, осок); древесно-травяных; сфагновых (*Sphagnum teres*). Ниже торфяной залежи (347–367 см) залегают сапропелевидные органо-минеральные отложения (ОМО)

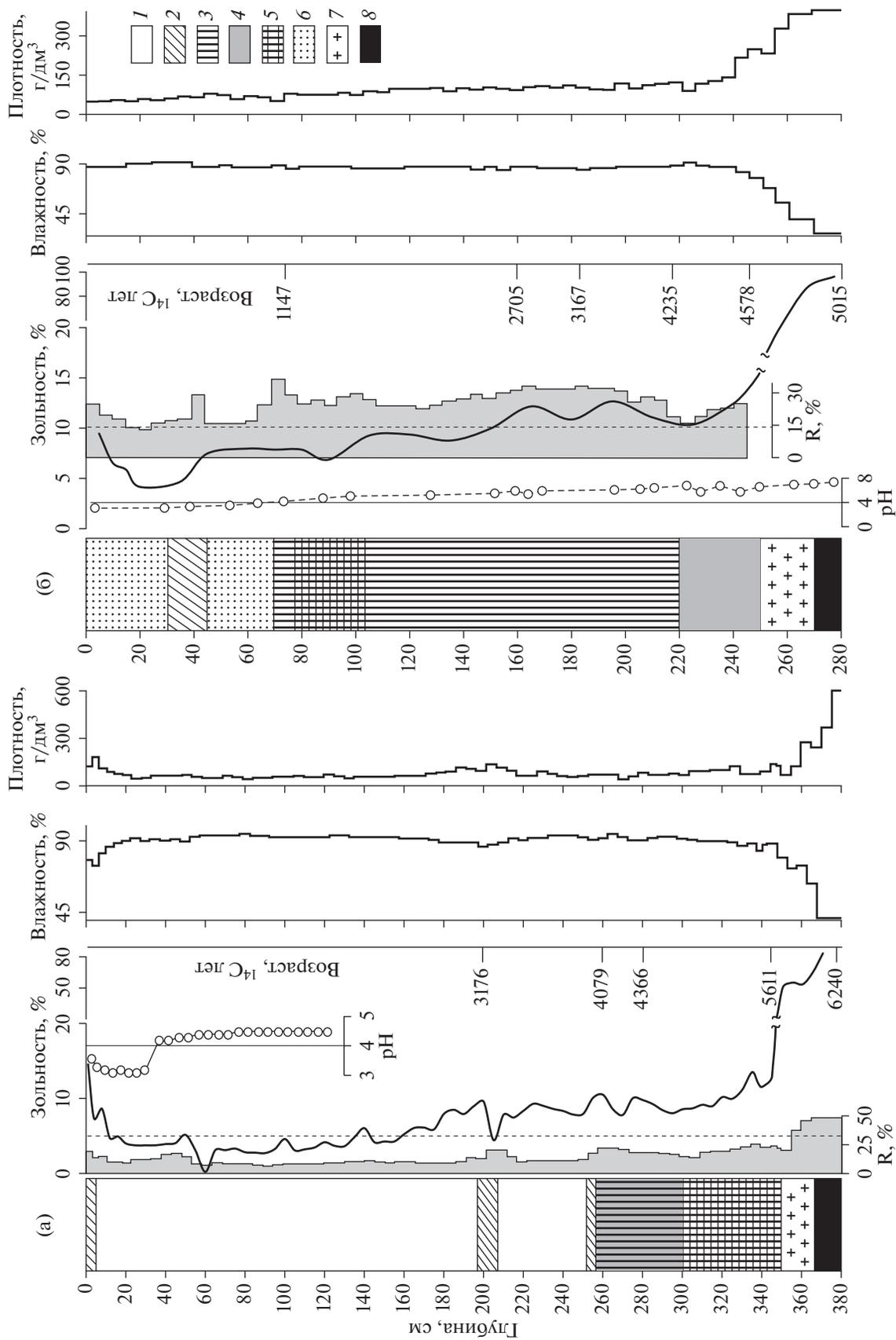


Рис. 2. Стратиграфия, возраст ¹⁴C (* – расчетная радиуглеродная дата), степень разложения (R), распределение pH, зольности, плотности, влажности по разрезам Убинского (а) и Шерстобитовского (б) торфяников. Преобладающие растительные остатки: 1 – *Sphagnum fuscum* (верховой торф), 2 – древесные остатки, 3 – разнотравье, 4 – *S. tetraz*, 5 – тростник, 6 – *S. magellanicum* (верховой торф). 7 – органично-минеральные отложения (ОМО), зольность > 30%, 8 – подстиляющие минеральные отложения.

озерного генезиса (остатки макрофитов, прибрежно-водных растений, минеральная примесь), которые подстилаются минеральными отложениями (оглеенный суглинок). Возраст торфяной залежи оценивается в 5.6^{14}C тыс. лет, возраст всего вскрытого разреза в 6.2^{14}C тыс. лет.

На Шерстобитовском болоте разрез торфяника заложен в западной части. В настоящее время здесь представлен березово-сосново-кустарничково-сфагновый фитоценоз. Уровень болотных вод находится на глубине 14 см. Торфяная залежь смешанная, многослойная лесо-топяная, имеет мощность 250 см и состоит из 2-х слоев (рис. 26). Верхний слой (0–70 см) представлен верховым магелланикум-торфом (*Sphagnum magellanicum*) с прослойкой древесного торфа (30–45 см). Нижний слой (70–250 см) мощностью 180 см образован различными видами низинных травяных, древесно-травяных и сфагновых торфов. Ниже торфяной залежи до горизонта 270 см залегают органо-минеральные отложения, которые подстилаются гумусированными минеральными отложениями вплоть до глубины 280 см, а глубже – светлыми глинами. Возраст торфяной залежи оценивается в 4.5^{14}C тыс. лет, возраст всего вскрытого разреза в 5.0^{14}C тыс. лет.

Формирование болотных комплексов на территории Барабинской лесостепи происходило в конце суббореального периода преимущественно в более влажных и холодных климатических условиях (Khazin et al., 2016). В настоящее время болота лесостепи развиваются в климатических условиях зоны неустойчивого увлажнения и имеют характер фрагментов верховых болот, вкрапленных в низинные болота (Хотинский, 1970). Это отразилось на строении торфяной залежи исследованных верховых болот Убинское и Шерстобитовское – низинный торф, сформировавшийся в суббореальный период, сменяется в позднем голоцене на верховой торф.

Распределение зольности по глубине голоценовых разрезов торфяных залежей в целом однотипно (рис. 2). Значения зольности довольно выдержанны с небольшой тенденцией увеличения с глубиной, незначительно отличаясь в слоях торфа верхового и низинного типов. Резкое увеличение зольности отмечается на границе перехода от торфов к органо-минеральным и ниже к минеральным отложениям. Зольность поверхностного пирогенного слоя торфа Убинского болота (0–3 см) достигает максимального значения – 14.5%, ниже по разрезу в слое торфа верхового типа она изменяется от 2.5 до 10.1%, в слое торфа низинного типа – незначительно повышается и варьирует в пределах значений 7.8–12.9%. В слое органо-минеральных отложений зольность резко увеличивается до 51–65%, а в подстилающих минеральных отложениях достигает значений 83%. Ве-

личина зольности в слое верхового торфа Шерстобитовского болота варьирует в пределах 4.3–9.6%, также незначительно повышается в слое низинного торфа, изменяясь в пределах 7.0–13.9%, резко увеличивается в слое органо-минеральных отложений до 54–87% и достигает максимального значения в подстилающих минеральных отложениях – 96%.

Распределение значений влажности торфа по разрезам исследуемых торфяников равномерно (рис. 2). В верховом торфе Убинского и Шерстобитовского болот влажность варьирует в пределах 74–91% и 88–91% соответственно, в низинном торфе 78–94% и 83–91%, в органо-минеральных отложениях 63–79% и 40–78%, в подстилающих минеральных отложениях уменьшается до 28%.

При значительном варьировании показателей плотности по разрезу торфяной залежи Убинского болота ($45\text{--}187\text{ г/дм}^3$) средние ее параметры для слоев верхового и низинного торфа различаются незначительно – 75.9 и 87.4 г/дм^3 соответственно. В органо-минеральных отложениях значение плотности увеличивается до 323 г/дм^3 . По разрезу торфяной залежи Шерстобитовского болота плотность изменяется в пределах 42–203 г/дм^3 . Средние показатели плотности для верхового торфа составляют 56.8 г/дм^3 , для низинного торфа – 91.9 г/дм^3 , для органо-минеральных отложений – 277 г/дм^3 , для минеральных отложений – 288 г/дм^3 .

ГЕОХИМИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Распределение биогенных элементов

Торфяные разрезы Убинского и Шерстобитовского болот характеризуются выдержанными значениями органического углерода ($C_{\text{орг}}$) по всей глубине залежи (рис. 3). В торфяной залежи Убинского болота содержание $C_{\text{орг}}$ находится в пределах 42–44%, в органо-минеральных отложениях снижается до 27–32%, в минеральных отложениях падает до 8–3%. В торфяной залежи Шерстобитовского болота содержание $C_{\text{орг}}$ изменяется в пределах 45–48%, в нижних интервалах на границе с органо-минеральными отложениями значения $C_{\text{орг}}$ резко падают до 10%, а в подстилающих их минеральных отложениях до 3%.

Распределение водорода по разрезам торфяных залежей выдержанное. Концентрации Н в торфе очень близки для обоих торфяников и составляют 4.7–5.5%, в органо-минеральных отложениях – 3.3–4.1%, в минеральных отложениях – 0.9%.

Установлено увеличение концентраций азота по глубине торфяных разрезов. В верховом торфе Убинского болота содержание N находится в пределах 0.9–1.8%, в низинном торфе – 2.0–2.7%. В органо-минеральных отложениях содержание N

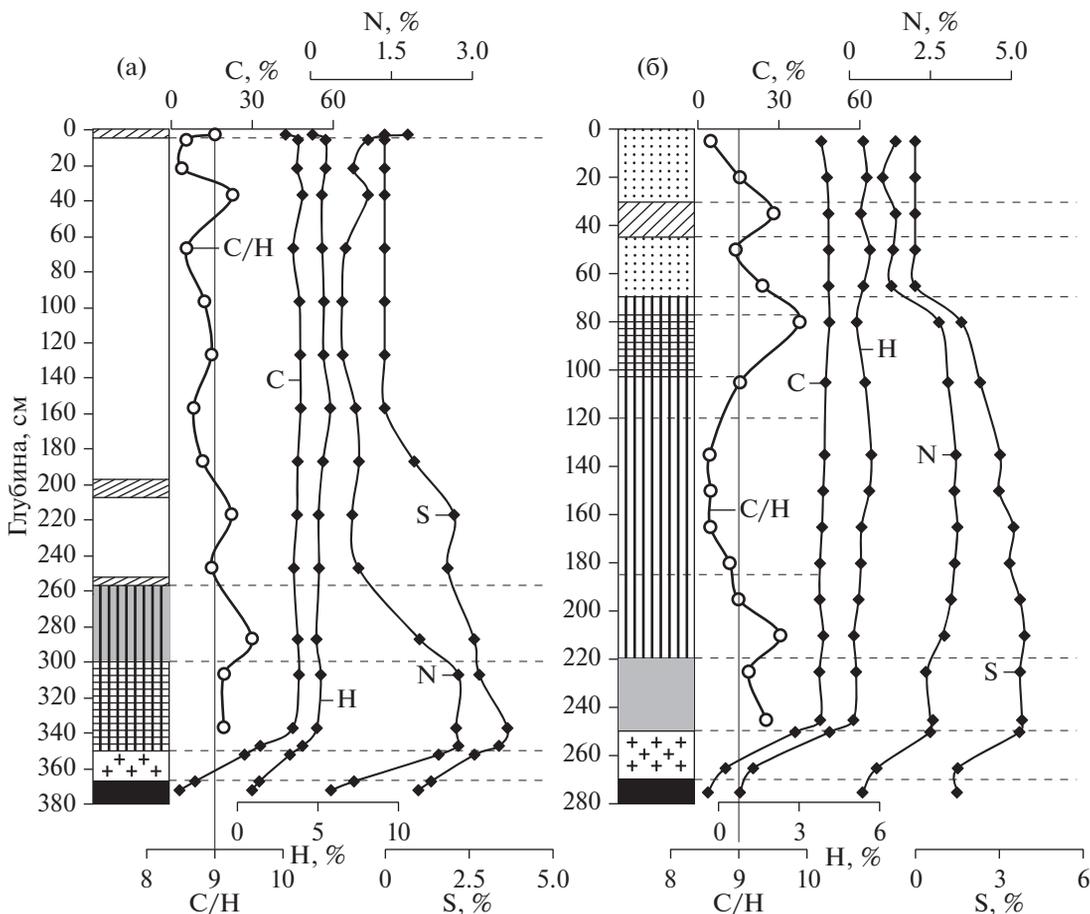


Рис 3. Распределение по разрезу болотных отложений основных биогенных элементов: С, Н, N, S (%) и отношения С/Н. а – Убинский торфяник, б – Шерстобитовский торфяник (пунктиром в интервале 120–185 см показано преобладание процента органического вещества – вахты).

падает до 0.4%. В верховом торфе Шерстобитовского болота содержание N составляет 1.1–1.5%, в низинном торфе оно несколько выше 2.5–3.3%, в органо-минеральных отложениях – 2.4%, в минеральных отложениях – 0.5–0.9%.

Было установлено, что в верховом торфе Убинского болота до глубины 187 см содержания S менее предела обнаружения ($\leq 0.2\%$). Ниже по разрезу в низинном торфе наблюдается резкое увеличение содержания S от 0.88 до 3.65% с последующим снижением концентраций в органо-минеральных и минеральных отложениях до 1.0–1.4%. Распределение S в торфе Шерстобитовского болота идет синхронно с распределением N. В верхних интервалах торфа (0–65 см) содержания серы также меньше предела обнаружения. Интервал низинного торфа (165–250 см) характеризуется самыми высокими значениями S от 3.51 до 3.90%.

Неоднородности в распределении основных биогенных элементов по разрезам исследованных торфяников хорошо маркируют смену ботанического состава торфа на разных этапах формирования болот. Увеличение содержания N по глубине

торфяных залежей от верхового к низинным торфам обусловлено сменой видового состава растений-продуцентов ОВ: сфагновые мхи, слагающие верховой торф, сменяются прибрежно-водной растительностью (тростник, рогоз) и разнотравьем, слагающими низинный торф. Изменение содержаний биогенных элементов, обусловленное сменой вещественного состава органического вещества, особенно ярко прослеживается в разрезе Шерстобитовского болота, где наблюдается четкая тенденция увеличения концентраций N и S вниз по разрезу (рис. 3). Помимо смены вещественного состава ОВ, резкое увеличение концентраций S по глубине разрезов торфяников может свидетельствовать о деятельности микроорганизмов, участвующих в восстановлении SO_4^{2-} до H_2S , что сопровождается образованием аутигенных сульфидов различных металлов (прежде всего пирита). Также согласно (Юдович, Кетрис, 2011) рост содержания S в нижних интервалах торфа может быть связан с осернением органического вещества в процессе раннего диагенеза.

Таблица 1. Распределение отношения C/N по разрезам торфяников и в продуцентах ОВ (*Sphagnum fuscum*, *S. magellanicum*)

Убинский торфяник		Шерстобитовский торфяник	
горизонт, см	C/N	горизонт, см	C/N
0–3	24	0–5	30
3–6	43	20–25	44
20–22	55	30–35	33
35–37	44	50–55	35
65–67	64	65–70	36
95–97	74	80–85	18
125–127	73	100–105	16
155–157	54	130–135	14
185–187	50	150–155	14
215–217	57	160–165	14
245–247	49	180–185	14
285–287	23	190–195	14
205–307	17	210–215	16
335–337	17	220–225	18
345–347	12	240–245	18
350–352	12	250–255	15
<i>Sphagnum fuscum</i>	48	<i>Sphagnum magellanicum</i>	58

Отношения C/N и C/H

Отношение органического углерода к органическому азоту (C/N) в торфяных разрезах является органо-геохимическим маркером источников поступления и генезиса захороненного ОВ, маркирует смену ботанического состава торфа и является индикатором процессов гумификации (Vogtmark, 2005). Интервалы верхового торфа с преобладанием в ботсоставе сфагнового мха характеризуются более высокими значениями отношения C/N (табл. 1). Так, в верховом торфе Убинского болота C/N изменяется в пределах 24–74, Шерстобитовского болота – в пределах 30–44. Интервалы низинного травяного торфа с преобладанием в ботсоставе прибрежно-водных растений (тростник, рогоз), осок, вахты имеют существенно меньшие значения C/N. В низинном торфе Убинского болота C/N изменяется в пределах 12–23, Шерстобитовского болота – в пределах 14–18. Таким образом, отношение C/N хорошо маркирует интервалы слоев верхового сфагнового и низинного травяного торфа. В целом, для разрезов Убинского и Шерстобитовского болот получены значимые коэффициенты корреляции отношения C/N и степени разложения торфа ($r = -0.95$ и -0.87), а также отношения C/N и глубины залежи ($r = -0.61$ и -0.76), что подтверждает тенденцию роста степени деструкции ОВ с глубиной. Однако, если для слоев верхового тор-

фа этих разрезов коэффициенты корреляции отношения C/N и степени разложения торфа остаются значимыми ($r = -0.93$ и -0.71), то для слоев низинного торфа – их значимость резко понижается ($r = -0.47$ и -0.27). Последнее обусловлено значительным разнообразием ботанического состава низинных торфов, влияющим на их степень разложения.

Отношение C/N является дополнительным показателем изменения вещественного состава ОВ торфов, обусловленного различием растений-продуцентов (Anderson, Hepburn, 1987). Увеличение отношения C/N указывает на рост степени разложения торфа. В разрезе Убинского болота C/N изменяется в пределах 8.5–9.5. Слои торфа, сложенные древесными остатками (0–3 см), мхами *S. fuscum* (35–37 и 215–217 см), а также остатками тростника, осок и *S. teres* (285–287 см) характеризуются более высокими значениями C/N – 9.0, 9.2 и 9.5 соответственно (рис. 3).

В разрезе Шерстобитовского болота значения C/N верхового торфа изменяются в пределах 8.6–9.4, низинного торфа – 8.5–9.8. Высокие значения C/N = 9.4 маркируют прослойку верхового торфа из остатков древесины и сфагноума (30–35 см), а C/N = 9.8 и 9.5 – прослойки низинных торфов из остатков тростника, осок (80–85 см) и тростника и древесины (210–215 см). Низинный торф обоих болот имеет равные средние значения C/N – 9.0. Таким образом, отношение C/N маркирует интервалы слоев верхового и низинного торфов разного ботсостава. Низкая индикаторная значимость отношения C/N, как показателя степени деструкции ОВ, вероятнее всего обусловлена тем, что значение данного отношения зависит не только от ботанического состава торфа, но и от гидротермического режима климата.

Распределение микроорганизмов

Впервые для верховых болот Барабинской лесостепи на примере голоценовых разрезов Убинского и Шерстобитовского торфяников показано послойное распределение численности основных физиологических групп микроорганизмов (табл. 2). Максимальная численность микроорганизмов установлена в верхних горизонтах торфяников, где в результате их жизнедеятельности происходит деструкция лабильных компонентов органического вещества.

Общая численность микроорганизмов (ОЧМ) по глубине разрезов исследованных торфяников довольно высокая. Максимальная численность ОЧМ установлена в верхних 5-сантиметровых интервалах Убинского торфяника – $43 \text{ кл/г} \times 10^7$ и Шерстобитовского – $138 \text{ кл/г} \times 10^7$. Довольно высокая численность ОЧМ в верхнем 5-сантиметровом интервале Шерстобитовского торфя-

Таблица 2. Распределение различных физиологических групп микроорганизмов по разрезам исследованных торфяников верховых болот Барабинской лесостепи (юг Западной Сибири)

Глубина, см	ОЧМ	ОМ	АМБ	НБ	ДНБ	ФМБ	Fe-ОХ	Mn-ОХ
	кл/г×10 ⁷	КОЕ/г×10 ³		кл/г×10 ³		КОЕ/г×10 ³		
Убинский торфяник								
0–2	43.0	36 500	1000	0	500	46.4	7.00	0.7
100–102	14.2	1680	2110	0.01	600	30.5	0.09	0
260–262	9.1	2030	1990	0.01	250	40.0	0	0
300–302	7.8	830	40	0	600	16.4	0	0
345–347	6.7	152	188	0.01	100	0.9	0.01	0
Шерстобитовский торфяник								
0–2	138.1	900	2490	12.5	2700	16.5	1.96	0.6
100–102	77.1	45	17	0	250	15.5	0	0
200–202	68.2	640	396	0.01	250	1.5	0	0
290–292	11.0	38	98	0	60	6.8	0	0

Примечание. ОЧМ – общая численность микроорганизмов, ОМ – органотрофные микроорганизмы, АМБ – аммонифицирующие микроорганизмы, НБ – нитрификаторы, ДНБ – денитрификаторы, ФМБ – фосфатмобилизирующие бактерии, Fe-ОХ – железокисляющие, Mn-ОХ – марганец-окисляющие микроорганизмы. КОЕ/г – колониеобразующие единицы на грамм, кл/г – клеток на грамм. Сульфатредуцирующие бактерии не обнаружены ни в одной пробе.

ника может быть обусловлена снижением уровня болотных вод, и, как следствие, улучшением аэрации верхних слоев торфа во время отбора образцов. Об улучшении условий аэрации торфяной залежи Шерстобитовского болота также свидетельствует увеличение численности микроорганизмов, усваивающих органический азот (нитрифицирующие бактерии), требовательных к наличию достаточного количества кислорода в субстрате. Высокая численность гетеротрофных бактерий, использующих в качестве источников углерода широкий спектр органических соединений, показывает, что в верхних интервалах торфяников разложение ОВ торфа идет наиболее активно. Здесь же установлена максимальная численность аммонифицирующих бактерий, участвующих в процессах разложения белка и других органических соединений азота с образованием аммиака. Таким образом, по характеру распределения в разрезах Убинского и Шерстобитовского болот различных физиологических групп микроорганизмов можно заключить, что процессы круговорота С и N проходят довольно активно.

Активная деятельность аэробных микроорганизмов формирует восстановительные условия глубже по разрезу торфяной залежи. В верхнем слое (0–25 см) Убинского и Шерстобитовского торфяников поддерживаются окислительные условия со значениями Eh равными +220 и +160 мВ соответственно. Ниже по профилю (25–50 см) отмечается снижение значений Eh = –130 мВ для Убинского и Eh = –170 мВ для Шерстобитовского торфяников. Согласно (Хахинов и др., 2012), при таких низких значениях Eh в восстановительной

среде торфяников должны присутствовать анаэробные микроорганизмы, в том числе сульфатредуцирующие бактерии (СРБ). Но во всех образцах торфа из разрезов Убинского и Шерстобитовского торфяников, исследованных микробиологическими методами, сульфатредуцирующие бактерии обнаружены не были. Однако, на присутствие СРБ лишь в интервалах низинного торфа обоих торфяников косвенно указывают фрамбоиды и отдельные кристаллы пирита, обнаруженные авторами методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ). По-видимому, низинный тип торфа в историческом прошлом был благоприятной средой для развития сульфатредуцирующих бактерий. Авторы предполагают, что на более поздней стадии формирования верховых торфов Убинского и Шерстобитовского болот развития СРБ не происходит, либо их численность незначительна.

ГЕОХИМИЯ МИНЕРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТОРФЯННИКОВ

Минеральный состав зольной части торфяников

Детально исследован минеральный состав зольной части торфяников исследованных верховых болот (рис. 4). По данным рентгеновской дифрактометрии установлено, что основу зольной части торфяников составляют кварц и слюда (очень неупорядоченная), в меньших количествах встречаются плагиоклаз, калиевые полевые шпаты (КПШ), хлорит. В верхних 5 см торфа Убинского торфяника установлено присутствие гетита. Пирогенные (подвергшиеся горению) ин-

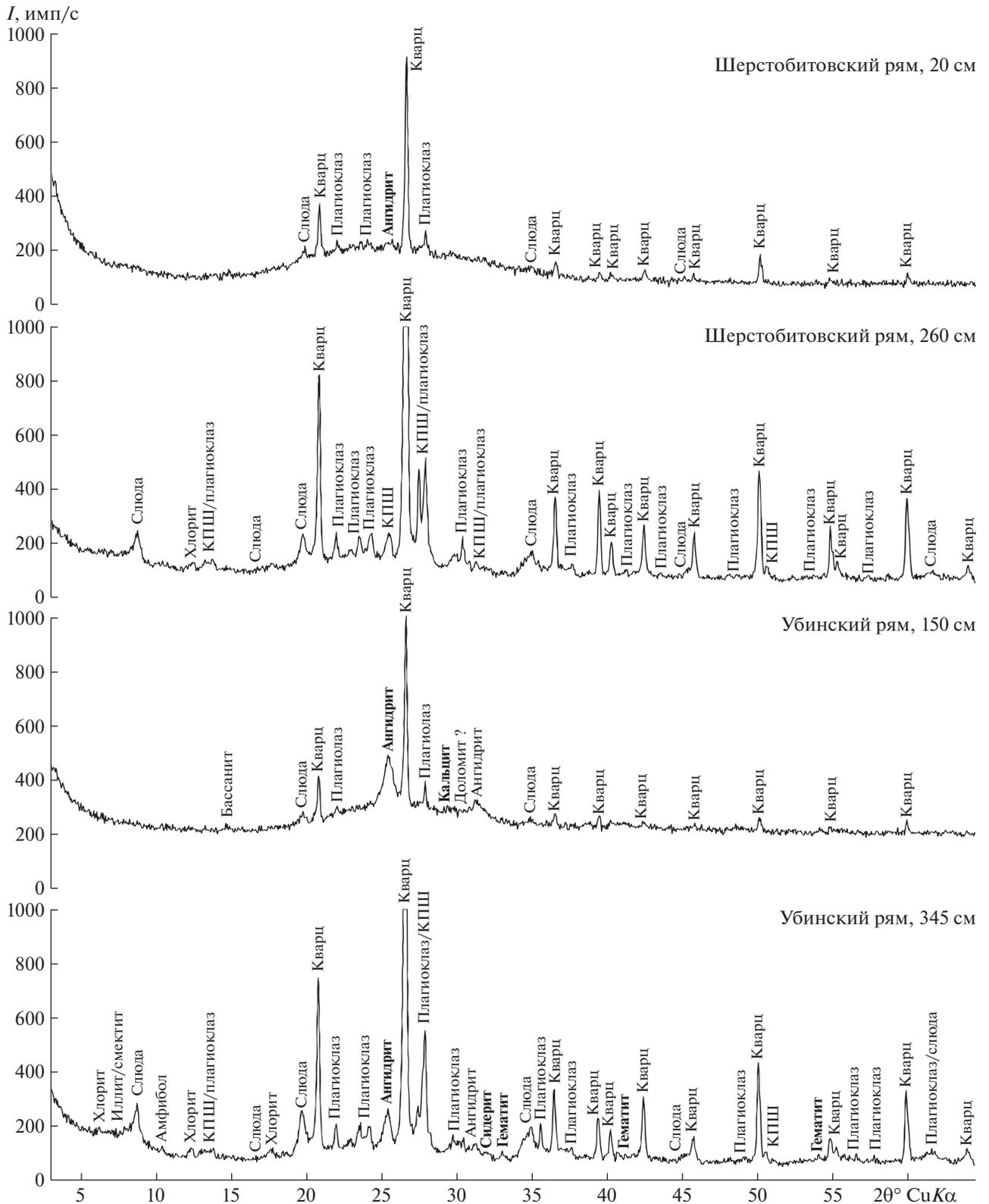


Рис. 4. Рентгеновские дифракционные спектры разных интервалов Убинского и Шерстобитовского торфяников.

тервалы торфа в разрезе Убинского торфяника характеризуются довольно большими содержаниями ангидрита. Средние интервалы торфяника характеризуются присутствием следов кальцита. В Шерстобитовском торфянике на глубине 20 см встречаются следы бассанита. По глубине разрезов торфяников в качестве аксессуарных минералов появляются сидерит, каолинит и, возможно, цеолит (водный алюмосиликат Ca и Na). Органико-минеральные отложения характеризуются более высокими содержаниями кварца, слюды (неупорядоченной), в них отмечается незначительное количество иллит/смектита с небольшим содержанием смектитовых слоев, ангидрита, хлорита, следы плагиоклаза и КППШ. Минеральные отложения, подстилающие торфяники, сложенные алюмосиликатами и силикатами, содержат большое количество кварца, в меньшей степени – слюды (очень неупорядоченной), хлорита, плагиоклаза, КППШ и аксессуарные минералы – амфибол и каолинит.

2. Распределение химических элементов

Распределение химических элементов по голоценовым разрезам исследованных торфяников представлено в табл. 3, 4. По коэффициентам корреляции все исследованные химические элементы хорошо разбиваются на группы (табл. 5). Первую группу составляют химические элементы, входящие в терригенную (обломочную) часть материала торфа – Li, Al, Na, K, Fe, Sr, Mn, Ni, для них характерна сильная прямая корреляция (до 0.98%) с распределением зольности по разрезам. Они характеризуются относительно устойчивым увеличением концентраций от поверхности торфяников вглубь разреза к минеральным отложениям с ярко выраженным максимумом в минеральных отложениях, что обусловлено повышением их зольности. Вторую группу составляют Ca, Sr, частично Mg. Данные химические элементы характеризуются резким увеличением концентраций в средних и нижних интервалах, представленных низинным торфом. Третья группа – халькофильные элементы Pb, Sb, Hg, Cu, Zn (As – для Убинского торфа), характеризующие загрязненность современной атмосферы. Для них характерны хорошо выраженные максимумы концентраций в верхних интервалах торфяников. Благородные металлы Ag и Au не имеют значимых коэффициентов корреляции с другими элементами, за исключением значимой положительной корреляции между Ag–As ($r = 0.65$) в Шерстобитовском торфянике. В целом для Au, Ag и As характерно отсутствие общих закономерностей в распределении по разрезам исследованных торфов.

Стоит отметить, что для Al, K, Na, Fe увеличение их содержания в верхних интервалах торфа связано с атмосферным питанием верховых болот

и поступлением данных химических элементов с атмосферными выпадениями. Так, для верхнего интервала торфа (0–5 см) в Убинском торфянике установлены следующие содержания – Al (1.1%), K (0.25%), Na (0.11%) и Fe (0.8%), в Шерстобитовском – Al (0.46%), K (0.1%), Na (0.07%) и Fe (0.17%). Поскольку Al является одним из основных зольных компонентов торфов, то соответственно с увеличением зольности в разрезах торфяников синхронно увеличиваются концентрации Al в расчете на сухую массу торфа. Алюминий находится в торфяниках Убинского и Шерстобитовского верховых болот в составе тонкодисперсных глинистых минералов. Таким образом, по сходству распределения Al, Fe, K, Na по разрезам торфяников (табл. 3, 4) можно сделать заключение об едином источнике поступления силикатного и алюмосиликатного материала – с атмосферными выпадениями (пыль).

Распределение Fe и Mn тесно коррелируют между собой (табл. 5), что отражает сходную направленность биогеохимической миграции данных химических элементов как в ходе формирования торфяной залежи, так и в процессе диагенеза. Источником поступления на поверхность верховых торфяников являются атмосферные выпадения. Большую роль в геохимии Fe и Mn играют окислительно-восстановительные условия согласно (Ефремова и др., 2003). Поверхностный слой торфяной залежи (0–5 см) характеризуется значениями $Eh > 0$ и является окислительным геохимическим барьером, на котором концентрируются химические элементы с переменной степенью окисления – Fe и Mn (табл. 3). Поэтому, помимо атмосферного привноса, увеличение концентраций Fe и Mn в верхних интервалах торфяников может быть связано с окислением здесь восстановленных форм Fe и Mn, поступающих с болотными водами из нижних горизонтов торфяников с восстановительной обстановкой.

В исследованных торфяниках установлено увеличение концентраций Ca (частично Mg, Sr) от верхних (0–60 см, Шерстобитовское болото) и средних (0–112 см, Убинское болото) к более глубоким участкам торфяных залежей (табл. 3, 4). Распределение Ca определенным образом дифференцировано по разрезам торфяников: верхний горизонт, представленный главным образом слабо разложившимися сфагновыми торфами, несколько обеднен кальцием (0.30–0.58%) в отличие от основной залежи (1.04–1.37%). Установлено, что в верховом торфе исследованных болот содержится меньше Ca по сравнению с низинным типом торфа возможно за счет выноса его приповерхностным стоком, что приводит к частичному обеднению кальцием верхних горизонтов торфяников. Рост содержания Ca в более глубоких слоях (низинный торф) косвенно указывает на изменение

Таблица 3. Распределение химических элементов по разрезу Убинского торфяника

Горизонт, см	%										мг/кг										мкг/кг				
	Fe	Al	Ca	Mg	K	Na	Cr	Be	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Mn	Cd	Sb	Li	Sr	As	Hg	Au	Ag			
Мох	0.51	0.53	0.67	0.12	0.19	0.064	12.0	0.20	1.5	5.5	11	30	48	270	0.21	0.79	1.9	40	—	—	—	—			
3	0.80	1.10	0.69	0.13	0.25	0.11	16.0	0.52	3.1	9.3	16	80	40	198	0.11	1.3	3.5	94	3	35	2.7	77			
6	0.30	0.52	0.53	0.068	0.078	0.049	6.9	0.18	1.2	3.9	7.2	38	6.3	20	0.048	0.54	1	78	1.9	40	4.6	430			
10	0.19	0.29	0.59	0.077	0.049	0.028	4.8	0.11	0.77	2.2	4	15	4	14	0.023	0.3	0.65	77	1	32	1.1	21			
14	0.20	0.25	0.53	0.078	0.04	0.023	4.1	0.091	0.67	2.1	4.1	14	4.3	16	0.025	0.33	0.53	71	2.2	31	2.1	54			
18	0.17	0.21	0.55	0.079	0.005	0.019	3.9	0.092	0.57	2.0	3.6	7.4	3.5	11	0.018	0.23	0.43	70	1.8	20	0.1	160			
22	0.13	0.17	0.61	0.087	0.033	0.022	4.0	0.061	0.6	1.4	3.1	3.2	4	2.5	0.009	0.14	0.53	55	1.8	18	5.7	250			
37	0.13	0.21	0.49	0.074	0.029	0.023	3.6	0.065	0.84	1.7	3.3	6.5	6	11	0.039	0.16	0.49	62	1.1	19	7.7	70			
52	0.079	0.24	0.49	0.073	0.037	0.031	3.5	0.055	0.43	1.1	3	1.5	5.5	12	0.016	0.01	0.65	63	0.8	15	0.1	110			
67	0.072	0.15	0.49	0.071	0.023	0.026	3.1	0.045	0.36	0.94	2.7	2.4	6.6	15	0.013	0.1	0.56	58	1.9	13	0.1	73			
82	0.073	0.13	0.46	0.067	0.013	0.024	3.7	0.031	0.34	0.05	1.3	1.4	7.3	13	0.048	0.01	0.47	62	0.05	22	0.1	820			
97	0.06	0.01	0.43	0.052	0.014	0.026	3.8	0.033	0.32	0.05	1.5	0.1	5.8	13	0.01	0.01	0.43	43	0.86	17	4.2	2500			
112	0.062	0.02	0.45	0.056	0.017	0.023	3.9	0.036	0.26	0.05	1.9	0.1	6.3	14	0.017	0.01	0.41	65	0.92	18	1.2	1600			
127	0.071	0.05	0.71	0.063	0.025	0.037	4.2	0.048	0.29	0.05	2.2	0.1	7.1	18	0.18	0.01	0.6	82	0.76	12	0.1	170			
142	0.074	0.11	0.74	0.065	0.043	0.049	4.9	0.08	0.41	0.57	2.2	0.1	6.6	20	0.022	0.01	0.83	97	0.05	20	3.2	240			
157	0.067	0.03	0.86	0.064	0.018	0.024	3.9	0.059	0.28	0.05	1.9	0.1	6.6	18	0.02	0.01	0.44	104	0.87	22	2.4	830			
172	0.071	0.1	0.91	0.067	0.030	0.036	4.9	0.058	0.3	0.91	3.2	0.1	7.4	20	0.042	0.01	0.54	110	0.56	24	0.1	400			
187	0.065	0.38	1.03	0.064	0.078	0.06	5.4	0.12	0.33	1.7	3.3	1.4	6.2	23	0.033	0.01	0.92	98	0.64	18	0.1	10			
202	0.16	0.32	1.08	0.075	0.076	0.054	5.4	0.14	0.6	1.8	3.5	1.3	7.2	41	0.034	0.01	0.93	104	2	19	3.5	150			
217	0.062	0.15	1.60	0.081	0.021	0.021	3.1	0.076	0.78	0.95	2.7	0.1	5.5	35	0.019	0.01	0.51	95	0.86	21	1.1	510			
232	0.072	0.18	1.70	0.078	0.033	0.025	4.1	0.088	0.57	1.1	2.1	0.1	5.2	38	0.047	0.01	0.59	115	0.05	9	0.1	17			
247	0.06	0.04	1.70	0.082	0.019	0.021	3.4	0.054	0.58	0.64	2.8	0.1	6.5	34	0.06	0.01	0.52	150	0.95	25	0.1	90			
262	0.24	0.12	1.80	0.07	0.032	0.024	3.5	0.07	0.74	1.2	3.3	0.1	11	54	0.042	0.01	0.57	102	1.1	21	0.1	75			
287	0.089	0.13	1.80	0.071	0.029	0.021	3.0	0.059	0.48	1.3	1.7	0.1	4.7	51	0.04	0.01	0.57	114	0.05	10	0.1	110			
292	0.079	0.14	1.80	0.072	0.027	0.02	2.8	0.049	0.49	1.2	1.9	0.1	5	49	0.034	0.01	0.57	113	0.54	14	0.1	58			
307	0.11	0.20	1.70	0.066	0.044	0.027	3.7	0.074	0.61	2.1	2.6	0.1	12	54	0.029	0.01	0.76	105	1.4	18	0.1	23			
322	0.15	0.18	2.10	0.071	0.038	0.026	3.6	0.071	0.81	2.4	3.4	0.1	12	77	0.034	0.01	0.7	117	1.3	15	5.8	48			
337	0.83	0.94	1.80	0.15	0.300	0.15	17.0	0.37	4.5	11	9.9	2.2	43	114	0.077	0.13	3.9	108	2.3	19	3.7	270			
352	1.59	3.10	1.70	0.34	0.900	0.56	36.0	0.96	6.9	25	22	6.8	65	191	0.11	0.11	10.4	107	3.6	10	1.4	68			
367	2.82	3.80	0.93	0.46	1.600	0.99	76.0	2.0	9.4	29	29	14	68	278	0.094	0.69	29	96	3.2	6	1.4	98			
372	3.09	3.40	0.72	0.38	1.150	0.87	83.0	1.8	10	32	30	14	63	287	0.09	0.71	32	114	6.3	5	0.1	1000			

Примечание: мох — *Sphagnum fuscum*. Проверка — нет данных.

Таблица 4. Распределение химических элементов по разрезу Шерстобитовского торфяника

Гори- зонТ, см	%										мг/кг										мкг/кг			
	Fe	Al	Ca	Mg	K	Na	Cr	Be	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Mn	Cd	Sb	Li	Sr	As	Hg	Au	Ag		
5	0.17	0.46	0.32	0.071	0.1	0.069	4.4	0.13	0.77	3.1	4.1	36	11	18	0.53	0.53	1.1	41	0.01	72	3.9	68		
10	0.14	0.3	0.29	0.062	0.069	0.047	2.3	0.098	0.64	2.3	3.9	24	9	10	0.16	0.38	0.59	43	0.01	57	1.7	200		
15	0.13	0.25	0.3	0.069	0.055	0.037	1.5	0.096	0.79	2	2.8	16	6.5	8	0.09	0.25	0.49	45	1.2	48	0.1	1		
20	0.12	0.21	0.3	0.066	0.049	0.036	1.3	0.079	0.56	1.9	2.7	11	5.6	7	0.064	0.23	0.39	47	0.9	31	0.1	25		
35	0.13	0.22	0.47	0.089	0.036	0.042	1.6	0.069	0.77	1.8	2.3	4.1	5	8	0.049	0.12	0.49	70	0.75	41	4.4	25		
45	0.13	0.31	0.55	0.11	0.049	0.048	2.4	0.081	0.61	2	3	3.1	4.2	11	0.034	0.01	0.64	90	1.1	34	1.9	50		
60	0.12	0.36	0.58	0.13	0.053	0.057	2.3	0.11	0.65	2	3.7	3.2	3.6	11	0.18	0.01	0.72	95	0.84	19	1.2	12		
70	0.14	0.29	0.9	0.19	0.035	0.05	1.9	0.12	1.1	1.7	2.9	2.1	2.5	13	0.064	0.01	0.64	150	0.01	19	0.1	1		
80	0.15	0.26	1.1	0.22	0.027	0.033	1.7	0.09	0.83	2.2	2	1.2	1.4	10	0.05	0.01	0.61	190	0.89	24	0.1	32		
90	0.15	0.23	1.2	0.25	0.028	0.031	2	0.066	0.93	2.1	2.3	0.1	2	12	0.041	0.01	0.57	200	0.56	18	2.1	360		
105	0.17	0.28	1.5	0.33	0.053	0.042	3.5	0.081	1	3.3	4.6	0.1	3.8	24	0.15	0.01	0.89	220	1.3	18	18	61		
120	0.13	0.2	1.6	0.34	0.042	0.032	2.2	0.07	0.79	2.8	3.2	0.1	4.8	37	0.04	0.01	0.79	220	1.9	8	1.6	260		
135	0.23	0.25	1.5	0.35	0.05	0.036	2.3	0.069	0.83	3	3	0.1	7.1	45	0.036	0.18	0.85	210	0.81	13	13	110		
150	0.22	0.29	1.5	0.37	0.062	0.043	3.6	0.083	0.94	3.4	4	0.1	13	59	0.035	0.01	0.98	220	0.95	13	1.8	87		
165	0.32	0.29	1.6	0.38	0.064	0.047	2	0.082	0.92	3.4	3.9	0.1	12	84	0.036	0.01	1.1	240	0.67	14	1.9	56		
180	0.36	0.33	1.8	0.42	0.075	0.055	3.1	0.099	1.3	3.8	3.8	0.1	8.9	92	0.031	0.01	1.2	260	1	17	5.1	350		
195	0.27	0.28	1.9	0.44	0.056	0.043	3	0.084	1.2	3.1	3.3	1	7.4	119	0.034	0.10	1	290	1.2	11	0.1	60		
210	0.19	0.23	1.7	0.38	0.047	0.037	1.9	0.076	0.77	3.5	3.6	0.1	11	105	0.038	0.01	0.77	250	1.7	7	6.8	220		
225	0.17	0.26	1.7	0.41	0.053	0.044	2.5	0.085	0.95	4.1	4.3	0.1	12	104	0.017	0.12	0.85	250	1.3	14	0.1	130		
240	0.37	0.32	1.8	0.4	0.062	0.048	3	0.091	1.7	5.5	5	0.1	24	124	0.046	0.17	1	260	1.7	22	1.5	73		
245	0.56	0.38	1.8	0.41	0.082	0.06	2.6	0.12	2.2	6.8	8.6	0.1	28	123	0.069	0.21	1.1	260	1.9	17	0.1	57		
250	0.9	1.6	1.5	0.33	0.43	0.27	18	0.53	3	11	19	3.9	42	146	0.15	0.12	4.3	220	2.8	11	26	610		
255	1.1	2.7	1.3	0.4	0.73	0.49	26	0.8	3.9	15	29	4.5	54	188	0.3	0.27	7.4	170	3.1	17	5.5	750		
265	1.6	3.8	0.92	0.4	1.25	0.91	37	1.8	5	18	31	9.6	53	211	0.26	0.49	11	140	2.2	6	0.1	74		
275	1.7	5	0.75	0.4	1.56	1.1	35	1.5	4.6	16	21	11	49	201	0.15	0.52	15	120	1.9	21	4.3	340		

Таблица 5. Значимые коэффициенты корреляции (не менее 0.65) содержания химических элементов, зольности (Зол.) и $C_{орг}$ в профилях Убинского (У) и Шерстобитовского (Ш) торфяников

Торфяник	Группа I											
	Зол-Al	Fe-Al	Na-Al	K-Al	Mn-Al	Co-Al	Ni-Al	Li-Al	Cr-Al	Mg-Al	Fe-Mn	Fe- $C_{орг}$
У	0.96	0.97	0.98	0.98	0.93	0.98	0.99	0.93	0.96	0.99	0.94	-0.67
Ш	0.99	0.97	0.99	1.00	0.76	0.94	0.93	1.00	0.98	—	0.86	-0.97
Торфяник	Группа II				Группа III							
	Ca-Sr	Ca-Mg	Mg-Sr	Cu-Zn	Cu- $C_{орг}$	Zn- $C_{орг}$	Pb-Sb	Pb-Hg	Pb-Cd	As-Cu	As-Zn	As-Ag
У	0.78	—	—	0.96	—	—	0.91	—	—	0.87	0.80	—
Ш	0.99	0.89	0.88	0.95	-0.90	-0.88	0.76	0.85	0.75	0.74	0.77	0.65

водного режима и обводненности болот на ранних этапах их развития в голоцене. Так, средние содержания кальция в интервалах низинного торфа для Убинского (250–372 см, Ca = 1.37%) и Шерстобитовского болот (70–275 см, Ca = 1.45%) близки к содержаниям Ca (0.78–3.00%) для торфов низинного типа Западной Сибири, а средние содержания кальция в интервалах верхового торфа Убинского (0–112 см, Ca = 0.52%) и Шерстобитовского болот (0–60 см, Ca = 0.40%) близки к содержаниям Ca (0.18–1.00%) для торфов верхового типа болот Западной Сибири согласно (Архипов, Бернатонис, 2013; Веретенникова, 2013).

Верхние интервалы Шерстобитовского торфяника характеризуются повышенными концентрациями халькофильных элементов As, Cd, Sb, Hg и Pb, в Убинском торфянике кроме того добавляются еще Cu и Zn (табл. 3, 4). Так, для Убинского торфяника в интервале 0–20 см отмечены концентрации Cu, равные 3.1–16.0 мг/кг, Zn – 40 мг/кг, As – 1.8–3.0 мг/кг, Cd – 0.11 мг/кг, Sb – 1.3 мг/кг, Hg – 0.02–0.04 мг/кг, Pb – 7.4–80.0 мг/кг. Для Шерстобитовского торфяника в интервале 0–10 см отмечены концентрации Cd в пределах 0.2–0.5 мг/кг, As – 0.01–1.2 мг/кг, Sb – 0.4–0.5 мг/кг, Hg – 0.05–0.07 мг/кг, Pb – 24–36 мг/кг. Повышение концентраций халькофильных элементов (Cu, Zn, As, Cd, Sb, Hg, Pb) в верхних интервалах исследованных торфяников можно связать с поступлением их из атмосферы в XX и XXI веках как за счет природных, так и техногенных факторов (Гавшин и др., 2004; Бобров и др., 2013).

Рассчитаны коэффициенты обогащения химическими элементами (EF) отдельных интервалов по глубине разрезов исследованных торфяников. Установлено обогащение (EF = 15.9–36.7) верхних горизонтов халькофильными элементами Pb, Cd, Sb, As, Hg (рис. 5). Так, для верхних горизонтов (0–22 см) Убинского торфяника значения EF составляют: для Pb (20.5), Cd (2.3), Sb (5.8), As (3.9), Hg (24.2). Для верхних горизонтов (5–70 см) Шерстобитовского торфяника значения EF составляют: для Pb (15.97), Cd (11.3), Sb

(3.4), As (1.4), Hg (36.7). Выявлено существенное обеднение верхних горизонтов торфа Mn: EF = 0.62 (Убинский торфяник) и 0.34 (Шерстобитовский торфяник), а также Li: EF = 0.30 (Убинский торфяник) и 0.25 (Шерстобитовский торфяник). Средние горизонты торфяников характеризуются существенным обогащением Ca для которого EF = 61.6 (Убинский торфяник) и 29.2 (Шерстобитовский торфяник), Sr: EF = 29.7 (Убинский торфяник) и 23.1 (Шерстобитовский торфяник), а также незначительно Mg: EF = 4.5 (Убинский торфяник) и 7.1 (Шерстобитовский торфяник). Отмечается обеднение средних интервалов торфа Pb: EF = 1.71 (Убинский торфяник) и 0.38 (Шерстобитовский торфяник). По всей глубине исследованных торфяников наблюдается обогащение Au и Ag, однако более глубокие интервалы (80–337 см) обогащены значительно Au: EF = 76.1 (Убинский торфяник) и 48.6 (Шерстобитовский торфяник), Ag: EF = 96.3 (Убинский торфяник) и 63.7 (Шерстобитовский торфяник), чем вышележащие интервалы (0–70 см), где значения EF составляют для Au – 30.7 (Убинский торфяник), 17.6 (Шерстобитовский торфяник) и для Ag – 65.1 (Убинский торфяник), 17.7 (Шерстобитовский торфяник). При этом для Убинского торфяника обогащение Au и Ag значительно выше, чем для Шерстобитовского торфяника. Для продуцентов органического вещества торфа Убинского болота (мха *Sphagnum fuscum*) характерно обогащение Cu (7.6), Zn (27.7), Mn (16.7), Cd (19.7), Sb (4.3) и особенно Pb (72.6).

ГЕОХИМИЯ БОЛОТНЫХ ВОД

В водном балансе исследованных верховых болот основное значение имеют атмосферные осадки. Поэтому, помимо химического состава болотных вод нами были исследованы дождевые и снеготалые воды. Болотные воды Убинского торфяника по преобладающим ионам относятся к гидрокарбонатному классу, группе кальция согласно (Алекин, 1970) (табл. 6), по окислительно-восстанови-

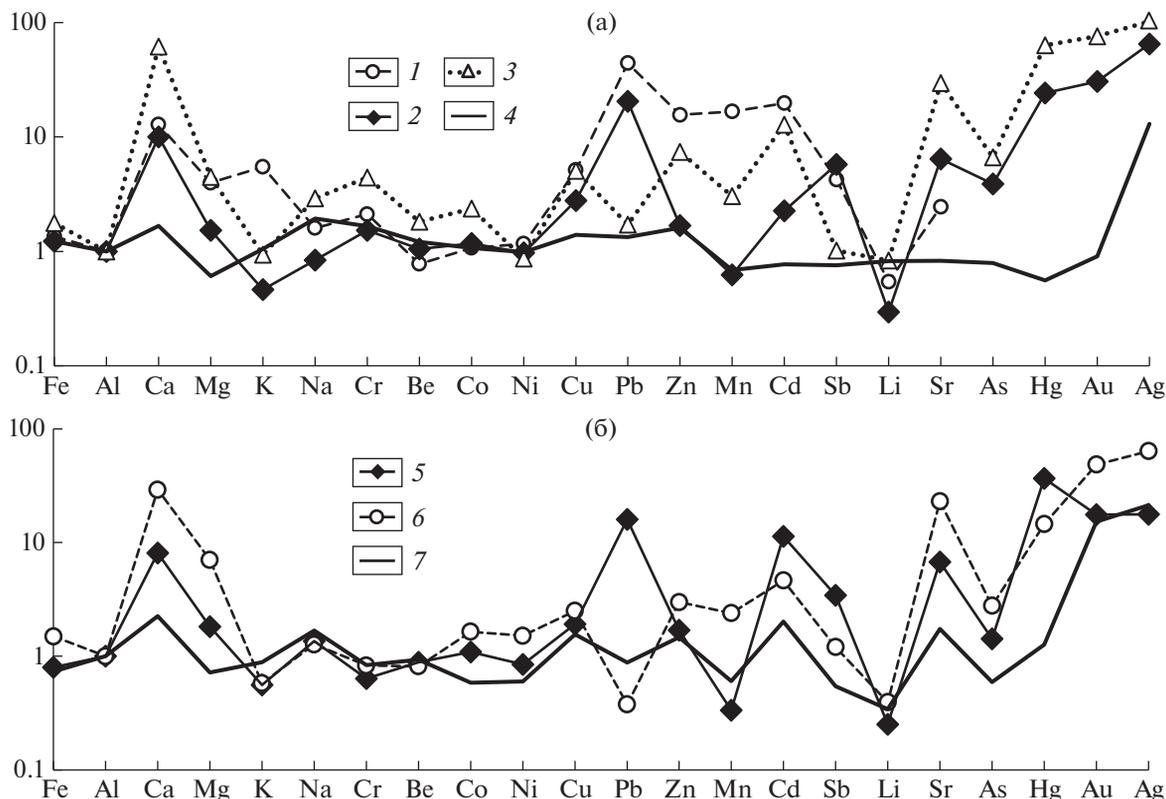


Рис. 5. Коэффициенты обогащения (EF) продуцентов ОВ и разных типов торфов химическими элементами относительно кларков глинистых сланцев с предварительным нормированием на Al. Убинское болото: 1 – продуцент ОВ (мох *Sphagnum fuscum*), 2 – торф, 0–22 см, 3 – торф, 37–337 см, 4 – органо-минеральные осадки, 352–372 см; Шерстобитовское болото: 5 – верховой торф, 5–70 см, 6 – низинный торф, 80–245 см, 7 – органо-минеральные осадки, 250–265 см.

тельным условиям – к типу окисленных кислородных ($Eh = +0.220$ В, растворенный $O_2 - 4.8$ мг/л), по щелочно-кислотным условиям – к классу кислых (рН 4.3), по величине общей минерализации (92.3 мг/л) – к семейству ультрапресных вод согласно (Перельман, 1982). Болотные воды Шерстобитовского торфяника по преобладающим ионам относятся к гидрокарбонатному классу группы кальция согласно (Алекин, 1970) (табл. 6), по окислительно-восстановительным условиям – к типу окисленных кислородных ($Eh = +0.160$ В, растворенный $O_2 - 4.7$ мг/л), по щелочно-кислотным условиям – к классу кислых (рН 3.9), по величине общей минерализации (84.2 мг/л) – к семейству ультрапресных вод согласно (Перельман, 1982).

Дождевые воды по преобладающим ионам относятся к гидрокарбонатному классу группы кальция согласно (Алекин, 1970) (табл. 6), по окислительно-восстановительным условиям – к типу окисленных кислородных ($Eh = +0.335$ В, растворенный $O_2 - 7.3$ мг/л), по щелочно-кислотным условиям – к классу нейтральных (рН 6.54), по величине общей минерализации (16.8 мг/л) – к се-

мейству ультрапресных вод согласно (Перельман, 1982). Снеготалые воды по преобладающим ионам относятся к гидрокарбонатному классу группы кальция согласно (Алекин, 1970) (табл. 6), по окислительно-восстановительным условиям – к типу окисленных ($Eh = +0.342...+0.335$ В), по щелочно-кислотным условиям – к классу слабокислых (рН 6.00), по величине общей минерализации (8.5–9.0 мг/л) – к семейству ультрапресных вод согласно (Перельман, 1982).

Низкие значения рН болотных вод обусловлены разложением органических веществ в аэробных условиях, приводящим к поступлению в воду CO_2 , фульвокислот и других органических кислот. Ниже по разрезу торфяных залежей деструкция органического вещества идет в анаэробных условиях, приводящих к снижению P_{CO_2} , что на фоне роста зольной компоненты, содержания Са и HCO_3^- приводит к повышению рН до слабощелочных значений. Подщелачивание среды может осуществляться также за счет выделения NH_3 при минерализации микроорганизмами азотсодержащего ОВ, что подтверждает присутствие по

Таблица 6. Основные гидрохимические показатели и содержание основных ионов в дождевых (дожд.), болотных (бол.) и снеготалых водах (снег.) Убинского и Шерстобитовского верховых болот

Показатель	Убинский торфяников			Шерстобитовский торфяник	
	дожд.	бол.	снег.	бол.	снег.
Минерализация, мг/л	12.5	92.3	8.5	84.2	9.0
pH	6.54	4.26	6.00	3.87	6.00
Eh, мВ	+335	+220	+335	+160	+342
Щелочность, мг-экв/л	0.07	0.02	–	0	–
O ₂ , мг/л	7.33	4.83	–	4.66	–
Окисляемость, мгO ₂ /л	3.76	224	–	180	–
БПК ₅ , мгO ₂ /л	0.94	6.78	–	5.52	–
ХПК, мгO ₂ /л	8.93	422.0	–	182.0	–
C _{орг} , мг/л	3.35	145.75	–	55.07	–
HCO ₃ ⁻ , мг/л	4.27	48.92	3.7	15.00	3.7
SO ₄ ²⁻ , мг/л	0.4	2.6	1.1	0.5	1.4
Cl ⁻ , мг/л	4.0	15.4	0.54	1.4	0.51
PO ₄ ³⁻ , мг/л	0.12	0.30	0.01	0.46	0.02
NO ₃ ⁻ , мг/л	0.21	5.60	1.5	9.37	1.4
NO ₂ ⁻ , мг/л	0.001	0.020	–	0.112	–
NH ₄ ⁺ , мг/л	0.37	5.04	–	1.37	–
Ca ²⁺ , мг/л	1.40	12.80	0.83	3.50	0.76
Mg ²⁺ , мг/л	0.24	4.39	0.20	2.25	0.20
K ⁺ , мг/л	0.97	2.62	0.36	0.62	0.79
Na ⁺ , мг/л	1.06	4.76	0.29	1.21	0.24

Примечание. Прочерк – нет данных.

всему разрезу торфяников аммонифицирующих бактерий, участвующих в циклах азота (табл. 2).

В процессе разложения растительных остатков в болотных водах исследованных торфяников происходит значительное увеличение концентраций растворенного органического углерода (C_{орг}), NH₄⁺, NO₃⁻ и показателей БПК, ХПК по сравнению с дождевой и снеготалой водой (табл. 6). Высокие содержания этих компонентов в болотных водах указывают на активные процессы биохимического распада и окисления органического вещества.

Более высокие показатели ХПК, NH₄⁺ и HCO₃⁻ в болотных водах Убинского торфяника являются отражением развития этого верхового болота – оно в настоящий период является мезотрофным, а не олиготрофным, как Шерстобитовское болото, поэтому в него поступает больше органического вещества, что приводит к повышению значений ХПК, содержания аммонийного азота и т.д.

Другой немаловажной геохимической особенностью болотных вод является содержание в них сульфат-иона и растворенного железа. Концентрация ионов SO₄²⁻ в исследованных болотных водах

невелика и составляет 0.5 мг/л (Шерстобитовское болото) и 2.6 мг/л (Убинское болото) (табл. 6). Установленные нами довольно низкие концентрации SO₄²⁻ болотных вод являются геохимической характеристикой большинства верховых болот согласно (Лукашев и др., 1971). При сравнении содержаний SO₄²⁻ в болотных водах исследованных торфяников следует отметить более высокие (в 5 раз) содержания SO₄²⁻ в болотных водах мезотрофного Убинского болота.

Для болотных вод характерно повышенное содержание растворенного железа (хелатное Fe, связанное с органическим веществом) – 0.9 (Шерстобитовское болото) и 1.4 мг/л (Убинское болото) в сравнении с дождевыми и снеготалыми водами, питающими торфяники, где концентрации Fe значительно ниже (0.07 мг/л) (табл. 6). Источником Fe в болотных водах может быть диагенетическое преобразования глинистого материала зольной части торфяников. О преобразовании глинистого материала (и как следствие перераспределения химических элементов по разрезам) может косвенно свидетельствовать уменьшение зольности в интервалах 20–40 см по сравнению с

Таблица 7. Сравнительное содержание химических элементов в дождевых (дожд.), болотных (бол.) и снеготалых водах (снег.) Убинского и Шерстобитовского болот, мкг/л

Хим. элемент	Убинское болото			Шерстобитовское болото	
	дожд.	бол.	снег.	бол.	снег.
Fe	73.6	1405.8	20.2	913.9	36.7
Mn	7.0	30.6	9.7	69.8	14.2
Al	50.8	2260.6	29.8	673.0	47.0
Ba	7.8	903.4	—	35.9	—
Sr	10.2	263.8	—	99.0	—
Cu	5.6	20.6	3.7	99.6	1.8
Zn	150.6	239.8	7.9	110.4	11.4
Hg	—	—	3.2	—	<0.1
Pb	17.6	27.1	8.1	19.9	6.4
Ag	0.2	1.6	—	1.1	—
As	<0.1	112.6	2.4	<0.1	2.0
Cr	2.3	6.5	0.2	3.1	<0.1
Li	0.1	5.8	0.1	3.2	<0.1
Ti	0.5	6.4	<0.1	1.9	<0.1
Ni	3.7	30.2	1.4	15.6	1.0

Примечание. Прочерк – нет данных.

самыми верхними горизонтами (0–10 см) торфяной залежи (рис. 2).

Разрушение ряда минералов, а также фильтрация болотных вод через массу оторфованных растений приводит к повышению в болотных водах концентраций Al, Mn, Cu, Zn, Ti, Sr, Ba (табл. 7). Органическое вещество играет большую роль в разрушении структур алюмосиликатных минералов и выносе алюминия согласно (Helmer et al., 1990). В условиях повышенной кислотности торфяных залежей Al становится подвижным и способен легко переходить в состав болотных вод из твердой фазы торфяников. На это указывают очень высокие концентрации Al в болотных водах в сравнении с дождевыми и снеготалыми водами (табл. 7). Рост концентраций Mn в болотных водах, в сравнении с дождевой водой, связан с образованием комплексных соединений Mn с органическим веществом гуминового типа согласно (Voquete et al., 2011; Шварцев и др., 2012), что влияет на накопление Mn^{2+} в болотных водах.

АУТИГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ

Минералы железа

Фосфаты железа. Источниками фосфора для образования фосфатов железа в исследованных верховых болотах могут быть два пути: 1. разложение растительных остатков в ходе торфообразования и инфильтрация растворов, богатых фосфором, из верхнего горизонта вглубь торфяника; 2. поступление фосфора с грунтовыми водами из подстилающих торфяник минеральных грунтов

(глинистые отложения). Количество вивианита в торфе определяется главным образом фосфатным ионом, а не ионом железа, который будет находиться в избытке. Поэтому, довольно низкое содержание PO_4^{3-} в болотных водах исследованных торфяников на уровне 0.30–0.46 мг/л, не способствует активному процессу образования вивианита. Редкие находки фосфатов железа встречаются в виде оолитов размером 1–2 мкм, которые образуют плотные скопления размером до 20 мкм, погруженные в органическое вещество торфа. В процессе осаждения фосфатов железа несомненна роль микроорганизмов, особенно в извлечении фосфора из оторфованных растительных остатков и переводе его в реакционноспособное состояние. Фосфатмобилизирующие микроорганизмы (ФМБ), которые встречаются по всему разрезу торфяников (табл. 1), участвуют в минерализации фосфора, входящего в состав органических и минеральных веществ и способны переводить его в растворимые формы в виде фосфат-анионов согласно (Lambers et al., 2008).

Карбонаты железа. По разрезу Убинского торфяника сидерит залегает глубже 1 м (ниже обнаруженного вивианита): по данным СЭМ с глубины 120 см, по данным рентгеноструктурного анализа с глубины 180–220 см (рис. 4). В материале торфа сидерит встречается в виде псевдоморфоз по растительным остаткам размерностью до 20–30 мкм, часто с примесью Mn в своем составе (реже Ca). Образование твердой сидеритовой фазы возможно при частичной потере CO_2 в более

глубоких интервалах торфа. По-видимому, образование сидерита в исследованных торфяниках происходит преимущественно в летний период. Летом значительно усиливается процесс окисления ОВ в верхних горизонтах торфа, а увеличение концентрации ионов водорода, даже при сохранении неизменным окислительно-восстановительного потенциала, смещает минеральную систему в сторону образования сидерита. В зимний период вполне возможно частичное растворение сидерита в верхних горизонтах торфа, когда окисление ОВ сведено к минимуму, а болотные воды несколько обогащены растворенным кислородом и могут иметь более высокие значения рН.

Сульфиды железа. В исследованных торфяниках методом СЭМ (рис. 6г) был обнаружен пирит (FeS_2), который встречается как в виде отдельных микрозерен, так и в виде фрамбоидов размерностью 6–20 мкм и имеет, несомненно, диагенетическую природу. Составляющие фрамбоиды микрокристаллы размерами 0.5–1 мкм имеют кубический и кубооктаэдрический габитус. Присутствие пирита установлено только в нижних интервалах низинных типов торфяников исследованных болот. В верховом торфе пирит обнаружен не был. Фрамбоиды пирита образовались на ранних стадиях диагенеза путем кристаллизации бесформенных сульфидов Fe под воздействием H_2S в процессе бактериальной сульфатредукции.

Гетит. В разрезах торфяных залежей по данным рентгеноструктурного анализа гетит-гидрогетитовое ожелезнение связано главным образом с самым верхним горизонтом (0–5 см), входящим в зону сезонного колебания уровня болотных вод (0–80 см от поверхности). Источником реакционноспособного железа для формирования гетита являются более глубокие горизонты торфяника, содержащие прослои сидеритового состава (рис. 4). Находящийся с сидеритом в равновесном растворе ферробикарбонат $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ в засушливый сезон года может подниматься за счет капиллярных сил к поверхности, где гидролизуется с выпадением твердой фазы $\text{Fe}(\text{OH})_2$, которая быстро окисляется до ферригидритов, трансформируясь в гетит согласно (Fischer, Schwertmann, 1975). Несомненно, в процессе окисления восстановленных форм железа велика роль железоокисляющих бактерий (Fe-OX), обнаруженных в самых верхних горизонтах исследованных торфяников (табл. 2).

Данная группа микроорганизмов участвует в процессах окисления Fe^{2+} до Fe^{3+} из растворенных соединений железа при участии кислорода.

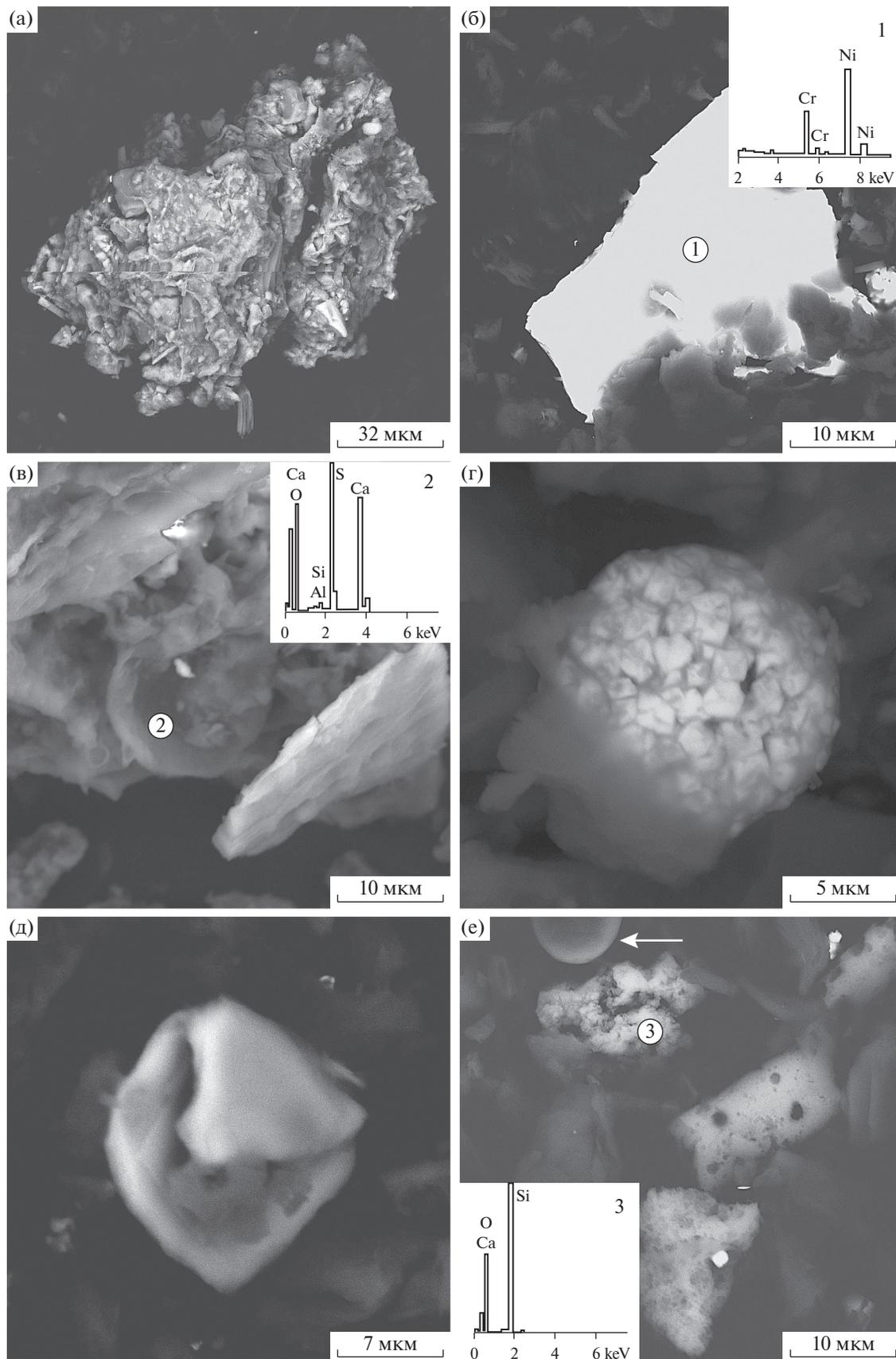
Гематит встречается как отдельно, так и совместно с гетитом (рис. 4). Согласно (Fischer, Schwertmann, 1975) гематит образуется в результате “внутренней дегидратации” агрегированного аморфного гидроксида Fe(III) (предположительно, ферригидрита) в обводненных условиях при рН 6–7 и температуре от 70°C (оптимальная температура образования в лабораторных условиях – 240°C) в присутствии оксалата (иногда без него). Т.е. образованию гематита благоприятствуют повышение температуры и рост концентраций аморфного гидроксида Fe(III), а молекула оксалата может выступать в качестве матрицы для зарождения микрочастиц гематита. Согласно (Лукашев и др., 1971) гематиту свойственна сезонная цикличность и связь с пожарами на ожелезненных торфяниках. В исследованных нами болотах гематит встречается преимущественно в интервалах торфяников, затронутых палеопожарами, где обнаружено большое количество угольков.

Таким образом, по неустойчивости системы процесс формирования минералов железа в исследованных болотах близок к начальным стадиям диагенеза, а сидерит, вивианит, гетит – это члены одного минералогического ряда, в пределах которого они связаны между собой через режим кислорода (изменение Eh), углекислого газа и водородного показателя (изменение рН) в болотных водах. О незавершенности процессов минералообразования в торфяниках свидетельствуют такие факты, как гелеобразное агрегатное состояние минеральных масс, псевдоморфозы, отсутствие четко выраженной структуры кристаллов (за исключением пирита).

Минералы Ca, Si и каолинит

Кальцит. В верхнем интервале Убинского торфяника по данным рентгеноструктурного анализа и СЭМ были обнаружены следы аутигенного кальцита (рис. 4, ба). Возможно, образование CaCO_3 связано с падением уровня болотных вод на этапах формирования торфяной залежи, когда в еще влажном торфе минерализация болотных вод могла резко возрастать, а образующийся при деструкции органического вещества CO_2 легко пе-

Рис. 6. Микрофотографии аутигенных минералов в разрезах Убинского и Шерстобитовского торфяников. а – Убинский торфяник, частица кальцита, смешанная с алюмосиликатами, с глубины 20 см; б – Убинский торфяник: микрочастицы интерметаллидов Cr–Ni с глубины 20 см и ее энергодисперсионный спектр; в – Убинский торфяник: ангидрит в материале торфа с глубины 290 см и его энергодисперсионный спектр; г – Убинский торфяник: фрамбоидальный пирит в органическом матриксе с глубины 290 см; д – Шерстобитовский торфяник: новообразованный глинистый минерал (каолинит-?) с глубины 180 см: Al_2O_3 – 38.4%, SiO_2 – 48.6%; е – Шерстобитовский торфяник: аморфный кремнезем в органическом матриксе с глубины 180 см и его энергодисперсионный спектр, рядом кремниевая циста водоросли (показано стрелкой), содержащая в своем составе Fe. Электронный сканирующий микроскоп TESCAN MIRA 3 LMU.



реходил в атмосферу. В верхнем интервале торфяника происходило увеличение водородного показателя ($\text{pH} > 7$), что приводило к смещению карбонатного равновесия и выпадению кальцита, вероятно, при участии микроорганизмов. Наше предположение подтверждается данными (Савичев и др., 2019), где показано влияние микроорганизмов на увеличение значений pH по глубине торфяника и образование карбонатов Ca в интервалах с анаэробными (восстановительными) условиями.

Ангидрит. В торфянике Шерстобитовского болота ангидрит (CaSO_4) встречается только в верхнем (0–20 см) интервале торфа (рис. 4, бв), в торфянике Убинского болота ангидрит встречается довольно часто, особенно много его в интервале 280–290 см (4366 ± 65 лет ^{14}C), здесь он составляет основу зольной части торфа. Присутствие ангидрита в торфе Убинского болота мы связываем с последствиями палеопожаров, тем более, что в этих же интервалах обнаружены следы гематита, который (как уже говорилось выше) связан с пожарами на ожелезненных торфяниках. В пользу версии образования ангидрита в результате палеопожаров свидетельствует полное отсутствие гипса в этих же интервалах торфа, который образуется при более низких температурах ($< 48.3^\circ\text{C}$) в результате осушения торфов при окислении сульфидной и органической серы (Бахтин и др., 2012).

Аморфный Si. При минерализации органических остатков растений и разрушении глинистых частиц болотные воды глубоких интервалов торфа могут обогащаться растворенным кремнием, что может приводить (при достижении произведения растворимости) к осаждению простых окислов кремния (рис. 7е). Это явление связано, по-видимому, с перемещением кремния из нижележащих интервалов торфа (220–280 см) с более щелочной реакцией среды (где Si становится подвижен), в вышележащие слои (180–190 см) с кислой реакцией среды. В самых верхних интервалах торфяников (0–40 см) с довольно низкими значениями pH (3.9–4.3) состояние устойчивого пересыщения, по-видимому, не достигается и образование коллоидного осадка Si здесь не происходит.

Глинистые минералы. В поверхностном слое торфяников (зоне жизнедеятельности болотных растений) уменьшается относительное содержание таких минералов, как монтмориллонит, хлорит, биотит и происходит формирование более устойчивого в этих условиях каолинита, явно имеющего диагенетическую природу (рис. 7д). Образование каолинита всегда обусловлено повышенной кислотностью среды.

Самородные металлы и интерметаллиды

В болотных водах с низкими значениями водородного показателя (pH) и окислительно-восста-

новительного потенциала (Eh) подвижно большинство металлов. По данным СЭМ в торфе Убинского болота обнаружены наночастицы самородного Ni и интерметаллиды Ni–Cr (рис. 7б). Похожие наночастицы были обнаружены нами в верховых болотах Прибайкалья. Образование самородных форм металлов и интерметаллидов в диагенезе установлено, например, в бурых углях (Рождествина, Сорокин, 2010). Новообразованные наночастицы самородного Ni и интерметаллидов Ni–Cr в торфе Убинского болота являются либо агрегатами хлопьевидных частиц, имеющих неплотную структуру, либо сгустками различной степени уплотнения. Аморфная форма наночастиц Ni, Ni–Cr и их ассоциация с растительными остатками торфа свидетельствует в пользу их аутигенного происхождения. В работе (Рождествина, Сорокин, 2010) наночастицы благородных, редких и редкоземельных элементов со схожей структурной организацией минералов на микроуровне были охарактеризованы как аутигенные. Формами поступления Ni, Cr в верховые торфяники могут быть либо минеральные частицы, приносимые атмосферным переносом с пылью, либо ионы, поступающие с подземными и поверхностными водами. Для верховых торфов, по-видимому, основной формой поступления минеральных частиц все же является атмосферный перенос.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опробованные торфяники Барабинской лесостепи неоднородны по вещественному составу и состоят из слоев верхового и низинного типов торфа. Формирование торфяных залежей началось в среднем голоцене 4.5–5.6 ^{14}C тыс. лет назад. Неоднородность в распределении основных биогенных элементов по разрезам исследованных торфяников маркирует смену ботсостава торфа на разных этапах формирования болот. Низинный тип торфа (2.7–5.6 ^{14}C тыс. лет) характеризуется повышенными содержаниями S и N в составе органического вещества и высокой степенью деструкции ОВ, что подтверждают значимые коэффициенты корреляции C/N и степени разложения ($r = -0.93$ и -0.82), а также отношение C/N и глубины залежи ($r = -0.61$ и -0.76). Однако, процессы трансформации ОВ начинаются уже в самых верхних интервалах торфа, на что указывает максимальная численность гетеротрофных и аммонифицирующих микроорганизмов, при участии которых происходит деструкция лабильных компонентов органического вещества. Значительное увеличение концентраций растворенного органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$), NH_4^+ , NO_3^- , показателей БПК, ХПК в болотных водах по сравнению с дождевой и снеготалой водами также

указывают на активные процессы биохимического распада и окисления органического вещества в верхних интервалах торфа.

Все изученные химические элементы можно условно разделить на четыре основные группы: 1. с относительно устойчивым увеличением концентраций от поверхности торфяников к минеральным отложениям и/или ярко выраженным максимумом в минеральных отложениях – химические элементы, входящие в терригенную (обломочную) часть торфа – Li, Al, Na, K, Fe, Cr, Mn, Ni; 2. с хорошо заметным, резким увеличением в средних и нижних интервалах, представленных низинным торфом – Ca, Sr, частично Mg; 3. с хорошо выраженными максимумами в верхних (и иногда нижних) интервалах торфяных разрезов – халькофильные элементы Pb, Sb, Hg, Cu, Zn, характеризующие загрязненность современной атмосферы. 4. с иными типами распределения либо с отсутствием общих закономерностей – благородные металлы Au и Ag, а также As.

В исследованных торфяниках функционируют два комплексных геохимических барьера, способствующих формированию аутигенных минералов и накоплению/рассеиванию ряда химических элементов: 1. окислительный, расположенный в верхнем интервале; 2. карбонатный, восстановительный и сульфидный, расположенный в среднем и нижнем интервале торфа. На первом геохимическом барьере в процессе активной деструкции ОВ в аэробных условиях формируются кислые условия среды, в которых становятся подвижны Fe, Al, Ni, Mn, образуется гётит, аутигенные минералы Si, каолинит, и интерметаллиды Ni-Cr. На втором геохимическом барьере значения pH сменяются на щелочные, а окислительные условия сменяются восстановительными, что приводит к накоплению в торфе Ca, Sr и миграции Si, происходит формирование пирита, сидерита, вивианита, кальцита.

Авторы выражают благодарность рецензентам д. б. н. В.В. Ермакову и д. г. н. Д.В. Московченко за ценные замечания и предложения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 17-45-540063 p_a, № 19-05-00403 А. Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алекин О.А. (1970) *Основы гидрохимии*. Л.: Гидрометеоиздат, 444 с.

Архипов В.С., Бернатонис В.К. (2013) Распределение кальция и железа в вертикальном профиле торфяных залежей таёжной зоны Западной Сибири. *Известия Томского политехнического университета*. **323**(1), 173–178.

Бахтин А.И., Кольчугин А.Н., Ескин А.А. (2012) Геохимические особенности осаждения и устойчивости

сульфатов кальция в природе. *Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки*. **154**(4), 55–60.

Бобров В.А., Прейс Ю.И., Будашкина В.В. (2013) Оценка потоков минерального вещества из атмосферы на основе микроэлементного состава торфяной залежи верхового болота Бакчар-1 (южная тайга Западной Сибири). *Проблемы биогеохимии и геохимической экологии*. **22**(1), 20–29.

Веретенникова Е.Э. (2013) Содержание и распределение химических элементов в торфах южнотаежной подзоны Западной Сибири. *География и природные ресурсы*. **2**, 89–95.

Гавшин В.М., Бобров В.А., Сухоруков Ф.В., Будашкина В.В., Мельгунов М.С. (2004) Свидетельства фракционирования химических элементов в атмосфере Западной Сибири по данным исследования верхового торфяника. *ДАН*. **396**(6), 804–807.

ГОСТ Р 57162-2016. *Вода. Определение содержания элементов методом атомно-абсорбционной спектроскопии с электротермической атомизацией* (2016). М.: Стандартинформ, 19 с.

Ефремова Т.Т., Ефремов С.П., Куценогий К.П., Онучин А.А., Переседов В.Ф. (2003) Биогеохимия Fe, Mn, Cr, Ni, Co, Ti, V, Mo, Ta, W, U в низинном торфянике на междуречье Оби и Томи. *Почвоведение*. **5**, 557–567.

Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Бадмаева Ж.О., Шавкин А.С., Рубанов М.В., Прейс Ю.И. (2018) Геоэкологическая оценка степени антропогенного загрязнения тяжелыми металлами экосистем верховых болот лесостепной зоны Западной Сибири. *Экология промышленного производства*. **2**(102), 64–73.

Лукашев К.И., Ковалев В.А., Жуховицкая А.Л., Хомич А.А., Генералова В.А. (1971) *Геохимия озерно-болотного литогенеза*. Минск: Наука и техника, 284 с.

Намсараев Б.Б., Земская Т.И. (2000) Микробиологические процессы круговорота углерода в донных осадках озера Байкал. Новосибирск: Изд-во СО РАН филиал “Гео”, 154 с.

Наумов А.В., Косых Н.П., Паршина Е.К., Артымук С.Ю. (2009) Верховые болота лесостепной зоны, их состояние и мониторинг. *Сибирский экологический журнал*. **16**(2), 261–259.

Орлова Л.А., Волкова В.С. (1990) *Голоцен Барабы (стратиграфия и радиоуглеродная хронология)*. Новосибирск: Наука, 125 с.

Перельман А.И. (1982) *Геохимия природных вод*. М.: Наука, 154 с.

ПНД Ф 14.1:2.96–97. Методика выполнения измерений массовой концентрации хлоридов в пробах природных и очищенных сточных вод аргентометрическим методом (2004). Ростов-на-Дону: Государственный комитет РФ по охране окружающей среды, 19 с.

ПНД Ф 14.1:2.159–2000. Методика выполнения измерений массовой концентрации сульфат-ионов в пробах природных и сточных вод турбидиметрическим методом (2005). М.: ФГУ “ФЦАО”, 11 с.

Прейс Ю.И. (2015) Детальная реконструкция функционального состояния болота как отклик на изменения континентального климата голоцена (средняя тайга Западной Сибири). *Известия Томского политехнического университета*. **326**(2), 90–102.

РД 52.24.493–2006. Массовая концентрация гидрокарбонатов и величина щелочности поверхностных вод суши и очищенных сточных вод. Методика выполне-

- ния измерений титриметрическим методом (2006). Ростов-на-Дону: Гидрохимический институт, 37 с.
- Рождествина В.И., Сорокин А.П. (2010) Первые находки самородных палладия, платины, золота и серебра в бурых углях Ермаковской месторождения (Верхнее Приамурье). *Тихоокеанская геология*. **29**(6), 26-38.
- Савичев О.Г., Шмаков А.В. (2012) Вертикальная зональность и внутригодовые изменения химического состава вод Тимирязевского болота (Томск, Западная Сибирь). *Известия Томского политехнического университета*. **320**(1), 156-172.
- Савичев О.Г., Наливайко Н.Г., Рудмин М.А., Мазуров А.К. (2019) Микробиологические условия распределения химических элементов по глубине торфяной залежи в экосистемах восточной части Васюганского болота (Западная Сибирь). *Известия Томского политехнического университета*. **330**(9), 184-194.
- Симонова В.И. (1986) *Атомно-абсорбционные методы определения элементов в породах и минералах*. Новосибирск: Наука, 212 с.
- Степанова В.А., Волкова И.И. (2017) Особенности генезиса Николаевского рьяма в лесостепи Западной Сибири. *Вестник Томского государственного университета. Биология*. (40), 202-223.
- Фадеева В.П., Тихова В.Д., Никуличева О.Н. (2008) Элементный анализ органических соединений с использованием автоматических CHNS-анализаторов. *Журнал аналитической химии*. **63**(11), 1197-1210.
- Хахинов В.В., Намсараев Б.Б., Доржиева Г.С.-С., Бурюхаев С.П. (2012) Гидрохимическая и микробиологическая характеристики болотных экосистем перешейка полуострова Святой Нос (озеро Байкал). *География и природные ресурсы*. **4**, 65-71.
- Хотинский Н.А. (1970) О положении границы между лесом и степью в Западной Сибири в эпохи среднего и позднего голоцена. *Почвоведение*. (6), 40-47.
- Шварцев С.Л., Серебренникова О.В., Здвижков М.А., Савичев О.Г., Наймушина О.С. (2012) Геохимия болотных вод нижней части бассейна Томи (юг Томской области). *Геохимия*. **4**, 403-417.
- Shvartsev S.L., Zdvizhkov M.A., Serebrennikova O.V., Savichev O.G., Naimushina O.S. (2012) Geochemistry of wetland waters from the lower Tom basin, southern Tomsk oblast. *Geochem. Int.* **50**(4), 367-380.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2011) Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 742 с.
- Anderson H., Hepburn A. (1986) Variation of humic substances within peat profile, in: Fuchsman, C.H. (Ed.), *Peat and Water*, Academic Press, N.Y., pp. 177-194.
- Boquete M.T., Fernández J.A., Aboal J.R., Carballeira A. (2011) Are terrestrial mosses good biomonitors of atmospheric deposition of Mn? *Atmos. Environ.* **45**, 2704-2710.
- Borgmark, A. (2005) Holocene climate variability and periodicities in south-central Sweden, as interpreted from peat humification analysis. *Holocene*. **15**(3), 387-395.
- Duan Y., Ma L. (2001) Lipid geochemistry in a sediment core from Ruogergai Marsh deposit (Eastern Qinhai-Tibet plateau, China). *Org. Geochem.* **32**, 1429-1442.
- Fischer W.R., Schwertmann U. (1975) The formation of hematite from amorphous iron (III) hydroxide. *Clays and Clay Mineralogy*. **23**, 33-37.
- Gorham E., Janssens J.A. (2005) The distribution and accumulation of chemical elements in five peat cores from the mid-continent to the eastern coast of North America. *Wetlands*. **25**(2), 259-278.
- Helmer E.H., Urban N.R., Eisenreich S.J. (1990) Aluminum geochemistry in peatland waters. *Biogeochemistry*. **9**(3), 247-276.
- Kempton H., Krachlera M., Shotyk W., Zaccone C. (2017) Major and trace elements in Sphagnum moss from four southern German bogs, and comparison with available moss monitoring data. *Ecological Indicators*. **78**, 19-25.
- Khazin L.B., Khazina I.V., Krivonogov S.K., Kuzmin Ya.V., Prokopenko A.A., Yi S., Burr G.S. (2016) Holocene climate changes in southern West Siberia based on ostracod analysis. *Russian Geology and Geophysics*. **57**(4), 574-585.
- Lambers H., Chapin F.S., Pons T.L. (2008) *Plant Physiological Ecology*. Second Edition. Springer.
- Li Y.H. (1991) Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **55**, 3223-3240.
- Malawskaand M., Wilkomirski B. (2004) Geochemistry and geochemical differentiation on major elements in selected peat bog profiles (south-east of Poland). *Soil Sci. Plant Nutr.* **50**(6), 925-930.
- Melgunov M.S., Mesina K.A., Sherbov B.L., Vosel Yu.S., Zhurkova I.S., Belyanin D. (2019) Radioactive elements in atmospheric precipitations of the Western Siberia. E3S Web of Conferences. 98.10003.
- Savichev O.G. (2015) Distribution of inorganic pollutants over the depth of upper peat deposit. *Contemporary Problems of Ecology*. **8** (1), 118-124.
- Shotyk W., Weiss D., Kramers J.D., Frei R., Cheburkin A.K., Gloor M., Reese S. (2001) Geochemistry of the peat bog at Etang de la Grue re, Jura Mountains, Switzerland, and its record of atmospheric Pb and lithogenic trace metals (Sc, Ti, Y, Zr, and REE) since 12,370 ¹⁴C yr BP. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **65**(14), 2337-2360.
- Shotyk W., Cheburkin A.K., Appleby P.G., Fankhauser A., Kramers J.D. (1966) Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony and lead deposition in an ombrotrophic bog profile, Jura Mountains, Switzerland. *Earth Planet. Sci. Lett.* **145**, 1-7.
- Stanton M.R., Yager D.B., Fey D.L., Wright W.G. (2007) Formation and Geochemical Significance of Iron Bog Deposits. In *Formation and Geochemical Significance of Iron Bog Deposits* (Eds. Church S.E., Guerard P., and Finger S.E.). San Juan County, Colorado: U.S. Geological Survey Professional Paper 1651, 689-720.
- Steinmann P., Shotyk W. (1997) Geochemistry, mineralogy, and geochemical mass balance on major elements in two peat bog profiles (Jura Mountains, Switzerland). *Chemical Geology*. **138**, 25-53.
- Stepanova V.A., Pokrovsky O.S., Viers J., Mironycheva-Tokareva N.P., Kosykh N.P., Vishnyakova E.K. (2015) Elemental composition of peat profiles in western Siberia: Effect of the micro-landscape, latitude position and permafrost coverage. *Applied Geochemistry*. **53**, 53-70.