Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт лесоведения Российской академии наук

УДК 631.626.5:631.417.1:504.7:(470.311)

На правах рукописи

Ильясов Данил Викторович

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ОСУШЕННОГО БОЛОТНОГО МАССИВА В УСЛОВИЯХ ЛЕСОСТЕПИ (НА ПРИМЕРЕ УРОЧИЩА БЕРКАЗАН-КАМЫШ, РЕСПУБЛИКА БАШКОРТОСТАН)

03.02.08 – экология (биология)

Диссертация
на соискание ученой степени
кандидата биологических наук

Научный руководитель:
доктор биологических наук
А.А. Сирин

Москва – 2019

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 4
ГЛАВА 1. ТОРФЯНЫЕ БОЛОТА ЛЕСОСТЕПИ: СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ 8
1.1. Географическое распространение и состояние торфяных болот в аридных и семиаридных условиях 8
1.2. Экосистемные функции торфяных болот лесостепной зоны 14
1.3. История изучения торфяных болот лесостепной зоны ЕТР 17
1.4. Изменение свойств торфяных болот в результате хозяйственной деятельности 19
ГЛАВА 2. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ 22
2.1. Объект исследования 22
2.2. Методы исследования 27
2.2.1. Растительный покров 27
2.2.2. Почвенный покров 28
2.2.3. Характеристика гидрологических условий 30
2.2.4. Климатическая характеристике периода наблюдений 30
2.2.5. Потоки диоксида углерода и метана 31
ГЛАВА 3. ХАРАКТЕРИСТИКА ОСУШЕННОГО ТОРФЯНИКА БЕРКАЗАН-КАМЫШ 34
3.1. Основные растительные сообщества и их распространение 34
3.2. Основные почвенные разности, и их свойства 37
3.3. Пространственное распределение почв 42
3.4. Связь почвенного и растительного покрова 43
ГЛАВА 4. СВОЙСТВА ТОРФЯНОЙ ЗАЛЕЖИ ОСУШЕННОГО ТОРФЯНИКА БЕРКАЗАН-КАМЫШ 45
4.1. История формирования торфяных отложений 45
4.2. Свойства торфяной залежи 52
4.3. Возраст торфяной залежи и скорость торфонакопления 54
4.4. Потери углерода торфяной залежи 56
ГЛАВА 5. ПОТОКИ ДИОКСИДА УГЛЕРОДА И МЕТАНА НА ОСУШЕННОМ ТОРФЯНИКЕ БЕРКАЗАН-КАМЫШ 62
5.1. Потоки диоксида углерода и метана 62
5.2. Суточная динамика потоков диоксида углерода и метана 65
5.3. Динамика потоков диоксида углерода в течение вегетационного периода 70
5.4. Динамика потоков метана в течение вегетационного периода 74
5.5. Связь потоков диоксида углерода и метана с факторами окружающей среды 77
5.6. Оценка баланса углерода на торфянике Берказан-Камыш 81
ВЫВОДЫ 83

СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ 86
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 88
ПРИЛОЖЕНИЕ 104

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. При общей высокой заболоченности страны (Вомперский и др., 1994, 2005, 2011 и др.), включая многие регионы Европейской территории России (ЕТР) (Sirin et.al., 2017, Tanneberger et.al., 2017), степная и лесостепная зоны обычно не рассматриваются в контексте распространения торфяных болот и состояния антропогенно измененных торфяников. После известных работ (Пьявченко, 1958, Хмелев, 1985) болотам степи и лесостепи не уделялось большого внимания, что можно отнести и к Республике Башкортостан (Брадис, 1951, Гареев и др., 1986). Особенно это касается торфяников, измененных хозяйственным воздействием человека. Даже в трансформированном виде они могут сохранять запасы углерода, влиять на потоки парниковых газов, выполнять другие экологические функции, которые могут быть улучшены путем обводнения и других мероприятий, направленных на восстановление болотной растительности.

Торфяные болота степи и лесостепи широко использовались и используются как источник органического субстрата и земель для сельского хозяйства, а в определенные периоды и как топливный ресурс. Особый интерес вызывали болота речных долин, имеющие относительно большие размеры. В результате значительная часть торфяных болот степной и лесостепной зон ЕТР, которые в подавляющем большинстве относятся к категории земель сельскохозяйственного назначения (Торфяные…, 2001), за последние три четверти века была осушена и освоена для сельского хозяйства и для добычи торфа. Сейчас многие из них заброшены, зарастают сорной растительностью (A Quick Scan…, 2009). Некоторые используются как пастбища и сенокосы, отличаясь большей продуктивностью по сравнению с окружающими землями, что особенно проявляется при аридизации климата.

Даже при прекращении или ослаблении использования осушенные торфяные почвы продолжают подвергаться минерализации, теряют углерод, что сопровождается значительной эмиссией CO_2 в атмосферу (Чистотин и др., 2006, Суворов и др., 2015, Joosten et. al., 2016, и др.), особенно в условиях степи

и лесостепи (Ильясов и др., 2017). Происходит уплотнение почв в результате выпаса скота, водная и ветровая эрозия. Как и в других природных зонах, здесь могут возникать торфяные пожары (Minayeva et. al., 2013). Болота лесостепной и степной зон отмечены на международном (Asssessment..., 2008) и национальном (Состояние…, 2004) уровнях как наиболее уязвимые в условиях изменения климата, что может дополнительно усиливаться антропогенным воздействием (Минаева, Сирин, 2011). При отсутствии весомых причин возвращения осушенных торфяников в хозяйственный оборот, необходимо их искусственное обводнение, направленное на восстановление увлажнения почв, развитие влаголюбивой растительности, что снизит пожарную опасность (Сирин и др., 2011) и эмиссию парниковых газов (Wilson et. al., 2016). Однако для принятия обоснованных решений необходима информация о состоянии почв и растительности таких торфяников, которой крайне недостаточно.

Цель работы – оценить современное состояние характерного для лесостепной зоны ЕТР осушенного торфяного болота Берказан-Камыш в Республике Башкортостан путем решения следующих **задач**:

- изучить растительный покров и его связь с современными почвенно-экологическими условиями;

- на основе изучения свойств современного почвенного покрова оценить возможную потерю углерода торфа в результате осушения;

- измерить потоки CO_2 и CH_4 в летний период года на контрастных участках торфяника;

- оценить баланс CO_2 и CH_4 осушенного торфяника.

Защищаемые положения.

- на неиспользуемом осушенном торфянике в лесостепи растительный покров определяется в большей степени не почвами, а увлажнением; доминирует ксерофитная растительность, при возможном сохранении влаголюбивой;

- органогенные почвы неиспользуемого осушенного торфяника в лесостепи подвергаются засолению, минерализации и уплотнению поверхностных горизонтов, однако по-прежнему сохраняют запасы углерода;

- участки, занятые ксерофитной растительностью, характеризуются продолжающейся потерей диоксида углерода, а локально сохранившиеся тростниково-осоковые – поглощением;

- осушенный торфяник продолжает оставаться источником метана не только из дренажной сети, но и на участках с УПГВ, близким к поверхности почвы.

Научная новизна. Впервые отечественными исследованиями изучены основные свойства осушенного торфяника (растительный покров, почвы, стратиграфия торфяной залежи, потоки CO_2 и CH_4 в пространственном и временном аспекте, их связь с параметрами среды) в условиях лесостепной зоны ЕТР. Показана значительная потеря почвенного углерода путем эмиссии CO_2 на наиболее дренированных участках торфяника, способность к ассимиляции CO_2 на обводненных, а также продолжающаяся здесь эмиссия CH_4. Рассчитаны возможные потери углерода торфяной залежи.

Практическая значимость. Полученные данные свидетельствуют о значимости торфяников в условиях лесостепной зоны, что является основанием их учета и разработки практических мероприятий по обводнению и искусственному заболачиванию.

Апробация работы. Результаты были представлены на научном семинаре «Уборка биомассы и баланс парниковых газов на естественных и повторно заболоченных низинных болотах» (Минск, 2015), 10-й Европейской конференции по экологическому восстановлению (Германия, 2016), Всероссийской научной конференции «Стационарные исследования лесных и болотных биогеоценозов: экология, продукционный процесс, динамика» (Сыктывкар, 2016), Международной научно-технической конференции «Биотехнология, генетика и селекция в сельском и лесном хозяйстве, мониторинг экосистем (Воронеж, 2017), VI-й молодежной конференции «Актуальные проблемы экологии Волжского бассейна» (Тольятти, 2017), Международной конференции «Углеродный баланс болот Западной Сибири в контексте изменения климата» (Ханты-Мансийск, 2017) и др.

Проекты. Работа проводилась при выполнении бюджетных тем института лесоведения РАН (2009-2018), проекта «Охрана и устойчивое использование торфяников в Российской Федерации с целью снижения эмиссии CO_2 и содействия в адаптации экосистем к изменениям климата» программы ЕС ClimaEast в рамках проекта ПРООН/ГЭФ №00072294 «Совершенствование системы и механизмов управления ООПТ в степном биоме России» и проекта РФФИ (16-05-00762). Работа была поддержана стипендией Правительства Российской Федерации аспирантам (приказ №860 от 29.08.2017).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 13 работ, в том числе 5 статей в журналах из списка ВАК.

Личный вклад автора. Автор участвовал во всех этапах организации и проведении полевых наблюдений, лабораторных анализов, создании геоинформационной базы данных торфяников, провел статистическую обработку и анализ полученных данных.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 5 глав, выводов, словаря терминов, приложения, изложена на 116 страницах, содержит 20 рисунков и 4 таблицы. Список литературы включает 157 источников, в том числе 91 на русском и 66 иностранном языке.

Благодарности. Автор признателен научному руководителю А.А. Сирину за идею работы и поддержку, Г.Г. Суворову за организацию проведения полевых работ и лабораторных анализов, А.А. Маслову за анализ данных ДЗЗ, А.В. Маркиной и Л.А. Кривенок за помощь в полевых работах, О.Н. Успенской и М.М. Метелевой (ИЛАН РАН) за ботанический анализ торфа, Т.В. Глуховой и Н.А. Валяевой (ИЛАН РАН) за помощь в картографировании торфяников, В.Б. Мартыненко, А.А, Мулдашеву, П.С. Широких и Э.З. Баишевой (Уфимский Институт биологии РАН) за геоботанические описания, Ю.В. Куприяновой (Факультет почвоведения МГУ им. Ломоносова) и О.В. Фирсовой за проведение лабораторных анализов, А.В. Колесникову за консультации по химическому анализу почв, М.В. Глаголеву и менеджеру проекта ПРООН/ГЭФ, Е. А. Кузнецову за помощь и поддержку.

ГЛАВА 1. ТОРФЯНЫЕ БОЛОТА ЛЕСОСТЕПИ: СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

1.1. Географическое распространение и состояние торфяных болот в аридных и семиаридных условиях

Торфяные болота широко распространены в мире и встречаются практически во всех природно-климатических зонах (Кац, 1971, Joosten 2002, Assessment, 2008). В силу специфики процесса торфообразования и зависимости от климатических условий, торфяные болота в наибольшей степени представлены в бореальном и субарктическом поясах северного полушария (Kivinen 1981, Климанов и др., 1997, Joosten 2002, Yu 2010), а также в тропиках (Joosten 2002).

Однако при определенных условиях они образуются в аридных и семиаридных условиях даже при преобладании испаряемости над осадками. Например, при наличии дополнительных к атмосферным источникам водного питания – прибрежных, грунтовых, намывных-склоновых и намывных-русловых вод, или характерных орографических особенностей территорий – котловин, балок, оврагов, карстовых воронок и иных понижениях рельефа.

При определенных условиях степные и лесостепные торфяные болота образуются даже в гористой местности, например, при наличии избыточного почвенного увлажнения, обусловленного дополнительным ледниковым питанием. Примером таких исключительных природных образований являются торфяные болота засушливых лугов в Андах. На севере Чили расположена наиболее аридная часть их ареала, характеризующаяся количеством выпадающих (в основном зимой) осадков не превышающим 250 мм год$^{-1}$. Высокогорные участки (более 4500 м над уровнем моря) юго-востока Боливии (северо-западные Анды) также характеризуются широком распространением торфяных болот. Количество выпадающих осадков в данной местности не превышает 321 мм год$^{-1}$. Мощность торфяной залежи изученного здесь болота Манасая (Национальный парк Саджама) достигает 7-10 м, при этом на глубине 5 м возраст торфа составляет около 3675 лет. Кажущаяся долговременная скорость накопления углерода (LORCA – long-

term apparent rate of carbon accumulation) достигает 47 г $м^{-2}$ $год^{-1}$, а запасы углерода оценены в 1040 т $га^{-1}$ (Squeo et. al., 2006).

Торфяник Туни (Национальный парк Кондорири) характеризуется мощностью торфяной залежи 5.5 м возрастом около 2560 лет. LORCA – 37 г $м^{-2}$ $год^{-1}$, а запасы углерода торфа – 572 т $га^{-1}$. Палеоэкологические исследования показывают, что данные торфяные болота образовались в среднем в течение последних трех тысяч лет, что делает их уникальными хрупкими биогеоценозами, крайне чувствительными к современным изменениям климата (Hribljan et.al., 2015).

В другом регионе – Восточном Тибете (плато Зойге) торфяные болота распространены на площади более 3588 $км^2$, образуя крупнейший высокогорный болотный регион мира. Необходимо отметить, что испаряемость на данной территории достигает 1100-1274 мм $год^{-1}$ при среднегодовом количестве осадков не более 704 мм $год^{-1}$. В большинстве местных торфяных болот мощность залежи колеблется в пределах 2-3 метров, однако в отдельных случаях может достигать 7 метров. При этом торфяные болота подвержены значительной антропогенной нагрузке в основном в результате сельскохозяйственного использования, что в период с 1990-х до 2000-х годов привело к сокращению их площади на 13-18% (Yao et. al, 2011).

Торфяные болота в климатических условиях степи встречаются также на территории Азербайджана на высотах до 3000 м. Мощность торфяной залежи при этом достигает в отдельных случаях 160 см. При этом они характеризуются относительно небольшой площадью (до 10 га), а также распространением карстовых торфяных болот (Thiele et. al., 2008).

В близком по климатическим характеристикам регионе Турции (семиаридные условия, количество выпадающих осадков не превышает 218-337 мм $год^{-1}$) находятся важные с точки зрения регулирования гидрологических функций окружающих ландшафтов и биоразнообразия данного региона болота. Подчеркивается, что многие из них находятся под угрозой исчезновения. Описан тренд (с 2000 по 2008 год) резкого понижения

уровня грунтовых вод, приводящего к пересыханию болот и сокращения их площади, а также уменьшения запасов хлорофилла в биомассе сообществ болотных растений (Thakur, 2012), что было оценено при помощи методов дистанционного зондирования.

Торфяные болота в гористой местности центральной Азии (Кыргызстан) в условиях аридного и семиаридного климатов представляют собой редкие биотопы. Всего на территории этой страны описано более 64 500 га торфяных болот, при этом они отличаются относительно небольшой мощностью торфяной залежи, которая уменьшается с высотой: от 14 см на высоте 3500 м до 64 см на высоте 1000 м. Запасы углерода при этом варьируют в пределах от 152 до 465 т га$^{-1}$, что соответствует суммарному расчетному запасу углерода до 16.4 млн. тонн по всей территории Киргизии (Aljes, 2016).

Аридные ландшафты Монголии в условиях резко-континентального климата и недостатка увлажнения также характеризуются наличием торфяных болот: они занимают более 1.7% территории страны (Minayeva, 2005, 2016). При этом они активно используются как пастбища и пахотные земли, что приводит к их деградации в результате перевыпаса скота. Это представляет особенную опасность в условиях изменения климата, так как наиболее плодородные земли, которыми в засушливых условиях являются торфяники, являются активными источниками метана (Guo et. al, 2013).

Увеличение эмиссии метана, значительный вклад в которое вносят также используемые в сельском хозяйстве торфяные болота, отмечено в последнее десятилетие на территории Китая. Данный тренд был получен на основе методов дистанционного зондирования в региональном масштабе (Guo et. al, 2013), а также наземных наблюдений (Wang et. al, 2005).

В засушливых условиях северной Америки (Калифорнии, США) при количестве выпадающих осадков, не превышающих в среднем 335 мм год$^{-1}$ торфяные болота распространены в основном в поймах рек. Многие из них подверглись антропогенному использованию и осушению, что привело к значительным потерям углерода торфа со скоростью до 341 г С м$^{-2}$ год$^{-1}$ в виде

потока CO_2. Проведение мероприятий по вторичному обводнению осушенных торфяников демонстрирует положительный тренд снижения эмиссии диоксида углерода, а в долговременной перспективе способствует формированию экосистем – поглотителей атмосферного CO_2 (Knox et.al., 2014, Minckley et. al., 2013).

Торфяные болота в семиаридных условиях Африки (ЮАР) являются редкими видом биогеоценозов, и выполняют крайне важные функции поддержания биоразнообразия, а также способствуют стабильности обеспечения населения ценным органическим субстратом и водой для орошения сельскохозяйственных угодий. Торфяное болото Мфабени характеризуется значительным периодом торфонакопления – возраст нижних слоев торфа, расположенных на глубине 9.9 м, составляет около 44 000 лет. Скорость торфонакопления при этом менялась от 0.15 мм год$^{-1}$ в период плейстоцена до 0.30 мм год$^{-1}$ в голоцене. Необходимо отметить, что столь продолжительный период торфонакопления позволяет оценить его изменчивость в периоды климатов прошлого, что необходимо для понимания потенциального отклика торфяных болот аридных территорий на современные климатические изменения (Grundling et. al., 2005, 2013, 2015).

Торфяное болото Лобои расположено в восточной Африке на территории Кении в засушливых климатических условиях: при выпадающих 700 мм осадков в год испаряемость составляет 2500 мм. В результате использования избыточно увлажненной территории торфяника в сельском хозяйстве (в т.ч. для орошения прилегающих территорий), с 1969 года его площадь сократилась на 60%. Палеоклиматические и ботанические исследования торфяной залежи показали, что ключевым фактором формирования торфяника являлись климатические условия: в более влажных климатических условиях прошлого скорость торфонакопления была наибольшей (Ashley, 2004).

Австралия и Новая Зеландия также являются регионами распространения болот в критических климатических условиях. Засоление

(Lamontagne et. al, 2009) болот, часто неизбежное в условиях аридного климата, а также существование в режиме чередования засух и наводнений (Jenkins et. al, 2005) представляет большой интерес с точки зрения оценки устойчивости такого рода экосистем, их сохранения и рационального использования.

Большое разнообразие торфяников описано в Новой Зеландии, Новой Гвинее, Тасмании, а также на Атлантическом побережье (Whinam, 2005) и Северной территории Австралии (Duguid et. al, 2005). Мощность торфяной залежи в некоторых из них достигает 6 метров, при этом возраст не превышает 3 тыс. лет, однако наиболее распространены относительно неглубокие торфяники с мощностью залежи до 1-2 м.

Болота, распространенные на аридных территориях Испании, представляют особенную ценность с точки зрения хозяйственного использования как наиболее продуктивные местообитания. В то же время они выполняют решающую роль в смягчении последствий изменения климата, обеспечивают высокую продуктивность и разнообразие местных экосистем (Sánchez-Carrillo et.al., 2011). Как и в других регионах, освоение болот привело к их деградации и засолению: 50% водно-болотных угодий в испанской пустыне Монегрос, зарегистрированных в 1988 году – исчезли, а из оставшихся около 30% задействованы в сельском хозяйстве (Castañeda et.al, 2008).

На территории нашей страны также весьма широко распространены лесостепные торфяники: они расположены как на Европейской территории России (ЕТР), так и в Западной и Восточной Сибири (Пьявченко, 1958, Хмелев, 1975, 1985, Volkova et.al., 2009, Валуцкий, 2011 Terentieva et. al., 2016, Tanneberger et. al, 2017 и др.). В большинстве регионов торфяные болота встречаются исключительно в поймах крупных и малых рек, в элементах овражно-балочной сети, и иных понижениях рельефа.

Согласно оценке Н.И. Пьявченко, русская лесостепь ЕТР характеризуется незначительной заторфованностью территории, колеблющейся от 0.1-0.2% в южных и юго-восточных районах до 0.8-1.0% в

северных и северо-западных. Характер распространения торфяных болот не отличается в центральном Черноземье: от 0.1% в его южной части до 1.1 в северной. Похожие результаты получены для среднерусской возвышенности (Волкова, 2007, 2018), где уровень заболоченности варьирует от 0.01% на водоразделах до 1.5% в депрессиях речных долин.

Необходимо отметить, что характерной особенностью торфяных болот лесостепной зоны ЕТР является преимущественно низинный тип торфяной залежи, в то время как в данной природной зоне на территории западной и восточной Сибири широко распространены олиготрофные аналоги. Согласно консервативным оценкам, полученным на основе данных отраслевой информации (материалы геологического фонда, карты учеты торфяных месторождений и проч.) суммарное количество и площадь торфяных болот, расположенных в лесостепной зоне ЕТР составляет 3430, и 130 тыс. га соответственно, что при приблизительной площади данной природной зоны в 68 млн. га соответствует степени заболоченности 0.19 % (рис. 1.1).

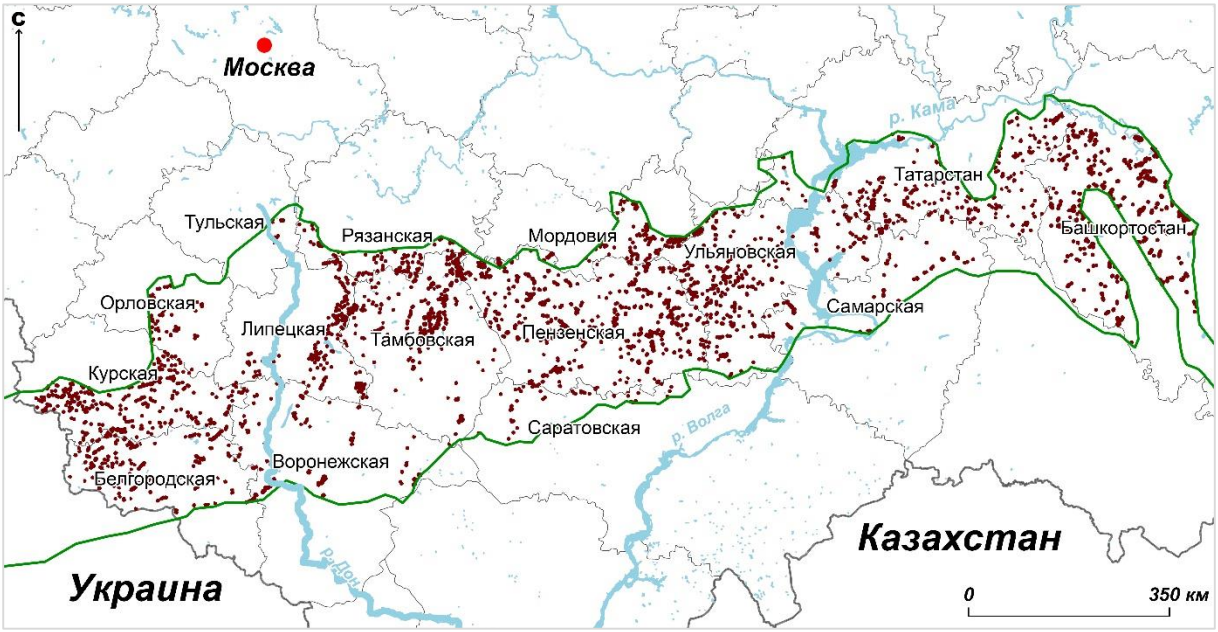

Рисунок 1.1 – Распространение торфяных болот и торфяников в лесостепной зоне европейской территории России

Торфяные болота данного региона характеризуются относительно небольшой средней глубиной торфяной залежи – от 0.2 м до 2 м (в среднем 1.4

м), а также небольшая средней площадью – от 29 до 72 га, однако встречаются и достаточно крупные объекты (до 1000 га и более) (Ильясов и др., 2017, 2018).

Границы лесостепной зоны, в рамках которой мы рассматриваем торфяные болота и торфяники, весьма неоднозначны и в значительной степени зависят от используемых принципов классификации. Одними из наиболее распространенных подходов являются: выделение природных зон на основании свойств растительного покрова (С.Ф. Курнаев, 1973); термо- и влагообеспеченности ландшафтов (Гвоздецкий, 1968); биоценотических свойств (флора и фауна) (Боч, 1979) и др. Вышеизложенные характеристики обобщены в карте болотных провинций СССР и Западной Европы (Н.Я. Кац, 1948), которая отображает не только изменение свойств растительного покрова болот в широтном направлении, но и характеристики их водно-минерального питания, выделяет преобладающие типы болотных ландшафтов.

Основываясь на этом подходе, в данной работе рассмотрена зона равнинных эутрофных болот и торфяников, в частности, Средневолжско-Закамскую и Верхне-Донскую провинции тростниковых и крупноосоковых болот. Выбранные границы при более мелкомасштабном рассмотрении могут быть изменены и дополнены при наличии более подробной информации, однако в целом они охватывают лесостепную зону Европейской части России.

1.2. Экосистемные функции торфяных болот лесостепной зоны

Торфяные болота в лесостепной зоне выполняют ряд важных экологических функций: являются очагами биоразнообразия, регулятором гидрологического режима прилежащих территорий, выполняют роль пулов и стоков углерода (Assessment 2008, Stocker, 2013, IPCC, 2014). Основная специфика болот как компонентов биосферы заключается в процессе накопления органического материала – торфа, который образуется в результате неполного разложения мертвых остатков растений в условиях избыточного увлажнения. В естественном состоянии торфяные болота

являются стоком атмосферного диоксида углерода, являясь при этом источником метана. Болота оказывают существенное влияние на баланс основных углеродсодержащих парниковых газов (ПГ) – диоксида углерода (CO_2) и метана (CH_4) в системе почва-атмосфера и поэтому играют важную роль в отношении климата (Assessment 2008, Strack et al., 2008, IPCC, 2014). Потоки парниковых газов в болотных экосистемах на территории нашей страны подробно изучены в наиболее заболоченном регионе – Западной Сибири (Глаголев, 2008, 2010, Казанцев, Глаголев, 2008, Клепцова и др., 2010, Наумов и др., 2009, Головацкая и др., 2011, Веретенникова и др., 2017, Panikov et al., 1993, Sabrekov et al., 2011, и др.), в том числе и в ее лесостепной части (Глаголев и др., 2009, Kazantsev et. al., 2010, Наумов, 2009а, 2011, Сабреков 2016а, 2016б). При долговременном рассмотрении отрицательные (с точки зрения климатических изменений) последствия эмиссии метана ниже, чем положительные следствия ассимиляции диоксида углерода (Frolking et al., 2006).

Запасанием значительного объема углерода из атмосферы болота способствовали понижению средней глобальной температуры в предшествующие геологические эпохи, в периоды формирования запасов бурого и каменного угля, и других углеродсодержащих ископаемых (Assessment ..., 2008).

Как и в других природных зонах, в торфяных болотах лесостепи находится значительное количество органического вещества, часто большее, чем в окружающих наземных экосистемах, что делает их ключевым фактором долговременного связывания углерода. Они накапливают и сохраняют его на продолжительное время выполняя важнейшую роль в формировании баланса углеродсодержащих газов, запасая значительное количество атмосферного CO_2 (Asssessment ..., 2008, Юстен, Сирин, 2011).

Помимо ключевого фактора формирования углеродных пулов болотные биогеоценозы лесостепи, в особенности по сравнению с окружающими ландшафтами характеризуются высокой специфичностью условий. Наиболее

значимые из них: высокая влажность субстрата и особый гидрологический режим, анаэробные почвенные условия, труднодоступность питательных веществ, определенный состав газовой фазы почвы, нехарактерный для дренированных местообитаний, особый температурный режим торфяной залежи и, при наличии специфичной болотной растительности, поверхности почвы.

В связи с этим растительные и животные организмы приобрели множество приспособительных особенностей, характерных только для болотных видов. Болота являются очагами распространения эндемичных видов флор и фаун – от 5 до 25% болотных видов проявляют эндемизм в местообитании (Минаева и др., 2011).

Многие болотные виды растений характеризуются особыми чертами: процессы роста и вегетации у сосудистых растений могут происходить в течение всего года, высшие растения в некоторых случаях характеризуются более эффективным протеканием процесса фотосинтеза (Юмагулова, 2007, Минаева и др., 2011), и принадлежностью к С4 типу, свойственному для гигрофитов (Юмагулова, 2007, Некрасова и др., 2007, Минаева и др., 2011).

Экологические взаимосвязи и, в частности, трофические цепи в болотных экосистемах более разнообразны, чем в окружающих их типичных степных и лесостепных ландшафтах. Болотные биогеоценозы являются очагами гнездования, источником пищи, укрытия и местами промежуточных стоянок для перелетных птиц. Помимо видового разнообразия болотные биогеоценозы также характеризуются богатством форм растительных организмов.

Торфяные болота в лесостепной зоне характеризуются бóльшими запасами надземной фитомассы в сравнении с аналогичными болотными типами в подзоне Южной тайги (Косых, 2009), а также окружающими ландшафтами. Таким образом, они запасают значительные объемы углерода не только в торфе, но и в живой биомассе.

В то же время, антропогенно нарушенные торфяные болота в условиях степи и лесостепи, в особенности, подвергшиеся осушению, в силу климатических и гидрологических особенностей характеризуются более высокими скоростями минерализации торфа (Степанова и др., 2009), чем их аналоги в менее засушливых и жарких регионах, что может приводить к крайне быстрой его деструкции и высвобождению запасенного углерода в атмосферу. Важную роль в этом отношении играют торфяные пожары, которые часты на нарушенных торфяниках степной и лесостепной зон.

Поддержание естественного гидрологического режима торфяных болот аридных местообитаний одна из основ сохранения их растительного покрова, а также запасов углерода в торфе.

1.3. История изучения торфяных болот лесостепной зоны ЕТР

Наиболее ранние работы (Рябинин, 1867, Космовский, 1890, И.И. Сапрыгин 1896, Фомин, 1898 – цит. по Гришуткин, 2015, Гришуткин, 2013), посвященные изучению торфяных болот лесостепной зоны ЕЧР, относятся ко второй половине XIX века. Их появление во многом было связано с началом сельскохозяйственного освоения торфяных болот (которые привлекали внимание как наиболее продуктивные местообитания в условиях недостатка увлажнения и высокой востребованности пахотных земель), а также увеличившимся интересом к использованию торфа в качестве топлива.

Позднее, в начале XX века с развитием торфодобывающей промышленности расширяются работы по изучению географии и свойств торфяных болот (Г.И. Танфильев, 1985, 1900, А.Ф. Флеров, 1914, 1922, В.Н. Сукачев, 1926, В.С. Доктуровский, 1935 и др.), в том числе в зоне лесостепи (А.Ф. Флеров, 1936, В.С. Доктуровский, 1914).

Торфяные болота в пределах степной и лесостепной зон республики Башкортостан (кроме Башкирского Зауралья) рассмотрены в докторской диссертации Е.М. Брадис (1951). Представлены свойства растительного покрова, географическое районирование, классификация по типу питания и

ботаническому составу торфа, а также характеристикам торфяных залежей – в том числе по степени пригодности для промышленного освоения (при этом отмечено, что средняя площадь торфяных болот в границах промышленной глубины (0.5 м) не превышает 50 га). Работу резюмирует заключение о целесообразности освоения торфяников республики Башкортостан исходя из изученных свойств залежей, подчеркивается важность их промышленного освоения, что в первую очередь говорит о прикладном аспекте их изучения.

В классической монографии Н.И. Пьявченко «Торфяники Русской лесостепи» (1958) освещено распространение торфяных болот на территории от границы Украины на западе до Башкирии и Оренбургской области на востоке (в частности: Белгородской, Курской, Орловской, Тамбовской, Липецкой, Воронежской, Пензенской, Самарской и Ульяновской областей, а также республик Мордовия и Татарстан, хотя северные их окраины относятся уже к лесной зоне). Торфяные болота рассмотрены в широком смысле, как природные образования, характеризующиеся накоплением гумифицированных растительных остатков в условиях слабой аэрации и высокой влажности. Они изучены в двух основных аспектах: научном (образование и развитие в условиях недостатка увлажнения, классификация и палеогеографические характеристики) и прикладном (как источник топлива и органического субстрата).

Закономерности развития, комплексное районирование и эволюция болотных экосистем под действием антропогенных факторов освещены в работах К.Ф. Хмелева (1975, 1980, 1985). Болота рассмотрены в биогеоценотическом аспекте – как «гомеостатическая система взаимосвязей компонентов природы с преобладающими аккумуляционными процессами», при этом прикладные вопросы их использования освещены в меньшей степени. Географически район изучения охватывает Центральное Черноземье, а именно: Воронежскую, Липецкую, Тамбовскую, Курскую, Белгородскую и Орловскую области.

Ряд современных работ посвящен торфяным болотам лесостепной зоны ЕЧР, однако наибольшее внимание уделено ботаническому аспекту их изучения (Благовещенский, 2001, 2006, 2014, Волкова, 2007, 2018, Мартыненко, 2010, 2012а, 2012б, 2017, Гришуткин, 2011, 2013, Зацаринная 2011, 2015, Баишева и др., 2012, 2015, Юрковская, 1992, 2018, Minayeva et. al., 2016, Sirin et. al., 2010). При этом антропогенно нарушенные торфяники во многих случаях не рассматриваются, хотя осушение и даже частичное изъятие залежи не всегда приводит к полной утрате свойств, характерных для торфяных болот: запаса углерода, потоков парниковых газов, накопления влаги и пр. После прекращения антропогенного воздействия или в результате целенаправленных мероприятий, например, при искусственном обводнении, нарушенные торфяные болота способны к восстановлению болотной растительности и других свойств, характерных для болот (Медведева и др., 2011, 2017, Sirin et. al., 2018).

1.4. Изменение свойств торфяных болот в результате хозяйственной деятельности

Торфяные болота лесостепи использовались как источник органического субстрата и земель для сельского хозяйства, а в определенные периоды и как топливный ресурс. Однако, избыточное увлажнение торфяных болот затрудняло их хозяйственное освоение (в т.ч. в качестве пастбищ и сенокосов – что в наибольшей степени актуально для засушливых условий лесостепной зоны) в результате чего многие из них были осушены. Наиболее сильные нарушения структуры и функционирования болотных биогеоценозов затронули те из них, на которых был произведен комплекс мероприятий, направленных на торфодобычу. Была произведена не только прокладка дренажной сети каналов (для отвода избытка влаги за пределы болотного массива) с целью глубокого дренажа, но и удаление надземной растительности, очеса и верхнего (10-20 см) слоя торфа.

При этом особый интерес вызывали болота речных долин, имеющие относительно большие размеры. В результате, значительная часть торфяных болот степной и лесостепной зон ЕТР, которые в настоящее время в подавляющем большинстве относятся к категории земель сельскохозяйственного назначения, за последние три четверти века была осушена и освоена (Торфяные…, 2001).

С конца XX века в силу политических и экономических причин интенсивность освоения торфяных болот стала сокращаться. Многие из них остались без рекультивации, хотя в исключительных случаях она была проведена силами местного населения путем вторичного обводнения, что демонстрировало свою эффективность (Ильясов и др., 2017, 2018). Тем не менее, значительная часть сельскохозяйственных земель с торфяными почвами перестала использоваться (Торфяные ..., 2001, A Quick scan ..., 2009) в результате нарушения гидрологического режима почв, их физико-химических характеристик – в частности засоления, уплотнения верхних горизонтов почвы и других причин.

Дальнейшее использование таких угодий оказалось экономически неэффективным, и в настоящее время многие из них оказались заброшены и зарастают сорной растительностью. Некоторые используются как пастбища и сенокосы, все еще отличаясь большей продуктивностью по сравнению с окружающими минеральными землями, что в еще большей степени способствует деградации данных территорий и уменьшает их устойчивость при аридизации климата (Торфяные…, 2001).

Важным фактором деградации торфяных болот в условиях степи и лесостепи являются потери углерода путем эмиссии парниковых газов (Ильясов…, 2017). В результате нарушения гидрологического режима естественных торфяных болот путем осушения происходит понижение среднего многолетнего уровня почвенно-грунтовых вод. Граница анаэробной зоны сдвигается вниз, в результате чего аэрация верхних горизонтов торфа улучшается и процессы разложения органического вещества вытесняют

процессы торфонакопления. Минерализация торфа сопровождается окислением органического вещества и эмиссией диоксида углерода в атмосферу.

При этом скорость деструкции торфяной залежи, в совокупности с дыханием почвенно-растительного яруса могут преобладать над фотосинтетической активностью зеленых растений, в результате чего углеродный баланс экосистемы становится отрицательным, и она начинает функционировать как источник углерода.

ГЛАВА 2. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1. Объект исследования

Исследования проводились на осушенном болотном массиве в урочище Берказан-Камыш (центр – 54º15′30″ с.ш., 54º40′04″ в.д.), которое является одним из крупнейших в Республике Башкортостан и вообще в лесостепной и степной зонах Европейской части России. Протяженность – 5.8 км с запада на восток и 1.9 км с севера на юг, площадь – более 900 га. Торфяник расположен на территории Природного парка «Аслы-Куль» (Мулдашев и др., 2010) (рис. 2.1). Согласно физико-географическому районированию торфяник Берказан-Камыш находится в наиболее остепненной части южной лесостепи Западной Башкирии (Физико…, 1964), а по ботанико-географическому – в степной зоне (Кучеровская-Рожанец и др., 1941, Горчаковский и др., 1988).

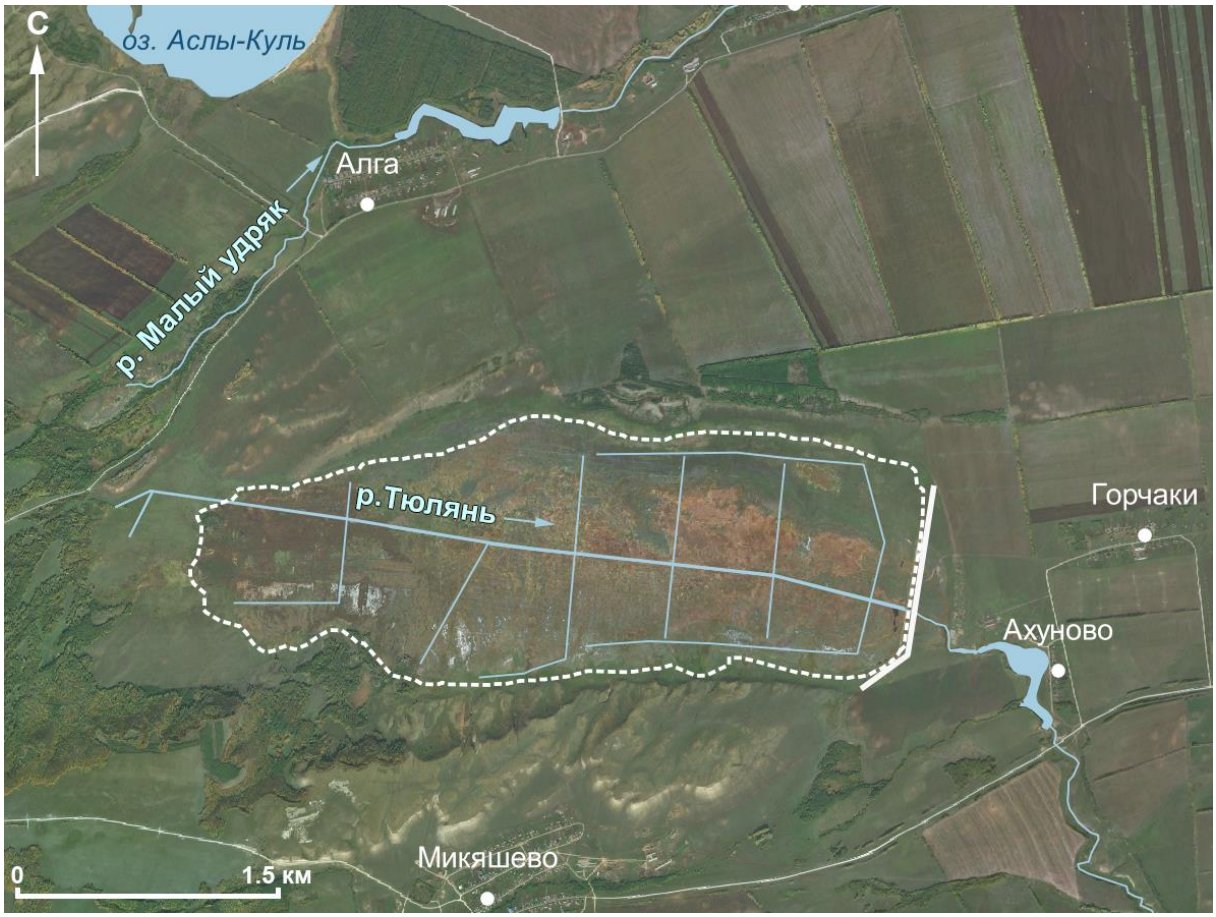

Рисунок 2.1 – Расположение торфяника Берказан-Камыш, Природный парк Аслы-Куль, Республика Башкортостан.

Сумма активных температур для данной территории 2100°-2500°, сумма осадков за период с температурой воздуха >10°С – 200-250 мм, в среднем за год – 450 мм (Гареев и др., 2010).

С севера, юга и запада торфяник замкнут холмами с относительно крутыми склонами (до 9° у подножия и более выше по склону), которые в период активного снеготаяния или обильных осадков выполняют роль водосбора, обеспечивающего дополнительное увлажнение территории торфяника. Общая площадь водосбора торфяника оценивалась (Материалы…, 1938) в 3200 га. Высота окружающих холмов достигает 250-300 и более метров над уровнем моря.

Согласно архивным данным, (Материалы…, 1938) склоны с юга были сплошь покрыты древесной растительностью, преимущественно березой, осиной, липой и дубом. Высота деревьев достигала 7 метров, а диаметр на уровне 1.5 м достигал 5-6 см. В настоящее время деревья достигли в высоту 10-15 м, в диаметре до 40-45 см.

Суходолы, прилегавшие к торфянику с восточной стороны, характеризовались чередованием с заболоченными участками, и незначительными, толщиной до 0.5-0.7 м торфяными прослойками. Суходолы, прилегавшие с севера – волнистым рельефом, переходящим по направлению к озеру Аслы-Куль в заболоченную равнину и пойму реки Аслы-Удряк (в н. в. – Малый Удряк). Почвы окружающих ландшафтов – черноземные со значительным количеством каменистых включений. Суходолы западнее торфяника – низина, которая затем сменяется холмистым рельефом. Микрорельеф низинной части был изрезанный, почвы – черноземы, чередующиеся с подзолами и, изредка – торфяными. С запада на восток торфяник ранее пересекала река Тюлянь, которая в настоящее время в его границах является магистральным каналом мелиоративной системы.

Согласно данным о детальной разведке торфяника Берказан-Камыш (Материалы...1938) от 1934 года дно торфяника характеризовалось постепенным углублением от окрайки к центру. Максимальная глубина

торфяной залежи достигала 4 метров, в частности, в центральной и западной частях торфяника. По более поздним материалам торфоразведки, которая была выполнена в 1970-х годах, площадь торфяного месторождения, расположенного в западной части торфяника, составляла 267 га по нулевой и 185 га по промышленной глубине (не менее 0.7 м) залежи, максимальная глубина – 3.9 м, средняя – 2.2 м, торф – низинного типа, запасы которого оценивались в 1298 тыс. т. (Гуленюк и др., 1989).

Также, согласно архивным данным (Материалы...1938), древесный ярус растительности, который занимал южную и западную окрайку торфяника, состоял из кустарников ивы, ольхи и частично березы высотой до 4 метров и диаметром до 3 сантиметров. Кустарниковая растительность в западной части торфяника произрастала в виде отдельных куртин, и лишь в северо-западной части образовывала сплошные заросли. Южная часть торфяника, в особенности склоны, были также покрыты мелкими кустарниками ивы, березы и ольхи, при этом площадь, занимаемая древесной растительностью, достигала 50%. Центральная и восточная часть торфяника древесной растительностью занята не была. Травяной покров был представлен в виде сообществ осок, тростника, сабельника и других луговых трав. Обширные территории здесь были заняты сообществами осок и полыни, покрывающими всю поверхность торфяника густым покровом высотой до 0.5 м (Материалы…, 1938).

Моховой покров, был представлен лишь в виде угнетенного мха гипнума, занимающего увлажненные участки торфяника, в частности близ родников. Вся площадь торфяника и, в особенности, западная и северо-восточная часть, были покрыты осоковыми кочками высотой до 0.3 м и диаметром до 0.2 м. Процент площади, занимаемой кочками, составлял 60%. Юго-восточная часть торфяника характеризовалась выровненным микрорельефом, лишенным кочек и пней. В юго-западной части торфяника близ выклинивающихся из склонов родников были описаны три крупные мочажины площадью до 134 га (Материалы…, 1938).

Торфяная залежь характеризовалась тростниково-осоковым составом. Верхняя часть торфяной залежи почти целиком (на 75%) состояла из остатков осок, нижележащие пласты – осок и тростника. Степень разложения торфа варьировала в пределах 80-35%, со средним значением 60% и увеличивалась с глубиной (табл. 2.1) (Материалы…, 1938).

Таблица 2.1

Степень разложения торфа по глубинам согласно архивным данным (Материалы..., 1938)

Глубина, м	**Степень разложения,%**	**Среднее,%**
0-0.5	35-70	48
0.5-1.0	40-65	52
1.0-1.5	50-65	55
1.5-2.0	55-65	61
2.0-2.5	60-70	64
2.5-3.0	60-70	67
3.0-3.5	65-80	73

Средняя зольность торфа варьировала в пределах 16.8-73.1%, при средней величине 26.1% (данные по зольности на абсолютно сухое вещество).

Таблица 2.2

Зольность торфа по глубинам согласно архивным данным (Материалы…, 1938)

Глубина, м	**Зольность,%**	**Среднее,%**
0-0.5	35-17	27
0.5-1.0	36-17	26
1.0-1.5	35-17	24
1.5-2.0	37-18	29
2.0-2.5	45-21	29
2.5-3.0	43-27	36

В течение XX века территория торфяника неоднократно подвергалась торфяным пожарам. Согласно архивным данным (Материалы...1938) в 1933 году и частично в 1934 в восточной части торфяника на территории около 15 га торфяная масса выгорела на полную глубину, в результате чего образовались понижения до 0.5 м. Торфяные пожары, по сообщениям местных жителей, значительно участились после осушения в начале 1970-х годов.

После проведения мероприятий по осушению торфяника сформировались высокопродуктивные луговые сообщества, а после разработки торфа большая часть территории была распахана. Ландшафтное расположение урочища Берказан способствует накоплению наилка, поступающего с прилегающих склонов с талыми и ливневыми водами. Русла водотоков врезаются в коренные породы, представленные аргиллитами известково-гипсового состава. Несмотря на слабую растворимость этих пород, многолетний сток привел к повышению минерализации воды и накоплению солей в почвенно-грунтовой толщи болота (Природные условия… 2018).

Также в результате эрозии окружающих торфяник склонов (особенно в южной его части) вдоль их подножия формируются погребенные профили минеральных и органических почв, что приводит к уменьшению доступности богатых углеродом и азотом почвенных горизонтов для растений (Природные условия… 2018).

После проведения осушительной мелиорации и плантажной вспашки на поверхность были выведены глеевые горизонты болотных почв. В условиях отрыва капиллярной каймы произошло очаговое засоление сульфатного или сульфатно-хлоридно-карбонатного типа, что привело к резкому снижению плодородия почв этого урочища. Надежды получить высокие урожаи не оправдались, в итоге огромные площади превратились в заброшенные земли, которые в настоящее время частично используются для пастьбы скота (Природные условия… 2018).

Для предотвращения торфяных пожаров в 1998 году была построена дамба с целью обводнения неиспользуемой части торфяника. В 1999 году часть дамбы на магистральном канале была размыта паводком, задержание воды практически прекратилось, однако за короткий период своего существования она успела продемонстрировать свою эффективность (Природные условия… 2018).

2.2. Методы исследования

2.2.1. Растительный покров

Современное состояние растительного покрова осушенного торфяника Берказан-Камыш было изучено при помощи комплексного подхода: непосредственно в ходе полевых работ, а также при помощи методов дистанционного зондирования земли (ДЗЗ) из космоса.

В ходе геоботанических обследований (заложено 55 площадок размером 10×10 м, распределенных по территории торфяника) произведен учет видового и численного состава растительности, оценено проективное покрытие деревьев, кустарников, трав и мхов, а также средняя, минимальная и максимальная высота трав. Для определения видов растений использовался «Определитель высших растений Башкирской АССР» (Алексеев, 1988, 1989). Видовые названия всех растений даны в соответствии со сводкой С.К. Черепанова (Черепанов, 1995) и другими современными таксономическими работами. К последним относятся «Флора Восточной Европы» и монографические таксономические обработки по отдельным группам (семействам, родам, секциям).

На основании полученных геоботанических данных были выявлены растительные сообщества, наиболее часто встречающиеся на территории торфяника Берказан-Камыш. С использованием спутниковой съемки сверхвысокого разрешения изучено их пространственное распространение. Для этого в программном пакете «Scanex Image Processor 4.2» произведена классификация изображения спутникового снимка территории торфяника в автоматизированном режиме по методу ISODATA. Были использованы 4 спектральных канала с пространственным разрешением 2.0 м мультиспектральной космической съемки со спутника Pleiades, дата съемки – 27 мая 2015 г. Формат снимка – GeoTiff, 16 бит, проекция UTM, система координат – WGS-84, проведена дополнительная ортокоррекция по модели SRTM.

2.2.2. Почвенный покров

Классификационное положение почв было определено по системе 1977 года (Егоров, 1977), в которой учитываются факторы почвообразования, что особенно важно для антропогенно-преобразованных почв, а также согласно классификации почв России (Полевой…, 2008) и WRB-2014 (IUSS…, 2014).

Почвенный покров был изучен по 50 прикопкам, в 11 из которых были взяты образцы до глубины 30-50 см на объемный вес с шагом 10 см, элементный состав и зольность (с шагом 5 см). Содержание общего углерода (C), азота (N) и серы (S) определено в химико-аналитической лаборатории ИЛАН РАН на CNHOS анализаторе (Vario Micro cube, Elementar, Германия) в двукратной повторности. Влажность почвы и объемный вес – весовым методом после сушки при температуре 110°C в течение суток, зольность образцов – прокаливанием в муфельной печи при температуре 825°C с последующим взвешиванием на аналитических весах (ГОСТ…, 1983, Лиштван, 1989). Корни перед определением зольности и элементного состава были удалены из образцов почвы. Учет содержания корней проводили послойно с шагом 10 см до глубины 20 см в почвенных монолитах размером 10×10×20 см. Корни отмывали от почвы после предварительного замачивания в теплой воде. Затем просушивали до воздушно-сухого состояния. Корни диаметром менее 2 мм считались «мелкими», более – «крупными», их отдельно взвешивали на лабораторных весах.

Гранулометрический состав почв определяли «мокрым» полевым методом (Качинский, 1958), кислотность и электропроводность воды – полевым pH-метром (HI 98129 Combo, Hanna Instruments, США), кислотность почвы – в водных вытяжках (Иономер лабораторный И-160МИ, ООО Измерительная техника, Москва).

Ботанический состав торфа (Кордэ, 1960, Skrypnikova et.al., 2011) был проанализирован на 7 сайтах торфяника. Усредненную пробу массой 20-30 г после предварительного замачивания горячей водой в течение суток промывали на сите с диаметром ячеек 0.25 мм под струей воды. Надситовый

остаток в стеклянной таре и заливали 2% раствором NaOH на несколько часов. Затем повторно промывали на сите с одновременным отмучиванием органической составляющей. Освобожденный от гумусовых и минеральных компонентов материал просматривался под микроскопом МИКМЕД 5 (АО «ЛОМО», Санкт-Петербург, Россия) при увеличении в 56-80 раз. Процентные соотношения между видами растений устанавливались глазомерно в зависимости от площади, занимаемой остатками того или иного вида в поле зрения микроскопа (Методы исследования..., 1939).

Для определения ботанических остатков использовали атласы растительных остатков в торфе (Кац и др., 1977; Домбровская и др., 1959). Для определения степени разложения торфа усредненную пробу массой 3-5 г наносили на отмытую фотопластинку и, разбавив водой (3-5 капель), равномерно распределяли по всей поверхности. В подготовленном препарате глазомерно определяли процентное соотношение гумуса биологических остатков. Просмотрев для каждого образца 10 полей зрения, считали среднее значение степени разложения (Куликова, 2006). Для образцов, в которых содержание гумуса превышало 70%, степень разложения не определяли.

Радиоуглеродные датировки торфа были проведены в Геологическом институте РАН. Для калибровки полученных радиоуглеродных датировок (calBP) была использована программа Calib 7.0.4 (Stuiver et al., 2005), обновленная рекомендованным набором данных IntCal 09 (Reimer et al., 2009). Калибровка была выполнена с вероятностью 95.4%.

Картографирование почвенного покрова выполнили на основе модели углов наклона поверхности (МУП), полученную при помощи инструмента Terrain Analysis в программном пакете «SagaGIS» поданным цифровой модели высот (ЦМВ) SRTM (дата публикации данных – 23 сентября 2014 года, пространственное разрешение 30 м, формат снимка – GeoTiff (16 бит), система координат – WGS-84 (Earth explorer-электронный ресурс)). Статистические характеристики МУП поверхности в границах торфяника Берказан-Камыш: число пикселей – 11723, среднее значение угла наклона поверхности (в

градусах) 0.41°, медиана 0.22°, стандартное отклонение 0.70°, минимальное и максимальное значения 0.002° и 9.16° соответственно, После построения МУП была проведена классификация с обучением (Supervised classification) при помощи алгоритма «Minimum Distance» на основании 50 точек, для которых было известно квалификационное положение почв и координаты GPS.

2.2.3. Характеристика гидрологических условий

Для гидрологической характеристики торфяника были использованы данные космической съемки высокого и сверхвысокого разрешения, полевых маршрутов и архивных документов (Материалы…, 1939, Гуленюк и др., 1989). Уровень почвенно-грунтовых вод определяли прямым и косвенным путем. В первом случае производилось вскрытие почвенного профиля и измерение УПГВ после его установления, во втором он оценивался на основе данных ближайших точек с измеренным УПГВ с поправкой на рельеф местности и учетом растительности как индикатора.

Полученные значения представлены в виде диапазонов минимального и максимального наблюдаемого УПГВ, характерного для летнего периода. Для круглогодичного мониторинга УПГВ в обводненных понижениях рельефа были установлены автоматические датчики Mini- и BaroDiver (Schlumberger, Нидерланды). Местоположение родников и точек отбора проб воды были зафиксированы по GPS навигатору и перенесены в ГИС. Кислотность (pH) и электропроводность (μS) воды определяли полевым pH-метром (HI 98129 Combo, Hanna Instruments, США), концентрацию растворенного общего органического и неорганического углерода – в лаборатории ИЛАН РАН на анализаторе Vario TOC Micro Cube (Elementar, Германия).

2.2.4. Климатическая характеристике периода наблюдений

Полевые работы были проведены в летние месяцы 2015 и 2016 годов (рис. 2.2), которые были достаточно контрастны по погодным условиям. В сравнении со средними (в период с апреля по октябрь) значениями

температуры воздуха (13ºС) и количеством (353 мм) выпавших в предыдущие годы осадков (2011-2014 гг., усредненные данные метеостанций Аксаково, Туймазы, Уфа – более ранние даты недоступны за исключением аномального 2010 г. (погоды)), 2015 год был средним: выпало 382 мм осадков, и воздух в среднем прогревался до 13ºС. Напротив, 2016 год оказался более сухим: количество выпавших в течение вегетационного периода (апрель-октябрь) осадков составило 264 мм, что на 40% меньше, чем в 2015 году и на 30% меньше, чем в среднем за предыдущие годы. Средняя температура воздуха в течение всего периода при этом осталась неизменной (13ºС), однако в течение августа, предшествовавшего полевым работам в 2016 году, среднемесячная температура превышала аналогичный показатель в 2015 году на 2-5ºС.

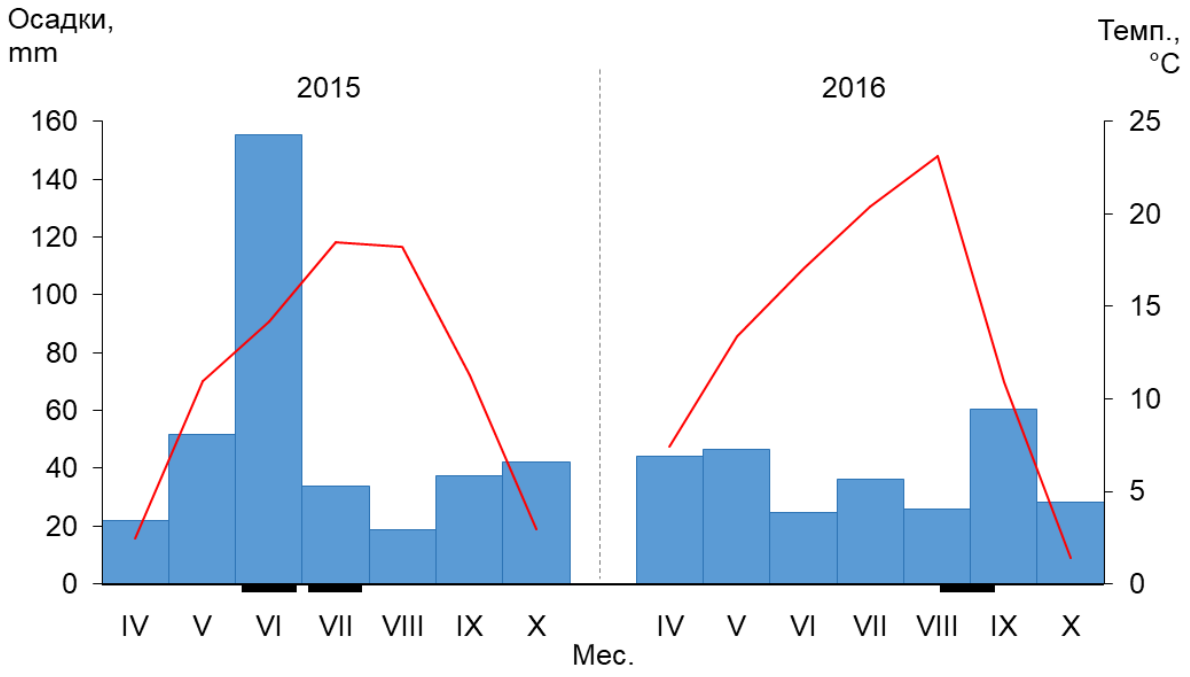

Рисунок 2.2 – Среднемесячная температура воздуха (линии), осадки (столбцы) в периоды наблюдений (маркеры) в 2015-2016 г. на торфянике Берказан-Камыш

2.2.5. Потоки диоксида углерода и метана

Измерения потоков диоксида углерода и метана были проведены в летние периоды 2015 и 2016 гг. при помощи статического камерного метода с использованием портативного газоанализатора LGR UGGA (Los Gatos Research, США, точность измерения концентрации CH – 2 ppb, CO – 300 ppb,

H2O – 200 ppm). Частота измерения концентраций – 1 раз в секунду, продолжительность экспозиции – от 3 до 10 мин в зависимости от величины потока. Для оценки скорости dc/dt (мг/кг $ч^{-1}$) изменения концентрации CO_2 и CH_4 в камере использовали метод наименьших квадратов, исходя из допущения о стационарности этого показателя в течение экспозиции. Поток (E, мгС $м^{-2}$ $ч^{-1}$) рассчитывали по формуле $E = (dc/dt \times V \times 12 \times 22.4^{-1})/s$, где V – объем воздуха в камере ($м^3$), s – площадь горизонтального сечения камеры ($м^2$).

Измерения проводились прозрачными камерами и светонепроницаемыми – закрытыми чехлами из фольгированного пенополиэтилена, который дополнительно снижал их нагрев. Прозрачные камеры использовались для измерения чистого обмена диоксида углерода между экосистемой и атмосферой (Net Ecosystem Exchange – NEE), непрозрачные для измерения дыхания экосистемы (Reco) или валового дыхания (Ecosystem Respiration). Поток метана оценивался по обоим типам камер.

Камеры были изготовлены из прозрачного оргстекла толщиной 4 мм и для отбора проб снабжались пробоотборниками с силиконовыми шлангами. Их устанавливали на квадратные металлические основания площадью 0.16 м2 с глубиной врезки в почву 10 см. В желоб основания, функционирующий как гидрозатвор, наливали отстоянную колодезную воду. Воздух в камерах перемешивался вентиляторами (одним в случае камеры объемом 0.048 $м^3$ и двумя в случае камер объемом 0.16 и 0.32 $м^3$) с расходом воздуха 0.88 $м^3$/мин. Размер камер зависел от растительности: например, для Carex riparia, *Poa angustifolia* и *Hordeum jubatum* использовались камеры высотой 0.35 м, для *Phragmites australis*, *Potentilla anserina* и *Calamagrostis epigeios* – 1 м, а для *Typha angustifolia* – 2 м.

Температуру почвы измеряли портативным электронным термометром «Checktemp HI98501» (Hanna Instruments, США) на глубинах 0, 2 и 10 см. Интенсивность ССР (в 2015 году) измеряли термоэлектрическим пиранометром Янишевского, подключенным к логгеру EMS 32A (Environmental Measuring Systems Brno, Czech Republic), с частотой

непрерывной регистрации 1 раз в 3 секунды. В 2016 году для регистрации фотосинтетически активной радиации (ФАР) использовался PAR-сенсор с логгером Minikin QTHi (EMS Brno, Czech Republic).

Для расчета динамики потоков чистой первичной продуктивности и экосистемного дыхания в течение вегетационного периода (с учетом суточных колебаний) использовали уравнение кинетики Михаэлеса-Ментен (Michaelis and Menten, 1913) и уравнение Аррениуса в модификации Ллойда-Тейлора (Lloyd and Taylor, 1994) соответственно. В качестве входных данных в первом случае были использованы измеренные потоки диоксида углерода и величина фотосинтетически активной радиации; потоки диоксида углерода и температура воздуха или почвы (в каждом случае выбирали параметры с наилучшим коэффициентом корреляции) во втором. Длина светового дня была скорректирована в течение вегетационного периода с использованием открытых источников (Длина светового… [Электронный ресурс]).

Для расчета динамики потоков метана в течение вегетационного периода использовано экспоненциальное уравнение зависимости потока метана от температуры почвы и уровня почвенно-грунтовых вод. Данные взаимосвязи были описаны ранее в многочисленных работах (Svensson, 1984, Dise et al., 1993, Dunfield, et. al., 1993, Westermann, 1993, Laine, et al., 1995, Granberg, et al., 1997, Bergman, et al., 1998, Sirin, et al., 1998, Kettunen et al., 2000, Tuittila et al., 2000, Laine et al., 2007, Rinne et al., 2007, Wilson et al., 2009, Суворов и др., 2016). В качестве входных данных были использованы результаты измерений потоков метана, УПГВ и температуры почвы, полученные в результате полевых работ 2016 года.

Для проведения расчетов и определения параметров моделей использовали программу Statistica (StatSoft, USA) – инструмент множественной нелинейной регрессии, а также программный пакет Excel (Microsoft, USA) для построения линейных регрессионных моделей, расчета среднего и стандартного отклонения др.

ГЛАВА 3. ХАРАКТЕРИСТИКА ОСУШЕННОГО ТОРФЯНИКА БЕРКАЗАН-КАМЫШ

3.1. Основные растительные сообщества и их распространение

Наиболее широко представлены солончаковатые луговые сообщества (класс 1) с ячменем Невского (*Hordeum nevskianum* Bowden), овсяницей тростниковидной или Регеля (*Festuca regeliana* Pavl.), мятликом луговым (*Poa pratensis* L.), болотницей пятицветковой (*Eleocharis quinqueflora* (F. X. Hartm.) O. Schwarz), подорожником солончаковым (*Plantago salsa* Pall.), одуванчиком бессарабским (*Taraxacum bessarabicum* (Hornem.) Hand.-Mazz.) и др., которые приурочены к хорошо дренированным участкам с УПГВ, не превышающим даже в периоды активного увлажнения 170-50 см ниже уровня дневной поверхности (средний УПГВ на изученных сайтах – 120±49 см ниже уровня почвы). На многих участках данного типа сообществ явным доминантом выступает адвентивный сорняк ячмень гривастый (Hordeum jubatum L.). Эти сообщества на некоторых участках переходят в небольшие пятна солончаков с бескильницей длинночешуйной (*Puccinellia dolicholepis* V. Krecz.), полынью селитряной (*Artemisia nitrosa* Web.), шведкой лежачей (*Suaeda prostrata* Pall.) и др. (рис. 3.1) (Ильясов и др., 2018).

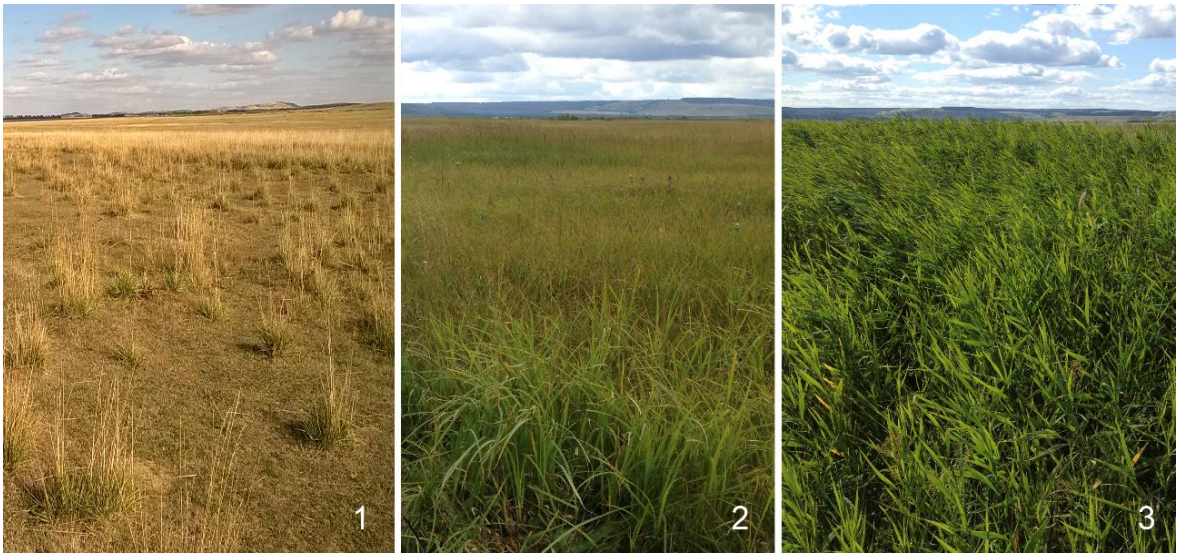

Рисунок 3.1 – Основные растительные сообщества: 1 – солончаковатые луговые, 2 – влажно-луговые слабо солончаковатые, 3 – увлажненные тростниково-осоковые.

Влажно-луговые слабо солончаковатые сообщества (класс 2) с вейником наземным (*Calamagrostis epigeio*s (L.) Roth), овсяницей Регеля, мятликом луговым, молинией голубой (*Molinia caerulea* (L.) Moench), полевицей столонообразующей (*Agrostis stolonifera* L.), бодяком съедобным (*Cirsium esculentum* (Siev.) C. A. Mey.) и др. характеризуются более стабильным увлажнением почвы в течение сезона с УПГВ от 100 см ниже поверхности почвы, а в период весеннего снеготаяния достигающим 10 см выше ее поверхности (средний УПГВ на изученных сайтах – 80±28 см ниже уровня почвы). На более уплотненных в результате выпаса почвах, обычно вокруг выклинивания ключей, формируются низкотравные и засоренные пастбищные варианты с щучкой дернистой (*Deschampsia cespitosa* (L.) Beauv.), клевером земляничным (*Amoria fragifera* (L.) Roskov), клевером ползучим (*Amoria repens* (L.) C. Presl.), лапчаткой гусиной (*Potentilla anserina* L.) и с массой сорных видов (Ильясов и др., 2018).

Пониженные участки с УПГВ от 60 см ниже поверхности почвы до 35 см выше нее (средний УПГВ на изученных сайтах – 10±31 см ниже уровня почвы) заняты увлажненными тростниково-осоковыми сообществами (класс 3) с тростником южным (*Phragmites australis* (Cav.) Trin. ex Steud.), осокой береговой (*Carex riparia* Curt.), клубнекамышом морским (*Bolboschoenus maritimus* (L.) Palla), лабазником вязолистным (*Filipendula ulmaria* (L.) Maxim.) и др., а непосредственно вдоль осушительных каналов и в локальных понижениях рельефа встречаются избыточно увлажненные тростниково-рогозовые сообщества с тростником южным, полевицей столонообразующей, рогозом узколистным (*Typha angustifolia* L.), камышом озерным (*Scirpus lacustris* L.) и др. (Ильясов и др., 2018).

Результаты классификации растительного покрова, а также сайты измерений потоков ПГ, изучения свойств почв и растительности изображены на рисунке 3.2. Растительный покров торфяника Берказан-Камыш характеризуется крайне высокой мозаичностью, выделенные в результате картографирования классы распределены по его территории неравномерно:

576 га – солончаковато-луговые, 105 га влажно-луговые слабо солончаковатые и 180 га – тростниково-осоковые сообщества. Солончаковато-луговые сообщества расположены преимущественно в периферийной части урочища, однако встречаются и в его западной оконечности, характеризующейся ранее наибольшим распространением торфяных почв. Влажно луговые и тростниково-осоковые в целом приурочены к понижениям рельефа в центральной части урочища.

Также был выделен класс избыточно увлажненных тростниково – рогозовых сообществ с тростником южным, полевицей столонообразующей, рогозом узколистным (*Typha angustifolia* L.), камышом озерным (*Scirpus lacustris* L.) и др., который представлен непосредственно вдоль осушительных каналов, в локальных понижениях рельефа (рис. 3.2, синий) и занимает площадь около 39 га. Однако, из-за весьма высокого УПГВ (50-100 см над уровнем почвы) его изучение в полевых условиях было крайне затруднено и в дальнейшем он не рассматривается (Ильясов и др., 2018).

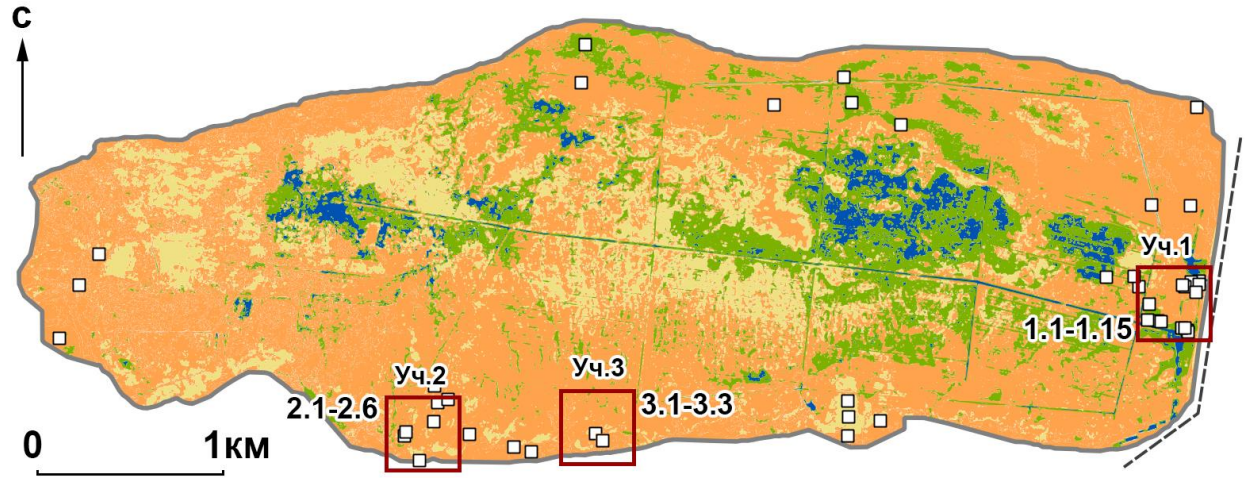

Рисунок 3.2 – Основные растительные сообщества: солончаковатые луговые (■), влажно-луговые слабо солончаковатые (■) и увлажненные тростниково-осоковые (■). Выделены избыточно увлажненные тростниково-рогозовые сообщества (■), которые подробно в работе не рассматриваются. Точки – участки описаний растительности, квадраты – участки измерений потоков газов, пунктир – дамба.

3.2. Основные почвенные разности, и их свойства

На изученных участках торфяника диагностированы четыре основные разности почв: лугово-черноземные солончаковатые бескарбонатные суглинистые (классификация почв России – черноземы квазиглеевые солончаковые бескарбонатные суглинистые; WRB – Relictigleyic Chernozems (вдоль южной части торфяника)), луговые обычные глинистые (гумусово-квазиглеевые глинистые; Eutric Gleysols), мелиорированные торфяные низинные освоенные (торфоземы агроминеральные глеевые; Eutric Drainic Sapric Histosols) и болотные низинные торфяно-глеевые (торфяные эутрофные маломощные; Eutric Sapric Histosols). В случае мелиорированных почв под освоением подразумевается осушение и их последующее использование под сенокосы и пастбища (Ильясов и др., 2018, Природные условия… 2018).

Также вдоль южной границы торфяника у подошвы холмов диагностированы лугово-черноземные солончаковатые бескарбонатные суглинистые погребенные почвы (классификация почв России – черноземы квазиглеевые солончаковые бескарбонатные суглинистые стратифицированные; WRB – Relictigleyic Chernozems (Novic)), занимающие крайне незначительную площадь; в понижениях рельефа с тростниково-рогозовой растительностью и УПГВ выше поверхности почвы – маломощные луговые обычные глинистые почвы (гумусово-квазиглеевые глинистые; Eutric Gleysols). Физико-химические свойства данных почвенных разностей подробно не изучались, однако их пространственное распределение рассматривается в соответствующем разделе (Ильясов и др., 2018, Природные условия… 2018).

Содержание (% по массе) углерода в верхних 30 см почвенного профиля варьировало для различных почвенных разностей в широких пределах: 1.4-15.0 (7.6 – медиана) для лугово-черноземных солончаковатых почв; 5.1-8.9 (7.3) для луговых; 2.8-32.4 (14.8) для мелиорированных торфяных и 6.7-32.8 (14.3) для низинных торфяных почв (Ильясов и др., 2018).

Содержание N и S (% по массе) для тех же почв составило: N – 0.04-0.93 (0.57); 0.18-0.56 (0.38); 0.09-2.25 (1.06); 0.39-1.30 (1.02); S – 0.11-3.17 (0.60);

0.11-1.36 (0.34); 0.04-9.21 (1.45); 0.65-2.28 (1.27). соответственно. Медианы отношений C: N варьировали в пределах 12.5-48.1(14.2); 14.0-31.7 (19.0); 11.3-33.2 (14.2); 13.7-31 (14.3). Медиана зольности (% по массе) для лугово-черноземных солончаковатых почв в слое 0-10, 11-20 и 21-30 см составила 75, 85 и 90, для луговых – 82, 81 и 85, для мелиорированных торфяных 62, 59 и 64 и для низинных торфяных почв 76, 76 и 65. Медиана объемного веса (г/см^3) на тех же глубинах составила 0.74, 0.82 и 1.43 для лугово-черноземных солончаковатых почв. 0.76. 1.11 и 1.44 для луговых. 0.50. 0.43 и 0.61 для мелиорированных торфяных и для низинных торфяных почв 0.72. 0.78 и 0.78 (рис. 3.3). pH водной вытяжки варьировала для изученных почв незначительно – 7.7-8.9 (Ильясов и др., 2018).

По рассмотренным характеристикам (содержание C, N, S, объемный вес, зольность) мелиорированные торфяные низинные освоенные и болотные низинные торфяно-глеевые почвы существенно отличаются как от лугово-черноземных солончаковатых бескарбонатных суглинистых, так и от луговых обычных глинистых почв, отражая различия минеральных и органогенных почв. Мелиорированные торфяные низинные освоенные почвы были диагностированы на точках 2.4, 2.5 и 2.6 (уч. 2), а также в точке 1.10 в восточной части торфяника (уч. 1) в локальном понижении рельефа. Согласно архивным данным (Гуленюк, 1989, Материалы, 1938) вся западная часть массива характеризовалась мощной торфяной залежью, тогда как в восточной она могла быть очаговой (Ильясов и др., 2018).

Средняя мощность торфяного горизонта мелиорированных торфяных низинных освоенных почв в основном сейчас не превышает 30-35 см, однако в отдельных случаях может достигать 50-110 см. Высокая зольность торфа – 45.0-67.5% (до осушения не превышала 30-50% (Гуленюк, 1989, Материалы, 1938)) свидетельствует о потерях органического вещества, а диапазон C:N (11-33) о его высокой минерализации (Ильясов и др., 2018). Общепринято при зольности торфа, превышающей 50% считать их органоминеральными

отложениями, что отмечено далее в тексте для отдельных участков торфяника в верхней части почвенного профиля.

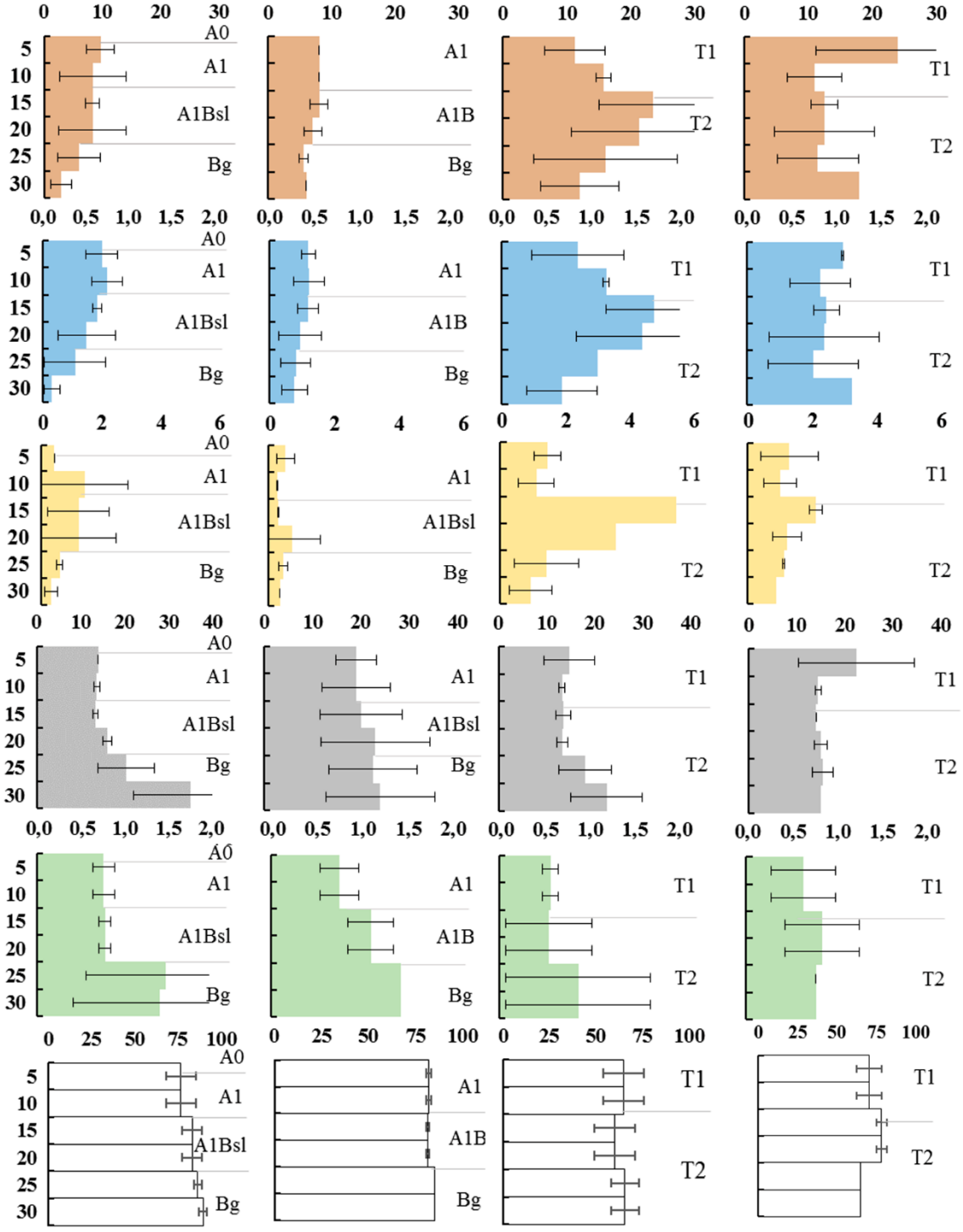

Рисунок 3.3 – Строение изученных почв и изменение по профилю (по строкам сверху вниз): общего содержания углерода, азота и серы (по оси абсцисс – среднее значение по массе, %±стд); отношения C:N (по оси абсцисс – безразмерная величина), плотности сложения (по оси абсцисс – г/см3) и зольности (по оси абсцисс – среднее значение содержания по массе, %±стд). По

оси ординат – глубина слоя в см. Почвенные разности (по столбцам слева направо): лугово-черноземные солончаковатые бескарбонатные суглинистые почвы (n=3 – количество разрезов), луговые обычные глинистые почвы (n=2), мелиорированные торфяные низинные освоенные почвы (n=4), болотные низинные торфяно-глеевые почвы (n=2). Величина стд. не рассчитана для луговых почв (плотность сложения и зольность на 25 и 30 см) и болотных низинных почв на 30 см, (так как n=1 – количество образцов почвы), и не показана по причине масштаба для мелиорированных торфяных низинных почв в случае содержания азота на 25 см (± 1) и серы на 15 и 20 см (±3,8 и ±4,6 соответственно).

Содержание C, N и S имеет сходный характер распределения по глубине в изученных профилях мелиорированных торфяных низинных освоенных почв и близкие абсолютные величины. Поэтому были рассчитаны средние значения содержания C, N и S между рассматриваемыми профилями. Пик среднего по профилям содержания C, N и S (24, 1.7 и 5.5% соответственно) наблюдается на глубине 15 см (Ильясов и др., 2018). Для углерода и азота это может быть объяснено относительно низкой интенсивностью окислительных процессов в торфяной залежи при достаточно устойчивом увлажнении.

Высокое содержание S отмечалось и ранее (от 1.2 до 2.9% (Материалы, 1938)), однако дополнительно может быть объяснено приносом серосодержащих соединений с грунтовыми водами. Объемный вес верхнего горизонта составляет в среднем 0.6 г/см^3 у поверхности и 0.9 на глубине 30 см, что выше обычных значений для низинного торфа (Ильясов и др., 2018).

Болотные низинные торфяно-глеевые почвы были описаны на участке массива (точки 3.1 и 3.2), где происходит разгрузка грунтовых вод в нижней части склонов холмов, примыкающих к нему с юга. По максимальному среднему содержанию C (24%), N (1.1%) и S (2.1%) эти почвы близки к мелиорированным торфяным низинным освоенным почвам. Однако они отличаются распределением этих элементов по профилю. Верхний горизонт (T1) содержит значительно больше C (24%), чем подстилающий (T2) – 11-12%, затем следует повторное возрастание – до 18%; максимальное содержание N (1.1%)также наблюдается в горизонте T1, затем следует плавное снижение до 0.7%; пик содержания S (2.1%) также находится на глубине 15 см.

Соотношение C:N (14-31) близко к мелиорированным торфяным низинным освоенным почвам. Наименее разложившееся органическое вещество находится в верхней части профиля, что может свидетельствовать о продолжающемся процессе торфонакопления. Объемный вес торфа 0.6-0.8 г/см^3, что меньше, чем в освоенных торфяных почвах на участке 2 (Ильясов и др., 2018).

Лугово-черноземные солончаковатые бескарбонатные суглинистые и луговые обычные глинистые почвы встречаются на наименее увлажненных участках массива, преимущественно в его восточной части, где не было сплошной торфяной залежи в прошлом (Материалы, 1938). Эти почвы близки между собой по максимальному среднему содержанию C – 3.0-9.7 и 5.5-8.0; N – 0.1-0.8; S – 0.3-0.4% и объемному весу 0.8-1.5 и 0.8-1.4 г/см^3, соответственно (Ильясов и др., 2018).

Изменение этих характеристик для почв схоже: пик содержания C и N в верхней части профиля и плавное снижение с глубиной при росте объемного веса. Лугово-черноземные солончаковатые бескарбонатные суглинистые почвы отличаются повышенным содержанием S (до 1.3%) в профиле, что может быть связано с засолением при нестабильном УПГВ. Отношение C:N растет с глубиной и достигает 35 на глубине 30 см преимущественно за счет резкого падения содержания N. Для луговых обычных глинистых почв эти показатели меняются не так резко: содержание S не превышает 0.8%. C:N плавно растет вниз по профилю при снижении содержания N (Ильясов и др., 2018).

Современные почвы торфяника Берказан-Камыш характеризуются высокой степенью мозаичности, а также контрастными характеристиками, что обусловлено коренными различиями в их формировании (преобладание автоморфных или гидроморфных условий) и позволяет разделить их на минеральные и органогенные. Органогенные почвы были трансформированы в результате мелиорации и последующего использования: разработки торфяной залежи, сенокошения, выпаса скота, и характеризуются потерями органического вещества торфа и существенной деградацией почвенного профиля. Вероятно, минеральные почвы изменились в результате осушения в

меньшей степени, чем органогенные, однако аридизация условий способствовала увеличению плотности верхних горизонтов, уменьшению доступности элементов питания и частичному засолению лугово-черноземных солончаковатых бескарбонатных суглинистых почв (Ильясов и др., 2018).

3.3. Пространственное распределение почв

Почвы неравномерно распределены на территории осушенного торфяника (рис. 3.4). Западная часть массива по-прежнему характеризуется преобладанием торфяных почв, однако они диагностируются на значительно меньшей площади, чем до осушения. Их деградации способствовали торфяные пожары и частичное изъятие торфа в результате его добычи. В восточной части массива преобладают луговые почвы, понижения рельефа характеризуются отсутствием развитого почвенного профиля (глинистые отложения), и очаговым торфообразованием. У подножий южных и северо-западных склонов выделяются лугово-черноземные почвы, а также лугово-черноземные погребенные. Последние характеризуются наличием минеральных прослоек, образованных в результате эрозии склонов (Ильясов и др., 2018).

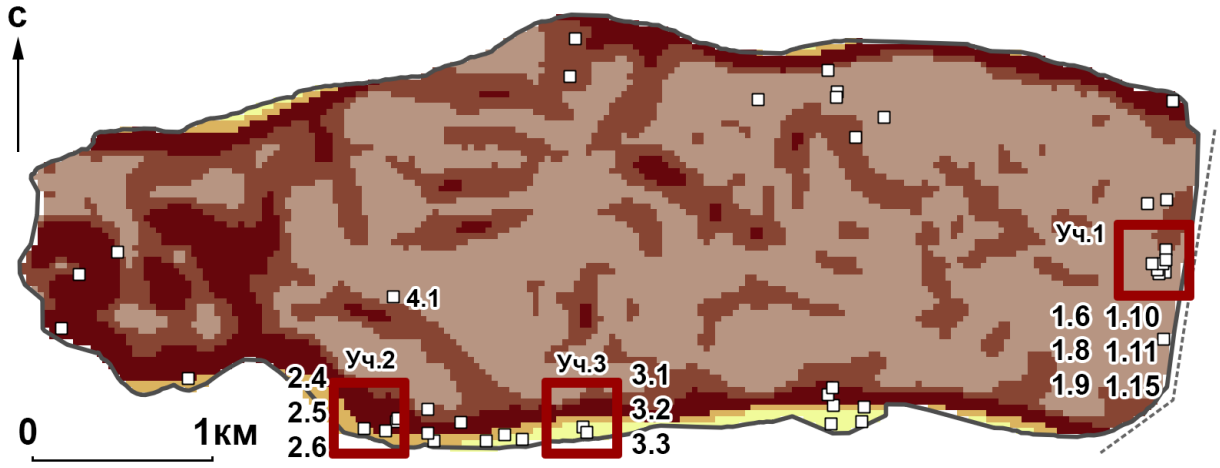

Рисунок 3.4 – Основные почвенные разности осушенного торфяника: светло-коричневый – луговые обычные глинистые; коричневый – луговые обычные глинистые маломощные; темно-коричневый – торфяные почвы (вкл. мелиорированные торфяные низинные освоенные и болотные низинные торфяно-глеевые; оранжевый – лугово-черноземные солончаковатые бескарбонатные суглинистые; желтый – лугово-черноземные солончаковатые

бескарбонатные суглинистые погребенные. Точки – почвенные прикопки и разрезы, квадраты – участки измерений потоков газов, пунктир – дамба.

Лугово-черноземные почвы занимают площадь 42 га, луговые обычные глинистые почвы – 551 га, торфяные почвы различной степени нарушенности (мелиорированные торфяные низинные освоенные и болотные низинные торфяно-глеевые) – 145 га Луговые глинистые маломощные почвы и лугово-черноземные солончаковатые бескарбонатные суглинистые погребенные – 274 га и 31 га соответственно. Результаты картографирования почвенного покрова могут быть скорректированы при дополнительных полевых обследованиях (Ильясов и др., 2018).

3.4. Связь почвенного и растительного покрова

Мозаичность растительного покрова торфяника высока и во многих случаях не связана с распределением почв. Например, на участке 1 лугово-черноземные солончаковатые почвы заняты солончаковато-луговой растительностью (точки 1.6, 1.9), а также влажно-луговой слабо солончаковатой (точка 1.15). Мелиорированные торфяные низинные почвы на уч. 2 заняты как ксерофитной, так и влаголюбивой растительностью, а также переходными типами сообществ. Луговые обычные глинистые почвы на уч. 1 характеризуются произрастанием влаголюбивой тростниково-осоковой, а болотные торфяные низинные освоенные почвы на уч. 3влажно-луговой слабо солончаковатой растительностью. Исключения обусловлены особенностями микрорельефа, а также антропогенным преобразованием территории (приуроченность тростниковой растительности к осушительным канавам и др.) (Ильясов и др., 2018).

Мелиорированные торфяные низинные освоенные почвы широко распространены в западной части торфяника (рис. 3.2, уч. 2), где ранее (Материалы, 1938) отмечалась наиболее мощная сплошная торфяная залежь (относительная однородность почвенного покрова сохраняется здесь и сейчас). После торфяных пожаров образовывались микрозападины и

локальные повышения. В результате произошла смена ранее доминировавших влаголюбивых растительных сообществ целым спектром сообществ от резко ксерофитных (солончаковатые луговые сообщества) до гидрофитных (тростниково-осоковые) (Ильясов и др., 2018).

В наибольшей степени сохранили свое естественное состояние участки, характеризующиеся дополнительным питанием посредством выхода ключевых вод. Они встречаются вдоль южной границы торфяника у подошвы холмов и достаточно однородны по почвенным и растительным свойствам (рис. 3.2, уч. 3). Здесь представлены болотные низинные торфяно-глеевые низинные почвы, занятые влаголюбивой растительностью. Однако эти участки испытывают наиболее сильную антропогенную нагрузку из-за выпаса скота: почва уплотняется в результате вытаптывания, растительность выедается вокруг мест водопоя (Ильясов и др., 2018).

В целом, органогенные почвы характеризуются более широким распространением влаголюбивой растительности, минеральные – ксерофитной, однако отмечено много исключений. После осушения массива смена растительного покрова происходит значительно быстрее, чем изменение почвенных свойств. Наиболее важным лимитирующим фактором распространения растительности становится уровень почвенно-грунтовых вод, а не почвенные условия, что естественно в условиях недостаточного увлажнения степной зоны (Ильясов и др., 2018).

Низкий и нестабильный уровень УПГВ, вероятно, будет способствовать поддержанию, а возможно и дальнейшему распространению ксерофитных растительных сообществ, последующей трансформации почв, что в перспективе приведет к необратимой деградации экосистем торфяника (Ильясов и др., 2018).

ГЛАВА 4. СВОЙСТВА ТОРФЯНОЙ ЗАЛЕЖИ ОСУШЕННОГО ТОРФЯНИКА БЕРКАЗАН-КАМЫШ

4.1. История формирования торфяных отложений

Торфяные отложения изучены на 8 участках торфяника: заложен 1 стратиграфический разрез (участок 4.1) мощностью 125 см (охватывающий всю современную торфяную залежь в предполагаемом центре торфяника) и 7 прикопок мощностью от 30 до 100 см (участки 1.9, 1.10, 1.15, 2.4, 2.6, 3.1, 3.2). Во всех почвенных образцах был установлен ботанический и комплексный биологический состав торфа (Природные условия… 2018).

В разрезе 4.1 благодаря сохранению относительно благоприятных условий (стабильный гидрологический режим и периодическое формированием анаэробных условий в почве, способствующих сохранению торфяной залежи в естественном состоянии) была также изучена степень разложения торфа. В результате мелиоративных мероприятий и высокой сельскохозяйственной нагрузки (выпас скота и сенокошение) произошла существенная деградация почвенного покрова, и торфяная залежь на многих участках подверглась высокой степени минерализации, что затрудняло изучение ее свойств (Природные условия… 2018).

Нижний слой стратиграфического развития (на глубинах 110-125 см) формировался в мелком водоеме, заросшем тростником, с медленно текущими карбонатными водами. Об этом свидетельствуют остатки раковин брюхоногих моллюсков (15% в среднем по слою), раковинок ракушковых рачков (5%), оогониев харовых водорослей, спор зеленых водорослей, створок диатомовых водорослей, а также остатков реофилов – губок и створок двустворчатых моллюсков (*Pisidium*) (Природные условия… 2018).

Слой 50-110 см был образован в условиях сокращения водного питания болота. Тростниковый, иногда осоково-тростниковый, торф практически не содержит водолюбивых моллюсков, ракушковых рачков, диатомовых и харовых водорослей. Присутствие в его самой нижней части некоторого количества желто-зеленых (*Tribonema*), эвгленовых (*Trachelomonas*)

водорослей и спор зеленых водорослей указывает на постепенность спада водообеспечения болота, и возникающее при этом обогащение воды разлагающимся органическим веществом (Природные условия… 2018).

Состав биологических остатков в слое 5-50 см указывает на новое повышение уровня воды в болоте. Количество моллюсков в среднем составляет 14% от суммы всех биоостатков, ракушковых рачков – 5.5%. Вновь появляются полностью погруженные в воду харовые водоросли. В верхней части этого слоя тростник заменяется на ситник и вейник. В этот период, как минимум, дважды происходило усиление подтопления болота полыми водами: на уровне 20-25 см отмечено присутствие реофильного *Pisidium*, на 35-40 см – геммул губок (Природные условия… 2018).

Торфяные отложения на южной окрайке массива характеризуются прикопками в точках 3.1 и 3.2. В точке 3.1 нижний слой (40-100 см) представлен тростниковым низинным торфом, на 95-100% состоящим из остатков тростника (*Phragmites australis*). В придонных пробах (70-100 см) единично встречаются остатки коры березы (*Betula* sp.) и зеленых мхов (*Bryales*). На глубине 40-75 см вместе с тростником единично встречаются остатки осоки (*Carex* sp.). Начиная с глубины 30 см остатки тростника постепенно сменяются остатками осоки и злаковых (*Grameneae*). Здесь довольно значительно участие харовых водорослей (*Chara*), моллюсков (*Mollusca*) и ракообразных класса *Ostracoda*. Верхние 5 см полностью сложены живыми корешками злаковых (*Alopecurus arundinaceae, Agrostis stolonifera, Phragmites australis* и др.), осоковых (*Scirpus lacustris, Bolboschoenus maritimus* др.) и разнотравья (*Atriplex patens, Hordeum jubatum* и др.), которые формируют современную растительность участка (Природные условия… 2018).

Комплексный биосостав нижнего слоя (55-100 см) характеризуется постоянным присутствием диатомовых и золотистых водорослей, сумма которых в придонных образцах (85-100 см), достигает 1-13 %, что указывает на несколько повышенный уровень обводненности данного участка болота в

это время. Слой 0-50 см был образован при периодическом подтоплении болота транзитными водами. Об этом свидетельствуют следующие факты: – содержание водорослей в среднем по слою составляет 12% от суммы всех биоостатков (против 2% в слое 55-100 см); – основная часть водорослей представлена диатомеями озерных и речных родов и видов; присутствует *Meridion circulare* – организм быстро текущих вод; – в заметном количестве имеются остатки губок, характерных для медленно текущих вод. Периодическое происходило подтопление карбонатными водами (о чем свидетельствует присутствие кальцефилов растительного и животного происхождения – *Synedraulna, Chara, Ostracoda, Mollusca*): в периоды, характеризующиеся более сухими (слои 25-30 см, 35-40 см) и более влажными (уровни 30-35 см, 40-45 см) климатическими условиями (Природные условия… 2018).

Отложения в точке 3.2 на глубинах 20-30 см сформировались в мелкой, прибрежной части водоёма (озера, речной заводи), заросшей водно-болотными высшими растениями (*Scirpus, Juncus*). 14.5% от суммы всех биоостатков занимают водоросли, главным образом, диатомовые. Они представлены водными донными видами (*Surirella ovalis, Navicula lanceolata, Pinnularia* spp.) и видами-обрастателями высших растений (гл. обр. *Synedra ulna*). Вода этого водоема содержала карбонаты – все перечисленные виды диатомей являются кальцефилами (Природные условия… 2018).

Верхний слой (0-20 см) сложен остатками растений семейств рогозовые (*Typhaceae*), осоковые (*Cyperaceae*) и тростником (*Phragmites*). Развитие болота в данной точке завершается современным мокрым злаково-разнотравным лугом с преобладанием полевицы побегообразующей (*Agrostis stolonifera*), лебеды отклоненной (*Atriplex patens*) и ячменя гривастого (*Hordeum jubatum*) (Природные условия… 2018).

Уменьшающуюся степень увлажнения хорошо иллюстрирует постепенно снижение количества диатомовых водорослей (гл. обр. болотных *Pinnularia*) – от 5.1% в слое 15-20 см до 1.2% в слое 5-10 см. В грунтах

современного мокрого луга в довольно большом количестве размножилась диатомея *Hantzschia amphioxys* (10% от суммы всех биоостатков), характерная не только для водоемов разных типов, но и для мокрых грунтов. В слое 5-10 см, находящимся непосредственно под поверхностным, отмечается локальное повышение уровня воды – здесь появилось некоторое количество *Ostracoda* и *Mollusca* (Природные условия… 2018).

Расположенный западнее участок болота характеризуют точки 2.4, 2.6, 1.9. Почти вся толща отложений в точке 2.4 сложена остатками тростника (60-95% от суммы биоостатков); в слое 5-40 см к тростнику примешиваются остатки рогоза в количестве от 5 до 25%. Начиная с 15-25 см и выше по профилю большую роль начинают играть осоковые, которые преобладают (80%) в поверхностном слое отложений. Залежь отражает условия достаточно обводненного тростникового болота с несколько меняющимся режимом водного (карбонатного) питания. В составе отложений постоянно присутствуют моллюски (от единичных экземпляров до 30% от суммы остатков на сите), ракушковые рачки, харовые водоросли, а также диатомовые водоросли болотных видов. В слое 5-10 см, лежащем сразу под поверхностным (0-5 см), имеются явные следы повышения уровня обводнения болота, четко фиксируемые количеством оогониев харовых водорослей (10% от суммы биоостатков на сите), ракушковых рачков (5%) и моллюсков (15%) (Природные условия… 2018).

Ботанический состав проб в точке 2.6 свидетельствует о том, что практически вся толща отложений (5-75 см) была образована в условиях тростникового болота с изменяющимся водным режимом. В слое 50-75 см к остаткам тростника примешивается некоторое количество (5-10 %) корешков осок (*Carex*), на глубине 40-50 см встречается 10% остатков рогоза (*Typha*), а с глубины 30-35 см и выше практически постоянно присутствует небольшое количество коры березы (*Betula*). К поверхности количество остатков тростника (*Phragmites*) постепенно снижается, а в слое 0-5 см они полностью сменяются живыми корешками травянистых растений (*Agrostis*, *Juncus*), корой

березы и других кустарников, а также листочками сфагновых мхов (*Sphagnum*) (Природные условия… 2018).

Вода болота содержала значительное количество карбонатов. В нем обитала многочисленная кальцефильная фауна моллюсков (*Mollusca*) и ракушковых рачков (*Ostracoda*). Моллюски представлены главным образом катушками и прудовиками класса брюхоногих (*Gastropoda*). Особенно многочисленны катушки (отряд *Pulmonata*). Они повсеместно обитают в пресноводных медленно текущих или стоячих мелководных водоемах, в заросших заводях. На дне таких водоемов много гниющей растительности, которая служит для катушек убежищем и пищей (Природные условия… 2018).

Ракушковые рачки живут в водоемах самых разных типов как на дне, так и в толще воды. Раковинки, однако, захораниваются и сохраняются только в тех водоемах, на дне которых откладываются карбонаты. Обилие остатков и моллюсков, и ракушковых рачков дают возможность судить о водообеспечении водоема на разных стадиях его существования. На участке 2.6 отложения слоя 40-75 см содержат от 10% до 25% раковинок моллюсков (в среднем 16%) и около 5% створок остракод от суммы всех биоостатков на сите. Это было время наивысшего обводнения болота в данной точке (Природные условия… 2018).

Вышележащие слои формировались в условиях колеблющегося спада уровня воды болота. В слое 5-10 см отмечается некоторое усиление обводнения: снова появляются ракушковые рачки, содержится заметное количество (1.2% от суммы всех биоостатков по методике комплексного группового анализа) остатков ветвистоусых рачков (*Cladocera*) (Природные условия… 2018).

Нижняя часть отложений в точке 1.9 (20-50 см) – высокозольные отложения, по-видимому, сырого луга с вейником (*Calamagrostis*) и осокой (*Carex*). Остатков в пробах очень мало, процентные соотношения между ними установить трудно. На существование мокрого луга, кроме остатков вейника и осок, указывает присутствие на разных уровнях этой части отложений

листочков сфагновых (*Sphagnum*) и зеленых (*Bryales*) мхов, ракушковых рачков (*Ostracoda*), моллюсков (*Mollusca*) (Природные условия… 2018).

Верхняя часть разреза 1.9 (0-20 см) – довольно однородные отложения сырого осокового болота с преобладанием осоки береговой (*Carex riparia*) (30-70% от суммы остатков на сите) и дербенника иволистного (*Lythrumsalicaria*) (15-20%). Увеличившаяся обводненность болота подчеркивается постоянным присутствием остатков ракушковых рачков, оогониев харовых водорослей (*Chara*), моллюсков. О некотором спорадическом подтоплении осокового болота свидетельствует наличие в отложениях спикул губок (*Spongia*) – 0.6-1.2% от суммы биоостатков (Природные условия… 2018).

Ботанический состав торфа в точке 1.10 (приложение) более разнообразен в сравнении с точкой 1.9. Помимо остатков *Carex* и различных травянистых растений (относительно равномерно представлены в профиле от поверхности почвы до глубины 30 см), здесь обнаружены в значительном количестве растительные остатки *Phragmites*, *Calamagrostis*, *Juncus* и *Bryales*. На глубинах от 10 до 20 см присутствуют остатки *Mollusca*. Нижняя половина разреза (25-50 см) не является отложениями болота. Количество биоостатков (в основном, травянистых) в образцах незначительное. Только на глубине 25-30 см отмечено заметное количество корешков осок (15% остатков на сите) и ситника (30%) (Природные условия… 2018).

Выше по разрезу (глубины 15-25 см) появляются свидетельства осоково-ситникового болота с камышом, зелеными мхами и с все более увеличивающимся уровнем обводненности. На уровне 10-15 см появилась, хотя и в небольших количествах, чисто водная флора и фауна: рдесты (*Potamogeton*), харовые водоросли, ракушковые и ветвистоусые рачки, моллюски, водоросли диатомовые и золотистые. Непосредственно под поверхностным слоем отложений, на глубине 5-10 см, отмечены следы подтопления болота транзитными водами (1.6% спикул губок в групповом количественном биосоставе) (Природные условия… 2018).

Всю толщу разреза в точке 1.15 (0-30 см) составляют высокозольные отложения прибрежного сырого луга. В них преобладают остатки травянистых растений в сочетании с *Calamagrostis*. Значительную долю растительных остатков также составляют Typha и Lythrum. Присутствует некоторое количество древесных остатков на глубинах 5-10 и 25-30 см. Содержание остатков травянистых растений растет с глубиной, остатков *Calamagrostis* – незначительно снижается. В отдельных слоях (10-15 см и 0-5 см) единичные экземпляры остатков харовых водорослей, ракушковых и ветвистоусых рачков, моллюсков указывает на некоторое возрастание обводненности луга (Природные условия… 2018).

В большинстве проб (сухих, т.е. подвергшихся аэрации в воздушной среде) всех изученных разрезов присутствуют кристаллики пирита (точки 1.15, 2.6, 3.1) или пирита и гипса (1.9, 3.2, 4.1). Это объясняет, почему сельскохозяйственное использование осушенных площадей было малоэффективным. Гидроморфные почвы оказались кислыми, так как некоторые болотные отложения при формировании субаэральных условий подкисляются. Причины подкисления многообразны. Одна из них – наличие в некоторых видах этих отложений сульфидной и сульфатной серы (Природные условия… 2018).

Сера поступает в осадки с подземными родниковыми водами, содержащими сероводород. При определенных условиях благодаря деятельности сульфатредуцирующих бактерий в придонных слоях воды болота сероводород сохраняется. Часть его, в зависимости от поступления кислорода, может окисляться до свободной серы, а другая способствует образованию в воде иона гидросульфида. Соединяясь с ионами подвижного железа, гидросульфид образует односернистые соединения, главным образом, коллоидный гидротроиллит. При поглощении свободной серы моносульфид образует двусернистое железо (пирит, марказит). Сульфидное железо при аэрации извлеченных из залежи болотных осадков, под влиянием тионовых бактерий может окисляться во влажной среде до сульфатного, гидролиз

которого приводит к накоплению свободной серной кислоты и повышению кислотности таких осадков. Серная кислота в отложениях, содержащих карбонаты, образует гипс. Кристаллы пирита и гипса присутствуют в рассмотренных разрезах иногда в массовых количествах (Успенская и др., 2017) (Природные условия… 2018).

Проведенный комплексный анализ состава и свойств торфяной залежи на исследованных участках массива Берказан-Камыш позволяет сделать вывод о том, что уровень обводнения на протяжении его существования неоднократно менялся в зависимости от динамики климатических условий, в результате естественных болотообразовательных процессов, а в последнее время и антропогенных преобразований. В соответствии с меняющимися условиями окружающей среды изменялась его флора и фауна. Водные сообщества сменялись водно-болотными и болотными, и наоборот. Осушение болота привело к образованию заболоченных, влажных лугов. Гидроморфные почвы болота Берказан стали кислыми после осушения, так как условия образования его отложений привели к накоплению в них закисного сульфидного железа (Природные условия… 2018).

4.2. Свойства торфяной залежи

Мощность торфа в исследованном стратиграфическом разрезе составляет 110 см (рис. 4.1). Верхняя часть залежи (0-35 см) сложена высокоминерализованным сильно разложившимся торфом (степень разложения (R) 60±10% – среднее значение ±стандартное отклонение), являющимся органоминеральными отложениями (зольность (A) 49±7%, содержание углерода (C) 17±5%, плотность сложения (сухой торф) 0.63±0.15 г/см^3). Нижняя часть залежи (36-110 см) сложена в более увлажненным низинным торфом, характеризующимся меньшей степенью разложения (26±13%), зольностью (20±8%) и плотностью сложения (0.26±0.04 г/см^3), а также большим содержанием углерода (41±6%). На глубине 110-125 см и далее

залегает глинистая подстилающая порода, представляющая собой минеральное основание торфяника, выполняющее роль водоупора (рисунок 4.1).

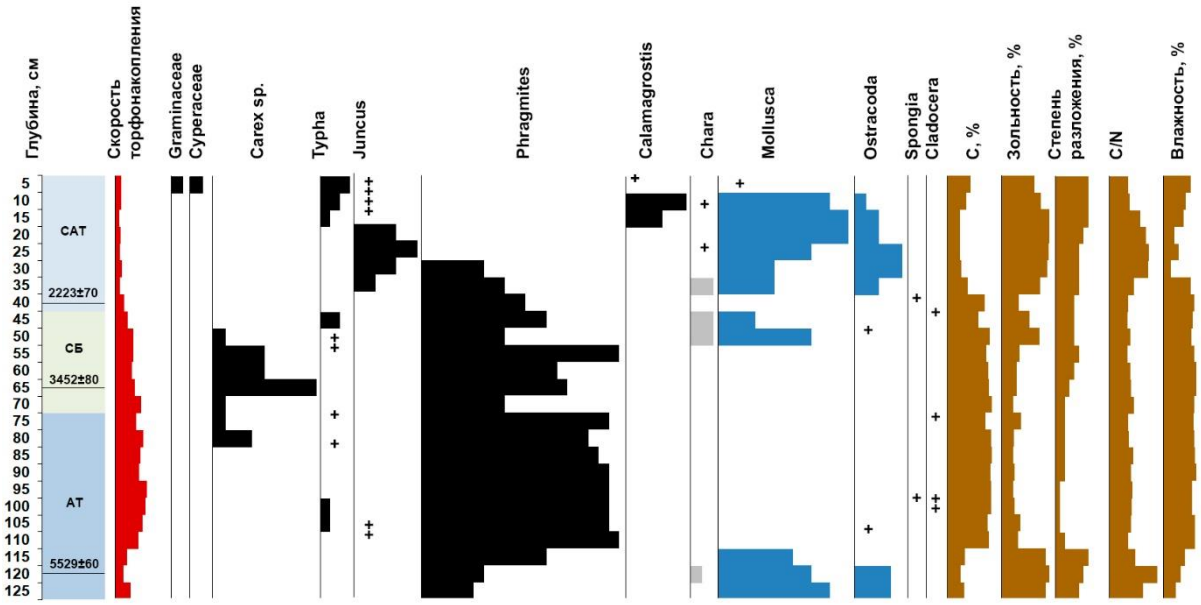

Рисунок 4.1 – Физико-химические характеристики и ботанический состав в торфа в стратиграфическом разрезе торфяника Берказан-Камыш

Характер изменения физико-химических свойств торфа отличается по профилю: степень разложения плавно уменьшается с глубиной (от 70% на поверхности до 10% на 100-105 см), в отличие от зольности, которая резко падает на глубине 35 см (с 45-50% до 20-25%) и содержания углерода, которое, напротив, резко возрастает на этой же глубине с (15-20% до 40%).

Содержание азота наибольшее в средней части профиля, сложенной торфяными отложениями, и достигает в среднем 2.4±0.4% соответственно. Необходимо отметить, что в разрезе на участке 4.1 отмечен пик содержания серы на глубинах 30-40 см, что было обнаружено и на других участках торфяника, где были диагностированы болотные низинные торфяно-глеевые почвы. Закономерно, что миграция и аккумуляция растворенных соединений серы по профилю в близких по своим характеристикам почвенно-гидрологических условиях проявляет схожих характер.

Отношение C:N постепенно возрастает до глубины 35 см в органоминеральной части профиля (с 14 до 28), в основном из-за падения

содержания азота; затем, в органогенном горизонте резко снижается (в среднем до 13-17), так как несмотря на рост содержания азота, количество углерода растет в еще большей степени. В слоях подстилающей породы отношение C:N вновь возрастает до 18-24, что может быть объяснено падением содержания углерода, при более резком снижении содержания азота.

Торфяные отложения разреза 4.1, который был заложен в предполагаемом центре торфяника, значительно отличаются по своим характеристикам от тех, что были вскрыты на остальных участках (3.1, 3.2, 2.6, 2.4, 1.9, 1.10, и 1.15): здесь отмечена значительная мощность торфяной залежи, большие запасы углерода и азота, меньшая степень разложения, зольность и плотность сложения торфа. Вероятно, почвенные прикопки характеризуют участки, расположенные ближе к периферийной части торфяной залежи, ранее занятой мелкооторфованными местообитаниями. Участок 4.1 занят солончаковато-луговой растительностью, характерный УПГВ находится на 110 см ниже поверхности почвы.

Формирование торфяных отложений происходило в пойме реки Тюлянь, и характеризовалось периодическим подтоплением территории. При повышении УПГВ происходило отложение минерального материала, которое вновь сменялось активным накоплением торфяной массы. Верхний горизонт торфяной залежи подвергся частичному изъятию торфа, его физико-химические свойства претерпели изменения в результате выпаса скота, сенокошения и залужения, особую роль здесь сыграли неоднократно наблюдавшиеся торфяные пожары.

4.3. Возраст торфяной залежи и скорость торфонакопления

Возраст торфа в стратиграфическом разрезе составил 5529±60 лет (ГИН-15609, интервал калиброванного возраста (calBP) 5465-5587 л.н., вероятность 0.94 – конец влажного и теплого атлантического периода голоцена), что было отмечено в слое 115-120 см (таблица 4.1). Этот донный слой соответствует

начало торфонакопления, так как исследуемый горизонт залегает непосредственно на материнской породе.

Вышележащий горизонт, датировка которого на глубине 63-68 см 3452±80 лет (ГИН-15610, 3332-3482 calBP, вероятность 0.84) относится к суббореальному периоду голоцена, с более засушливым климатом. Весь слой (50-110 см), сформированный в условиях снижения водного питания болота, относится к суббореальному периоду.

Органоминеральные отложения приповерхностного слоя (0-35 см) были образованы в субатлантическом периоде голоцена с влажными и прохладными климатическими условиями, которые обеспечили повторное появление водолюбивой флоры и фауны в его составе. Радиоуглеродная датировка на глубине 35-40 см составила 2223±70 лет (ГИН-15609, 1985-2150 calBP, вероятность 0.94) (Природные условия… 2018).

Таблица 4.1

Возраст торфяной залежи

Лабораторный номер ГИН	Глубина, см	Радиоуглеродный возраст, ^{14}C л.н.	Интервал калиброванного возраста (1σ), кален. л.н.	Вероятность
15609	35-40	2223±70	1985-2150	0.94
15610	63-68	3452±80	3332-3482	0.84
15611	115-120	5529±60	5465-5587	0.92

Непосредственным результатом измерения радиоуглеродного возраста торфа является долговременная кажущаяся скорость торфонакопления (LORCA), которая была рассчитана с учетом изменения содержания углерода и плотности сложения почвы послойно для горизонтов: 0-35 см, 36-68 см и 69-120 см. На основе плотности сложения торфа была вычислена масса (г) 5-см слоя почвы на площади 1 м^2; полученное значение умножили на массовую долю содержания углерода в торфе, соответствующую данному горизонту и суммировали результат послойно для горизонтов 0-35, 36-68 и 69-120 см. Итоговое значение содержания углерода (г/м^2) было поделено на продолжительность формирования каждого горизонта в годах.

Долговременная кажущаяся скорость торфонакопления составила 15.5, 22.2 и 25.2, гС $м^{-2}$ $год^{-1}$ для слоев 0-35, 36-68 и 69-120 см соответственно, а средняя для всей мощности торфяной залежи LORCA 20.9 гС $м^{-2}$ $год^{-1}$ (рис. 4.2). Полученные результаты согласуются с литературными данными (Assessment..., 2008, Peatlands..., 2008, Joosten, Clarke, 2002), в том числе с оценками, полученными для центра Европейской территории России (Минаева и др., 2008, Суворов и др., 2015).

4.4. Потери углерода торфяной залежи

На основе результатов оценки долговременной кажущейся скорости торфонакопления и изученных физико-химических характеристик торфа (содержание углерода, плотность сложения, зольность) предпринята попытка интерпретации этих данных для оценки динамики накопления углерода с более высоким разрешением по глубине (рис. 4.2).

С учетом известной плотности сложения была определена масса и скорость образования 1 см торфа, и на основе массовой доли углерода рассчитано его содержание в этом слое (г). Таким образом было получено значение массы углерода, формирующейся в 1 см торфа за известный промежуток времени (который составил 59.2, 41.0 и 41.5 лет для слоев 0-35, 36-68 и 69-120 см соответственно). Полученное значение было пересчитано для площади 1 $м^2$ и представлено для 5-см слоя. Расчетная скорость торфонакопления варьировала в диапазоне от 11.2 гС $м^{-2}$ $год^{-1}$ (на глубине 15 см) до 34.1 гС $м^{-2}$ $год^{-1}$ (на глубине 50 см) (рис. 4.2, пунктирная линия).

В рамках данных расчетов не была произведена корректировка мощности горизонтов, основанная на изменении плотности сложения торфа: вероятно, уплотненные верхние горизонты (особенно в слое 0-35 см) могли содержать меньшее удельное количество углерода при естественной плотности сложения. С другой стороны, остаются неизвестными значения естественной плотности сложения торфа (до осушения), и поэтому представленные расчеты основаны на фактическом полевом материале.

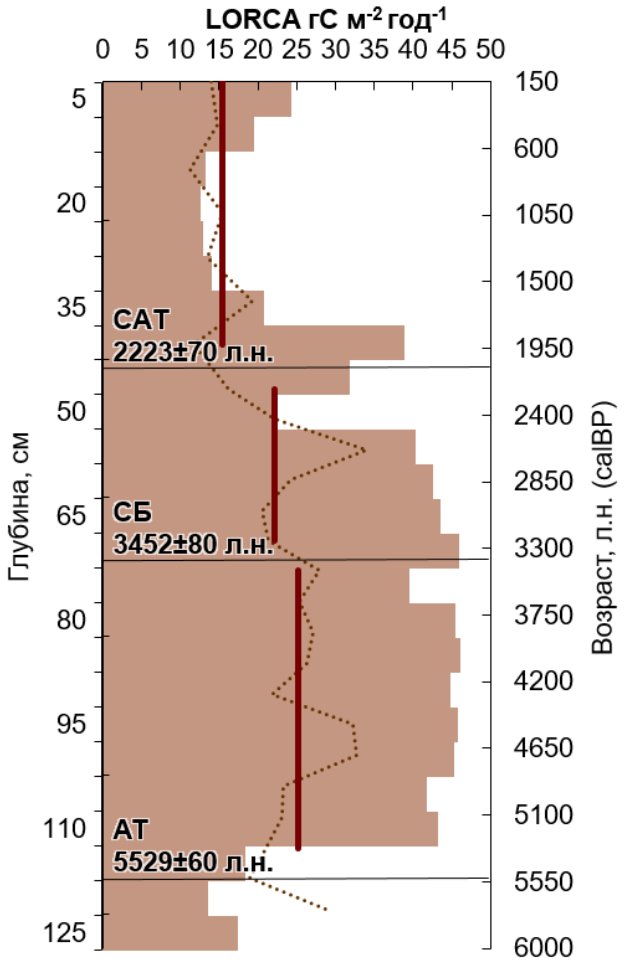

Рисунок 4.2 – Долговременная кажущаяся скорость торфонакопления (Long-term apparent rate of carbon accumulation – LORCA) в стратиграфическом разрезе торфяника Берказан-Камыш (жирные линии). Пунктиром показана расчетная скорость торфонакопления (послойно), столбцами содержание С в профиле, %.

Согласно полученным стратиграфическим данным (Природные условия …, 2018) слой торфа 0-35 см мог формироваться в более влажных и, вероятно, более благоприятных для торфонакопления условиях в сравнении с современными. Однако он характеризуется существенно более низкой оценкой значения LORCA. Это может быть связано с антропогенным воздействием, которое затронуло в первую очередь верхние горизонты залежи. Осушение, возможная распашка, другие агротехнические мероприятия и, наконец, выпас скота в последние годы, ускорили минерализацию органики и привели к «срабатыванию» части залежи. Содержание С снизилось, доля минеральных

компонентов, плотность сложения и степень разложения возросли, что могло привести к снижению значений LORCA.

Это предположение было проверено путем оценки потерь органического вещества торфяной залежи в рассматриваемом слое (0-35 см) которые, предположительно, происходили в течение последних десятилетий после осушения. Оценка потерь углерода была выполнена с использованием следующих допущений: 1) минерализация торфа происходила в верхней части (0-35 см) залежи, что предположительно соответствует глубине постоянной аэрации почвенного профиля в результате осушения 2) до проведения мелиоративных мероприятий степень разложения торфа в верхнем (0-35 см) органоминеральном горизонте была такой же, как и в слое, непосредственно подстилающем его (R=40% на глубине 36-50 см) 3) плотность сложения, и долговременная кажущаяся скорость накопления торфа (LORCA) в верхней части залежи была ранее в среднем такой же, как и в нижней 4) зависимость между степенью разложения торфа и содержанием углерода, а также между кажущейся скоростью торфонакопления и содержанием углерода – линейная.

Для восстановления домелиоративного содержания углерода в верхней части профиля был проведен линейный регрессионный анализ между независимой переменной – степенью разложения торфа и зависимой переменной – содержанием углерода (n=25). Входными данными для модели были: содержание углерода и степень разложения торфа.

Результаты регрессионного анализа – линейная модель (R^2 = 0.71, F = 1.3×10^{-7} при заданном уровне значимости 0.95, остатки распределены нормально; среднее значение (2.5×10^{-14}) остатков близко к нулю) представлена на рисунке 5.6.

На основе допущения об исходной степени разложения торфа в верхнем горизонте торфяной залежи составляющей 40%, расчетное среднее содержание углерода, полученное при помощи регрессионной модели на глубине 0-35 см составляло 31±6%. Это меньше современного среднего содержания углерода в нижней части профиля (41±6%), однако выше, чем в

верхней (17±5%). С учетом плотности сложения торфа до осушения, (которую мы приняли равной среднему значению в нижней части профиля – 0.26±0.04 г/см^3) были вычислены исходные запасы углерода в слое 0-35 см, которые составили 27.8±4.5 кгС/м^2 для всего горизонта. Потери углерода были приняты равными разнице расчетного и измеренного содержания углерода (таблица 3) в слое 0-35 см. Суммарные потери для этого слоя оцениваются в 12.8±2.1 кгС/м^2.

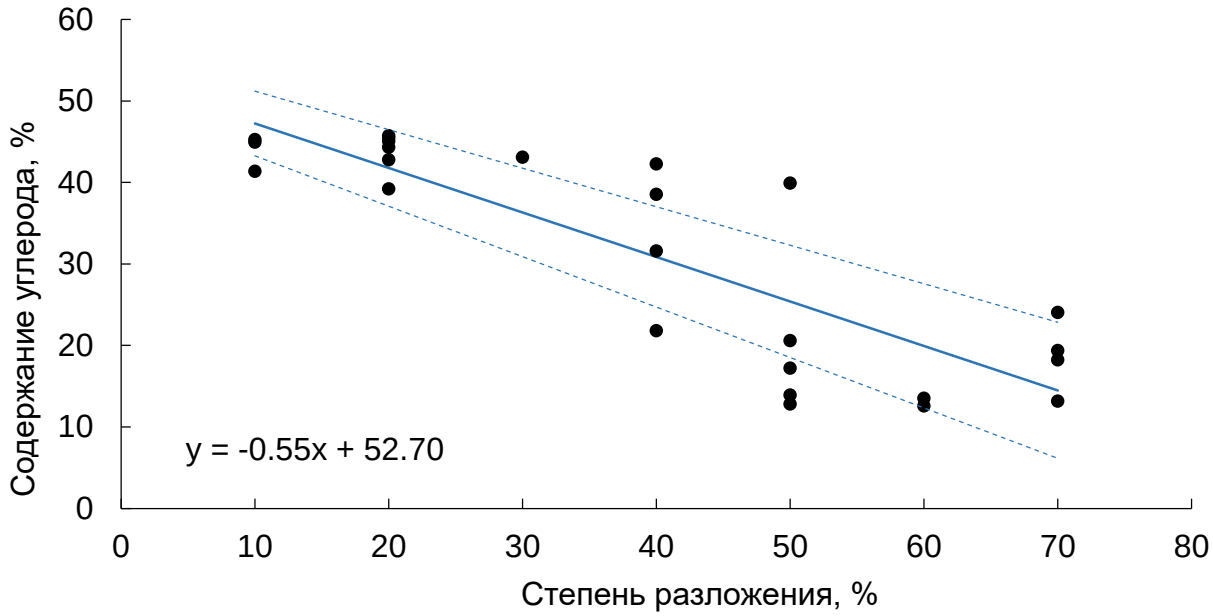

Рисунок 5.6 – Линейная регрессионная модель зависимости между степенью разложения и содержанием углерода в торфе стратиграфического разреза. Пунктирные линии – стандартное отклонение модели.

Для верификации результатов расчета потерь углерода торфа произведена оценка эмиссии CO_2, которая могла сопутствовать его окислению. Потери углерода были пересчитаны в мгС м$^{-2}$ ч$^{-1}$ делением на отрезок времени продолжительностью 45 лет, выраженный в часах с 1970 (дата осушения торфяника) по 2015 год. Период эмиссии диоксида углерода задан без учета зимних месяцев и охватывал вегетационный период (апрель-октябрь), продолжительностью 213 дней. Мы не учитывали суточную и сезонную динамику дыхания почвы и также сделали допущение о стационарном уровне грунтовых вод.

Окисление 12.8±2.1 кг углерода на 1 квадратном метре торфяника в течение 45 лет с момента осушения могло сопровождаться эмиссией CO_2 в течение вегетационного периода со скоростью 55.6 мгС $м^{-2}$ $ч^{-1}$. Полученное значение относительно невелико, и характеризует исключительно процессы минерализации торфа, без учета дыхания корней растений или их надземных частей.

Мы сопоставили расчетные результаты скорости минерализации торфа с величиной экосистемного дыхания, измеренной непосредственно в ходе полевых работ на торфянике Берказан-Камыш. Экосистемное дыхание включает дыхание автотрофов (надземных и подземных частей растений) и гетеротрофов, раздельное измерение которых не входило в задачи нашего исследования. Поэтому мы используем для сравнения величину экосистемного дыхания, характерную для участков, занятых солончаковато-луговой растительностью, характеризующихся наименьшей надземной (42 г/$м^2$) и подземной (6 г/$м^2$) фитомассой растений (с допущением о наименьшем вкладе автотрофного дыхания на них). Эмиссия диоксида углерода, с учетом предположительно незначительного вклада дыхания растительного яруса варьировала здесь в пределах 69.5±0.2 – 197.9±0.8 мгС $м^{-2}$ $ч^{-1}$, что значительно превышает скорость минерализации торфа (которая в данном случае составляет 0.3-0.8 от дыхания экосистемы), полученную расчетным методом и дополнительно подтверждает адекватность полученных потерь углерода предложенным методом.

Для сравнения, на участке сенокоса и торфодобычи на олиготрофном осушенном торфянике в южной тайге эмиссия CO_2 составила 131±5 – 211±3 и 17±4 – 84±4 мгС $м^{-2}$ $ч^{-1}$ (пересчитано на основе значений 3.15±0.13, 5.06±0.08 мгС $м^{-2}$ $ч^{-1}$ (Суворов, 2018) и 93±21, 448±21 гС $м^{-2}$ $год^{-1}$ за бесснежный период 2008 и 2013 гг. соответственно. (Суворов, 2015)), что хорошо согласуется с рассчитанными потерями углерода.

Закономерно, что на участке сенокоса эмиссия диоксида углерода превышала расчетные показатели минерализации торфа, так как значительный

вклад здесь также вносили подземные и надземные органы растений. На участке заброшенной торфодобычи поток диоксида углерода по нижней границе лучшим образом соответствует полученным расчетным оценкам, однако по верхней границе поток оказался несколько большим. Авторы связывают такую вариабельность потоков CO_2 с пространственной и временной гетерогенностью условий увлажнения, в то время как в случае нашего модельного расчета условия стационарны. Возможно, понижение уровня грунтовых вод или, напротив, увеличение влажности и температуры почвы способно приводить к интенсификации процессов минерализации торфа, что в случае наших расчетов не учитывалось. Также необходимо отметить, что важнейшим критерием скорости минерализации торфа является содержание углерода в нем: как было показано выше, расчетная доля углерода торфа в верхней части залежи рассматриваемого торфяника не превышала 31%, в то время как на участке сенокоса и торфодобычи в южной тайге она варьировала в пределах 43-48 и 49-53% соответственно. С учетом всех указанных выше факторов расчетные оценки потерь углерода в результате его минерализации, сопровождаемые эмиссией CO_2, выглядят правомочными.

ГЛАВА 5. ПОТОКИ ДИОКСИДА УГЛЕРОДА И МЕТАНА НА ОСУШЕННОМ ТОРФЯНИКЕ БЕРКАЗАН-КАМЫШ

5.1. Потоки диоксида углерода и метана

Результаты измерений потоков парниковых газов (ПГ) – CO_2 и CH_4 представлены на рисунках 5.1-5.3. Измеренные потоки диоксида углерода и метана хорошо соотносятся с данными, полученными для болотных экосистем в лесостепной зоне, в том числе и юга Западной Сибири (Наумов, 2011, Сабреков, 2016а, 2016б). Отрицательное среднее значение NEE (-62±91 мгС м$^{-2}$ ч$^{-1}$) и набольшая скорость ассимиляции углерода (рис. 5.1), наблюдается на участках, занятых тростниково-осоковой растительностью. Слабо-солончаковатые сообщества – переходные, могут наблюдаться как положительные, так и отрицательные значения NEE (ср.зн. -8±74 мгС м$^{-2}$ ч$^{-1}$). При повышении УПГВ в этих сообществах наблюдаемый NEE становится близок к значениям, характерным для тростниково-осоковых сообществ. Участки, занятые солончаковато-луговыми сообществами, характеризуются наименьшим разбросом NEE; среднее значение положительное (41±18 мгС м$^{-2}$ ч$^{-1}$), что свидетельствует о потерях углерода.

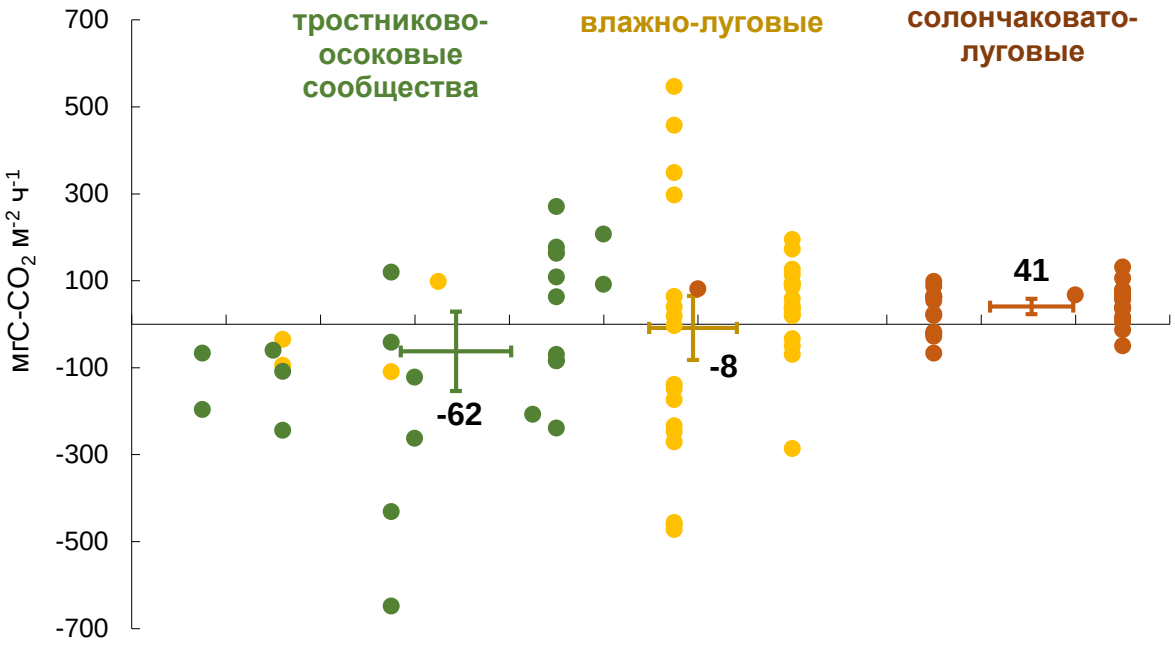

Рисунок 5.1 – Нетто-экосистемный обмен в различных растительных сообществах торфяника. Показано среднее±стандартное отклонение для УПГВ и потоков диоксида углерода.

Дыхание экосистемы (Reco) наиболее интенсивно в тростниково-осоковых сообществах (405±56 мгС $м^{-2}$ $ч^{-1}$), во влажно-луговых оно достигало 328±44 мгС $м^{-2}$ $ч^{-1}$, и 189±37 мгС $м^{-2}$ $ч^{-1}$ в солончаковато-луговых (рис. 5.2). Предположительно, различия Reco обусловлены в первую очередь интенсивностью дыхания растений, что подтверждается значениями их надземной фитомассы (г/$м^2$), которая составила 475±156, 222±129 и 148±96 соответственно (множественный R^2=0.49, n=49).

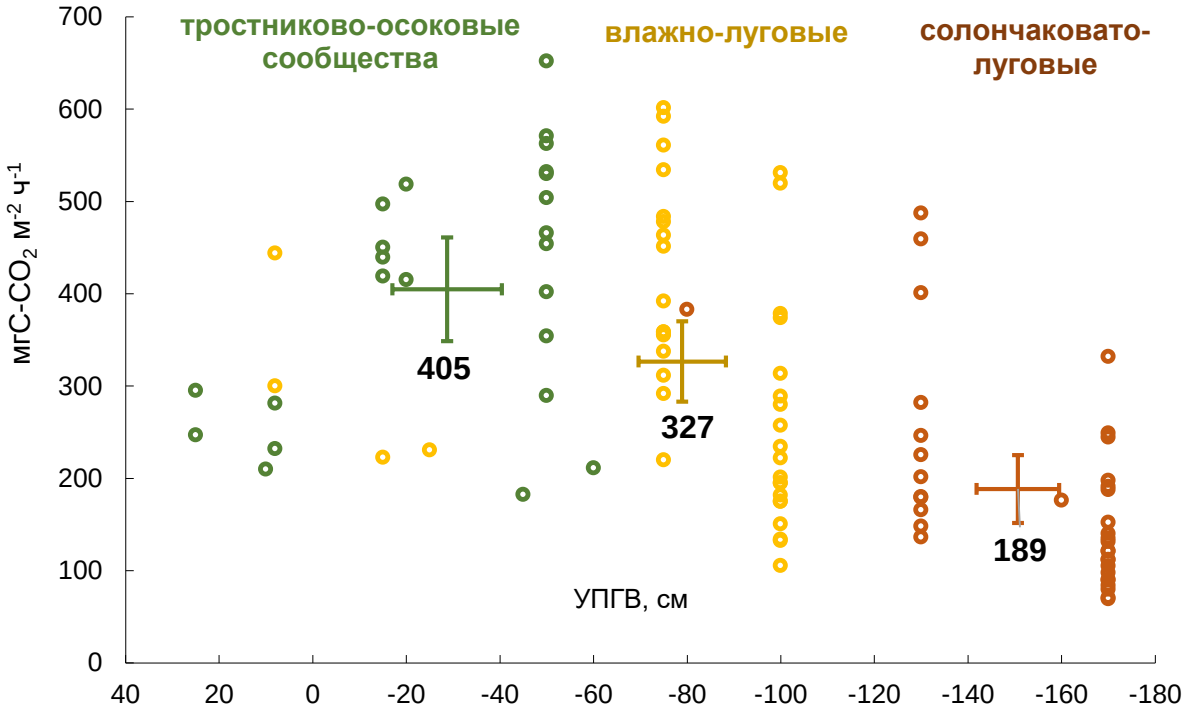

Рисунок 5.2 – Дыхание экосистемы в различных растительных сообществах торфяника. Показано среднее±стандартное отклонение для УПГВ и потоков диоксида углерода.

Конечно, изменчивость Reco также определяется интенсивностью дыхания почвы, что в существенной мере зависит от уровня почвенно-грунтовых вод (множественный R^2=0.55, n=101). В ряду растительных сообществ с разными характерными УПГВ Reco растет от солончаковато-луговых к влажно-луговым и далее к тростниково-осоковым. В последних Reco достигает максимальных значений при УПГВ -60 см, но при повышении уровней почвенно-грунтовых вод она падает. При уровне воды выше

поверхности почвы, что может наблюдаться в тростниково-осоковых сообществах, а иногда и во влажно-луговых, интенсивность Reco снижается до значений, характерных для солончаковато-луговых сообществ.

Изменение NEE и Reco в растительных сообществах, обусловлено также погодными условиями разных лет. При измерениях 2016 года (предшествующие месяцы которого были более засушливыми и жаркими в сравнении с 2015 годом), было отмечено уменьшение интенсивности Reco в солончаковато-луговых и влажно-луговых слабо солончаковатых сообществах на 53 и 54% соответственно (в тростниково-осоковых сообществах подобной тенденции обнаружено не было). Можно предположить, что в условиях неустойчивого увлажнения лесостепи Reco в ксерофитных растительных сообществах прямо связано с режимом увлажнения: рост количества осадков, повышение влажности почвы и УПГВ благоприятны для жизнедеятельности почвенной биоты и растений.

NEE показал обратную зависимость по отношению к погодным условиям. На участках влажно-луговых и тростниково-осоковых сообществ в засушливый и жаркий 2016 год было отмечено смещение NEE в сторону меньшей ассимиляции и большей эмиссии CO_2 (с -89±115 до 65±52 и -201±138 до -34±76 до мгС $м^{-2}$ $ч^{-1}$, соответственно). Предположительно, увеличение температур и снижение увлажнения будет увеличивать потери углерода. Для солончаковато-луговых сообществ различий отмечено не было.

Потоки метана были близкими к нулю в солончаковато-луговых и влажно-луговых сообществах и положительными (эмиссия) в тростниково-осоковых (рис. 5.3).

Последние характеризуются наиболее высоким УПГВ, что способствует формированию анаэробных условий и благоприятствует жизнедеятельности метаногенов и ингибирует метанотрофы. Наибольшая эмиссия метана была характерна для участков с УПГВ не превышающим 20 см над поверхностью почвы. При дальнейшем росте УПГВ эмиссия CH_4 снижается, что можно объяснить препятствию диффузии сквозь толщу воды. Однако, возможно это

происходит из-за недоучета пузырькового переноса, характерного для покрытых водой участков, что требует дополнительных исследований.

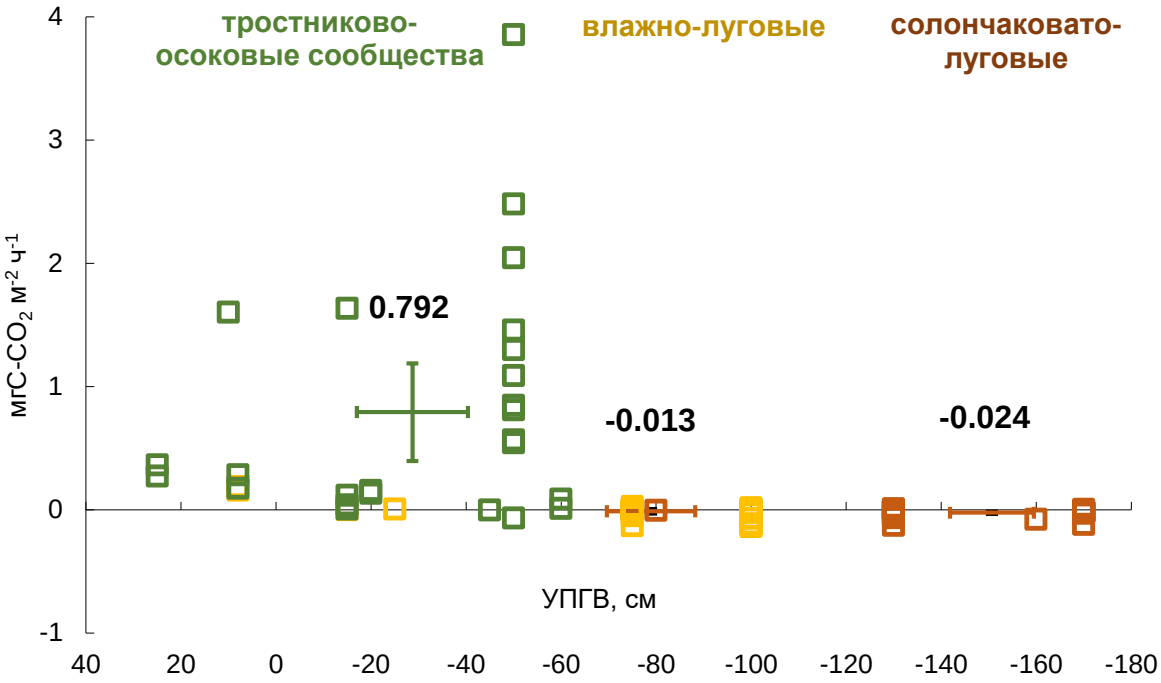

Рисунок 5.3 – Потоки метана в различных растительных сообществах торфяника. Показано среднее±стандартное отклонение для УПГВ и потоков CH_4.

5.2. Суточная динамика потоков диоксида углерода и метана

Суточная динамика нетто-экосистемного обмена (NEE) и дыхания экосистемы (Reco), сопровождаемые измерением фотосинтетически активной радиации, температуры почвы и воздуха на участке 4.1 (тростниково-осоковое сообщество) представлена на рис. 5.4.

Увлажненное тростниково-осоковое сообщество является преимущественно стоком диоксида углерода, что обусловлено высокой фотосинтетической активностью растений, которая коррелировала с ходом ФАР. Ассимиляция диоксида углерода начиналась утром после восхода солнца (лаг-фаза составляла 30-60 мин) и в полуденные часы достигала -524 мгС $м^{-2}$ $ч^{-1}$; затем вновь плавно снижалась к вечеру до -156 – -49 мгС $м^{-2}$ $ч^{-1}$ и

за 30-60 мин до захода солнца сменялась эмиссией вследствие падения интенсивности фотосинтеза.

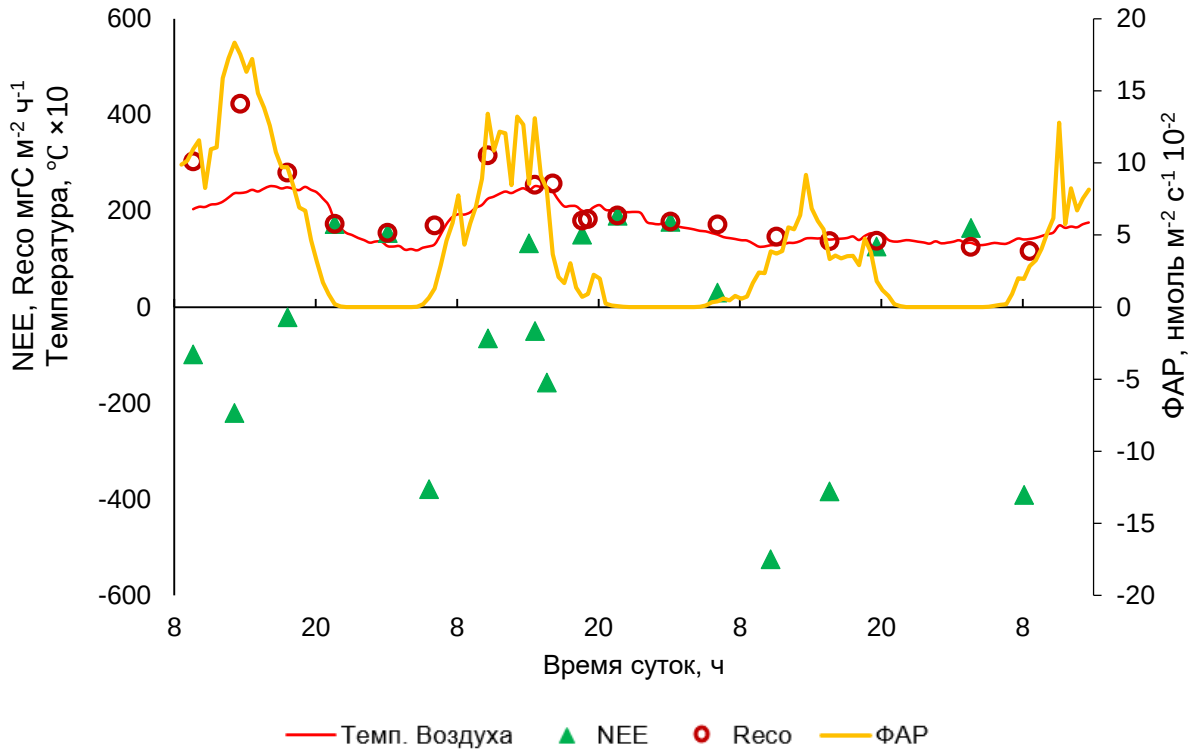

Рисунок 5.4 – Суточная динамика нетто-экосистемного обмена, дыхания экосистемы, ФАР, температуры почвы в тростниково-осоковом сообществе (участок 4.1)

В облачную погоду, при периодическом падении интенсивности ФАР до 500-1000 нмоль $м^{-2}$ $с^{-1}$, фотосинтетическая активность растений быстро падала и в некоторых случаях нетто-экосистемный обмен характеризовался положительными значениями, то есть эмиссией диоксида углерода из экосистемы в атмосферу.

Скорость нетто-экосистемного обмена и дыхания экосистемы в значительной степени является производной величиной от интенсивности солнечной радиации. В первом случае это связано, прежде всего, с увеличением фотосинтетической активности растений, а во втором с повышением температуры почвы и воздуха, что способствует увеличению Reco. Пик температуры почвы в безоблачные дни смещен относительно

наибольших значений температуры воздуха в среднем на 4-4.5 часа вследствие постепенного прогревания поверхности и воздуха, что косвенным образом увеличивает интенсивность дыхания растений и приводит к смещению Reco в сторону более высоких значений.

Динамика экосистемного дыхания в значительной степени повторяет ход температуры воздуха в течение суток: понижается (до 150-200 мгС $м^{-2}$ $ч^{-1}$) ночью и возрастает с повышением температуры днем (до 315-420 мгС $м^{-2}$ $ч^{-1}$). Что хорошо согласуется с имеющимися литературными данными (Иванова, 1989).

Вероятно, внутрисуточная динамика Reco в большей степени определяется изменением дыхания надземных частей растений, которые вносят больший вклад по сравнению с дыханием почвы. Тем не менее, интенсивность фотосинтеза тростника и осок, являющихся доминантами в данных растительных сообществах, выше, чем суммарное дыхание экосистемы. Тростниково-осоковые сообщества функционируют как сток диоксида углерода.

Схожая динамика NEE и Reco наблюдается на участке солончаковато – луговой растительности 4.2 (рис. 5.5). Величины нетто-экосистемного обмена в данном случае практически на всем протяжении периода наблюдений характеризовались положительными значениями, в пределах 25-250 мгС $м^{-2}$ $ч^{-1}$, а экосистемного дыхания – 97-408 мгС $м^{-2}$ $ч^{-1}$.

Солончаковато-луговые сообщества, получившие наибольшее распространение в современном растительном покрове торфяника Берказан-Камыш в результате его осушения, функционируют как источник углерода в атмосферу. Количество ассимилируемого в процессе фотосинтеза углерода не способно компенсировать его потери в процессе дыхания почвенно-растительного яруса. При этом Reco в большей степени коррелирует с температурой почвы, а не воздуха, что говорит, в отличие от участка тростниково-осокового сообщества, о большей доле почвенного дыхания в суммарном дыхании экосистемы.

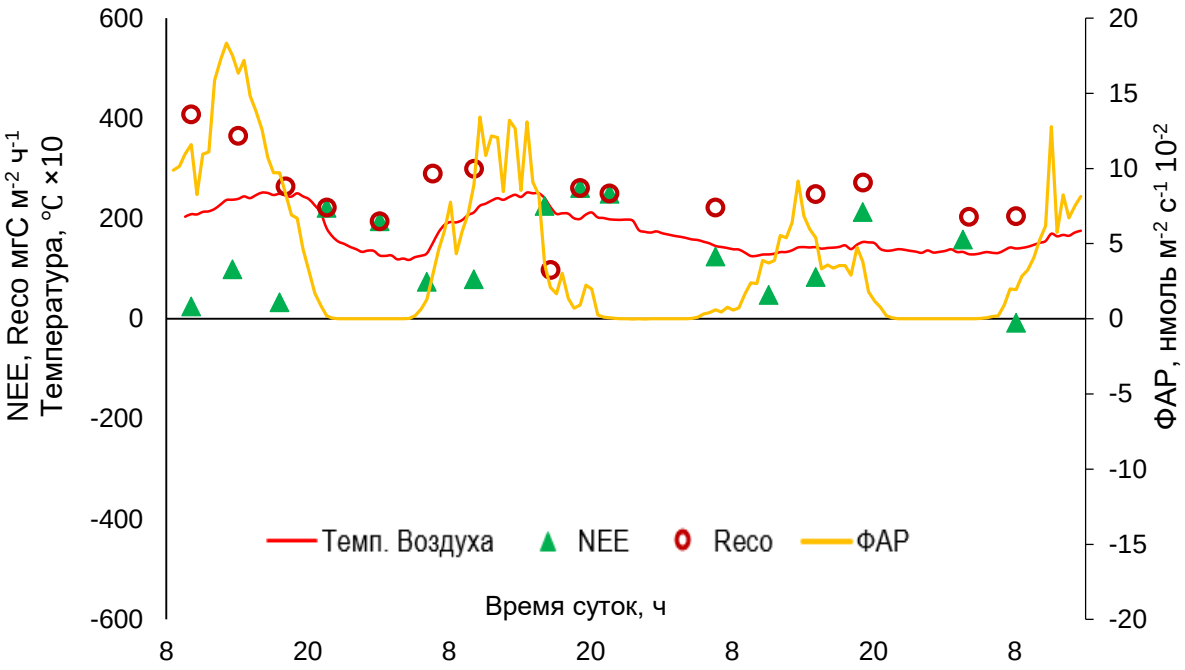

Рисунок 5.5 – Суточная динамика нетто-экосистемного обмена, дыхания экосистемы, ФАР, температуры воздуха в солончаковато-луговом сообществе (участок 4.2)

Суточная динамика потоков метана в тростниково-осоковом и солончаковато-луговом сообществах представлена на рисунке 5.7. В тростниково-осоковых растительных сообществах наблюдалась эмиссия метана со средней величиной 0.030±0.017 мгС $м^{-2}$ $ч^{-1}$, в то время в солончаковато-луговой – поглощение со средней величиной -0.021±0.007 мгС $м^{-2}$ $ч^{-1}$.

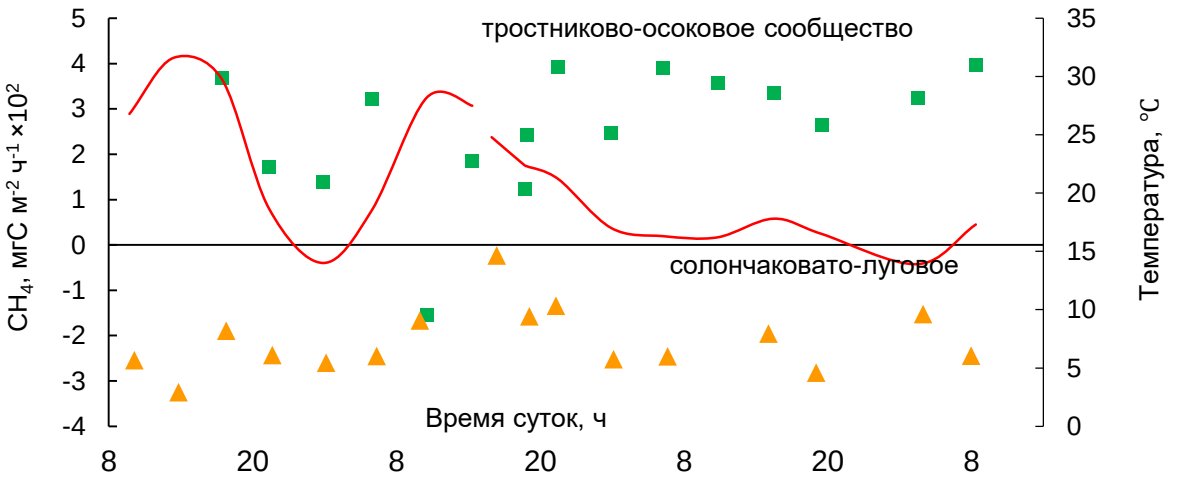

Рисунок 5.7 – Суточная динамика эмиссии метана и температуры воздуха.

В обоих случаях отмечена зависимость с ходом температуры воздуха, однако наиболее явно она прослеживается на участке солончаковато-луговой растительности. Поглощение метана из атмосферы, что было отмечено в рамках измерений на участке 4.2, обусловлено деятельностью метанотрофных микроорганизмов, активность которых при условии формирования стабильного режима аэрации в верхних слоях почвы в значительной степени обусловлена температурой окружающей среды.

Изменчивость эмиссии метана, отмеченная в тростниково-осоковых растительных сообществах, демонстрирует зависимость и от других факторов, в частности УПГВ. В течение измерений наблюдаемый УПГВ на участке 4.1, расположенном в локальном понижении рельефа, постепенно возрастал, что было связано с обильными осадками: согласно архиву метеостанции (пос. Аксаково) на вторые-третьи сутки выпало 11 мм осадков, в то время как предыдущие дни были солнечными. Несмотря на значительное понижение температуры воздуха (на 10˚С) повышение УПГВ привело к увеличению наблюдаемой эмиссии CH_4.

Эмиссия метана также наблюдалась на отдельных участках (в локальных понижениях рельефа), занятых влажными тростниково-осоковыми сообществами, при достаточно низком УПГВ. Поток CH_4 достигал средней величины 1.6±1.1 мгС $м^{-2}$ $ч^{-1}$ при уровне почвенно-грунтовых вод, расположенных на 50 см ниже поверхности почвы. Это было отмечено только в характерных условиях искусственных понижений, находящихся на дне мелиоративных каналов. Верхние горизонты почв при строительстве системы осушения были частично удалены, преобразованный почвенный покров представляет собой в основном глинистые отложения. Можно предположить, что, формируя водоупор на дне мелиоративных каналов, в условиях микроклимата тростниковой растительности возможна повышенная влажность приповерхностного слоя почвы, необходимая для функционирования метаногенных микроорганизмов, которые могут быть особенно активны в периоды повышения УПГВ (весеннее снеготаяние,

обильные осадки). Локально наблюдаемая (в пространстве и во времени) эмиссия метана на осушенных торфяниках в условиях лесостепи свидетельствует о потенциально значительно большей эмиссии CH_4 на ненарушенных торфяных болотах аридных местообитаний.

5.3. Динамика потоков диоксида углерода в течение вегетационного периода

Для выполнения расчетов динамики потоков CO_2 в течение вегетационного периода использована модель корреляции Reco с температурой воздуха на основе модифицированного уравнения Аррениуса и чистой первичной продуктивности (GPP) с интенсивностью фотосинтетически активной радиации на основе экспоненциальной модели Михаэлиса-Ментен. Такие подходы подробно описаны ранее (Michaelis and Menten, 1913, Oberbauer et al., 1992, Lloyd and Taylor, 1994, Subke et. al., 2003, Janssens et. al., 2003, Minke et al., 2016, Huth et al. 2017 и др.). Сезонная динамика температуры воздуха получена на основе данных ближайшей метеостанции (пос. Аксаково («Расписание погоды» - электронный ресурс)) а сезонная динамика ФАР рассчитана с использованием синусоидального уравнения, верифицированного по полевым измерениям фотосинтетически активной радиации.

В результате моделирования динамики величины нетто-экосистемного обмена (NEE), дыхания экосистемы (Reco), а также чистой первичной продукции в течение вегетационного периода (GPP) получены следующие результаты (баланс углерода в гС $м^{-2}$ $сезон^{-1}$): 158±33 для солончаковато – луговых сообществ; 105±61 для влажно-луговых слабо солончаковатых сообществ и -37±20 для увлажненных тростниково-осоковых сообществ (рис. 5.8). Расчеты были проведены на основании данных за два года, погрешности на графике демонстрируют межгодовую вариабельность.

Необходимо отметить, что роль стока (отрицательный углеродный баланс, накопление углерода в экосистеме) среди рассмотренных растительных сообществ выполняли только те из них, которые

характеризовались уровнем почвенно-грунтовых вод 10±31 см ниже уровня почвы, а также распространением влаголюбивой растительности, которая со значительной надземной биомассой и высокой интенсивностью фотосинтетических процессов.

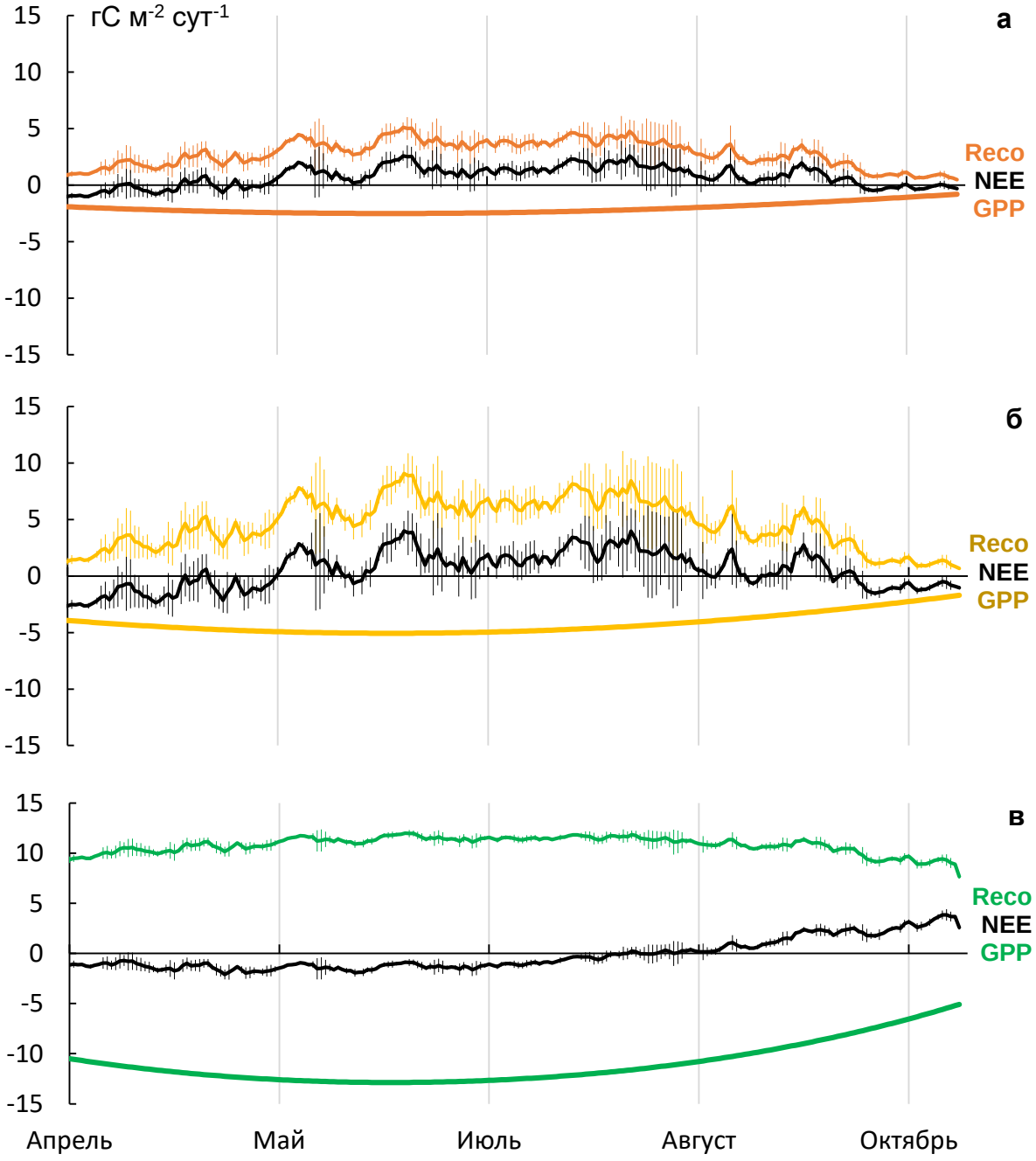

Рисунок 5.8 – Динамика потоков диоксида углерода (Reco, NEE и GPP) в течение вегетационного периода, полученная расчетным методом для: а) солончаковато-луговых сообществ б) влажно-луговых слабо солончаковатых в) увлажненных тростниково-осоковых сообществ

Величина чистой первичной продуктивности составляла 10 гС $м^{-2}$ $сут^{-1}$ в апреле (начало периода вегетации) и достигала 13 гС $м^{-2}$ $сут^{-1}$ в июне-июле (пик интенсивности солнечной радиации, температуры воздуха и проч. факторов), а затем плавно снижалась до 5 гС $м^{-2}$ $сут^{-1}$ к концу вегетационного периода и снижению продолжительно светового дня и температуры воздуха в сентябре – октябре.

Данные сообщества также характеризуются высокой интенсивностью процессов дыхания и их относительно меньшей изменчивостью в течение вегетационного периода: 9 гС $м^{-2}$ $сут^{-1}$ в апреле (начало периода вегетации), 11 гС $м^{-2}$ $сут^{-1}$ в июне-июле (пик средней температуры воздуха), затем плавное снижение до 6 гС $м^{-2}$ $сут^{-1}$ к концу вегетационного периода.

Согласно расчетам, тростниково-осоковые растительные сообщества являются источниками диоксида углерода в осенние месяцы, в основном за счет падения интенсивности процессов ассимиляции углерода растениями в результате снижения продолжительности светового (дня начиная с сентября); величина экосистемного дыхания при этом снижается незначительно, вероятно, потому, что почва остается все еще достаточно прогретой в эти месяцы.

В процессе расчетов Reco и GPP для влажных тростниково-осоковых сообществ была получена весьма низкая температура активации процессов дыхания (T_0) и высокое значение коэффициента наклона световой кривой фотосинтеза (α=0.93) (линейного отрезка кривой в зона начальный значений интенсивности освещенности). Низкая температура активации объясняет высокую и слабо меняющуюся в течение вегетационного периода интенсивность процессов дыхания, которая для последующего уточнения требует дополнительных данных.

Однако грубость проведенного расчета делает наши оценки более консервативными: весьма вероятно, что интенсивность дыхания в данном типе сообществ значительно ниже, и их способность к ассимиляции углерода, соответственно выше. Напротив, величина наклона кривой фотосинтеза

выглядит вполне реалистичной и незначительно отличается при пропорциональном сравнении с учетом величины надземной фитомассы (148, 222 и 475 г/м^2 надземная фитомасса для солончаковато-луговых, влажно-луговых и тростниково-осоковых сообщества соответственно; α=0.13 и α=0.28 и коэфф. наклона световой кривой для солончаковато-луговых и влажно-луговых сообществ соотв.) в других типах сообществ. Коэффициент пропорциональности составил 0.0009, 0.0013 и 0.0019 соответственно. Различия относительно невелики и могут быть объяснены варьированием содержанием хлорофилла в зеленых частях растений различных растительных сообществ.

Высокая межгодовая вариабельность полученных оценок для солончаковато-луговых и влажно-луговых слабо солончаковатых сообществ в основном обусловлена высокой изменчивостью интенсивности дыхания экосистемы в течение периода вегетации. Параметр Q_{10} в уравнении, использованном для расчетов величины экосистемного дыхания характеризует величину потока диоксида углерода при t=10 ºС и рассчитывается на основании полевых измерений.

Для сравнения, в солончаковато-луговых сообществах он равен 89.8 мгС м$^{-2}$ час$^{-1}$, во влажно луговых слабо солончаковатых – 142.9, а в увлажненных тростниково-осоковых 443.0. Таким образом, скорость начала биологических процессов при повышении температуры в начале периода вегетации значительно выше, а их дальнее протекание более стабильно (демонстрирует меньшую изменчивость при колебаниях температуры) в классе 3, чем в классах 1 и 2. Отчасти это может быть объяснено тем, что в тростниково-осоковых сообществах в условиях высокого проективного покрытия и густоты растительного покрова формируется особый микроклимат, который сглаживает температурные колебания припочвенного слоя воздуха, в то время как в других типах растительных сообществ оно весьма значительно. При этом увлажненные тростниково-осоковые сообщества в значительной степени распространены на наиболее пониженных участках, характеризующихся

высокой влажностью почвы. Весьма вероятно, что влагонасыщенная почва подвержена меньшим температурным колебаниям, что обуславливает высокую стабильность процессов дыхания.

Необходимо отметить, что в начале (апрель – май) и конце (октябрь) вегетационного периода солончаковато-луговые и влажно луговые растительные сообщества могут функционировать как сток диоксида углерода. Вероятно, это обусловлено повышенной влажностью почвы после весеннего снеготаяния весной и более обильными осадками осенью, а также интенсивностью процессов ассимиляции в начале периода вегетации. К середине лета их интенсивность может снижаться в результате высыхания надземных частей растений и потери ими значительной части хлорофилла.

5.4. Динамика потоков метана в течение вегетационного периода

Для выполнения расчетов была использована экспоненциальная модель множественной корреляции потока метана с уровнем почвенно-грунтовых вод и температурой почвы. В качестве входных данных был использована динамика уровня почвенно-грунтовых вод и температура почвы, записанная при помощи датчика Mini- и BaroDiver (Schlumberger, Нидерланды), установленного в локальном понижении рельефа на участке тростниково-осокового растительного сообщества. Уровень почвенно-грунтовых вод был пересчитан с учетом поправки для солончаковато-луговых, влажно луговых и тростниково-осоковых сообществ, основанной на среднем наблюдаемом УПГВ (поправка составила -155.1, -98.3 и -52.3 см соответственно). Коррекция температуры почвы не производилась. Параметры модели (1), основанной на экспоненциальной зависимости, а также их погрешности приведены в таблице 5.1. Коэффициент множественной корреляции R составил 0.72 при n=96.

$$F_{CH4} = e^{(a \times w) + (b \times t) + c} \quad (1)$$

где: F_{CH_4} – поток метана, гС $м^{-2}$ $ч^{-1}$, w – уровень почвенно-грунтовых вод, см, t – температура почвы на глубине 10 см, ºС, a, b, c – параметры модели (значимы при 95% доверительном интервале и уровне значимости p=0.05 (табл. 5.1)).

Таблица 5.1

Параметры модели, описывающей сезонную динамику потока метана

	Значение параметра	Стандартная ошибка параметра	t-значение (n=93)	p-значение	мин.	макс.
a	0.020	0.0044	4.50	0.000019	0.011	0.029
b	0.043	0.0063	6.85	0.000000	0.031	0.056
c	-0.208	0.1031	-2.02	0.046197	-0.413	-0.004

В результате моделирования динамики потоков CH_4 в течение вегетационного периода получен баланс углерода метана для солончаковато-луговых, влажно-луговых слабо солончаковатых и увлажненных тростниково-осоковых сообществ: 0.20±0.13, 2.69±0.25 и 8.35±1.73 гС $м^{-2}$ $сезон^{-1}$ соответственно (рис. 5.9). Баланс метана во всех типах растительных сообществ положительный, т.е. наблюдается эмиссия CH_4 суммарно за вегетационный период.

Солончаковато-луговые и влажно луговые слабо солончаковатые сообщества с апреля по июль и с апреля по август соответственно функционируют как источники метана, и далее, до конца вегетационного периода в октябре – как его поглотители; тростниково-осоковые сообщества являются источником метана в течение всего периода.

Основной причиной динамики баланса CH_4 в течение вегетационного периода является изменение уровня почвенно – грунтовых вод, а суточной динамики (в рамках которой можно принять изменчивость УПГВ незначительной) – температура почвы на глубине 10 см. Предположительно, при повышении УПГВ в период весеннего снеготаяния и установлении его близ поверхности почвы возможно угнетение жизнедеятельности метанотрофных организмов и смена поглощения метана на эмиссию. Для проверки данной гипотезы требуются дальнейшие измерения потоков метана

в солончаковато-луговых и влажно-луговых слабо солончаковатых растительных сообществах в весенние месяцы.

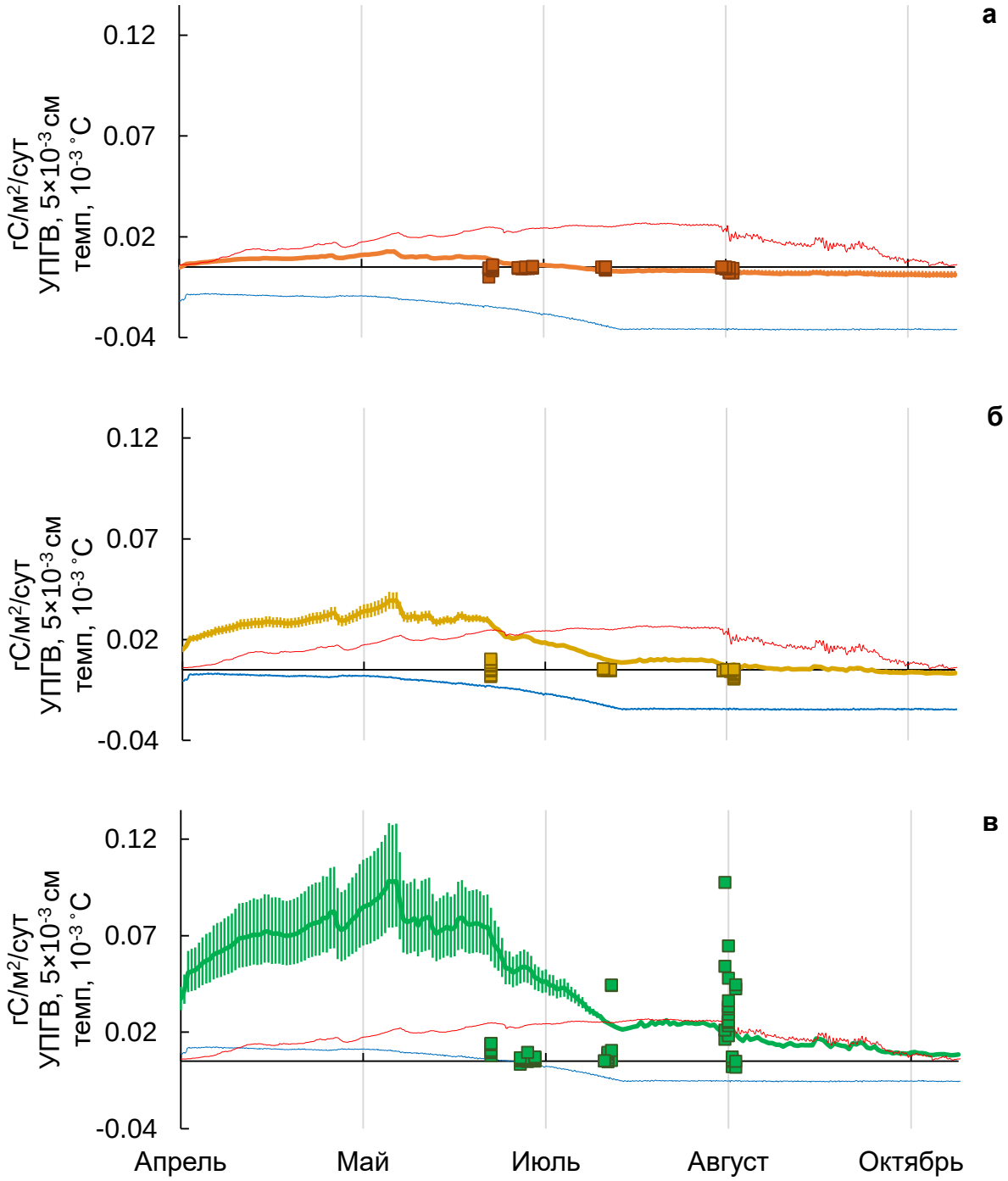

Рисунок 5.9 – Динамика потоков метана в течение вегетационного периода, полученная расчетным методом для: а) солончаковато-луговых сообществ б) влажно-луговых слабо солончаковатых в) увлажненных тростниково-осоковых. Синяя кривая – УПГВ, красная – температура почвы.

Модель согласуется с результатами полевых измерении потоков метана, проведенными в июле и августе, и в меньшей степени в июне, (характеризующимся более высоким УПГВ). Возможной причиной может служить небольшое количество входных данных по потокам метана, наблюдаемым при высоком уровне почвенно-грунтовых вод, а также незначительное количество полевых измерений, проведенных в июне (12% против 52 и 36 в июле и августе соответственно).

Вероятно, что увеличение количества и качества входных данных приведет к уточнению полученных оценок, и некоторому снижению расчетного вклада метана в эмиссию углерода, а расширение временных рамок проведенных полевых наблюдений к лучшему соответствию с результатами моделирования. Текущие модельные оценки являются консервативными и свидетельствуют о незначительном вкладе эмиссии метана в потери углерода в солончаковато-луговых и влажно-луговых сообществах (0.1 и 2.5% от нетто-экосистемного обмена в течение сезона соответственно). Лишь в тростниково-осоковых сообществах эмиссия метана может обуславливать около 22% от NEE, однако, это величина является завышенной по двум причинам: как было указано выше, из-за нехватки входных данных по потокам метана при УПГВ, приближающимся к поверхности почвы или превышающем ее, а также заниженной оценке NEE в результате консервативного расчета вклада дыхания экосистемы в баланс CO_2, на фоне которого вклад эмиссии метана выглядит преувеличенным. Однако, даже с учетом всех принятых допущений эти растительные сообщества являются стоком углерода.

5.5. Связь потоков диоксида углерода и метана с факторами окружающей среды

Диаграммы главных компонент для NEE, Reco и потоков CH_4 иллюстрирующие их связь с разными факторами среды (постоянными: содержание углерода и азота в почве, зольность, плотность сложения; и

наблюдаемыми непосредственно в период измерения: температура почвы, надземная фитомасса, УПГВ) представлены на рисунках 5.10, 5.11.

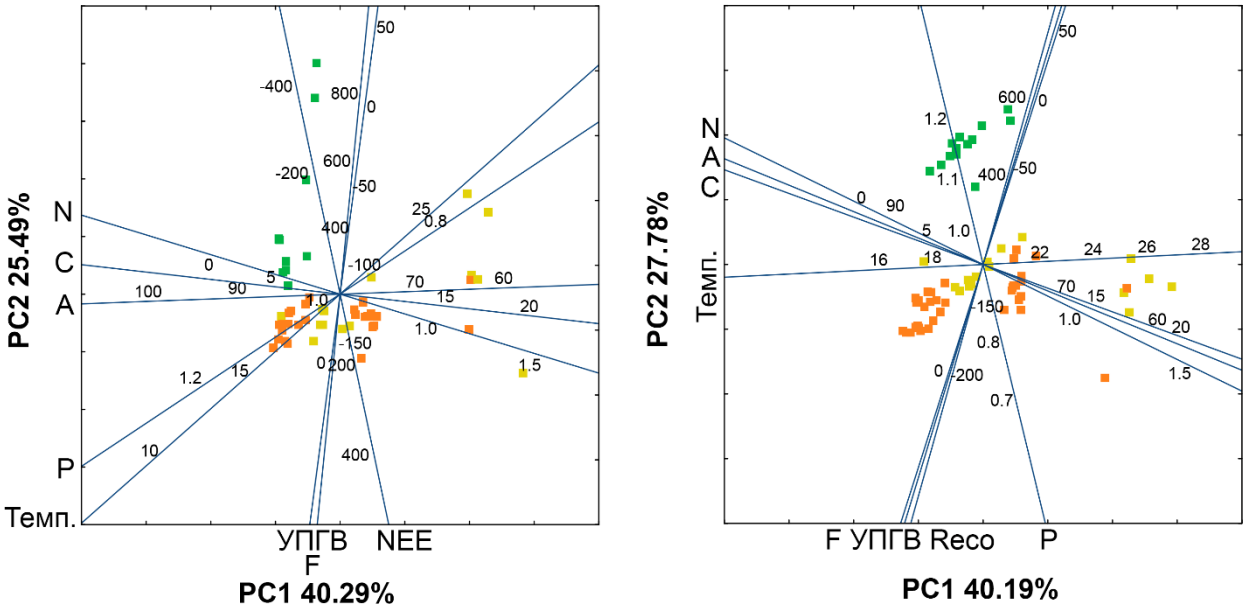

Рисунок 5.10 – Диаграмма главных компонент (PC1 и PC2) для: NEE (слева), Reco (справа) (мгС-CO_2 $м^{-2}$ $ч^{-1}$), уровня почвенно-грунтовых вод (WTL), надземной фитомассы (F), температуры воздуха (t), зольности торфа (AC), плотности сложения почв (BD), общего содержания углерода (C) и общего азота в почве (N). Растительные сообщества: солончаковато-луговые (■), влажно-луговые слабо солончаковатые (■) и влажные тростниково-осоковые (■).

Для NEE компонента 1 объясняет изменчивость наблюдаемых величин на 40.29 %; компонента 2 – на 25.49% (рис. 5.10, слева). В первом случае наиболее значимыми оказались (ранжированы по убыванию параметра «importance» – важность): содержание углерода, азота, зольность, температура и плотность сложения; во втором – надземная фитомасса и УПГВ. Это значит, что изменчивость компоненты 1 в основном связана с почвенными свойствами, а компоненты 2 с условиями увлажнения и, как следствие, типом растительного покрова. Облака точек солончаковато-луговой растительности и влажно-луговой в некоторой степени могут дифференцироваться относительно компоненты 1, т.е. по почвенным свойствам. Действительно, солонцеватые черноземы были крайне контрастны по отношению к другим типам почв. Однако необходимо отметить, что два эти класса трудно разделить однозначно, они сильно перекрываются.

Группа точек влажно-луговой растительности характеризуется сильная изменчивостью значений относительно компоненты 2, что связано с крайне контрастными условиями увлажнения на различных участках. Часть точек влажно-луговой растительности, находящаяся в правой половине диаграммы, по своему положению относительно компоненты 1 совпадает с точками солончаковато-луговой – почвенные условия здесь близки. Также здесь было обнаружено наибольшее среднее содержание углерода и азота – вероятно, в прошлом этот участок характеризовался распространением торфяных почв.

Точки тростниково-осоковой растительности отделены от других вдоль компоненты 2, в основном за счет различий в УПГВ и надземной фитомассе, однако, в некоторых случаях здесь возможны условия увлажнения, значения потоков и надземной фитомассы, приближающие эти сообщества по своим характеристикам к влажно-луговым. Тем не менее тростниково-осоковым сообществам свойственны: наименьшие значения NEE, наиболее высокие и стабильные УПГВ и значительная надземная фитомасса. Среднее содержание углерода в почве на участках, занятых тростниково-осоковыми сообществами меньше, чем на некоторых участках, занятых влажно-луговыми. Это говорит о более быстрой деградации растительного покрова, чем почвенного, и преимущественном значении УПГВ. Т.е. на участках тростниково-осоковых сообществ, обязательно высокий УПГВ и необязательно высокое содержание углерода в почве. При этом для солончаковато-луговых сообществ, со значительным содержанием С в почве, возможны наибольшие значения NEE.

При анализе Reco для компоненты 1 наиболее значимыми оказались те же самые переменные; аналогично и для компоненты 2, однако больший вклад вносит плотность сложения почвы. Облака точек солончаковато-луговых и влажно-луговых сообществ значительно перекрываются, характеризуются небольшим разбросом (рис. 5.10, справа). Тростниково-осоковые сообщества сильно дифференцированы от других, в том числе за счет плотности сложения почвы – она наибольшая, так как они часто занимают искусственные понижения рельефа с нарушенным или изъятым верхним горизонтом. Облако

точек этих сообществ представлено более кучно, и оно дифференцировано от других по Reco, фитомассе, УПГВ и плотности сложения.

В случае потоков CH4 для компоненты 1 наиболее значимы те же переменные, что и для NEE и Reco (содержание углерода, азота, зольность, температура и плотность сложения); для компоненты 2 – аналогично, однако на первое место по вносимому вкладу выходит УПГВ (рис. 5.11).

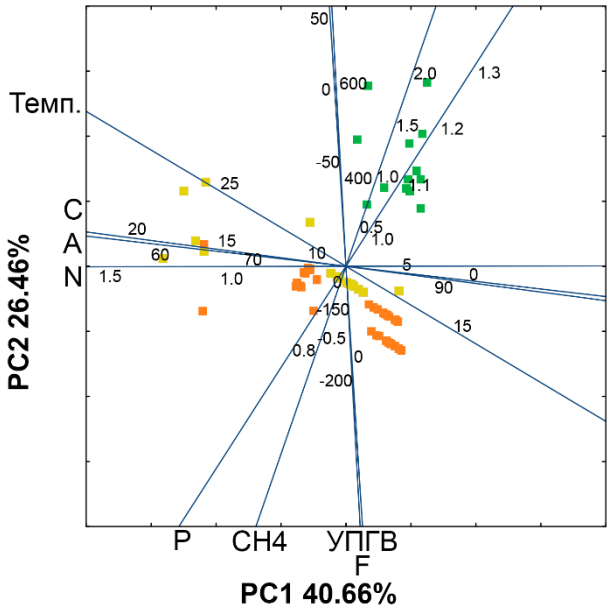

Рисунок 5.11 – Диаграмма главных компонент (PC1 и PC2) для: CH_4 (мгС-CH_4 $м^{-2}$ $ч^{-1}$), уровня почвенно-грунтовых вод (WTL), надземной фитомассы (F), температуры воздуха (t), зольности торфа (AC), плотности сложения почв (BD), общего содержания углерода (C) и общего азота в почве (N). Растительные сообщества: солончаковато-луговые (■), влажно-луговые слабо солончаковатые (■) и влажные тростниково-осоковые (■).

Некоторые точки солончаковато-луговых и влажно-луговых сообществ также расположены кучно – основную вариабельность вносила температура, которая относительно плавно менялась в течение периода измерений. Тростниково-осоковые сообщества дифференцированы по компоненте 2, за счет крайне большого разброса величин потоков метана, что, вероятно, было обусловлено расположением УПГВ относительно поверхности почвы. При УПГВ, соответствующим дневной поверхности и незначительно превышающим ее, эмиссия CH_4 была достаточно велика, в то время как при УПГВ ниже поверхности почвы определенная часть CH_4 могла быть окислена метатрофными организмами, что снижало его наблюдаемую эмиссию.

5.6. Оценка баланса углерода на торфянике Берказан-Камыш

Резюмируя приведенные результаты по современным характеристикам торфяной залежи, свойствам растительного покрова, величине и динамике потоков диоксида углерода и метана в различных растительных сообществах торфяника мы предприняли попытку оценить его углеродный баланс.

Согласно нашим расчетам, органогенные почвы торфяника Берказан-Камыш способны терять в результате осушения и последующей минерализации органического вещества около 55.6 мгС $м^{-2}$ $ч^{-1}$, что формирует ежегодный источник (при условии продолжительности бесснежного периода 213 дней, и допущении о нулевых потерях за его пределами) 286 гС $м^{-2}$ $год^{-1}$.

Мы предполагаем, что данные потери были учтены в рамках измерения нетто-экосистемного обмена в различных растительных сообществах торфяника. При этом некоторые из них, в частности солончаковато-луговые и влажно-луговые слабо солончаковатые, продолжают терять углерод (несмотря на фотосинтетическую деятельность растений) со скоростью от 105±61 гС $м^{-2}$ $год^{-1}$до 158±33 гС $м^{-2}$ $год^{-1}$соответственно. Необходимо отметить, что наблюдаемый нетто-экосистемный обмен в данных сообществах меньше, чем расчетные величины эмиссии углерода почвами; это говорит о стоке углерода в автотрофные компоненты экосистемы в течение вегетационного периода, однако меньшем, чем его потери при минерализации. Можно сделать предположение о том, что в отсутствие понижения УПГВ в результате осушения, даже при условии сохранения современного характера распространения растительных сообществ, торфяник Берказан-Камыш мог бы играть роль стока углерода лишь за счет понижения интенсивности минерализации торфа. Дополнительное повышение уровня грунтовых вод, например, путем вторичного обводнения, усилило бы этот эффект.

Это отчасти подтверждается положительным (накопление углерода) балансом NEE, наблюдаемым на участках влажных тростниково-осоковых растительных сообществ, которые являются стоком углерода со скоростью до -37±20 гС $м^{-2}$ $год^{-1}$. Солончаковато-луговые растительные сообщества

распространены на площади 576 га, влажно-луговые слабо солончаковатые 105 га, и увлажненные тростниково-осоковые 180 га, что соответствует суммарной (по площади) эмиссии диоксида углерода величиной 910±190, 110±64 и -67±36 тС/год соответственно, и характеризует торфяник Берказан-Камыш как источник до 954±290 тС/год.

Необходимо подчеркнуть, что основной вклад в потери углерода вносят широко распространенные солончаковато-луговые растительные сообщества, автотрофные компоненты которых не способны к быстрой ассимиляции углерода, а почвы в силу гидрологических особенностей к его сохранению.

Приведенная оценка носит консервативный характер, так как не учитывает возможные потери углерода от торфяных пожаров, которые неоднократно происходили ранее, а также вынос углерода в растворенной и взвешенной форме с почвенным стоком, что усугубляется наличием сети мелиоративных каналов. Антропогенное использование территории торфяника, а также наблюдаемые климатические изменения могут привести к дополнительной деградации экосистем торфяника Берказан-Камыш.

ВЫВОДЫ

1. На примере осушенного торфяника в лесостепной зоне ЕТР изучено современное состояние растительного и почвенного покрова, характерные уровни почвенно-грунтовых вод и потоки CO_2 и CH_4, сделана попытка оценить скорость торфонакопления и потерю углерода торфа в результате осушения и последующего хозяйственного использования.

2. В современном растительном покрове осушенного торфяника преобладают (около 64% площади) солончаковато-луговые сообщества, не характерные для болот. Произошла инвазия солеустойчивых и сорных видов (приурочены к участкам пожарищ и сбитых пастбищ), число последних составляет 18% от всей флоры. Тростниково-осоковая растительность занимает около 20% площади и распространена в локальных понижениях рельефа и на участках с дополнительным питанием ключевыми водами. После осушения растительный покров претерпел более быстрые в сравнении с почвенным и радикальные изменения. Болотная растительность торфяных почв была вытеснена ксерофитными видами, тогда как влаголюбивые сообщества оказались широко распространены на минеральных почвах.

3. Важным фактором распространения растительности является УПГВ, который в среднем был 120±49 см ниже поверхности почвы для участков солончаковато-луговых сообществ, 80±28 см ниже поверхности почвы для влажно-луговых слабо солончаковатых и 10±31 см (с периодическим установлением выше поверхности почвы) для тростниково-осоковых.

4. На изученном торфянике были диагностированы 4 основные почвенные разности: лугово-черноземные солончаковатые бескарбонатные суглинистые, луговые обычные глинистые, мелиорированные торфяные низинные освоенные и болотные низинные торфяно-глеевые почвы. Как и до осушения и использования, западная часть характеризуется преобладанием торфяных почв, хотя и в частично деградировавшем виде. Содержание углерода в верхних горизонтах торфяных почв сократилось на 7-18%, возросла плотность сложения (до 0.54 г/см^3 в сухом торфе). И в минеральных и в

органогенных почвах наблюдаются признаки засоления. Несмотря на значительные изменения, современные почвы диагностируются в рамках классификационных единиц, близких описанным ранее (Материалы, 1938).

5. По результатам анализа скорости торфонакопления (LORCA) и изменения физико-химических свойств торфа, предположительные потери углерода в верхнем (0-35 см) горизонте органогенных почв составили 12.8±2.1 кгС/м^2, без учета добычи торфа и пожаров.

6. На участках, занятых солончаковато-луговыми и влажно-луговыми слабо солончаковатыми сообществами характерные значения нетто-экосистемного обмена, дыхания экосистемы и потоков метана составили 41±18 (NEE), 189±37 (Reco), -0.024±0.010 (CH_4) и -8±73, 327±44, -0.013±0.019 мгС м$^{-2}$ ч$^{-1}$, для тростниково-осоковых -62±91, 405±56 и 0.79±0.40 мгС м$^{-2}$ ч$^{-1}$, соответственно Суточная динамика NEE, Reco и потока CH_4 также различна для растительных сообществ. В тростниково-осоковых NEE коррелирует с интенсивностью ФАР и характеризуется поглощением CO_2 днем (до -378 – -524 мгС м$^{-2}$ ч$^{-1}$) и выделением ночью (до 30 – 190). Reco коррелирует с температурой почвы и характеризуется средними значениями 146-422 днем и 125-154 ночью. Эмиссия CH_4 (0.032 – 0.040 днем и 0.014 – 0.026 ночью) коррелирует с температурой воздуха, однако важным фактором является УПГВ. В солончаковато-луговых сообществах связь потоков CO_2 и CH_4 с факторами среды аналогична, однако NEE характеризуется исключительно положительными значениями (потери днем не менее 83-99 мгС м$^{-2}$ ч$^{-1}$); Reco варьирует от 199-222 мгС м$^{-2}$ ч$^{-1}$ ночью до 365-408 днем; поток CH_4 варьирует от -0.028 до 0.032 мгС м$^{-2}$ ч$^{-1}$.

7. По результатам моделирования динамики потоков CO_2 и CH_4 в течение вегетационного периода солончаковато-луговые и влажно-луговые сообщества оказались источниками углерода (158±33 и 0.20±0.13; 105±61 и 2.69±0.25 гС м$^{-2}$ сезон$^{-1}$ соответственно), а тростниково-осоковые его поглотителями (-37±20 и 8.35±1.73 гС м$^{-2}$ сезон$^{-1}$).

8. Эмиссия метана на осушенном торфянике продолжается на сохранившихся увлажненных территориях, из дренажных канав (даже при их высыхании), в то время на более дренированных участках наблюдается его поглощение.

СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ

LORCA (Long-term apparent rate of carbon) – долговременная кажущаяся скорость накопления С, рассчитываемая на основании возраста слоя торфа (обычно по 14С) и удельного запаса углерода (по плотности сложения, вычету зольности и содержанию С в торфе) на единицу площади в вышележащем слое торфа. Представляет среднее значение накопления С за рассматриваемый период, возможные изменения скорости торфонакопления и даже его прерывание не учитывается (Joosten, Clarke, 2002).

NEE (Net Ecosystem Exchange) – нетто-экосистемный обмен – чистый обмен диоксида углерода между экосистемой и атмосферой за промежуток времени. В данной работе знак «-» используется для обозначения ассимиляции диоксида углерода и знак «+» для обозначения выделение диоксида углерода из экосистемы в атмосферу.

Reco (Ecosystem respiration) – дыхание экосистемы (или валовое дыхание – Gross respiration) – сумма дыхания автотрофов (дыхание надземных и подземных частей растений) и гетеротрофов. Для естественных болот и антропогенно измененных торфяников, имеющих растительный покров, экосистемное дыхание включает в себя дыхание растений, эмиссию CO_2 из торфа и из подстилки.

Коэффициент Q_{10} – величина, равная отношению скорости биохимической реакции при повышении температуры на 10°С к первоначальному значению скорости.

Торфяник – используется по аналогии с англоязычным термином «peatland» (Joosten, Clarke, 2002), обозначающим экосистему, характеризующуюся наличием торфа, но в первую очередь утратившим или сильно изменившим (по антропогенным или иным причинам) болотный растительный покров и даже часть торфяной залежи.

Торфяное болото (Болото) – большинство научных направлений и отраслей использует закрепленное ГОСТом гидрологическое определение болота как «природное образование, занимающее часть земной поверхности и

представляющее отложения торфа, насыщенные водой и покрытые специфической растительностью» (Гидрология ..., 1973). В ботанике и ряде других направлений наличие торфа не является обязательным атрибутом болота (Ниценко, 1967), и для исключения семантических разночтений и обеспечения межотраслевого взаимодействия было предложено использование термина «торфяное болото» (Основные ..., 2003), широко используемого в настоящее время.

Удельный поток газа (или поверхностная плотность потока) – масса вещества, переносимая в единицу времени через единицу поверхности (Филиппов, 1986).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Ю.Е. Галеева А.Х., Губанов И.А. Определитель высших растений Башкирской АССР // М.: Наука, 1989. 375 с.

2. Алексеев Ю.Е., Кучеров Е.В., Мулдашев А.А. Определитель высших растений Башкирской АССР: Сем. Brassicaceae-Asteraceae // М.: Наука, 1989.

3. Архив погоды // [Электр. ресурс] ООО «Расписание Погоды». Режим доступа: www.rp5.ru

4. Баишева Э.З., Мартыненко В.Б., Миркин Б.М., Мулдашев А.А., Широких, П.С., Бикбаев, И.Г. Болота Республики Башкортостан как объект первостепенной охраны // Вестник Академии наук Республики Башкортостан. 2015. Т. 20. №. 3 (79).

5. Баишева Э.З., Мулдашев, А.А., Мартыненко, В.Б., Минаева, Т.Ю., Широких, П.С. Флора карстовых болот Башкирского Предуралья // Ботанический журнал. 2012. Т. 97. №. 8. С. 26.

6. Благовещенский И.В. Осоково-сфагновые сообщества болот центральной части Приволжской возвышенности // Ботанический журнал. 2014. Т. 99. №. 2. С. 205–226.

7. Благовещенский И.В. Растительность болот заказника «Сурский» (Ульяновская область) // Ботанический журнал. 2001. Т. 86. №. 3. С. 97.

8. Благовещенский И.В. Структура растительного покрова, систематический, географический и эколого-ботанический анализ флоры болотных экосистем центральной части Приволжской возвышенности. Дис. … д-ра биол. наук. Ульяновск, 2006. 495 с.

9. Боч М.С. Экосистемы болот СССР. Рипол Классик, 1979.

10. Брадис Е.М. Торфяные болота Башкирии // Дис. ... докт. биол. наук. Киев. 1951.

11. Валуцкий В.И. Растительность лесостепных рямов в Восточной Барабе // Turczaninowia. 14(1). 2011. С.109–119.

12. Веретенникова Е.Э., Дюкарев Е.А. Суточные вариации эмиссии метана с поверхности болотных экосистем Западной Сибири в летний период // Метеорология и гидрология. 2017. №5 С. 69–79.

13. Волкова Е.М. Болота Среднерусской возвышенности: генезис, структурно-функциональные особенности и природоохранное значение. Автореф. дис. … докт. биол. наук. СПб. 2018.

14. Волкова Е.М. Итоги и перспективы изучения болот в Тульской области // Тульский экологический бюллетень. 2007. Вып. 2. С. 283–296.

15. Вомперский С.Э. Биосферное значение болот в углеродном цикле // Природа. №7. 1994. С. 44–50.

16. Вомперский С.Э. Экологизация лесного и сельского хозяйства в связи с задачами устойчивого развития // Лесное хозяйство. 1999. № 3. С. 2–4.

17. Вомперский С.Э., Иванов А.И., Цыганова О.П., Валяева Н.А., Глухова Т.В., Дубинин А.И., Глухов А.И., Маркелова Л.Г. Заболоченные органогенные почвы и болота России и запас углерода в их торфах // Почвоведение. 1994. № 12. С. 17-25.

18. Вомперский С.Э., Сирин А.А., Сальников А.А., Цыганова О.П., Валяева Н.А. Оценка площади болотных и заболоченных лесов России // Лесоведение. 2011. № 5. С. 3-11.

19. Вомперский С.Э., Сирин А.А., Цыганова О.П., Валяева Н.А., Майков Д.А. Болота и заболоченные земли России: попытка анализа пространственного распределения и разнообразия // Изв. РАН. Сер. географ. 2005. № 5. С. 21–33.

20. Гареев А.М., Галимова Р. Г. Справочник по климату Республики Башкортостан // Уфа: Кафедра гидрологии и геоэкологии БГУ, 2010. 63 с.

21. Гвоздецкий Н. А. Физико-географическое районирование СССР: характеристика региональных единиц // Издательство Московского университета, 1968. 578 с.

22. Глаголев М.В., Клепцова И.Е., Казанцев В.В., Филиппов И.В., Мачида Т., Максютов Ш.Ш. Эмиссия метана из типичных болотных ландшафтов

лесостепи Западной Сибири: к «стандартной модели» Bc5 // Вестник ТГПУ. 2009. Вып. 11(89). С. 198–206.

23. Глаголев М.В., Сирин А.А., Лапшина Е.Д., Филиппов И.В. Изучение потоков углеродсодержащих парниковых газов в болотных экосистемах Западной Сибири // Вестн. ТГПУ. 2010. Т. 93. № 3. С. 120–127.

24. Глаголев М.В., Чистотин М.В., Шнырев Н.А., Сирин А.А. Летне-осенняя эмиссия диоксида углерода и метана осушенными торфяниками, измененными при хозяйственном использовании, и естественными болотами (на примере участка Томской области) // Агрохимия. 2008. № 5. С. 56–68.

25. Головацкая Е.А., Дюкарев Е.А. Сезонная и суточная динамика эмиссии CO_2 с поверхности олиготрофной торфяной почвы // Метеорология и гидрология. 2011. № 6. С. 84–93.

26. Горчаковский П.Л. Алексеев Ю.Е., Алексеев Е.Б., Габбасов К.К. и др. Растительность и ботанико-географическое деление Башкирской АССР // Определитель высших растений Башкирской АССР. Сем. Onocleaceae-Fumariaceae. М.: Наука, 1988. С. 5–13.

27. ГОСТ 11306-83. Торф и продукты его переработки. Методы определения зольности // М.: Изд-во стандартов, 1983. 7 с.

28. Гришуткин О.Г. Болота Мордовии: ландшафтно-экологический анализ, флора, последствия антропогенного воздействия // Саранск; Пушта, 2015. 154 с.

29. Гришуткин О.Г. Площадь и территориальное распределение болот в Мордовском государственном природном заповеднике // Труды Мордовского государственного природного заповедника им. П.Г. Смидовича. 2011. №. 9. С. 280–281.

30. Гришуткин О.Г., Варгот Е.В., Силаева Т.Б., Хапугин А.А., Чугунов Г.Г. Растительный покров болот Мордовии // Вестник ТГПУ. 2013. №8 (136). С. 28–34.

31. Гуленок Г.Е., Ильичева Ю.А., Кислова В.П., Кузьмичева В.Г., Серова Е.К. Торфяные месторождения Башкирской АССР // Справочник. М.: Мин-во геологии СССР, 1989. 321 с.

32. Длина светового дня в Уфе // [Электронный ресурс] ООО «Манатекс». Режим доступа: http://voshod-solnca.ru/Уфа.html

33. Доктуровский В.С. Предварительный отчет об исследованиях болот Волынской губернии в 1913 году // Труды Общества исследователей Волыни. 1914. С. 112–117.

34. Доктуровский В.С. Торфяные болота // Государственное научно-техническое горное издательство, М.-Л.: 1935. 193 с.

35. Домбровская А.В., Коренева М.М., Тюремнов С.Н. Атлас растительных остатков, встречаемых в торфе // М.-Л.: Госэнергоиздат. 1959. 228 с.

36. Егоров В. В. и др. Классификация и диагностика почв СССР // М.: Колос, 1977. 225 с.

37. Зацаринная Д.В. Экологические особенности и растительность карстовых болот зоны широколиственных лесов (на примере Тульской области). Дис. … канд. биол. наук. Москва. 2015. 173 с.

38. Зацаринная Д.В., Волкова Е.М. Экологические особенности растительных сообществ сплавинных карстовых болот Тульской области // Известия Тульского государственного университета. Естественные науки. 2011. №. 1. С. 227–236.

39. Иванова Т.И., Семихатова О.А., Юдина О.С., Леина Г.Д. Влияние температуры на дыхание растений естественных экосистем различных ботанико-географических зон // Эколого-физиологические исследования фотосинтеза и дыхания растений. Л.: Наука, 1989. С. 140–167.

40. Ильясов Д.В., Сирин А.А., Суворов Г.Г., Мартыненко В.Б. Летние потоки диоксида углерода и метана на осушенном торфянике в условиях лесостепи Республики Башкортостан // Агрохимия. 2017. № 1. С. 50–62.

41. Ильясов Д.В., Сирин А.А., Суворов Г.Г., Метелева М.М., Маслов, А.А. Мулдашев А.А., Широких П.С., Бикбаев И.Г., Мартыненко В.Б. Почвы и растительность антропогенно-измененного торфяника в степной зоне (на примере массива Берказан-Камыш, Башкирия) // Агрохимия. 2018. №. 12. С. 46–59.

42. Казанцев В.С., Глаголев М.В. Эмиссия CH_4 в подзоне северной тайги: «стандартная модель» Аа3 // Динамика окружающий среды и глобальные изменения климата. 2008. № S1. С. 200–207.

43. Кац Н.Я. Болота земного шара // М.: Наука, 1971. 295 с.

44. Кац Н.Я. Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение // М.: Географгиз. 1948. 320 с.

45. Кац Н.Я., Кац С.В., Скобеева Е.И. Атлас растительных остатков в торфах // М.: Недра, 1977. 376 с.

46. Качинский Н.А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения // М.: Изд-во АН СССР, 1958. 65 с.

47. Климанов В.А., Сирин А.А. Динамика торфонакопления болотами Северной Евразии за последние 3000 лет //Доклады Академии Наук. Наука, 1997. Т. 354. №. 5. С. 683–686.

48. Кордэ Н.В. Биостратификация и типология русских сапропелей // М.: Академия наук СССР. 1960. 219 с.

49. Косых, Н.П. Биологическая продуктивность болот лесостепной зоны. // Вестник Томского государственного педагогического университета. №3. 2009. С. 87–90.

50. Куликова, Г.Г. Основные геоботанические методы изучения растительности / Летняя учебно-производственная практика по ботанике, А.К. Тимонин (ред.) // М.: Издательство Кафедры Высших растений биологического факультета Московского университета, 2006. 152 с.

51. Курнаев С.Ф. Лесорастительное районирование СССР // М.: Наука. 1973. 203 с.

52. Кучеровская-Рожанец С.Е., Крашенинников И.М. Ботанико-географические районы Башкирского Предуралья / Природные ресурсы Башкирской АССР. Растительность Башкирской АССР // М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941. С. 95–152.

53. Лиштван И.И., Базин Е.Т., Гамаюнов Н.И., Тереньтев А.А. Физика и химия торфа // М.: Недра, 1989. 304 с.

54. Мартыненко В. Б., Бикбаев И.Г., Мулдашев А.А., Баишева Э.З., Минаева Т.Ю., Сирин А.А., Широких П.С., Миркин Б.М. Биоразнообразие болот Республики Башкортостан // Западно-Сибирские торфяники и цикл углерода: прошлое и настоящее. 2017. С. 31–33.

55. Мартыненко В.Б., Баишева Э.З., Широких П.С., Мулдашев А.А. Пространственная структура комплексов растительности карстовых болот Башкирского Предуралья // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. 2012а. Т. 14. №. 1–4.

56. Материалы детальной разведки торфяника Берказан-Камыш // Центральный технический архив Главторффонда, 1938. 20 с.

57. Медведева М.А., Возбранная А.Е., Барталев С.А., Сирин А.А. Оценка состояния заброшенных торфоразработок по многоспектральным спутниковым изображениям // Исследование Земли из космоса, 2011. № 5. С. 80–88.

58. Медведева М.А., Возбранная А.Е., Сирин А.А., Маслов А.А. Возможности различных многоспектральных спутниковых данных для оценки состояния неиспользуемых пожароопасных и обводняемых торфоразработок // Исследование Земли из космоса, 2017. № 3. С. 76–84. DOI: https://doi.org/10.7868/S0205961417020051

59. Минаева Т.Ю., Сирин А.А. Биологическое разнообразие болот и изменение климата // Успехи современной биологии. 2011. Т.131. № 4. С. 393–406.

60. Мулдашев А.А., Позднякова Э.П., Едренкина Л.А., Сагитов Ш.З., Волков А.М., Богдан Е.А., Хизбуллин Ф.Ф., Косарев М.Н., Гареев Э.З.,

Мартыненко В.Б., Яныбаева В.А., Султангареева Л.А. Реестр особо охраняемых природных территорий Республики Башкортостан // Изд. 2-е, перераб. Уфа: Издательский центр «МедиаПринт». 2010. 414 с.

61. Наумов А.В. Дыхание почвы: составляющие, экологические функции, географические закономерности // Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 208 с.

62. Наумов А.В., Косых Н.П., Паршина Е.К., Артымук С.Ю. Верховые болота лесостепной зоны, их состояние и мониторинг // Сибирский экологический журнал. 2009а. Т. 16. № 2. С. 251–259.

63. Наумов, А.В. Современные процессы газообмена в сфагновых болотах лесостепной зоны Барабы (Западная Сибирь) // Сибирский экологический журнал. №18(5). 2011. С. 657-663.

64. Некрасова Г.Ф., Ронжина Д.А., Малева М.Г., Пьянков В.И. // Физиология растений. 2003. Т. 50. С. 65.

65. Полевой определитель почв // М.: Почвенный ин-т им. Докучаева, 2008. 182 с.

66. Природные условия и биота Природного парка «Аслы-Куль» // кол. авт.; под ред. Б. М. Миркина, В. Б. Мартыненко. Уфа: Башк. энцикл., 456 с. ISBN 978-5-88185-411-9

67. Пьявченко Н.И. Агрохимические свойства торфяников среднерусской лесостепи // Тр. Ин-та леса. 1955. Т. 24. С. 153–167.

68. Пьявченко Н.И. Торфяники Русской лесостепи // М.: Изд-во АН СССР, 1958. 190 с.

69. Сабреков А.Ф., Филиппов И.В., Глаголев М.В., Терентьева И.Е., Ильясов Д.В., Коцюрбенко О.Р., Максютов Ш.Ш. Эмиссия метана тростниковыми болотами лесостепи и подтайги западной Сибири // Метеорология и гидрология. №1. 2016а. С. 53–59.

70. Сабреков, А.Ф., Филиппов, И.В., Терентьева, И.Е., Глаголев, М.В., Ильясов, Д.В., Смоленцев, Б.А. Максютов, Ш.Ш. Пространственная вариабельность эмиссии метана из травяно-моховых болот подтайги и

лесостепи западной Сибири // Известия Российской академии наук. Серия биологическая. № 2. 2016б. С. 199–206.

71. Сирин А., Минаева Т., Возбранная А., Барталев С. Как избежать торфяных пожаров? // Наука в России. № 2. 2011. С. 13–21.

72. Состояние биоразнообразия природных экосистем России / Под ред. Орлова В.А., Тишкова А.А. М.: НИА-Природа, 2004. С. 103–113. http:// www.biodat.ru/doc/biodiv/

73. Степанова, В.А., Артымук, С.Ю. Паршина, Е.К. Запасы растительного вещества и торфа в рямах лесостепи Новосибирской области // Интерэкспо Гео-Сибирь. №4(2). 2009.

74. Суворов Г.Г., Чистотин М.В., Сирин А.А. Потери углерода при добыче торфа и сельскохозяйственном использовании осушенного торфяника в Московской области // Агрохимия. 2015. № 11. С. 51–62.

75. Суворов Г.Г. Изменение потоков CO_2, CH_4 и запасов углерода лесоболотной экосистемой в результате добычи Торфа и сельскохозяйственного использования (на примере Дубненского массива Московской области). Дис. … канд. биол. наук. Москва. 2018. 128 с.

76. Сукачев В.Н. Болота, их образование, развитие и свойства // Петроград.: Новая Деревня, 1926. 127 с.

77. Танфильев Г.И. Болота и торфяники // СПб., 1900.

78. Танфильев Г.И. Болота и торфяники Полесья // Заседание СПб. собрания с. х-ва. 1895. №. 5. С. 1–43.

79. Торфяные болота России: к анализу отраслевой информации // Под ред. Сирина А.А., Минаевой Т.Ю. М.: Геос, 2001. 190 с.

80. Физико-географическое районирование Башкирской АССР // Уфа, 1964. 210 с.

81. Флеров А. Ф. Изучение и исследование болот // Вестник торфяного дела. 1914. №. 1. С. 11.

82. Флеров А.Ф. О русских болотах // Известия научно-экспериментального торфяного института. 1922. №. 2.

83. Флеров А.Ф. Растительность Кобулетских болот // Почвоведение. 1936. Т. 2. С. 211–223

84. Хмелев К.Ф. Ботанико-географическое районирование болот Центрального Черноземья // Научные доклады выс. школы. Биол. науки. 1975. №. 6. С. 65.

85. Хмелев К.Ф. Закономерности развития болот во взаимодействии с окружающей // Значение болот в биосфере. М.: Наука. 1980.

86. Хмелев К.Ф. Закономерности развития болотных экосистем Центрального Черноземья // Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та. 1985.

87. Черепанов С.К. Сосудистые растения России и сопредельных государств (в пределах бывшего СССР) // Русское издание. Спб.: Мир и семья, 1995. 992 с.

88. Чистотин М.В., Сирин А.А., Дулов Л.Е. Сезонная динамика эмиссии углекислого газа и метана при осушении болота в Московской области для добычи торфа и сельскохозяйственного использования // Агрохимия. 2006. №6. С. 54–62.

89. Юмагулова Э.Р. Эколого-физиологические механизмы адаптации и типы стратегии растений верховых болот (в пределах Ханты-Мансийского автономного округа) // Вестник СГТУ. 2007. № 1 (21). С. 135.

90. Юрковская Т.К. Болота России на геоботанической карте // О сукцессионных системах ассоциаций после рубок в широколиственных и хвойно-широколиственных лесах // 2018. С. 155–157.

91. Юрковская Т.К. География и картография растительности болот Европейской России и сопредельных территорий // Ботанический ин-т им. ВЛ Комарова, 1992. 256 с.

92. A Quick scan of peatlands in central and eastern Europe. / Eds. Minayeva T., Sirin A., Bragg O. The Netherlands, Wageningen: Wetlands International, 2009. 132 p.

93. Aljes M., Heinicke T., Zeitz, J. Peatland ecosystems in Kyrgyzstan: Distribution, peat characteristics and a preliminary assessment of carbon storage/ / Catena. 2016. V. 144. P.56–64.

94. Ashley G.M., Maitima Mworia, J., Muasy A.M., Owen R.B., Driese S.G., Hover V.C., Renaut R.W., Goman M.F., Mathai S., Blatt S.H. Sedimentation and recent history of a freshwater wetland in a semi-arid environment: Loboi Swamp, Kenya, East Africa // Sedimentology. 2004. V. 51(6). P.1301–1321.

95. Assessment on peatlands, biodiversity and climate change. Main Report // Parish F., Sirin A., Charman D., Joosten H., Minaeva T., Silvius M., Stringer L. (Eds.). Global Environment Centre, Kuala Lumpur and Wetlands International, Wageningen. 2008. 179 p.

96. Bergman I., Svensson B.H., Nilsson M. Regulation of methane production in aSwedish acid mire by pH, temperature and substrate // Soil Biology and Biochemistry. 1998. P. 729–741.

97. Castañeda C., Herrero, J. Assessing the degradation of saline wetlands in an arid agricultural region in Spain // Catena. 2008. V. 72(2). P.205–213.

98. Dise N. B., Gorham E., Verry, E.S. Environmental factors controlling methane emissions from peatlands in Northern Minnesota // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 10583–10594.

99. Duguid A., Barnetson J., Clifford B., Pavey C., Albrecht D., Risler J. McNellie M. Wetlands in the arid Northern Territory. A report to the Australian Government Department of the Environment and Heritage on the inventory and significance of wetlands in the arid NT // Northern Territory Government Department of Natural Resources, Environment and the Arts. Australia, Alice Springs, 2005. 308 P.

100. Dunfield P., Knowles R., Dumont R., Moore, T.R. Methane production and consumption in temperate and subarctic peat soils: Response to temperature and pH // Soil Biology and Biochemistry. 1993. V. 25. P. 321–326.

101. Earth Explorer. USGS. Digital elevation SRTM 1 Arc-second Global [электронный ресурс] // URL: https://earthexplorer.usgs.gov/

102. Frolking S.E., Roulet N., Fuglestvedt J. The impact of a northern peatland on the earth's radiative budget: sustained methane emission versus sustained carbon sequestration // Journal of Geophysical Research: Biogeosciences. 2006. V. 111. D08S03, doi: 10.1029/2005JG000091.

103. Granberg G., Mikkelä C., Sundh I., Svensson Bo H., Nilsson, M. Sources of spatial variation in methane emission from mires in northern Sweden: A mechanistic approach in statistical modeling // Global Biochemical Cycles. 11. 1997. P. 135–150.

104. Grundling P., Grootjans A.P., Price J.S. Ellery W.N. Development and persistence of an African mire: How the oldest South African fen has survived in a marginal climate // Catena. 110. 2013. P.176–183.

105. Grundling P.L. Genesis and hydrological function of an African mire: understanding the role of peatlands in providing ecosystem services in semi-arid climates // Waterloo, Ontario, Canada. 2015.

106. Grundling P.L. Grobler R.E. Peatlands and mires of South Africa // Stapfia. 85. 2005. P. 379–396.

107. Guo M., Wang X.F., Li J., Yi K.P., Zhong G.S., Wang H.M., Tani H. Spatial distribution of greenhouse gas concentrations in arid and semi-arid regions: A case study in East Asia // Journal of arid environments. 91. 2013. P.119–128.

108. Hribljan J.A., Cooper D.J., Sueltenfuss J., Wolf E.C., Heckman K.A., Lilleskov, E.A., Chimner, R.A. Carbon storage and long-term rate of accumulation in high-altitude Andean peatlands of Bolivia // Mires and Peat. 15(12). 2015. P.1–14.

109. Huth V. et al. Divergent NEE balances from manual-chamber CO2 fluxes linked to different measurement and gap-filling strategies: A source for uncertainty of estimated terrestrial C sources and sinks? // Journal of Plant Nutrition and Soil Science. 2017. V. 180. No. 3. P. 302-315.

110. IPCC 2014, 2013 Supplement to the 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories: Wetlands, Hiraishi, T., Krug, T., Tanabe, K., 118

Srivastava, N., Baasansuren, J., Fukuda, M., Troxler, T.G. (eds). Published: IPCC, Switzerland.

111. IUSS Working Group WRB. World reference base for soil resources 2014. International Soil Classification System for Naming Soils and Creating Legends for Soil Maps. // World Soil Resources Reports No. 106. FAO. Rome. 2014. Available at: http://www.fao.org/3/i3794en/I3794en.pdf

112. Janssens I. A., Pilegaard K. I. M. Large seasonal changes in Q10 of soil respiration in a beech forest // Global Change Biology. 2003. V. 9. No. 6. P. 911–918.

113. Jenkins K.M., Boulton A.J., Ryder, D.S. A common parched future? Research and management of Australian arid-zone floodplain wetlands // Hydrobiologia. 2005. P. V. 552(1). P. 57–73.

114. Joosten H., Clarke D. Wise use of mires and peatlands background and principles including a framework for decision-making // Saarijarvi, Finland: Saarijärven Offset Oy, Saarijärvi. 2002. 303 p.

115. Joosten H., Sirin A., Couwenberg J., Laine J., Smith P. The role of peatlands in climate regulation. In: Peatland Restoration and Ecosystem Services: Science, Policy and Practice. // Cambridge University Press. 2016. P. 66–79.

116. Kazantsev V.S., Glagolev M.V., Golubyatnikov L.L., Maksyutov S.S. 2010. Methane emissions from lakes in West Siberian wetlands // Geophysical Research Abstracts. Vol. 12. EGU2010-358. EGU General Assembly 2010 (Vienna, Austria).

117. Kettunen A., Kaitala V., Alm J., Silvola J., Nykänen H., Martikainen, P. J. Predicting variations in methane emissions from boreal peatlands through regression models // Boreal Environ. Res. 2000. V.5. P. 115–131.

118. Kivinen E., Pakarinen, P. Geographical distribution of peat resources and major peatland complex types in the world // Suomalainen tiedeakatemia. 1981. 132 p.

119. Knox S.H., Sturtevant C., Matthes J.H., Koteen L., Verfaillie J., Baldocchi, D. Agricultural peatland restoration: effects of land use change on

greenhouse gas (CO_2 and CH_4) fluxes in the Sacramento-San Joaquin Delta // Global change biology. 2015. V. 21(2). P. 750–765.

120. Laine A., Wilson D., Kiely G., Byrne K. A. Methane flux dynamics in an Irish lowland blanket bog // Plant Soil. 2007. V.299. 181–193, doi:10.1007/s11104-007-9374-6.

121. Laine J., Vasander H., Laiho, R. Long-term effects of water level drawdown on the vegetation of drained pine mires in southern Finland // Journal of Applied Ecology. 1995. V. 32. P. 785–802.

122. Lamontagne S., Herczeg A.L. Hydrology and ecohydrology of Australian semi-arid wetlands // Hydrological Processes: An International Journal. 2009. V. 23(24). P. 3413–3414.

123. Lloyd J., Taylor J. A. On the temperature dependence of soil respiration //Functional ecology. 1994. P. 315–323.

124. Michaelis L., Menten M. L. The kinetics of the inversion effect // Biochem. J. 1913. T. 49. P. 333–369.

125. Minayeva T., A. A. Sirin, G. B. Stracher. The peat fires of Russia / Coal and Peat Fires: A Global Perspective // Amsterdam, Elsevier. 2013. P. 376–394.

126. Minayeva T., Sirin A., Dorofeycuk N., Smagin V., Bayasgalan D., Gunin P., Dugardjav C., Bazha S., Tsedendash G., Zoyo, D. Mongolian mires: from taiga to desert // Stapfia. 2005. V. 85. P. 335–352.

127. Minayeva T., Sirin A., Dugarjav C. Highland peatlands of Mongolia // The Wetland Book: II: Distribution, Description and Conservation. 2016. P. 1–19.

128. Minckley T.A., Turner D.S., Weinstein, S.R. The relevance of wetland conservation in arid regions: a re-examination of vanishing communities in the American Southwest // Journal of arid environments. 2013. V. 88. P. 213–221.

129. Minke M. et.al. Water level, vegetation composition, and plant productivity explain greenhouse gas fluxes in temperate cutover fens after inundation // Biogeosciences. 2016. V. 13. No. 13. P. 3945–3970.

130. Oberbauer S. F. et al. Environmental effects on CO_2 efflux from riparian tundra in the northern foothills of the Brooks Range, Alaska, USA // Oecologia. 1992. V. 92. No. 4. P. 568–577.

131. Panikov N.S., Titlyanova A.A., Paleeva M.V. Methane emission from wetlands in the south of west Siberia // Dokl. Akad. Nauk. 1993. V. 330. No 3. P. 388–390.

132. Reimer P.J., et.al. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal. B.P. // Radiocarbon. V. 51. 2009. P. 1111–1150.

133. Rinne, J., Riutta, T., Pihlatie, M., Aurela, M., Haapanala, S., Tuovinen, J.-P., and Tuittila, E.-S.: Annual cycle of methane emission from a boreal fen measured by the eddy covariance technique // Tellus B. 2007. V.59. P. 449–457,

134. Sabrekov A.F., Kleptsova I.E., Glagolev M.V., Maksyutov Sh.Sh., Machida T. Methane emission from middle taiga oligotrophic hollows of Western Siberia // Tomsk State Pedagogical University Bulletin. 2011. V. 5. P. 135–143.

135. Sánchez-Carrillo S., Angeler, D.G. eds. Ecology of threatened semi-arid wetlands: Long-term research in Las Tablas de Daimiel (Vol. 2). 2011. Springer Science & Business Media.

136. Sirin A., Medvedeva M., Maslov A., Vozbrannaya A. Assessing the Land and Vegetation Cover of Abandoned Fire Hazardous and Rewetted Peatlands: Comparing Different Multispectral Satellite Data // Land. 2018. V. 7. No 71. 22 p. doi:10.3390/land7020071.

137. Sirin A., Minayeva T., Yurkovskaya T., Kuznetsov O., Smagin V., Fedotov Y.U. Russian Federation (European Part) / Mires and Peatlands of Europe: Status, Distribution and Conservation. Joosten H., Tanneberger F., Moen A., Eds. // Schweizerbart Science Publishers: Stuttgart, Germany, 2017. P. 589–616. doi:10.1127/mireseurope/2017/0001–0049. ISBN 978-3-510-65383-6

138. Sirin A.A. et al. Between humid and arid environment: peatland ecosystems indicate desertification trends in Mongolia // Ecological consequences of biosphere processes in the ecotone zone of Southern Siberian and Central Asia. Ulaanbaatar: Bembi san Publishing House. 2010. P. 86–88.

139. Sirin A.A., Nilsson M., Shumov D.B., Grandberg G., Kovalev A.G.. Seasonal changes in the distribution of dissolved methane in the vertical profile of the mires of the Zapadnaja Dvina Lowland // Doklady Biological Sciences. 1998: P. 348-351.

140. Skrypnikova M, Uspenskaya O., Khokhlova O. Paleoclimate Study of Mountain Ecosystems by Multiple Group Biological Analisis // Science Press and Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS and Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2011. V. 43. No 1. P. 24–36.

141. Squeo F.A., Warner B.G., Aravena R., Espinoza D. Bofedales: high altitude peatlands of the central Andes // Revista chilena de historia natural, 79(2). 2006.

142. Stuiver, M., Reimer, P. J., Reimer, R. W. // 2005. CALIB 5.0. [Программа] Режим доступа:

(http://www.calib.qub.ac.uk/crev50/manual/reference.html).

143. Subke J. A., Reichstein M., Tenhunen J. D. Explaining temporal variation in soil CO2 efflux in a mature spruce forest in Southern Germany // Soil Biology and Biochemistry. 2003. V. 35. No. 11. P. 1467–1483.

144. Svensson B.H. Different temperature optima for methane formation when enrichments from acid peat are supplemented with acetate or hydrogen // Applied and Environmental Microbiology. 1984. V. 48. P. 389–394.

145. Tanneberger F., Tegetmeyer C., Busse S., et.al. The peatland map of Europe // Mires and Peat. 2017. V.19. Article 22. P. 1-17. http://www.mires-and-peat.net/ doi: 10.19189/MaP.2016.OMB.264

146. Terentieva I.E., Glagolev M.V., Lapshina E.D., Sabrekov A.F., Maksyutov S. Mapping of West Siberian taiga wetland complexes using Landsat imagery: implications for methane emissions // Biogeosciences. 2016. V. 13(16). P. 4615–4626.

147. Thakur J.K., Srivastava P.K., Singh S.K., Vekerdy Z. Ecological monitoring of wetlands in semi-arid region of Konya closed Basin, Turkey // Regional Environmental Change. 2012. V. 12(1). P. 133–144.

148. Thiele A., Schloffel M., Etzold J., Peper J., Succow M. Mires and peatlands of Azerbaijan // Peatlands International. 2008(2). 49 P.

149. Tuittila E.S., Komulainen V.M., Vasander H., Laine J. Restored cut-away peatland as a sink for atmospheric CO_2 // Oecologia. 1999. V. 120. P. 563–574.

150. Volkova I., Volkov I., Kuznetsova, A. Mountain mires of South Siberia: biological diversity and environmental functions // International Journal of Environmental Studies. 2009. V. 66(4). P. 465–472.

151. Wang Z.P., Han X.G. Diurnal variation in methane emissions in relation to plants and environmental variables in the Inner Mongolia marshes // Atmospheric Environment. 2005. 39(34). P. 6295-6305.

152. Westermann P. Temperature regulation of methanogenesis in wetlands // Chemosphere. 1993. V. 26. P. 321–328.

153. Whinam J., Hope G. The peatlands of the Australasian region // Stapfia, 2005. V.85. P. 397–433.

154. Wilson D., Alm, J., Laine J., Byrne K. A., Farrell E. P., Tuittila, E.S. Rewetting of cutaway peatlands: are we re-creating hot spots of methane emissions? // Restor. Ecol. 2009. V.17. P. 796–806. doi:10.1111/j.1526-100X.2008.00416.x.

155. Wilson D., Blain D., Couwenberg J., Evans C.D., Murdiyarso D., Page S., Renou-Wilson F., Rieley J., Sirin A., Strack M., E-S. Tuittila E-S. Greenhouse gas emission factors associated with rewetting of organic soils // Mires and Peat. 2016. V.17. Article 04. pp. 1-28.

156. Yao L., Zhao Y., Gao S., Sun J., Li F. The peatland area change in past 20 years in the Zoige Basin, eastern Tibetan Plateau // Frontiers of Earth Science. 2011. 5(3). 271 p.

157. Yu Z., Loisel J., Brosseau D.P., Beilman D.W. Hunt S.J. Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum // Geophysical Research Letters. 2010. V. 37(13). P. 1-5.

ПРИЛОЖЕНИЕ

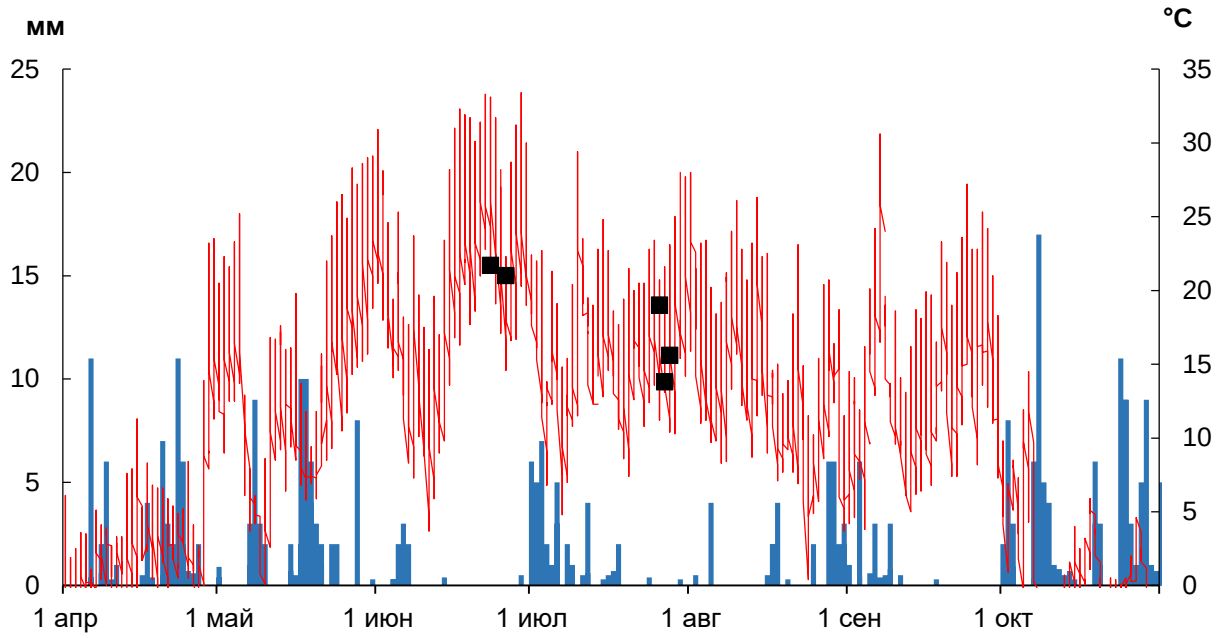

Рисунок 1 – Динамика осадков и температуры воздуха в течение вегетационного периода 2015 г. (метеостанция Аксаково, Республика Башкортостан). Метки – периоды проведения полевых работ

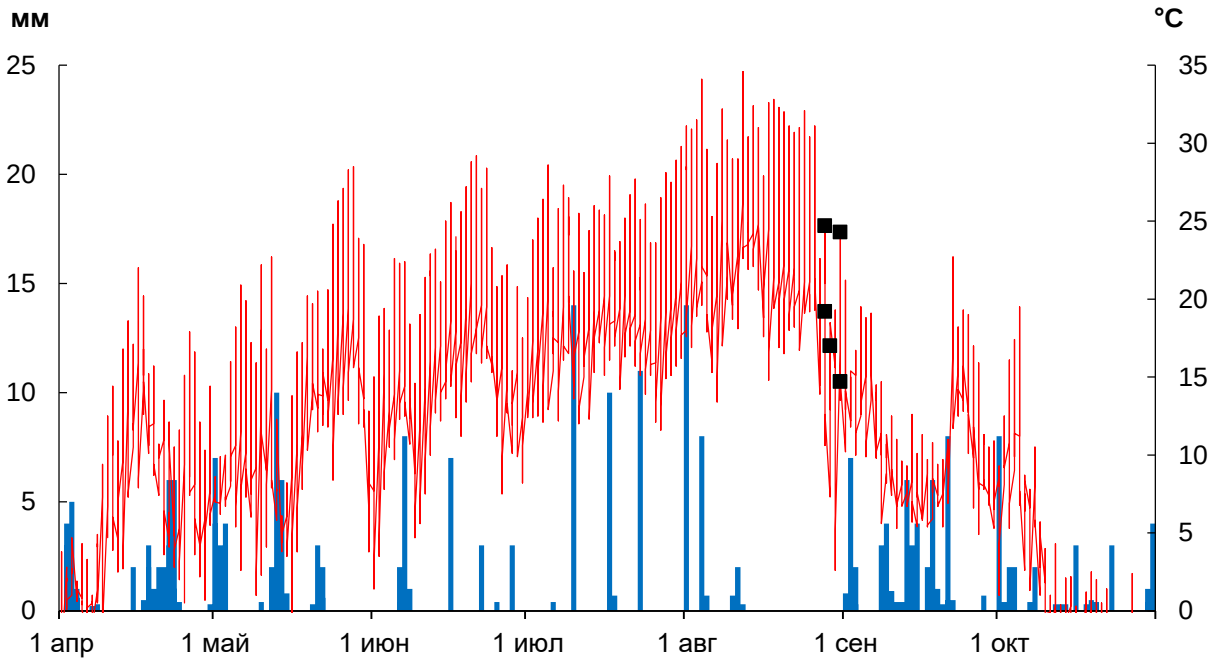

Рисунок 2 – Динамика осадков и температуры воздуха в течение вегетационного периода 2016 г. (метеостанция Аксаково, Республика Башкортостан). Метки – периоды проведения полевых работ

Рисунок 3 – Солончаковато-луговое растительное сообщество

Рисунок 4 – Влажно-луговое слабо солончаковатое растительное сообщество

Рисунок 5 – Увлажненное тростниково-осоковое растительное сообщество

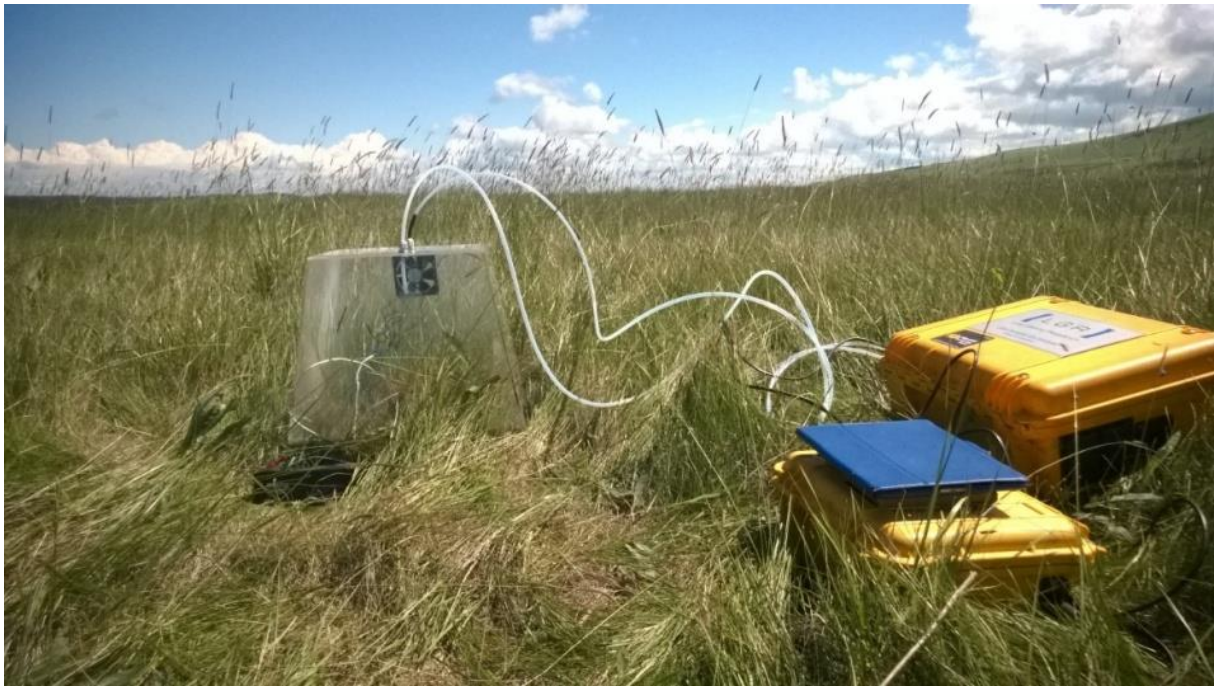

Рисунок 6 – Измерение потоков диоксида углерода и метана портативным газоанализатором на участке солончаковато-лугового растительного сообщества

Рисунок 7 – Измерение потоков диоксида углерода и метана портативным газоанализатором на участке влажно-луговой слабо солончаковатого растительного сообщества

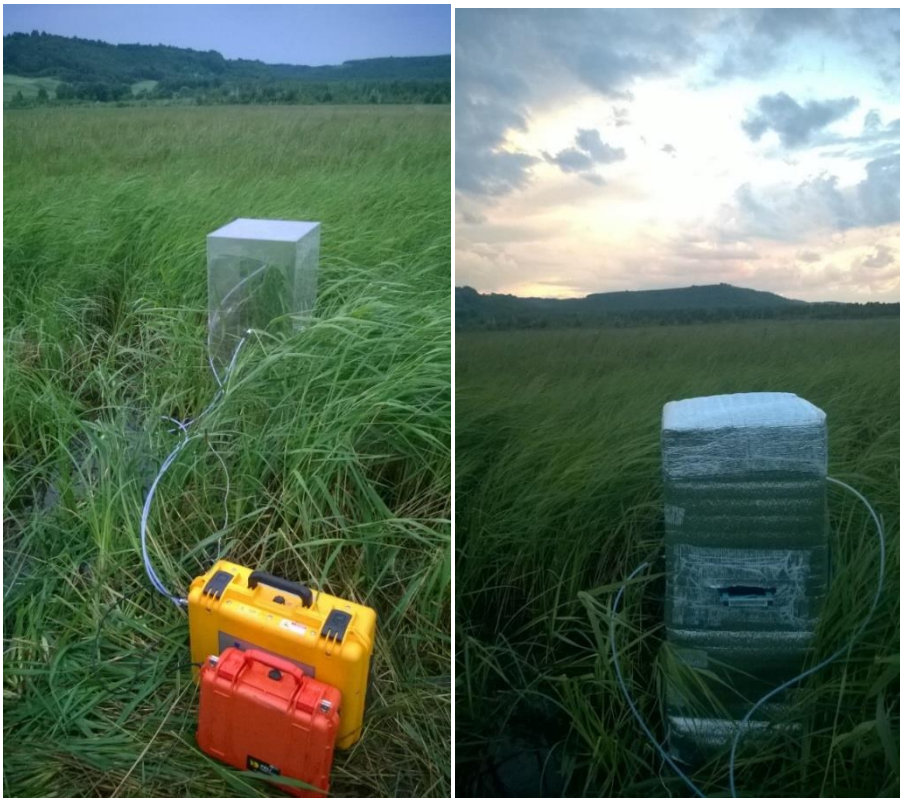

Рисунок 8 – Измерение потоков диоксида углерода и метана портативным газоанализатором на участке тростниково-осокового растительного сообщества

Рисунок 8 – Участок торфяника, характеризующийся дополнительным питанием ключевыми водами

Описания почвенных свойств на изученных участках

Лугово-черноземные солончаковатые бескарбонатные суглинистые почвы (Relictigleyic Chernozems). **Точка 1.6.** Характерен уплотненный солончаковатый горизонт (A1Bsl) с наличием, предположительно, легкорастворимых солей в форме белесой присыпки. В слое 0-10 см содержание крупных (d>2 мм) корней суммарной массой в 1.6 г/дм^3 и мелких (d<2 мм) в 1.0 г/дм^3; в нижележащих горизонтах корни единичны. Характерный УПГВ – от 120 до 180 см ниже поверхности почвы. Выделены горизонты A1-A1Bsl-B-BCg: **A1** (0-10 см) – окраска однородная, цвет серый, средний суглинок, структура зернистая. **A1Bsl** (11-22 см) – окраска однородная, цвет серый, тяжелый суглинок, структура зернистая, плотный.

Отмечены признаки присутствия легкорастворимых солей в форме прожилок. **B** (23-31 см) – окраска неоднородная, цвет буроватый светло-серый, тяжелый суглинок, структура комковатая. **BCg** (31 см -) – окраска неоднородная, цвет бурый, тяжелый суглинок, признаки оглеения в виде сизоватых пятен.

Точка 1.9. В слое 0-10 см содержание крупных корней суммарной массой в 1.1 г/дм^3 и мелких в 4.9 г/дм^3; в нижележащих горизонтах корни единичны. Характерный УПГВ – от 160 до 180 см ниже поверхности почвы. Выделены горизонты A0-A1-A1Bsl-Bg: **A0** (0-4 см) – слой плотной дернины, образованной из мелких корней различной степени разложенности. **A1** (5-14 см) – окраска однородная, цвет серый, глина, структура зернистая. **A1Bsl** (15-30 см) – окраска однородная, цвет серый, глина, структура зернистая, плотный. Признаки присутствия легкорастворимых солей в форме прожилок. **Bg (**31 см -) – окраска неоднородная, цвет бурый с сизоватыми пятнами, тяжелый суглинок, признаки оглеения.

Точка 1.15. В слое 0-10 содержание мелких корней суммарной массой в 3.2 г/дм^3; в нижележащих горизонтах корни единичны. Характерный УПГВ – от 90 до 110 см ниже поверхности почвы. Выделены горизонты A0-A1-A1Bsl-B-BCg: **A0** (0-3 см) – слой плотной дернины из мелких корней различной степени разложенности. **A1** (3-10 см) – окраска однородная, цвет темно-серый, глина, структура зернистая. **A1Bsl** (11-22 см) – окраска однородная, цвет серый, глина, структура зернистая, плотный. Признаки присутствия легкорастворимых солей в форме прожилок. **B** (23-30 см) – окраска однородная, цвет серый, глина, структура комковатая. **BCg** (31 см -) – окраска неоднородная, цвет бурый с темно-сизыми пятнами, глина, признаки оглеения.

Луговые обычные глинистые почвы (Eutric Gleysols). **Точка 1.8.** Отмечается оглеение горизонта В в виде сизых пятен. В слое 0-10 см содержание крупных корней суммарной массой в 15.8 г/дм^3 и мелких в 1.0 г/дм^3; в нижележащих горизонтах корни единичны. Характерный УПГВ – от 0 см до 50 см ниже поверхности почвы. Почвенный профиль расположен на дне сухой дренажной канавы. Выделены горизонты A1-A1B-Bg: **A1** (0-10 см) – окраска однородная, цвет серый, суглинок, структура пылеватая. **A1B** (11-15 см) – окраска однородная, цвет светло-палевый, глина, структура пылеватая. **Bg** (16-30 см) – окраска неоднородная, цвет светло-палевый с сизыми пятнами, глина, структура пылеватая.

Точка 1.11. В слое 0-10 см содержание крупных корней суммарной массой в 4.7 г/дм^3 и мелких в 2.7 г/дм^3; в слое 11-20 см 10.0 и 0.0 г/дм^3, соответственно. Характерный УПГВ от 40 до 60 см ниже поверхности почвы. Выделены горизонты A1-A1B-Bg: **A1** (0-12 см) – окраска однородная, цвет серый, глина, структура пылеватая. **A1B** (13-20 см) – окраска однородная, цвет серый, глина, структура пылеватая. **Bg** (21-30 см) – окраска неоднородная, цвет светло-серый с сизыми пятнами, глина, структура пылеватая.

Мелиорированные торфяные низинные освоенные почвы (Eutric Drainic Sapric Histosols). **Точка 1.10.** В слое 0-10 см содержание крупных корней суммарной массой в 6.6 г/дм^3, и мелких в 4.8 г/дм^3; в слое 11-20 см 0.2 и 0.9 г/дм^3, соответственно. Характерный УПГВ – от 90 до 110 см ниже поверхности почвы. Выделены горизонты T1-T2-G1-G2: **T1** (0-12 см) – минерализованный торф, темно-бурый. **T2** (13-22 см) – минерализованный уплотненный торф, черный. **G1** (23-30 см) – окраска однородная, цвет темно-серый, средний суглинок, структура зернистая.

G2 (31 см -) – окраска неоднородная, цвет рыжевато-коричневый, средний суглинок, структура комковатая.

Точка 2.4. В слое 0-10 см отмечено содержание крупных корней суммарной массой в 0.8 г/дм^3; в слое 11-20 см 0.2 г/дм^3 мелких. Характерный УПГВ – от 20 см выше до 110 см ниже поверхности почвы. Выделены горизонты Т1-Т2-G: **Т1** (0-10 см) – смесь высокоминерализованного торфа и супесчаной фракции, цвет буровато-светло-серый. **Т2** (11-30 см) – смесь высокоминерализованного уплотненного торфа и песчаной фракции, черный. При высыхании отмечены признаки легкорастворимых солей в виде пятен и слоистость. **G** (31 см -) – окраска неоднородная, цвет светло-серый с серо-сизыми пятнами, глина, структура пылеватая.

Точка 2.5. В слое 0-10 см содержание крупных корней суммарной массой в 1.9 г/дм^3, 2.2 мелких; в слое 11-20 см 0.3 крупных и 0.2 г/дм^3 мелких. Характерный УПГВ – более от 40 до 170 см ниже поверхности почвы. Выделены горизонты Т1-Т2-G: **Т1** (0-10 см) – смесь высокоминерализованного торфа и глинистой фракции, цвет буровато-светло-серый. При высыхании отмечены признаки легкорастворимых солей в виде мелких пятен. **Т2** (11-30 см) – высокоминерализованного уплотненный торф, серый, при высыхании отмечена слоистость. **G** (31 см -) – окраска неоднородная, цвет светло-серый с темно-серыми пятнами, песок, структура пылеватая.

Точка 2.6. В слое 0-10 см содержание крупных корней суммарной массой в 6.1 г/дм^3, в слое 11-20 см 1.4 крупных и 0.3 г/дм^3 мелких. Характерный УПГВ – более 90 см ниже поверхности почвы. Выделены горизонты Т1-Т2-G-Cg: **Т1** (0-20 см) – высокоминерализованный уплотненный торф (в верхних 5 см – смесь торфа и

супесчаной минеральной фракции), светло-бурый. **Т2** (21-40 см) – минерализованный торф, бурый. При высыхании отмечено присутствие легкорастворимых солей в форме присыпки и слоистость. **G** (41-50 см) – смесь высокоминерализованного торфа и песчаной фракции, окраска неоднородная, светло-серая с серыми пятнами. **Cg** (51 см -) – окраска неоднородная, цвет белесо-серый с сизыми пятнами, глина, признаки оглеения.

Болотные низинные торфяно-глеевые почвы (Eutric Sapric Histosols). **Точка 3.1.** В слое 0-10 см содержание крупных корней суммарной массой в 0.9 г/дм^3 и 1.3 г/дм^3 мелких. Характерный УПГВ – 60-90 см ниже поверхности почвы. Выделены горизонты Т1-Т2-Т3: **Т1** (0-10 см) – минерализованный торф; цвет бурый; **Т2** (11-30 см) – минерализованный уплотненный торф; цвет темно-серый, при высыхании отмечены признаки присутствия легкорастворимых солей в виде мелких пятен; **Т3 (**31 см -) – органоминеральная смесь торфа и песчаной фракции; цвет серый.

Точка 3.2. В слое 0-10 см содержание крупных корней суммарной массой в 5.4 г/дм^3 и 6.0 г/дм^3 мелких. Характерный УПГВ – от 0 до 50 см ниже поверхности почвы. Выделены горизонты Т1-Т2-Т3: **Т1** (0-10 см) – минерализованный уплотненный торф в смеси с песчаной фракцией; цвет светло-серый. При высыхании отмечены признаки присутствия легкорастворимых солей в виде мелких пятен. **Т2** (11-30 см)– минерализованный уплотненный торф в смеси с супесчаной фракцией; цвет светло-бурый. **Т3** (31 см -) – минерализованный уплотненный торф; цвет черный.

Физико-химические свойства почв на изученных участках торфяника

Таблица 1

Содержание углерода (% по массе) на различных глубинах изученных участков торфяника Берказан-камыш

Уч./ глубина	**5**	**10**	**15**	**20**	**25**	**30**	**35**	**40**	**45**	**50**
1.6	11.33	12.59	9.33	14.99	10.40	4.45	-	-	-	-
1.8	8.44	7.58	8.88	5.66	5.11	5.70	5.30	4.73	4.88	2.76
1.9	10.86	9.78	8.58	5.37	3.33	1.39	3.20	3.92	4.17	4.19
1.10	14.15	11.32	11.68	8.75	3.56	2.82	-	-	-	-
1.11	7.74	7.82	7.15	7.51	6.34	5.83	3.23	3.74	3.78	3.64
1.15	6.85	7.93	7.21	4.59	4.80	3.85	-	-	-	-
2.4	6.97	12.55	29.43	30.26	25.64	15.49	10.43	13.91	9.08	6.16
2.5	16.50	13.41	20.76	22.13	10.96	10.86	-	-	-	-
2.6	7.94	26.46	32.44	24.12	23.03	18.56	14.99	0.00	10.09	10.96
3.1	14.71	14.48	14.10	18.00	15.55	17.65	26.97	21.26	43.46	-
3.2	32.76	8.36	11.35	6.94	6.70	-	-	-	-	-
4.1	24.06	19.40	13.17	12.58	12.84	13.95	20.62	38.57	31.62	21.82
4.1 (прод.)	**55**	**60**	**65**	**70**	**75**	**80**	**85**	**90**	**95**	**100**
	39.93	42.28	43.10	45.47	39.25	45.08	45.76	44.35	45.30	44.96
	105	**110**	**115**	**120**	**125**					
	41.38	42.82	18.24	13.53	17.23					

Таблица 2

Содержание азота (% по массе) на различных глубинах изученных участков торфяника Берказан-камыш

Уч./ глубина	**5**	**10**	**15**	**20**	**25**	**30**	**35**	**40**	**45**	**50**
1.6	0.82	0.93	0.67	0.90	0.79	0.21	-	-	-	-
1.8	0.38	0.32	0.35	0.18	0.18	0.18	0.17	0.14	0.15	0.07
1.9	0.78	0.75	0.67	0.36	0.15	0.04	0.07	0.06	0.04	0.03
1.10	1.12	0.96	0.92	0.72	0.17	0.09	-	-	-	-
1.11	0.49	0.56	0.51	0.51	0.41	0.38	0.07	0.05	0.03	0.03
1.15	0.48	0.57	0.58	0.29	0.20	0.08	-	-	-	-
2.4	0.32	0.93	1.96	2.13	2.03	0.87	0.70	1.00	0.19	0.12
2.5	1.28	1.00	1.71	1.78	0.47	0.43	-	-	-	-
2.6	0.70	1.78	2.25	1.66	1.62	1.30	1.07	0.00	0.25	0.55
3.1	1.08	1.06	0.99	1.30	1.10	1.17	2.03	1.60	2.30	-
3.2	1.06	0.58	0.79	0.43	0.39	-	-	-	-	-
4.1	1.77	1.33	0.60	0.48	0.46	0.51	1.18	2.93	2.45	1.48
4.1 (прод.)	**55**	**60**	**65**	**70**	**75**	**80**	**85**	**90**	**95**	**100**
	3.10	2.79	2.72	2.58	2.94	3.20	2.71	2.83	2.77	2.85
	105	**110**	**115**	**120**	**125**					
	2.67	3.14	0.99	0.40	0.73					

Таблица 3

Содержание серы (% по массе) на различных глубинах изученных участков торфяника Берказан-камыш

Уч./ глубина	**5**	**10**	**15**	**20**	**25**	**30**	**35**	**40**	**45**	**50**
1.6	0.46	3.17	0.84	2.70	0.68	0.33	-	-	-	-
1.8	0.33	0.28	0.33	0.11	0.57	0.36	0.26	0.93	0.08	0.31
1.9	0.46	0.63	0.52	0.26	0.52	0.11	0.09	0.07	0.09	0.04
1.10	0.71	0.32	0.50	0.27	0.53	0.04	-	-	-	-
1.11	0.72	0.30	0.30	1.36	0.36	0.35	0.06	0.07	0.60	0.08
1.15	0.44	0.65	2.46	0.87	0.71	0.56	-	-	-	-
2.4	1.53	1.35	6.62	2.99	2.39	1.37	1.16	1.65	0.48	1.72
2.5	1.10	1.19	7.26	9.21	0.77	0.70	-	-	-	-
2.6	2.54	1.61	7.56	1.92	2.08	1.61	1.59	0.00	0.39	0.60
3.1	1.94	0.65	2.28	0.92	1.16	0.89	1.24	0.79	1.92	-
3.2	0.68	1.39	1.98	1.54	1.10	-	-	-	-	-
4.1	0.73	1.78	1.48	1.57	1.60	5.11	5.18	6.60	4.55	2.52
4.1 (прод.)	**55**	**60**	**65**	**70**	**75**	**80**	**85**	**90**	**95**	**100**
	4.20	3.94	3.27	3.47	2.93	3.42	3.73	4.25	3.93	3.87
	105	**110**	**115**	**120**	**125**					
	4.64	4.00	1.47	0.77	1.26					

Таблица 4

Зольность на различных глубинах участков торфяника Берказан-камыш

Уч./глубина	**10**	**20**	**30**	**40**	**50**
1.6	69.1	76.7	88.4	-	-
1.8	83.2	82.0	-	-	-
1.9	75.4	85.2	91.1	-	-
1.10	79.1	77.2	76.4	-	-
1.11	80.9	80.9	84.7	-	-
1.15	86.3	87.9	-	-	-
2.4	58.3	56.2	67.5	72.3	75.7
2.5	63.4	61.3	61.4	-	-
2.6	59.6	45.6	57.8	-	-
3.1	65.0	76.4	65.2	-	-
3.2	76.0	80.8	-	-	-
4.1	41.2	54.8	52.7	32.2	37.4
4.1 (прод.)	**60**	**70**	**80**	**90**	**100**
	18.9	15.5	18.0	13.9	14.0
	110	**120**			
	20.2	52.2			

Таблица 5

Плотность сложения на различных глубинах изученных участков торфяника Берказан-камыш

Уч./глубина	10	20	30	40	50
1.6	0.74	0.82	2.14	-	-
1.8	0.61	0.93	-	-	-
1.9	0.67	0.84	0.71	-	-
1.10	0.36	1.13	1.93	-	-
1.11	0.91	1.28	1.44	-	-
1.15	0.91	0.79	-	-	-
2.4	0.54	0.23	0.39	-	-
2.5	0.45	0.39	0.72	-	-
2.6	0.94	0.47	0.49	-	-
3.1	0.38	0.55	0.78	-	-
3.2	0.89	1.14	-	-	-
4.1	0.81	1.03	1.19	0.67	0.73
4.1 (прод.)	**60**	**70**	**80**	**90**	**100**
	0.77	0.91	0.91	0.86	1.06
	110	**120**			
	0.93	1.01			

Таблица 6

Реакция среды (pH водной вытяжки почвы) на различных глубинах изученных участков торфяника Берказан-камыш

Уч./ глубина	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50
1.6	7.5	7.6	8.1	7.6	8.2	8.3	-	-	-	-
1.8	8.4	8.7	8.7	9.0	9.0	9.0	8.9	9.0	9.1	9.1
1.9	8.2	7.9	7.6	7.4	7.2	7.1	7.4	7.8	8.3	8.7
1.10	7.5	7.6	7.5	8.3	7.9	7.5	7.2	7.3	8.3	8.9
1.11	8.4	8.4	8.5	8.4	8.6	8.5	8.8	8.6	8.8	8.7
1.15	8.0	8.0	7.6	7.5	7.4	8.0	-	-	-	-
2.4	8.1	8.3	7.8	8.2	7.5	8.2	8.2	8.1	8.1	8.0
2.5	8.2	7.9	7.4	7.2	8.1	8.5	-	-	-	-
2.6	8.3	8.5	7.8	8.1	7.4	7.3	7.2	8.3	8.5	8.6
3.1	8.0	8.0	7.8	8.1	7.9	7.9	7.9	7.9	7.4	-
3.2	8.0	7.8	7.6	7.7	7.6	7.7	-	-	-	-

Потоки диоксида углерода и метана на изученных участках торфяника

Таблица 7

Потоки CO_2 и CH_4 на участках торфяника. Камеры: П – прозрачные, Н – непрозрачные, STD – ст. откл. *средний поток в течение суток

Уч.	Кл.	Поток CO_2 (мгС×м$^{-2}$×ч$^{-1}$) ± STD		Поток CH_4 (мгС×м$^{-2}$×ч$^{-1}$) ± STD	
		П(NEE)	Н(Reco)	П	Н
Июнь 2015 г.					
1.5	1	22±14	312±41	-0.042±0.022	-0.112±0.040
1.6	1	-47±29	430±16	-0.018±0.067	0.025±0.028
1.7	1	-20±10	157±11	-0.006±0.014	-0.033±0.046
1.3	2	377±11	528±57	-0.056±0.049	-0.124±0.109
1.4	2	41±15	266±42	0.036±0.064	-0.017±0.027
1.1	3	-131±27	271±116	0.374±0.134	0.264±0.181
1.2	3	-120±50	314±70	0.206±0.117	0.197±0.159
Июль 2015 г.					
1.5	1	63±0	213±0	-0.049±0.010	-0.057±0.034
1.6	1	59±0	264±1	-0.009±0.001	0.000±0.001
1.7	1	93±0	180±0	-0.011±0.021	-0.004±0.001
2.5	1	82±1	383±1	-0.002±0.000	-0.002±0.000
1.3	2	-208±3	417±0	-0.002±0.000	-0.011±0.001
1.4	2	-204±2	336±0	0.003±0.000	-0.004±0.000
2.1	2	-286±3	520±0	-0.008±0.001	-0.008±0.001
2.2	2	42±1	531±1	0.021±0.000	0.021±0.000
2.3	2	-208±1	183±1	-0.005±0.000	-0.005±0.000
2.4	2	-109±1	223±0	0.003±0.001	0.003±0.001
1.1	3	-192±6	467±1	0.182±0.003	0.108±0.003
1.2	3	39±1	445±1	0.055±0.003	-0.010±0.002
1.8	3	-540±3	458±1	0.818±0.003	0.934±0.005
2.6	3	59±0	235±1	0.004±0.000	0.004±0.000
Август 2016 г.					
1.6	1	131±1	249±1	-0.013±0.001	-0.024±0.000
1.9	1	57±47*	127±47	-0.014±0.007	-0.018±0.009
1.12	1	78±0	332±2	-0.119±0.000	-0.120±0.000
2.5	1	67±1	176±0	-0.126±0.003	-0.030±0.001
1.10	2	98±116*	199±84	-0.008±0.000	-0.009±0.000
1.13	2	23±1	182±0	-0.031±0.000	-0.020±0.000
1.15	2	113±0	195±0	-0.015±0.000	-0.009±0.000
2.1	2	36±2	222±2	-0.136±0.006	-0.097±0.014
2.2	2	94±1	314±1	-0.173±0.003	-0.060±0.001
2.3	2	94±1	280±1	-0.167±0.002	-0.080±0.001
2.4	2	126±2	378±1	-0.191±0.006	-0.084±0.002
3.1	2	547±3	602±3	-0.009±0.000	0.001±0.001
3.2	2	99±0	231±0	0.001±0.000	0.012±0.001
1.8	3	-239±1	290±1	-0.126±0.003	-0.007±0.002
1.11	3	275±219*	503±87	1.540±1.032	1.459±1.057
1.14	3	207±1	211±1	0.086±0.003	0.025±0.003
2.6	3	-34±0	201±1	-0.134±0.002	-0.004±0.002
3.3	3	-60±1	210±0	1.646±0.002	1.558±0.002