

БОЛОТА И БИОСФЕРА

МАТЕРИАЛЫ ТРЕТЬЕЙ НАУЧНОЙ ШКОЛЫ



Научная Школа проведена при поддержке ФЦП
«Интеграция науки и высшего образования России
на 2002–2006 годы», N проекта Т-0040

13–16 сентября 2004 года, Томск

УДК 551.0 + 556.56
ББК 26.222.7 + 28.081.8

Б 79 Болота и биосфера: Сборник материалов Третьей Научной Школы (13–16 сентября 2004 г.). Томск: Издательство ЦНТИ, 2004. – 274 с., фото; илл.

ISBN 5-89702-118-X

Сборник включает в себя избранные лекции ведущих специалистов и материалы молодых ученых, работающих в области изучения роли болот в круговороте углерода, эмиссии CO_2 и CH_4 , растительного мира болот, биологической продуктивности болотных экосистем. Сборник может быть рекомендован для студентов, аспирантов, научных сотрудников, преподавателей естественно-научных специальностей.

The collection includes the elected lectures of leading specialist and materials of the young scientists working in district research of the role of bogs in circulation of carbon, emission CO_2 and CH_4 , vegetative of bogs, biological productivity of natural and anthropogenic bogs ecosystems. The collection could be recommended for the students, post-graduate students, researches, teachers of naturally – scientific specialities.

Научная Школа «Болота и биосфера» проведена при поддержке ФЦП «Интеграция науки и высшего образования России на 2002–2006 годы», N проекта Т-0040.

Под редакцией:

проф., д. с.-х. н., чл.-корр. РАСХН Л.И. Инищевой

Рецензент:

проф., д.б.н. А.А. Титлянова

Ответственный за выпуск:

к.б.н. О.Г. Савичева

ISBN 5-89702-118-X

- © Томский государственный педагогический университет, 2004
- © Томский политехнический университет, 2004
- © Сибирский научно-исследовательский институт торфа СО РАСХН, 2004
- © Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, 2004
- © Издательство Томского ЦНТИ, 2004

ВВЕДЕНИЕ

Тема, которой посвящена работа Третьей Научной Школы звучит так: «Роль болот в круговороте углерода. Эмиссия CO_2 и CH_4 . Растительный мир болот. Биологическая продуктивность естественных и антропогенных болотных экосистем». Представляется возможность сконцентрировать внимание молодых исследователей на биосферно важной проблеме – роли болот в цикле органического углерода на территории России. И мы будем говорить не только о растительном мире и продуктивности болот, но также о деструкции и миграции их органического вещества. Важно понять, какие факторы и в какой степени оказывают влияние на процессы деструкции: температура, уровень болотных вод, активность микрофлоры или ферментов, окислительно-восстановительные процессы, состояние отдельных систем или что-то иное. Кроме обобщенных корреляций необходимо знать и действующие механизмы биологического и физико-химического характера.

Торфяные болота рассматривают как один из основных углеродных пулов биосферы. Согласно С.Э. Вомлерскому (1994), который в свою очередь ориентируется на данные Международного общества по торфу, площадь торфяных болот мира оценивается в $5 \times 10^6 \text{ км}^2$ (3.5 % суши Земли), а запасы торфа в пересчет на углерод – 120–240 млрд. т. По самым последним данным площадь болот мира оценивается уже цифрой 6413000 км^2 и соответственно возрастают запасы углерода до 234–252 млрд. т (Lappalainen, 1996).

Основная масса ежегодно поступающего органического вещества минерализуется в процессе торфообразования в зоне аэрации. В дальнейшем, при подъеме болотных вод за прирастающей вверх поверхностью торфяника слой ежегодного прироста (торфогенный слой) попадает в анаэробные условия, где процесс разложения продолжается в замедленном темпе, с образованием продуктов распада при участии гетеротрофных микроорганизмов.

В условиях увеличения содержания углерода в атмосфере наиболее ценными являются биогеоценозы, которые способны поглотить (поглотить CO_2 из атмосферы и как можно меньше возратить обратно). Главными и являются болота. Вот поэтому растущие болота являются ценными и важным период CO_2 атмосферы. Здесь еще много противоречий и условий, которые требуют своего решения.

Отмечая безусловное значение того, что делается исследователями в настоящее время по выше обозначенным проблемам, следует заметить, что эти достижения стали возможны благодаря ученым, которые внесли значительный вклад в изучение проблемы углерода вообще и

болот, в частности. Прежде всего, это Н.И. Базилевич, составившая исходную сводку баланса биомассы и органического углерода, К.И. Кобак, работы которой не потеряли своей актуальности и сейчас. Проблемой углеродного баланса занимаются также крупные ученые, как академик С.Э. Вомперский, который с особой тщательностью относится к этой проблеме. Широко известны работы Н.И. Пьявченко, Ф.З. Глебова, Г.А. Елиной, Л.С. Козловской, А.А. Титляновой и др. За последние годы по теме углеродного баланса в болотах защищены докторские и кандидатские диссертации А.В. Смагиным, А.В. Наумовым, Е.А. Головацкой.

На Третьей Научной Школе перед молодыми слушателями выступят К.И. Кобак (г. Санкт-Петербург) с лекцией о роли болот в углеродном цикле. Чупрова В.В. (г. Красноярск) расскажет об элементах углеродного баланса в антропогенно-нарушенных системах. Растительности болот будут посвящены доклады В.В. Панова (г. Тверь) и Е.А. Головацкой (г. Томск). Хорошо представлен цикл лекций, посвященный эмиссии парниковых газов и определяющим их процессам – лекторы М.В. Глаголев, А.В. Смагин (г. Москва), Н.М. Бажин (г. Новосибирск), В.А. Ракович и Н.Н. Бамбалов (г. Минск). В материалах Школы рассматриваются проблемы, имеющие практическое значение. Это лекция С.П. Ефремова и Т.Т. Ефремовой (г. Красноярск), посвященная экологическим и хозяйственным предпосылкам освоения лесоболотных комплексов.

Традиционно исследования слушателей Школы посвящены не только вопросам, обозначенным тематикой Школы, но каким то образом с ней сопрягающимся. Это исследования гуминовых кислот (Е.П. Ванцявичуте, А.А. Ильина и Ю.В. Сколупович, М.В. Гостищева (г. Томск)), характеристика микробоценоза (А.А. Грядунова с соавт., Т.А. Панкратов с соавт. (г. Москва), Ю.В. Санникова (г. Томск)), характеристика пирогенных торфяных почв (М.В. Банников и А.И. Поздняков (г. Москва)), превращение органического вещества в минеральных почвах (О.А. Ульянова с соавт., Ю.М. Ярмолюк и Н.В. Жуланова (г. Красноярск)).

Всем молодым слушателям хочется пожелать на будущее не потерять своего направления и желания его «двигать» вперед. И напоминаю, что в следующем году состоится Четвертая Научная Школа и ее темой будет: «Рациональное природопользование торфяных ресурсов, их характеристика и направления использования. Новейшие технологии переработки торфа и продукция на его основе».

Научный руководитель Школы
Л.И. Инишева

ПРИВЕТСТВИЕ ДИРЕКТОРА ИНСТИТУТА ЛЕСОВЕДЕНИЯ РАН, АКАДЕМИКА С.Э. ВОМПЕРСКОГО

Дорогие молодые коллеги!

Проблема круговорота углерода относится к стержневым в учении о биосфере, функционировании экосистем и прогнозировании последствий глобального антропогенного изменения климата. Любые наземные экосистемы связывают и освобождают атмосферный углерод, одновременно удерживая в каждый данный момент времени определенный запас его в тканях растений, детрите, гумусе, торфе и т.д. Как изменится при потеплении климата газообмен экосистем с атмосферой, т.е. их текущая продуктивность и тот запас углерода, который они удерживают в себе? Это ключевые вопросы в оценке последствий потепления климата для биосферы. Насколько усилятся биотический выброс тепличных газов (CO_2 , CH_4 , N_2O) в атмосферу за счет усиления разложения органики почв, детрита, торфа, что еще более утеплит климат? Или бореальные леса, болота и другие уголья через усиление фотосинтеза и связывание CO_2 способны компенсировать этот процесс? Ответов на эти сложные вопросы пока нет, и они определяются главным образом углеродного цикла экосистем. Над этой фундаментальной проблемой идет работа ученых в рамках ряда международных исследовательских программ.

Очень серьезное внимание в них уделяется болотам, их биосферной роли, реакции их на изменение климата. Болота – единственные в наземной биоте экосистемы, обеспечивающие постоянный сток в них атмосферного углерода, который практически навсегда выключается из дальнейшего круговорота, накапливаясь в форме торфяных отложений. Но есть и такие торфяные болота, в которых наблюдается отрицательный баланс углерода. Эти закономерности еще недостаточны раскрыты.

Хотя на болота приходится лишь 2–4 % поверхности Земли, они рассматриваются как один из основных углеродных пулов биосферы (Meyer, Bellamy, 1974). По Болину (Bolin, 1986) в земном резервуаре углерода доля «ветландов» составляет около 15 % мирового запаса, а по Горхаму (Gorham, 1991) доля только северных болот в этом пуле мирового запаса, принимаемого по Посту и др. (Post et al., 1991). Однако даже площади болот и запасы торфа (связанного с углеродом) известны очень приблизительно во всем мире, в том числе и в России. Еще менее изучено с количественной стороны функционирование биотных экосистем, и прежде всего баланс усвоения и дыхания фиксированного углерода при фотосинтезе и его освобождения в

процессе деструкции органического вещества торфа при разных внешних условиях и на разных стадиях развития болот.

Тревогу вызывает тот факт, что Россия, имея прекрасные традиции в изучении болот в прошлом (Танфильев, 1988; Аболин, 1914; Докторовский, 1922; Сукачев, 1972; Кац, 1948; Пьявченко, 1963; Тюремнов, 1976; Иванов, 1957, 1975; Романов, 1961 и др.), ныне отстает от мирового болотоведения. Потому я очень рад, что Ваше внимание на Третьей Научной Школе «Болота и биосфера» будет привлечено к проблемам углеродного цикла болот, к изучению и оценке биосферного вклада болот России в баланс углерода.

Успехов Вам!



ПРИВЕТСТВИЕ РЕКТОРА ТГПУ, ПРОФЕССОРА В.В. ОБУХОВА

Уважаемые участники Научной Школы «Болота и биосфера»!

Приветствую Вас в старейшем научно-образовательном центре Сибири!

В этом году Томск отмечает свое 400-летие. С открытием в Томске в конце XIX – начале XX веков первых в азиатской части страны высших учебных заведений – университета, технологического института – он превратился в культурно-образовательный центр всей Сибири. Открытие в 1902 году Учительского института, преемником которого и является Томский педагогический университет укрепило славу «Сибирских Афин». Наш университет не только старейший, но и сильнейший среди педагогических учебных заведений Сибири. По объективным научным показателям ТГПУ в числе лучших педагогических вузов России. Например, благодаря научной деятельности школы физиков-теоретиков наш вуз занимает второе место в России после МГУ по такому параметру как коллективный уровень цитируемости.

Первые исследования в области изучения свойств и использования торфа начались в ТГПУ в 1961 году на кафедре ботаники под руководством профессора Георгия Николаевича Блявкова и продолжают по настоящее время. И как же не нам заниматься этой проблемой! Западно-Сибирский экономический район представляет собой крупнейший торфяной регион мира с 39 % мировых запасов торфа. По многим функциям – участию в глобальном цикле углерода и в сохранении биологического разнообразия, торфяно-болотные экосистемы имеют общемировое значение. Болота играют важную роль в поддержании состава атмосферного воздуха, влияют на формирование теплового и водного балансов территории, обеспечивают сохранение геофонда редких видов животных, птиц и растений. Поэтому изучение торфяно-болотных экосистем позволит получить новые данные о ходе развития, динамики и эволюции торфяно-болотных экосистем. В настоящее время исследования коллектива кафедры ботаники и проблемной лаборатории агроэкологии поддерживаются 6 грантами РФФИ, 3 грантами ФЦП «Интеграция» и государственными программами. В составе проблемной лаборатории агроэкологии химическая и микробиологическая лаборатории, библио-

тека по направлению исследований. И то, что одним из организаторов Научной Школы «Болота и биосфера» является ТГПУ – закономерный результат многолетней комплексной работы специалистов, занимающихся проблемами исследования болот Западной Сибири.

Успехов Вам и плодотворной работы!

ЧАСТЬ I. ИЗБРАННЫЕ ЛЕКЦИИ

РОЛЬ БОЛОТ В УГЛЕРОДНОМ ЦИКЛЕ (НА ПРИМЕРЕ ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ)

К.И.Кобак¹, М.С.Боч, О.Н.Кранкина²

¹Государственный гидрологический институт,
Санкт-Петербург, kobakm@comset.net

²Орегонский государственный университет, Орегон, Корваллис, США

Торфяные болота Ленинградской области по последним данным занимают площадь 1034 тыс. га, а ее заболоченность составляет 12 %. Доминируют олиготрофные болота (75 % всей площади болот), на долю мезотрофных приходится 15 %, евтрофных – 10 %. В углеродном пуле болотных экосистем (1157 млн. т) роль углерода фитомассы незначительна (0,6 % от пула C, аккумулированного в торфе). Средняя многолетняя (за голоцен) скорость нетто-аккумуляции углерода составляла около 400 тыс. т/год или 0,42 т C/га в год. Большая часть углерода аккумулирована в олиготрофных болотах (62,2 %). Современная скорость депонирования углерода в олиготрофных болотах, оцененная на основе модельных расчетов, составляет 375 тыс. т/год. Это означает, что болота области являются в настоящее время слабым нетто-стоком углерода из атмосферы.

Болота бореальной зоны функционируют как нетто-сток углекислого газа и как нетто-источник метана. В торфах аккумулируется углерод, если его фиксация при фотосинтезе болотных растений превышает дыхание и вынос с болотными водами. В сравнительно холодных климатических условиях бореального пояса в сочетании с анаэробизмом и малой биомассой бриофитов скорость деструкции почвенной органики ограничена.

Современный рельеф Северо-Западного региона России окончательно сформировался под влиянием четвертичного оледенения и, как свидетельствуют морфогенетические характеристики, для него типичны морены и холмисто-моренные формы, разделенные впадинами, занятыми озерами и болотами. Северная часть Ленинградской области находится в районе Балтийского кристаллического щита с характерными для него выходами кристаллических пород и рассеченным рельефом. Основная же часть территории принадлежит Русской равнине, характеризующейся обширными низменностями и отдельными повышениями до 150–300 м над у.м.

Климат области частично носит черты морского (влияние Атлантики), удаленные же от Финского залива территории характеризуются типично континентальными климатическими особенностями. Частые

циклоны, связанные с перемещением атлантических воздушных масс, обуславливают сравнительно мягкие зимы с частыми оттепелями и умеренно теплое, часто дождливое лето (средняя температура января – 8°C, июля +17°C). Обильные осадки (500–800 мм/год) превышают испаряемость, что приводит к накоплению влаги и образованию большого количества поверхностных и грунтовых вод. Климатические особенности и условия орогенеза являются причинами заболачивания низин, впадин и котловин. Отсутствие стока многочисленных малых озер также часто приводит к образованию болот.

Изучение болот Ленинградской области началось более ста лет назад [1] и для многих из них были даны подробные, в основном флористические характеристики (в частности, болот Приморского района Балтийско-Ладожского округа, Карельского перешейка и др). Однако, как показал наш анализ, болота Приладожья и восточной части области оставались до недавнего времени мало исследованными. Существовали заметные разногласия в оценках площадей болот области. Фактически никогда не исследовался углеродный баланс болот в масштабах области, что не дает возможности ответить на вопросы, являются ли эти болота нетто-стоком или нетто-источником углерода для атмосферы и какую роль они могут играть в изменениях концентрации CO₂ современной атмосферы. В данной работе представлены результаты многолетних фитоценологических исследований болот Ленинградской области, приведены уточненные оценки площадей болот и содержания углерода в болотных экосистемах разных типов и рассчитана скорость аккумуляции углерода в торфе.

Методика исследований

Изучение флоры и растительности болот области сотрудниками Северо-западной экспедиции Ботанического института им. Комарова РАН проводилось в 1976–1996 гг. методом радиальных маршрутов в основных природных районах Северо-Запада. Число заложенных профилей (от одного до нескольких) зависело от размеров и характера исследуемой площади. По мере смен растительности проводились описания болотных ассоциаций и бурения торфяной залежи до минерального ложа болот с одновременным отбором образцов торфа. Анализы образцов проведены, в основном, в Государственной инспекции по качеству торфа (Гикторф). Для определения фитомассы и продуктивности болотных растений использованы стандартные геоботанические (и физиологические) методики на постоянных пробных площадях и трансектах в течение многолетних (более 20 лет) полевых исследований [1].

В оценках площадей болот области, как показал наш анализ, имеются существенные противоречия (от 700 тыс. до 1 млн. га), в свя-

зи с чем в Государственном гидрологическом институте (ГГИ) (в лаборатории гидрологии болот) были сделаны новые оценки. Помимо данных экспедиционных наблюдений были использованы топографические карты (М 1:300000) и аэрофотоснимки, на которых уточнялись контуры болот в границах нулевой залежи, после чего их площади определялись при помощи электронного планиметра. Для мало изученных болот использована разработанная система «ключей» (результат совместного анализа топокарт, аэрофотоснимков и результатов достаточно полных наземных наблюдений) [2].

Содержание углерода в болотах. Информация о запасах торфа, представленная в справочниках торфяного фонда и атласах, является основой для определения содержания углерода в болотах разных типов. В Торфяном фонде Ленинградской области [3] имеются данные о 2292 торфяных болотах — глубине торфяной залежи, распределении ее по типам (олиготрофная, мезотрофная, евтрофная), плотности торфа и др. Для определения массы абсолютно сухого торфа мы использовали коэффициенты, полученные в результате многочисленных химических анализов торфов разных типов: для олиготрофных — 0.6; мезотрофных — 0.65, евтрофных — 0.7 [4]. Для оценки массы углерода в торфах необходимо было учесть содержание в них зольных элементов и концентрацию углерода в сухом обеззоленном органическом веществе торфяной залежи. Эти коэффициенты также получены на основании многочисленных химических анализов торфов разных типов [5]. Наименьшая зольность (2.4 % а. с. т.) и концентрация углерода (56 %) характеризуют олиготрофную залежь, а наибольшие значения зольности (7.6 %) и содержания углерода (58 %) — евтрофную.

Скорость нетто-аккумуляции углерода в торфе. Мы определяли как среднюю многолетнюю скорость нетто-аккумуляции углерода, так и современную. Средняя многолетняя скорость оценивалась на основании данных о максимальной глубине торфяной залежи, плотности торфа и базальном возрасте отдельных болот, определенном методом радиоуглеродного датирования. Число радиоуглеродных датировок превышает несколько сот для болот России, но для Ленинградской области ограничивается 30 [6]. Техника отбора образцов и их анализа (флористический состав, степень разложения торфа и его плотность, содержание углерода в торфе) в общем сходна в странах Европы и Северной Америки [7, 8]. Плотность торфа наиболее существенно зависит от его типа. Для моховых торфов она составляет в среднем 0.08 ± 0.03 г/см³, травяных — 0.14 ± 0.06 г/см³, а древесных — 0.20 ± 0.085 г/см³ [9]. При расчетах средней многолетней скорости нетто-аккумуляции углерода в болотах области нами были приняты во внимание в основном значения плотности, характерные для моховых и травяных (евтрофных) торфов. Для оценки

современной скорости нетто-аккумуляции углерода была использована несколько модифицированная модель Клаймэ. Данные о продуктивности фитомассы болотных растений, толщине и плотности акротелма служили основой для оценки констант разложения в акротелме и потока органического вещества в катотелме. Для интервалов времени, не превышающих 1000–2000 лет, может быть установлена линейная зависимость скорости аккумуляции торфа на основании имеющихся данных о возрасте торфов в профиле и их плотности. При оценках интенсивности аккумуляции торфа за более длительные интервалы времени (более 1000–2000 лет) должна быть принята во внимание скорость разложения органического вещества в катотелме. Сведения о значениях констант деструкции органического вещества в катотелме крайне ограничены [10]. В настоящее время удалось получить только предварительные оценки скорости аккумуляции углерода в болотах нескольких типов в разные периоды голоцена, значительно отличающихся климатическими условиями [11, 12].

Результаты исследований

Результаты геоботанических исследований, проводившихся в Ленинградской области в течение нескольких десятилетий (было сделано более 3500 описаний растительности, проанализировано 6000 образцов торфа, всего обследовано около 350 болот и болотных массивов, как сравнительно небольших — от 100 до 300 га, так и огромных — до 10000 га и больше) свидетельствуют о том, что флора болот довольно богата; она насчитывает 350 видов сосудистых растений и 127 видов листостебельных мхов. Доля типичной болотной растительности сравнительно невелика и составляет менее одной трети общего числа видов этой территории, поскольку видовое разнообразие на болотах ограничено неблагоприятными условиями для многих видов [1]. В составе флоры отмечены как северные, относящиеся к гипоарктической и арктобореальной группам, так и южные виды — проявление широтной географической зональности. Наряду с ними изредка встречаются сибирские виды (проявление меридиональной зональности). Доминирующими в составе флоры являются бореальные циркумполярные и евроазиатские виды. Заметная доля европейских и явное, хоть и незначительное, присутствие субокеанических элементов — характерная черта флоры болот области и всего Северо-Западного региона. Второе место по численности занимают гипоарктические (*Betula nana* L., *Empetrum nigrum* L., *Baeothryon caespitosum* (L.) A. Dietr., *Rubus chamaemorus* L., *Sphagnum lindbergi* Schimp. ex Lindb. и другие) и арктобореальные виды (*Comarum palustre* L., *Eriophorum polystachyon* L., *E. vaginatum* L. и др.). Довольно многочисленна группа атлантических

видов (*Calluna vulgaris* (L.) Hall, *Rhynchospora alba* (L.) Vahlb., *Myrica gale* L., *Sphagnum tenellum* (Brid.)). Из сибирских видов в области очень редко встречается *Ligularia sibirica* (L.) Cass, а из южных — среднеевропейские *Schoenus ferrugineus* L., *Swertia perrenis* L., *Sphagnum palustre* L., *Cladium mariscus* (L.) Pohl, *Aldrovanda vesiculosa* L., *Carex paniculata* L. Как сибирские, так и южные виды можно обнаружить только на единичных болотах. К редким относятся также некоторые гипоарктические виды (*Carex livida* (Wahl.) Willd., *Saxifraga hirculus* L., *Sphagnum aongstroemii* C. Hartm., *S. lindbergii* Schimp. ex Lind) и атлантические (*Rhynchospora fusca* (L.) Ait, *Myrica gale* L.). Всего на болотах области выявлено около 30 редких видов сосудистых растений и 8 видов сфагновых мхов.

На основании более 2000 описаний была создана классификация болотной растительности [1], базирующаяся на эколого-флористическом методе И. Браун-Бланке. В основном 50 выделенных ассоциаций укладываются в существующие в этой системе синтаксоны, разработанные на материалах Западной Европы, но есть и новые ассоциации. Основные различия наблюдаются на уровне субассоциаций, фаций и рас, что отражает специфику восточно-европейских болот. Основными классами болот Ленинградской области являются: *Alnetea glutinosae*, которая включает ольшаники, ивняки, березняки, заросли восковника; *Vaccinietea uliginosae* (олиготрофные и мезотрофные сосняки сфагновые); *Oxycocco-Sphagneta* (олиготрофные и мезотрофные сообщества кочек и гряд, занятых преимущественно сфагновыми мхами — *Sphagnum fuscum* (Schimp.) Klinggr. и *S. magellanicum* Brid., а также шейхцерией; *Scheuchzeria-Caricetia nigra* (мезотрофные и евтрофные сообщества топей, осоково-сфагновые, осоковые и сообщества из тростника, камыша и крупных осоковых, например, *Phragmitetia australis*).

Площади и типы болот. Площади болот Ленинградской области, по оценке сотрудников ГТИ, составляют 1034 тыс. га. Заболоченность области — 12 % (с учетом заболоченных земель, площадь которых определена менее точно — 17 %) [2]. В масштабах России доля площади болот области мала — 0.6 %. Следует, однако, заметить, что заболоченность территории области значительно больше средней заболоченности России, которая составляет около 8 %.

Полученные в ГТИ оценки заметно выше полученных ранее [13, 14]. Согласно данным, приведенным в Лесном фонде, болота области занимают 722.5 тыс. га. Существенные различия в полученных результатах могут быть объяснены прежде всего разными подходами при определении категории земель. Так, например, облесенные олиготрофные болота в Лесном фонде относятся к низкорослым низкоплодным насаж-

дениям и включаются в сводку площадей, покрытых лесом. Не значатся в сводке болот Лесного фонда и евтрофные болота, как правило, зарастающие черной ольхой. Суммарная площадь облесенных болот, по нашим оценкам, составляет не менее 250 тыс. га. Если принять это во внимание, то различия в оценках площадей болот ГТИ и Лесного фонда становятся незначительными. В сводки Торффонда включаются, как правило, площади болот, перспективных для торфоразработок (с глубиной торфа не менее 0.5 м). В связи с этим данные по площадям болот в этих сводках обычно занижены.

Результаты геоботанических исследований и химических анализов торфяной залежи дали возможность выявить несколько типов болот на территории области.

В основу классификации в данной работе положены типы болотных местообитаний, отражающие в основном различия в минеральном питании — олиготрофные, мезотрофные и евтрофные. Олиготрофные болота подразделены на бугристые, грядово-мочажинные, осоково-сфагновые и олиготрофные облесенные [15]. Олиготрофные болота абсолютно доминируют на территории области, занимая 75 % (780 тыс. га) площади всех болот. Лидирующая роль олиготрофных болот характерна не только для Северо-Западного региона России, но и других районов со сходной геологической и климатической историей, например Канады [16]. На долю мезотрофных болот приходится 15 % (150 тыс. га) площади, а евтрофных — 10 % (около 100 тыс. га). Два географических типа олиготрофных болот преобладают на территории области: русский и русско-прибалтийский. Болота русского типа занимают основную часть области и характеризуются значительными выпуклостями, большими площадями грядово-мочажинных и грядово-озерковых комплексов, поросших сосной, пушицей, кустарничками, сфагновыми мхами (*Sphagnum fuscum* Schimp., *S. magellanicum* Brid.). В мочажинах преобладают шейхцерия, пушица, осоки и сфагновые мхи других видов (*S. majus* (Russ.) C. Jens, *S. balticum* (Russ.) C. Jens, *S. cuspidatum* Ehrh. ex Hoffm.). Центры этих болот заняты в основном пушицево-сфагновыми комплексами, часто с сосной, а при очень плоском рельефе — регрессивными комплексами, где преобладают так называемые «черные мочажинки» (руоппо). В покрове встречаются печеночные мхи из родов *Cladopodiella*, *Cymnocola* и других. Для периферии болот русского типа характерен обширный лагг, среди которого часто протекает ручей или речка с берегами, заросшими тростниковыми, осоковыми и другими травяными евтрофными сообществами. Часто встречаются ивняки и черноольшаники. На склонах болота между лаггом и грядово-мочажинным комплексом расположено, так называемое, «лесное кольцо» (обычно это сосняки кустарничково-сфагновые), ширина которого варьирует от 50 до 500 м по периметру

болота. Олиготрофные болота русско-балтийского типа приурочены к южному побережью Финского залива. Они характеризуются меньшей выпуклостью, слабо облесены, с плоскими грядами, поросшими вереском и сфагновыми мхами (*Sphagnum fuscum* Schimp., *S. rubellum* Wils.). В мочажинах наблюдаются регрессивные явления и они носят характер руоппо.

Как русский, так и прибалтийский типы олиготрофных болот редко представлены отдельными массивами; обычно они образуют болотные системы размером от нескольких гектаров до десятков тысяч га. Небольшие болота облесенного типа (сосново-пушицево-кустарничково-сфагновые) также довольно широко распространены на территории области. Сравнительно мала площадь (около 10 % от общей) евтрофных болот (черноольховых, мириковых и травяных). Единично (менее 10 в юго-западном Приладожье) идентифицированы редкие для этого региона аапа-болота [1].

Запасы торфа и углерода в болотах Ленинградской области. Результаты ботанического анализа отобранных собственных образцов торфа и литературные данные свидетельствуют о том, что на флористической основе возможна классификация торфов болот Ленинградской области и они (в упрощенном варианте) отнесены к трем типам – олиготрофному, мезотрофному и евтрофному. Расчеты запасов торфа, основанные на данных Торффонда и уточненных в ГГИ площадей, показали, что в болотах области аккумулировано 2103.1 млн. т абсолютно сухой субстанции. Нами было установлено абсолютное преобладание (75 % по массе или 1531.2 млн. т) торфов олиготрофного типа. На долю мезотрофных приходится 14 % (309.4 млн. т), а евтрофных – 11 % общей массы торфа (262.5 млн. т). Среди торфов олиготрофного типа доминируют пушицево-сфагновые, второе место разделяют пушицево-шейхцериево-сфагновые и шейхцериево-сфагновые, но их значительно меньше, чем пушицево-сфагновых образцов. В общем, преобладающие на болотах области залежи олиготрофного типа относятся к сфагновому (главным образом, магелланикум виду), комплексному и сфагново-мочажинному видам строения, их глубина в среднем составляет 3–5 м. В торфах мезотрофного типа преобладают осоково-сфагновый, сфагновый и пушицево-шейхцериево-сфагновый виды, а в евтрофных – осоково-шейхцериевый и, в меньшей степени, древесный торф. В общем преобладают осоковые виды торфа.

Общее содержание углерода в торфяной залежи болот области оценено нами как 1150.4 млн. т С. Распределение запасов углерода в разных типах болотных местообитаний приблизительно такое же, как и распределение запасов торфа: максимальное – в олиготрофных – 836.9 млн. т С (72.8 % общего запаса углерода), 172.8 млн. т С (15 %) в

мезотрофных и 12.2 % (140.7 млн. т С) в евтрофных. Некоторые расхождения в распределении запасов торфа и углерода в болотах разных типов объясняются разными значениями зольности и концентрации углерода в торфах разных типов. Среднее содержание углерода в торфах области составляет 1112.6 т С/га (от 1072.9 т С/га в олиготрофных до 1407 т/га в евтрофных). Полученное нами среднее значение содержания углерода в торфах Ленинградской области в общем соответствует таковому значению для болот европейской территории России – 1048.3 т С/га (расчеты сделаны по данным [2] и больше среднего содержания углерода в болотах всей России (871.6 т С/га). В общем же углеродный пул болот Ленинградской области невелик, он составляет только 0.8 % общего углеродного пула болот России. Запасы фитомассы, полученные в ходе многолетних полевых наблюдений составляют от 8.3 до 21.4 т/га абсолютно сухого органического вещества (табл.), а первичной нетто-продуктивности – от 2.5 (на грядово-мочажинных болотах) до 6–7 т/га в год сухого вещества на евтрофных болотах. Углеродный пул болотных растений несоизмеримо меньше пула почв (0.6 %). В фитомассе экосистем, как известно, аккумулируется сравнительно небольшая доля ассимилированного в процессе фотосинтеза углерода – от 10 % NPP в средневозрастных и спелых лесах до 40 % в агроэкосистемах [17]. В болотах соотношение значений продуктивности и биомассы составляет около 35 %. Рассчитанная на основании этих соотношений нетто-аккумуляция углерода в биомассе составляет 2.67 млн. т С/год.

Нетто-аккумуляция углерода в торфе. Средняя многолетняя (за весь голоцен) скорость нетто-аккумуляции углерода в болотах разных типов варьирует от 33 до 76 г С/м² в год, а для болот всей области составляет около 440 тыс. т С/год (менее 1 % общей нетто-аккумуляции болотами России, но скорость ее несколько выше средней). Большая часть углерода депонируется в олиготрофных болотах (62.2 %), 20.5 % в мезотрофных и 17.3 % в евтрофных. Современная скорость нетто-аккумуляции, оцененная на базе модельных расчетов, для олиготрофных болот составляет 0.353 т С/га в год [12]. Учитывая, что олиготрофные болота доминируют на территории области, современная скорость составляет 365 тыс. т С/год. Это означает, что болота области можно рассматривать в настоящее время как очень слабый нетто-сток углерода из атмосферы.

Биомасса растений и нетто-аккумуляция в торфе

Типы болот	Площадь, 10 ³ га %	Биомасса растений и NPP (абс. сухое вещество)		NPP/биомасса	Нетто-аккумуляция углерода в торфе	
		10 ⁶ т	NPP, т/га в год		г С/м ² в год	10 ³ т С в год
Олиготрофные	775.5 75	11.44				273.9
бугристые	300.0	4.05	5.0	0.37	33	99.0
грядово-мочажинные	37.5	0.31	2.5	0.30	41	15.0
пушицево-сфагновые	112.5	1.53	5.0	0.37	41	46.0
облесенные	150.0	3.21	6.4	0.30	33	49.0
остальные	175.5	2.33	4.7	0.30	37	64.9
Мезотрофные	144.8 14	1.45	5.8	0.58	60	90.0
Евтрофные	113.7 11	1.14	6.0	0.60	76	76.0
Всего	1034	100	14.02			439.

Заключение

Результаты многих исследований свидетельствуют о том, что скорость аккумуляции углерода во многих болотах в течение голоцена не была одинаковой. По нашим данным, на северо-западе она была максимальной в бореальном и позднеатлантическом периодах голоцена и уменьшалась в суббореальное время под влиянием быстрого похолодания и уменьшения осадков [12]. В целом же углеродный пул болот увеличивался в результате вертикального их роста, трансгрессии и формирования новых болот. По данным [18], увеличение площадей болот в голоcene составляло 4 км²/год. Современное и прогнозируемое глобальное потепление климата (увеличение температуры и осадков в этом регионе), а также сокращение гидроресомелиоративных работ, вероятно, усилят процессы заболачивания в Ленинградской области и приведут к более интенсивной нетто-аккумуляции углерода в болотных экосистемах. Это должно учитываться при оценке изменений концентрации CO₂ в атмосфере и разработке стратегии ослабления неблагоприятных последствий климатических изменений, но, заметим еще раз, что интенсивность такой нетто-аккумуляции очень мала.

Литература

1. Боч М.С., Смагин В.А. Флора и растительность болот северо-запада и принципы их охраны. СПб., 1993.
2. Новиков С.М., Усова Л.И. Новые данные о площадях болот и запасах торфа на территории России // Динамика болот северной Евразии в голоcene. Петрозаводск, 2000.
3. Верхояров И.И. и др. Торфяной фонд Ленинградской области. М., 1980.
4. Самсонов Н.Н., Белокорытов Н.Е., Варенцова В.С. Справочник по торфу. М., 1954.
5. Лиштван И.И., Король Н.Т. Основные свойства торфов и методы их определения. Минск, 1975. 320 с.
6. Кузьмин Г.Ф. Торфяные болота и их использование // Сб. научных трудов ВНИИП. СПб., 1993. Вып. 70. 139 с.
7. Zoltai S.C., Taylor S., Jeglum J.K., Mills G.F., Johnson J.D. Wetlands of boreal Canada // Wetlands of Canada. Polyscience Publ., Montreal, 1988. P. 97-174.
8. Vitt D.H., Hasley L.A., Bauer I.E., Campbell C. Spatial and temporal trends in carbon storage of peatlands of continental western Canada through the Holocene // Canadian Journ. Of Earth Sci., 2000. Vol. 37. P. 683-693.
9. MacFerlane I.C.(ed.) Muskeg engineering handbook // Univ. of Toronto, Toronto, 1969.
10. Tolonen K. Natural history of raised bogs and forest vegetation in the Lammi areas, Southern Finland, studied by stratigraphical methods // Ann.Acad. Sci.Fennicae, A III Geologia-Geographica, 1987. Vol. 144. P. 1-46.
11. Турчинович И.Е., Кобак К.И., Кондрашева Н.Ю. Моделирование средней многолетней скорости аккумуляции углерода в болотах разных типов северо-запада России // Динамика болот северной Евразии в голоcene. Петрозаводск, 2000. С. 60-62.
12. Kobak K.I., Kondrasheva N.Yu., Turchinovich I.Ye. Changes in carbon pools of peatland and forest in northwestern Russia during the Holocene // Global and Planetary change, 1998. P. 75-84.
13. Вомперский С.Э. Болота территории России как фактор накопления углерода // Глобальные изменения окружающей среды и климата. М., 1999. С. 124-144.
14. Лесной фонд России. М., 1999.
15. Botch M.S., Kobak K.I., Vinson T.S., Kolchugina T.P. Carbon pools and accumulation in peatland of the former Soviet Union // Global Biogeochemical Cycles. 1995. Vol. 9. № 1. P. 37-46.

16. Hasley L.A., Vitt D.H., Gignac D.L., Sphagnum – dominated peatlands in North America since the glacial maximum – their occurrence and extent // The Bryologist. 2000. Vol. 103. P. 334-352.
17. Кобак К.И. Биотические компоненты углеродного цикла. СПб., 1988. 246 с.
18. Елина Г.А., Кузнецов О.Л., Максимов А.И. Структурно-функциональная организация и динамика болотных экосистем в Карелии. Л., 1984. 128 с.

The role of peatlands in the carbon cycle (as an example in Leningrad region)

K.I. Kobak, M.S. Botch, O.N. Krankina

The area of the Leningrad region is estimated as 1034 thousand hectares. Considering that the total area in the region peatland cover about 12 % of the total area. Raised bogs cover 75 % of the total peatland area, mesotrophic peatland – 15 %, and eutrophic fens cover 10 %. The total carbon pool of peatland ecosystems is 1157 mln. tones. Carbon content in biomass of peatland vegetation is very small relative to carbon pool in peat (about 0.6% of it). Most of peat deposits are located in raised peatland (75 % of the total peat mass), in mesotrophic peatland comprise 14 %, and in eutrophic fens – 11 % of the total mass. We estimated both the average long-term and current rate of peat net-accumulation. Our investigation show that the mean depth increament during the Holocene was about 0.7 mm/yr for patterned and pool-patterned peatland, 0.5 mm/yr in cottongrass sphagnum peatland and more as 1mm/yr for mesotrophic and eutrophic fens (Botch et. al., 1995). The date obtained later confirmed these results. The average long-term net carbon accumulation in peatland of the Leningrad region during the Holocene was about 400 thousand tons of carbon per year or 0.425 mg C/ha yr. Most of carbon deposited in raised bogs (62.2 %) with 20.5 % being deposited in mesotrophic peatland and 17.3 % in eutrophic fens. The modern rate of carbon accumulation in raised bogswas calculated using the modifided model by Clymo (Turchinovich et. al., 2000). This rate corresponds to carbon flow into catotelm, and it equal to 0.353 mg C/ha yr. Because raised bogs dominated in this region, the modern rate of net carbon accumulation can be estimated as 375 thousand tons of carbon per year. It means that peatland in the Leningrad region are at present a small net-sink of carbon from the atmosphere.

РОЛЬ БОЛОТ В КРУГОВОРОТЕ УГЛЕРОДА

Л.И. Инишева

Сибирский НИИ торфа СО РАСХН, Томский государственный педагогический университет, peat@mail.tomsknet.ru

Рассмотрены вопросы о роли болот в круговороте углерода.

Когда труды Третьей Научной Школы были уже практически готовы к публикации, пришла рецензия А.А. Титляновой, в которой она совершенно справедливо заметила, что при широком разнообразии поднятых вопросов на Школе по биологической продуктивности и процессам трансформации органического вещества болот, оказалось не озвученной общая проблема роли болот в круговороте углерода. Поэтому тезисно изложим вопросы, которые будут предложены в лекции на Школе.

1. За миллиарды лет существования жизни на Земле живое вещество преобразовало энергию солнца в эффективную химическую и механическую работу. Облик планеты за этот период разительно претерпел изменения. Можно считать, что именно живое вещество определило состав атмосферы, осадочных пород, почв и в значительной степени гидросферы.

2. Элементарной первичной структурной единицей биосферы служат биогеоценоз, представляющий собой генетически, географически и трофически сопряженные местные сочетания растительности, животных, почв, рельефа, климата и гидрологии [1–3]. Биосферная функция биогеоценозов заключается в фотосинтезе растений биогеоценозов, временное депонирование в живых и косных компонентах биогеоценоза и трансформация органического вещества (автотрофное и гетеротрофное дыхание) – этот цикл и образует биологический круговорот, в котором основное место принадлежит углероду. Воздействие биогеоценоза на содержание углерода в атмосфере выявляется интегральной разностью входящих и выходящих из него всех потоков.

3. Особенности круговорота углерода в болотных экосистемах заключаются в его незамкнутости, т.е. болотные экосистемы возвращают в окружающую среду меньше веществ, чем забирают из нее: в виде торфяной залежи они депонируют углерод. Скорость торфонакопления определяется разными причинами. Наиболее основное его проявление характерно для таежной зоны, где средняя скорость вертикального торфонакопления в течение голоцена отмечалась более 0.8 мм/г [4, 5]. В лесостепи, например, торфонакопление замедленное. С зональными вариантами скорости вертикального торфонакопления коррелирует пространственная дифференциация средних глубин торфяных отложений. Так, наибольшие средние глубины торфяной залежи выявлены для болот южной тайги – 2.8 м. Здесь встречаются болота с глубиной

торфа до 15 м. На протяжении голоцена от бореального периода к современности наблюдается сложная динамика аккумуляции органического вещества в торфяных залежах.

4. Непрерывность круговорота углерода связана с постоянными и последовательными процессами синтеза и разрушения органического вещества (торфогенез). В аэробных условиях большая часть ежегодного прироста органического вещества освобождается гетеротрофными микроорганизмами и образует главный поток CO_2 с деятельного слоя торфяной залежи в атмосферу. При постепенном подъеме болотных вод за прирастающей вверх поверхностью торфяника исходно аэробные слои торфа переходят в состояние анаэробнозиса, характеризующегося медленным разложением растительных остатков с образованием метана и сопутствующих органических соединений, продуктов гетеротрофного «дыхания». Однако в литературе нет единства взглядов на объяснение процессов и их параметров, определяющих направление и активность процессов трансформации органического вещества в торфообразовании. Необходимы основательные исследования баланса углерода болот, чтобы сделать точную оценку действительного вклада болот в генерацию CO_2 и CH_4 в биосфере.

5. Важной статьёй углеродного баланса является вынос углерода со стоком с заболоченных водосборных бассейнов, а также их потери вследствие эрозии и пожаров.

6. Оценка пулов и потоков углерода между составляющими компонентами биогеоценоза, а также с внешней средой — очень важная фундаментальная и практическая задача, без разрешения которой нельзя оценить современную биосферную роль экосистем, в том числе болотных, и составить прогноз их изменения в будущем.

Литература

1. Сукачев В.Н. Фитоценология, биогеоценология и география // Тр. Второго всероссийского географического съезда. М., 1948. Вып. 1.
2. Сукачев В.Н. Соотношение понятий биогеоценоз, экосистемы и фация // Почвоведение. 1960. № 6.
3. Сукачев В.Н., Дылис В.Н. Основы лесной биогеоценологии. М., 1964.
4. Лисс О.Л., Березина Н.А. Болота Западной Сибири. М., 1981. 204 с.
5. Кузьмин Г.Ф. Развитие олиготрофных болотных экосистем и перспективы их использования (на примере северо-западной ландшафтной области): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л., 1980. 21 с.

Role of bogs in circulation of carbon

L.I. Inisheva

The questions on a role of bogs in circulation of carbon are considered.

ДИНАМИКА РАЗЛОЖЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА НА БОЛОТАХ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА

Н.П. Миронычева-Токарева, Е.К. Паршина

Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, г. Новосибирск,

nina@issa.nsc.ru

Рассмотрена динамика разложения доминантных видов растений-торфообразователей в болотных комплексах различного генезиса. Разложение растительных остатков на болотах происходит в теплое время года, когда уровень болотных вод снижается, и кислород свободно проникает в верхнюю часть торфяного горизонта. Быстрее разлагаются сосудистые растения, медленнее сфагновые и зеленые мхи. Наиболее высокая степень разложения наблюдается у вахты трёхлистной, как листьев, так и корней — до 70 % в год. Листья и корни трав и кустарничков — 40–50 % в год. Медленнее всего разлагаются сфагнум балтийский — 2 % в год. Низкая скорость разложения сфагновых и гипновых мхов объясняется их биохимическими характеристиками.

Введение

В последнее время значительная часть торфяных болот Западной Сибири испытывает всё более возрастающее антропогенное влияние. На юге региона — это осушение болотных массивов с целью добычи торфа и лесомелиорации. На севере территории большое значение имеет загрязнение поверхности болот вследствие развития инфраструктуры нефтегазового комплекса. До недавнего времени болота привлекали внимание ученых и практиков, главным образом, лишь с точки зрения запасов торфа и качества торфяного сырья, как ценного природного ресурса. В последние годы на первое место выходит биосферная роль болот. Одной из наиболее важных биосферных функций болотных экосистем является связывание углерода в результате фотосинтеза, депонирование его в торфяной залежи и выделение в виде углекислого газа.

Несмотря на широкое распространение в Западной Сибири торфяных болот, фактические данные о скорости накопления и содержании углерода в торфяных залежах весьма ограничены, что препятствует установлению их истинной роли в глобальном цикле углерода, в формировании и поддержании биологического разнообразия региона [1].

Торфяные болота являются уникальными природными экосистемами, обладающими способностью накапливать отмерший растительный материал в виде торфа. В торфяных отложениях современных болот сосредоточено больше углерода, чем во всех лесах земного ша-

ра. Запасы углерода в торфяниках планеты оцениваются в 412×10^{12} т, что сопоставимо с запасами углерода во всей биомассе растительных организмов и в атмосфере планеты. Современная скорость накопления углерода в болотах Земного шара достигает $40\text{--}70 \times 10^9$ т в год. Торфяные болота имеют непосредственное отношение к поддержанию газового состава атмосферы, выполняя буферную роль в процессах глобального изменения климата, накапливая в виде торфа или выделяя органический углерод в виде углеродсодержащих газов (углекислого газа и метана) [2].

Экспериментальные исследования по определению скоростей прироста и разложения позволяют рассчитать долю участия видов доминантов в образовании торфяной толщи, так как детальное изучение этих процессов дает возможность подойти к разработке способов направленного изменения характера и интенсивности обменных процессов, что крайне важно при проведении работ по восстановлению естественных местообитаний, нарушенных хозяйственной деятельностью.

Методика исследований

Эксперименты по определению скорости разложения растительных остатков доминантных видов в торфяном слое олиготрофных болотных комплексов были начаты в 2000 году на Васюганском болоте (стационар Плотниково) и на гипновых болотах в пойме реки Обь. Для определения характера и скорости разложения отдельных растений-торфообразователей применялся метод закладки растительности в торф. Для этого на болоте собирался опад доминантных видов и свежие растения. В лабораторных условиях надземное и подземное растительное вещество высушивалось в сушильном шкафу при температуре 60°C , затем высушенные листья и корни раскладывались в нейлоновые мешочки в количестве 2 г. Приготовленный таким образом растительный материал закладывался в торф на глубины 5, 15 и 25 сантиметров в десятикратной повторности на грядах и в межгрядовых понижениях. Кроме того, опавшие листья болотных кустарничков и трав закладывались на поверхности моховой подушки, так как разложение их может происходить и на поверхности. Поэтому изучалось вначале поверхностное разложение, затем внутри торфяной залежи.

Скорость разложения изучалась у четырех видов кустарничков, трех видов трав, пяти видов сфагновых мхов и двух видов гипновых. Изучение интенсивности процессов деструкции проводилось на болотах различной трофности в южной части Бакcharского массива в пределах Томской области (южная тайга).

В течение вегетационного периода 1998–2000 гг. параллельно с определением динамики запасов живого и мертвого растительного

вещества и его фракционного состава проводились экспериментальные работы по определению скорости разложения видов доминантов изучаемых экосистем. Отбор экспериментального материала проводился через 30, 60, 180, 360 дней. После отбора мешочки с остатками органического вещества высушивались так же при 60°C , взвешивались и готовились к дальнейшим аналитическим исследованиям.

Результаты исследований

Изучением деструкционных процессов в болотных экосистемах занимаются исследователи, как в нашей стране, так и за рубежом [3–12]. Разложение растительных остатков происходит благодаря жизнедеятельности микроорганизмов. Большинство ученых считает, что скорость и характер разложения зависит от органических веществ, образующих растения. Растительные вещества, обладающие высоким соотношением C:N, слабо атакуются микроорганизмами. По данным Н. Валкера [13], для биологической деструкции органического вещества наиболее благоприятно соотношение макроэлементов – C:N:S:P = 100:8:1:1.2. Данное соотношение определяет доступность растительного опада не только микроорганизмам, но и почвенным беспозвоночным, которые, перерабатывая растительные остатки, выделяют экскременты, заселяющиеся в дальнейшем бактериями. Козловская Л.С. [14] пришла к выводу, что скорость разложения болотных растений определяется содержанием в них белков, кальция и легко усвояемых сахаров. Преобладание в минерализации (порядок сукцессии микроорганизмов) определяется доступностью питательных веществ для последующих групп и в значительной степени зависит от химического состава растений-торфообразователей. Первыми, после почвенных беспозвоночных, заселяют растительный субстрат неспоровые бактерии. В процессе жизнедеятельности они выделяют витамины и аминокислоты, которые являются субстратом для развития споровых бактерий. Виды споровых бактерий, имея богатый набор ферментов, способны жить за счет трудноразлагающихся органических соединений с большим содержанием азота. Целлюлозоразрушающие микроорганизмы требуют для своего развития минеральных форм азота, поэтому появляются вслед за споровыми видами. Глубокие стадии разложения растительных остатков осуществляются актиномицетами, проактиномицетами и грибами [10].

Интенсивность разложения опада определяется не только его химическим составом, но так же видовой принадлежностью и климатическими условиями экотопа. Содержание видоспецифичных антисептиков, катехинов и танинов способствует хорошей сохранности отдельных видов. Деструкцию лимитирует влажность опада. Как пере-

сыхание ветоши, так и избыточное насыщение влагой замедляет процессы разложения. Температурные инверсии так же замедляют или ускоряют процессы минерализации [11].

Болота южной тайги представлены различными вариантами кустарничково-сфагновых олиготрофных, мезоолиготрофных и мезотрофных экосистем с *Pinus sylvestris* L. (сосново-кустарничково-сфагновые растительные ассоциации) и открытых грядово-мочажинных комплексов (ерниковые, кустарничково-сфагновые растительные ассоциации).

Исследуемые экосистемы располагаются по трансектам: 1) пересекающему грядово-мочажинный комплекс на олиготрофном болоте (Т. 1-3); 2) проложенному от минерального острова к наиболее обводненной части гипнового болота (Т. 4, 5).

Первая экосистема (гряда) (Т. 1) – кустарничково-сфагновое болото с сосной болотной (сомкнутость крон 0.1, высота деревьев колеблется в пределах 0.5–3.0 м, диаметр стволиков 3.0–12.0 см). Кустарничково-травяной ярус представляет собой микроассоциации с доминированием *Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench. и *Ledum palustre* L. на кочках высотой 50–80 см. и *Eriophorum vaginatum* L. в межкочьях единично встречаются *Andromeda polifolia* L., *Rubus chamaemorus* L. и *Oxycoccus palustris* L. (проективное покрытие (п.п.) кустарничков и трав 40–50 %). В моховом ярусе доминируют *Sphagnum fuscum* (Schmp.) Klinggr. (п.п 60 %), *S. magellanicum* Brid. (п.п 20 %) – на кочках и *S. angustifolium* (Russ.) C. Jens. (п.п 50 %) – в межкочьях. Кочки хорошо выражены и занимают 70 % общей поверхности в пределах площадки 10x10 м.

Вторая экосистема (переходная зона) (Т. 2) – кустарничково-осоково-сфагновое болото с пушицей. Растительное сообщество двухярусное. На кочках доминируют в кустарничково-травяном ярусе – *Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench., *Andromeda polifolia* L., *Ledum palustre* L., *Oxycoccus microcarpus* Turcz. и *Eriophorum vaginatum* L. Единично встречается *Betula rotundifolia*. Высота кочек колеблется от 20 до 50 см и они занимают около 50 % площади 100 м². Проективное покрытие кустарничками и пушицей на кочках составило 60 %. В межкочьях доминируют *Carex rostrata* Stokes и *Oxycoccus palustris* L. с проективным покрытием 40–50 %. Моховой ярус на кочках представлен *Sphagnum fuscum* (Schmp.) Klinggr. (30 %), *S. magellanicum* Brid. (50 %), *S. angustifolium* (Russ.) C. Jens. (20 %); в межкочьях – *S. balticum* (Russ.) C. Jens. (50 %), *S. majus* (Russ.) C. Jens. (35 %), *S. angustifolium* (Russ.) C. Jens. (15 %).

Третья экосистема (Т. 3) представляет собой мочажину с хорошо выраженным травяным ярусом. Доминируют *Carex rostrata* Stokes,

C. limosa L. и *Menyanthes trifoliata* L. Куртинами расположены сообщества с *Equisetum fluviatile* L., *Eriophorum vaginatum* L. и *Phragmites communis* Trin. Из кустарничков в доминанты выходит *Oxycoccus microcarpus* Turcz., вересковые кустарнички встречаются единично. Также единично встречаются *Carex chordorrhiza* Ehrh., *Rhynchospora alba* (L.) Vahl., *Scheuchzeria palustris* L., *Drosera rotundifolia* L. Моховой ярус представлен *Sphagnum fallax* (Klinggr.), *S. majus* (Russ.) C. Jens., *S. balticum* (Russ.) C. Jens., *S. jensenii* H. Lindb.

Четвертая и пятая экосистемы (Т. 4, 5) представлены двухярусными хвощево-осоковыми и вахтово-осоковыми растительными сообществами с доминированием *Equisetum fluviatile* L., *Carex rostrata* Stokes, *C. limosa* L., *C. chordorrhiza* Ehrh., *Menyanthes trifoliata* L. в верхнем ярусе и гипновыми мхами во втором ярусе, которые образуют кочки высотой до 30 см и площадью около 1/4 м².

Запасы живого и мертвого растительного вещества в слое 0–30 см в среднем составляют 11 т/га и колеблются в течение сезона вегетации с увеличением от весны к осени и между годами в каждом фитоценозе. Наибольшие колебания были отмечены в первой экосистеме. Количество фитомассы в ней увеличилось в 1.6 за три года и составило 7.9 т/га. Увеличение произошло за счет отмирания и уплотнения отмершей массы сфагновых мхов по всей глубине слоя в связи с изменением гидрологического режима, вызванного как малым количеством осадков в течение вегетационного периода 2000 г. так и противопожарными мероприятиями при тушении пожара, произошедшего в одном километре от трансекта в 1999 г. Значительная сухость 1999 г. вызвала увеличение количества живого растительного вещества во всех исследуемых экосистемах в два раза. Живое растительное вещество внутри моховой подушки представлено корнями кустарничков и трав различного возраста. Количество их убывает с глубиной постепенно.

Процесс разложения в группах трав, кустарничков, мхов зеленых и сфагновых происходил неравномерно как в течении сезона вегетации, так и в течении года.

В группе трав хвощ (*Equisetum fluviatile* L.) за 180 дней теряет 2/3 исходного веса при разложении на гипновом болоте и половину в мочажине олиготрофного болота. Коэффициент разложения, представляющий собой логарифмическое отношение количества разложившегося растительного вещества X к исходному X₀ ($K = \ln X / X_0$), показывает, что разложение наиболее интенсивно проходит в двадцатисантиметровом слое как надземной, так и подземной его частей. Листья и корни вахты трехлистной разлагаются наиболее интенсивно в слое 20–30 см на гипновом болоте. Скорость разложения осок увеличивается по трансекту от гряды к мочажине, наибольшее количество разложив-

шегося органического вещества отмечается так же в экосистеме гипнового болота (табл.).

У кустарничков наибольшей скоростью разложения обладают листья хамедафны, наименьшей — листья андромеды. Корни и листья имеют однонаправленный тренд от олиготрофной гряды в сторону евтрофной мочажины, показывающий увеличение скорости разложения при увеличении обводненности.

Гипновые мхи имеют низкую скорость деструкции, но она выше, чем у сфагновых мхов. Наибольшей стойкостью к агентам разложения обладает *Sphagnum balticum* (Russ.) C. Jens.

Заключение

Структурный состав фотосинтезирующей фитомассы годовичного прироста на грядах и в мочажинах различен — сфагновые мхи являются абсолютными доминантами (96 %) в мочажинах, а на грядах они становятся содоминантами с кустарничками (57 % и 42 %). Величина ежегодного прироста изменчива и связана с климатическими условиями текущего года. Основной вклад в величину нефотосинтезирующей части первичной продукции вносят корни трав и кустарничков, которые составляют 60 % от общей первичной продукции. Вклад в первичную продукцию мхов составляет 21 % — на грядах и 74 % в мочажинах. Новизна подхода заключается в том, что учитывается не только продуктивность надземного и подземного ярусов, но и скорость деструкции. Анализ полученных результатов позволил оценить скорости продуцирования, отмирания и деструкции в болотных экосистемах южной тайги Западной Сибири.

Разложение растительных остатков на болотах происходит в теплое время года, когда уровень болотных вод снижается и кислород свободно проникает в верхнюю часть торфяного горизонта. Быстрее разлагаются сосудистые растения, медленнее сфагновые и зеленые мхи. Наиболее высокая степень разложения наблюдается у вахты трёхлистной, как листьев, так и корней — до 70 % в год. Листья и корни трав и кустарничков — 40–50 % в год. Медленнее всего разлагаются сфагнум балтийский — 2 % в год. Низкая скорость разложения сфагновых и гипновых мхов объясняется их биохимическими характеристиками.

При сравнении с данными, полученными Л.С. Козловской [14] можно отметить, что интенсивность процессов разложения в болотных экосистемах южной тайги выше, чем в Карелии.

Работа выполнена при поддержке гранта ИНТАС (№ 03-51-6294) и проекта Сибирского отделения РАН (интеграционный проект № 137).

Коэффициент разложения фракций кустарничков, трав и мхов в болотных экосистемах южной тайги и Карелии

Растения — торфообразователи, глубина закладки образцов, см		Южная тайга						Карелия
		Листья			Корни			Листья+ корни
		Т. 1	Т. 2	Т. 3	Т. 1	Т. 2	Т. 3	
Chamaedaphne calyculata Поверхность головок мха		0.314	0.151	0.287	—	—	—	0.122
0-10		0.475	0.478	0.498	0.416	0.511	0.548	0.379
10-20		0.478	0.435	0.531	0.545	0.628	0.933	0.411
20-30		0.465	0.394	—	0.720	0.762	—	0.368
Oxycoccus palustris Поверхность головок мха		0.211	0.194	0,317	—	—	—	—
0-10		0.490	0.524	0.914	0.870	0.721	0.625	—
10-20		0.560	0.428	0.821	0.836	0.436	0.528	—
20-30		—	—	—	—	—	—	—
Andromeda polifolia Поверхность головок мха		0.041	0.098	0.054	—	—	—	—
0-10		0.124	0.211	0.354	0.323	0.411	0.558	—
10-20		0.217	0.293	0.461	0.564	0.535	0.618	0.322
20-30		—	—	—	—	—	—	—
Carex rostrata Поверхность головок мха		—	0.314	0.478	—	—	—	—
0-10		—	0.666	0.817	—	0.563	0.691	0.744
10-20		—	0.817	0.954	—	0.845	0.923	1.025
20-30		—	—	—	—	—	—	—
Sphagnum magellanicum		0.211	0.249	0.218	0.345	—	—	0.116
Sph. fuscum		0.134	0.098	0.005	—	—	—	0.025
Sph. balticum		—	0.035	0.081	0.094	—	—	—
Sph. angustifolium		0.048	0.039	0.094	0.110	—	—	0.003
Гипновые мхи		—	—	0.182	0.205	—	—	0.312

Примечание: «—» не определялось.

Литература

1. Мокронос А.Т. Глобальный фотосинтез и биоразнообразие растительности // Круговорот углерода на территории России. М., 1999. С. 19–62.
2. Вомперский С.Э., Цыганова О.П., Ковалев А.Г., Глухова Т.В., Вальева Н.А. Заболоченность территории России как фактор связывания

углерода // Круговорот углерода на территории России. М., 1999. С. 127–179.

3. Waksman S.A., Tenney F.G. The composition of natural organic materials and their decomposition in the soil // Soil. Sci. 1927. Vol. 24. P. 155–171.

4. Беликова Н.М. Распад органического вещества торфообразователей // Труды Ин-та торфа. 1934. № 14. С. 11–18.

5. Пьявченко Н.И. Об изучении болотных биогеоценозов // Основные принципы изучения болотных биогеоценозов. Л., 1974. С. 5–10.

6. Broadbent T.S. Biological and chemical aspects of mineralization // International soil congress. Wellington. 1962. P. 183–189.

7. Edwards C.A. Decomposition processes // Oak ridge research site annual progress report. 1972. P. 26–37.

8. Медведева В.М., Егорова Н. В., Антипин В. К. Биологический круговорот азота и зольных элементов в некоторых типах заболоченных лесов и болот // Стационарное изучение болот и заболоченных лесов в связи с мелиорацией. Петрозаводск, 1977. С. 159–161.

9. Козловская Л.С., Медведева В.М., Пьявченко Н.И. Динамика органического вещества в процессе торфообразования. Л., 1978. 173 с.

10. Наплекова Н.Н. Аэробное разложение целлюлозы микроорганизмами в почвах Западной Сибири. Новосибирск, 1974. 250 с.

11. Чернова Н.М., Злобина И.И., Корнеева С.Ф., Прохорова З.А. Сукцессионные изменения свойств и животного населения разлагающихся в почве растительных остатков // Экология почвенных беспозвоночных. М., 1973. С. 181–195.

12. Walen B.. Methods for studing below-ground production in mire ecosystems // Suo. 1992. № 43. P. 155–162.

13. Walker N. Soil microorganisms and plant protection chemicals // Soil biology. London; New York. 1967. № 1. P. 493–524.

14. Козловская Л.С. Роль беспозвоночных в трансформации органического вещества болотных почв. Л., 1976. 211 с.

Dynamics of the organic material in bogs of different genesis

N.P. Mironycheva-Tokareva, E.K. Parchina

This paper describes decomposition of the plant material in the bogs ecosystems of Siberian region. Peatlands are common features of temperate and boreal regions of the northern hemisphere. Despite the abundance of organic terrain in West Siberia, 35 % of the total land surface. In ecological studies, primary production and decomposition are two major processes to be quantity filed. Rates of peat accumulation are determined by the ratio between production and decomposition, and the interactive effects of climate, topography is the result of retarded decomposition, rather than rapid productivity.

МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАНА В ТОЛЩЕ БОЛОТА

М.А. Сергеева

Томский государственный педагогический университет

Рассмотрены условия существования метанобразующих микроорганизмов (метаногенов) и биохимические аспекты образования метана в торфяной залежи.

В жизни биосферы важная экологическая роль принадлежит таким уникальным природным образованиям как болота. Она заключается, прежде всего, в том, что болота являются генераторами и резервуарами стока углекислого газа [1]. Цикл углерода – основной геохимический цикл на планете, обеспечивающий стабильность углеродокислородной системы Земли.

Свойства торфов определяются физико-химическими и микробиологическими процессами. Повышенное внимание к микробиологическим исследованиям торфяных почв определяется той огромной ролью, которую играет деятельность микроорганизмов в торфогенезе. Микробиологическая характеристика болотных экосистем приобретает особую значимость в связи с проблемой глобального изменения климата и прогнозом эмиссии углекислого газа в атмосферу в результате активизации микробиологических процессов в торфяной залежи. Торфяная залежь – закономерное вертикальное напластование торфов отдельных видов от поверхности до минерального дна торфяного месторождения или подстилающих озерных отложений. Согласно большинству исследователей, слой торфяной залежи мощностью от 30 до 100 см принято называть деятельным горизонтом. В этом слое формируются благоприятные условия для жизнедеятельности микроорганизмов. С глубиной аэробные условия сменяются анаэробными, снижается температура. В анаэробных условиях повышается токсичность фенольных соединений (антисептиков, антиокислителей) [2]. Но при этом следует отметить, что и в слое более 100 см численность микроорганизмов снижается незначительно. Это связано с приспособлением определенных групп микроорганизмов к данным условиям. В связи с этим принято разделять микроорганизмы на аэробов и анаэробов. Аэробные и анаэробные микроорганизмы резко различаются между собой по своему каталитическому аппарату, термодинамике действия и направлению разрушений и превращений, совершающихся при их контактах с органическим веществом. Таким образом принимается, что распад скоплений и включений органического вещества может протекать либо при доступе кислорода воздуха и с полной минерализацией.

зацией без остатка, либо частично в анаэробных условиях при ограниченном доступе кислорода [2].

В целом, в торфяной залежи преобладающей группой в количественном отношении являются бактерии, за ними следуют грибы и дрожжевые организмы. Наличие большого количества грибных организмов в слое отмершего мха и в самых верхних слоях малоразложившегося торфа привело ряд исследователей к предположению, что первое разрушение отмерших растений производится грибами [2]. Исследования химического состава сфагновых мхов показали, что их целлюлоза и гемицеллюлоза имеют специфический химический состав, более устойчивый против воздействия микроорганизмов, чем целлюлоза и гемицеллюлоза высших растений. Из всех групп микроорганизмов только грибы обладают способностью разрушать мхи. При ухудшающейся с углублением в залежи аэрации они уступают место дрожжам и бактериям. Бактерии и дрожжи поселяются на продуктах разрушения мхов грибами и, используя эти продукты, подвергают их дальнейшему разложению. Одной из групп анаэробных микроорганизмов являются метаногены (метанобразующие бактерии). Они являются конечным звеном образования метана в торфяной залежи.

Следует отметить, что метан является малым органическим газовым компонентом атмосферы (МГК) и после водяного пара и углекислого газа вносит наибольший вклад в формирование парникового эффекта. Установлено, что метан обуславливает третью часть парникового эффекта. В связи с этим, повышенное внимание к метану как компоненту газов атмосферы, активно влияющих на ее радиационно-термический баланс, связано с актуальной необходимостью прогнозирования антропогенного воздействия на изменение климата планеты [3, 4].

Метанобразующие бактерии (метаногены) – это строгие анаэробы, которые довольно четко распределяются по порядкам, соответствующим ветвям филогенетического древа: *Methanococcales*; *Methanobacteriales*; *Methanomicrobiales*.

В качестве субстратов они используют органическую группу соединений. Известны три основных пути метаногенеза:

- 1) водородный ($\text{CO}_2 + 4\text{H}_2 \rightarrow \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$);
- 2) ацетатный ($\text{CH}_3\text{COO} \rightarrow \text{CH}_4 + \text{CO}_2$);
- 3) метилотрофный ($\text{CH}_3\text{X} + \text{H}_2 \rightarrow \text{CH}_4 + \text{H}_2\text{X}$, где X – группа – OH, –NH₂ или –SH).

Образование метана для всех метанобразующих бактерий является энергетической реакцией, обеспечивающей осуществление всех функций микроорганизмов. Начиная с работ В.Л. Омелянского, считается, что метанобразующие бактерии являются высокоспециализированными организмами, которые не могут осуществлять никакой другой реакции

для поддержания своей жизнедеятельности, кроме реакции образования метана. Пока этот постулат встречает только подтверждение [5].

Все метанобразующие бактерии являются строгими анаэробами, которые развиваются при полном отсутствии молекулярного кислорода в среде. Уже концентрация кислорода 0.1 % в атмосфере является губительной для них. Поэтому с глубиной численность метанобразующих микроорганизмов значительно увеличивается. Так, Д.Г. Сидоров с соавт. в своей работе [6], которую они проводили на верховых болотах, показали, что с ростом глубины численность метанобразующих бактерий возрастает от 10^2 (на глубине 0.5 м), до 10^7 кл/мл на глубине 5 м.

Известно, что образование метана может быть термодинамически выгодной реакцией только при крайне низких значениях окислительно-восстановительного потенциала, которые и определяют возможную область развития метанобразующих бактерий [5].

Следует отметить, что большинство метаногенов имеют pH близкий к нейтральному. Но есть случаи развития данных микроорганизмов при крайних pH. Например, торфяные болота могут иметь pH приблизительно 4.0 или ниже и продуцировать метан. Торфяные пробы с исходным pH 3.9, продолжают поддерживать метаногенную активность при инкубации с pH=3.0, хотя оптимальное значение pH для метаногенеза около 6.0. Относительно температуры отмечено, что метаногены могут обитать в широких температурных пределах, в морских осадках с температурой 2°C и в геотермальных источниках, с температурой до 100°C [7].

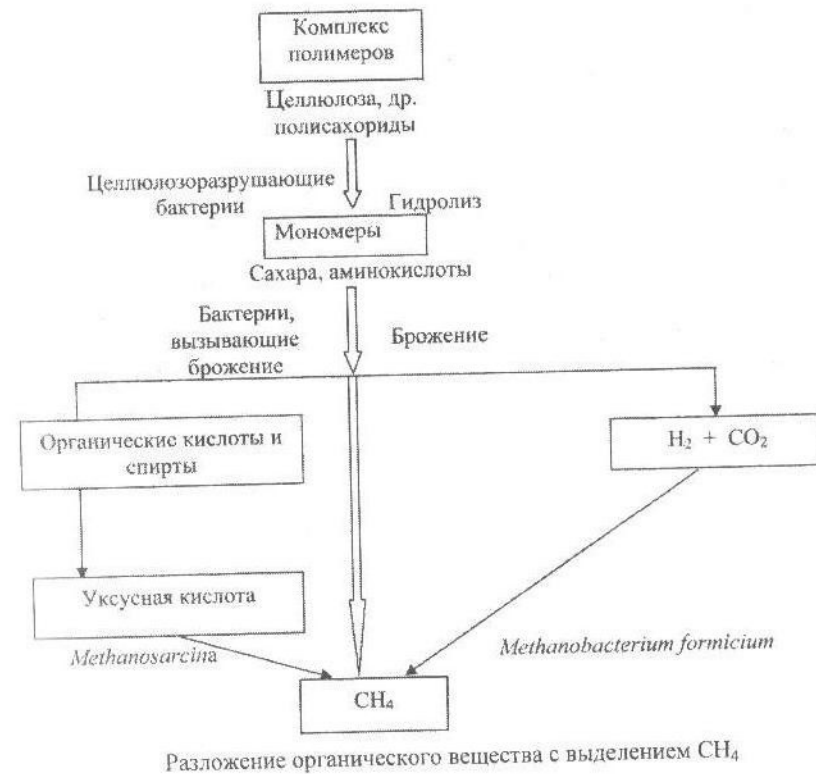
Существует также зависимость между эмиссией метана и почвенной влажностью. Если влажность почвы более 20 %, то выделение метана идет медленнее [8]. Влияет на эмиссию метана и уровень грунтовых вод. При снижении грунтовых вод в торфяниках на определенное время существенно снижается эмиссия метана [9].

Рядом исследователей показано, что при постоянной увлажненности и относительно стабильном нейтральном pH среды основными факторами, контролирующими метаногенез, являются температура, поступление органического вещества (ОВ) и окислительно-восстановительный потенциал (ОВП). Повышение температуры в летнее время способствует увеличению численности бактерий и формированию полноценного метаногенного сообщества. В зимнее время обновление трофических связей замедляется. К концу зимы численность первичных анаэробов успевает достигнуть летних величин, а численность метаногенов возрастает незначительно. Максимальная интенсивность метаногенеза регулярно отмечается во второй половине лета, когда идет интенсивное поступление ОВ. Однако при достаточном количестве ОВ образование метана может происходить и осенью. В это время, даже при температуре

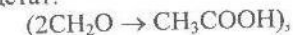
близкой к замерзанию воды, интенсивность метаногенеза может достигать максимальных летних величин. Аналогичное, но менее значительное увеличение метаногенеза может происходить и весной после таяния льда. Тем не менее, поступление органического вещества не всегда приводит к немедленному образованию метана. В периоды весенней и осенней конвекции воды преобладают аэробные процессы. При снижении ОВП происходит последовательная смена процессов сульфатредукции, ацетогенеза (процесс, приводящий к образованию ацетата), H_2 – зависимого и ацетокластического (процесс, приводящий к образованию метана и CO_2) метаногенеза. Но только летом сукцессия в метаногенном сообществе идет до конечных этапов. При этом в конце лета более 90 % метана образуется из ацетата. Таким образом, для образования метана необходимо сочетание таких факторов, как высокая температура, поступление органического вещества и низкие значения ОВП [10].

Следует отметить, что трофическая организация метаногенного сообщества включает взаимодействие нескольких функциональных (трофических, физиологических – эти обозначения так же употребляются) групп микроорганизмов со сложной трофической сетью, объединяющих их в одно целое. Метаногенное сообщество, помимо метаногенов, включает группы их предшественников, образующих субстраты, используемые метаногенами. Получается многоступенчатая трофическая сеть и остановка обмена на одной из стадий, например, гидролиза полимеров, приводит к остановке обмена всего многовидового сообщества в целом [11].

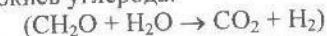
Качественно метабиотическая ассоциация метанообразующих микроорганизмов работает следующим образом. Биополимеры, в первую очередь клетчатка, разлагается до простых углеводов, органических кислот, аминокислот. Разложение этих соединений по типу маслянокислого или смешанного брожения приводит к образованию водорода и углекислоты, которые немедленно могут быть использованы водородными метанообразующими бактериями группы *Methanobacteriales formicium*. Органические кислоты и спирты разлагаются симбиотической группировкой метанообразующих бактерий, описанной Баркером. Разложение органических кислот по типу В-окисления приводит к накоплению уксусной кислоты. Накапливающаяся уксусная кислота подвергается непосредственному разложению с выделением метана из метильной группы метанообразующими бактериями группы *Methanosarcina*. Таким образом, метабиотическая система микроорганизмов действует по тому же принципу, что и система ферментов внутри организма: разнообразные органические вещества, разлагаясь, превращаются в ограниченное число простых соединений, которые и используются в дальнейшем (рис.) [11].



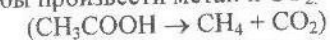
Таким образом, метаногены работают непосредственно только на последней стадии образования метана. Согласно большинству авторов [12–14], основными путями метаногенеза на естественных влажных почвах являются снижение CO_2 и «расщепление ацетата». По теории данных исследователей ОВ распадается при двух различных реакциях ферментации либо на ацетат:



либо на водород и двуокись углерода:



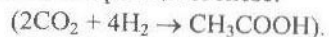
Ацетокластические реакции позволяют провести дальнейшее расщепление ацетата, чтобы произвести метан и CO_2 :



Водород и двуокись углерода можно разьединить, чтобы образовать метан при снижении CO_2 :



или снова образовать ацетат при ацетогенезе:



И все же данная схема не может ответить на вопрос о биохимии всего процесса метаногенеза. До сих пор первые реакции фиксации углекислоты метанообразующими бактериями остаются неясными. Видимо идет обмен с углекислотой муравьиной кислоты и карбоксил пировиноградной кислоты. Следующий этап восстановления осуществляется, предположительно, через участие формилтетрагидрофолатсинтазы, активность, которой была обнаружена у *Merethanosarcina barki*. Это приводит к синтезу из формиата N^{10} -формилтетрагидрофолата, который в свою очередь восстанавливается до N^{10} -метилтетрагидрофолата, который восстанавливается НАДН-редуктазой в N^5 -метилтетрагидрофолат. Все эти соединения могут служить источниками метана под действием экстрактов метанообразующих бактерий в атмосфере водорода и в присутствии АТФ. Последний этап образования метана вызывает меньше сомнений. Переносчиком являются производные витамина B_{12} , которыми метанообразующие бактерии исключительно богаты. Метилированная форма B_{12} -метилкобаламин восстанавливается в метан в присутствии таких доноров водорода, как пируват или водород [5].

Таким образом, из всего вышесказанного следует, что процесс метаногенеза изучается уже очень давно. Еще в начале XX века В.Л. Омелянский начал исследования процесса метанобразования с точки зрения биохимии. Но, несмотря на почти столетние исследования, вопрос о биохимии процесса остается открытым.

Поскольку метан образуется в результате деятельности микроорганизмов, то изучение микрофлоры данного процесса является особенно важным. К сожалению, изучением метаногенов и метанотрофов в наше время занимается очень мало исследователей. В России это Г.А. Заварзин и В.Ф. Гальченко, среди иностранных авторов можно отметить Р.С. Хансан и Т.Э. Хансан, Г. Шлегеля и Дж. Ферри. И все же в изучении данных групп микроорганизмов еще существует ряд вопросов. Исследователи продолжают выделять новые виды и подвиды метанотрофов, что свидетельствует о слабой их изученности. Систематическое положение некоторых метаноокисляющих бактерий до сих пор не выяснено. Периодически их переводят из одной систематической группы в другую. Спорят о том, какие значения рН следует считать оптимальными для метаногенов. Сейчас они считаются строгими нейтрофилами, но известно, что метанообразующие бактерии прекрасно растут в болотах, которые характеризуются кислыми значениями рН.

Учитывая, что одним из глобальных источников метана являются болотные ландшафты, исследование процессов метаногенеза в них представляет большой теоретический и практический интерес. В связи

с этим, наш институт несколько лет назад начал заниматься изучением метаногенеза. Данные исследования включают в себя изучение эмиссии и распределения метана в торфяной залежи, а также изучение динамики микроорганизмов, участвующих в цикле метана.

Литература

1. Заварзин Г.А., Кларк У. Биосфера и климат глазами биологов // Природа. 1987. № 6. С. 65–77.
2. Раковский В.Е., Пигулевская Л.В. Химия и генезис торфа. М., 1978. 231 с.
3. Король И.Л., Розанов В.В., Тимофеев Ю.М. Газовые примеси в атмосфере. Л., 1983. С. 120.
4. Антропогенные изменения климата. Л., 1987. 165 с.
5. Заварзин Г.А. Литотрофные микроорганизмы. М., 1972. 322 с.
6. Сидоров Д.Г., Берзенков И.О., Беляев А.С., Миллер Ю.М., Иванов М.В. Микробиологические процессы в толще верхового болота средней Тайги // Микробиология. 1998. Т. 67. № 2. С. 255–260.
7. Ferry J.G. Methanogenesis. New-York, London. 1993. 536 p.
8. Morishita T., Hatano R., Sawamoto T., Nakahara O., Takahachi K., Isaev A.P. Methane Fluxes in Forests, Grasslands, and Wetland Soils, Near Yakutsk, Russia // Proceedings of the Ninth Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 2000. 2001. P. 150–155.
9. Augustin J., Merbach W., Schmidt W., Reining E. Effect of Changing Temperature and Water Table on Trace Gas Emission from Microtrophic Mires // Angew. Bot. 1996. Vol. 70. P. 45–51.
10. Дулов Л.Е. Сезонные изменения условий среды – комплекс факторов, контролирующих метаногенез // Эмиссия и сток парниковых газов на территории северной Евразии. Пушино, 2000. С. 85–86.
11. Заварзин Г.А., Васильева Л.В. Цикл метана на территории России // Круговорот углерода на территории России. М., 1999. С. 202–233.
12. Steinmann Ph., Eilrich B., Burns I. $\delta^{13}\text{C}$ patterns of CO_2 and CH_4 in peatlands: The role of diffusion/advection vs. microbial reactions // Scientific Understanding, Control and Implementation. 2000. P. 151–152.
13. Gottschalk G. Bacterial metabolism. Springer, Verlag, New York, 1986. P. 281.
14. Бабьева И.П., Зенова Г.М. Биология почв. М., 1989. С. 336.

Microbiological aspects formation of methane in bog

M.A. Sergeeva

The conditions of existence methanogenes and biochemistry aspects formation of methane in a peat deposit are considered.

ТЕОРИЯ ЭМИССИИ МЕТАНА ИЗ ПРИРОДНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Н.М. Бажин

Институт химической кинетики и горения СО РАН, г. Новосибирск,
bazhin@ns.kinetics.nsc.ru

Развита теория транспорта метана, азота и других атмосферных газов в осадочных (активных) слоях болот и озер, а также в почве рисовых полей. Проведено сравнение теории с экспериментальными данными и показано удовлетворительное согласие между ними. Теория развита на основе первых принципов физической химии и не использует подгоночных параметров. Теория использует только растворимость газовых молекул, коэффициент диффузии и скорость генерации внутри осадочного слоя. Все величины могут зависеть от глубины. В теории широко применяются безразмерные координаты, которые позволяют резко сократить многообразие рассматриваемых ситуаций за счет масштабирования. В качестве модели, приближенной к экспериментальным условиям, используется представление об экспоненциальном затухании скорости генерации метана с глубиной. Показано, что эта модель позволяет описать большинство экспериментальных данных. Известно, что пузыри образуются на некоторой глубине в активном слое. Это связано с расходом кислорода в верхней части активного слоя, а растворенные газы не способны образовать пузыри вследствие их недостаточной концентрации. Положение верхней границы образования пузырьков позволяет оценивать скорость генерации метана. Скорость генерации метана можно оценивать и из глубины, при которой концентрация метана равна половине от концентрации на большой глубине. Параметр масштабирования можно найти, изучая зависимость концентрации метана от глубины, состав пузырьков. Найдена теоретическая зависимость, связывающая интенсивность пузырькового потока с содержанием метана в пузырьках. Теоретически рассмотрен вопрос о влиянии растительности на концентрации растворенного метана и на его потоки. Показано, что теория и эксперимент согласуются между собой.

Methane emission from natural sources

N.M. Bazhin

The theory of transport of methane, nitrogen and other atmospheric gases in the sedimentary (active) layers of wetlands and rice fields has been developed. A comparison between theory and experiment shows a satisfactory agreement. The theory is based on the primary principles of physical

chemistry without using any fitting parameters. It uses only the solubility of gas molecules, diffusion coefficient, and the rate of generation in a sedimentary layer. All the values can depend on depth. In the theory, we employ the dimensionless coordinates to sharply decrease the variety of the cases under study by scaling. As a model suitable for experimental conditions, we use the concept of the exponential decay of methane generation rate with depth. It is shown that this model allows us to describe most of the experimental data. Bubbles are known to form at some depth in the active layer due to oxygen consumption in the upper part of the active layer. Dissolved gases fail to form any bubbles due to their insufficient concentration. Position of the upper boundary of bubble formation makes it possible to estimate the methane generation rate, which can be also found from the depth at which the methane concentration is half the concentration at large depth. The scaling parameter can be determined by studying the dependence of methane concentration on depth and bubble composition. A theoretical dependence of the bubble flux intensity on methane content in bubbles has been found. The problem of the influence of vegetation on the concentrations of dissolved methane and its fluxes has been considered theoretically. Agreement is shown to exist between theory and experiment.

ЭЛЕМЕНТЫ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ТЕОРИИ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ И ПОТРЕБЛЕНИЯ МЕТАНА В ПОЧВЕ

М.В. Глаголев

Институт микробиологии РАН, г. Москва, o_ruhovich@mail.ru

В работе рассмотрены количественные соотношения, описывающие зависимость скоростей образования и потребления метана от факторов среды. Предложены новые математические модели, в большей мере адекватные экспериментальным данным, нежели использовавшиеся ранее. Приведены собственные и литературные данные о характерных значениях параметров, которые возможно использовать в глобальных моделях эмиссии метана. Показано, что обычно высокие значения Q_{10} для метаногенеза, отмечаемые в литературе, отчасти могут быть обусловлены артефактами, связанными с неудачным мониторингом температуры и способом вычислений.

Большое значение метана для климатической системы Земли обусловлено тем, что, во-первых, это важный «парниковый» газ и, во-вторых, он оказывает сильное влияние на химию атмосферы (так как является стоком для гидроксил-радикалов в тропосфере) [1]. В эмис-

сии метана участвуют как антропогенные, так и естественные источники; к последним относятся и болота.

Согласно конвенции по климату, принятой в 1992 г., каждая страна должна составить свой баланс парниковых газов, в первую очередь CO_2 и CH_4 [2]. Однако, большую сложность представляет получить такие данные на большой территории, поэтому особое значение приобретают теоретические модели.

Важнейшими факторами, оказывающими влияние на скорости продукции и потребления метана являются температура и уровень стояния воды [3]. Поэтому в данной работе главное внимание мы уделяем именно этим факторам.

Некоторые уравнения температурной зависимости

Простая экспонента. Из химической кинетики известно, что при повышении температуры на 10 градусов скорость реакции возрастает в $Q_{10}=3\pm 1$ раза [4]. Пусть $v(t)$ – скорость некоторой реакции при температуре t °C. Тогда

$$[v(t+10)/v(t) = Q_{10}] \Rightarrow [v(t) = v_0 \cdot \exp(k \cdot t), \text{ где } k = 0.1 \cdot \ln(Q_{10})]. \quad (1)$$

Уравнение Аррениуса. Строго обоснованная зависимость скорости химической реакции от температуры дается уравнением Аррениуса и имеет иной вид, нежели уравнение (1), а именно

$$v(T) = V_0 \cdot \exp(-E_A/R/T), \quad (2)$$

где E_A – энергия активации, R – универсальная газовая постоянная, T – абсолютная температура [4]. Если исследуется небольшой диапазон температур $T=T_0 \pm t$, то (2) приближенно может быть представлено в форме (1). Для этого используем разложение в ряд Тейлора – $E_A/R/T = E_A/R/T_0 + E_A/R/T_0^2 \cdot (T-T_0) + \dots$ и ограничимся двумя первыми членами. Удобно принять $T_0=273.15\text{K}$, тогда t будет соответствовать температуре в °C и (2) совпадет с (1), причем $v_0 = V_0 \cdot \exp(-E_A/R/T_0)$, а $k = E_A/R/T_0^2$. Так как и метаногенез, и потребление метана в конечном счете представляет собой некоторую совокупность химических реакций, можно ожидать, что данный процесс также будет удовлетворять уравнению (1) или (2). Действительно, эти уравнения широко применялись для описания температурной зависимости образования и эмиссии метана.

Логистическая кривая. Выше, теоретически обосновывая применение экспоненциальной температурной зависимости, мы обратились к химической кинетике. Однако, если быть последовательным, то следует признать, что в рамках химической кинетики показана применимость экспоненциальной зависимости лишь в отношении некоторой изолированной химической реакции, а не сложной системы реакций.образова-

ние (или потребление) метана представляет собой именно систему ферментативных реакций, но ни в коем случае не одну реакцию. Допустимо ли вообще применение экспоненциальной зависимости?

Одна из ферментативных реакций может быть узким местом, определяющим скорость дальнейших биохимических превращений [5]. Понятно, что пока одна реакция определяет скорость всей системы реакций, эта система будет вести себя как единственная реакция, следовательно и отклик на температурное воздействие будет таким же, как и отклик одной реакции. Поэтому экспоненциальное уравнение применимо, но лишь в некоторых границах. Во-первых, так как различные реакции имеют различные температурные коэффициенты, значительное изменение температуры может привести к смене узкого места – определять скорость всей системы станет уже другая реакция со своей температурной зависимостью. Во-вторых, с повышением температуры также начнут ускоряться процессы инактивации ферментов.

В [6] приведена зависимость, ведущая себя в некотором начальном диапазоне температур подобно экспоненциальной, но дальше сильно отклоняющаяся от нее – при высоких температурах скорость продукции метана почти не увеличивается:

$$v(t) = v_{\max} \cdot \{1 + \exp(-0.334 \cdot [t-23])\}^{-1},$$

где $v_{\max}$ – максимальная скорость образования метана в оптимальных условиях. Данная зависимость также будет применима только в ограниченной области температур, поскольку с точки зрения этой формулы оптимальными будут самые высокие температуры. В оригинальной статье авторы строят кривую этой зависимости лишь в диапазоне от 15 до 30 °C (на координатной сетке от 15 до 35 °C).

Температурные кривые для всего интервала температур. Так как процессы образования и потребления метана – процессы микробиологические, то для описания температурных зависимостей могут быть использованы соответствующие формулы микробиологической кинетики. Они позволят правильно отразить ход кривых во всем интервале температур (интенсивность процесса будет нарастать при возрастании температуры от минимальной до оптимальной, а при дальнейшем увеличении температуры – снизится). В [7] для удельной скорости образования продукта даны следующие формулы:

$$v(T) = v_1 \cdot \exp(-K_1/T) - v_2 \cdot \exp(-K_2/T) \text{ и } v(T) = \begin{cases} v_1 \cdot \exp(-K_1/T) & \text{при } T < T_1 \\ v_{\max} & \text{при } T_1 \leq T \leq T_2 \\ v_{\max} - v_2 \cdot \exp(-K_2/T) & \text{при } T_2 < T \end{cases}$$

Как видим, эти зависимости имеют определенный физический смысл, поскольку представляют собой комбинацию двух уравнений

Аррениуса, однако они не очень удобны с чисто вычислительной точки зрения. В первой из них трудно определить коэффициенты, входящие в формулу нелинейно, кроме того, при больших значениях температуры она может дать отрицательные значения $v(T)$. Вторая зависимость имеет разрывную производную по T , что может оказаться неудобным при использовании этой формулы в некоторых математических моделях. Мы в своей практике обычно используем следующую эмпирическую зависимость, лишенную указанных недостатков:

$$v(t) = \exp(a_4 \cdot t^4 + a_3 \cdot t^3 + a_2 \cdot t^2 + a_1 \cdot t + a_0).$$

В частности, эта зависимость прекрасно описывает экспериментальные данные из [8]: при $a_4=a_3=0$, $a_2=-0.0029$, $a_1=0.1486$, $a_0=-3.6945$ имеем скорость окисления, а при $a_4=-0.000003$, $a_3=0.0002$, $a_2=-0.0028$, $a_1=0.0435$, $a_0=-2.5465$ – скорость образования CH_4 в свежих образцах торфа из Бакчарского болота (в мгС/час/кг).

Необычные температурные зависимости. Кроме приведенных выше температурных зависимостей, имеющих, как правило, прозрачный биологический (физический) смысл, в литературе изредка встречаются иные зависимости, интерпретировать которые достаточно трудно. В частности, упомянем работу [9], где обнаружено линейное убывание скорости ферментации ацетата в метан на интервале температур от 15 до 25 °C в образцах торфа из Buck Hollow Bog (шт. Мичиган). На наш взгляд подобные аномалии могут встречаться лишь в сложных системах (в образцах торфа или непосредственно в природных экосистемах), но вряд ли они будут проявляться в чистых культурах микроорганизмов.

Численные параметры температурных зависимостей

В приведенной ниже таблице суммированы некоторые литературные данные о численных значениях параметров простейшей (экспоненциальной) температурной зависимости. Как видим, температурные параметры эмиссии метана по данным разных авторов значительно варьируют. К этим данным следует относиться с особой осторожностью, всегда проверяя область их применимости. Например, в [10] для двух местообитаний приведены значения $k=0.34$ и $0.40 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, что соответствует огромным энергиям активации (206 и 250 кДж/моль) и немислимым величинам Q_{10} (27.7 и 56.5), которые возникают по двум возможным причинам.

Обычно Q_{10} рассчитывается из формулы (1) после определения k (к чаще всего вычисляют, обрабатывая по методу наименьших квадратов экспериментальные зависимости потока от температуры). Итак, из (1) имеем $Q_{10}(k) = \exp(10 \cdot k)$. Предположим, при определении k была допущена небольшая ошибка Δk и мы завысили истинное значение k на Δk . Значит, вместо истинного значения Q_{10} мы получим несколько большее:

$$Q_{10}(k+\Delta k) = \exp(10 \cdot [k+\Delta k]) = \exp(10 \cdot k) \cdot \exp(10 \cdot \Delta k) = Q_{10}(k) \cdot \exp(10 \cdot \Delta k).$$

Подсчитаем относительную ошибку δQ_{10} :

$$\delta Q_{10} = [Q_{10}(k+\Delta k) - Q_{10}(k)] / Q_{10}(k) = Q_{10}(k+\Delta k) / Q_{10}(k) - 1 = \exp(10 \cdot \Delta k) - 1 \approx 10 \cdot \Delta k = 10 \cdot k \cdot \delta k.$$

Итак, относительная погрешность k , равная δk , породит в $10 \cdot k$ раз большую относительную погрешность δQ_{10} (обратите внимание, что в наших выкладках мы разложили δQ_{10} в ряд Маклорена: $\exp(10 \cdot \Delta k) - 1 \approx 10 \cdot \Delta k$, ограничившись лишь первым членом (если бы мы вели вычисления точно, не пользуясь таким грубым приближением, то обнаружили бы, что порождаемая погрешность Q_{10} еще больше). Вывод: для $k > 0.1$ δQ_{10} , рассчитанные по таким k , завышаются сильнее, чем исходные k . Но есть ли причина, по которой мы действительно можем часто завышать k ? Да, такая причина есть.

Рассмотрим следующую модельную ситуацию. Можно принять, что наиболее интенсивно метаногенез идет на определенной глубине z_0 , а не во всем почвенном профиле, поскольку в более высоких слоях активное метанобразование невозможно из-за больших количеств кислорода, а в более глубоких – из-за низкой температуры. Метанокислением пренебрегаем, т.к. это не сказывается на существе объяснения, но упрощает изложение вопроса. Обозначим истинное значение k через k_0 . Вообще говоря, k можно определить из формулы (1) методом наименьших квадратов в координатах $\{\ln(v), t\}$, но для приближенного рассмотрения мы ограничимся простейшим методом определения наклона экспериментальной зависимости:

$$k = [\ln(v_{\max}) - \ln(v_{\min})] / (t_{\max} - t_{\min}), \quad (3)$$

где $v_{\max}$ и $v_{\min}$ – максимальный и минимальный потоки, наблюдаемые, соответственно, при максимальной и минимальной температурах $t_{\max}$ и $t_{\min}$. Если эти температуры будут измеряться на глубине z_0 , то мы получим истинное значение k_0 . Однако, значение z_0 мы не знаем. А что будет, если мы измерим температуры на другой глубине?

Из курса физики почв известно, что при гармоническом изменении температуры на поверхности почвы $t(\tau) = t_{\text{cp}} + A \cdot \sin(\omega \cdot \tau)$, (где τ – время; t_{cp} – средняя температура; A – амплитуда колебаний t на поверхности (диапазон от максимума или минимума до t_{cp}); ω – радиальная частота), на глубине z температура будет изменяться по закону

$$t(z, \tau) = t_{\text{cp}} + A \cdot \exp(-z/d) \cdot \sin(\omega \cdot \tau - z/d), \quad d = (2 \cdot \lambda / C_V \cdot \omega)^{1/2}, \quad (4)$$

здесь λ и C_V – соответственно, коэффициент теплопроводности и объемная теплоемкость почвы [11]. Следовательно, на глубине z_0

$$t_{\max}(z_0) - t_{\min}(z_0) = 2 \cdot A \cdot \exp(-z_0/d)$$

и именно для этой разности температур мы получим истинное значение k_0 по формуле (3). Но на какой-либо другой глубине $z_0 + \Delta z$

$$t_{\max}(z_0 + \Delta z) - t_{\min}(z_0 + \Delta z) = 2 \cdot A \cdot \exp(-z_0 - \Delta z/d) = 2 \cdot A \cdot \exp(-z_0/d) \cdot \exp(-\Delta z/d).$$

Если использовать эти величины $t_{\max}$ и $t_{\min}$, то будет получено иное значение

$$k_{\Delta z} = [\ln(v_{\max}) - \ln(v_{\min})] / [t_{\max}(z_0 + \Delta z) - t_{\min}(z_0 + \Delta z)] = k_0 \cdot \exp(\Delta z/d).$$

Из полученной формулы очевидно, что *если температура измеряется ниже метаногенного слоя, то вместо истинного значения температурной константы k_0 будет получено завышенное кажущееся значение $k_{\Delta z}$* . Велико ли будет это завышение?

Возьмем численные значения для воды [12] (их можно считать характерными для насыщенного водой торфа): $\lambda = 0.6$ Вт/м/К, $C_v = 4.2 \cdot 10^6$ Дж/м³/К. Примем, что для построения температурной зависимости измерения проводились в течение месяца, тогда $\omega = 2 \cdot \pi / 3600 / 24 / 30 \approx 2.4 \cdot 10^{-6}$ с. Для этих значений получим $d = (2 \cdot 0.6 / 4.2 / 2.4)^{1/2} = 0.35$ м. Если мы ошибемся относительно глубины слоя метаногенеза на $\Delta z = 0.1$ м, то получаемая кажущаяся температурная константа $k_{\Delta z}$ будет больше истинного значения в $\exp(0.1/0.33) \approx 1.35$ раза. Пусть истинное значение $Q_{10} = 3$, что соответствует $k_0 = 0.1 \cdot \ln(3) \approx 0.11$; однако получим мы $k_{\Delta z} = 0.11 \cdot 1.35 \approx 0.15$. Возвращаясь к сказанному выше об увеличении погрешности определения Q_{10} по сравнению с погрешностью k , получим далее $\delta Q_{10} = 10 \cdot k \cdot \delta k = 10 \cdot 0.15 \cdot 0.35 \approx \approx 0.53$ и вместо истинного значения $Q_{10} = 3$ мы получим $3 + 0.53 \approx 4.6$. Естественно, при соответствующих значениях параметров отклонение от истинного значения Q_{10} может быть еще больше, причем, учитывая экспоненциальный характер полученных нами выражений, небольшое изменение параметров порождает огромный рост δQ_{10} . Рассмотрим в качестве еще одного примера реальную ситуацию, с которой мы однажды столкнулись. Пусть средняя температура метаногенного слоя в июле была 15.0°C , а в августе – 17.6°C , при этом средний поток в июле составил 4.2 мг/м²/час, а в августе – 5.5 мг/м²/час. Вычислим k по (3), это будет истинная $k_0 = [\ln(5.5) - \ln(4.2)] / (17.6 - 15.1) \approx 0.11$ ($Q_{10} = 2.9$). Представим теперь, что некий неразумный студент поместил температурные датчики на глубину 50 см, где средняя температура в июле была 11°C , а в августе – 12°C . Если теперь вычислить k по (3), то это будет кажущаяся $k_{\Delta z} = [\ln(5.5) - \ln(4.2)] / (12 - 11) \approx 0.27$ ($Q_{10} = 14.8$). А теперь представим, что некий еще более неразумный помощник из числа школьников поместил температурные датчики на еще большую глубину, где средняя температура от июля к августу изменилась лишь на 0.5°C . Получим немислимую кажущуюся $k_{\Delta z} = [\ln(5.5) - \ln(4.2)] / 0.5 \approx 0.54$ ($Q_{10} = 219.9$). Итак, *мы не отрицаем общеизвестное утверждение о том, что метанотрофы имеют меньшие Q_{10} , нежели метаногены*, подтверждаемое прямыми лабораторными экспе-

риментами (описанными, например, в [8]). Мы утверждаем, что *кроме этого явления, существует еще два источника дальнейшего завышения Q_{10} : неправильное размещение температурных датчиков в почве и пересчет Q_{10} из k* .

Теория влияния уровня стояния воды

Учитывая вышесказанное о влиянии температуры на образование и окисление метана, можно построить теорию влияния другого важнейшего фактора – уровня стояния воды.

Рассмотрим профиль торфяной почвы, мощностью H (0 соответствует поверхности почвы), причем вода стоит на глубине h . Будем считать, что в слое над водой идет исключительно окисление, а в слое под водой – образование метана. Поток в атмосферу (F) будет складываться из разности образования метана во всем слое $h \leq z \leq H$ и потребления его в слое $0 \leq z \leq h$. Если считать, что скорости этих процессов определяются только температурой, то

$$F(h) = \int_h^H v_o \cdot \exp[k \cdot t(z)] \cdot dz - \int_0^h v_o \cdot \exp[k \cdot t(z)] \cdot dz$$

(для простоты мы приняли параметры температурных зависимостей образования и окисления метана одинаковыми, $v_o = 33$ мгС/м³/час, как это следует из экспериментальных данных для температурного диапазона от 0 до 20°C [8]). Если подставить в эти интегралы температурную зависимость (4), то аналитически взять их будет нельзя (т.е. нельзя получить функцию в общем виде для произвольных коэффициентов), поэтому мы осуществили расчет численным методом для июльского распределения температуры в Бакчарском болоте при характерных значениях коэффициентов ($t_{\text{ср}} = 0^\circ\text{C}$, $A = 19^\circ\text{C}$, $d = 1.2$ м, $\omega = 2 \cdot 10^{-7}$ с⁻¹, $H = 2.4$ м). Полученная зависимость $F(h)$ хорошо аппроксимировалась экспонентой $\sim \exp(-0.047 \cdot h)$, где размерность h – см. Полевые измерения на нескольких болотах Бакчарского района Томской области дали близкий показатель степени (-0.068 см⁻¹). В литературе экспоненциальная зависимость широко применялась для описания зависимости потока от уровня стояния воды и экспериментально определенные показатели экспоненты имели тот же порядок величины. Так, по данным, приведенным в [17] для потока из некоторых экосистем национального парка Voyagerus (шт. Миннесота) получаем показатель степени 0.081 ± 0.036 см⁻¹. Попытаться теоретически рассчитать предэкспоненциальный множитель видимо смысла нет, т.к. разные исследователи отсчитывают h от различных реперных уровней h_0 и с математической точки зрения этот произвольный уровень переходит в предэкспоненциальный множитель:

$$[F(h_1) = F_0 \exp(k_h \cdot h_1), h_1 = h_0 + h] \Rightarrow [F(h) = F_0 \exp(k_h \cdot h_0) \exp(k_h \cdot h) = F_1 \exp(k_h \cdot h)].$$

Другие факторы

Полная теория не может ограничиться рассмотрением только главнейших факторов, влияющих на процесс, и хотя она пока только лишь создается, рассмотрим кратко еще ряд факторов. Кроме указанных выше (температуры и уровня стояния воды), в [18] перечислены еще несколько: концентрации и доступности субстратов, pH, окислительно-восстановительный потенциал.

Концентрации субстратов. Общая схема цикла метана включает ряд этапов: сначала первичные анаэробы-броидильщики (продуценты водорода, ацетата, таких жирных кислот, как пропионовая, масляная) используют легко доступные углеводы, поступающие с отмершими частями растений и их экзометаболитами; потом включаются другие субстраты, которые гидролизуются бактериями – полимерные соединения (прежде всего – клетчатка; микроорганизмы-синтрофы потребляют жирные кислоты, образуя ацетат и водород [2]. Основные пути образования “микробного” метана следующие [1]:

– **Н₂-трофный** (общее уравнение реакции $\text{CO}_2 + 8\text{H}^+ + 8\text{e}^- \rightarrow \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$); к 1999 г. было описано 52 вида микроорганизмов, осуществляющих этот процесс;

– **ацетотрофный** ($\text{*CH}_3\text{COOH} \rightarrow \text{*CH}_4 + \text{CO}_2$, где знак «*» показывает перенос метильной группы в CH_4 без разрушения) – описано 19 видов микроорганизмов;

– **метилотрофный** ($\text{CH}_3\text{-A} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CH}_4 + \text{CO}_2 + \text{A-H}$, где общая формула $\text{CH}_3\text{-A}$ включает в себя формиат, метанол, моно-, ди- и триметиламины, а также некоторые серосодержащие органические соединения, например, диметилсульфид; впрочем, эти субстраты метаболизируются также и по ацетотрофному пути) – 10 видов микроорганизмов.

Считается, что восстановление углекислоты – это доминирующий путь метаногенеза в морских местообитаниях, а метилированные субстраты (ацетат) наиболее важны в пресноводных экосистемах [1]. На наш взгляд более правilen вывод, сделанный в [19], о том, что возможны весьма различные соотношения путей метаногенеза (в частности, авторы цитируемой работы показали, что в илах оз. Кузнечиха более 90 % метана образуется путем восстановления углекислоты). Итак, **главнейшими непосредственными субстратами метаногенеза являются ацетат (при ацетотрофном пути), а также водород и углекислота (при Н₂-трофном).**

Поскольку образование метана – процесс микробиологический, то он должен подчиняться известным количественным законам биокинетики (науки, изучающей скорости биологических процессов посредством изучения механизмов этих процессов и наоборот – механизмы процессов посредством изучения их скоростей). Согласно одному из этих законов (приведенному, например, в [20]), удельная скорость образования продукта (q_p , час⁻¹) дается уравнением:

$$q_p = Y_{p/x} \cdot \mu,$$

где $Y_{p/x}$ – выход продукта (в нашем случае – метана), отнесенный к образовавшейся биомассе, μ (час⁻¹) – удельная скорость роста микроорганизмов, зависящая от концентрации субстрата (S , моль/л) следующим образом:

$$\mu(S) = \mu_m \cdot S / (K_s + S + S^2/K_i),$$

где K_i и K_s – соответственно константы ингибирования и насыщения, моль/л; μ_m – “максимальная удельная скорость роста”, час⁻¹ [21] (мы взяли этот термин в кавычки, поскольку в уравнении Эндриуса максимальное значение μ не равно μ_m , а ошибочное название, кочующее из книги в книгу, объясняется тем, что уравнение Эндриуса – это обобщение более известного и широко применяемого уравнения Моно, в котором $K_i = \infty$ и тогда, действительно, максимальное значение μ – это именно μ_m). Биологический смысл данного уравнения состоит в том, что удельная скорость роста (и, следовательно, скорость образования метана) при возрастании концентрации субстрата сначала увеличивается, но, достигнув максимума, при дальнейшем увеличении концентрации субстрата – уменьшается. В [21] приводятся следующие значения параметров уравнения для ацетотрофных метаногенов (для температуры 38 °C) из городских очистных сооружений (конечно, в естественных экосистемах параметры могут быть другими!): $\mu_m = 0.017$ час⁻¹, $K_s = 0.033$ ммоль/л, $K_i = 0.667$ ммоль/л. Если рассматривать в качестве субстрата водород, то, видимо можно принять $K_i \rightarrow \infty$, что дает более простое уравнение Моно, которое мы запишем сразу для скорости образования продукта: $q_p = Y_{p/x} \cdot \mu_m \cdot S / (K_s + S)$. Это уравнение еще сильнее упрощается – до кинетики 1-го порядка при малых концентрациях субстрата ($q_p = k_p \cdot S$, где $k_p = Y_{p/x} \cdot \mu_m / K_s$) или даже 0-го порядка – при больших концентрациях ($q_p = q_{\max} = Y_{p/x} \cdot \mu_m$). К сожалению, определение величин параметров затрудняется тем, что исследователи, подчас, публикуют лишь единичные эксперименты по влиянию субстратов на метаногенез. Например, в [18] показано, что добавление 8.5 ммоль Н₂/л газовой фазы приводит к увеличению метанобразования с 0.18±0.05 до 3.13±0.28 ммоль СН₄/сут/см³ для образцов торфа из поросшего кустарником омбротрофного болота, расположенного на Coastal Plain в шт. Северная Каролина (США). Если такая концентрация водорода лежит в области кинетики 1-го порядка, то это соответствует значению $k_p = 0.35 \pm 0.04$ (ммоль СН₄)/(л газовой фазы)/сут/см³/ммоль Н₂, а если уже в области кинетики 0-го порядка – то, очевидно, значению $q_{\max} = 3.13 \pm 0.28$ ммоль СН₄/сут/см³. Кроме указанной сложности в интерпретации экспериментальных данных по водороду, существует еще одна. Как показано в [18], образование метана из водорода и СО₂ подавляется ацетатом. В микробиологической кинетике из-

вестно несколько типов ингибирования (конкурентное, неконкурентное, бесконкурентное) и каждое из них описывается своим уравнением.

В заключение вопроса о субстратах рассмотрим сам метан – как субстрат для метанотрофных микроорганизмов. Одновременное потребление двух субстратов (например, CH_4 и O_2 при метаноокислении) в микробиологической кинетике часто описывается мультипликативными уравнениями [7]:

$$\mu(S_1, S_2) = \mu_m \cdot S_1 \cdot S_2 / (K_1 + S_1) / (K_2 + S_2)$$

(в нашем случае: $S_1 = [\text{CH}_4]$, $S_2 = [\text{O}_2]$, а K_1 и K_2 – константы насыщения по CH_4 и O_2 , соответственно). По численным значениям K_2 пока имеется относительно мало данных. В качестве характерного значения для болот в [13] предлагается использовать величину $K_2 = 0.33$ моль/м³ (видимо, в газовой фазе), которую первоначально получили для одного из торфяных омбротрофных болот Великобритании – Nedwell и Watson. Для того, чтобы определить характерные значения K_1 нами было проанализировано (из числа опубликованных в литературе) около тридцати экспериментов по окислению метана, в которых были задействованы самые разнообразные объекты (от чистых культур микроорганизмов до проб торфа). Мы пришли к выводу, что выборка констант K_1 удовлетворяет закону распределения, близкому к лог-нормальному (нормально распределены не K_1 , а логарифмы от них). Оказалось, что распределение характеризуется средним значением $\text{p}K_1 = 5.11$ и стандартным отклонением 0.63 ($\text{p}K_1 = -\lg K_1$, $[K_1] = \text{моль/л}$ в жидкой фазе).

Доступность субстратов определяется исходным органическим веществом, из которого в результате анаэробного разложения образуются непосредственные субстраты метаногенеза. В 1949 г. Иенни с соавторами была предложена модель деструкции органического вещества (ОВ), согласно которой процесс разложения подчиняется кинетике 1-го порядка. Поскольку разные фракции ОВ имеют существенно отличные показатели деструкции, модель принимает вид

$$dC/dt = -\sum_{i=1}^n (k_i \cdot C_i), \quad (5)$$

где k_i – кинетическая константа разложения i -ой фракции ОВ почвы, n – число возможных фракций ОВ почвы, различающихся по времени деструкции [22]. Многие модели, основанные на таком представлении о разложении органического вещества, содержат только два члена ($n=2$): один – для легко разлагающихся компонентов и один – для более устойчивых [23]. Влияние гидротермических условий (температура и влажность), а также ряда других факторов (рН, содержание физической глины, азота, зольных элементов и др.) учитывается с помощью получаемых опытным путем регрессионных зависимостей константы k от этих показателей

[22]. Так как экспериментально было показано, что гидротермические факторы действуют независимо (см. [24]), константы скорости разложения органического вещества почвы можно представить в виде

$$k_2 = k_{2\text{opt}} \cdot \text{FTk}(t) \cdot \text{FWPk}, \quad k_3 = k_{3\text{opt}} \cdot \text{FTk}(t) \cdot \text{FWPk},$$

где $k_{2\text{opt}}$ и $k_{3\text{opt}}$ – константы скорости разложения (соответственно, трудноразлагаемых и устойчивых к разложению органических веществ) в оптимальных условиях (согласно [24] $k_{2\text{opt}} = 0.16$ и $k_{3\text{opt}} = 0.025$ год⁻¹); $\text{FTk}(t)$ и FWPk – множители, отражающие уменьшение константы в реальных (неоптимальных) гидротермических условиях, для которых мы использовали эмпирические зависимости

$$\text{FTk}(t) = \exp(-0.000006 \cdot T_{30}^4 + 0.000045 \cdot T_{30}^3 + 0.0104 \cdot T_{30} - 0.09),$$

где $T_{30} = t - 30^\circ\text{C}$

$$\text{FWPk}(\text{pF}) = \exp(-0.28 \cdot \text{pF}^2 + 1.10 \cdot \text{pF} - 0.92),$$

построенные по данным из [24] (pF – капиллярно-сорбционное давление почвенной влаги, выражаемое в данном случае в pF -единицах, равных десятичному логарифму давления в см водного столба). По модели (5) с учетом соотношений для $\text{FTk}(t)$ и FWPk в конкретных гидротермических условиях можно рассчитать скорость поступления субстратов метаногенеза, являющаяся количественной характеристикой доступности субстрата.

Заключительные замечания о факторах и процессах. Многие традиционно рассматриваемые факторы (типа рН) на наш взгляд не нуждаются в подробном описании, поскольку в силу их относительно-го постоянства в данном местообитании с эволюционной точки зрения должна была сформироваться микрофлора оптимально приспособленная именно к данным условиям. С другой стороны, для будущей полной теории очевидна важность описания процессов транспорта газов (например в [16] показано, что потребление метана почвой в значительно большей степени контролируется газопроницаемостью почвы, нежели потенциальной микробной активностью).

Температурные параметры образования, потребления и эмиссии метана

Объект	Глубина измерения температуры, см	Температурные параметры					Коды ¹⁾ и ссылка
		k	Δk	E_A	ΔE_A	Q_{10}	
		$^{\circ}\text{C}^{-1}$ или K^{-1}		кДж/моль			
Песчаная почва леса Sand-hausen близ Хайдельберга (Германия)		0.04		25.20		1.50	O4 [16]
Математическая модель торфяника ³⁾		0.08		50.00		2.24	O2 [13]
Торф из Buck Hollow Bog (шт. Мичиган, США) ⁴⁾		0.08 ²⁾		47.20 ²⁾		2.14 ²⁾	G1 [9]
Торф из ombrotrophic болота на Coastal Plain (шт. Северная Каролина, США) ⁴⁾		0.11	0.02	68.36	12.41	3.01	G3 [18]
Бакчарское болото (близ пос. Плотниково, Томская обл., Россия)		0.06	0.004	39.70	2.48	1.90	G3 ⁴⁾ [8]
Site "Spartina alterniflora", Bay Tree marsh (шт. Вирджиния, США)	0	0.19	0.13	117.30	80.03	6.62	E3 [14]
Site 1 в Queen's Creek близ Williamsburg (шт. Вирджиния, США)	15	0.17	0.14	107.90	89.33	5.70	E3 [14]
Тундра, переувлажненный участок близ Бетела (Аляска)	15	0.15	0.04	90.57	24.19	4.31	E3 [15]
Тундра, участок на повышении близ Бетела (Аляска)	15	0.34	0.05	210.90	32.88	30.00	E1 [10]
Fen (шт. Миннесота, США)	10	0.40	0.06	250.30	39.70	56.50	E1 [10]
Open bog (шт. Миннесота, США)	10	0.32	0.07	200.40	44.67	25.30	E3 [10]
Forested bog (шт. Миннесота, США)	10	0.21	0.05	132.10	32.88	8.41	E3 [10]
Минеротрофно-омбро-трофное болото (Швеция)	10	0.20	0.04	122.20	25.43	7.17	E3 [10]
Минеротрофно-омбро-трофное болото (Швеция)	2	0.53	0.27	330.70	166.9	206.0	E3 [10]
Минеротрофно-омбро-трофное болото (Швеция)	2	0.26	0.27	160.70	166.9	13.30	E3 [10]
Омбро-трофное болото (Швеция)	2	0.11	0.13	68.86	80.03	3.03	E3 [10]

Примечания: k – температурная константа; Δk – погрешность определения k; E_A – энергия активации; ΔE_A – погрешность определения E_A ; Q_{10} – коэффициент, показывающий во сколько раз возрастает скорость реакции при возрастании температуры на 10° .

1) код=1 – авторы приводят только значение k (E_A , Q_{10} рассчитаны нами), код=2 – авторы приводят только значение E_A (k, Q_{10} рассчитаны нами), код=3 – авторы приводят только экспериментальные точки (E_A , k, Q_{10} рассчитаны нами); код=4 – авторы приводят только значение Q_{10} (E_A , k рассчитаны нами);

код=G – температурные параметры процесса образования метана; код=O – температурные параметры процесса потребления метана; код=E – температурные параметры суммарного процесса эмиссии метана; 2) Параметры относятся только к метаногенезу из CO_2 .

3) Хотя математическая модель и не является реальным природным объектом, но используемые в ней параметры получены авторами путем обобщения экспериментальных данных, поэтому мы здесь приводим эти параметры среди тех, которые получены на реальных объектах.

4) Лабораторный эксперимент с образцами почвы в контролируемых температурных условиях.

Литература

- Whiticar M.J. Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane // Chemical Geology. 1999. V. 161. P. 291–314.
- Заварзин Г.А. Микробный цикл метана в холодных условиях // Природа. 1995. № 6. С. 3–14.
- Torn M.S., Chapin F.S., III Environmental and biotic controls over methane flux from arctic tundra // Chemosphere. 1993. V. 26. P. 357–368.
- Панченков Г., Лебедев В. Химическая кинетика и катализ. М., 1985. 592 с.
- Вавилин В.А., Васильев В.Б. Математическое моделирование процессов биологической очистки сточных вод активным илом. М., 1979. 119 с.
- Cao M., Dent J.B., Heal O.W. Modeling methane emissions from rice paddies // Global Biogeochemical Cycles. 1995. V. 9. P. 183–195.
- Бирюков В.В., Кантере В.М. Оптимизация периодических процессов микробиологического синтеза. М., 1985. 296 с.
- Паников Н.С. Эмиссия парниковых газов из заболоченных почв в атмосферу и проблемы устойчивости // Экология и почва. Избранные лекции I–VII Всероссийских школ / Под ред. Добровольского Г.В. Пушкино, 1998. Том I. С. 171–184.
- Avery G.B., Shannon R.D., White J.R., Martens C.S., Alperin M.J. Effect of seasonal changes in the pathways of methanogenesis on the $\delta^{13}\text{C}$ values

- of pore water methane in a Michigan peatland // *Global Biogeochemical Cycles*. 1999. V. 13. P. 475–484.
10. Bartlett K.B., Crill P.M., Sass R.L., Harriss R.C., Dise N.B. Methane Emissions From Tundra Environments in the Yukon-Kuskokwim Delta, Alaska // *Journal of Geophysical Research*. 1992. V. 97. P. 16645–16660.
11. Воронин А.Д. Основы физики почв. М., 1986. 244 с.
12. Кошкин Н.И., Ширкевич М.Г. Справочник по элементарной физике. М., 1980. 208 с.
13. Arah J.R.M., Stephen K.D. A model of the processes leading to methane emission from peatland // *Atmospheric Environment*. 1998. V. 32. P. 3257–3264.
14. Bartlett K.B., Harriss R.C., Sebacher D.I. Methane Flux from Coastal Salt Marshes // *Journal of Geophysical Research*. 1985. V. 90. P. 5710–5720.
15. Bartlett K.B., Bartlett D.S., Harriss R.C., Sebacher D.I. Methane emissions along a salt marsh salinity gradient // *Biogeochemistry*. 1987. V. 4. P. 183–202.
16. Born M., Dorr H., Levin I. Methane consumption in aerated soils of the temperate zone // *Tellus*. 1990. V. 42B. P. 2–8.
17. Bridgman S.D., Johnston C.A., Pastor J., Updegraff K. Potential Feedbacks of Northern Wetlands on Climate Change // *BioScience*. 1995. V. 45. P. 262–274.
18. Bridgman S.D., Richardson C.J. Mechanisms controlling soil respiration (CO_2 and CH_4) in southern peatlands // *Soil Biol. Biochem.* 1992. V. 24. P. 1089–1099.
19. Беляев С.С., Финкельштейн З.И., Иванов М.В. Интенсивность бактериального метанобразования в иловых отложениях некоторых озер // *Микробиология*. 1975. Т. 44. № 2. С. 309–312.
20. Перт С.Д. Основы культивирования микроорганизмов и клеток. М.: Мир, 1978.
21. Эндрюс Дж.Ф. Разработка динамической модели и стратегий управления для процесса анаэробного разложения // *Математические модели контроля загрязнения воды*. М., 1981. С. 321–345.
22. Смагин А.В., Садовникова Н.Б., Смагина М.В., Глаголев М.В., Шевченко Е.М., Хайдапова Д.Д., Губер А.К. Моделирование динамики органического вещества почв. М., 2001. 120 с.
23. Тейт Р. Органическое вещество почвы: Биологические и экологические аспекты. М., 1991. 400 с.
24. Van der Linden A.M.A., Van Veen J.A., Frissel M.J. Modeling soil organic matter levels after long-term applications of crop residues, and farmyard and green manures // *Plant and Soil*. 1987. V. 101. P. 21–28.
25. Глаголев М.В., Смагин А.В. Биогеофизика эмиссии метана из болотных почв // *Фундаментальные физические исследования в почвоведении и мелиорации / Труды Всероссийской конф.* М., 2003. С. 172–174.

Principles of quantitative theory for methane generation and methane consumption processes in the soil

M.V. Glagolev

We describe quantitative dependencies of methane generation (and consumption) on environmental factors. New mathematical models (more appropriate for experimental data) were proposed. Character values of parameters were received from literature and can be used in models of methane emission in global scale. It was demonstrated, that extraordinary high values of Q_{10} for CH_4 -generation, which can be often found in literature, probably is artificial effect due to unsatisfactory temperature monitoring.

СОВРЕМЕННЫЕ ПОЛЕВЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ГАЗОВОЙ ФУНКЦИИ БОЛОТНЫХ ПОЧВ

А.В. Смагин¹, М.В. Глаголев²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

²Институт микробиологии РАН, г. Москва, o_ruhovich@mail.ru

В работе рассмотрены некоторые современные методы измерения образования, потребления и эмиссии газов почвой. Методы измерения эмиссии классифицированы по пространственному разрешению: «точные» камерные методы и «распределенные» микрометеорологические. Теория всех методов рассматривается на количественном уровне. В качестве конкретного газа рассмотрен метан, хотя общая теория каждого метода практически без изменения может быть приложена к любому другому почвенному газу.

Почвенный покров играет ведущую роль в глобальном биосферном газообмене на континентах. Особый интерес к вопросам глобального газообмена возник в конце XX в., когда перед мировым научным сообществом встала проблема прогнозирования антропогенного изменения климата (неразрывно связанная с современной эволюцией атмосферы) и были установлены ранее неизвестные особенности влияния газообразных примесей атмосферы на ее радиационно-термический режим [1]. В 1992 г. была принята конвенция по климату, согласно которой каждой стране необходимо составить свой баланс парниковых газов, в первую очередь углекислоты, метана, закиси азота [2]. Создаваемая планетарная сеть мониторинга малых газовых составляющих (МГС) атмосферы (газообразные примеси, концентрации которых составляют ~0.01% и менее) имеет своей основной целью выявление

многолетних трендов их глобального содержания на фоне случайных колебаний концентрации. В то же время результаты мониторинга примесей атмосферы свидетельствуют лишь о вторичных изменениях, происходящих в системе планетарного газообмена. В последние годы стало ясно, что успешное решение проблемы долгосрочного прогнозирования климатического эффекта парниковых МГС невозможно без знания распределения наземных источников и стоков [1]. Отсюда ясно, что особую остроту приобретает вопрос о полевых методах измерения образования, потребления и эмиссии парниковых газов.

Метод измерения скорости образования метана *in situ*

Рассмотрим метод, опирающийся на идеи, изложенные в [3, 4], и впервые кратко описанный в отчете [5], вряд ли доступном широкому читателю.

Концепция метода такова: для некоторого объема почвы записывается уравнение динамики концентрации газа (уравнение сохранения массы) и для этого уравнения решается обратная задача – по динамике экспериментально измеряемого поля концентраций находится распределение источников (если какие-либо процессы транспорта газа трудно поддаются количественному описанию, то их исключают, тем или иным образом модифицируя систему).

Профили концентрации метана в почве описываются уравнением [6]

$$\partial(\text{CH}_4)/\partial t = -\partial F_{\text{diff}}(t,z)/\partial z + Q_{\text{ebull}}(t,z) + Q_{\text{plant}}(t,z) + R_{\text{prod}}(t,z) + R_{\text{oxid}}(t,z), \quad (1)$$

где (CH_4) – концентрация метана; t – время; z – пространственная координата; F_{diff} – поток метана за счет диффузии (этот процесс можно описать законом Фика: $F_{\text{diff}} = -D \cdot \partial(\text{CH}_4)/\partial z$, здесь D – коэффициент диффузии газа в почве [7]); Q_{ebull} , Q_{plant} – скорости изменения концентрации метана, соответственно, за счет пузырькового транспорта и транспорта, обусловленного растениями; R_{prod} , R_{oxid} – соответственно, скорости образования и окисления метана. Очевидно, что скорость образования метана выражается отсюда следующим образом:

$$R_{\text{prod}}(t,z) = \partial(\text{CH}_4)/\partial t - D \cdot \partial^2(\text{CH}_4)/\partial z^2 - Q_{\text{ebull}}(t,z) - Q_{\text{plant}}(t,z) - R_{\text{oxid}}(t,z).$$

Для последних трех членов (Q_{ebull} , Q_{plant} , R_{oxid}) также существуют аналитические выражения [6], но они содержат параметры, которые не только невозможно правильно задать априори, но и трудно измерить экспериментально. Однако можно создать условия, при которых эти члены будут нулевыми. Например, в [8] показано резкое уменьшение потока метана при удалении растений, т.е. можно предположить, что

если срезать растения, то $Q_{\text{plant}}(t,z) \approx 0$. Кроме того, можно принять, что значимое окисление метана происходит только при наличии кислорода (не отрицая давно обсуждаемую возможность анаэробного потребления метана – см., например, [3] – мы, все-таки, пренебрежем этим процессом, как незначительным по сравнению с окислением в аэробных условиях или образованием в анаэробных). Тогда $R_{\text{oxid}}(t,z) \approx 0$, если физически ограничим некоторый объем почвы (причем не обязательно полностью, достаточно – сверху и сбоку, что на практике достигается введением в почву открытого снизу, но закрытого сверху цилиндра – при этом невозможен подток кислорода сверху из атмосферы и сбоку – с водой, обогащенной кислородом. Кстати, использование такого цилиндра вообще является достаточным условием применимости одномерного уравнения (1), поскольку нет переноса в горизонтальных направлениях и можно рассматривать изменение поля концентраций только в вертикальном направлении z . Наконец, можно принять $Q_{\text{ebull}}(t,z) \approx 0$, поскольку при установке цилиндра почва испытывает существенное возмущающее воздействие, облегчающее выход пузырей (широкая пробка в верхнем основании цилиндра закрывается только после окончательной установки системы под уровень воды); далее в течение некоторого времени пузыри будут накапливаться в почве, но не выходить. Таким образом, имеем упрощенное выражение:

$$R_{\text{prod}}(t,z) \approx \partial(\text{CH}_4)/\partial t - D \cdot \partial^2(\text{CH}_4)/\partial z^2. \quad (2)$$

Итак, для определения скорости образования газа *in situ* необходимо отследить динамику его концентрационного профиля и выполнить вычисления в соответствии с (2). В простейшем случае отбирать пробы газа (или жидкости) с некоторой глубины можно посредством тонких трубок (диаметр 0.5-1 мм), пропущенных через широкую пробку в верхнем основании цилиндра. Более изощренная техника подразумевает использование мембранных пробоотборников, как обычных (мономембранных), описанных в [9], так и бимембранных, недавно разработанных [10]. Методы определения эффективного коэффициента диффузии, входящего в (2), описаны в [11]. Отметим одну вычислительную трудность при работе с (2) – операция дифференцирования экспериментальных данных некорректна, поэтому следует применять дифференцирование после сглаживания. Мы обычно используем программу SPL06W01 из [12].

Методы измерения потребления метана *in situ*

Удаление окисляющего слоя. Для оценки роли мхов при окислении метана в болотах Frenzel и Karofeld [13] сначала измеряли газовый

поток с ненарушенного участка, а потом удаляли слой мха (толщиной 5 см) и вновь проводили измерение потока. Это приводило к существенному возрастанию потока, что объясняется окислением метана в слое мха. Однако он имеет существенные недостатки, не позволяющие использовать его при точных измерениях. Укажем лишь два из числа этих недостатков:

— При удалении верхнего метанооксиляющего слоя в нижнем (метаногенерирующем) слое меняется температурный режим, режим аэрации и т.д. Таким образом, до удаления верхнего слоя полный поток определяется окислением и образованием газа при одних значениях факторов среды, а после удаления слоя — не только отсутствием окисления, но и образованием при других значениях факторов.

— Нет абсолютно четкого перехода между слоями образования и окисления метана (разделение образования CH_4 и его потребления по глубине редко бывает четко очерчено; максимальные активности процессов образования и потребления CH_4 могут быть разделены как несколькими дециметрами, так и менее чем миллиметром [17]). В «метанооксиляющем» слое образование метана также идет (внутри почвенных агрегатов), но в меньших масштабах, следовательно, удаляя некоторый слой, мы уменьшаем не только окисление, но и образование метана. А даже если бы четкий переход был, то откуда мы смогли бы узнать, где проходит граница?

Метод ингибирования. Эмиссия метана измеряется камерным методом дважды на одном и том же участке: сначала — как обычно (см. далее соответствующий разд.), а потом в атмосферу камеры впрыскивается какой-либо ингибитор бактериального метаноокисления (метилфторид, пиколиновая кислота или ацетилен). Считается, что разница между вторым (с ингибитором) и первым (без ингибитора) измерениями потока газа дает интенсивность окисления [13, 15]. Однако детальный анализ показывает, что интерпретация результатов измерений не может быть столь простой. Действительно, вот лишь несколько аспектов, существенно усложняющих картину:

— Как быстро прекращается окисление? Это зависит, во-первых, от кинетики процесса ингибирования (кстати, какова она — конкурентное ингибирование? неконкурентное? бесконкурентное? может быть необратимая инактивация?) и, во-вторых, от кинетики массопереноса ингибитора внутрь почвы, причем скорость массопереноса может зависеть не только от физических свойств почвы, но и от типа растительности.

— Насколько сильно ингибиторы метаноокисления влияют на метанобразование?

— Насколько глубоко в почву проникает ингибитор? Иначе говоря — какова толщина слоя, в котором окисление «отключается»?

Метод «стабильных изотопов». Этот метод для определения бактериального окисления метана (при переносе газа из зоны метаногенеза к поверхности) основан на изучении изотопного состава углерода метана (с помощью масс-спектрометра). Хорошо известно [3, 17], что метанооксиляющие микроорганизмы вовлекают в свой метаболизм предпочтительно $^{12}\text{CH}_4$. Следовательно, остающийся метан (в сравнении с метаном исходным) обогащен тяжелым изотопом ^{13}C . В современной научной литературе изотопный состав принято выражать в стандартной δ -записи [3], т.е. в виде величины δ , представляющей собой отклонение (обычно в тысячных долях — ‰) от условного стандарта [16]. Математически это отклонение выражается формулой

$$\delta = [(R_a)_{\text{образца}} / (R_a)_{\text{стандарта}} - 1] \cdot 10^3 (\text{‰}),$$

где R_a — отношение $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ или D/H . В частности, вариации отношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ обычно выражаются в виде отличий от CO_2 , получаемого при действии кислоты на меловой белемнит формации Пиди в шт. Южная Каролина, принимаемого в качестве стандарта (PDB standard: Pee Dee Belemnite [3]). Для расчета количества окисленного метана при его движении от одного почвенного слоя к другому обычно используется формула, основанная на теории Рэлея. Доля метана, окисленного в некотором слое, находится так:

$$r = 1 - \exp\{(\delta - \delta_0)/1000/(1/\alpha - 1)\}, \quad 0 \leq r \leq 1,$$

где δ — изотопный состав метана в том почвенном слое, для которого рассчитывается количество окисленного метана; δ_0 — изотопный состав метана в том слое, относительно которого ведется расчет (т.е. в том слое, в котором метан образуется и где его больше, поскольку он еще не успел окислиться); α — кинетический фактор разделения изотопов (т.е. отношение константы скорости химической реакции, в которой участвует легкий изотоп, к константе скорости реакции тяжелого изотопа [3], $\alpha \approx 1.03$). К сожалению, интерпретация масс-спектрометрических измерений сильно осложняется тем, что на изотопный состав метана кроме окисления могут влиять еще и другие факторы, например:

- изотопный состав разлагаемого органического вещества [18];
- изотопный состав непосредственного предшественника метана [19];

– *путь образования метана* (образуется ли CH_4 из ацетата или из H_2 и CO_2): бактериальное восстановление CO_2 в CH_4 дает $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ до -110‰, а ферментация метилированных субстратов приводит к величинам $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ от -50‰ до -60‰ [17];

– *степень истощения субстрата* [17];

– *температура* [17].

Итак, наблюдая какие-либо значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ в профиле почвы, мы можем объяснять их воздействием как одного, так и другого фактора. Например, относительно высокие значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ можно представить следствием образования метана путем восстановления CO_2 с дальнейшим окислением CH_4 метанотрофными бактериями, а можно – ферментацией метилированных соединений без последующего окисления.

Методы измерения эмиссии газов

Камерный метод. Используются металлические, стеклянные или пластмассовые камеры объемом от 1 до 400 л. Камера большого объема обязательно должна комплектоваться вентилятором для перемешивания воздуха, ограниченного ею. Иногда также устанавливаются датчики для измерения температуры внутри объема камеры [13, 14, 20]. Камера устанавливается на поверхность почвы (иногда растения срезаются, но мы считаем, что лучше проводить измерения в условиях, наиболее приближенных к естественным). Из камеры через определенные промежутки времени отбираются пробы воздуха, для определения в них концентрации того или иного газа (обычно с помощью газового хроматографа или ИК-газоанализаторов, в том числе, FTIR). В [9, 20] теоретически доказано, что для таких важных парниковых газов как CH_4 и CO_2 в течение достаточно длительного времени концентрация газа внутри камеры может с очень хорошей степенью приближения рассматриваться как линейная функция времени t (часто объемное содержание компонента выражается не в %, а в ppm, причем $1\% = 10^4 \text{ ppm}$):

$$X^{\text{PPM}} = a + b \cdot t.$$

По экспериментальным данным (t, X^{PPM}) можно найти параметр b с помощью любой компьютерной программы, реализующей метод наименьших квадратов с весами (например, ЛИН-РЕГ4 из [21]). Веса следует брать обратно пропорциональными квадратам абсолютных погрешностей измерений концентраций (обычные наименьшие квадраты не годятся, т.к. измерения неравноточные – как правило, большим значениям концентраций соответствуют большие абсолютные погрешно-

сти). После этого удельный поток газа из почвы (в пересчете на углерод) может быть найден по формуле:

$$J = c_3 \cdot P \cdot b \cdot V / T / S, [j] = (\text{mgC} \cdot \text{K} / \text{Дж} / \text{ppm}) \cdot (\text{H} / \text{m}^2) \cdot (\text{ppm} / \text{час}) \cdot \text{m}^3 / \text{K} / \text{m}^2 = \text{mgC} / \text{час} / \text{m}^2,$$

где $c_3 = 1.44 \cdot 10^{-3} \text{ mgC} \cdot \text{K} / \text{Дж} / \text{ppm}$; P – общее давление газовой смеси (Па); T – абсолютная температура (К); V – общий объем газовой фазы (m^3); S – площадь поверхности почвы, закрываемая камерой (m^2). Отдельным вопросом является оценка абсолютной погрешности рассчитанного потока (Δj). Она будет складываться, в основном, из погрешностей объема (ΔV) и скорости изменения концентрации (Δb):

$$\Delta j = c_3 \cdot P / T / S \cdot (\Delta b \cdot V + |b| \cdot \Delta V).$$

На первый взгляд представляется очевидным использовать в качестве Δb стандартную ошибку коэффициента b , выдаваемую практически любой программой, рассчитывающей b (в частности, рекомендованной выше ЛИН-РЕГ4). Однако рассмотрим предельный случай, когда все экспериментальные точки (t_i, X_i^{PPM}) легли точно на прямую (для малого числа точек это не такой уж и редкий случай). В этом случае стандартная ошибка равна 0 (см. формулы пп. 7.7, 7.8 в [21]). Однако на самом деле b и в этом случае вычисляется с погрешностью, но определяемой не разбросом точек (т.е. погрешностью модели), а погрешностью экспериментальных данных. Пусть значения X_i^{PPM} были определены с абсолютными погрешностями ΔX_i^{PPM} , тогда существует некоторый разброс a и b (соответственно, от $a_{\min}$ до $a_{\max}$ и от $b_{\min}$ до $b_{\max}$), при котором прямые $X^{\text{PPM}}(t)$ все еще проходят так, что $\forall t, X_i^{\text{PPM}} - \Delta X_i^{\text{PPM}} \leq X^{\text{PPM}}(t) \leq X_i^{\text{PPM}} + \Delta X_i^{\text{PPM}}$. Таким образом, максимальное и минимальное значения b можно искать как решение двух задач линейного программирования:

1-ая задача: $b_{\max} = \max(b)$ при ограничениях $X_i^{\text{PPM}} - \Delta X_i^{\text{PPM}} \leq b \cdot t_i + a \leq X_i^{\text{PPM}} + \Delta X_i^{\text{PPM}}$.

2-ая задача: $b_{\min} = \min(b)$ при ограничениях $X_i^{\text{PPM}} - \Delta X_i^{\text{PPM}} \leq b \cdot t_i + a \leq X_i^{\text{PPM}} + \Delta X_i^{\text{PPM}}$.

В качестве погрешности b можно принять $b = (b_{\max} - b_{\min}) / 2$.

Для решения вышеприведенных задач линейного программирования мы с успехом использовали функцию `linprog` пакета `Optimization Toolbox` системы `MATLAB` (описание данной функции см. в [22]).

Градиентный метод. Рассмотрим перемешивание в вертикальном направлении. Выделим в атмосфере два близко расположенных уровня z и $z+dz$. Назовем удельным содержанием примеси ее массу в единице массы воздуха. Через s и $s+ds$ обозначим соответственно средние зна-

чения удельного содержания примеси на уровне z и $z+dz$ (осреднение произведено по достаточно большой горизонтальной площади). Обозначим через Q массу примеси, которая в процессе турбулентного перемешивания переносится за единицу времени через 1 м^2 горизонтальной поверхности, расположенной между высотами z и $z+dz$. Величина Q носит название турбулентного потока [23].

Вертикальные турбулентные потоки тепла, импульса, водяного пара и других субстанций практически не изменяются с высотой в приземном слое воздуха [23]. Таким образом, можно измерить поток газовой примеси (например, метана) на какой-либо удобной для нас высоте, в пределах приземного слоя и этот поток будет практически соответствовать потоку с поверхности почвы. А поток на удобной для нас высоте мы могли бы рассчитать, измерив профиль концентрации метана в воздухе на разных высотах, если, конечно, известен коэффициент турбулентной диффузии:

$$Q = -v \cdot \rho \cdot (ds/dz),$$

где ρ – плотность воздуха [23]. Формулы и методики для вычисления этого коэффициента в пограничном слое атмосферы рассмотрены, например, в [24–26]. Вблизи земной поверхности (до уровня в несколько десятков метров [26]) v можно определить по приближенной формуле

$$v(z) = \chi^2 \cdot z \cdot c_1 / \ln(z_1/z_0), \quad (3)$$

где c_1 – скорость ветра (осредненная за интервал времени не менее 10 мин) на некоторой высоте z_1 ; χ – постоянная Кармана ($0.36 \leq \chi \leq 0.43$, обычно принимают $\chi = 0.38$) [23]; z_0 – параметр шероховатости (для открытой равнины с травой высотой до 0.2 м при небольшом числе отдельных препятствий $0.01 \leq z_0 \leq 0.03$ м, значения для других поверхностей см., например, в [24]).

Если рассмотреть одномерный стационарный профиль концентрации метана в приземном слое атмосферы (при условиях постоянной концентрации на верхней границе приземного слоя и постоянного потока Q – на границе почва/атмосфера), то можно показать, что разница (Δc) концентраций на высотах z и $z+\Delta z$

$$\Delta c(z) \approx Qb \cdot \ln(1+\Delta z/z), \quad \text{где } b = \chi^2 \cdot u_1 / \ln(z_1/z_0),$$

u_1 – горизонтальная скорость ветра на высоте z_1 . Очевидно, что точность количественного анализа концентраций газа должна позволять надежно фиксировать перепад Δc . Однако высокая точность измере-

ний – необходимое, но не достаточное условие успешной реализации метода. Градиентные измерения приведут к правильному результату (т.е. к равенству потока в приземном слое потоку из почвы) только в стационарных условиях. Так как мы рассматриваем формирование профиля концентраций в приземном слое, то характерным линейным размером будет его толщина H . В качестве характерного коэффициента диффузии можно взять средний коэффициент диффузии в этом слое, тогда, если v определяется по (3), то характерное время установления стационарного состояния

$$T \sim \ln(z_1/z_0) \cdot H / (\chi^2 \cdot c_1).$$

Область, влияющая на формирование концентрационного профиля над некоторой географической точкой, называется footprint'ом данной точки. Понятно, что в той или иной мере на концентрацию примеси в данной точке влияет источник, находящийся на любом расстоянии (но для больших расстояний это влияние будет исчезающе малым).

Пусть метеорологическая вышка стоит в некоторой точке, которую примем за начало координат на этой плоскости. Рассмотрим бесконечную плоскость, являющуюся источником газообразной примеси поток которой постоянен (во времени и пространстве) и равен $Q \text{ мг/м}^2/\text{мин}$. Над этой плоскостью сформируется стационарный профиль концентраций $c(z)$. Обозначим через $c_R(z)$ концентрацию, формирующуюся на высоте z за счет потока из области расположенной в пределах круга радиуса R на плоскости. Введем обозначение $\Delta c_R = c(z) - c_R(z)$.

Теперь будем рассматривать не равномерный в пространстве источник, а такой, что внутри круга радиуса R поток постоянен и равен $Q > 0$, но вне этого круга $Q = 0$. Это простейшая модель реальной ситуации, когда интенсивно генерирующая метан экосистема (например, болото, полигон захоронения бытовых отходов) окружена другими системами, не являющимися источниками данного газа. Понятно, что при больших значениях R мы не сможем обнаружить разницу между $c_R(z)$ и $c(z)$. При меньших R различие между $c_R(z)$ и $c(z)$ будет обнаружено. Максимальное значение R , при котором разница Δc_R еще обнаруживается, мы и будем рассматривать в качестве «области влияния» и обозначать R_m :

$$R_m = -z \cdot \ln(z/z_0) / \{ \chi^2 \cdot \ln(1 - \chi^2 \cdot u_1 \cdot \Delta c_R / [Q \cdot \ln(H/z) \cdot \ln(z_1/z_0)]) \}.$$

Из данной формулы очевидно, что на некоторой критической высоте Z_c влияние наземных источников перестает сказываться, и эта высота определяется выражением

$$Z_c = H/\exp\{\chi^2 \cdot u_1 \cdot \Delta c_R / [Q \cdot \ln(z_1/z_0)]\}.$$

Обратим внимание на то, что R_m и Z_c будут зависеть от точности аналитического прибора. Действительно, прибор должен быть способен надежно измерить величину Δc_R .

Литература

1. Минько О.И. Планетарная газовая функция почвенного покрова // Почвоведение. 1988. № 7. С. 59–75.
2. Заварзин Г.А. Микробный цикл метана в холодных условиях // Природа. 1995. № 6. С. 3–14.
3. Alperin M.J., Reeburg W.S., Whiticar M.J. Carbon and hydrogen isotope fractionation resulting from anaerobic methane oxidation // Global Biogeochemical Cycles. 1988. V. 2. P. 279–288.
4. Sitaula B.K., Bakken L.R., Abrahamsen G. CH₄ uptake by temperate forest soil: effect of N input and soil acidification // Soil Biol. Biochem. 1995. V. 27. P. 871–880.
5. Glagolev M.V. Modeling of Production, Oxidation and Transportation Processes of Methane // Global Environment Research Fund: Eco-Frontier Fellowship (EFF) in 1997. Tokyo: Environment Agency. Global Environment Department. Research & Information Office, 1998. P. 79–111.
6. Walter B., Heimann M., Shannon R., White J. A process-based model to derive methane emissions from natural wetlands // Geophysical Research Letters. 1996. V. 23. P. 3731–3734.
7. Воронин А.Д. Основы физики почв. М., 1986. 244 с.
8. Waddington J.M., Roulet N.T., Swanson R.V. Water table control of CH₄ emission enhancement by vascular plants in boreal peatlands // Journal of Geophysical Research. 1996. V. 101. P. 22775–22785.
9. Орлов Д.С., Минько О.И., Аммосова Я.М., Каспаров С.В., Глаголев М.В. Методы исследования газовой функции почвы // Современные физ. и хим. методы исследования почв / Под ред. А.Д. Воронина, Д.С. Орлова. М., 1987. С. 118–156.
10. Мастепанов М.А. Кинетика газообмена в профиле сфагнового болота: от метаногенеза к эмиссии: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 2004. 25 с.
11. Смагин А.В., Смирнов Г.В. Методы определения эффективных коэффициентов диффузии CO₂ в почве // Вестн. МГУ. Сер. 17. 1996. № 2. С. 3–10.
12. Носач В.В. Решение задач аппроксимации с помощью персональных компьютеров. М., 1994. 382 с.

13. Frenzel P., Karofeld E. CH₄ emission from a hollow-ridge complex in a raised bog: The role of CH₄ production and oxidation // Biogeochemistry. 2000. V. 51. P. 91–112.
14. Nozhevnikova A., Glagolev M., Nekrasova V., Einola J., Sormunen K., Rintala J. The analysis of methods for measurement of methane oxidation in landfills // Proc. Of 3rd International Symposium on anaerobic digestion of solid wastes. Munich. 2002. Part «T3», P. 29–36.
15. Epp M.A., Chanton J.P. Rhizospheric Methane Oxidation Determined via the Methyl Fluoride Inhibition Technique // Journal of Geophysical Research. 1993. V. 98. P. 18413–18422.
16. Галимов Э.М. Феномен жизни: между равновесием и нелинейностью. Происхождение и принципы эволюции. М., 2001. 256 с.
17. Whiticar M.J. Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane // Chemical Geology. 1999. V. 61. P. 91–314.
18. Burke R.A., Jr. Possible influence of hydrogen concentration on microbial methane stable hydrogen isotopic composition // Chemosphere. 1993. V. 6. P. 5–67.
19. Cicerone R.J., Oremland R.S. Biogeochemical aspects of atmospheric methane // Global Biogeochemical Cycles. 1988. V. 2. P. 299–327.
20. Смагин А.В., Глаголев М.В., Суворов Г.Г. и др. Методы исследования потоков газов и состава почвенного воздуха в полевых условиях с использованием портативного газоанализатора ПГА-7 // Вестник МГУ. Сер. 17. 2003. № 3, С. 29–36.
21. Эберт К., Эдерер Х. Компьютеры. Применение в химии. М., 1988. 416 с.
22. Дьяконов В.П., Крутлов В. Математические пакеты расширения MATLAB. Специальный справочник. СПб., 2001. 480 с.
23. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. СПб., 2000.
24. Седунов Ю.С. Атмосфера. Л., 1991.
25. Смагин А.В. Газовая фаза почвы. М., 1999. 200 с.
26. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., 1956.

Modern field methods for study of the wetlands soils gas function A.V. Smagin, M.V. Glagolev

We describe several modern methods for study of the gas-generation, consumption, and emission by the soil. Methods for emission were classified by spatial scale: «point» chamber methods and «distributive» micro-meteorological methods. The quantitative theory of all methods was developed. Methane was considered as example gas, but general theory of any method can be applied to any other soil gas.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ МОХОВОГО ПОКРОВА

В.В. Панов

Тверской государственный технический университет,
vvpанov@tvcom.ru

Сохранение связи между вертикально растущей частью мхов и прошлогодней, которая имеет горизонтальное или наклонное положение, указывает на существование зоны между поверхностью сфагнового покрова и зоной уплотнения растительных остатков. Ее наличие выражается в перемещении сфагновой дернины. Колебание уровня воды и поверхности болота определяют направление этого перемещения. Зональное развитие элементов микрорельефа способствует процессам их саморегуляции и самоорганизации. В зависимости от колебаний гидрорежима будет меняться соотношение морфодинамических зон и соответственно характер микрорельефа. Различные зоны колеблются с различной амплитудой и не синхронно. В каждой зоне складывается своя стратегия поведения дернин, отвечающая характеру колебания субстрата.

Традиционно динамика сфагновой дернины определяется изменением линейного прироста особей мха и плотностью его дернины в зависимости от влажности местообитания. Прошлогодняя часть мха постепенно переходит в наклонное положение, а их уплотнение по данным [1] начинается через 15–25 лет. Поэтому в ближайшие годы формируется структура подошвенного слоя дернины, которая частично состоит из живых частей растений и отмерших в наклонном и неуплотненном состоянии.

Несмотря на отдельные примеры описания горизонтальной динамики моховых дернин [2–6], в большинстве случаев в основе анализа их поведения лежит традиционное представление об вертикальной дифференциации – в одинаковых условиях среды разные виды мха имеют различный характер роста. Однако нередко мох одного вида занимает как повышения микрорельефа, так и расположенные рядом понижения.

В зависимости от влажности, количества света и возраста, количество и расположение пор у одного и того же вида и даже у одной и той же особи мха варьирует [7]. При этом более крупные особи дают более крупные побеги [8] и поэтому полного подобия дернин одного вида мха даже в одинаковых условиях не будет, так как морфология особей мха будет зависеть от существующих условий и тех, в которых дернина существовала в прежние годы. Таким образом, индивидуальные признаки дернины могут частично компенсировать морфологическую

и функциональную разницу видов мха в формировании поверхности болота, а также являться причиной первичной дифференциации поверхности на повышения и понижения. Об этом упоминала [9].

По ориентации отмерших фрагментов стеблей мха можно установить траекторию движения дернины за несколько лет. Скорость подобного движения в среднем составляет 2–3 метра за столетие. Сохранение единого направления перемещения дернины в течение ряда лет говорит о существовании определенной тенденции в развитии сфагновой дернины (рис. 1). Характер зоны между поверхностью мохового покрова и зоной уплотнения растительных остатков определяет морфологическую устойчивость дернины к внешней среде.

По данным [10] масса области головок мха больше массы средней части стеблей. При высоком стоянии уровня воды дернина находится в разуплотненном состоянии и наблюдается оседание дернины. В случае дефицита влаги увеличивается ее плотность и морфологическая устойчивость за счет жесткости каркаса из сомкнутых головок мха [11]. Поэтому целостное функционирование сфагновой дернины выражается в развитии и существовании зоны между поверхностью сфагнового покрова и зоной уплотнения растительных остатков. Она компенсирует видовые особенности мхов в развитии поверхности болота, колебания климата в течение ряда лет и определяет характер горизонтального перемещения дернин.

Амплитуда колебаний уровня воды способствует развитию дифференциации микрорельефа [12]. Повышения микрорельефа менее подвижны при колебаниях уровня воды, чем понижения. Поэтому с ростом амплитуды колебания уровня воды структурная связь между соседним повышением и понижением микрорельефа уменьшается.

В соответствии с механизмом саморегуляции ее плотности [11] причиной перемещения сфагновой дернины являются различия колебаний уровня воды и поверхности болота. Различия в колебаниях торфяного субстрата, связанные с разницей его прочности, способствуют ориентации этого перемещения. Предположим, что дернина получила начальный импульс движения в сторону повышения. Если на ее пути участок поверхности с уменьшением амплитуды колебания торфяного субстрата, то передняя часть дернины замедляет движение и увеличивает свою плотность. Это ведет к изменению траектории движения остальной части дернины. В случае роста увлажнения и амплитуды колебаний субстрата передняя часть дернины разуплотняется и также изменяется траектория движения последующей части дернины.

Сфагновые дернины подобно волнам перемещаются по поверхности болота. Ежегодное возобновление роста мха в соответствии со сложившейся структурой сфагновой дернины за ряд последних лет

способствует сохранению формы и амплитуды волны из мха. Его рост и наклон его стеблей можно сравнить с процессами накопления и рассеивания энергии волн. При невозможности регуляции своего состояния благодаря движению, дернина теряет целостность и распадается. В частичном и обратимом самоуничтожении части мохового покрова проявляются черты его саморегулирования.

Методика исследований

На рис. 2 представлен фрагмент поверхности верхового болота с хорошо развитым грядово-мочажинным комплексом (Терелесовско-Грядский болотный массив, расположенный в Тверской области). На поверхности указанного фрагмента выделены зоны с однородным характером развития мохового покрова. Следует отметить, что для дешифрирования направления движения дернин использовалась способность при их перемещении наклонять наземные части трав (пушица, шейхцерия, очеретник, осока (рис. 3)). Всего выделяются три зоны, но переходная зона подразделяется на две подзоны: M1, M2a, M2b, M3 (рис. 2 (стрелками показано направление движения мха)).

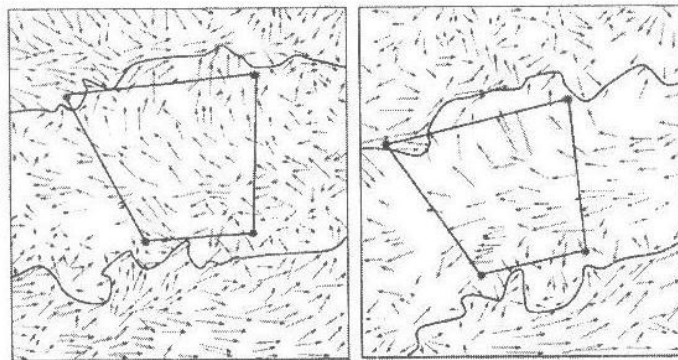


Рис. 1. Перемещение моховых дернин по данным аэросъемки с высоты 3,5 м. Слева – май, справа – сентябрь 1990 г.; тонкая линия – границы понижения микрорельефа; размер 1 м²

При проведении плановой съемки поверхности были получены стереопары снимков, которые позволили с помощью стереофотограмметрических приборов построить геометрическую модель поверхности с точностью до нескольких миллиметров (рис. 2b). Методика проведения плановой съемки опубликована в работе [13]. В целом, к ее особенностям следует отнести высоту съемки – 3–5 метров над поверхностью, а также

трансляцию камеры через 1 метр на расстояние до 5 метров, что позволило получить изображение поверхности болота размером 3 × 7 метров.

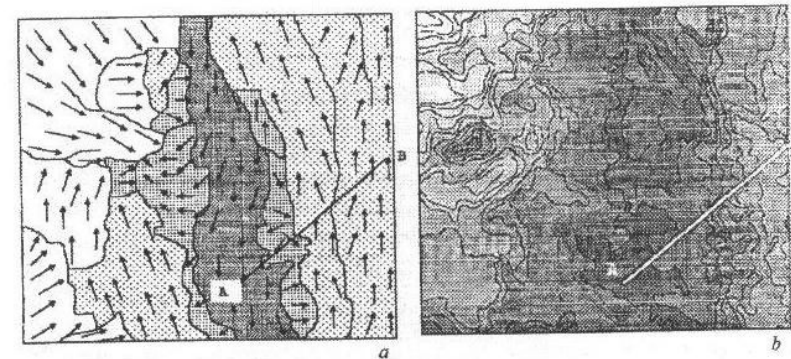


Рис. 2. Фрагмент поверхности болота 1.5 × 1.5 м: а – структурная схема мохового покрова, б – модель рельефа поверхности болота с сечением 12.5 мм

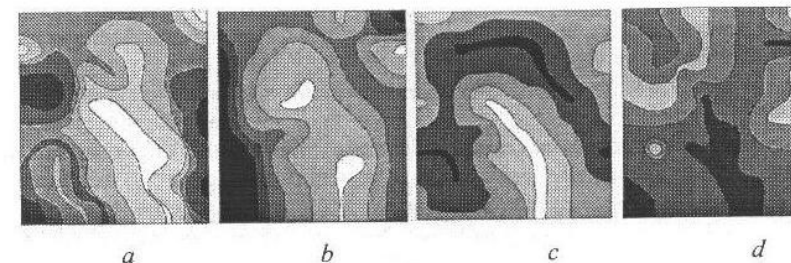


Рис. 3. Схемы механического взаимодействия мха и пушицы на микропрофиле АВ: а – количество направлений наклона трав; б – количество трав, %; с – величина трав, см; d – угол наклона трав, град; размер – 1 м²

Наиболее удобное для работы и информативности выбрано сечение рельефа 12.5 мм. Съемка велась в среднем через 10–15 дней с апреля по октябрь. Всего было отснято и обработано семь площадок, расположенных в различных участках болотного массива. Каждая площадка была обустроена специальными поплавками для фиксации уровня воды. На рис. 2a показаны траектории движения дернин и рельеф поверхности исследуемого фрагмента.

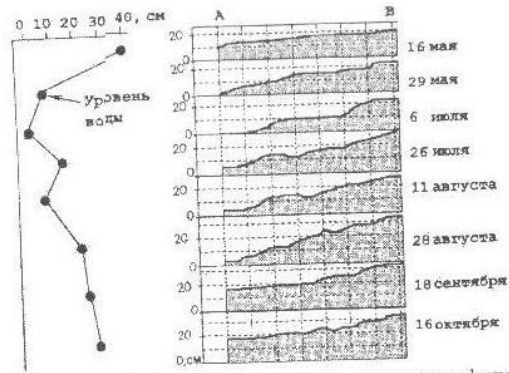


Рис. 4. Изменение отметок поверхности микропрофиля АВ

Так как в основе развития микрорельефа лежит колебание уровня воды, то для оценки степени соответствия характера совместного колебания уровня воды и поверхности болота использованы результаты серийной съемки площадок на поверхности болота, выполненной с апреля по октябрь месяцы (рис. 4).

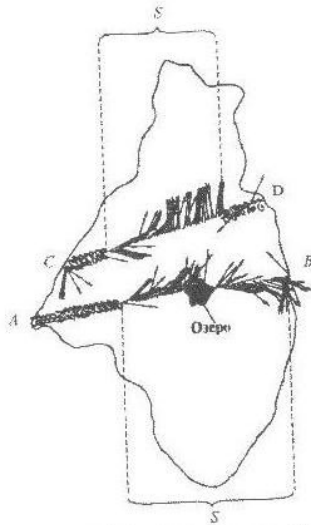


Рис. 5. Структура единого движения моховых дернин на поверхности Локотенского болота (S -- область выраженного азимута движения мхов, АВ и CD -- микропрофили)

На рис. 5 показан контур болотного массива Локотенское (3 x 1.5 км), расположенного в Лихославльском районе Тверской области. По профилям (AB, CD) выполнена азимутальная съемка направления перемещения дернин через 10 м, установленная визуально по наклону трав.

Результаты исследований

Зона повышения микрорельефа – M1 (рис. 2а) отличается преобладанием *Sph. fuscum*. У нее собственная ориентация перемещения дернины, независимая от направлений перемещения дернин в остальных зонах. Но в местах, где граница этой зоны имеет ломанный характер и направление перемещения дернин ориентированно в крест перемещению дернин зон M2a и M2b, направление дернин повышения имеет подчиненный характер направлению дернин смежной зоны. Чем ярче выражено перемещение дернин в смежной зоне, тем больше это влияние.

Преобразующая зона – M2a. Основное отличие этой зоны в ярком характере перемещения дернин ее составляющих. Это связано с тем, что здесь существуют оптимальные условия для развития дернины из *Sph. cuspidatum*. Базальная часть растений возвышается над уровнем воды большую часть года. Кроме того, замкнутая форма пространства, ограниченного повышениями микрорельефа, определяет ярко выраженный характер перемещения дернин. Эта зона является основой развития элементов микрорельефа. Обладая большой и при этом устойчивой формой перемещения дернин, она имеет две границы – с повышением и понижением микрорельефа.

Взаимодействие двух равнозначных по механической силе дернин приводит к формированию сонаправленного перемещения дернин смежных зон. В связи с тем, что преобразующая зона имеет более интенсивное движение, то движение дернин зоны M1 приобретает ее направление. Но извилистость траектории движения дернин в зоне M2a. Другая граница преобразующей зоны с зоной понижения имеет несогласное перемещение дернин. Это несогласие вызывает в зоне M2 нарушения в траектории движения дернин в виде завихрений. Поэтому мы условно выделяем подзону M2b. В дальнейшем обе подзоны могут упоминаться как одна – M2.

Дернины понижения микрорельефа обладают минимальной плотностью мохового покрова. Это зона с повышенным увлажнением и преобладанием линейного прироста особей мха (в данном случае *Sph. cuspidatum*) над общей продуктивностью дернины. В результате этого дернины понижения обладают минимальной морфологической устойчи-

востью. Однако большая зависимость от условий среды делает возможным, при колебаниях уровня воды, их всплывание над поверхностью зоны *M2*, ее некоторое сминание и перекрытие в смежной области.

В апреле сфагновый покров разуплотнен, особенно в зоне *M3*. Между головками мха видны просветы. Весенние траектории и структура дернин слегка нарушены промерзанием деятельного слоя болота. Поверхность сглажена. В мае поверхность деформируется – частично оседает при повышении уровня воды, частично приподнимается (рис. 4). Рост мхов не наблюдается. Зона *M1* не изменилась. В конце мая с понижением уровня воды центральная часть *M3* понизилась на 5 см. Контур указанной зоны стал четким. Зона *M2b* понизилась на 2 см. Остальные части не изменились. Морфологическая обусловленность зон достаточно яркая. В июне поверхность площадки значительно деформировалась в связи с ростом мха в вертикальном направлении (стебли и листья трав уменьшили свой наклон). Поверхность дернин плотная и упругая в связи со значительным понижением уровня воды. Зоны *M1* и *M2a* по-прежнему не изменили своего положения. К началу июля горизонталь приобрели вид резко ломанных линий. Подъем уровня воды в конце июля вызвало повышение уровня поверхности *M3* на 4 см, *M2* на 2 см, а *M1* не изменилась. Увеличивается давление на стебли и листья трав – стебли мхов начинают наклоняться. Горизонталь поверхности становятся плавными. В августе, при понижении уровня воды, поверхность площадки практически не изменила своего положения. В конце августа уровень воды поднялся на 9 см. Вода видна между головок мха. Все зоны, кроме *M3*, приподнялись на 1.5 см. А во второй половине сентября, при повышении уровня воды на 2.5 см, *M3* поднялась на 5 см, *M2b* – на 2.5 см, а остальные не изменились. В понижении появилась открытая поверхность воды. Произошло полное выполаживание стеблей мха; наклон трав максимальный. Выраженность морфодинамических зон максимальная. В октябре увеличение уровня воды на 1 см вызвало поднятие всей площадки на 1 см. Рисунок поверхности немного расплылся.

Зона *M1* отличается наибольшей устойчивостью во времени и как бы соответствует «жестким столбам» торфяной залежи, являясь ее опорой. На поверхности эти зоны контролируют перемещение динамичных дернин, вызывая изгиб траектории движения подобно дифракции волн. Важной особенностью зоны *M2a* является ее способность к устойчивому перемещению. Эта зона может быть замкнутой или нет. Дернины этой зоны, обладая повышенной пластичностью, выходят за пределы «выработанного» ими контура и соединяются с подобными дернинами соседних микроформ. Аналогично может происходить разделение этой зоны, если на пути дернины встретится по-

вышение микрорельефа. Этот признак мохового покрова можно сформулировать как явление дихотомичности или бифуркации. Суть его сводится к способности дернин раздваиваться и передавать импульс и направление своего движения смежным дернинам.

Перемещение дернин мха по поверхности Локотенского болотного массива в целом также имеет закономерный характер. Преобладание *Sph. magellanicum* приурочено к участкам дезорганизованного перемещения дернин (отсутствие стрелок на рис. 5). На остальной площади *Sph. magellanicum* и *Sph. angustifolium* встречаются в разных соотношениях с небольшим попеременным преобладанием. В целом отметим общую траекторию единого перемещения дернин в плане массива, отражающую геофизическую и гидрофизическую неоднородность торфяного тела в целом. Эта неоднородность отражается в форме минерального ложа и границ массива в плане.

Обсуждение результатов и выводы

1. Герасимов А.Д. [2] пришел к выводу о приуроченности видов мха к определенным поясам на поверхности болота. С увеличением *Sph. magellanicum* встречаемость *Sph. angustifolium* уменьшается. В более сухих местах встречается *Sph. magellanicum*, а участки болота со *Sph. angustifolium*, обладающие лучшей жизненностью, надвигаются на более неподвижные части поверхности со *Sph. magellanicum*. Такие виды как *Sph. majus* А.Д. Герасимов относил к индифферентным видам, приуроченным к локальным микроформам.

В результате существует зональное развитие элементов микрорельефа. Выделенные зоны имеют гипсометрическую обусловленность и являются морфодинамическими. Они колеблются с различной амплитудой и не синхронно. В каждой зоне складывается своя стратегия поведения дернин, отвечающая характеру колебания субстрата. Если колебание поверхности синхронно и максимально близко по амплитуде колебанию уровня воды, то вода находится на уровне живой дернины и формируется дернина неустойчивого движения. Если колебание воды не оказывает значительного влияния на поверхность, либо эта поверхность колеблется синхронно с колебанием уровня воды, но вода находится ниже уровня живого мха, то формируется консервативное движение дернин с преобладанием вертикального роста мхов. В случае, если колебание поверхности синхронное, но меньшее по амплитуде колебанию уровня воды, формируется устойчивое перемещение дернин.

Сообщества со *Sph. magellanicum* отличаются хорошей жизненностью трав и деревьев с отсутствием наклона трав. Поэтому *Sph. magellanicum* выделяется исключительно вертикальным ростом дер-

нин. *Sph. angustifolium* отличается яркой способностью к перемещению. *Sph. fuscum*, по нашим наблюдениям, очень пластичен и может проявлять в равной степени консервативное и устойчивое перемещение. *Sph. cuspidatum* и *Sph. majus* обладают относительно устойчивым перемещением, но часто попадают в зависимость от более сильных видов мхов.

Кудряшов В.В. [14] выровненные участки поверхности с преобладанием *Sph. angustifolium* с повышенной влажностью и способностью перемещаться по поверхности болота связывал с развитием участков с ускоренным ростом биомассы диаметром 100-500 м. Напротив, участки со значительным расчленением микрорельефа, появлением лишайников, с преобладанием *Sph. magellanicum*, *Sph. majus* и *Sph. fuscum* он назвал антиподами динамических. С ростом зоны развития микрорельефа (область между самыми высокими и самыми низкими отметками поверхности) подвижность моховой поверхности уменьшается.

Зональное развитие элементов микрорельефа способствует процессам их саморегуляции и самоорганизации. Изменение гидрорежима меняет соотношение зон и, как следствие, микрорельеф. Прогрессивное увлажнение поверхности может приводить к формированию в центре болотного массива сильно обводненных участков с деградирующим моховым покровом и выравниванию микрорельефа [9].

2. «Неподвижные» границы болотного массива будут способствовать появлению концентрического характера развития микроформ на поверхности болота, а «подвижные», отражающие рост болотного массива в горизонтальном направлении, будут характеризовать появление на поверхности массива спиральных волн в виде однонаправленного перемещения дернин. Это связано с системой колебаний торфяного тела. Участки горизонтального роста болота обычно характеризуются повышенной увлажненностью и слабой дифференциацией поверхности. Поэтому для них свойственна высокая амплитуда колебаний и однородность условий с поясным (зональным) выражением. В совокупности эти факторы создают основу для формирования однонаправленного движения моховых дернин в плане болота, которые и в крупном масштабе стремятся избежать как переувлажненных участков, так и чрезмерно дренированных. Поэтому схема единого (в масштабе всего болота) движения мохового покрова отвечает градиенту влажности и частоте колебаний в торфяном теле.

На обоих профилях границы единого перемещения дернин совпадают с характерными перегибами минерального ложа (рис. 5). Возможно, подобные формы на поверхности выделял В.В. Кудряшов [14], который называл бисквитообразными или делящимися, растягивающимися в разные стороны половинами. Эти фигуры и те, которые он

выделял по максимальному нарастанию мохового покрова совпадали с зоной ускоренного накопления торфяных отложений. Однако максимальная мощность тела не обязательно совпадала с минимальной отметкой поверхности подстилающего ложа.

Литература

1. Илометц М.А. Изучение динамики прироста сфагнома и сфагнового торфа в целях стратиграфического расчленения торфяной залежи // Автореф. ... дисс. канд. г.-м. наук. Таллинн, 1981. 21 с.
2. Герасимов А.Д. Материалы по изучению растительного покрова на верховом болоте // Тр. Инсторфа. М., 1928. Вып. 1. С. 133-174.
3. Кошечев А.Л. Заболачивание сплошных лесосек на песчаных почвах // Труды Института леса. 1953. Том XIII. С. 10-50.
4. Лопатин В.Д. Методика пересадки и результаты наблюдений над пересадками сфагновых дернин на верховом болоте // Доклады АН СССР. Л., 1954. С. 289-293.
5. Конойко М.А. Методика и результаты исследований грядово-мочажинного комплекса // Структура и развитие болотных экосистем и реконструкций палеогеографических условий. Таллинн, 1989. С. 75-80.
6. Антипин В.К., Лопатин В.Д. Динамика сфагновых ценопопуляций южно-карельских аапа болот // Структура и развитие болотных экосистем и реконструкция палеогеографических условий / Тез. докл. Таллинн, 1989. С. 12-14.
7. Савич-Любичская Л.И., Смирнова З.Н. Определитель сфагновых мхов СССР. Л., 1968. 111 с.
8. Солоневич Н.Г. К биологии сфагновых мхов // Ботанический журнал. 1966. Т. 51. № 9. С. 1297-1302.
9. Богдановская-Гиеней И.Д. Образование и развитие гряд и мочажин на болотах // Советская ботаника. 1936. № 6. С. 35-52.
10. Воробьев П.К. Исследование физических характеристик деятельного горизонта неосушенных болот // Тр. ГГИ. Л., 1965. Вып. 126. С. 65-96.
11. Смоляницкий Л.Я. Некоторые закономерности формирования дернин сфагновых мхов // Ботанический журнал. 1977. Т. 52. № 9. С. 1269-1272.
12. Кузьмин Г.Ф. Развитие олиготрофных болотных систем и перспективы их использования / Автореф. ... дисс. канд. геогр. наук. Л., 1980. 21 с.
13. Панов В.В. Об организации болотных морфосистем на основе стереофотограмметрического метода наблюдений // Болота охраняемых территорий: проблемы охраны и мониторинга / Тр. 11-го Всес. семина.-экскур. болотоведов. Л., 1991. С. 100-103.
14. Кудряшов В.В. Торфяник как растущее тело // Вестник торфяного дела. 1929. № 2. С. 22-37.

Particularities of the development moss cover

V.V. Panov

Vertical orientation of the growing part of Sphagnum mat and horizontal orientation of its last year's part indicates the shifting of the sphagnum mat. Water level and mire surface fluctuations determine the direction of such shifting. Zonal development of element of microrelief conditions the processes of their selforganization and selfregulation. Correspondence of morphodynamic zones and consequently of character of microrelief will be changed in accordance with the hydrologic regime fluctuations. The different zones oscillate with different amplitude and asynchronously. Individual strategy of movement of the mats in each zone corresponds to the character of the substrate oscillation.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В СИБИРИ

И.И. Ипполитов, М.В. Кабанов

Институт мониторинга климатических
и экологических систем СО РАН, г. Томск, seo@iom.tsc.ru

Рассматривается пространственно-временная динамика полей приземных температуры и давления на территории Сибири и Дальнего Востока в XX столетии. Для обработки рядов инструментальных наблюдений температуры и давления используются подходы, основанные на разбиении среднемесячных значений на составляющие по признаку временного масштаба, а также использовании вейвлет-преобразования. Установлен положительный тренд температуры на всей территории Сибири, причем темпы потепления максимальны в ее центральных областях и в холодный период года. Долговременный тренд давления, напротив, является отрицательным, а его абсолютная величина также максимальна в холодный период года. Рассмотрены квазипериодические колебания в рядах температуры и давления и их статистическая связь с индексами Южного и Северо-Атлантического колебаний.

Введение

В географии климата на Земле принято выделять климатические зоны [1], которые характеризуют физические, экономические и социальные особенности отдельных регионов планеты. Но происходящие в последние десятилетия ускоренные изменения климата и, как следствие, изменения окружающей среды заметно изменяют структуру и ди-

намику климатических зон, что повышает интерес к динамической географии вообще, и к динамической географии климата регионов в частности. Доступные по объему и в едином формате результаты систематических инструментальных метеорологических наблюдений в приземном слое атмосферы позволяют провести обоснованный анализ природно-климатических изменений за последние десятилетия. Последовательный многофакторный подход к наблюдаемым глобальным и региональным изменениям пока еще находится в начальной стадии развития, а многие выводы из результатов такого подхода остаются важными в большей мере с методологической точки зрения. Так, при анализе итогов работ по Международной геосферно-биосферной программе авторы приходят к выводу о необходимости более тщательного учета региональных особенностей геосферно-биосферных взаимодействий [2]. Подобные выводы содержатся и в обзорах других авторов [3–5], в том числе авторов Амстердамской декларации (июль 2001 г.), в которой отмечается, что «глобальные изменения не поддаются объяснению в рамках простой парадигмы «причина – следствие».

Тем не менее, уже имеющиеся результаты анализа для отдельных регионов и по ключевым параметрам климатической системы показывают, что отмечаются отчетливые закономерности наблюдаемых изменений природного и антропогенного происхождения. Поэтому более тщательный и многопараметрический анализ имеющихся инструментальных данных представляется необходимым как для создания эмпирических моделей природно-климатических изменений, так и для верификации известных математических моделей.

Ниже обсуждаются результаты исследования пространственного распределения и временной динамики полей приземных температуры и давления на территории Сибири.

Исходные данные и методика их обработки

При анализе полей температуры и давления в качестве исходных данных были использованы: 1) временные ряды среднемесячных температур воздуха в приземном слое атмосферы на 134 станциях, равномерно расположенных на территории Сибири и Дальнего Востока за 1955–1998 гг. и 2) ряды среднемесячных значений приземного давления, приведенного к уровню моря на 48 станциях, расположенных на той же территории за период 1951–1988 гг.

Методика обработки рядов температуры воздуха подробно изложена в [5]. Здесь отметим только узловые моменты этой методики.

Средние месячные значения температуры в конкретный месяц m представляются как

$$T(t) = T_{tr}(t) + T_m + \Delta T(t), \quad (1)$$

где $T_{tr}(t)$ – величина долговременного тренда температуры, T_m – среднее значение температуры конкретного месяца m ($m=1$ – январь, $m=2$ – февраль и т.д.), $\Delta T(t)$ – отклонение средних месячных значений температуры конкретных месяцев от их климатических значений, t – условный порядковый номер месяца, начиная с начала временного ряда.

Долговременный тренд температуры определяется в виде линейной функции, а годовой ход описывается гармонической функцией

При выбранном способе разложения, составляющие исходного временного ряда $T_{tr}(t)$, T_m и $\Delta T(t)$ не коррелированы относительно друг друга. Средние значения составляющих, кроме долговременного тренда, равны нулю. При этом среднее значение исходного ряда равно среднему значению долговременного тренда, дисперсия исходного ряда (общая дисперсия) равна сумме дисперсий составляющих. По отношению дисперсий составляющих к дисперсии исходного ряда можно судить о доле вклада каждой составляющей в общую изменчивость температуры.

Пространственные характеристики поля температуры

Анализ поля средних годовых температур на территории Сибири и Дальнего Востока показывает, что средняя температура на исследуемой территории колеблется в широком диапазоне от -16.3 °C (Оймякон) до 4.8 °C (Южно-Курильск).

Характерной чертой распределения среднегодовой температуры по этой территории является ложбина холода, меридионально ориентированная с Северного Ледовитого океана на юг до 60° с.ш. с осью вдоль 135° в.д., затем происходит поворот ложбины на юго-запад. На севере континента ложбина проходит вдоль Верхоянского хребта и хребта Черского. Наличие долины между хребтами и их меридиональная ориентация позволяет беспрепятственно проникать холодному воздуху с Северного Ледовитого океана на континент и формировать там очаг холода. Отчетливо выделяется зона сгущения изотерм, ориентированная от Новой Земли на юго-восток до ложбины холода, затем лента изотерм раздваивается. Южная ветвь огибает очаг холода с юга и поворачивает на северо-восток. Северная ветвь проходит вдоль 63° с.ш. В районе Якутска обе ветви сливаются. Оси сгущения изотерм можно рассматривать как месторасположение климатических фронтов. Изотермы к западу от оси ложбины холода ориентированы с северо-запада на юго-восток, в то время как к востоку они ориентированы на северо-восток. Иначе говоря, при переходе с запада на восток вдоль широты температура понижается вплоть до оси ложбины холода. При дальнейшем переходе

на восток температура растет. Известно, что среднегодовая температура воздуха над Атлантическим и Тихим океанами выше, чем температура на континенте. Исключение составляет Северный Ледовитый океан, над которым температура воздуха ниже чем на континенте. Это позволяет сделать вывод о том, что ось ложбины является некоторой демаркационной линией, разделяющей влияние Атлантического и Тихого океанов на среднегодовую температуру воздуха. Влияние Северного Ледовитого океана распространяется с севера до центральной изотермы фронтальной зоны.

Другим основным параметром температурного поля является амплитуда годового хода, которая по территории Сибири и Дальнего Востока изменяется в пределах от 6.9 °C (Никольское) над Курильскими островами до 32.1 °C (Оймякон, Верхоянск) в районах восточнее Верхоянского хребта. Поле пространственного распределения амплитуды годового хода характеризуется одним центром с максимальным значением (более 32 °C) и тремя гребнями, оси которых ориентированы в западном, восточном и южном направлениях. Изолинии амплитуды годового хода имеют замкнутый характер. Наименьшая амплитуда годового хода (менее 15 °C) отмечается над морями Тихого и Северного Ледовитого океанов. Наибольшие изменения амплитуды годового хода отмечаются в прибрежных зонах. Следует отметить, что годовой ход температуры воздуха вносит 95 % в изменчивость средней месячной температуры.

Важнейшей характеристикой поля температуры для описания наблюдаемого потепления является величина скорости долговременного изменения температуры. Анализ полученных данных в предположении линейного тренда показывает, что скорость долговременного изменения температуры по исследуемой территории изменяется от -0.07 °C/10 лет (о. Визе) до 0.87 °C/10 лет (Никольское).

Анализ показывает, что на всем исследуемом пространстве температура имеет тенденцию к повышению, т.е. отмечается повсеместное потепление. Поле скорости долговременного изменения температуры характеризуется обширным очагом наибольших изменений температуры в центре Сибири. Утверждение некоторых авторов о том, что территории Севера имеют тенденцию к более сильному потеплению для Сибири и Дальнего Востока не оправдываются. Над морями Северного Ледовитого океана тенденция к повышению температуры в четыре раза меньше, чем над материковой частью. Над Сибирью поле долговременного тренда имеет многоочаговую структуру. Выделяются очаги с тенденцией изменения температуры более чем на 0.5 °C за 10 лет в Западной Сибири, Предбайкалье и Забайкалье, а также к востоку от Верхоянского хребта. В целом в центральных районах Сибири величина от-

носительного тренда составляет 0.4°C за 10 лет и более. Полученные результаты находятся в согласии с данными других авторов [6–8] которые отмечают, что наиболее сильное потепление наблюдается в центральных частях континентов.

Долговременная тенденция повышения температуры на территории Сибири и Дальнего Востока формируется исключительно за счет февраля – апреля, а также, в меньшей степени, за счет октября. Остальные месяцы вносят заметно меньший вклад. Согласно теоретическим представлениям максимальные величины трендов должны отмечаться в январе, а минимальные – в июле. В действительности эти закономерности не имеют места. По-видимому это связано с тем, что величина относительного тренда за календарный месяц определяется как сумма трендов сезонного хода и аномалий. Следовательно, небольшие тренды, отмеченные в январе, августе, сентябре, ноябре и декабре обусловлены небольшими или даже отрицательными трендами аномалий, а значительные по величине тренды февраля – апреля – высокими трендами аномалий. При этом, если тренды сезонного хода обусловлены изменением амплитуды годового хода в зависимости от изменения средней температуры, то повышенные или пониженные значения трендов аномалий календарных месяцев можно объяснить только направленным изменением циркуляционного режима.

Пространственные характеристики поля давления

Изложенная выше методика разложения метеорологической величины на составляющие по признаку временного масштаба изменений была применена для анализа поля давления. Чтобы убедиться в применимости этой методики к давлению, все ряды были подвергнуты процедуре Фурье-преобразования, показавшей, что 12-ти месячная периодическая составляющая присутствует на всех станциях наблюдения.

Поле среднего значения давления характеризуется областью низкого давления с центром над Карским морем. Это образование не глубокое, давление в центре составляет немного меньше 1013 гПа, что позволяет сделать вывод о том, что над севером Западной Сибири и над Карским морем в течение года преобладают процессы циклогенеза. На картах распределения давления в январе, приводимых в географических атласах мира, на районы Баренцева и частично Карского морей распространяется ложбина Исландского минимума. Однако, эволюция поля давления в годовом ходе не позволяет связать этот минимум с Исландским. Это, скорее всего центральный циклон, о существовании которого указывал С.П. Хромов [9]. Остальная часть исследуемой территории занята полем высокого давления. В синоптической метеорологии условно принято изобару 1015 гПа считать демаркаци-

онной между циклоническими и антициклоническими полями давления. Следовательно, для этой территории можно говорить о преобладании процессов антициклогенеза. Именно здесь располагается самый мощный и обширный антициклон планеты – Азиатский максимум. Центр его находится над Тувинской котловиной, а отрог вытянут на северо-восток на районы Чукотки и Восточно-Сибирского моря. Восточнее хребта Черского располагается самостоятельное ядро Азиатского антициклона.

Амплитуда годового хода среднемесячного давления изменяется в широких пределах от 3 до 14 гПа. При этом наименьшие амплитуды отмечаются над Баренцевым и Карским морями и их побережьями. В этих районах значения амплитуд не превышают 4 гПа. Изолиния амплитуды 6 гПа окантовывает материк, отделяя моря Северного Ледовитого и Тихого океанов от суши, и лишь на территории Западной Сибири изолиния проникает вглубь материка. Максимальные амплитуды отмечаются над районами Забайкалья и Чукотки (14 и 12 гПа соответственно). Таким образом, над окружающими Сибирь и Дальний Восток морями наблюдаются небольшие амплитуды (до 6 гПа), в глубину континента значения амплитуд возрастают до 14 гПа.

Максимальное осредненное по территории давление над Сибирью и Дальним Востоком отмечается в феврале (1023 гПа). Территориально максимум давления в годовом ходе над центральными районами Сибири и Дальнего Востока наступает в январе. К февралю эта территория значительно расширяется за счет распространения максимума давления на север Восточной и на северо-запад Западной Сибири в сторону Новой Земли. На о. Визе (северная точка исследуемой территории) максимум давления в годовом ходе наступает в апреле.

В июле над всей территорией Сибири и Дальнего Востока устанавливается минимальный за весь год уровень давления. Поле давления характеризуется обширным минимумом с центром над средним течением Амура с давлением в центре 1002 гПа. В августе центр над Амуром ослабевает (давление возрастает до 1006 гПа) и формируется еще один центр низкого давления над средним течением Енисея (давление в центре 1009 гПа). Над районом Тувинской котловины начинает формироваться гребень высокого давления. К сентябрю Енисейский центр низкого давления несколько углубляется (1008 гПа) и перемещается в район Карского моря. Амурский центр заполняется (1011 гПа) и смещается в район Охотского моря. На большей части Сибири и Дальнего Востока формируется обширный антициклон с двумя центрами (Тувинская котловина, район восточнее хребта Черского). В течение октября – марта местоположение барических центров практически не меняется, происходит только изменение давления в центрах. Так, давление в антицикло-

нических центрах (Тувинская котловина, район восточнее хребта Черского) растет и достигает максимума в январе, затем происходит их постепенное разрушение. К апрелю происходит смещение циклона из района Карского моря на континент. Наиболее резкая перестройка поля давления отмечается с апреля к маю, когда в районе среднего течения Амура формируется очаг пониженного давления, который сохраняется до августа включительно.

Наименее исследованным вопросом в области структуры и динамики полей давления является вопрос о долговременном изменении давления, поэтому был проведен анализ пространственного распределения, как относительного долговременного тренда, так и трендов конкретных месяцев. На рис. 1 приведено пространственное распределение относительного тренда на территории Сибири и Дальнего Востока. Из анализа поля относительного тренда следует, что практически над всей территорией Сибири и Дальнего Востока за исследуемый период давление уменьшалось со скоростью 0.2–0.4 гПа/10 лет.

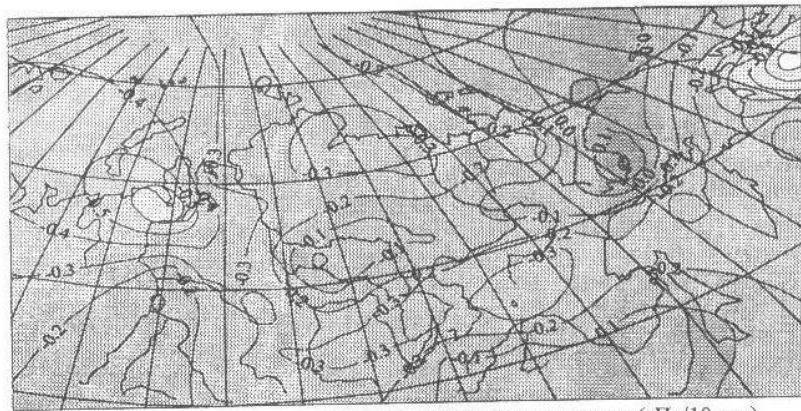


Рис. 1. Распределение долговременного тренда давления (гПа/10 лет) по территории Сибири и Дальнего Востока

Если учесть, что значение относительного тренда пропорционально осредненному значению относительных трендов конкретных месяцев, то представляет интерес определить вклад каждого месяца в его формирование. Кроме того, это позволит проверить гипотезу о большей скорости уменьшения давления в зимние месяцы по сравнению с летними. Для выявления фоновых значений относительного тренда были рассчитаны их осредненные по территории значения для каждого календарного месяца. Из расчетов следует, что с ноября по июнь

включительно отмечаются отрицательные значения тренда (исключение составляет март). С июля по октябрь наблюдается слабая тенденция роста давления. Из этого вытекает, что отрицательный фоновый тренд формируется исключительно за счет трендов месяцев холодного периода года.

Наблюдаемые периодичности для приземных температур и давления

Для анализа межгодовой изменчивости климата в последние годы разработаны достаточно эффективные математические методы, называемые методами вейвлет-преобразования [10]. Их применение к анализу временных рядов по многим климатическим характеристикам позволяет выявить наблюдаемые периодичности, а корреляционный анализ этих периодичностей для различных характеристик позволяет вскрыть наиболее весомые (в статистическом смысле) связи. Основным исходным материалом для исследований являются ряды инструментальных наблюдений среднегодовой температуры приземного воздуха на 223 станциях, расположенных на территории СНГ и Балтии и ряды наблюдений атмосферного давления, приведенные к уровню моря, на 178 станциях, расположенных на той же территории.

В основе методики лежат вейвлет-преобразования и процедуры анализа, позволяющие выявлять тонкую структуру временного ряда. Вейвлет-преобразование одномерного сигнала состоит в его разложении по базису, сконструированному из обладающей определенными свойствами солитоноподобной функции (вейвлета) посредством масштабных изменений s и переносов k .

Дискретный вариант вейвлет-преобразования сигнала X_n можно записать в следующем виде [10]:

$$W_k(s) = \sum_n^{N-1} X_n \psi^* \left[\frac{(k-n)\delta t}{s} \right],$$

где $W_k(s)$ – коэффициенты вейвлет-преобразования, s – масштаб, k – смещение по временной оси, δt – интервал между соседними измерениями, Ψ – вейвлет-функция, N – количество точек в ряду.

На рис. 2 приведены распределения абсолютных значений коэффициентов вейвлет-преобразования $|W_k(s)|$ рядов приземной температуры (а) и давления (б) для г. Омска за период 1940–1990 гг. Видно, что в рядах температуры с помощью вейвлет-преобразования выявляются выраженные колебания в масштабах 3–7, 8–12, 13–24, 28–40 лет, которые для удобства изложения мы обозначим как колебания 5, 11, 22, 30-летних масштабов. В ряде приземного давления для г. Омска наиболее ярко выявляются масштабы в 13–24 лет. Как видно из рис. 2,

интенсивность колебательных процессов существенно различна как для колебаний различных масштабов, так и для различных интервалов времени в масштабах одного колебания. Картина распределения $|W_k(s)|$ для рядов температуры и давления меняется так же при переходе от одной станции к другой.

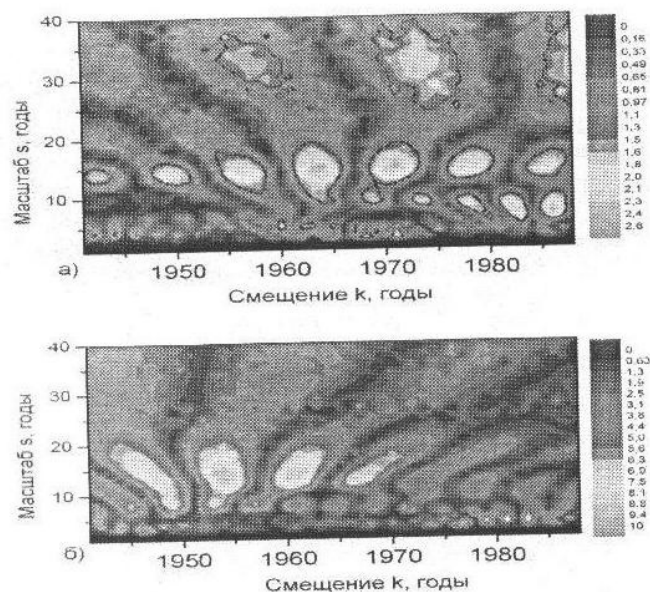


Рис. 2. Распределение абсолютных значений коэффициентов вейвлет-преобразований рядов приземной температуры (а) и давления (б) для г. Омска за период 1940–1990 гг.

Одной из основных задач настоящей работы является выявление масштабов колебаний температуры и (или) давления, которые являлись бы общими для всех станций наблюдения. Наличие таких масштабов свидетельствовало бы о том, что соответствующие колебания имеют место в региональной климатической системе в целом. Для выявления возможных механизмов генерации колебаний температуры и давления мы рассмотрели корреляционные связи между колебаниями в рядах температуры и давления с колебаниями соответствующих масштабов в рядах индекса Южного колебания SOI и индекса североатлантического колебания NAO. Эти индексы, используемые для срав-

нения, представляют собой нормализованную разность давления для разнесенных пунктов наблюдения: для SOI – о. Таити и г. Дарвин (Австралия), для NAO – Стиккисхоульмюр (Исландия) и Лиссабон (Португалия). Оба индекса являются общепризнанными для анализа климатических изменений, так как отражают планетарные колебания системы атмосфера-океан в экваториальной зоне Тихого океана и Северной Атлантике соответственно и имеют достаточно длинные ряды наблюдений. Подобные корреляционные связи для ряда чисел Вольфа были рассмотрены нами ранее [11].

Процедура вычислений была следующей. Вначале было выполнено вейвлет-преобразование 223 рядов температуры и 178 рядов давления для станций, расположенных на территории СНГ и Балтии. Для последующего анализа были выделены масштабы колебаний в 5, 7, 11, 15, 22 и 30 лет, наиболее часто наблюдаемые в реальных вейвлет-спектрах не только метеорологических величин, но и различных геофизических индексов.

Для выделенных масштабов были рассчитаны коэффициенты корреляции $R_0^{XY}(s)$. Полученная выборка значений $R_0^{XY}(s)$ позволила построить распределения вероятности для каждого выбранного масштаба пары $\{X, Y\}$, что дало возможность вычислить два первых момента, а также выделить моды распределения и географические районы им отвечающие.

Некоторые из полученных таким образом результатов представлены на рисунке 3. Результаты получены при обработке рядов наблюдений, длительности которых заключены в интервале 1880–1995 гг.

Каждый из шести блоков рисунка даёт информацию о функции распределения вероятностей коэффициентов корреляции между периодичностями различных масштабов. Например, левый верхний блок характеризует степень коррелированности периодических колебаний в температурном ряду Томска со всеми другими станциями наблюдения. По оси абсцисс помещены масштабы периодичностей, по оси ординат – значения коэффициентов корреляции. Сделано предположение, основанное на конкретном анализе, о том, что во всех случаях имеет место нормальный характер распределения. Соответственно, для каждого масштаба приводятся положение центра распределения и соответствующее среднее квадратичное отклонение. Анализ конкретных распределений вероятности показал, что предположение о нормальном характере распределения хорошо выполняется для короткопериодических колебаний – до 15 лет включительно. Для колебаний масштабов 22 и 30 лет имеет место тенденция перехода к многомодальным рас-

пределениям и поэтому для этих масштабов характеристики, приведенные на рис. 3, носят приближенный характер.

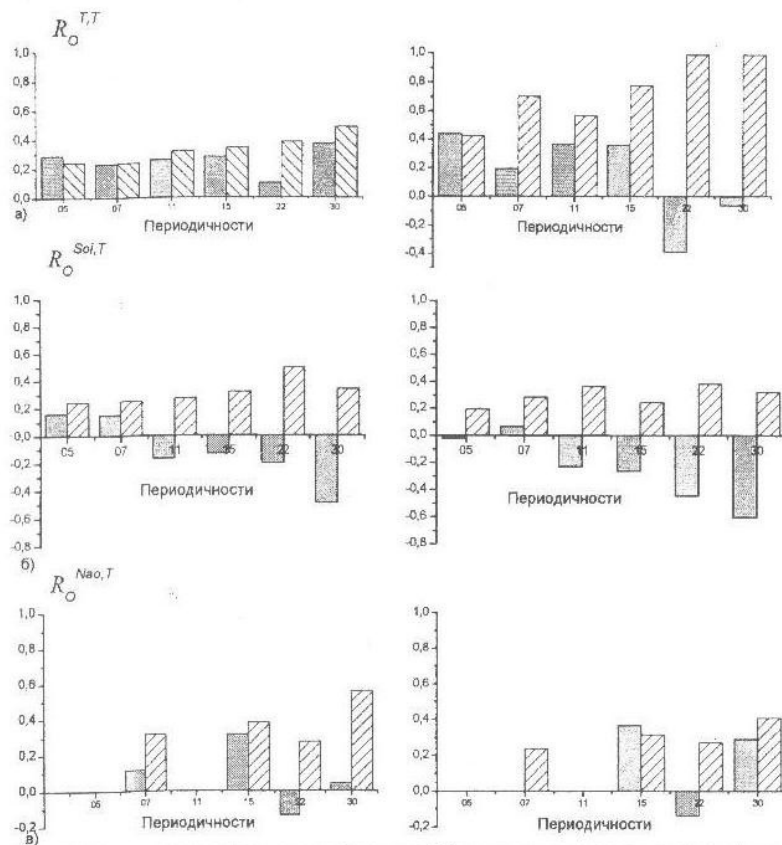


Рис. 3. Средние значения и дисперсии коэффициентов корреляции между периодичностями в температурных рядах (а), в рядах температуры и индекса SOI (б), в рядах температуры и индекса NAO (в). Левая часть рисунка – территория бывшего СССР, правая – территория Сибири; R_{xy} – коэффициент корреляции между периодичностями; SOI – индекс Южного колебания; NAO – индекс североатлантического колебания; Т – температура; $\square$ – среднее, $\square$ – стандартное отклонение.

Корреляция между периодичностями температуры в целом является положительной и достаточно высокой (рис. 3а). Степень коррелиро-

ванности возрастает во второй половине XX столетия одновременно с возрастанием величин среднеквадратичного отклонения. Распределение вероятностей коэффициентов корреляции для масштаба 22 года имеет ярко выраженный бимодальный характер. Для территории Сибири по сравнению со всей территорией знак наиболее вероятной корреляции для этого масштаба меняется на противоположный. Для этой территории существенно возрастают так же величины среднеквадратичных отклонений. Наиболее близкими по критерию общности для всей территории являются колебания масштабов 5, 7 и 11 лет. Тем не менее, нельзя говорить о существовании единого масштаба колебаний, присутствующего на всех без исключения станциях наблюдения и характеризующего региональную климатическую систему в целом. Наличие такого колебания проявилось бы в существовании чрезвычайно узкого распределения вероятностей с коэффициентом корреляции в центре близком к единице, что при нашем анализе не обнаружено.

Влияние процессов, происходящих в экваториальной зоне Тихого океана на колебания температуры на территории бывшего СССР, иллюстрируется рис. 3б. Периодичности масштабов 5 и 7 лет в температурных рядах положительно коррелированы с периодичностями этого масштаба в ряду индекса Южного колебания (SOI). Для масштабов 11, 15, 22 и 30 лет имеет место отрицательная корреляция, причем ее величина растет с увеличением масштаба колебания, а так же при переходе от столетия в целом к его второй половине. Обращает на себя внимание существенно большие значения антикорреляции для региона Сибири по сравнению со всей территорией СНГ и Балтии, а так же увеличение для этого региона среднеквадратичных отклонений.

На рис. 3в представлены результаты корреляционного анализа связей между периодичностями в рядах температуры и индекса Североатлантического колебания. Из выделенных нами к анализу масштабов квазипериодичностей в ряду индекса Североатлантического колебания (NAO) отсутствуют масштабы в 5 и 11 лет. Связь между периодичностями температуры и NAO в целом невелика, наибольшее значение равно 0.31 и приходится на масштаб в 15 лет (рис. 3в). Для Сибири значение корреляции увеличивается до 0.37. Масштаб в 30 лет хотя и характеризуется малым значением коэффициента корреляции, однако на территории Сибири также превышает средний уровень по СНГ и Балтии. Как следует из рис. 3в, наиболее существенная, а для Сибири и значимая связь между колебаниями имеет место для масштаба 15 лет. Этот результат является ожидаемым, поскольку, спектр индекса NAO имеет резко очерченный максимум вблизи этого масштаба [12]. На основании проведенного анализа можно утверждать, что мировые

климатические центры действия атмосферы оказывают свое наибольшее влияние через 15, 22 и 30-летние периодичности.

Применение описанного выше алгоритма выявления периодичностей по коэффициентам вейвлет-преобразований рядов среднегодовых давлений позволило выделить квазипериодичности в этих рядах. С ограничением верхнего предельного значения масштаба в 33 года в рядах наблюдений можно выделить от 5 до 9 квазипериодичностей. Каждая станция характеризуется своим набором квазипериодичностей и соответствующих им интервалов. Набор квазипериодичностей соседних станций может различаться.

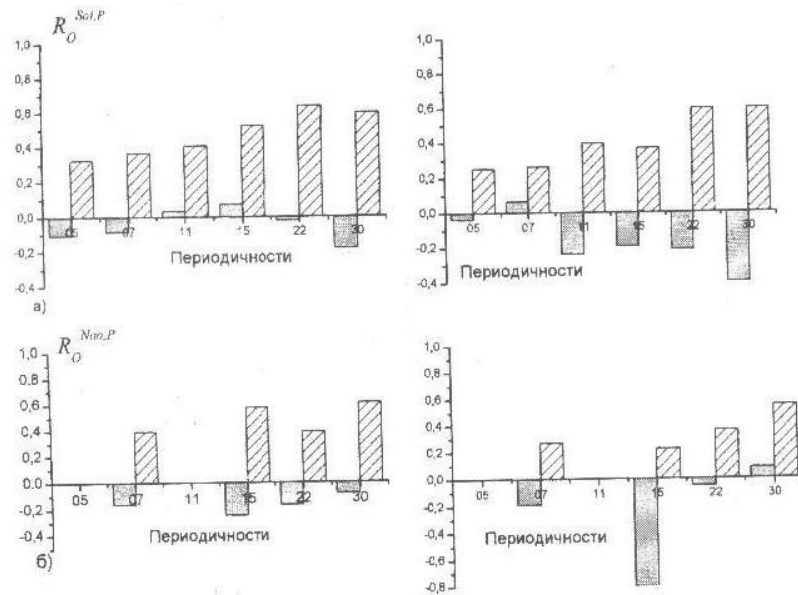


Рис. 4. Средние значения и дисперсии коэффициентов корреляции между периодичностями в рядах давления и индексов SOI (а), в рядах давления и индексов NAO (б). Левая часть рисунка – территория СНГ и Балтии, правая – территория Сибири; R_{SOI} – коэффициент корреляции между периодичностями; SOI – индекс Южного колебания; NAO – индекс североатлантического колебания; P – давление; $\square$ – среднее, $\square$ – среднеквадратичное отклонение.

Корреляции периодичностей в рядах давления и индексов SOI и NAO показаны на рис. 4. Для территории СНГ и Балтии, а также Сибири связь имеет в основном отрицательный характер. Значения коэф-

фициентов в центрах распределений в целом малы ($\leq 0,3$), а среднеквадратичные отклонения велики. Исключения составляют 15-летняя квазипериодичность индекса NAO и 30-летняя квазипериодичность индекса SOI для Сибири. Значения коэффициентов корреляции составляют $-0,8$ и $-0,4$ соответственно. Сравнение с рис. 3б показывает, что влияние колебательных процессов в экваториальной зоне Тихого океана более отчетливо проявляется в температурных рядах, чем в рядах давления и это влияние наиболее отчетливо выражено в Сибирском регионе для долгопериодных колебаний. Влияние Североатлантического колебания слабо выражено для всех колебательных процессов, за исключением процесса 15-летнего масштаба.

Рассмотрен так же вопрос о взаимной связи колебаний единого масштаба в рядах температуры и давления. Из имеющихся 223 рядов температуры и 178 рядов давления составлялись пары характеристик, относящихся к одной станции, или к станциям, отличающимся географическим положением на 1° в координатах широта – долгота. Результаты приведены в табл., которая содержит значения коэффициентов корреляции и их среднеквадратичных отклонений для каждого масштаба колебаний и каждого календарного месяца, а также за год в целом.

Корреляция колебаний в рядах температуры и давления

Корреляция колебаний в рядах температур и осадков							
Тип ряда		Масштаб					
		5	7	11	15	22	30
Календарный месяц	01	-0.37±0.28	-0.44±0.33	-0.31±0.42	-0.34±0.47	-0.31±0.56	-0.36±0.67
	02	-0.31±0.29	-0.38±0.32	-0.24±0.45	-0.42±0.59	-0.39±0.50	-0.26±0.63
	03	-0.35±0.30	-0.41±0.34	-0.28±0.46	-0.20±0.59	-0.20±0.60	-0.39±0.53
	04	-0.14±0.32	-0.09±0.37	-0.01±0.48	-0.05±0.50	-0.17±0.56	-0.44±0.53
	05	-0.10±0.34	-0.09±0.33	0.04±0.49	0.06±0.52	-0.09±0.56	-0.21±0.63
	06	-0.04±0.39	-0.04±0.47	-0.10±0.45	0.02±0.52	0.14±0.59	0.13±0.63
	07	-0.01±0.37	-0.07±0.42	-0.02±0.44	-0.02±0.60	0.0±0.52	0.19±0.64
	08	-0.04±0.37	-0.07±0.39	-0.06±0.46	-0.03±0.53	-0.07±0.55	0.0±0.63
	09	-0.03±0.40	-0.03±0.41	-0.17±0.47	-0.31±0.44	-0.07±0.58	-0.09±0.68
	10	-0.23±0.41	-0.23±0.44	-0.11±0.45	-0.11±0.45	-0.05±0.47	-0.05±0.54
	11	-0.25±0.39	-0.31±0.46	-0.30±0.40	-0.17±0.56	-0.15±0.63	-0.56±0.54
	12	-0.32±0.42	-0.36±0.40	-0.28±0.46	-0.30±0.48	-0.33±0.57	-0.44±0.53
Средне-годовой		-0.19±0.24	-0.21±0.36	-0.16±0.43	-0.17±0.54	-0.21±0.51	-0.16±0.62

Примечание: выделенные результаты относятся к холодному периоду года.

Практически во всех масштабах отчетливо выражена отрицательная корреляция колебаний для календарных месяцев холодного периода. Для января абсолютная величина коэффициентов максимальна для периодов 5, 7 и 11 лет. Для периодов 15 и 22 лет этот максимум смещается на февраль, а для периода 30 лет – на март. В летние месяцы можно го-

ворить об отсутствии какой-либо корреляции. С учетом того, что долговременный тренд повышения температуры так же максимально выражен в холодный сезон можно предположить, что на формирование тренда температуры оказывает влияние и динамика поля давления.

Обсуждение результатов

Центральной проблемой современных и предстоящих изменений климата является проблема глобального потепления, инструментально наблюдаемого последние десятилетия минувшего столетия. В качестве главной гипотезы, объясняющей происходящие изменения климата, рассматривается антропогенно обусловленное содержание в атмосфере парниковых газов, таких как углекислый газ, метан и ряд других. В то же время, окончательно не доказано, что происходящие изменения климата не являются следствием естественной изменчивости климата [13]. Последняя должна быть связана с теми изменениями, которые происходят в циркуляционных системах атмосферы и океана [14].

Долговременная динамика поля давления непосредственно связана с динамикой атмосферной циркуляции. Связь поля температуры с циркуляцией атмосферы имеет более сложный характер и требует, в частности, учета полей облачности. Тем не менее, непосредственное сравнение характеристик полей температуры и давления позволяет сформулировать определенные выводы относительно происходящих климатических изменений.

Установленная в настоящей работе противоположная направленность трендов температуры и давления поставила вопрос о коррелированности соответствующих полей. Вычисление годового хода осредненного по территории коэффициента корреляции между аномалиями температуры и давления привело к следующим результатам. С ноября по апрель имеет место отрицательная корреляция с значениями коэффициентов -0.15 – (-0.25) . С мая по август имеет место слабая положительная корреляция. В пространственном распределении коэффициентов корреляции для января выделяется очаг высокой (~ 0.6) отрицательной корреляции, расположенный в центральной и южной частях Восточной Сибири. В аналогичном распределении для июля высокая (~ 0.5) положительная корреляция наблюдается над средним течением Амура и на Чукотке. Таким образом в холодный период года отрицательно коррелированными оказываются не только тренды, но и аномалии температуры и давления.

В [15] отмечается, что потепление зимних месяцев 1980-х годов в Сибири тесно связано с возросшей частотой прохождения интенсивных атлантических циклонов, пересекающих Баренцево и Карское море. Бышев В.И. с соавторами [16] исследовали динамику атмосферной циркуляции Северного полушария в течение XX столетия. Главный вывод их работы

заключается в том, что в течение XX столетия происходил практически экспоненциальный рост индекса меридиональной южной циркуляции и снижение индекса меридиональной северной циркуляции. В соответствии с этими формами над материками и океанами возникали положительные либо отрицательные аномалии температуры приземного воздуха. Основываясь на такой точке зрения, наблюдаемую динамику климата Сибири можно связать с увеличением частоты вторжения на ее территорию циклонов с южного направления. По-видимому, основной зоной диссипации запасенной в циклонах энергии являются центральные районы Сибири, в которых наблюдаются наибольшие тренды потепления. С уменьшением же частоты вторжения циклонов с северного направления можно связать уменьшение нарушения климатической зональности. Наконец, возрастание над территорией Сибири роли циклонических процессов объясняет выявленный отрицательный тренд приземного давления воздуха.

Наличие периодических процессов в рядах наблюдений метеорологических величин известно из результатов Фурье-анализа достаточно давно. Наиболее существенным новым свойством рассмотренного метода является то, что позволяет преобразование позволяет не только получать частотный спектр сигнала, но и проследить эволюцию каждой частотной составляющей во времени. Из представленной выше картины распределения корреляций между колебательными процессами в температурных рядах разных станций наблюдений вытекает, что для всей территории бывшего СССР невысокая ($R_0^{T,P} \sim 0.3$) положительная корреляция наблюдалась для всех периодов колебаний, за исключением 22-летнего. Для региона Сибири характерно некоторое увеличение коэффициента корреляции для 22-х летнего периода и для всех периодов увеличения дисперсии корреляции. Последнее может быть связано с тем, что регион Сибири включает в себя разнообразные климатические зоны, в которых условия возбуждения колебаний могут существенно отличаться.

По результатам настоящей работы можно утверждать, что в области исследованных масштабов колебаний не наблюдается периода, который мог бы выступать как некий общий, объединяющий наблюдения всех станций. Отсюда вытекает, что рассмотренные периодичности являются локальными характеристиками региональной климатической системы. В таком случае становится проблематичным поиск источника возбуждения колебаний внешнего по отношению к климатической системе. Таким источником, в первую очередь, может являться изменчивость инсоляции, обусловленная либо естественной активностью Солнца типа 11-летнего цикла, либо модуляцией орбиты Земли другими планетами Солнечной системы. Подчеркнем, что речь идет не об отрицании влияния на климат солнечно-земных связей, а о роли этих связей в возбуждении колебательных процессов в рядах температуры.

С учетом изложенного, можно предположить, что рассмотренные колебания являются внутренними колебаниями системы океан-атмосфера.

Литература

1. Блютген И. География климатов. М., 1972. Т. 1, 2. 826 с.
2. Заварзин Г.А., Котляков В.М. Стратегия изучения Земли в свете глобальных изменений // Вестник РАН. 1998. Т. 68. № 1. С. 23–29.
3. Кондратьев К.Я., Лосев К.С. Проблемы экологии. Иллюзии и реальность стратегии устойчивого развития // Вестник РАН. 2002. Т. 72. № 7. С. 592–601.
4. Монин А.С., Шишков Ю.А. Климат как проблема физики // Успехи физических наук. 2000. Т. 170. № 4. С. 419–445.
5. Региональный мониторинг атмосферы. Ч. 4. Природно-климатические изменения / Под ред. М.В. Кабанова. Томск, 2000. 270 с.
6. Груза Г.В., Бардин Ю.М., Ранькова Э.Я., Рочева Э.Р., Соколов Ю.Ю., Салюхина О.Ф., Платова Т.В. Об изменениях температуры воздуха и атмосферных осадков на территории России в XX веке // Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климата. Пределы изменений / Отв. ред. Ю.А. Израэль. М., 2001. С. 18–39.
7. Виноградова Г.М., Завалишин Н.Н., Кузин В.И. Изменчивость сезонных характеристик климата Сибири в течении XX века // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 6-7. С. 604–607.
8. Густокашина Н.Н. Многолетние колебания температуры воздуха и коротковолновой радиации на территории Прибайкалья // География и природные ресурсы. 1998. № 3. С. 71–76.
9. Хромов С.П. Основы синоптической метеорологии. Л., 1948. 249 с.
10. Чуи К. Введение в вейвлеты. М., 2001. 412 с.
11. Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Логинов С.В. Вейвлет-преобразования при анализе природно-климатических изменений // Оптика атмосферы и океана. 2002. Т. 15. № 1. С. 21–28.
12. Джиганшин Г.Ф., Полонский А.Б. Североатлантическое колебание и изменчивость характеристик деятельного слоя океана // Изв. РАН ФАО. 2003. Т. 39. № 4. С. 547–557.
13. Кондратьев К.Я. Глобальные изменения климата: факты, предположения и перспективы разработок // Оптика атмосферы и океана. 2002. Т. 15. № 10. С. 851–866.
14. Мордвинов В.И., Латышева И.В., Караханян А.А. Долговременные изменения общей циркуляции атмосферы Северного полушария в зимний период // Оптика атмосферы и океана. 2003. Т. 16. № 1. С. 68–73.

15. Будыко М.И., Ефимова Н.А., Строкина Л.А. Эмпирические оценки изменения климата к концу XX столетия // Метеорология и климатология. 1999. № 12. С. 5–12.
16. Бышев В.И., Кононова Н.К., Нейман В.Г. и др. Особенности динамики климата Северного полушария в XX столетии // ДАН. 2002. Т. 384. № 5. С. 674–681.

Certain regularities in contemporary natural and climate changes in Siberia

I.I. Ippolitov, M.V. Kabanov

Spatiotemporal dynamics is considered of ground temperature and pressure fields over territory of Siberia and Far East in 20th century. To process series of instrumented observations of the temperature and pressure, we use quantizing monthly mean values on the basis of time scale, as well as a wavelet transform. A positive temperature trend is revealed over all Siberian territory, moreover warming rates are maximal at its central parts in the cold period of a year. The long-term pressure trend, on the contrary, is negative and its absolute value is also maximal in the cold period. Quasi-periodic oscillations in temperature and pressure series have been discussed. Their statistical relation to the South Oscillation Index and North-Atlantic Oscillation has been considered as well.

БОЛОТНЫЕ БИОГЕОЦЕНОЗЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Е.А. Головацкая

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН
г. Томск, golovatskaya@iom.tomsknet.ru

В статье приведены принципы классификации и районирования болот Западной Сибири. Рассмотрены особенности основных типов болотных биогеоценозов. Приведены геоботанические описания болотных биогеоценозов, характерных для южно-таежной подзоны Западной Сибири.

Болото – это группа взаимосвязанных биогеоценозов, которые характеризуются постоянным или продолжительным обильным увлажнением, специфической влаголюбивой растительностью и болотным типом почвообразования [1–4]. Своеобразие болотного биогеоценоза заключается в накоплении органического вещества – торфа. Поэтому болота относятся к особому типу аккумулярующих систем биосферы, характеризующихся преобладанием накопления органической массы

на поверхности Земли над ее распадом за исключением болот развивающихся в поймах рек с интенсивным и длительным половодьем [5].

Образование и развитие болот, отложение торфа происходит при действии комплекса различных факторов, одним из которых являются растения, дающие исходный материал для торфонакопления. Изучение растительности болотных биогеоценозов имеет большое значение, поскольку именно фитоценоз обуславливает отложение определенного вида торфа, характеризующегося присущими только ему физико-химическими свойствами. Кроме того, по характеру фитоценоза и требовательности к условиям среды можно судить о современном состоянии процесса торфонакопления. Специфические особенности болотного субстрата как почвы — сильная обводненность и связанные с этим слабая аэрация, слабая прогреваемость, повышенная кислотность и нередко очень низкое содержание минеральных веществ — создают особую среду, к которой могли приспособиться очень немногие виды растений (вахта (*Menyanthes trifoliata* L.), пушица влагалищная (*Eryophorum vaginatum* L.), осока топяная (*Carex limosa* L.), багульник (*Ledum palustre* L.), подбел (*Andromeda polifolia* L.), виды сфагновых мхов — сфагн бурый (*Sphagnum fuscum* (Schmp.) Klinggr.), сфагн магелланский (*S. magellanicum* Brid.), гипновые мхи — дрепанокладус согнутый (*Drepanocladus aduncus* Warnst.) и др.).

Растительность болот является интразональной, так как нигде не образует своей зоны, а возникает в соответствующих условиях среды, нетипичных для данной зоны. В то же время, болотные системы в каждой ботанико-географической зоне и подзоне имеют свои зонально-подзональные особенности, которые определяются сочетанием соответствующих факторов болотообразования (особенности рельефа, климатических условий, степень обводненности территории и т.д.). Например, в Западной Сибири пространственное размещение различных по минеральному питанию болот и слагающих их биогеоценозов носит зонально-подзональный характер: в центральной части Западно-Сибирской равнины (северная, средняя и южная тайга) болота в основном состоят из биогеоценозов олиготрофного типа; на севере (тундра, лесотундра) и юге (подтайга, лесостепь), благодаря усилению засоленности грунтов, существенно увеличивается площадь биогеоценозов эвтрофного типа. Таким образом, болота можно отнести к интразонально-зональному типу биогеоценозов [6].

Первое районирование типов болот Западной Сибири было составлено на основе характеристик их торфяной залежи, типологии, процессов заболачивания и возраста [6]. В дальнейшем, на основе этого районирования и с учетом новых исследований [7-12] территория Западной Сибири была разделена на шесть болотных зон: полигональ-

ных, плоскобугристых, выпуклых олиготрофных, плоских эвтрофных и мезотрофных, вогнутых эвтрофных и засоленных болот. Современное районирование, предложенное О.Л. Лисс [6] основывается на таких критериях как: интенсивность торфонакопления, специфика смены стадий болотообразовательного процесса. Границы таксонов районирования (район, округ, провинция, область, страна) очерчиваются ареалами соответствующих таксонов биогеоценологической классификации типов болотных биогеоценозов [13].

Согласно предложенному районированию [6] болота Западной Сибири относятся к западно-сибирской умеренно-континентальной стране гомогенных и гетерогенных разновозрастных болот неравномерного заболачивания. В пределах этой страны выделяются четыре болотные области: западно-сибирская тундровая пребореально-бореальных полигональных эвтрофных травяных, травяно-моховых, кустарничково-травяно-моховых, лишайниковых болот слабого торфонакопления; западно-сибирская лесотундровая пребореально-бореальных эвтрофно-олиготрофных бугристых кустарничково-мохово-лишайниковых, мохово-лишайниковых и травяно-моховых болот умеренного торфонакопления; западно-сибирская таежная бореально-атлантических выпуклых олиготрофных моховых болот активного заболачивания и интенсивного торфонакопления; западно-сибирская лесостепная атлантико-суббореальных вогнутых эвтрофных травяных болот слабого заболачивания и торфонакопления.

Встречаясь в разных зонах, болота находятся в тесном взаимодействии с другими биогеоценозами. Площади болот ограничены чаще всего гребнями водоразделов, реже — границами водосборной площади рек. Болотные биогеоценозы различаются по положению в рельефе, растительному покрову, условиям водного и минерального питания, структуре поверхности (микрорельефу), химизму среды и т.д. Вместе с тем, количество фитоценозов, которые можно выделить в растительном покрове болот, сравнительно невелико. Каждому фитоценозу свойственна среда с определенным режимом влажности, аэрации, минерального питания и других факторов. В основу классификационной схемы фитоценозов положены два признака: минеральный и водно-воздушный режимы. Так, например, по минеральному режиму (зольности субстрата) различают три типа растительности: верховой (олиготрофный тип включает малотребовательные к питательным веществам растения), низинный (эвтрофный тип образован растениями, требовательными к содержанию в субстрате питательных веществ) и переходный (мезотрофный тип), который занимает по питанию промежуточное положение между олиготрофным и эвтрофным. По водно-воздушному режиму болотные фитоценозы в целом и по каждому типу

отдельно расчленяются на три подтипа: лесной, лесо-топяной и топяной [14, 15]. Сочетание этих двух факторов в основном обуславливают в каждом отдельном случае флористический состав фитоценозов и их структуру. К настоящему времени в основном разработаны классификаций отдельных компонентов болотных биогеоценозов – растительности, торфов и торфяных залежей. Наиболее полно отражают сущность болотных биогеоценозов как комплексных природных образований классификации, основанные на совокупности вышеперечисленных компонентов и характере их взаимодействия. Биогеоценозическая классификация О.Л. Лисс с соавт [16] разработана с учетом следующих критериев: состав и структура болотных фитоценозов, их генезис, экологические условия (обводненность, трофность), интенсивность болотообразовательного процесса, возраст. Согласно этой классификации, в пределах Западной Сибири выявлено более 60 типов болотных биогеоценозов.

Остановимся более подробно на характеристике основных типов болотной растительности, характерных для Западной Сибири.

Болотные биогеоценозы олиготрофного типа формируются в условиях обильного увлажнения и бедного водно-минерального питания. Это питание осуществляется, главным образом, за счет атмосферных осадков, содержащих менее 50 мг/л растворенных минеральных солей. Олиготрофные биогеоценозы занимают наибольшие территории Западной Сибири. Растительные сообщества олиготрофного типа характеризуются малым количеством образующих видов. Состав доминантов изменяется в зависимости от условий произрастания (степень обводненности, глубина залегания грунтовых вод, проточность и т.д.). Характерная особенность олиготрофных биогеоценозов – сплошной ковер сфагновых мхов. В составе олиготрофных болотных фитоценозов участвует более 20 видов сфагновых мхов, которые являются доминантами.

Наиболее широко распространена сосново-кустарничково-сфагновая группа формаций (рямы). Эта группа особенно часто встречается в подзоне южной тайги на болотах водораздельных террас. В основном они приурочены к окраинам или хорошо дренированным склонам болот с уклонами поверхности 0.001–0.006. Также сосново-кустарничково-сфагновые фитоценозы встречаются и на наиболее выпуклых центральных участках болот. Господствующие верховые болота характеризуются широким развитием комплексных типов растительности – грядово-мочажинных и грядово-озерково-мочажинных в сочетании с участками рямов. Растительный покров олиготрофных болот пространственно неоднороден, в нем можно выделить закономерные сочетания фитоценозов в виде экологических рядов. В качест-

ве одного из таких экологических рядов рассмотрим ландшафтный профиль р. Ключ, пересекающий разные биогеоценозы (стационар СибНИИТ СО РАСХН, окрестности дер. Польшанка Бакчарского района Томской области).

Образование болотного массива в исследуемом районе характеризуется преобладанием эвтрофной и мезотрофной стадий, которые сменялись олиготрофной стадией развития. Торфяной массив образовался при зарастании хвощем мелководного озера, о чем свидетельствуют обильные остатки хвоща в придонных образцах торфа и в подстилающей глине. Это произошло 5000–6000 лет назад, когда началось интенсивное распространение болот в зоне средней и южной тайги [16]. Эвтрофная стадия развития охватила весь исследуемый массив. На смену хвощовой стадии пришли эвтрофные топяные фитоценозы с господством осок. Осоковые эвтрофные топи просуществовали довольно долго, отложив самый мощный пласт осокового торфа.

Изменение климатических условий на более сухие и теплые привело к смене растительного покрова на болотах с осоковых на древесно-травяные. Переходная стадия развития длилась незначительное время, следствием чего является маломощная прослойка переходного торфа в исследуемых торфяных залежах. Наступившая вслед за тем олиготрофная стадия развития болота продолжается до настоящего времени. При переходе к олиготрофной стадии сформировались сосново-кустарничково-сфагновые сообщества. По мнению О.Л. Лисс [16] такой путь развития характерен для большинства олиготрофных болот Западной Сибири.

Высокий рям занимает собой окраину верхового болота, шириной 20–30 м. Он представляет собой сосново-кустарничково-сфагновую ассоциацию, где высота древесного яруса варьирует от 15 до 20 м. Микрорельеф представлен моховыми подушками и приствольными буграми высотой до 50 см, занимающими около 50 % поверхности. Древесный ярус состоит из *Pinus sylvestris* L. с единичными растениями *Pinus sybirica* Mayr. и *Betula pubescens* Ehrh. Средняя высота древостоя 18 м, средний диаметр стволов около 20 см. Проективное покрытие древесного яруса – 90 %. Подрост представлен в основном сосной и единичными экземплярами кедра и березы, высотой 5–10 м, с диаметром стволов 5–10 см. Кустарничковый ярус развит пышно, кустарники достигают высоты 50 см, проективное покрытие (п.п.) – 90 %. Доминантами являются *Ledum palustre* L., *Chamaedaphne calyculata* L., довольно обильны *Vaccinium vitis-idea* L. и *Oxycoccus microcarpus* Turcz. В травяном покрове встречается *Carex globularis* L., *Eriophorum vaginatum* L., *Rubus chamaemorus* L. Общее п.п. травяного яруса – 10 %. Доминантами мохового покрова, проективное покрытие которого со-

ставляет 96 %, являются сфагновые мхи (*Sphagnum angustifolium* C. Jens.). На приствольных повышениях встречается небольшое количество зеленых мхов, на стволах деревьев и кустарников присутствуют лишайники.

Высокий рям по направлению к центру болота переходит в низкий рям. Низкий рям представлен сосново-кустарничково-сфагновой ассоциацией с низкой сосной. Микрорельеф низкого рья волнистый из-за большого количества больших моховых подушек высотой около 30 см, диаметром до 3 м.

Угнетенный древесный ярус образован *Pinus sylvestris* f. *Litwinowii*. Средняя высота древостоя – 2–3 м, средний диаметр стволов 3 см. Проективное покрытие древесного яруса 30 %. Кустарничковый ярус развит обильно на микроповышениях, общее проективное покрытие – 60–70 %. Ярус сложен *Ledum palustre* L., *Chamaedaphne calyculata* L., *Andromeda polifolia* L. На вершинах кочек растет *Oxycoccus microcarpus* Turcz. Травяной ярус имеет проективное покрытие менее 5 % и представлен куртинами *Eriophorum vaginatum* L., *Rubus chamaemorus* L. и *Drosera rotundifolia* L. В моховом покрове на повышениях доминирует *Sphagnum fuscum* Klinggr. (95 %), кроме того, на межкочковых понижениях встречаются *S. angustifolium* C. Jens. и *S. magellanicum* Brid.

При продвижении к центру болота за сосново-кустарничково-сфагновыми ассоциациями следует осоково-сфагновая. На контакте между ними располагается грядово-мелкомочажинный комплекс, представляющий собой полосу шириной 50–80 м.

Осоково-сфагновая топь занимает центральную часть болотного массива. Микрорельеф представлен незначительными микроповышениями высотой до 20 см. Растительность открытой топи относится к кустарничково-травяно-сфагновой ассоциации.

Кустарничковый ярус (*Chamaedaphne calyculata* L., *Andromeda polifolia* L., *Oxycoccus microcarpus* Turcz.), высотой 10 см, развит слабо и расположен на повышенных элементах микрорельефа. Встречаются отдельные кочки высотой 30–40 см и диаметром 1.5–2 м густо покрытые *Andromeda polifolia* L., *Oxycoccus microcarpus* Turcz. и почти лишённые травянистой растительности. Проективное покрытие кустарничкового яруса – 20 %. В травяном ярусе (п.п. – 40 %) наиболее обильны *Carex rostrata* Stokes. и *Eriophorum vaginatum* L. Моховой ярус представлен различными видами сфагновых мхов (*Sphagnum fuscum* Klinggr., *S. angustifolium* C. Jens. и *S. magellanicum* Brid.), формирующих микрорельеф. Степень покрытия моховым ярусом составляет 100 %.

Рассмотрим особенности биогеоценозов эвтрофного типа. Формирование болотных биогеоценозов эвтрофного типа определяется, в первую очередь участием грунтовых или речных вод, богатых минеральными веществами (с содержанием от 60 до 400 мг/л растворенных минеральных солей); атмосферные осадки играют здесь меньшую роль. В связи с этим, эвтрофные сообщества приурочены в основном к поймам рек. На водораздельных равнинах и террасах они встречаются фрагментарно – по окраинам олиготрофных болот. В центральных частях болот они формируются вблизи болотных речек, приурочены к проточным топям, топям выклинивания (местам выхода грунтовых вод к поверхности), так как в этих условиях за счет подтока грунтовых вод, а также благодаря сбросу поверхностных вод с выпуклых олиготрофных участков создается более богатый водно-минеральный режим. Растительность низинных болот характеризуется значительным разнообразием слагающих ее сообществ, которые отличаются как сложностью своего строения, так и богатством видового состава, что обусловлено обводненностью и степенью минерализованности питающих вод. Здесь встречаются древесно-травяные, древесно-травяно-моховые, кустарничково-травяно-моховые, травяно-моховые и травяные растительные ассоциации. Также как и на олиготрофных биогеоценозах доминантами являются мхи, из них ценозообразователями выступают чаще всего зеленые мхи, такие как: *Drepanocladus vernicosus* (Mitt.) Warnst., *Tomenthypnum nitens* (Hedw.) Loeske, *Aulacomnium palustre* (Hedw.) Schwaegr., и эвтрофные виды сфагновых мхов: *Sphagnum warnstorffii* Russ., *S. teres* (Schimp.) Aongstr., *S. centrale* C. Jens., *S. obtusum* Warnst. Травяные ассоциации играют подчиненную роль в сложении растительного покрова низинных болот Западной Сибири и формируются только в условиях наиболее богатого минерального питания [6, 17].

Примером эвтрофного биогеоценоза может служить болото "Самара", которое находится в окрестностях д. Полынянка Бакчарского района. Болото расположено на низкой левобережной террасе р. Бакчар и занимает площадь около 400 га.

Всю центральную часть болотного массива занимают заросли карликовой березки – *Betula nana* L., с редким ярусом низкорослых сосен и берез (высота – 2–6 м, диаметр – 2–7 см). Кроме того, встречаются редкие группы ивовых: *Salix cinerea* L., *S. rosmarinifolia* L., *S. pentandra* L. Травянистый ярус представлен типичными для осоково-типиновых болот Западной Сибири видами: *Carex limosa* L., *C. chordorrhiza* Ehrh., *C. diandra* Schrank, *C. dioica* L., *Rumex aquaticus* L., *Cicuta virosa* L., *Calamagrostis neglecta* (Ehrh.) Gaertn., *Comarum palustre* L., *Oxycoccus palustris* L. и др. Моховой покров пятнистый, проективное покрытие 40–60 %. В моховом покрове доминируют зеленые мхи: *Tomenthypnum*

nitens (Hedw.) Loeske, *Aulacomnium palustre* (Hedw.) Schwaegr., *Helodium blandowii* (Web et Mohr) Warnst., *Drepanocladus aduncus* (Hedw.) Warnst., *Brachythecium mildeanum* (Schimp.) Schimp., реже встречаются *Sphagnum warnstorffii* Russ., *Brium pseudotriquetrum* (Hedw.) Schwaegr. и другие.

Болотные биогеоценозы мезотрофного типа формируются в условиях смешанного питания: атмосферными, поверхностно-сточными и частично грунтовыми водами. Содержание растворенных минеральных солей находится в пределах 40–80 мг/л. Биогеоценозы данного типа встречаются в основном в виде фрагментов на контактах олиготрофных и эвтрофных участков, по окраинам олиготрофных болотных систем. Между выпуклыми участками на крупных болотных массивах образуются мезотрофные топи. Мезотрофная растительность формируется в условиях постепенного обеднения питающих грунтовых вод минеральными веществами или в условиях постоянного питания мягкими слабопроточными грунтовыми и атмосферными водами. Во всех ярусах растительных сообществ произрастают и эвтрофные и олиготрофные виды растений в сочетании с мезотрофными видами. На водоразделах, в условиях небольшой обводненности, формируются древесно-кустарничково-травяно-моховые и древесно-травяно-моховые мезотрофные фитоценозы. В моховом покрове лесных мезотрофных растительных сообществ доминирующими видами являются: *Sphagnum magellanicum* Brid., *S. angustifolium* (Russ.) C. Jens., *S. centrale* C. Jens. На сильно обводненных окраинах олиготрофных болот распространены травяно-сфагновые безлесные растительные сообщества, имеющие сплошной моховой покров из гидрофильных видов *Sphagnum obtusum* Warnst., *Sph. majus* (Russ.) C. Jens., *Sph. fallax* Klinggr. и др.

Таким образом, территория Западной Сибири покрыта разнообразными болотными экосистемами, отличающимися по структурно-функциональной организации, характеру размещения и соотношения между болотными биогеоценозами в зависимости от зональной и геоморфологической приуроченности. Знание особенностей растительного покрова этих болот позволит выделить эталонные болотные экосистемы, которые по характеру генезиса и развития являются типичными для данного региона и изучение которых может помочь при прогнозировании современного развития болот.

Литература

1. Богдановская-Гизнэф И.Д. О некоторых основных вопросах болотоведения // Бот. журн. 1946. Т. 31. № 2. С. 33–44.
2. Аболин Р.И. Опыт эпигенологической классификации болот // Болотоведение. 1914. Вып. 3. С. 1–3.

3. Аболин Р.И. К вопросу о классификации болот северно-западной области // Материалы по опытному мелиоративному делу. М., 1928. Т. 2. С. 5–55.
4. Сукачев В.Н. Болота, их образование, развитие и свойства. Л., 1926. 162 с.
5. Пьявченко Н.И., Козловская Л.С. Изучение болотных биогеоценозов // Программа и методика биогеоценотических исследований. М., 1974. С. 267–280.
6. Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А., Березина Н.А. и др. Болотные экосистемы Западной Сибири и их природоохранное значение. Тула, 2001. 584 с.
7. Логинов П.Е. О работах западносибирской торфоразведочной экспедиции // Изучение торфяного фонда. М., 1957. Вып. 2. С. 15–31.
8. Кац Н.Я., Нейштадт М.И. Болота // Западная Сибирь. М., 1963. С. 230–249.
9. Галкина Е.А. Болотные ландшафты и принципы их классификации // Сборник работ БИН АН СССР. М.-Л., 1946. С. 139–156.
10. Пьявченко Н.И. Некоторые типы болот и заболачивание лесов Тюменской области // Труды Ин-та леса АН СССР, 1955. Т. 26. С. 97–123.
11. Шумилова Л.В. Ботаническая география Сибири. Томск., 1962. 440 с.
12. Боч М.С., Мазинг В.В. Экосистемы болот СССР. Л., 1979. 185 с.
13. Пьявченко Н.И. Торфяные болота, их природное и хозяйственное значение. М., 1985. 152 с.
14. Тюремнов С.Н. Торфяные месторождения. М., 1976. 487 с.
15. Лисс О.Л. Закономерности развития болотных систем в голоцене и их рациональное использование (на примере Западной Сибири) // Автореф. дис... докт. геогр. наук. Л., 1990. 48 с.
16. Лисс О.Л., Березина Н.А. Болота Западно-Сибирской равнины. М., 1981. 206 с.
17. Тюремнов С.Н. Растительный покров // Торфяные месторождения Западной Сибири. М., 1957. С. 30–39.

The biogeocenoses of bog of West Siberia

E.A. Golovatskaya

In the paper are shown principles of classification of bogs of West Siberia. The particularities of the main types of bog are considered. The shown geobotanical description of peat bogs biogeocenoses which is a typical of zone of south taiga of West Siberia.

ЭМИССИЯ CO₂ МЕЛИОРИРОВАННЫМИ ТОРФЯНЫМИ ПОЧВАМИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Е.В. Порохина

Томский государственный педагогический университет

В статье приводятся результаты исследований эмиссии CO₂ мелиорированными торфяными почвами Западной Сибири. Установлено, что на территории Западной Сибири биологическая сработка осушенных торфяных почв происходит в замедленном темпе, что объясняется природными условиями Западной Сибири и гидротермическим режимом изучаемых почв.

Осушение почв является одним из важных достижений человечества, столь же древнее, как и само земледелие. Оно позволило освоить новые обширные территории в зонах избыточного увлажнения почв. Торфяные почвы, безусловно, являются объектом мелиорации, так как в естественном состоянии эти угодья практически не дают какой-либо сельскохозяйственной продукции и проявляют высокое плодородие только после регулирования водного и пищевого режимов [1].

В России 4 млн. га мелиорированных торфяных почв используется в сельскохозяйственном производстве, 2 млн. га торфяных почв – выработано, но из них используется только около 800 тыс. га [2]. Непрерывное торфообразование, свойственное осушенным почвам в естественном состоянии, после дренажа сменяется активным биохимическим разложением органического вещества, которое усиливается при сельскохозяйственном использовании торфяных почв обусловлены климатом местности, ботаническим составом торфов, слагающих торфяной профиль, составом подстилающих пород, режимом влажности почв, характером их использования [8]. Процессы минерализации органического вещества торфа приводят к дополнительному выделению углекислого газа в атмосферу. Таким образом, торфяные почвы с началом осушения перестают выполнять одну из важнейших биосферных функций – аккумулятивную – по выводу CO₂ из атмосферы и накоплению органического вещества [9, 10]. Происходит необратимая потеря углерода, основного элемента, образующего органогенные почвы. Интенсивная сработка торфа в результате проведения нерациональной мелиорации наблюдается на европейской территории России и в Беларуси. Так, например, в Беларуси при сельскохозяйственном использовании осушенных торфяных почв их мощность уменьшается в среднем на 1–2 см в год. По данным [5], при использовании торфяных почв под

зерновые и особенно под пропашные культуры слой торфа в 1.0–1.5 м полностью минерализуется за 70–80 лет.

Следует подчеркнуть, что значение органического вещества почвы и особенно торфяных в продуцировании CO₂ изучено недостаточно. Вместе с тем торфяные почвы России содержат 97–133 млрд. т углерода, что в пересчете на CO₂ составляет 355–486 млрд. т CO₂ [11]. Таким образом, торфяные почвы играют большую роль в биосфере, сохраняя соотношение компонентов атмосферного воздуха и снижая парниковый эффект, ведущий к потеплению климата. Если сохранить мелиорированные торфяные почвы, они не станут серьезным фактором увеличения эмиссии CO₂ в атмосферу. Высокая заболоченность территории Сибирского региона (42 % от территории России) определяет особую ответственность за сохранение экологического равновесия огромной болотной системы при антропогенном воздействии. Мелиорированные торфяные почвы Сибири занимают площадь примерно 1.5 млн. га, из которых на долю лесомелиорации приходится 70 % площади, рекультивированных торфяных месторождений из-под добычи торфа – 2 %, остальная площадь занята сельскохозяйственными угодьями [1].

Регулирование соотношения между разрушением и накоплением органического вещества осушенных, в том числе и выработанных торфяных почв является актуальной задачей как для сельского хозяйства (увеличение плодородия), так и с экологической точки зрения (снижение эмиссии CO₂). Важным показателем соответствия этих процессов может служить биологическая активность торфяных почв, суммарным показателем которой является выделение углекислого газа с поверхности торфяной почвы.

В данной работе приводится сравнительный анализ эмиссии CO₂ мелиорированных торфяных почв европейской территории России, Беларуси, Украины и Западной Сибири, различающихся по условиям торфообразования.

Методика исследований

Объекты наших исследований расположены в пределах южнотазовой подзоны Западной Сибири (Томская область) и представляют собой две частично выработанные торфяные почвы (Сухое-Вавиловское) и (Таган), различающихся по условиям торфообразования и физико-химическим свойствам. Согласно климатическому районированию Томской области, территория исследования относится к району с недостаточной теплообеспеченностью и избытком влаги. Особенности климата является высокая относительная влажность воздуха, значительное количество осадков (350–517 мм) при малом испарении, что обуславливает избыточное увлажнение поверхности [12].

Торфяные почвы (Сухое-Вавиловское) расположены на первой надпойменной террасе реки р. Галка. Длительность осушения после добычи торфа фрезерным способом составляет 17 лет, расстояние между каналами 40 м. Остаточная мощность торфяных почв, представленных гипновым, травяно-гипновым, древесно-гипновым и тростниковыми видами торфа — 3.2 м. Глубже 40 см в почвенном профиле встречаются остатки раковин моллюсков. Подстилающие породы — пылеватые карбонатные глины.

Исследуемый участок данных торфяных почв покрыт вторичной лугово-злаковой растительностью: мятлик болотный (*Poa palustris* L.), тысячелистник обыкновенный (*Achillea millefolium* L.), вейник тупокосковый (*Calamagrostis obtusata* Trin.), мятлик луговой (*Poa pratensis* L.). Моховой ярус хорошо развит и сложен *Marschandia polymorpha* L. и *Pohlia nutans* (Hedw.) Lindb., проективное покрытие 50 %. Кустарниковый ярус представлен ивой, подростом сосны и березы проективное покрытие менее 5 % [13]. В настоящее время торфяные почвы не используются в хозяйстве и находятся в стадии самозарастания.

Торфяные почвы (Таган) расположены в древней ложбине стока. Длительность осушения после добычи торфа фрезерным способом составляет 38 лет. В настоящее время мелиоративная система представлена 4 магистральными каналами через 1000 м и системой осушительных каналов через 80 м. Остаточный торфяной профиль мощностью 1.4 м сложен древесным видом торфа и подстилается заиленными песками.

Растительность исследуемого участка вторичная и представлена клевером ползучим (*Trifolium repens* L.), тимopheевкой луговой (*Phleum pratense*), поповником (*Chamomilla recutita* L.), осотом полевым (*Sonchus arvensis* L.), пыреем ползучим (*Elytrigia repens* L.). Проективное покрытие 80–100 %. В настоящее время площадь торфяных почв в 40 га используется под сенокосы, а после отрастания оттавы на нем идет выпас скота [14].

Торфяные почвы рассматриваемых объектов по «Классификации почв России» [15] относятся к типу агроторфяных эутрофных (далее по тексту почвы первого объекта — торфяные почвы гипнового состава, второго объекта — торфяные почвы древесного состава).

Учет выделяющегося с поверхности торфяных почв CO_2 проводили в период с мая по сентябрь 1998–2001 гг. еженедельно абсорбционным методом В.И. Штатнова в модификации Б.Н. Макарова [16]. Во время экспозиции измеряли температуру на поверхности почвы и на высоте 2 м. Параллельно исследованиям эмиссии CO_2 были изучены гидротермический и окислительно-восстановительный режимы. Годы

исследований различались по гидротермическому коэффициенту: 1999 г. — сухой, 2000, 2001 гг. — среднеувлажненные.

Результаты исследований

Продукция CO_2 торфяной почвой является результатом совокупной деятельности микроорганизмов, растений и почвы и, как было рассмотрено выше, служит одним из показателей интенсивности разложения органического вещества (ОВ) торфяных почв. При этом дыхание растений и микробиологическое разложение отмерших растительных остатков продуцируют 4/5 общего выделившегося количества CO_2 из почвы [17, 18]. Выделение CO_2 при процессах минерализации характеризует процесс трансформации органического вещества торфяных почв, скорость которого определяется химической природой торфа [19]. Поэтому, из разных по ботаническому составу мелиорированных торфяных почв выделение CO_2 изменяется, согласно результатам исследований [7, 20–24], от 69 и до 540 мг $\text{CO}_2/\text{м}^2 \cdot \text{час}$ (табл. 1).

Интенсивность минерализации ОВ торфов в осушенных торфяных почвах зависит также от широты местности и в пределах Европейского континента увеличивается в направлении с севера на юг [3, 5]. Установлено, что на активность биохимических процессов осушенных торфяных почв существенно влияет характер использования. Окультуривание значительно повышает и скорость продуцирования CO_2 торфяными почвами [24–26] (табл. 1). Вместе с тем, по данным белорусских исследователей, ежегодная эмиссия CO_2 из осушенных и неиспользуемых выработанных торфяных почв составляет до 24 т/га в год, что в 1.6–2.7 раза больше, чем при возделывании зерновых культур и многолетних трав. Это объясняется тем, что на выработанных торфяных почвах происходит очень незначительное восполнение ОВ почв из-за слабого развития растительного покрова [3, 9].

На интенсивность выделения CO_2 оказывают влияние влажность, температура почвы, колебания уровней болотных вод (УБВ), физические и физико-химические свойства торфяной почвы [16, 28–33]. Динамика интенсивности выделения CO_2 торфяными почвами имеет следующую закономерность: активнее выделение CO_2 начинается весной сразу после таяния снега, усиливается по мере прогревания почвы и достигает максимума в июле-августе. К концу сентября выделение CO_2 почвами заметно снижается [24, 30, 34, 35].

Осеннее снижение выделения CO_2 связано с общим изменением гидротермических условий в сторону повышения влажности и снижения температуры верхнего почвенного слоя, уменьшением интенсивности биохимических процессов в почве, а также обусловлено, как предполагает П.И. Шкуринов [36], проявлением термодиффузионных

явлений, в процессе которых образовавшаяся углекислота могла передвигаться в нижние, более теплые горизонты почвы.

Таблица 1

Эмиссия CO_2 из мелиорированных торфяных почв

Регион	Геоморфологическое положение; мощность торфяной почвы; подстилающие породы; направление использования	Вид торфа	мг CO_2 / м ² *ч	Литературный источник
Северо-Запад России	Озерное происхождение; 1.5 м; пески; многолетние травы	Древесный, древесно-осоковый и осоково-гипновый	124–206	[20]
Центральная часть России	Пойма р. При; 1.0–1.5 м; пески; сельскохозяйственные культуры	Древесно-травяной	120–183	[8]
Западная Сибирь	Ложбина древнего стока; 1.0 м*; пески; многолетние травы	Древесный	166–446	[23]
Беларусь	2.5 м; пески; пар картофель	Древесно-тростниковый, тростниково-осоковый	69 106	[22]
Украина (Волинское Полесье)	Долина р. Зулня; 2.5 м; пески; пар кукуруза	Древесно-гипново-осоковый	до 350 270–540	[24]

Примечание: * – выработанные торфяные почвы.

Остановимся более подробно на результатах исследований, проведенных нами на выработанных торфяных почвах южно-таежной подзоны Западной Сибири. В годы исследований интенсивность выделения CO_2 выработанными торфяными почвами гипнового и древесного состава в среднем изменялась от 136.6 до 325.2 мг CO_2 /м²*час. Результаты по эмиссии CO_2 торфяными почвами гипнового состава сопоставимы с результатами, полученными на выработанных торфяных почвах Северо-Востока России – 200 мг CO_2 /м²*час, что отражает, по мнению Широких [27], слабую напряженность биохимических процессов в торфяных почвах (табл. 2). Заметим, что гидротермические условия и степень заболоченности этой территории сопоставимы с гидротермическими условиями Западной Сибири.

Среднее значение интенсивности выделения CO_2 торфяными почвами древесного состава за 3 года исследований составило 270.0 мг CO_2 /м²*час, что почти в 1.5 раза выше, по сравнению с почвами гипнового состава. Это обусловлено более благоприятными гидротермическими и окислительно-восстановительными условиями, а также большей активностью гидролитических процессов в торфяных почвах древесного состава.

Таблица 2

Эмиссия CO_2 из выработанных торфяных почв

Почвы	Гидротермический коэффициент (ГТК)	Год по ГТК	Эмиссия CO_2 , (мг CO_2 /м ² *час), среднее за год	Эмиссия CO_2 , (мг CO_2 /м ² *час), среднее за 3 года
Торфяные почвы гипнового состава	0.5	сухой	256.7	183.8
	1.0	средний	158.1	
	1.3	средний	136.6	
Торфяные почвы древесного состава	0.5	сухой	325.2	270.0
	1.2	средний	207.0	
	1.5	средний	277.6	

Полученные нами результаты в 1.5–2.3 раза выше, чем, например, в маломощных осушенных пойменных торфяных почвах Центральной части России, сформированных древесно-травяным видом торфа (120–183 мг CO_2 /м²*ч) [7], и в 1.3–2.3 раза выше по сравнению с количеством углекислого газа, выделяемого почвами Северо-Запада России, сложенными древесным и древесно-осоковыми видами торфа, используемыми под многолетние травы (124–206 мг CO_2 /м²*ч) [20]. Вероятно, в последнем случае это связано с тем, что многолетние травы снижают скорость минерализации органического вещества, что в свою очередь отражается на интенсивности выделения CO_2 .

За годы исследований наибольшая интенсивность выделения CO_2 выработанными торфяными почвами гипнового и древесного состава отмечалась в сухой, контрастный по гидротермическим и окислительно-восстановительным условиям год (табл. 2).

Установлено, что динамика интенсивности выделения CO_2 торфяными почвами гипнового состава в годы исследований подчинялась общей закономерности: интенсивность выделения CO_2 увеличивалась к середине лета с постепенным снижением к осени. В отличие от закономерностей динамики интенсивности выделения CO_2 торфяных почв гипнового состава, динамика выделения CO_2 торфяными почвами древесного состава характеризовалась минимумом в мае и сентябре и двумя летними максимумами, которые соответствовали наиболее оптимальным гидротермическим условиям.

Emission CO₂ of drained peat soils of Western Siberia E.V. Porokhina

In a paper the outcomes of researches of an emission CO₂ drained peat soils of Western Siberia are reduced. Is established, that in territory of Western Siberia biological mineralization drained peat happens in slow rate, that is explained by natural conditions of Western Siberia and hydro-thermal condition investigated soils.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И ХОЗЯЙСТВЕННЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ОСВОЕНИЯ ЛЕСОБОЛОТНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

С.П. Ефремов, Т.Т. Ефремова
Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, г. Красноярск,
institute@forest.akadem.ru

Анализируется соотношение площадей, запасов торфа, депонированных форм органического углерода и азота в торфяных болотах равнинной и горной частей Западной Сибири по лесорастительным зонам и провинциям. Рассмотрены особенности распределения углеродного пула по группам и фракциям гумусовых веществ в зависимости от типологической и видовой структуры торфяных залежей. Обсуждаются результаты и перспективы мелиоративного освоения торфяных болот с точки зрения биосферно совместимого природопользования.

В последние десятилетия внимание мирового научного сообщества все в большей степени концентрируется на проблеме глобальных климатических флуктуаций и связанных с ними изменениях эволюционно сложившихся продукционных «резервуаров» на огромных территориях основных биомов суши. Сейчас стало совершенно очевидно, что существенно значимое влияние на эти процессы оказывает хозяйственно-антропогенный фактор, трансформирующий режимы функционирования и взаимодействия компонентов биосферы. Наибольшую тревогу вызывают такие явления, как смещение зональных и высотнопоясных границ распространения коренных фитоценологических комплексов, сокращение их ареалов и возрастание роли производных типов экосистем, как правило, менее продуктивных и неустойчивых в функциональном отношении. Теряются элементы экосистемного разнообразия таежных лесов, болот, лесостепных и степных ландшафтов; в структурной организации биомов начинают преобладать агроценозы,

бедные в видовом отношении производные сообщества и лесокультурные (плантационные) насаждения, совокупно изменяющие специфику продукционных и почвообразовательных процессов, эволюционно свойственных тем или иным географическим регионам.

С учетом биоразнообразия, масштабов продуцирования фитомассы, депонированного органического вещества и аккумуляции в нем биогенных элементов коренные типы сообществ признаются наиболее надежными, гомеостатичными природными системами, способными поддерживать экологическое равновесие планеты, предотвращать возникновение и снижать эффект разогрева атмосферы. Во многих случаях они являются единственными и, в высшей степени, объективными природными «камертонами», по состоянию которых можно оценивать текущий и перспективный характер их взаимоотношений с климатом. В связи с этим проблема сохранения продукционных потенциалов коренных сообществ и усиления их экологических функций рассматриваются в настоящее время как приоритетные аспекты системного мониторинга окружающей среды, организации и проведения любых хозяйственных мероприятий, исходя из задач биосферно совместимого природопользования.

Вместе с тем, сейчас уже невозможно игнорировать биосферную роль производных экосистем, возникающих и развивающихся на месте коренных в результате производственной деятельности человека. Этот процесс по своей результативности имеет два направления: система рано или поздно возвращается в исходное состояние, либо она приобретает качественно другие свойства и первоначальная структурная организация ею не достигается.

Таким образом, становится понятной причина резкой активизации в последнее время работ по оценке роли лесного покрова и болот в регулировании биосферных процессов.

Будучи глобальными фитоценологическими «полями» по связыванию атмосферного углерода, леса и болота одновременно выполняют климаторегулирующие функции, прежде всего по тепловлагопереносу. Они же являются аккумуляторами огромных реальных запасов тепловой энергии и пресной воды.

По оценкам экспертов, последствия глобальных климатических изменений в наибольшей степени проявятся в Северной Евразии, где сосредоточено более 20 % лесного покрова планеты. Здесь наблюдается наибольший рост температур, особенно в зимнее время, поэтому ответная реакция лесных и сопутствующих им экосистем на изменение климата может быть очень значительной. Интерес исследователей к северным, континентальным лесам и болотам усиливается тем, что реальные данные о продукции органического вещества и балансе био-

генных элементов свидетельствуют о высокой степени захвата этих составляющих лесными экосистемами высоких широт. По имеющимся данным, например, в лесных сообществах сконцентрировано около 33 % глобальных запасов углерода, а с учетом депонирующего эффекта различных категорий болотных экосистем этот показатель может namного возрасти. Вследствие особенностей климатических условий, бореальные леса и болота аккумулируют углерод не только в фитомассе, но и в фитодетрите и гумусовых компонентах почв, в результате чего его связывание в процессе фотосинтеза превышает эмиссию в атмосферу за счет дыхания и минерализации органических остатков.

На долю России приходится около 73 % площади бореальных лесов мира, из них почти 42 % сосредоточено в Сибири; депонирование органического вещества торфяными болотами, соответственно, около 43 % и 28 % (в объеме только разведанных запасов). Здесь находится большая часть незатронутых хозяйственной деятельностью лесных и заболоченных пространств, сохраняющих биоразнообразие на генетическом, видовом и экосистемном уровнях. В сибирских лесах, почвах и болотах законсервировано огромное количество углерода, что делает их одним из основных факторов регулирования глобального и макро-регионального климата, поэтому их устойчивое функционирование отвечает природоохранным и социально-экономическим интересам не только России, но и других стран северного полушария.

Несмотря на значительные усилия ученых привести в известность параметры участия лесоболотных комплексов Западной Сибири в глобальном круговороте органического вещества и углерода, эта проблема остается по-прежнему актуальной и еще далекой до своего приемлемого решения. В настоящее время можно констатировать лишь процесс интенсивного накопления и обновления необходимых сведений, знаменующихся появлением время от времени промежуточных версий в обсуждении данной проблемы. Именно с таких позиций мы рассмотрим настоящее сообщение.

В соответствии с лесорастительным районированием в Западно-Сибирский континентальный сектор входят две лесорастительные области – горная Алтае-Саянская и равнинная Западно-Сибирская, каждая из которых дифференцирована на лесорастительные провинции. Первая область содержит 7, вторая – 3 провинции, причем в последнем случае две из них разграничены на 5 округов. По состоянию на текущий момент в равнинных и горных условиях региона площадь торфяных болот составляет более 102.3 млн. га, в них депонировано 111.3 млрд. т абсолютно сухого органического вещества, содержащего около 55.1 млрд. т углерода твердой фазы и 50.1 млн. т водной фазы.

В генерализованном виде соотношение площадей, запасов торфа и депонированного углерода для торфяных болот региона приводится в табл. 1. Видно, что решающее значение играют равнинные территории, а в них – зона таежных лесов со специфическим распределением показателей по подзонам. Причем здесь наблюдается достаточно контрастное возрастание с севера на юг общих запасов торфа и органического углерода при более «сглаженной» дифференциации площади болот.

Таблица 1

Соотношение площадей, запасов торфа и депонированного углерода в торфяных болотах Западной Сибири по лесорастительным зонам

Название региона	% от общей площади болот	% от общих запасов торфа	% от общих запасов углерода
Зауральско-Енисейская лесорастительная провинция	15.3	3.6	3.5
предтундровых лесов и редколесий:			
тундра	4.8	0.1	0.05
лесотундра	10.5	3.5	3.5
Зауральско-Енисейская лесорастительная провинция таежных лесов:	77.8	90.4	90.6
северная тайга	22.1	18.7	18.6
средняя тайга	24.8	28.1	28.1
южная тайга	30.9	43.6	43.9
Равнинная степь и лесостепь	4.6	3.6	3.6
Всего по равнинной части	97.7	97.6	97.7
Горная и предгорная часть	2.3	2.4	2.3
Всего по Западно-Сибирскому природному макрорегиону	100	100	100

Детальная оценка исторически сложившейся ситуации может быть сделана на основании табл. 2, которая, исходя из степени разведанности торфяных ресурсов, дает исчерпывающее представление о географической согласованности количественных и качественных параметров депонирования органического вещества в болотах различных природных зон Западной Сибири. Обращает на себя внимание лидирующая аккумулятивная роль олиготрофных гидроморфных образований, к которым приближаются, но не перекрывают, показатели по евтрофным болотам, доминирующим по захвату атмосферного углерода в южных равнинных и горных лесорастительных провинциях.

Таблица 2
Площади, запасы торфа и депонированного углерода в различных типах торфяных болот Западно-Сибирского природного макрорегиона по лесорастительным зонам

Площадь болот, тыс. га		Абсолютно сухая масса, млн. т									
		торф					углерод				
		в том числе по типам торфяных болот			в том числе по типам торфяных болот		в том числе по типам торфяных болот			в том числе по типам торфяных болот	
всего		евтрофный	мезотрофный	олиготрофный	всего	евтрофный	мезотрофный	олиготрофный	всего	евтрофный	олиготрофный
Зона тундры и лесотундры											
15700	9544	1620	4536	28.9	4033	2044	468	1521	1943	969	734
100	60.8	10.3			100	50.7	11.6	37.7	100	49.9	37.7
Зона тайги											
79580	27500	10525	41555		100606	36868	13770	49968	49916	18242	24883
100	34.6	13.2	52.2		100	36.6	13.7	49.7	100	36.6	49.8
Зона равнинных степей и лесостепи											
4753	4689	39	25		4033	3918	76	39	1977	1916	21
100	98.7	0.8	0.5		100	97.1	1.9	1.0	100	96.9	1.1
Всего по равнинной части											
1000033	41733	12184	46116		108672	42830	14314	51528	53836	21127	25638
100	41.7	12.2	41.6		100	39.4	13.2	47.4	100	39.3	47.6
Горные и предгорные районы											
2305	2065	72	168		2628	2388	59	181	1260	1139	96
100	89.6	3.1	7.3		100	90.9	2.2	6.9	100	90.4	7.6
Всего по Западно-Сибирскому природному макрорегиону											
102338	43798	12256	46284		111300	45218	14373	51709	55096	22266	25734
100	42.8	12.0	45.2		100	40.6	2.9	46.5	100	40.4	46.7

Примечание: числитель – единицы измерения; знаменатель – % от общего количества в пределах зоны.

Несколько замечаний о месте и роли Большого Васюганского болота (БВБ).

В настоящее время получено достаточно информативное представление о биосферном вкладе Большого Васюганского болота, которое занимает особо значимое положение в экологически гетерогенной системе гидроморфных комплексов Западно-Сибирской равнины по масштабам депонированного органического вещества, запасам биофильных элементов и стационарных пресных вод. Это один из самых крупных в мире аккумулятивных лесоболотно-торфяных бассейнов бореальной зоны Евразии, эволюционировавших на протяжении голоцена в условиях благоприятного сочетания климатических, литологических и ландшафтно-экологических факторов. В современном виде БВБ состоит из 158 относительно обособленных гидроморфных лесных, безлесных и слабооблесенных массивов. Суммарная площадь БВБ с учетом заболоченных и болотных лесов, а также переувлажненных редколесий составляет 6.78 млн. га. Большое Васюганское болото характеризуется строго согласованной географической и топоэкологической субординацией гидроморфных и полугидроморфных экосистем, которая реализована в специализированной иерархии сопряженных таксонов болот и заболоченных лесов, типов, подтипов, групп и видов торфяных залежей многоцелевого назначения.

Запасы депонированного торфа в пересчете на абсолютно сухое органическое вещество (АСВ) в границах БВБ достигают почти 18 млрд. т, из которых на долю олиготрофных видов торфа приходится 50.2 %, мезотрофных – 18.1 %, евтрофных – 31.7 %. Захват и современное удержание БВБ атмосферного углерода составляет 9.3 млрд. т, при этом олиготрофные залежи аккумулировали 49.4 %, мезотрофные – 18.2 %, евтрофные – 32.4 % органического углерода. Второй по биосферной значимости биофильный элемент – азот – составляет в пределах БВБ более 274 млн. т, из них олиготрофные торфа удерживают 34.1 %, мезотрофные – 18.1 %, евтрофные – 47.8 %. Расчеты свидетельствуют, что биосферный вклад БВБ в ресурсные показатели лесоболотно-торфяных комплексов Западно-Сибирской равнины в обобщенном виде может быть представлен следующим образом: по площади – 6.7 %, по депонированному АСВ – 16.5 %, по органическому углероду торфяных залежей – 17.2 %, по азоту – 14.1 %.

Данные табл. 3 свидетельствуют, что торфяные залежи гетерогенны по компонентному составу органического вещества и биохимической устойчивости его отдельных групп и фракций во времени и пространстве. Это обстоятельство позволяет высказать ряд прогностических предположений, актуальных с точки зрения взаимоотношений

климата и резервуаров естественного стока атмосферного углерода, одним из которых являются торфяные болота.

Таблица 3

*Запасы соединений углерода в разных типах торфяных болот
Западно-Сибирского природного макрорегиона, АСВ*

Состав органического вещества	Типы торфа						Всего	
	низинный		переходный		верховой		млн. т	С _{общ.} , %
	млн. т	С _{общ.} , %	млн. т	С _{общ.} , %	млн. т	С _{общ.} , %		
Общие запасы углерода, в том числе:	25734	46.71	7096	12.88	22266	40.41	55096	100.00
Липиды	2085	3.78	546	0.99	1291	2.34	3922	7.12
Гумусовые вещества из них:	6768	12.28	2540	4.61	10510	19.07	19818	35.97
гуминовые кислоты	2831	5.14	1362	2.47	6791	12.32	10984	19.94
1-я фракция	1235	2.24	681	1.24	1848	3.35	3764	6.83
2-я фракция	0	0	71	0.13	490	0.89	561	1.02
3-я фракция	1596	2.90	610	1.11	4453	8.08	6659	12.09
фульвокислоты	3937	7.14	1178	2.14	3719	6.75	8834	16.03
1-я фракция	412	0.75	85	0.15	267	0.48	764	1.39
1-а фракция	1261	2.29	468	0.85	1225	2.22	2954	5.36
2-я фракция	309	0.56	64	0.12	379	0.69	752	1.36
3-я фракция	1955	3.55	561	1.02	1848	3.35	4364	7.92
Полисахариды	5507	9.99	1384	2.51	3162	5.74	10053	18.25
из них:								
гемиллюлозы	2342	4.25	639	1.16	1826	3.31	4807	8.72
целлюлоза	3165	5.74	745	1.35	1336	2.42	5246	9.53
Гумин	11374	20.64	2626	4.77	7303	13.25	21303	38.66

Прогрессирующее потепление климата приведет к безусловному падению уровня почвенно-грунтовых вод и улучшению режима аэрации в болотных экосистемах. Это повлечет ускоренное разложение органического вещества торфов и их гумификацию. Трансформацией неизбежно будут охвачены все группы и фракции органических соединений, включая даже наиболее устойчивые компоненты – лигнин, гумин, воскоsmолы. Под влиянием потепления активизируются минерализационные процессы, что приведет к усилению выбросов CO₂ в атмосферу и нежелательной «сработке» мощности торфяных пластов. Реальную угрозу таких преобразований следует оценивать как неблагоприятный фактор, который может резко снизить положительную биосферную роль гидроморфных комплексов Западной Сибири.

Известно, что снижение качества болотных вод, так или иначе поступающих со стоком в реки, обусловлено их цветностью – показателем растворения гумусовых компонентов. В настоящее время в болот-

ных водах региона суммарно растворено 50.1 млн. т органического углерода. Логично ожидать, что с активизацией процессов разложения органического вещества гумусовая составляющая в болотных водах получит адекватное усиление, которое повлечет за собой возрастающий вынос растворенных форм органического углерода и ограничение окислительного потенциала вод. Экологические последствия такого сценария для биоты самих болот, рек и озер заторфованных бассейнов нетрудно предугадать.

Совершенно очевидно, что среди природных условий, резко ограничивающих выбор оптимальных путей хозяйственного освоения разнообразных ресурсов Западно-Сибирской равнины, одно из ведущих мест принадлежит процессам заболачивания. По мнению большинства специалистов, занимающихся проблемами региона, крупномасштабные осушительные работы сыграли бы здесь неоценимую роль в оздоровлении микроклимата, в улучшении санитарно-гигиенического и эстетического состояния территории. Они облегчили бы строительство населенных пунктов, рациональное размещение сети дорожно-транспортных, энергетических и других коммуникаций, сооружение предприятий тяжелой и легкой индустрии. В значительных масштабах болота могли бы использоваться для добычи органического сырья разнообразного целевого назначения (торфа и сапропелей), для расширения площадей и повышения плодородия сельскохозяйственных угодий, для создания на этой основе дополнительной кормовой базы животноводства.

Возможность интенсификации лесохозяйственного и лесопромышленного производства в Западной Сибири имеет реальные перспективы. Это вытекает из естественно-исторических и современных природных процессов, определяющих пространственное размещение растительных, почвенных и водных ресурсов в регионе. Долговременные интересы сельскохозяйственной и лесной отраслей здесь по праву фокусируются на проблеме рационального освоения безлесных и слабооблесенных болот, малоценных болотных и заболоченных древостоев. В совокупности они представляют собой громадный неиспользуемый резерв повышения продуктивности лесов и сельскохозяйственных угодий за счет осушения и реконструкции их состава.

Осушительная мелиорация, содействуя естественному возобновлению леса и улучшая условия создания лесных культур, могла бы коренным образом изменить существующие природные предпосылки для решения такого важного вопроса, как увеличение общей лесистости заболоченных территорий, которая в среднем по региону не выше 20 %. В так называемой северной группе многолесных районов с относительно слабой разработанностью лесных ресурсов лесистость к середине 70-х годов составляла 34 %. В южных, интенсивно осваивае-

мых районах, она не превышала 18 %. К настоящему времени указанное соотношение в лучшую сторону не изменилось, поскольку объемы заготовок древесины в Западной Сибири постоянно возрастают, а лесокультурные работы и естественно-восстановительные процессы на вырубках не всегда развиваются в благоприятном направлении.

Например, в южнотаежном и приобско-боровом районах Новосибирской области современная лесистость составляет 38 и 29 % соответственно. Причем увеличение ее может быть обеспечено преимущественно за счет осушительной мелиорации и естественно-восстановительных смен на всех категориях земель, в том числе осушенных торфяно-болотных. В частности, к началу 1977 г. в гослесфонде Новосибирской области было осушено заболоченных лесов, открытых и слабооблесенных болот около 26,5 тыс. га. Из них удовлетворительное и хорошее естественное лесозарастивание произошло на площади более 6,3 тыс. га, проведено содействие естественному возобновлению на 4,9 тыс. га, то есть в той или иной степени расчет на естественный лесовозобновительный процесс оправдался на 11,2 тыс. га. В то же время лесные культуры созданы на площади всего 0,2 тыс. га, что в 56 раз меньше площади естественного лесозарастивания. Примерно такое же соотношение между осушаемыми и лесовозобновляемыми площадями существует в Томской и Тюменской областях.

Таким образом, для многих заболоченных районов Западной Сибири такой частный аспект осушительной мелиорации, как увеличение лесистости территории, в перспективе может приобрести исключительно доминирующее значение. При этом становится ясно, что рассчитывать только на искусственное облесение осушенных болот — значит заранее планировать неоправданное удорожание гидролесомелиорации. Существующая высокая диспропорция между лесными и требующими повышения лесистости территориями показывает, что именно творческое сочетание искусственного и естественного способов лесозарастивания представляет наиболее реальный путь эффективного лесохозяйственного освоения многих районов зоны избыточного увлажнения Западной Сибири. Однако в этом вопросе немало спорных и до конца неясных аспектов, что побуждает вводить их в сферу детальных исследований.

Конечно, не весь мелиоративный фонд может быть быстро освоен. Но если учесть, что после осушения величина дополнительного текущего прироста древесины возрастает в среднем на 2–4 м³/га, а в ряде случаев на 6–8 м³/га и больше, то регулирование водного режима только на половине заболоченной площади позволило бы увеличить лесистость на 18–20 % и поднять урожайность древесной биомассы в регионе не менее, чем на 110–120 млн. м³ в год. Это около четверти

объема стволовой древесины, ежегодно вырубаемой в нашей стране на корню в последний период времени. Для сравнения также укажем, что возможное наращивание вырубки более, чем в два раза превосходит годовой предельно допустимый объем вырубки древесины в лесах Финляндии.

Вполне естественно, что беспрецедентная по масштабам заболоченность Западно-Сибирской равнины породила идею ее сплошной гидротехнической мелиорации. Но практическое воплощение идеи потребует здесь колоссальных капитальных вложений, концентрации специальной техники, научных и инженерно-технических кадров, что в ближайшем обозримом будущем нереально по ряду объективных обстоятельств. Кроме того, данная идея принципиально опасна своими экологическими последствиями. Повсеместное осушение болот может спровоцировать нарастание непредвиденных процессов как на преобразуемых, так и на сопредельных территориях. Степень агрессивности их сейчас трудно предугадать или рассчитать, поскольку велика вероятность трансформации предполагаемых результатов осушения резко континентальным климатом, свойственным в той или иной степени всем природным зонам региона. Нежелательные последствия мелиоративного вмешательства могут быть усилены также специфическими сукцессиями в микроклимате, почвенном и растительном покровах, всегда сопровождающими процесс осушения, сельскохозяйственного и лесохозяйственного освоения болот.

Поэтому прежде чем приступить к широкому производственному осуществлению идеи гидротехнической мелиорации региона и исходя из его особых климатических условий, необходимо тщательно изучить и экспериментально обосновать принципиальную возможность эффективного использования здесь осушения как метода повышения продуктивности лесоболотных биогеоценозов, а также значительного расширения лесопокрываемых площадей за счет естественного и искусственного способов лесозарастивания, имея в виду при этом, что данные мероприятия не повлекли бы за собой катастрофических последствий.

С этой целью необходимо установить сроки и режимы, при которых безлесные и слабооблесенные болота подвергаются активному облесению, а заболоченные и болотные леса наиболее распространенных условий местопроизрастания, различного типологического и таксационного строения положительно и стабильно реагируют на осушение.

Важно определить реальную амплитуду величин дополнительного прироста древесины и другой растительной биомассы в связи с различными нормами осушения (влагообеспеченностью), режимами азотно-минерального питания и сезонной динамикой тепловых ресурсов в почве и припочвенных слоях лесной атмосферы. Необходимо также выявить

негативные последствия осушения, которые в целом могли бы снизить лесоводственную эффективность гидролесомелиорации в Западной Сибири и оказать неблагоприятное воздействие на окружающую среду.

Решение этих взаимосвязанных вопросов позволит четко обосновать или приблизиться к пониманию возможных перспектив размещения и развития основных лесохозяйственных производств на крайне заболоченной равнинной части Западной Сибири в ближайшем будущем.

В этой связи более обоснованной представляется идея поэтапно-дифференцированной, ограниченно-целевой (выборочной) осушительной мелиорации. Она позволила бы удовлетворить первоочередные требования ускоренного экономического развития локальных территорий и одновременно решать сугубо производственные задачи лесного хозяйства и лесной отрасли в целом. Однако в этом отношении пока преобладают прогнозные расчеты, лишенные основательной экспериментальной проверки.

Существуют другие аспекты проблемы, решение которых также не может базироваться на абстрактном моделировании предполагаемых процессов. В данном случае крайне важно оперировать конкретными результатами лесосоосушения, но возможность их получения в Западной Сибири до недавнего времени отсутствовала или была весьма ограниченной.

Строительство и эксплуатация водорегулирующих систем на болотах, последующее ведение хозяйства на мелиорированных землях всегда связаны со значительными капиталовложениями и текущими расходами. При этом изменяется структура ряда производственных процессов, их объем и условия проведения, что неизбежно требует определенного динамизма в экономической политике лесной отрасли. В силу этого лесосоосушительная мелиорация призвана не только окупать производимые затраты каким-либо хозяйственным эквивалентом или группой таких эквивалентов, но выполнять вполне конкретные социальные функции.

Сбалансирование этих вопросов для лесной зоны Западной Сибири имеет первостепенное значение, поскольку без осушительных мероприятий здесь трудно рассчитывать на интенсификацию лесного хозяйства. Таким образом, лесосоосушение должно явиться важнейшим сектором эффективного функционирования лесной отрасли Западной Сибири и тем самым способствовать решению ряда вопросов социального строительства в регионе.

Исследования показывают, что для сокращения продолжительности биологического и технического созревания фитомассы в древостоях, планируемых к осушению, важно знать и учитывать не только возрастные и фитоценоотические свойства лесов, почвенные и другие ло-

кальные факторы роста растений, но также особенности климатического потенциала региона, который всегда оказывает первостепенное, контролирующее воздействие на более или менее управляемые уровни регулирования продуктивности растительной биомассы — эдафический, биоценоотический, физиолого-биохимический.

В этом смысле приходится считаться с тем, что осушительная мелиорация, несмотря на казалось бы одинаковые приемы и методы хозяйственного освоения сходных по трофности болотных почв, аналогичных по типологическому составу и таксационным показателям избыточно-увлажненных лесов, в различных природных районах чаще всего приводит к неоднозначным результатам. Ее возможности, как правило, ограничены узкорегionalной спецификой структуры теплового, водного и радиационного балансов, регулировать которые в полной мере при современных уровнях знаний и технического прогресса не представляется возможным, но учитывать крайне необходимо.

До недавнего времени считалось, что вопросы освоения гидролесомелиоративного фонда России в научном и практическом отношении нужно решать преимущественно в рамках общей проблемы повышения продуктивности лесов. В целом этой проблеме до сих пор придается, как известно, утилитарное ресурсное направление. Но в последнем десятилетии этот взгляд применительно к Западной Сибири дополнился качественно новыми идеями, которые позволяют рассматривать вопросы освоения заболоченных территорий региона на уровне самостоятельной лесобиологической проблемы.

Ее основное отличие на современном этапе определяется прежде всего коренным изменением представлений об экологической роли и фактическом ресурсном потенциале избыточно-увлажненных лесов и болот в системе важнейших компонентов биосферы Земли. Следовательно, проблема освоения гидролесомелиоративного фонда Западной Сибири в современной постановке дополняется принципиально новыми аспектами — необходимостью прогнозирования ее социально-экономических и ресурсно-экологических последствий.

Данное положение является естественным в силу ряда объективных обстоятельств и прежде всего тех, которые определяют болото, независимо от его систематического ранга, как сложное естественно-историческое образование, обладающее специфическими свойствами функциональной и хронологической (структурно-территориальной) природы. Это те закономерные обстоятельства и условия, которые строго фиксируют место болот в иерархической системе компонентов биосферы и их долю участия в стабилизации динамического равновесия экологического фона данной территории, в продуцировании и со-

хранении определенных ресурсов, идущих прямо или косвенно на удовлетворение постоянно растущих потребностей общества.

Поэтому и с экологической, и с хозяйственной точек зрения более правомочной становится ориентация на комплексный, многоплановый подход к проблеме освоения болот Западной Сибири, учитывающий их разнообразные свойства и функции. Происходящая сейчас экологизация научно-исследовательских и практических работ в области гидроресомелиорации нацеливает на крайне осторожный, дифференцированный выбор районов и объектов осушения.

В последние годы накопилось достаточно оснований для пересмотра односторонней и нередко преуменьшенной оценки роли болот и избыточно-увлажненных лесов в динамике природных условий Западной Сибири. Свидетельством этого является новая интерпретация, более сдержанная по сравнению с традиционной, так называемого отрицательного воздействия болотообразовательного процесса и торфо-накопления на устойчивое функционирование многообразных взаимосвязей, которые исторически установились между компонентами окружающей среды региона. Особенно следует отметить последние 10-15 лет. Выводы и заключения, полученные за эти годы в ходе наземных и аэрокосмических исследований особенностей развития природных условий и динамики разнообразных ресурсов на территории Западно-Сибирской равнины, позволили к настоящему времени подвергнуть переосмысливанию представления о скорости и общей направленности болотообразования в ее различных частях.

Пристального внимания, учитывая интересы лесного хозяйства, заслуживает тезис об определенной сбалансированности процессов заболачивания и разболачивания в одних районах и о прогрессирующей направленности аккумулятивных или, напротив, денудационных процессов в других. Это вносит существенные коррективы в изучение динамики лесообразования и смены пород на болотах. Появляется возможность, исходя из локальных особенностей взаимоотношений леса и болот, оценить перспективы освоения гидроресомелиоративного фонда региона в целом.

По своей функциональной природе осушение относится к эдафическому уровню регулирования урожайности растительной биомассы. Величина дополнительного прироста древесины и ее качество служат важнейшими, но не единственными оценочными критериями хозяйственной и эколого-биологической эффективности лесосоосушения.

С инженерно-технической точки зрения сейчас осуществим практически любой проект осушения как отдельного массива, так и сложной лесоболотной системы независимо от природных особенностей того или иного региона. Однако этим решается, как правило, лишь часть проблемы, причем не всегда самая главная.

Факт устройства сети канав и удаление избытка влаги из почвы знаменует собой начало, а не завершение во многом противоречивого процесса освоения болот и развития на нем естественных сукцессий в растительном и почвенном покровах, обусловленных осушением.

Под влиянием осушения перестраиваются все биологические и абиотические процессы и взаимосвязи, присущие исходным лесоболотным биогеоценозам. Вырабатываются качественно новые состав и свойства компонентов, участвующие в круговороте вещества и энергии, изменяются структура и режимы взаимодействия между ними. Но скорость изменений, а также степень их проявления зависят, прежде всего, от фактора времени и от того, в какой мере экологические условия осушенных болот соответствуют требованиям компонентов лесоболотных биогеоценозов для их оптимального и устойчивого функционирования на качественно ином, чем до осушения, уровне.

Приходится отмечать, что для Западной Сибири подобные вопросы, как и многие другие из области гидроресомелиорации, изучены слабо или еще вовсе не поставлены, а имеющиеся сведения не систематизированы в надлежащей форме. Нельзя не согласиться с мнением С.Э. Вомперского о том, что, несмотря на известные теоретические разработки основополагающих проблем лесоведения, лесного болотоведения, гидрологии, экологии и почвоведения, в настоящее время еще нет целостной теории лесосоосушения. Объясняется это прежде всего недостаточностью опытных данных по главнейшим лесоболотным регионам и, как следствие, расплывчатостью методологии болотного лесоводства и его практической отрасли – лесосоосушения.

Поэтому результаты изучения региональной лесоводственной эффективности осушения всегда составляли и будут составлять исходную экспериментальную базу для дальнейших углубленных обобщений. Они дают возможность сравнивать определенные рабочие концепции с целью выбора всеобщих и достаточно обоснованных положений, которые, по существу, и могут образовать целостную теорию лесосоосушения.

Имея в виду комплексный подход к проблеме лесохозяйственного освоения болот Западной Сибири, важно исключить предпочтительное изучение положительных результатов осушения по сравнению с его негативными последствиями, что еще нередко отмечается в научных исследованиях. Опыт зарубежной и отечественной гидротехнической мелиорации обширных территорий показывает, что непропорциональное внимание к этим двум взаимосвязанным аспектам одной проблемы затягивает или невольно игнорирует выявление именно отрицательных последствий осушения. В лучших случаях это приводит к бесполезности выполняемой работы, в худших – к просчетам в предвидении ката-

стратифических ситуаций, выходящих из-под контроля человека. Оба результата, взятые в отдельности, в равной степени дискредитируют саму идею гидrolесомелиорации.

Цивилизация накопила достаточно примеров того, как во многих районах мира в результате небрежных расчетов и хищнического отношения к природе безвозвратно утрачены ценнейшие источники первичной растительной продукции, уменьшились запасы пресной воды, загрязняется атмосфера и мировой океан, исчезли не только редкие, но и некоторые обычные виды диких животных и промысловых птиц. Почвы на обширных пространствах подвергаются интенсивной ветровой и водной эрозии, в них накапливаются канцерогенные отходы промышленности, которые ингибируют деятельность почвенных микробов. Все это приводит к потере почвенного плодородия и снижению урожайности растительной биомассы, изменению ее товарной структуры, условий выращивания и заготовки.

Болота и избыточно-увлажненные леса на являются в этом отношении исключением. Конъюнктурные соображения еще нередко приводят к забвению их важных экологических достоинств, вследствие чего когда-то продуктивные угодья, хранившие большие запасы пресной воды, лекарственных трав и ягод, служившие естественными местообитаниями больших групп птиц и некоторых животных, превращаются после осушения почти в пустынные резервации и потенциальные очаги грандиозных пожаров, особенно вблизи крупных городов и в районах с густой сетью дорожно-транспортных коммуникаций. Красноречивым примером может служить Аттифалайская болотная система в США.

Пока нет достаточных оснований предрекать болотам Западной Сибири подобное будущее. Современное законодательство пока еще гарантирует охрану природы и регламентирует режимы рационального освоения ее естественных ресурсов на территории всей страны. Но в принципе и здесь возможны экологические и хозяйственные просчеты, если в региональной проблеме использования болот считать главной задачей решение инженерно-технических вопросов. С учетом этого нам представляется проблематичной перспектива осушения и лесохозяйственного освоения верховых болот Западной Сибири, по крайней мере в ближайшем обозримом будущем.

Существует мнение, что осушение в Западной Сибири, возможно, и повысит производительность болотных и заболоченных лесов, но в целом не представит существенного для лесной промышленности интереса из-за низкой товарной ценности древесины — повышенной влажности, высокого процента пороков, малого диаметра бревен и т.п.

Если бы оказалось только так (фактически дело обстоит по-иному), то и в этом случае осушенные леса все же имели бы важные достоинства.

В последнее время многие государства из-за энергетического и сырьевого кризиса вынуждены бережнее относиться к лесным ресурсам. В частности, несортная древесина учитывается в топливном балансе. Благодаря современным способам гидролиза, прессования, склеивания и специальным технологическим обработкам заготовок значительно расширились возможности использования, кроме сортamentной и балансовой древесины, также размельченной древесной массы и тонкомерных кряжей. Поэтому при некоторых обстоятельствах целесообразнее перерабатывать вообще маломерные хлысты, направляя рыхлую древесину с осушенных и мелкослойную с неосушенных болот на изготовление паркетной и тарной дощечки, некоторых сортов шпона, щепы, крошки и других видов технологического сырья. Последние в процессе гидролиза могут дать высококачественную целлюлозу, пригодную для прессования технической бумаги, разнообразной упаковочной ветоши, картона и т.п. В этом смысле «неходовая» древесина с осушенных и неосушенных болот может на равных конкурировать с древесиной иных условий местообитания, а в отдельных случаях и превосходить последнюю.

Несомненно, что рано или поздно болота и избыточно-увлажненные леса Западной Сибири будут активно использоваться в разнообразных целях, включая лесное хозяйство. Этот процесс, по существу, уже начался. К сожалению, лесосушительные работы даже в ограниченных объемах теперь не включаются в плановые задания лесхозов и специализированных организаций Томской, Новосибирской и Тюменской областей. Отсутствует опыт проведения мелиоративных работ в лесах Красноярского края. В целом по Западной Сибири еще слабо обобщаются результаты гидrolесомелиорации и об их отдаленной эффективности судят, преимущественно, по аналогии с данными, полученными на территории Европейской части России, что не всегда оправдано.

Ecological and economic precondition of West Siberian forest-bog complexes exploitation

S.P. Yefremov, T.T. Yefremova

The ratio of areas, stocks of peat, deposit forms of organic carbon and nitrogen in peat bogs of plain and mountain parts of West Siberia on forest-vegetable zones and provinces are analyzed. The features of carbon pool distribution on groups and fractions of humus matter depending on ty-pologic and floristic structure of peat deposits are considered. The results and perspectives of drainage exploitation of peat bogs in the point of view of biospheric compatibility with natural use are discussed.

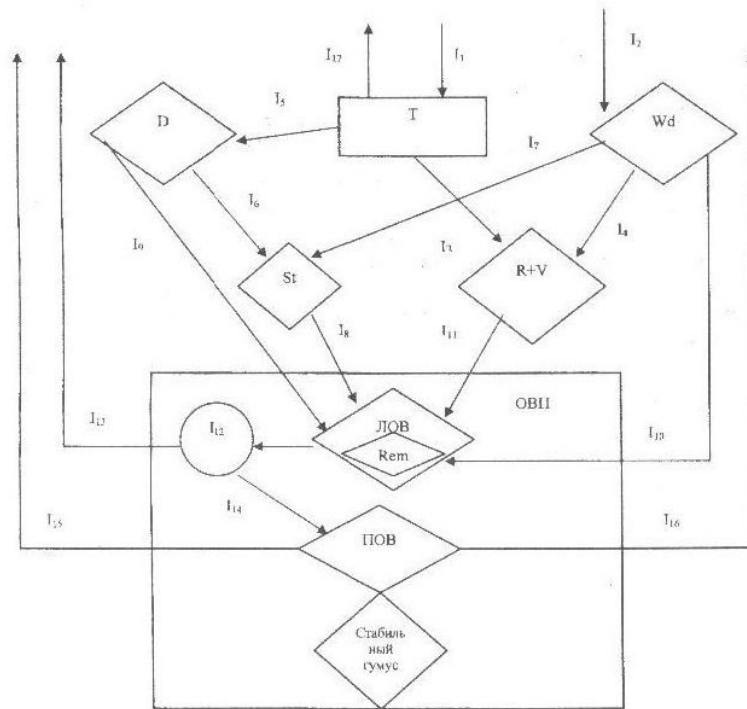


Рис. 1. Схема круговорота углерода в агроценозе пшеницы. Прямоугольники – блоки агроценоза; ромбы – субблоки агроценоза; стрелки – процессы, обеспечивающие потоки углерода: I_1, I_2 – фотосинтез пшеницы и сорняков, I_3, I_4 – транслокация органических веществ из надземных органов в подземные, I_5 – отмирание листьев и побегов и переход их в ветошь, I_6, I_9 – переход ветоши пшеницы в мортмассу и формирование ЛОВ, I_7, I_{10} – отмирание сорняков и поступление их в мортмассу и ЛОВ, I_8 – измельчение крупной мортмассы и переход в Rem (ЛОВ), I_{11} – отмирание корней, I_{12} – разложение ЛОВ, I_{13} – минерализация ЛОВ ($ЛОВ_{CO_2}$), I_{14} – гумификация (Nhum) ЛОВ и аккумуляция нового гумуса (Nhum. accum), I_{15} – минерализация нового гумуса ($Nhum_{CO_2}$), I_{16} – минерализация ПОВ ($ПОВ_{CO_2}$), I_{17} – отчуждение с урожаем

Результаты и обсуждение

Хозяйственная деятельность человека на территории Красноярского края активно продолжается в течение последних 150 лет. За этот период

произошли изменения площадной структуры и биологической продуктивности растительного покрова [1]. Современное экосистемное строение региона обусловлено интенсивным преобразованием лесостепи и степи и небольшим использованием таежной зоны (рис. 2). В средней тайге природные экосистемы сохранились на 91 % площади: елово-кедровые и производные березовые леса и облесенные сфагновые болота. Нарушенные лесные земли составляют 7 %, агроценозы – около 1 %. Используемость земель в южной тайге возросла до 14 %. Основной тип трансформации – нарушенные и интенсивно используемые лесные земли. Агроценозов, заместивших мелколистственные леса, стало немного больше (2 %), чем в средней тайге. Лесостепная и степная зоны изменены хозяйственной деятельностью на 65 %. Здесь главный тип использования земель – агроценозы (36 %), которые созданы на месте остепненных и суходольных лугов, луговых и настоящих степей.

Таким образом, хозяйственная деятельность человека сопровождается появлением нарушенных лесных земель в таежной зоне и формированием агроценозов в лесостепной и степной зонах. Это, в свою очередь, привело к изменению биологической продуктивности природных экосистем Красноярского края (рис. 3). Отметим, что продуктивность – понятие, отражающее биологический потенциал экосистемы, характеризуется двумя параметрами: запасом и продукцией.

Лесная зона до активного вмешательства человека производила ежегодно 175×10^6 т органического вещества. Наибольшую долю в NPP средней и южной тайги вносили леса. Вырубка их и распашка земель понизили продукцию до 160×10^6 т. Потери продукции достигли 9 %. Вклад лесостепи в общую продукцию прошлого растительного покрова составлял 27 % (93×10^6 т). В связи с замещением высоко продуктивных естественных экосистем агроценозами потери NPP равны 25×10^6 т и вклад зоны в продукцию снизился до 23 %. В среднем по зоне снижение NPP составляет 5 т/га в год. Наибольшие потери продукции произошли в степной зоне. В прошлом здесь продуцировалось 9.1×10^6 т органического вещества в год. Ныне оставшиеся целинные степи производят ежегодно только 2.0×10^6 т органического вещества. Продукция агроценозов степи значительно ниже, чем в лесостепной зоне, но в общей продукции зоны она достигает 51 %. И все же потери продукции за период интенсивной хозяйственной деятельности человека составили 32 %, что соответствует уменьшению NPP на 4.7 т/га в год.

Основными причинами снижения продукции в регионе являются эксплуатация лесов, распашка земель и замещение некогда продуктив-

ных, длительно вегетирующих травяных сообществ однолетними, одновидовыми и даже односортовыми агрофитоценозами.

Обязательным признаком любого агрофитоценоза является абсолютное преобладание возделываемого культурного растения. Формирование фитомассы различных культур в онтогенезе зависит в первую очередь от их генетической природы, реализация которой связана с технологией возделывания, погодными условиями и обеспеченностью почвы запасами влаги и питательных элементов. Рассмотрим особенности фитоструктуры агроценоза пшеницы (табл. 1).

Таблица 1

Структура запасов углерода в растительном веществе агроценоза пшеницы, кг С/га

Компоненты (субблоки) растительного вещества	В период фазы развития		
	цветение	молочная спелость	полная спелость
Фитомасса	3100	3000	4762
Листья	186	68	61
Стебли	888	835	798
Колосья	693	751	1509
Зерно	0	0	1121
Сорняки	133	119	133
Корни	1200	1227	1140
Ветошь	40	224	314
Мертвые корни	600	380	513
Мортмасса > 2 мм	720	871	774
Мортмасса < 2 мм	1938	700	850

Жизненный цикл пшеницы сопровождается последовательными изменениями структурных элементов фитомассы, по которым фиксируются фазы роста и развития растений. Интенсивность роста растений и продолжительность этапов онтогенеза в течение вегетационных сезонов бывают непостоянными и зависят от основных факторов роста и полноты их использования. Как правило, в годы с сухой и жаркой погодой время прохождения фенофаз и период интенсивного роста растений значительно сокращаются, чем в годы с теплой и влажной погодой.

Процессы прироста, отмирания и разложения растительного вещества в агроценозе формируют сложную динамику запасов его компонентов. В структуре надземного растительного вещества всегда преоб-

ладает фитомасса полевой культуры, а в составе подземного – мортмасса.

В сезонной динамике надземной фитомассы чаще всего отмечается постепенное увеличение запасов углерода вплоть до полной спелости. Наибольшие запасы углерода в этот период аккумулированы в колосе, остальные – в стеблях, поскольку листья к этому периоду переходят в ветошь. Запасы углерода в ветоши непрерывно нарастают в течение вегетационного сезона, достигая максимума в фазу полной спелости. Запасы углерода в надземной фитомассе сорняков небольшие.

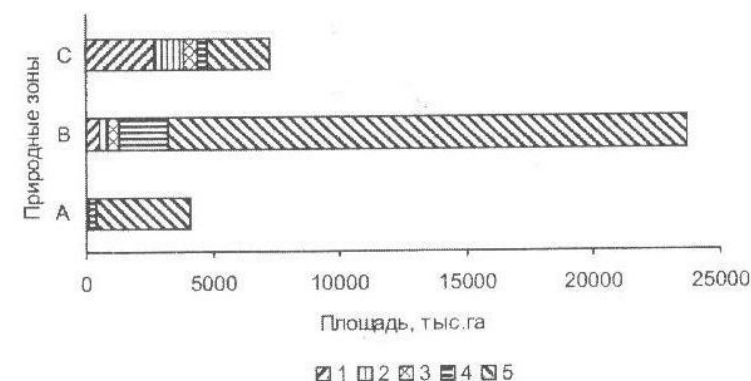


Рис. 2. Изменение растительного покрова Красноярского края под влиянием хозяйственной деятельности человека, тыс. га. Природные зоны: А – средняя тайга, В – южная тайга, С – лесостепь и степь. Вид использования земель: 1 – агроценозы, 2 – сенокосы и пастбища, 3 – используемые леса, 4 – нарушенные земли, 5 – оставшиеся целинные и залежные экосистемы

Подземное растительное вещество в агроценозе пшеницы по составу очень гетерогенно. Функции его компонентов многообразны. Корни как компонент подземного растительного вещества представляют собой органы, специализированные для закрепления растения в почве, поглощения, накопления и проведения веществ. Мортмасса – это смесь отмерших и поступивших в почву надземных органов растений (оставшихся на поле после уборки урожая) и отмерших корней. Она служит энергетическим материалом для жизнедеятельности почвенной биоты и в процессах минерализации обеспечивает большую часть элементов питания, необходимых для образования надземных и подземных органов растений. Одновременно с этим, мортмасса является источником

гумифицируемого органического вещества. В процессах гумификации мортмассы простые органические соединения выводятся из пула легко минерализуемых соединений и переходят в относительно устойчивые фракции почвенного органического вещества.



Рис. 3. Изменение NPP природных экосистем Красноярского края под влиянием хозяйственной деятельности человека, 10^6 т/га год. Природные зоны: А – средняя тайга, В – южная тайга, С – лесостепь, Д – степь. Чистая первичная продукция: 1 – NPP прошлого растительного покрова, 2 – NPP современного растительного покрова, 3 – потери NPP

Динамика подземного растительного вещества в агроценозе пшеницы имеет колебательный характер, что связано с гетерогенностью этого сложного материала (табл. 1). В его составе всегда преобладает мортмасса по сравнению с фитомассой (корнями). Общий запас подземного растительного вещества изменяется от 4460 кг С/га в период цветения до 3280 кг С/га в период полной спелости. Основной запас углерода концентрируется в слое почвы 0–20 см. Отношение $S_{\text{корни}} : S_{\text{мортмасса}}$ в этом слое почвы составляет 0.44–0.78. Сезонная динамика запасов живых корней в агроценозе довольно простая. Наибольшие запасы углерода в них обнаруживаются или в фазу цветения, или в фазу молочной спелости. Прирост корней не всегда сопровождается активным ростом надземной фитомассы. Увеличение фонда углерода в мортмассе обеспечивается процессами отмирания надземных и корне-

вых органов растения и поступления их в состав мортмассы. Уменьшение запасов углерода в мортмассе определяется измельчением крупных фракций (St) и разложением мелких (Rem). В начале вегетационного сезона в почве агроценоза пшеницы содержится еще много вполне идентифицируемых пожнивных остатков предшествующей культуры, поэтому запасы углерода в крупной мортмассе существенно выше, чем в мелкой фракции. Флюктуирующие в течение сезона запасы углерода в мелкой мортмассе отражают соотношение и интенсивности таких процессов, как отмирание живых корней и измельчение крупной мортмассы, переход их в мелочь, разложение мелочи [5].

Основным депо органического вещества чернозема выщелоченного, на котором преимущественно возделывают в Красноярском крае яровую пшеницу, является гумус почвы (табл. 2). В составе гумуса преобладают соединения, прочно связанные с минеральной частью почвы и составляющие фонд стабильного гумуса, 80 % от запасов гумуса или 75 % от запасов ОВП. Запасы легко минерализуемых органических соединений составляют 27730 кг С/га, что соответствует 25 % запаса ОВП. Преобладающими формами легко минерализуемых органических соединений являются подвижные, среди которых доминируют вещества, гидролизующиеся 0.1 н NaOH. Запасы водорастворимых органических соединений небольшие. Водорастворимые органические соединения представляют собой смесь органических кислот, аминокислот, углеводов, являющихся первоисточником гумусовых веществ. Вещества, перешедшие в щелочной (0.1 н NaOH) гидролизат, рассматриваются как свежее образованный гумус. Они содержат большое количество фенольных гидроксидов, амино- и амидогрупп, обогащены водородом и азотом, имеют упрощенное строение молекулы.

Таблица 2
Структура запасов углерода в почвенном органическом веществе чернозема выщелоченного в слое 0–20 см

Компоненты	Запасы углерода, кг С/га
Органическое вещество почвы (ОВП)	112020
Легко минерализуемое органическое вещество (ЛМОВ):	27730
Лабильное органическое вещество (ЛОВ)	6600
Подвижное органическое вещество (ПОВ)	21130
Стабильный гумус	84290
Гумус (ПОВ + стабильный гумус)	105420

Ритм продукционного процесса соответствует фенологическому ритму развития пшеницы. До цветения формируется основная часть продукции. Величина надземной продукции, как правило, выше продукции корней. Среднегодовой вход углерода в агроценозы зернопаропропашного севооборота, в котором 4 поля были заняты посевами зерновых культур (3 – пшеница, 1 – ячмень), за счет продукции равняется 2835 кг С/га (табл. 3). Оценки возврата углерода в почву с растительными остатками и ритм этого потока обусловлены интенсивностью прироста и отмирания надземного вещества и корней и перехода их в состав мортмассы (ЛОВ). Они составляют в рассматриваемом севообороте 1673 кг С/га в год. До уборки с отмершими корнями и надземными органами растений возвращается в почву 11–56 % углерода, остальное – после уборки с корневыми и пожнивными остатками.

Таблица 3

Баланс углерода в агроценозах зернопаропропашного севооборота

Составляющие баланса	кг С/га за 6 лет	кг С/га в год
Продукция полная	17010	2835
Отчуждено с урожаем	6970	1162
Поступило с растительными остатками в почву	10040	1673
Запас мортмассы	11130	1855
Разложение мортмассы	10250	1708
Отношение разложения / поступление	1.02	1.02

Выход углерода из агроценоза равняется суммарной величине углерода, выделившегося в процессах разложения и отчужденного с урожаем. С полей региона отчуждается не только зерно, но и часть соломы. Сезонные флюктуации высвобождения углерода из растительных остатков полностью совпадают с ритмикой и интенсивностью разложения. Удельная скорость освобождения углерода из разлагающейся мортмассы колеблется от 7 до 39 мг/г в сутки летом и от 0.4 до 40 мг/г в сутки в осенне-зимне-весенние периоды. Она значительно превосходит удельную скорость минерализации гумуса в почве за этот же период. Следовательно, почва обедняется прежде всего легко минерализуемыми компонентами органического вещества. Отношение разложения / поступление принято использовать для оценки баланса углерода в подсистеме «Растительное вещество». Полученное значение этого отношения позволяет говорить о равновесном характере обменных процессов углерода в растительном блоке данного севооборота.

В табл. 4 приведены показатели интенсивности деструкционных процессов в блоке «Органическое вещество почвы», рассчитанные на основе экспериментальных данных. Отметим, что запасы органического вещества в черноземе выщелоченном уменьшились к концу ротации севооборота. Потери легко минерализуемого органического вещества произошли за счет уменьшения запасов углерода в лабильных и подвижных его компонентах. Потери гумуса – преимущественно вследствие минерализации подвижных форм новообразованного и собственного гумуса почвы.

Таблица 4

Интенсивность потоков деструкционного звена круговорота углерода в агроценозах зернопаропропашного севооборота

Запас и поток	кг С/га за 6 лет	кг С/га в год
Запас в гумусе (НОВ + стабильный гумус) на начало ротации	99000	
на конец ротации	97600	
Запас в НОВ на начало ротации	19800	
на конец ротации	18420	
Запас в стабильном гумусе на начало ротации	79200	
на конец ротации	79180	
Запас в ЛОВ на начало ротации	11230	
на конец ротации	880	
Разложение ЛОВ	10250	1708
минерализация	7892	1315
гумификация	2358	393
Аккумуляция свежееобразованного гумуса	958	160
Минерализация гумуса	1400	233
Минерализация НОВ	1380	230
Минерализация стабильного гумуса	20	3
Суммарная минерализация	2358	393

При разложении растительных остатков освобождается и поступает в атмосферу около 8 тыс. кг С/га за севооборотное время. Одновременно происходит синтез новообразованного гумуса. Согласно полученным данным, на новообразование гумуса расходуется 23 % годовой потери углерода при разложении ЛОВ. В дальнейшем этот новообразованный гумус участвует в двух потоках: замещает минерализовавшееся подвижное органическое вещество почвы, обновляя периферическую часть

молекулы гумусовых кислот и дополнительно аккумулируется в гумусе. Дополнительная аккумуляция свежесформованного гумуса в почве составляет 958 кг С/га за ротацию севооборота или 160 кг С/га в год. Однако пополнения запасов гумуса почвы не произошло. Минерализуются не только новообразованный гумус, но и подвижные формы собственно гумуса почвы, что и привело к снижению его запасов.

Таким образом, бюджет углерода в почве нарушен. Подвижные продукты почвенного углерода, минерализуясь и теряясь в виде CO_2 , не могли восстанавливать свои запасы до исходного состояния, так как не хватало источников их образования. Средние потери $\text{C}_{\text{гумуса}}$ в выше-описанном черноземе составили 236 кг/га в год.

Полученные оценки позволили установить, что всего за 150 лет интенсивного хозяйственного воздействия растительный покров Красноярского края потерял 5.6 т С/га, а пахотные почвы утратили 16 т С/га [1]. Изменение интенсивностей потоков углерода пока не велико. Антропогенный пресс не выходит за рамки допустимого воздействия на структуру и функционирование экосистем региона.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 02-04-49459).

Литература

1. Титлянова А.А., Чупрова В.В. Изменение круговорота углерода в связи с различным использованием земель (на примере Красноярского края) // Почвоведение. 2003. № 2. С. 211–219.
2. Плешиков Ф.И., Ваганов Е.А. и др. Лесные экосистемы Енисейского меридиана Новосибирск, 2002. 356 с.
3. Базилевич Н.И., Титлянова А.А. и др. Методы изучения биологического круговорота в различных природных зонах М., 1978. 182 с.
4. Титлянова А.А., Тихомирова Н.А., Шатохина Н.Г. Продукционный процесс в агроценозах. Новосибирск, 1982. 184 с.
5. Чупрова В.В. Углерод и азот в агроэкосистемах Средней Сибири. Красноярск, 1997. 165 с.

Biological productivity, resources and flows of carbon in agrocoenosis

V.V. Chuprova

Principal changes of biological productivity, resources and flows of carbon in south ecosystems of Krasnoyarsk State are related with using of grounds. Methodical approaches and quantitative estimations of carbon cycle in agrocoenosis are described in this paper.

ВЛИЯНИЕ БОЛОТ НА ФОРМИРОВАНИЕ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ (НА ПРИМЕРЕ БЕЛАРУСИ)

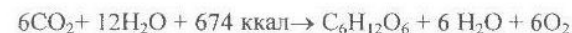
В.А. Ракович, Н.Н. Бамбалов

Институт проблем использования природных ресурсов и экологии
Национальной академии наук Беларуси, г. Минск,
peatland@ns.ecology.ac.by

Рассмотрены теоретические аспекты круговоротов парниковых газов в естественных и антропогенно нарушенных болотных экосистемах. Дана количественная оценка вклада естественных и осушенных болот Беларуси в формирование источников и стоков парниковых газов.

В планетарной экосистеме Земли существуют два мощных поглотителя диоксида углерода: растительный покров суши и мировой океан. На территории Республики Беларусь основным поглотителем диоксида углерода является растительный покров, представленный пятью основными видами растительных сообществ: лесными, луговыми, болотными, водными и посевами сельскохозяйственных культур – агроценозами.

Суть механизмов поглощения или выделения диоксида углерода растительным покровом состоит в следующем. Из углекислого газа и воды зеленые растения синтезируют органические вещества, используя энергию солнечного света, которая при участии хлорофилла превращается в энергию химических связей. В общем виде процесс фотосинтеза может быть выражен уравнением:



В ходе этого процесса вода окисляется до кислорода, а углекислый газ восстанавливается водородом воды и превращается в углеводы. Для синтеза одной грамм-молекулы глюкозы растения используют 674 ккал космической энергии. Таким путем из углекислого газа и воды в зеленых растениях создаются высокоэнергетические органические соединения, а в атмосферу вместо потребленного углекислого газа выделяется эквивалентное количество кислорода.

Энергия солнечного света, преобразованная растениями в энергию химических связей, используется во многих биологических процессах, прежде всего – на дыхание живых и разложение отмерших растений. Основным агентом разложения отмершей биомассы является фермен-

Литература

1. Бамбалов Н.Н., Ракович В.А., Шишко А.А. Роль болот в формировании газового состава атмосферы // Хімія, проблеми викладання. 1997. Вип. 9. С. 18–26.
2. Ракович В.А., Бамбалов Н.Н. Особенности функционирования выработанных торфяных месторождений в биосфере // Природопользование. Минск, 1996. Вип. 1. С. 158–163.
3. Одум Ю. Экология: В 2-х т. Пер. с англ. М., 1986. 328 с.
4. Бажин Н.М. Метан в атмосфере // Соросовский образовательный журнал. 2000. Т. 6. № 3. С. 52–57.
5. Глаголев М.В. Математическое моделирование эмиссии метана из болот в атмосферу // Болота и заболоченные леса в свете задач устойчивого природопользования / Матер. конфер. М., 1999. С. 175–177.
6. Глухова Т.В., Ковалев А.Г., Смагина М.В. и др. Оценка некоторых биотических компонентов углеродного цикла болот и лесов // Болота и заболоченные леса в свете задач устойчивого природопользования / Матер. конфер. М., 1999. С. 182–185.
7. Махов Г.А., Бажин Н.М., Ефремов Т.Т. Эмиссия метана из болот междуречья Оби и Томи // Химия в интересах устойчивого развития. 1994. № 2. С. 619–622.
8. Болота Западной Сибири – их роль в биосфере / Под ред. А.А. Земцова. Томск, 1998. 72 с.
9. Moore T.R. et al. Methane emissions from wetlands, southern Hudson Bay lowland // J. Geoph. Reserch. 1994. V. 99. P. 1455–1467.
10. Кадастровый справочник «Торфяной фонд Белорусской ССР». Минск, 1979. Т. 1–6. 1627 с.
11. Схема рационального использования и охраны торфяных ресурсов Республики Беларусь до 2010 года. Минск, 1990. Т. 1–6. 927 с.

Peatland impact to formation of greenhouse gases

V.A. Rakovitch, N.N. Bambalov

The quantity annually transferred carbon from biogenic to geological recycling depends on conditions of water regime, plants mineral nutrition and the duration of biologically active temperature period. One hectare of virgin peatland transfers from atmosphere through biogenic recycling to geological one about 150–500 kg of carbon, what makes up 550–1800 kg CO₂ per year. The annual take out of carbon from drained for the agricultural use peat soils makes up 1500–6000 kg/ha or 5500–22000 kg/ha CO₂. The minimal take out of this elements takes place by tilling perennial grasses and maximal one under row crops.

ЧАСТЬ II. ВЫСТУПЛЕНИЕ УЧАСТНИКОВ ШКОЛЫ

ПИРОГЕННЫЕ «РАНЫ» ТОРФЯНЫХ ПОЧВ

М.В. Банников¹, А.И. Поздняков²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
bmvy@soil.msu.ru,

²Дмитровский филиал Всесоюзного научно-исследовательского института мелиоративного земледелия, Московская обл.

Показано, что за 6–7 лет пирогенно-торфяные образования претерпевают значительные изменения по всем параметрам: составу и свойствам. Это отчетливо просматривается при анализе растительных сообществ на разновозрастных пирогенно-торфяных почвах.

На первых годах существования пирогенно-торфяных почв определяющим фактором в формировании того или иного типа растительности играют химический состав легкорастворимых компонентов зольного горизонта. Влияние этого параметра на формирование растительности проявляется в большей степени, чем глубокие различия в физических свойствах и режиме грунтовых вод. Учет этих особенностей необходим при планировании использования пирогенных образований и пирогенно-торфяных почв.

Одним из последствий антропогенной деятельности на болотных массивах является деградация последних в случае пожаров. Пожароопасная ситуация может возникать в результате изменения естественных факторов (климат), и в ходе антропогенной трансформации режимов торфяных почв. Среди причин пожаров абсолютно доминируют антропогенные (низкая культура земледелия, небрежность и т.д.) [1].

Сведений о площади сгоревших торфяников крайне немного. Так, по данным Государственного управления по природным ресурсам и охране окружающей среды МПР РФ по Московской области за 1998–2002 гг. на территории области сгорело 1509.96 га, из них в 2002 г. — 1292.78 га. Во многом это предопределено весьма жаркими и сухими погодными условиями весенне-летних периодов последних лет в Центральном Нечерноземье. Данные Комитета охраны природы и управления природопользованием Нижегородской области свидетельствуют о том, что в 2001 г. торфяные пожары были зарегистрированы на площади 139.0 га, а в 2002 г. — 280.4 га. Аналогичные показатели для стран Юго-Восточной Азии в среднем сходны с российскими. Так на полуострове Малайзия за 1995–2001 гг. сгорело 1940 га торфяных почв. Однако, здесь в отдельные годы пожары отмечены на значительно больших территориях. В 1997–1998 гг. площадь торфяных почв, затронутых пожарами в Индонезии составила 1458000 га [2].

Пирогенные образования непосредственно после пожара характеризуются полной безжизненностью их поверхностного горизонта. Результатом изменений пирогенных образований в ходе воздействия почвообразо-

вания могут быть почвы, которые можно объединить в две группы — пирогенно-минеральные или пирогенно-торфяные почвы. Принадлежность почв к той или иной группе определяется степенью деградации торфяной толщи. При полном сгорании торфяной массы до минерального дна болот эволюция идет в направлении пирогенно-минеральных вариантов, если же под слоем золы после пожара сохраняется торфяной горизонт — то формируются пирогенно-торфяные почвы. Возможно также формирование различных вариантов этих почвенных единиц в зависимости от присутствия в исходном почвенном профиле перегнойных, минеральных горизонтов, горизонтов погребенной древесины и т.д. Такие объекты, несомненно, являются почвами, а не абстрактными «образованиями» [3], так как сформировались под влиянием факторов почвообразования, имеют деление на горизонты, возникшие в результате воздействия факторов почвообразования. Основными особенностями, определяющими специфику процессов почвообразования на сгоревших участках и способы дальнейшего использования деградированных территорий занятых пирогенно-торфяными почвами, определяются двумя факторами — формирование нового горизонта на поверхности пирогенно-торфяных почв (слоя золы) и приближение к дневной поверхности этих почв грунтовых вод.

Методика исследований

Работы проводились на Яхромской пойме в пределах территории 7-го и 8-го кварталов ОПХ Дмитровского филиала ВНИИМЗ (Дмитровский район, Московская область). Были исследованы следующие варианты пирогенных образований:

- Пирогенные образования (сразу после прошедшего пожара).
- Пирогенно-торфяные почвы спустя 2 года после пожара.
- Пирогенно-торфяные почвы спустя 7 лет после пожара.

В качестве контроля была взята торфяная хорошо окультуренная почва на травяно-древесных торфах [4]. Вследствие пожара на соседней территории эти почвы были выведены из сельскохозяйственного использования и последние 7 лет не обрабатывались.

Ад 0–25 см	Темно-бурый, влажноватый, плотно переплетен корнями, рыхлый, хорошо разложившийся.
T1 25–42 см	Черно-бурый, влажный, при подсыхании бурый, уплотненный, прочной комковатой структуры, хорошо разложившийся, переход по наличию ожелезнения.
T2 42–60 см	Черно-бурый, более влажный, более плотный, признаки ожелезнения, очень много копролитов.
T3 60–120 см	Черный, мокрый, ожелезнение по остаткам растительности, менее разложившийся, много древесных остатков и копролитов
G глубже 120 см	Сырой тяжелый суглинок, бесструктурный, присутствует вивизант.

Изучение последствий пирогенной деградации осушенных торфяных почв началось в 2000 г., когда образцы отбирались непосредственно сра-

зу же после сгорания торфяных горизонтов. Результатом этого пожара явилось сгорание верхних 70–80 см торфяной толщи. Сформировавшийся в итоге профиль **пирогенного образования** имел простое строение.

Пирогенное образование (непосредственно после пожара). Профиль резко дифференцирован на две части – минеральной, представленной слоем золы, и органогенным – торфяные горизонты. Поверхность волнистая (перепад высот – до 25 см). Растительность отсутствует.

Зола	0–28(35) см	Зола оранжево-красного местами желтого цвета; в нижней части влажноватая; переход резкий по составу, цвету, плотности; граница ровная.
T1	28(35)–29(37) см	Черные обугленные фрагменты торфа; торф влажный, твердый, в отличие от исходного торфа растрескивается с трудом; переход по цвету отчетливый, а также наличию обугленных частиц торфа и плотности.
T23	28(35)–68 см	Черно-коричневый, влажный, много древесных остатков; ожелезнение по остаткам растительности.
G	глубже 68 см	Очень влажный тяжелый суглинок, бесструктурный, присутствует вивианит.

Спустя два года на месте этого пожарища была изучена **пирогенно-торфяная почва**. Окончательная общая площадь пожарища составила не менее 25 га, поверхность представляет собой слой торфяной золы ржаво-рыжего цвета. На поверхности местами возвышаются «останцы» (около 5 % поверхности) – участки несгоревших торфяных почв – высотой около 0.8–1.0 м и площадью до 4 м². Рельеф сгоревшего участка волнистый, высота поднятий до 0.3 м.

Зола		Слой золы мощностью от 3–10 см на участках без растений и 14–20 см на заросших участках, ржаво-бурого цвета, рыхлый, на ощупь крупинчатый, легко растрескивается в пудру, граница слабоволнистая, переход резкий.
T1	10(20)–20(30) см	Плотный, черный, хорошо разложившийся торф, влажный, включения древесины, граница ровная, переход заметный по плотности.
T2	20(30)–49(60) см	Черно-бурый, влажный, более рыхлый, менее разложившийся торф, менее слоистый, без включений древесины, переход постепенный по плотности и цвету заметный по наличию древесных остатков.
T3	49(60)–62(70) см	Буровато-черный торф, влажный, более рыхлый, с включением крупных фрагментов древесины (диаметр до 5 см).
G	Глубже 62(70) см	Серо-сизый тяжелый суглинок, сырой, однородный, плотный, влажный, ожелезнение по корням растений.

Следующим объектом изучения последствий пирогенной деградации осушенных торфяных почв явилась **пирогенно-торфяная почва**,

спустя семь лет после пожара (рис. 1). Старые пожарища, занятые этими почвами, представляют собой понижения глубиной 0,5–0,7 м, имеющие форму продолговатых пятен шириной около 25 м, длиной до 50 м. Между ямами имеются перемычки из несгоревшего слоя торфа (ширина перемычек от 0.5 до нескольких метров).

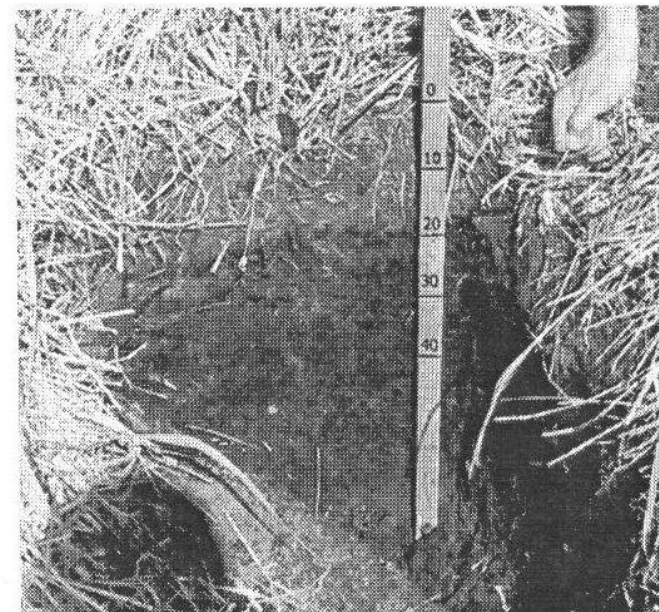


Рис. 1. Пирогенно-торфяная почва, спустя семь лет после пожара

O	0–2 см	Подстилка, очень рыхлая без присутствия золы, пронизана корнями растений.
Ад (зола)	2–13(16) см	Уплотненная зола ржаво-оранжевого цвета с желтыми фрагментами в нижней части, в верхней части корни растений.
T1	13(16)–32 см	Черно-бурый с ржавыми потеками, более влажный, более плотный, признаки ожелезнения, переход постепенный по цвету и заметный по наличию древесных остатков.
T2	32–63	Черный, очень влажный, ожелезнение по остаткам растительности, менее разложившийся, много древесных остатков.
G	Глубже 62 см	Очень влажный тяжелый суглинок, бесструктурный.

Для оценки пирогенных почв был выполнен комплекс исследований их состава и свойств. Проведен анализ растительных сообществ

произрастающих на объектах изучения. В ходе вегетационного опыта изучено плодородие горизонта золы. Определение всех приведенных ниже параметров проводилось по общепринятым методикам с целью обеспечения возможности сравнения полученных данных с аналогичными выполненными ранее.

Результаты исследований

За семь прошедших после пожара лет зола претерпела значительные изменения по всем показателям. В течение этого периода было отмечено заметное утяжеление гранулометрического состава золы. Если сразу после пожара она характеризуется супесчаным гранулометрическим составом (табл. 1), то через семь лет ее следует отнести к легкому суглинку.

Исходная зола отличается высокими значениями плотности твердой фазы (до 3.0 г/см³) (табл. 2). За семилетний период отмечается снижение значений этого показателя, что является следствием активного привноса в горизонт золы торфяной массы с соседних недеградированных участков и поступления органического материала произрастающих растений.

Таблица 1

Гранулометрический состав золы пирогенно-торфяных почв разного возраста

Возраст пирогенно-торфяной почвы, лет	Содержание фракций (мм), %							
	<1	1-0.25	0.25-0.05	0.05-0.01	0.01-0.005	0.005-0.001	<0.001	<0.01
2	0.9	1.4	33.0	49.2	11.8	3.2	0.5	15.5
7	0.7	0.9	29.1	45.6	16.4	6.1	1.2	23.7

Проведенные исследования показали, что за 7 лет плотность золы возросла в три раза. При этом, в течение первых двух лет, значения этого показателя увеличились вдвое по сравнению с исходным. Интересен тот факт, что по этому показателю наблюдалась значительная неоднородность горизонта золы уже на второй год после пожара. При этом меньшие значения плотности были приурочены к участкам занятым растительностью, а большие — к не заросшим фрагментам поверхности.

Соответственно, за прошедший период заметно уменьшилась общая порозность горизонта золы. Так, если сразу после пожара, по ве-

личинам порозности она несколько превосходила поверхностные торфяные горизонты исходных почв, то уже через 2 года по этому показателю торфяные горизонты и горизонт золы выровнялись, а через 7 лет горизонт золы заметно выделялся в почвенном профиле повышенной плотностью.

Таблица 2

Физические свойства осушенных торфяных и пирогенно-торфяных почв разного возраста

Почва	Горизонт	Плотность, г/см ³		Порозность ε , %	НВ, %	Водопрочность, %
		почвы, ρ_b	тв. фазы, ρ_s			
Торфяная окультуренная почва (контроль)	Ад	0.25	2.02	87.6	46.1	не опр.
	T1	0.35	1.91	81.7	58.7	не опр.
	T2	0.19	1.99	90.4	33.4	не опр.
	T3	0.16	1.84	91.3	38.5	не опр.
Пирогенное образование	Зола	0.21	2.97	92.9	n/o	98.7
Пирогенно-торфяная, 2 года после пожара	Зола	0.47*	3.00*	84.3*	68.3	95.4
		0.38	2.93	87.0		
	T1	0.20*	2.01	90.0*	38.1	не опр.
		0.26		87.1		
Пирогенно-торфяная, 7 лет после пожара	T2	0.13	1.98	93.4	23.4	не опр.
	T3	0.16	1.99	92.0	27.2	не опр.
	Зола	0.61	2.85	78.6	57.1	9.3
Пирогенно-торфяная, 7 лет после пожара	T1	0.26	1.91	86.4	58.4	не опр.
	T2	0.22	1.98	88.9	52.9	не опр.

Примечание: * — числитель — зола без растительности, знаменатель — зола покрытая растительностью.

Такие изменения плотности золы являются следствием активного воздействия на нее различных факторов, и, прежде всего — атмосферных осадков и грунтовых вод. Другой результат этого воздействия — заметное изменение свойств агрегатов горизонта золы и, прежде всего, их водопрочности. Сразу после пожара и через два года в золе встречаются отдельные фрагменты сгоревшей прокаленной органики. Часто в этих прокаленных фрагментах просматривается морфология растительных остатков, входивших в состав торфа подвергнувшегося пирогенной деградации. Такие отдельные фрагменты золы, строго говоря, нельзя рассматривать как агрегаты, так как в их составе нельзя выделить первичные частицы (механические элементы) или микроагрегаты.

Исследование водопрочности таких фрагментов, слагающих горизонт золы, проведенное по методу Андрианова, показало, что сразу после пожара и, как минимум, в течение 2 лет они могут выдерживать периодическое насыщение водой без ущерба для своего строения. Однако воздействие климатических и иных природных факторов (например, растительности) на протяжении 7 лет приводит к заметному снижению водопрочности фрагментов (агрегатов) золы (табл. 3).

Таблица 3

Содержание легкорастворимых солей в поверхностных горизонтах осушенных торфяных и пирогенно-торфяных почвах разного возраста (мг/100 г)

Объект	HCO ₃ ⁻	Cl	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Степень засоления
Торфяная осушенная почва	108.5	0.0	248.6	108.0	20.7	3.8	3.9	Незасоленная
Пирогенное образование	59.2	1.77	647.5	264.0	42.5	4.0	0.8	Слабозасоленная
Пирогенно-торфяная почва:								Слабозасоленная
2 года после пожара	68.3	9.23	694.1	254.0	25.5	4.8	1.1	
7 лет после пожара	39.7	11.36	209.7	121.0	9.1	5.7	4.4	Незасоленная

Наряду с резкой трансформацией морфологии и физических параметров поверхностных горизонтов в ходе воздействия пожаров на осушенные торфяные почвы, кардинальным изменениям подвергается химический состав и свойства этих органогенных объектов. Горизонт золы сразу же после пожара выделяется в профиле почв повышенными значениями pH – до 8.28, высоким содержанием водорастворимых солей (табл. 3). По существующим классификациям эти почвы следует рассматривать как вариант засоленных почв.

Сразу же после пожара относительно небольшой слой золы (30–35 см, а через 2–3 года – 5–15 см) концентрирует в себе минеральные элементы 80–100-сантиметрового слоя торфа. В условиях промывного водного режима, характерного для южно-таежной подзоны Европейской территории РФ, горизонт золы является нестабильной системой и активно преобразовывается. Химическая трансформация золы проявляется в значительном выносе одних компонентов (Ca, Mg, Fe) и накоплении других (Si, Ti и др.) (рис. 2). Несомненно, какая-то часть

этих потерь приходится на потребление растений, но основная масса элювируемых компонентов попадает в грунтовые воды.

Несомненно, такая геохимическая ситуация является одним из определяющих факторов формирования и трансформации растительного покрова пирогенно-торфяных почв, их плодородия.

Рассмотрение экологической структуры растительных сообществ позволяет отметить ряд особенностей их трансформации в ходе эволюции пожарных сформированных на месте осушенных торфяных почв и провести сопоставление этих сообществ с условиями их формирования (табл. 4).

Таблица 4

Структура растительных сообществ пирогенно-торфяных почв

Экологические группы		До по- жара	2 года после пожара*				7 лет после пожара**	
			Сгоревший участок		Останцы			
			1	2	1	2	3	4
По требованию к плодородию почв	Мегатрофы	1			3		2	3
	Мегамезотрофы	1	1		3	1		3
	Мезотрофы		6	2	5	2	4	
	Мезоолиготрофы		1		1			
	Олиготрофы					1		
По требованию к влажности почв	Ксерофиты					1		
	Ксеромезофиты		1	1	2			
	Мезофиты	2	6	1	7	3	6	3
	Гигромезофиты				2			
	Гигрофиты		1		1			2
	Гидрофиты							1

Примечание: * 1 – в начале вегетации; 2 – в конце вегетации; ** 3 – на границе с торфяной почвой; 4 – центральная часть.

При анализе трансформации экологической структуры растительных сообществ прежде всего следует отметить, что к началу заселения растениями зола представляла собой полностью абиогенный субстрат. Об этом можно судить по результатам изучения температурных условий протекания пирогенной деградации изучаемых объектов. Привлечение термографического анализа к решению этого вопроса показало, что при пожаре осушенных торфяных почв на изучаемом объекте температура достигала 500–550 °C [5].

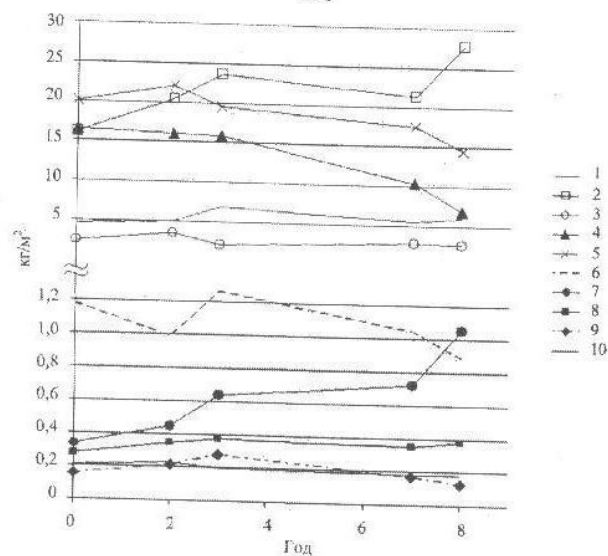


Рис. 2. Изменение запасов химических элементов в горизонте золы пирогенно-торфяных почв в ходе процесса почвообразования. 1 – Al_2O_3 ; 2 – SiO_2 ; 3 – P_2O_5 ; 4 – CaO ; 5 – Fe_2O_3 ; 6 – MgO ; 7 – K_2O ; 8 – TiO_2 ; 9 – MnO_2 ; 10 – Na_2O

На первых стадиях функционирования растительного покрова пожаров по сравнению с не деградированными торфяными почвами формируются растительные сообщества, характеризующиеся более ксерофитным и менее требовательным к обеспеченности питательными веществами составом. Практически полное отсутствие растительных остатков на поверхности пирогенно-торфяной почвы в начале вегетации на второй год после пожара позволяет судить об отсутствии или слабом развитии растительного покрова в предыдущий вегетационный сезон. В течение практически всего жаркого и сухого вегетационного сезона 2002 года растительность двухлетних пирогенно-торфяных почв была представлена относительно ксерофитной растительностью – полынными ассоциациями. Однако, следует отметить, что в 2003 году несмотря на прохладную и влажную погоду структура растительных сообществ не изменилась. Также абсолютно доминировала полынь. То есть, создалась ситуация, когда на более влажной почве, произрастает более ксерофитная растительность.

Для выяснения причин такого несоответствия между реальной гидрологической ситуацией и структурой растительных сообществ был проведен вегетационный опыт по выращиванию злаков на золе пирогенно-торфяной двухлетней почве. Как контроль был взят торф поверхностного горизонта осушенной торфяной почвы. В качестве возделываемой культуры была выбрана щучка дернистая (*Deschampsia caespitosa* L.). Выбор этого вида определялся экологическими особенностями данного злака – широте экологического ареала, высокой жизненности, способности произрастать на бедных кислородом почвах (последнее особенно важно для пирогенно-торфяных почв испытывающих периодическое переувлажнение). На протяжении всего опыта влажность находилась в диапазоне 0,7 НВ -НВ на всех вариантах. Проведенные исследования показали, что в ходе возделывания урожай на золе составил только 50 % от урожая на материале горизонта Ад осушенной торфяной почвы. Таким образом, по результатам вегетационного опыта можно судить об определяющем влиянии на продуктивность пирогенно-торфяных почв не особенностей водного режима, а свойств поверхностного горизонта (зола) и прежде всего его химического состава.

Спустя семь лет нами в структуре растительных сообществ на пирогенно-торфяных почвах наблюдалась иная картина по сравнению с более «молодыми» вариантами. Растительность характеризуется в целом высокой трофностью и значительно более высокой гидрофильностью. Эта ситуация лучше отражает экологические условия данного ландшафта – более близкое положение грунтовых вод по сравнению с ненарушенными участками осушенных торфяных почв.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 02-04-48496 и № 04-04-48580) и Фонда содействия отечественной науке.

Литература

1. Mohd Jinis Abdullah, Mahmad Rasid Ibrahim & Abdul Rahman Abdul Rahim The incidence of forest fire in peninsular Malaysia: History, root causes, prevention and control // «Prevention and control of fire in peatlands» Proceedings of Workshop At Forestry Training Unit, Kepong, Kuala Lumpur 19th-21st March 2002. P. 20–27.
2. Tacconi L. Fires in Indonesia: Causes, Costs and Policy Implications // CIFOR Occasional Paper No. 38. Bogor, Indonesia. 2003. 32 p.
3. Зайдельман Ф.Р., Морозова Д.И., Шваров А.П. Изменение свойств пирогенных образований и растительности на сгоревших осушенных торфяных почвах полесий // Почвоведение. 2003. № 11. С. 1300–1309.

4. Ковалев Н.Г., Поздняков А.И., Мусекаев Д.А. и др. Торф, торфяные почвы, удобрения. Москва, 1998. 240 с.
5. Банныков М.В., Поздняков А.И., Шевченко Е.М. и др. Изменение свойств пирогенно-торфяных почв под влиянием факторов почвообразования // Вестник Московского университета. Серия 17. Почвоведение. 2004. № 1.

Fired «wound» of peat soils M.V. Bannikov, A.I. Pozdnjakov

Large transformation of combusted peat soils properties to 6–7 years after fire is shown. The influence of these is very good identify by different-age plant association analysis. In the first years the basic factor of plant association type formation is chemical composition of watersoluble components of ash horizon. Influence of this is more than hard differentiation of physical properties and ground water level regime Attention to these facts is necessary for combusted peat soils using.

ИЗМЕНЕНИЕ АГРОКЛИМАТИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ В ЛЕСОСТЕПНОЙ, СТЕПНОЙ И СУХОСТЕПНОЙ ЗОНАХ ХАКАСИИ

Е.С. Быстрова¹, З.Н. Николаева²

¹Красноярский государственный аграрный университет,
info@kgau.krasedu.ru

²Хакасский государственный университет им Н.Ф. Катанова, г. Абакан

Показаны тенденции изменения осадков и температуры воздуха за 60-летний период в лесостепной, степной и сухостепной зонах Хакасии.

Цель исследования – анализ изменений агроклиматических показателей Минусинской котловины по данным длительных наблюдений станций Хакасская, Бея, Таштып. В пределах исследуемой территории распространяются сухостепная, степная, лесостепная и подтаежная зоны [1, 2]. Совокупность показателей климата является важнейшей характеристикой природных условий. Для каждой природной зоны типична своя амплитуда колебаний среднемесячных температур между наиболее холодным январем и наиболее жарким июлем. Так, например, в степной зоне колебания средних температур достигают 40 °С, а в лесостепной и подтаежной – 36,5 °С. Условия атмосферного увлажнения в степной и сухостепной зонах характеризуются небольшим количеством среднегодовых осадков (300–320 мм). Около поло-

вины их выпадает в летние месяцы. В лесостепной зоне осадки выпадают в количестве 370–480 мм, а в подтаежной превышают 500 мм. Значительная часть их приходится на период зимних месяцев [3]. Почвенный покров Минусинской котловины неоднороден [4]. Изменения его подчиняются зональной и провинциальной закономерностям. В степной и лесостепной зонах почвенный покров представлен преимущественно черноземами и каштановыми почвами, а в горной части – горными дерновыми лесными и дерново-подзолистыми почвами.

В последнее время большое внимание уделяется проблеме глобального потепления климата. Наиболее вероятной причиной изменения глобальной температуры воздуха считается изменение газового состава (концентрации углекислого газа) атмосферы [5]. Для реальной оценки современных тенденций изменения климата необходимы региональные исследования.

Методика исследований

Из базы данных метеостанций Хакасская, Бея и Таштып были сделаны выборки значений таких показателей как сумма осадков за год, сумма осадков за вегетационный период, средние температуры за вегетационный период. Выборки по каждому показателю охватывали 60-летний отрезок времени (1941–2000 гг.). Из базы данных кафедры почвоведения и агрохимии КрасГАУ были сделаны выборки значений содержания гумуса в почвах, распространенных в лесостепной, степной и сухостепной зонах Минусинской котловины, в пределах Хакасии за 10-летний период (1991–2000 гг.). Материалы по урожайности зерновых культур, выращиваемых в каждой из этих природных зон, сгруппированы по трем десятилетним периодам (1971–1980 гг., 1981–1990 гг., 1991–2000 гг.). Обработка данных сделана методом вариационной статистики по программе Statistica for Windows 5.0

Результаты исследований

Как показали результаты исследований, наименьшее количество осадков выпадает в сухостепной зоне (рис. 1). Однако, если в период 1941–1990 гг. колебания суммы осадков в сухостепи были незначительные, то в последнее десятилетие наблюдается заметное увеличение выпадающих осадков. Тенденция роста годовых осадков отмечается и в других природных зонах Минусинской котловины. Установлено, что варьирование суммы осадков в лесостепи изменяется в пределах 11–30 %, в степи – 12–25 %, в сухостепи – 10–27 %.

Показатель суммы осадков за вегетационный период (апрель–сентябрь для Хакасии) характеризует интенсивность продукционного процесса в агроценозах. По результатам статистического анализа обнаружено, что коэффициент варьирования во всех зонах имеет почти рав-

ные значения – 16–20 %. В среднем за 60-летний период в лесостепной зоне выпало – 353 мм, в степной – 325 мм, а в сухостепной – 253 мм.

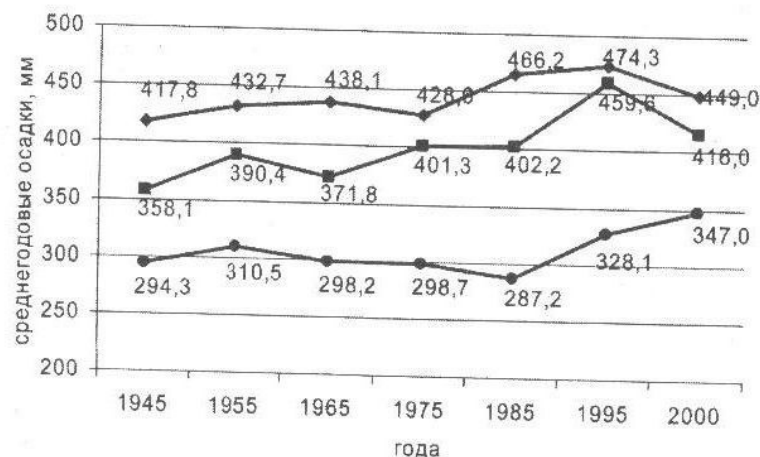


Рис. 1. Динамика среднегодовых осадков, мм.
— Лесостепь — Степь — Сухостепь

Можно отметить небольшое увеличение осадков за период с 1945 по 2000 гг в лесостепи от 334 до 342 мм, в степи – от 293 до 347 мм, в сухостепной зоне – 251 до 277 мм (рис. 2). Таким образом, следует говорить о более заметных изменениях в холодное полугодие.

Многолетняя динамика средних температур воздуха за вегетационный период не показала особого варьирования данных за вегетационный период (рис. 3). Однако выражена тенденция повышения средних температур к 2000 г. по сравнению с 1945 г. Более заметные колебания в значении температур наблюдаются в сухостепной зоне.

Наиболее высокие значения температуры зафиксированы в сухостепной зоне с недостаточным увлажнением, а в лесостепной зоне, где сумма осадков выше, значения температуры оказались ниже. Это свидетельствует о влиянии зональности на общее количество выпадающих осадков, что в свою очередь оказывает воздействие на почвообразовательные процессы.

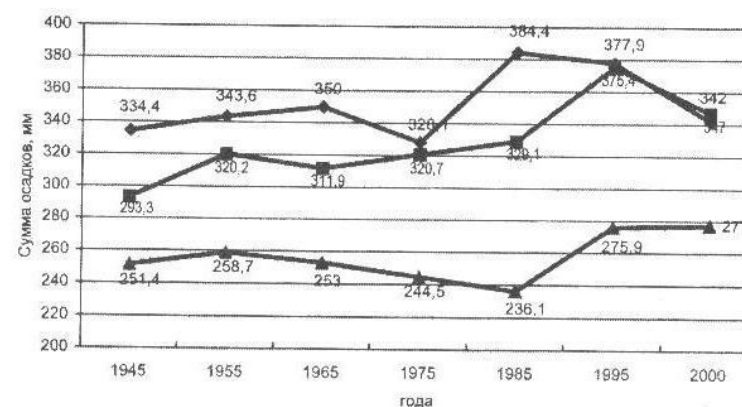


Рис. 2. Динамика суммы осадков за вегетационный период
— Лесостепь — Степь — Сухостепь

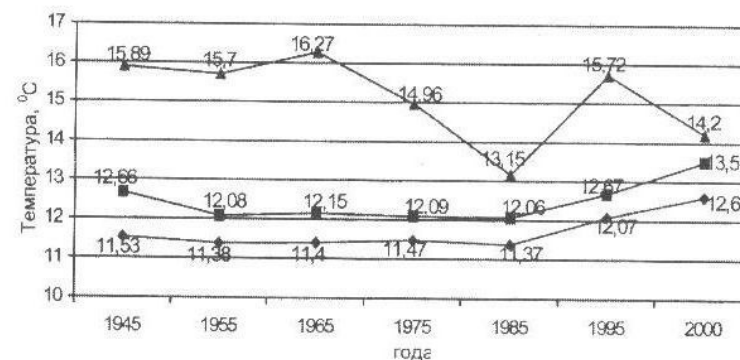


Рис. 3. Динамика средних температур
— Лесостепь — Степь — Сухостепь

Таблица 1

Статистические параметры содержания гумуса в почвах, %

Природная зона	Пределы изменения	Средняя (x)	Ошибка средней (Sx)	Стандартное отклонение (S)	Дисперсия (S²)	Коэффициент варьирования (V)
Лесостепь	4.22–9.69	6.95	0.53	1.67	2.80	24
Степь	2.02–7.52	4.61	0.49	1.56	2.45	33
Сухостепь	2.43–6.89	4.31	0.47	1.49	2.21	34

Урожайность зерновых культур, т/га

Таблица 2

Годы	Лесостепь					Степь					Сухостепь				
	мин.-макс.	Sx	S	S ²	V	мин.-макс.	Sx	S	S ²	V	мин.-макс.	Sx	S	S ²	V
	среднее					среднее					среднее				
1971-1980	0.4-2.18 1.34	0.14	0.45	0.202	33.6	0.34-1.53 0.99	0.13	0.41	0.171	41.7	0.3-1.56 0.88	0.14	0.4	0.201	51.3
1981-1990	0.75-1.98 1.60	0.11	0.36	0.126	22.2	0.6-1.88 1.38	0.12	0.37	0.139	26.9	0.3-1.4 0.97	0.11	0.3	0.107	33.8
1991-2000	0.74-1.78 1.33	0.09	0.29	0.088	22.3	0.46-1.67 1.07	0.14	0.44	0.191	40.7	0.14-1.5 0.69	0.14	0.4	0.197	64.6

Примечание: Sx – ошибка средней, S – стандартное отклонение; S² – дисперсия; V – коэффициент вариации.

Из данных табл. 1 видно, что наиболее благоприятная (по содержанию гумуса) зона – это лесостепная, почвы в которой содержат гумуса 6.95 %. В степи среднее значение гумуса равно 4.61 %. Самое низкое содержание гумуса наблюдается в сухостепной зоне – 4.3 %.

От перечисленных выше метеоусловий и гумусного состояния почв зависит урожайность зерновых культур. В лесостепной зоне с преобладающим количеством выпадающих осадков, наиболее выровненными температурами и достаточным содержанием гумуса (6.9 %) урожайность зерновых культур в среднем за 30-летний период оказалась выше и стабильнее, чем в степной и сухостепной зонах (табл. 2).

Литература

1. Виноградов И.И. Природное районирование сельскохозяйственной зоны Красноярского края и некоторые вопросы природопользования. М., 1962. 356 с.
2. Природное районирование Красноярского края. М., 2001. 258 с.
3. Агроклиматический справочник по Красноярскому краю. Л., 1961. 288 с.
4. Градобоев Н.Д., Коляго С.А. Объяснительная записка к атласу районных почвенных карт северного левобережья и правобережной части Минусинской впадины. М., 1958. 170 с.
5. Антропогенные изменения климата / Под. ред. М.И. Будыко, Ю.А. Израэля. Л., 1987. 208 с.

Changes of agroclimatical parameters in foreststeppe, steppe and drysteppe in Chakasia E.S. Bystrova, Z.N. Nikolaeva

Tendencies of rainfall and air temperature changes by 60-years period in foreststeppe, steppe and drysteppe in Chakasia are shown in this paper.

СПЕКТРАЛЬНО-ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЕ И ФОТОХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГУМИНОВЫХ КИСЛОТ

Е.П. Ванцявичуте

Томский государственный университет, sly@phys.tsu.ru

Изучены спектрально-люминесцентные и фотохимические свойства гуминовых кислот методами электронного поглощения и флуоресценции. Проведено сравнение спектров поглощения и флуоресценции гуминовых кислот различного происхождения (ГК из торфа (Merck); ГК из чернозема; ГК из дерново-подзолистой почвы; ГК из бурого угля; ГК из подзолистой почвы). Показано, что спектр погло-

щения ГК из торфа и ГК из подзолистой почвы практически одинаковые, но в области $42500\text{--}30000\text{ см}^{-1}$ зафиксировано увеличение оптической плотности. Изучено фоторазложение 2-амино-4-метилфенола в водно-щелочном растворе в присутствии ГК.

Изучение химических и фотохимических процессов, происходящих в окружающей среде, приобретает в настоящее время все большее значение. Влияние излучения оптического диапазона (прежде всего ультрафиолетовой и видимой части спектра) на биосферу чрезвычайно велико. Оптическое излучение все шире применяется для решения проблем, связанных с охраной окружающей среды, как для разложения экотоксикантов, так и для их обнаружения [1, 2]. При рассмотрении физико-химических процессов в окружающей среде, особенно разложение экотоксикантов в водных средах, должно обязательно учитываться наличие гуминовых веществ (ГВ). Время жизни таких веществ исчисляется сотнями и тысячами лет. Такие вещества окрашивают почвы, речные и болотные воды в коричневый цвет. Образуются они за счет разложения органических остатков, благодаря чему синтезируются многочисленные продукты случайных реакций. Гуминовые вещества имеют нерегулярную структуру, которая точно до сих пор не известна. Однако их структурам присущ ряд внутренних закономерностей. Все эти макромолекулы содержат ароматический углеродный скелет, обогащенный функциональными группами и алкильными радикалами; периферическую часть из углеводно-пептидных фрагментов и минеральные компоненты. В их состав входят остатки разнообразных моносахаридов (до 25 % по весу) и аминокислот (до 10 %). Гуминовые вещества содержат большой набор функциональных групп, таких как фенольная, amino-, карбокси-, метокси-, кетильная и хиноидная, которые предполагают возможность протекания разнообразных фотохимических процессов, хотя в целом ГВ устойчивы к действию света.

Гуминовые вещества выполняют в биосфере множество важных функций: аккумулятивную, транспортную, регуляторную, протекторную, физиологическую и ряд других [3–5].

Методика исследований

Образцы гуминовых кислот (ГК) были любезно предоставлены МГУ (факультет почвоведения, доцент Демин В.В.): 1) ГК из торфа (Merck); 2) ГК из чернозема; 3) ГК из дерново-подзолистой почвы; 4) ГК из бурого угля; 5) ГК из подзолистой почвы.

Серия растворов была приготовлена из сухих образцов (2.5 мг ГК и 4 мл NaOH). Эти растворы были оставлены на 1 сутки в темном мес-

те при комнатной температуре для набухания и более полного растворения. Гуминовая кислота из бурого угля и ГК из подзолистой почвы имели взвесь и для более полного растворения были нагреты на водяной бане при температуре около $40\text{ }^{\circ}\text{C}$. Спектры поглощения и флуоресценции регистрировались по стандартной методике на спектрофотометре «Specord M40» и спектрофлуориметре «Hitachi M850».

В качестве источника УФ излучения использовалась импульсная эксимерная лампа KrCl барьерного разряда U-типа с параметрами $\lambda=222\text{ нм}$, $\Delta\lambda=5\text{--}10\text{ нм}$, $W=18\text{ мВт/см}^2$, $f=200\text{ кГц}$ [7]. Для предотвращения нагрева раствора при облучении лампой и стабильной работы осуществлялось воздушное охлаждение установки при помощи вентилятора. Время облучения KrCl – эксимерной лампы составило от 1 до 40 мин., данное время облучения соответствует вкачанной в раствор энергии $E=1/15\text{ Дж/см}^3$.

Водно-щелочные растворы ГК из торфа и растворы с добавлением 2-амино-4-метилфенола помещались в прямоугольную кварцевую кювету $l=1\text{ см}$ на расстоянии 5 см от эксимерной лампы.

Результаты исследований

По данным спектров поглощения водно-щелочных растворов ГК из торфа (Merck), ГК из чернозема, ГК из дерново-подзолистой почвы, ГК из бурого угля, ГК из подзолистой почвы можно увидеть, что спектр поглощения ГК из торфа и ГК из подзолистой почвы практически одинаковые, но в области $42500\text{--}30000\text{ см}^{-1}$ молекулы последней поглощают больше света (рис. 1). Для остальных ГК наблюдается увеличение интенсивности поглощения по всему спектру.

Более существенные различия наблюдаются в спектрах флуоресценции ($\lambda_{\text{возб}}=365\text{ нм}$) растворов ГК различного происхождения (рис. 2). Максимум полосы флуоресценции для ГК из торфа и ГК из чернозема находится на 460 нм, а для ГК из дерново-подзолистой, ГК из угля и ГК из подзолистой на 480 нм. Причина несовпадения зависит от многих факторов, например, от различного состава, способа получения, природы, вытяжки и др. Рассматриваемые ГК характеризуются широким интервалом интенсивности, самой большой интенсивностью обладает ГК из чернозема.

При облучении KrCl эксимерной лампой водно-щелочного раствора ГК из торфа (Merck) (время облучения от 0 до 40 мин., что соответствует вкачанной в раствор энергии $E=1/15\text{ Дж/см}^3$) интенсивность спектра поглощения ГК из торфа (Merck) изменяется скачкообразно (рис. 3). До 10 мин. облучения наблюдается падение интенсивности поглощения, при 20 мин. увеличивается, а далее вновь уменьшается. Это явление связано, вероятно, с образованием фотопродукта и его распадом.

Спектр флуоресценции ГК из торфа (Merck) при облучении KrCl эксимерной лампы (время облучения от 0 до 40 мин) представляет собой зависи-

мость, где интенсивность увеличивается с увеличением времени облучения и максимум находится в области 450–485 нм (рис. 4). Это объясняется тем, что образующиеся фотопродукты излучают в одной области.

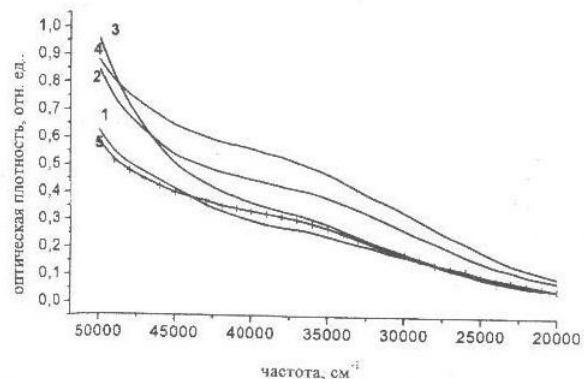


Рис. 1. Спектр поглощения ГК в водно-щелочном растворе при ($C_{ГК}=0,0098\text{ г/л}$, $C_{NaOH}=0,0019\text{ м/л}$): 1 – ГК из торфа (Merck); 2 – ГК из чернозема; 3 – ГК из дерново-подзолистого почвы; 4 – ГК из бурого угля; 5 – ГК из подзолистого почвы

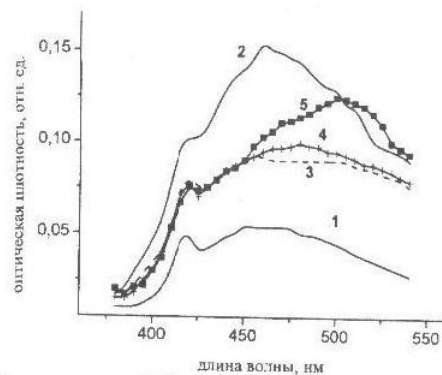


Рис. 2. Спектр флуоресценции ГК в водно-щелочном растворе ($C_{ГК}=0,0098\text{ г/л}$ и $C_{NaOH}=0,0019\text{ м/л}$). Длина волны возбуждения флуоресценции 365 нм: 1 – ГК из торфа (Merck); 2 – ГК из чернозема; 3 – ГК из дерново-подзолистого почвы; 4 – ГК из бурого угля; 5 – ГК из подзолистого почвы

Для исследования фоторазложения экотоксиканта в присутствии ГК в водно-щелочной раствор ГК из торфа (Merck) добавили 2-амино-

4-метилфенол ($c=10^{-4}\text{ м}$) и облучили KCl лампой (время облучения от 0 до 40 мин). На спектрах поглощения можно увидеть, что изменений в спектре практически нет (рис. 5). Исключение составляет область 22000–27000 см^{-1} , где наблюдается явное падение интенсивности поглощения. В этой области происходит распад экотоксиканта и образование фотопродукта, поглощающего в 22000–27000 см^{-1} .

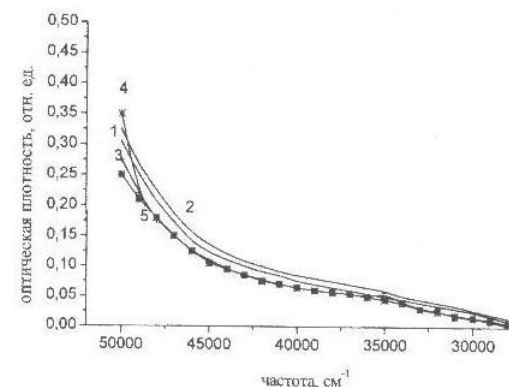


Рис. 3. Спектр поглощения ГК в водно-щелочном растворе при облучении KCl лампой ($C_{NaOH}=0,016\text{ м/л}$, $C_{ГК}=0,083\text{ г/л}$). Время облучения: 1 – 0 мин.; 2 – 5 мин.; 3 – 10 мин.; 4 – 20 мин.; 5 – 40 мин.

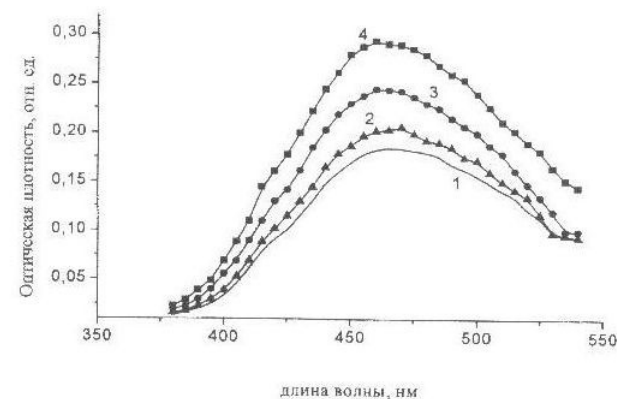


Рис. 4. Спектр флуоресценции ГК в водно-щелочном растворе при облучении KCl лампой ($C_{ГК}=0,083\text{ г/л}$ и $C_{NaOH}=0,016\text{ м/л}$). Длина волны возбуждения флуоресценции 365 нм. Время облучения: 1 – 0 мин.; 2 – 5 мин.; 3 – 20 мин.; 4 – 40 мин.

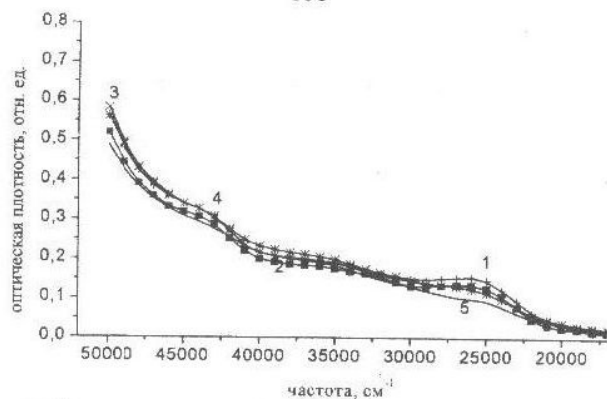


Рис. 5. Спектр поглощения ГК + $\text{CH}_3\text{NH}_2\text{Ph}$ при облучении KrCl лампой ($C_{\text{ГК}} = 0,083 \text{ г/л}$, $C_{\text{NaOH}} = 0,016 \text{ м/л}$, $C_{\text{CH}_3\text{NH}_2\text{Ph}} = 10^{-4}$). Время облучения: 1 – 0 мин.; 2 – 5 мин.; 3 – 10 мин.; 4 – 20 мин.; 5 – 40 мин.

Спектр флуоресценции ГК (Merck) с добавлением 2-амино-4-метилфенола при облучении KrCl эксилампой (время облучения от 0 до 40 мин.) показал, что наблюдается зависимость увеличения интенсивности флуоресценции с увеличением времени (рис. 6). Максимум полосы флуоресценции находится в области 400 нм.

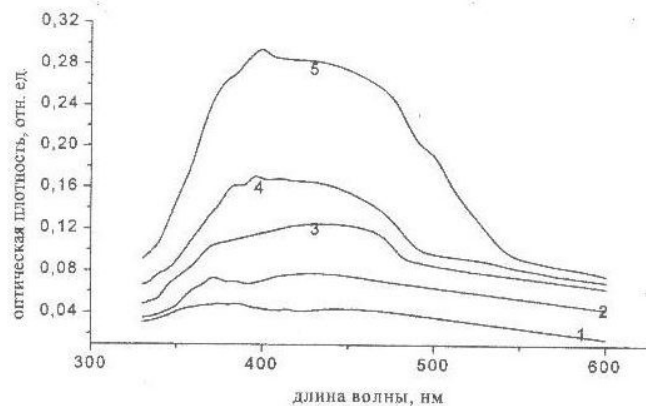


Рис. 6. Спектр флуоресценции ГК + $\text{CH}_3\text{NH}_2\text{-Ph}$ в водно-щелочном растворе при облучении KrCl лампой ($C_{\text{NaOH}} = 0,0026 \text{ м/л}$, $C_{\text{ГК}} = 0,0138 \text{ м/л}$, $C_{\text{CH}_3\text{NH}_2\text{Ph}} = 10^{-4} \text{ м/л}$). Длина волны возбуждения флуоресценции 365 нм. Время облучения: 1 – 0 мин.; 2 – 5 мин.; 3 – 10 мин.; 4 – 20 мин.; 5 – 40 мин.

Таким образом, изучены спектрально-люминесцентные и фотохимические свойства гуминовых кислот методами электронного поглощения и флуоресценции. На основании сравнения спектров поглощения и флуоресценции гуминовых кислот различного происхождения показано, что спектр поглощения ГК из торфа и ГК из подзолистой почвы практически одинаковые, но в области $42500\text{--}30000 \text{ см}^{-1}$ зафиксировано увеличение оптической плотности. Также рассмотрены фотохимические свойства 2-амино-4-метилфенола в присутствии ГК из торфа (Merck). На основании эксперимента сделан вывод о том, что экотоксикант в присутствии ГК быстрее распадается, чем без нее.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № Е 02-12.2-63 в области охраны окружающей среды и экологии человека).

Литература

1. Соколова И.В., Чайковская О.Н., Сульtimiова Н.Б. Фотохимические методы для решения экологических проблем гидросферы // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 3. С. 292–296.
2. Скурлатов Ю.И., Штамм Е.В. Роль окислительно-восстановительных, свободно-радикальных и фотохимических процессов в природных водах при очистке сточных вод и водоподготовке // Химическая физика. 1997. Т. 16. № 12. С. 55–68.
3. Орлов Д.С. Гуминовые вещества в биосфере // Соросовский образовательный журнал. 1997. № 2. С. 56–63.
4. Орлов Д.С. Органическое вещество почв России // Почвоведение. 1998. № 9. С. 1049–1057.
5. Гуминовые вещества в биосфере / Тезисы докладов II Международной конференции. СПб, 2003, 188 с.
6. Choudhry G.G. Interaction of Humic Substances with Environmental Chemistry // The Handbook of Environmental Chemistry. V. 2. Part B. Reactions and Processes (Volume Editor: O. Hutzinger). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1982. P. 103–128.
7. Tarasenko V.F., Chernov E.B., Erofeev M.V., Lomaev M.I., Panchenko A.N., Skakun V.S., Sosnin E.A., Shitz D.V. UV and VUV excilamps excited by glow, barrier and capacitive discharges // Appl. Phys. A. 1999. V. 69. Suppl. P. 327–329.

Spectral-luminescent and photochemical properties of humic acids E.P. Vanckjavichute

The spectral-luminescent and photochemical properties humic acids (HA) have been investigated by methods of absorption and fluorescence spectroscopy.

copy. The comparison of absorption and fluorescence spectra of humic acids of a various nature (HA from peat from firm "Merck" is lead; HA from chernozem; HA from soddy podzolic; HA from coal; HA from podzolic soil) have been investigated. It was shown, that a absorption spectrum of both HA peat and HA podzolic soil are practically identical. For the others HA the increase of absorption intensity on all spectrum was observed. Also the photolysis of 2-amino-4methylphenol in water has been studied in presents of HA.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МЕТОДОВ ФРАКЦИОННО-ГРУППОВОГО СОСТАВА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ТОРФА

М.В. Гостищева

Томский государственный педагогический университет

В статье приведён сравнительный анализ различных способов изучения фракционно-группового состава органического вещества торфа и изложено обоснование выбора метода, предложенного Н.Н. Бамбаловым.

Торф – перспективное сырьё для получения широкого ассортимента продукции. Томская область располагает крупными запасами торфа разнообразного качественного состава – 26 % от общих запасов в Западно-Сибирском регионе. Торфяные ресурсы Томской области представлены 1340 торфяными месторождениями. Площадь месторождений в границах промышленной залежи торфа составляет 7.72 млн. га, а запасы торфа – 29.4 млрд. т [1].

Торф является ценным сырьём для получения препаратов, применяемых в медицине, ветеринарии, косметике, поскольку характеризуется высоким содержанием гумусовых веществ, богатым набором биологически активных соединений, благоприятно влияющих на организм человека и обладающих определёнными фармакологическими свойствами; разнообразием видов и большими промышленными запасами.

Изучение фракционно-группового состава торфов позволяет получить качественную его характеристику, как потенциального природного сырьевого источника биологически активных веществ, и возможность проследить зависимость биологических и фармакологических свойств торфа от его химического состава и физических свойств, а, следовательно, целенаправленно прогнозировать возможность создания высокоэффективных препаратов для применения в медицине и ветеринарии.

Из всего многообразия методов изучения группового состава органического вещества торфов, наиболее часто используемыми являются

методы Инсторфа, Драгунова, Бамбалова, Тюрина, Пономарёвой-Николаевой, Кононовой-Бельчиковой, Ефимова-Васильковой, различающихся последовательностью выделения отдельных групп органического вещества, а также составом и концентрацией применяемых растворителей (рис. 1). Таким образом, целью данной работы является провести сравнительный анализ различных способов изучения фракционно-группового состава органического вещества торфа и обосновать выбор метода, предложенного Н.Н. Бамбаловым.

Традиционным методом, широко применяемым при оценке качества торфа как сырья химической промышленности, является метод Инсторфа [2–4]. Он состоит в последовательной экстракции навески торфа горячим бензолом, горячей водой и соляной кислотой, затем горячей щелочью и 80 % серной кислотой. При этом происходит значительное изменение состава и структуры органических соединений торфа, искажаются их природные особенности. Особенно сильным изменениям подвергаются гуминовые вещества: происходит их частичный гидролиз, сопровождающийся «искусственной гумификацией» веществ неспецифической природы.

При изучении состава органического вещества торфа наибольшее распространение получил метод В.В. Пономарёвой и Т.А. Николаевой [5], позволяющий дополнительно провести фракционирование гуминовых кислот. Он близок к схеме фракционирования органического вещества И.В. Тюрина, широко применяемого в почвоведении при анализе фракционно-группового состава органического вещества минеральных почв и поэтому позволяет сопоставить результаты. Выделение гуминовых кислот здесь предшествует кислотному гидролизу, и результаты более достоверно отражают истинный состав органического вещества. При этом выделяют три фракции гуминовых кислот и четыре фракции фульвокислот, различающихся строением и характеризующих особенности гуминового комплекса торфа. Главное отличие схемы Пономарёвой-Плотниковой от схемы Тюрина состоит в том, что исключена длительная попеременная обработка сырья кислотой и щелочью, которая приводит к частичному гидролизу гуминовых кислот и требует неоправданно длительного времени проведения анализа.

Следует отметить, что достаточно широко используемой при изучении органического вещества торфа является методика В.Н. Ефимова и М.Г. Васильковой [5, 6]. Согласно этой методике извлечение гуминовых веществ проводится пирофосфатом натрия, так как даже сравнительно мягкая обработка торфа 0.1 н NaOH приводит к искусственной гумификации растительных остатков торфа. По данным И.Д. Комиссарова и Т.А. Кухаренко [7, 8] особенностью пирофосфата натрия, как экстрагента, является его способность извлекать не только «свободные» гумино-

вые кислоты, но и связанные с минеральными компонентами, если предварительно не был проведён кислотный гидролиз. Метод Ефимова-Васильевой позволяет получить препараты гуминовых кислот со структурой, близкой к естественной и изучить их особенности.

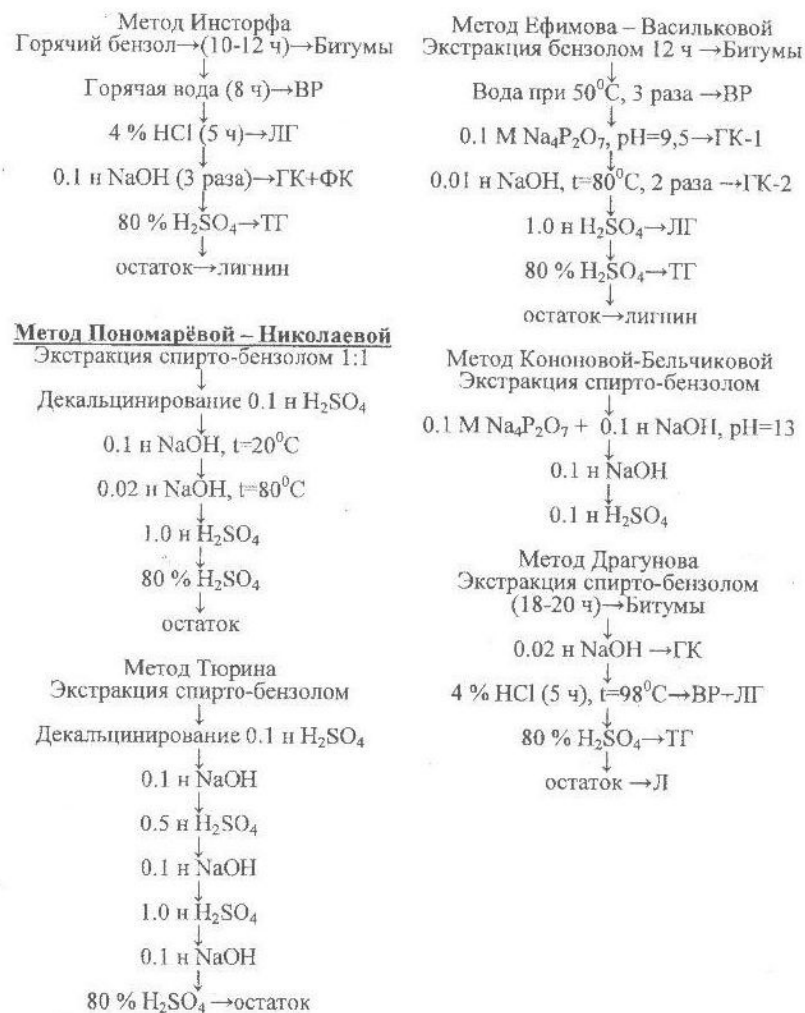


Рис. 1. Схемы различных методов фракционно-группового анализа органического вещества торфа

Также с целью извлечения гуминовых кислот без значительного изменения их строения применяют метод С.С. Драгунова [2-4]. По этому методу сырьё обрабатывают этиловым спиртом. При этом удаляют вещества, растворимые в спирте и в мягких условиях идёт обезвоживание торфа. Далее обезвоженное сырьё экстрагируют бензолом. Остаток последовательно обрабатывают 0.02 н NaOH, 4 % соляной кислотой и 80 % серной кислотой. Метод Драгунова отличается от метода Инсторфа последовательностью выделения гуминовых кислот и применением более слабых растворов щелочей. Однако и метод Драгунова оказывается довольно жёстким и не позволяет обнаружить изменения в составе торфа. Это в первую очередь касается таких соединений, как легкогидролизуемые вещества, гуминовые и фульвокислоты, в составе которых происходят изменения в процессе выделения. Эти изменения обуславливают переход части соединений углеводного комплекса в гуминовые вещества (ГВ) и наоборот.

Несмотря на великое многообразие методов изучения фракционно-группового состава органического вещества торфов, нами было отдано предпочтение анализу по методике Бамбалова [2, 9] (рис. 2). Данный метод представляет собой последовательную экстракцию хлороформом, 0.1 н натриевой щёлочью, 5 % и 72 % серной кислотой. При этом из торфа выделяются битумоиды (Б), гуминовые вещества (ГВ), гуминовые кислоты (ГК) и фульвокислоты (ФК), легкогидролизуемые вещества (ЛГВ), трудногидролизуемые вещества (ТГВ) и негидролизуемый остаток (НГО). Такая схема позволяет подвести материальный баланс разных групп органического вещества. Дополнительно из отдельной навески торфа выделяется фракция ГК, растворимая в 0.1 М растворе пиррофосфата натрия. Количественное содержание этой фракции коррелирует со степенью разложения торфа и характеризует глубину преобразования растений-торфообразователей. Пиррофосфатная фракция ГК весьма характерна для торфов, так как она химически наиболее зрелая и биохимически наиболее устойчивая к микробиологическому разложению. По количественному содержанию этой фракции и по динамике её изменения можно судить о превращениях органического вещества торфа [9]. Для получения максимального выхода этой фракции необходимо чередовать обработку торфа 0.1 М раствором пиррофосфата натрия и водой, так как высокая концентрация пиррофосфата натрия затрудняет переход в раствор наиболее высокомолекулярной части ГК. Разница между общим количеством ГК и содержанием пиррофосфатной фракции показывает количество второй фракции, извлекаемой щёлочью после удаления пиррофосфатной. В целом, данная схема фракционно-группового анализа близка к схеме Тюрина-Кононовой, но отличается от неё отсутствием операции декальцинирования, а от схемы Пономарё-

вой и Николаевой – отсутствием операции выделения фракции гумусовых веществ щёлочью при нагревании. Одним из преимуществ метода, кроме применения мягких растворителей, является то, что извлечение и высушивание гуминовых кислот проводится при невысоких температурах (20–25, 30–40 °C), что способствует извлечению неизменённых и не окисленных ГК с хорошими качественными характеристиками (высокое содержание функциональных групп, особенно карбоксильных и хиноидных, обеспечивающих высокую концентрацию парамагнитных центров в молекуле гуминовых кислот и азота).

Все вышеописанные способы фракционно-группового анализа в наименьшей степени подходят для изучения органического вещества торфа с целью использования его как источника получения препаратов, применяемых в медицине (рис. 1). Учитывая все преимущества метода Бамбалова: условия проведения анализа и возможность использования мягких реагентов, что способствует получению нативных, неизменённых в процессе изучения органической части торфа гуминовых кислот, логично предположить, что данный способ фракционно-группового анализа будет наиболее оптимальным для изучения органического вещества торфа и оценки качества используемого сырьевого источника для медицинских целей.

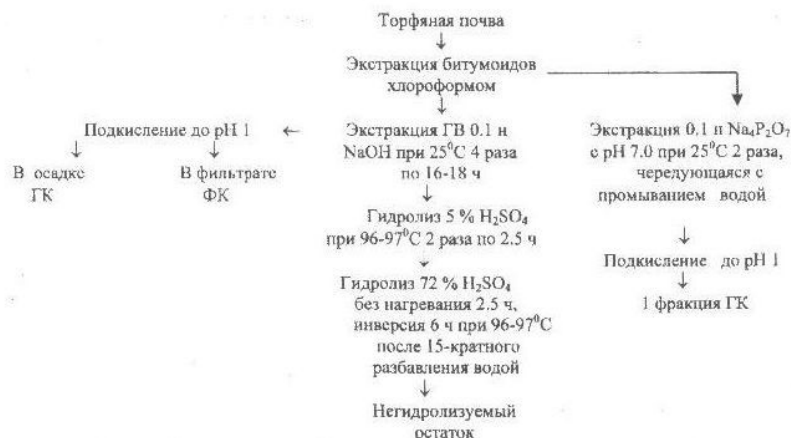


Рис. 2. Схема анализа фракционно-группового состава торфа по методике Н.Н. Бамбалова [9]

Методом Бамбалова было проведено исследование фракционно-группового состава органического вещества древесного торфа низинного типа (торфяное месторождение Тёмное, Томская область) со степе-

ню разложения (R) 35 %, зольностью (A) 5.9 %. Определение проводили по вышеприведённой схеме из воздушно-сухих образцов с влажностью (W) 12–15 % (рис. 2). Полученные результаты сравнивали с результатами Н.Н. Бамбалова [9] по фракционно-групповому составу целинных торфяных почв Беларуси (табл. 1, 2).

Таблица 1
Групповой состав низинных торфов, % ОМ

Наз вание групп	Вид торфа					Низинный торф***	
	Древесный R=35 %	Осоко- вый R=25 %	Тростни- ковый R=45 %	Тростни- ково- осоко- вый R=40-45 %	Древесно- тростни- ковый R=45- 50 %	Сред- ние зна- че- ния	Экстре- мальные значе- ния
	x±δ	x±δ	x±δ	x±δ	x±δ		
ОВ, %	94.08±0.02	92.7±0.7	88.9±0.2	82.5±0.1	84.7±2.8	87.2	82.5–92.7
СВ	6.27±0.2	3.4±0.4	4.5±0.7	3.5±0.2	3.3±0.3	3.68	3.3–4.5
ГВ	43.06±0.9	38.3±0.2	54.6±1.2	47.6±0.2	58.0±0.9	49.63	38.3–58.0
ГК	34.59±1.4	34.2±1.2	48.3±1.2	37.8±0.9	45.4±0.9	41.43	34.2–45.4
ФК	8.47±0.5	4.1±1.3	6.3±1.5	9.8±1.3	12.6±0.5	8.2	4.1–12.6
ЛГВ	23.24±0.6	28.9±0.1	14.4±1.2	17.9±0.8	10.9±0.4	18.03	10.9–28.9
ТГВ	4.2±0.1	6.7±1.2	5.4±0.2	5.4±0.9	5.7±0.4	5.8	5.4–6.7
НП О	23.65±0.5	22.8±1.2	21.1±0.5	25.6±1.7	22.1±0.6	22.9	21.1–25.6
ГК:ФК	4.0	8.3	7.7	3.8	3.6	5.0	

Примечание: СВ – сухое вещество; ОМ – органическая масса; R – степень разложения; x – среднее значение; δ – стандартное отклонение; * – собственные результаты; ** – результаты Н.Н. Бамбалова [9]; *** – значения, вычисленные автором по данным Н.Н. Бамбалова.

Таблица 2
Фракционный состав гуминовых кислот

Вид торфа	Содержание ГК, % ОМ	Фракция 1, % от ГК	Фракция 2, % от ГК
Древесный*	34.6	56.8	43.2
Осоковый**	34.2	76.0	24.0
Тростниковый**	48.3	69.8	30.2
Тростниково-осоковый**	37.8	67.5	32.5
Древесно-тростниковый**	45.4	51.5	48.5

Примечание: ОМ – органическая масса; * – собственные результаты; ** – результаты Н.Н. Бамбалова [9].

Анализируя результаты, приведённые в табл. 1, можно сказать, что содержание битумов (6,27 %) в исследуемом торфе выше средних показателей, приведённых у Н.Н. Бамбалова [9], что характерно для древесного торфа, поскольку все отклонения битуминозности связаны с изменением ботанического состава торфа [10]. В отношении количественного содержания гуминовых веществ в исследуемом низинном древесном торфе меньше, чем в торфах Беларуси: 43,06 % и 38,3–58,0 % соответственно. Это связано с тем, что темпы разложения органического вещества торфа обусловлены климатом, ботаническим составом торфов, слагающих торфяной профиль, составом подстилающих пород, режимом влажности почв [11]. В Беларуси более благоприятные гидротермические условия для развития биохимических процессов, интенсивности разложения торфа и накопления гуминовых веществ. В Томской области процессы разложения органического вещества торфа протекают медленнее вследствие недостатка тепла и избытка влаги. В целом, общее содержание гуминовых веществ соответствует виду и степени разложения исследуемого древесного торфа, из которых гуминовых кислот 34,59 %, что в 4 раза больше, чем фульвокислот (8,47 %). Группа легкогидролизуемых веществ составляет 23,24 % от массы органического вещества, что больше по сравнению с данными Н.Н. Бамбалова (табл. 1). Содержание этой группы зависит от степени разложения торфа; чем выше степень разложения, тем меньше содержание ЛГВ [10]. Количество трудногидролизуемых веществ в анализируемом торфе – 4,2 %, что также характерно для древесного вида торфа. Негидролизуемый остаток представляет собой сложную смесь веществ, основу которой составляют лигнин, азотсодержащие производные и промежуточные продукты гумификации. Доля этой группы в составе органического вещества торфа – 23,65 %, что соответствует средним показателям, рассчитанным по результатам Н.Н. Бамбалова.

По данным табл. 2 видно, что в составе гуминовых кислот возрастает доля фракции, извлекаемой пирофосфатом натрия и убывает доля второй фракции, дополнительно извлекаемой щёлочью. Это констатирует глубину преобразования растений-торфообразователей и большее содержание в торфе химически стабильной и биохимически устойчивой фракции гуминовых кислот.

Таким образом, на основании проведённой работы, методика Бамбалова позволяет получить представляющую наибольший интерес группу веществ – гуминовые кислоты в нативном виде, не подвергшихся под воздействием жёстких растворителей и высоких температур значительным изменениям.

Полученные данные фракционно-группового состава органического вещества древесного торфа низинного типа (месторождение Тёмное, Томская область) качественно характеризуют исследуемый торф как богатый гуминовыми веществами природного источника биологи-

чески активного материала, благодаря чему его можно рекомендовать для использования в медицине с целью получения лекарственных гуминовых препаратов. Это особенно актуально, так как на сегодняшний день существует проблема поиска и разработки новых лекарственных средств на основе природного сырья, отличающихся низкой токсичностью и ограниченным спектром побочных явлений, а торф в этом отношении – относительно дешёвая и практически неограниченная сырьевая база для производства лекарственных средств.

Работа выполнена под руководством д-ра с.-х. наук, член корр. РАСХН, профессора Инишевой Л.И.

Литература

1. Инишева Л.И., Архипов В.С., Маслов С.Г., Михантьева Л.С. Торфяные ресурсы Томской области и их использование. Новосибирск, 1995. 88 с.
2. Лиштван И.И., Базин Н.И., Гамаюнов Н.И., Терентьев А.А. Физика и химия торфа / Учеб. пособие для ВУЗов. М., 1989. 304 с.
3. Лиштван И.И. Основные свойства торфа и методы их определения. Минск, 1975. 320 с.
4. Лиштван И.И., Круглицкий Н.Н., Тритинник В.Ю. Физико-химическая механика гуминовых веществ. Минск, 1976. 263 с.
5. Практикум по агрохимии / Под ред. В.Г. Минеева. М., 1989. 304 с.
6. Ефимов В.Н., Василькова М.Г. К методам выделения гуминовых веществ из торфяных почв // Почвоведение. 1986. № 7. С. 79–88.
7. Комиссаров И.Д., Виленский И.И., Федченко О.И. Извлечение гуминовых веществ из органогенных пород // Гуминовые препараты: Научный трактат. Тюмень, 1971. Т. XIV. С. 10–33.
8. Кухаренко Т.А. О методах выделения гуминовых кислот из торфа и углей // Химия твердого топлива. 1980. № 5. С. 87–94.
9. Бамбалов Н.Н., Беленькая Т.Я. Фракционно-групповой состав органического вещества целинных и мелиорированных торфяных почв // Почвоведение. 1998. № 12. С. 1431–1437.
10. Раковский В.Е., Пигулевская Л.В. Химия и генезис торфа. М., 1978. 231 с.
11. Зайдельман Ф.Р., Шваров А.П. Пирогенная и гидротермическая деградация торфяных почв, их агроэкология, песчаные культуры земледелия, рекультивация. М., 2002. 168 с.

The comparative analysis of methods of fraction-group structure of organic substance of peat

M.V. Gostisheva

In clause the comparative analysis of various ways of study of fraction-group structure of organic substance of peat is given and the substantiation of a choice of a method offered is stated. N.N. Bambalov.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ФИТОЦЕНОТИЧЕСКОГО РАЗНООБРАЗИЯ И УСЛОВИЙ УВЛАЖНЕНИЯ БОЛОТНЫХ СООБЩЕСТВ В ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ В ДОЛИНЕ р. ОЯ

А.В. Гренадерова

Красноярский государственный университет, grenaderova@krasu.ru

На основе детального ботанического анализа торфяных отложений в долине реки Оя (бассейн р. Енисей, южная лесостепь) проведена реконструкция смен растительных ассоциаций и условий увлажнения в позднеголоценовое время. Выделены основные растения-торфообразователи, определен состав малакофаунистических остатков включенных в торф.

Голоцен – последний геологический этап развития Земли, характеризуется своеобразным изменением климатических условий и растительных сообществ. Понять закономерности развития которых, возможно, детально изучив палеоботаническими методами озерно-болотные отложения, накопившиеся за голоценовый период.

Изучение последовательно отложившихся слоев торфа с помощью ботанического анализа позволяет реконструировать прошлое болотных экосистем, установить исходный фитоценоз представленный формацией, а при низкой степени разложения торфа, восстановить группы ассоциаций. Зависимость фитоценотического разнообразия от минерального питания, водно-воздушного и температурного режимов дает возможность сделать выводы об изменениях экологических условий за время формирования болотного массива, что позволяет получить представление об эволюции природных условий в данном районе.

Цель наших исследований: выявление фитоценотического разнообразия растительности, восстановление экологических условий времени формирования и реконструкция развития природных условий в позднеголоценовое время в долине р. Оя.

Методика исследований

Объектом исследования явились торфяные отложения разреза «Ивановка-2003» заложеного в долине реки Оя – правобережье р. Енисей (Южно-Минусинская впадина, Минусинский межгорный прогиб) (рис. 1).

По флористическому делению Л.М. Черепнина [1] район относится к степной ботанико-географической области, к Минусинскому степному району; по болотному районированию Г.М. Платонова [2] –

в состав Минусинского торфяно-болотного округа. Данная территория представляет собой денудационную плоско-увалистую равнину на складчатом основании с разной степенью проявления в рельефе структурных форм. Абсолютная высота над уровнем моря 350–400 м. Климат района резко континентальный; средняя годовая температура воздуха 0.4°, средняя температура января составляет –18.5°, июля +18.8°, среднее годовое количество осадков – 400–600 мм, продолжительность вегетационного периода 160 дней [3].



Рис. 1. Карта-схема района исследования

Образцы торфа были отобраны сплошной колонкой с интервалом 5 см. Ботанический анализ проведен принятым в болотоведении методом [4, 5] с использованием [6, 7].

На основе данных ботанического анализа с помощью шкалы увлажнения Л.Г. Раменского и др. [8] были рассчитаны показатели увлажненности местообитаний восстановленных растительных группировок, результаты представлены в виде кривой, осцилляция которой свидетельствует о динамике увлажненности изучаемой территории за весь период торфонакопления. Степень разложения торфа определена

объемно-весовым методом [9]. Определение малакофаунистического состава произведено Финочкой К.В., идентификация родовой принадлежности раковин осуществлялась с использованием эталонных препаратов.

Результаты исследований

Разрез «Ивановка-2003» заложен на правом берегу реки Оя, правого крупного притока Енисея. Современная растительность представлена березняком разнотравно-осоковым, древесный ярус которого состоит из березы секции *alba* до 10 м высотой, черемухи, также присутствует карликовая береза. В травяном покрове доминируют *Carex cespitosa* L., *C. appropinquata* Schum., также отмечены *C. vesicaria* L., *C. panicea* L. Разнотравье представлено *Calamagrostis neglecta* (P.B.) Gaertn. May. et Schreb., *Galium palustre* L., *Sanguisorba officinalis* L., *Rubus saxatilis* L., *Geranium pratense* L., *Equisetum palustre* L., *Dryopteris thlypteris* (L.) A. Gray. Моховой покров образован гипновыми мхами, его проективное покрытие не превышает 20 %. Мощность разреза 2,30 м. Торф содержит большое количество минеральных примесей и характеризуется высокой зольностью. Средняя степень разложения торфа – 30 %, что позволяет восстановить растительные формации и довольно полно охарактеризовать исходный фитоценоз, так как ведущая роль основных доминантов в торфе сохраняется.

Начало торфонакопления в зоне современной южной лесостепи и степи Южно-Минусинской впадины датировано радиоуглеродным анализом и соответствует концу атлантического – началу суббореального периода [10]. По палинологическим данным установлено, что это связано с похолоданием и увеличением увлажнения климата в это время. Увеличение осадков, подъем уровня грунтовых вод, паводки обусловили начало заболачивания поймы и развитие на ней тростниково-осоковой группы ассоциаций представленной осоками: *Carex appropinquata* Schum., *C. teretiuscula* Good., *C. vesicaria* L., а также в небольшом количестве *C. lasiocarpa* Ehrh., *C. caespitosa* L., *C. dioica* L., и *Phragmites communis* Trin., также установлено единичное участие в формировании фитоценоза *Comarum palustre* L., *Typha angustifolia* L., *Sagittaria sagittifolia* L., *Menyanthes trifoliata* L., *Calamagrostis neglecta* (P.B.) Gaertn. May. et Schreb. и *C. lanceolata* Roth., *Eriophorum vaginatum* L., *Equisetum palustre* L., *E. fluviatile* L., *Dryopteris thlypteris* (L.) A. Gray. Растительные остатки данной ассоциации сформировали слой торфа мощностью 1,45 м.

Начальные этапы формирования тростниково-осоковой группы (интервал глубин 2,30–1,90 м) проходили при болотно-луговом увлажнении (89–91 ступень увлажнения) (рис. 2). В волокне торфа отмечены: тростник обыкновенный – 30 %; осоки: двудомная – 40 %, двуты-

чинковая – 10 %, дернистая – 5 %, пузырчатая, тонкоцветная, волосистоплодная – ед.; стрелолист, пушица; гипновый и сфагновый мох – ед.; кора и древесина березы от 5 до 10 %. Торф содержит небольшое количество раковин моллюсков рода *Vallonia*, *Pupilla*, *Lumnea*.

В интервале 1,90–1,40 м происходит постепенное увеличение увлажнения с максимумами на глубине 1,75–1,70 м (95,5), 1,60–1,55 м (94,5) и 1,45–1,40 м (94). На этих же глубинах отмечено появление в составе танатоценоза раковин *Planorbis* и *Pisidium*, что указывает на повышение влажности. Ботанический состав торфа этих интервалов, свидетельствует о том, что в это время в травяном ярусе увеличилось участие ветки до 20 %, стрелолиста до 10 %.

На глубине 1,35–1,30 м от поверхности установлено уменьшение влажности (до 83 ступени). В волокне торфа отмечено 30 % остатков тростника, 10 % стрелолиста, 35 % осоки двудомной, 10 % осоки дернистой, 5 % пузырчатой и 10 % березы. Затем с 1,30 до 0,90 м развитие тростниково-осоковой группы происходило при болотном увлажнении (средняя ступень увлажнения 95,4).

Далее в интервале глубин 0,90–0,65 м наблюдается второй период уменьшения влажности (до 83 ступени) в это время, установленное по корреляции с другими разрезами как позднезубореальное потепление, был развит березняк разнотравно-осоковый. Накопившийся за это время торф мощностью 0,25 м содержит остатки коры березы до 50 %, осоки дернистой – 15–20 %, сближенной – 10 %, двутычинковой – 10 %, волосистоплодной и плетевидной – ед. Из разнотравья присутствуют ветки ланцетовидный – 15 %, стрелолист стрелолистный, вахта трехлистная, хвощ болотный и щитовник мужской – ед.

Танатоценоз этого этапа представлен наибольшим, за весь период развития болота, количеством моллюсков. В основном увеличение обусловлено ростом числа раковин моллюсков рода *Vallonia* в 1,5 – 2 раза (рис. 2).

Увеличение увлажнения в субатлантическое время до 94 ступени повлекло за собой уменьшение древесного яруса и развитие осоково-болотной растительности, представленной веткиково-осоковой группой ассоциаций с эдификаторами: ветки ланцетовидный, осока сближенная, двутычинковая и пузырчатая. Из других видов определены: хвощ болотный, вахта трехлистная и рогоз узколистный. Мощность торфа, отложенного этой ассоциацией, составляет 0,55 м. Количество раковин уменьшается до прежнего размера (в среднем 30 раковин), качественное соотношение *Vallonia* : *Pupilla* : *Lumnea* : *Planorbis* : *Pisidium* – 2:1:1,5:ед. В интервале 0,10–0,05 м отмечено увеличение раковин рода *Lumnea* в 2,5 раза.

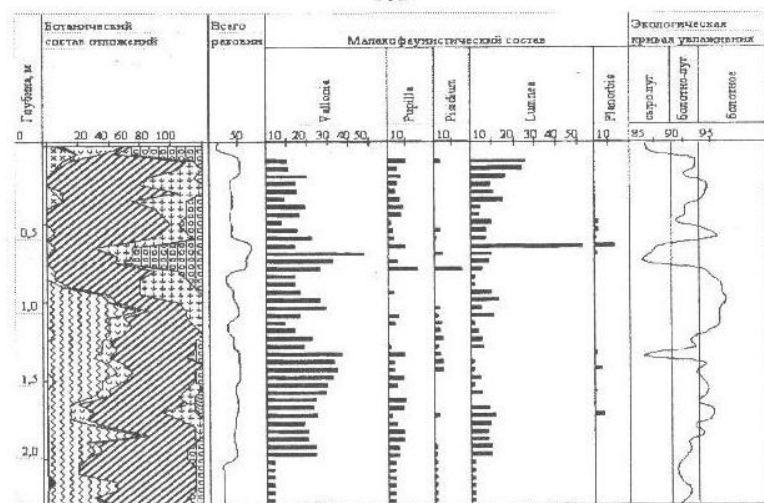


Рис. 2. Динамика распределения растений-торфообразователей, малакофаунистического комплекса и изменение условий увлажнения в позднеголоценовое время в долине р. Оя



- Растения-торфообразователи 1–8: 1. *Dryopteris thelypteris* (L.) A. Gray.; 2. *Equisetum palustre* L., *E. fluviatile* L.; 3. *Phragmites communis* Trin.; 4. *Varia: Comarum palustre* L., *Typha angustifolia* L., *Sagittaria sagittifolia* L., *Menyanthes trifoliata* L., *Scheuchzeria palustris* L.; 5. *Carex: C. appropinquata* Schum., *C. teretifuscula* Good., *C. vesicaria* L., *C. lasiocarpa* Ehrh., *C. caespitosa* L., *C. dioica* L., *C. chondorrhiza* Ehrh., *C. pauciflora* Lightf.; 7. *Eriophorum vaginatum* L.; 8. *Calamagrostis neglecta* (P.B.) Gaertn., May. et Schreb. и *C. lanceolata* Roth., 9. *Betula* sp., *Alnus*. Группы и виды торфа 9–11: 9. древесная, 10. древесно-осоковый, 11. осоковый, 12. травяная, 13. тростниково-осоковый.

С глубины 0.05 м от поверхности торфяную толщу составляет березовый торф, что соответствует современному березняку разнотравно-осоковому. Степень увлажнения 84.

Таким образом, по имеющимся на сегодняшний день материалам установлено, что:

1. Формирование торфяных отложений началось в позднеголоценовое время в начале суббореального периода;
2. Развитие болот шло по старичному типу;

3. Смены растительных групп проходили в направлении от тростниково-осоковой группы к осоково-луговой группе и затем к березняку;
4. На общем фоне достаточного увлажнения в позднеголоценовое время выделены два интервала уменьшения увлажненности местообитания восстановленных растительных групп во второй половине среднесуббореального времени и в конце раннего субатлантического времени.

Литература

1. Черепнин Л.М. Флора южной части Красноярского Края. Красноярск, 1957. Вып. 1. 96 с.
2. Платонов Г.М. Болота лесостепи Средней Сибири. М., 1964. 115 с.
3. Атлас Красноярского края и республики Хакасии. Новосибирск, 1994. 83 с.
4. Торфяные месторождения и их разведка (руководства по лабораторно-практическим занятиям). М., 1977. 264 с.
5. Природа болот и методы их исследования. Л., 1967. 291 с.
6. Кац Н.Я., Кац С.В., Скобеева Е.И. Атлас растительных остатков в торфах. М., 1977. 371 с.
7. Домбровская А.В., Коренева М.М., Тюремнов С.Н. Атлас растительных остатков встречаемых в торфе. М.; Л., 1959.
8. Раменский Л.Г., Цаценкин И.А., Чижиков Н.А., Антипин Н.А. Экологическая оценка кормовых угодий по растительному покрову. М., 1956. 480 с.
9. Пьявченко Н.И. Степень разложения торфа и методы ее определения. Красноярск, 1963. 55 с.
10. Ямских Г.Ю. Растительность и климат голоцена Минусинской котловины. Красноярск, 1995. 180 с.

Reconstruction variety of vegetation and moisture in the bog, which is situated in the valley Oya river late Holocene

A.V. Grenaderova

Paleobotanical analysis of the peat obtained allowed tracing dynamics of paleovegetation changes and dynamics of paleomoisture. The analysis is based on botanical diagram from back bog situated in the valley Oya river, of southern steppe-forest South – Minusinsk depression. The investigation dynamic of paleovegetation obtained from 5000 years B.P. till nowadays. The dynamics vegetation and moisture were a very diversity. The bog vegetation changes were more dependent on climate extreme.

АКТИНОМИЦЕТНЫЙ КОМПЛЕКС В НИЗИННОЙ ТОРФЯНОЙ ПОЧВЕ

А.А. Грядунова, Г.М. Зенова, А.И. Поздняков, Д.Г. Звягинцев
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
sashagr2001@mail.ru

Торфяные почвы являются продуктом особого органо-аккумулятивного почвообразования, обусловленного факторами, препятствующими развитию микроорганизмов и проявлению ими метаболической активности. Однако, при этих лимитирующих развитии микроорганизмов условиях, в торфяных почвах выявлены огромные запасы микробной биомассы. Выявлено, что актиномицетный комплекс низинной торфяной окультуренной почвы отличается высокой численностью и значительным родовым разнообразием мицелиальных прокариот, и может быть сравним по этим параметрам с актиномицетным комплексом черноземов. Разные роды актиномицетов могут поэтапно сменяться в комплексе во времени и в зависимости от условий влажности, аэрации и температуры почвы.

Торфяные почвы являются продуктом особого органо-аккумулятивного почвообразования, обусловленного факторами, препятствующими развитию микроорганизмов и проявлению ими метаболической активности: низкие температуры, насыщенность водой, анаэробизм, низкие значения pH, дефицит питательных веществ, присутствие токсических соединений. Однако, при этих лимитирующих развитии микроорганизмов условиях, в торфяных почвах выявлены огромные запасы микробной биомассы, которые могут достигать десятков и даже сотен тонн на гектар за счет высокой численности микроорганизмов в многометровой толще [1]. Установлены специфические особенности микробного населения торфяных почв: высокая численность всех групп микроорганизмов, сопоставимая только с плотностью микробов в черноземах и особый характер распределения их по профилю почвы без лавины численности с глубиной и небольшими флуктуациями плотности популяций в отдельных горизонтах.

Актиномицеты – мицелиальные бактерии, составляющие неотъемлемую часть микробного комплекса торфяных почв. Исследования актиномицетного состава микробного комплекса торфяных почв мало численны и ограничены определением численности представителей рода *Streptomyces*, как наиболее распространенного в почвах разных типов. Закономерности построения актиномицетного комплекса с учетом редких родов в торфяных почвах изучены мало. Мицелиальные прокариоты – актиномицеты – принимают непосредственное участие в

формировании почвенного плодородия [2], образуя темно-окрашенные пигменты – меланины, являющиеся предшественниками гумусовых веществ в почве, участвуя в накоплении в почве биологически активных веществ и в создании азотного баланса почв [3]. Актиномицеты редких родов являются продуцентами многих ценных антибиотиков, в том числе противоопухолевых, и других биологически активных веществ. Увеличение численности актиномицетов можно ожидать в сильногумифицированных торфах, поскольку эти медленно растущие мицелиальные бактерии способны разрушать труднодоступные субстраты.

Целью нашей работы является изучение закономерностей построения комплекса актиномицетов в низинной торфяной почве для расширения наших знаний о биоразнообразии почв.

Методика исследований

Объектами исследования служила низинная торфяная окультуренная почва на разнотравно-древесном торфе, образцы которой отбирали из пахотного горизонта на территории Дмитровской лугоболотной станции.

Дифференцированный учет актиномицетов проводили методом поверхностного посева из разведений почвенной суспензии на агаризованную питательную среду, а также методом посева почвенной суспензии под агаризованную питательную среду. Использовали среду с пропионатом натрия, в которую добавляли комплекс антибиотиков, включающий налидиксовую кислоту (1.5 мкг/мл), рубомицин (1.0 мкг/мл), нистатин (50 мкг/мл), витамин B1 и микроэлементы [4].

Инкубацию посевов проводили при 28°C в течение 3–4-х недель. Подсчитывали общее число выросших колоний актиномицетов и проводили их дифференцированный учет по морфологическим типам. Представителей каждого типа выделяли в чистую культуру и проводили предварительную родовую идентификацию, используя дифференциальные таблицы определителя бактерий Берджи [5]. Для этого использовали морфологические характеристики актиномицетов (наличие фрагментации, тип ветвления мицелия, присутствие и характер расположение спор на воздушном и/или субстратном мицелии, число спор в цепочках, диаметр спор, наличие спорангиев, подвижность спор) и хемотаксономические признаки (присутствие в гидролизатах целых клеток LL- или мезо- диаминопимелиновой кислоты (DAI_{ik}) и дифференцирующих сахаров) [6].

В лабораторных исследованиях для проведения модельного опыта по изучению динамики численности почвенных актиномицетов в ходе инициированной микробной сукцессии воздушно-сухую почву (20 г),

освобожденную от крупных корешков и посторонних включений, растирали в фарфоровой ступке и просеивали через сито в 1 мм. Почву помещали в чашки Петри, тщательно перемешивали и увлажняли до трех различных уровней влажности: предельная полевая влагоемкость (ППВ) (136 % от массы почвы), максимальная молекулярная влагоемкость (ММВ) (64 % от массы почвы), максимальная адсорбционная влагоемкость (МАВ) (22 % от массы почвы). Модельный опыт проводили в 2-х кратной повторности. Чашки с почвой инкубировали при поддержании указанного уровня влажности при 20–22°C в эксикаторах, которые открывали на 30 минут через день. Посевы почвенных образцов производили в момент инициации сукцессии (0-момент), на 7, 14, 21, 28-е сутки после инициации сукцессии.

Результаты исследований

В настоящее время в актиномицетном комплексе низинной торфяной почвы выявлены представители восьми родов актиномицетов: *Streptomyces*, *Micromonospora*, *Actinomadura*, *Saccharopolyspora*, *Microbispora*, *Streptosporangium*, *Microtetraspora* и *Nocardioidea*.

Анализ динамики популяций и разнообразия комплекса актиномицетов в ходе сукцессий, инициированных увлажнением до трех разных уровней влажности (ППВ, ММВ, МАВ), позволил расширить выявляемый однообразными посевами из почвы спектр актиномицетов до 11 родов: *Streptomyces*, *Micromonospora*, *Actinomadura*, *Saccharopolyspora*, *Microbispora*, *Microtetraspora*, *Streptosporangium*, *Nocardioidea*, *Saccharomonospora*, *Kibdelosporangium* и *Thermomonospora*. Из всех выявляемых родов актиномицетов представители трех родов обнаруживались только при одном определенном уровне влажности: *Saccharomonospora* при уровне влажности, соответствующей предельной полевой влагоемкости, *Kibdelosporangium* при уровне влажности, соответствующей максимальной молекулярной влагоемкости и *Thermomonospora* при уровне влажности, соответствующей максимальной адсорбционной влагоемкости. Известно, то присутствие представителей рода *Saccharomonospora* характерно для целинных торфяных почв не подверженных мелиоративным мероприятиям, в том числе и осушению [7]. Представители *Kibdelosporangium* и *Thermomonospora* обнаруживаются на сухих остатках растений и в почвах засушливых районов [5]. Таким образом, представители родов *Kibdelosporangium* и *Thermomonospora* способны развиваться только при более низких уровнях влажности и, следовательно, участвовать в разложении органических веществ в условиях засухи.

Представители остальных 8 выявляемых родов актиномицетов обнаруживались при разных уровнях влажности. Так актиномицеты рода

Microtetraspora встречались в почве, увлажненной до уровня ППВ и ММВ. Представители родов *Streptosporangium* и *Nocardioidea* обнаруживались в почве при увлажнении до уровня ММВ и МАВ.

Постоянно выделяющимися при всех трех уровнях увлажнения были роды *Streptomyces*, *Micromonospora*, *Actinomadura*, *Saccharopolyspora*, *Microbispora*. Таким образом, можно предположить, что прорастание спор и развитие представителей этих родов актиномицетов могут осуществляться в почве при различных условиях увлажнения.

Плотность популяций представителей родов *Streptomyces* и *Micromonospora* в ходе сукцессии во всех трех вариантах опыта достигала миллионов колониеобразующих единиц (КОЕ)/г почвы. Известно, что стрептомицеты наиболее многочисленный род среди актиномицетов. Представители этого рода широко распространены во всех биогеоценозах от лесных до пустынных, включая агроценозы [7]. Поэтому их высокая популяционная плотность при всех уровнях влажности вполне объяснима. Представители рода *Micromonospora*, с одной стороны, обладают гидрофильными спорами и долгое время считались водными формами, поэтому их высокая численность при высоком уровне увлажнения вполне закономерна. С другой стороны, микромоноспоры входят в группу актиноплан, для которой характерна приуроченность к растительным остаткам, так как ее представители усваивают растительные пентозаны. В исследуемой почве отмечается высокое содержание растительных остатков, что вероятно и позволяет развитие микромоноспор при низких уровнях влажности.

На втором месте по численности среди всех актиномицетов оказались представители близких родов *Actinomadura* и *Nonomureae*, а также рода *Saccharopolyspora* (десятки и сотни тысяч КОЕ/г почвы). Для актиномадур характерно распространение в почвах с высоким содержанием органического вещества, таких как черноземы и каштановые почвы [8]. В исследуемой нами торфяной почве отмечено высокое содержание органических остатков, что и обуславливает значительную численность представителей рода *Actinomadura*. Сахарополиспоры являются характерными представителями актиномицетного комплекса торфяных почв и доминируют в актиномицетном комплексе в почве агроценоза [7].

Интересно отметить, что динамика популяционной плотности у представителей рода *Streptomyces* и рода *Micromonospora* имеет сходную характеристику при двух уровнях увлажнения почвы, соответствующих максимальной молекулярной и максимальной адсорбционной влагоемкостям. При этих уровнях влажности популяционная плотность стрептомицетов и микромоноспор возрастает к промежуточным этапам сукцессии на два порядка по сравнению с начальными этапами

сукцессии и остается приблизительно на этом уровне до конца опыта. При уровне влажности, соответствующей предельной полевой влагоемкости, динамика популяционной плотности представителей родов *Streptomyces* несколько отличается от таковой у представителей рода *Micromonospora* (рис. 1).

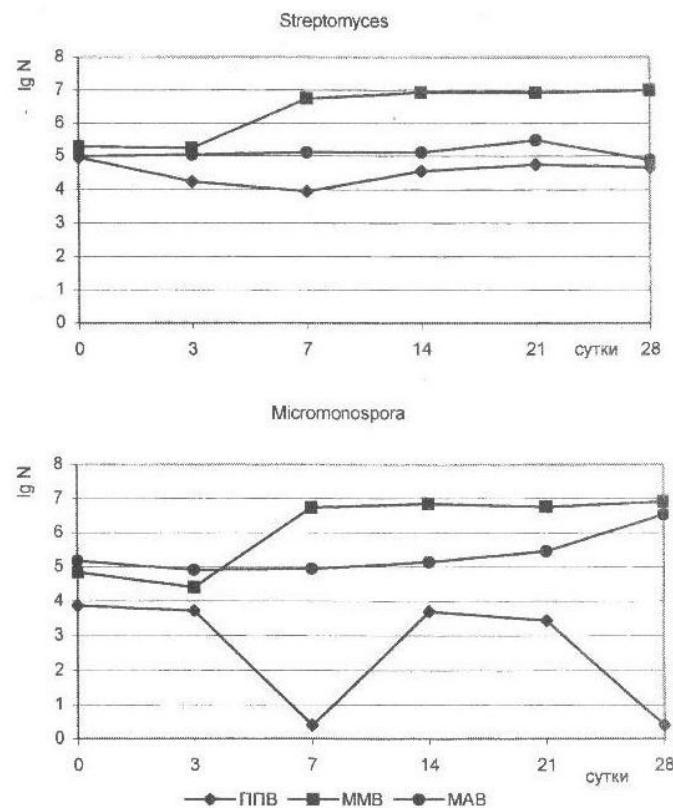


Рис. 1. Динамика популяционной плотности *Streptomyces* и *Micromonospora* в ходе микробной сукцессии, инициированной увлажнением низинной торфяной почвы до разных уровней влажности: предельной полевой влагоемкости (ППВ), максимальной молекулярной влагоемкости (ММВ), максимальной адсорбционной влагоемкости (МАВ)

При разных уровнях увлажнения почвы наибольшая популяционная плотность отмечается у представителей разных родов актиномицетов в разные временные периоды в процессе сукцессии. Наиболее ярко это выражено для представителей рода *Microbispora* (рис. 2). При уровне увлажнения, соответствующем предельной полевой влагоемкости, максимум популяционной плотности отмечен на 3 сутки после инициации сукцессии, при влажности равной максимальной молекулярной влагоемкости – на 7 сутки и при влажности равной максимальной адсорбционной влагоемкости – на 21-е сутки. Можно предполагать с достаточной степенью вероятности, что от уровня увлажнения почвы зависит скорость набухания и прорастания спор актиномицетов.

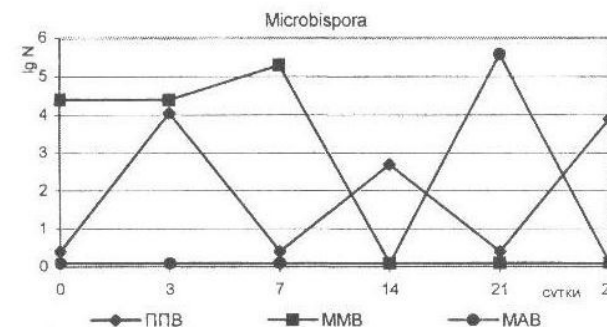


Рис. 2. Динамика популяционной плотности актиномицетов рода *Microbispora* в ходе сукцессии, инициированной увлажнением низинной торфяной почвы до разных уровней влажности, соответствующих ППВ, ММВ и МАВ

Анализируя данные, полученные в ходе изучения сукцессии с использованием трех уровней увлажнения почвы, важно правильно оценить зависимость распределения популяционной плотности представителей различных родов актиномицетов от времени их выделения и уровня увлажнения образцов. Для этого был проведен многофакторный анализ с использованием критерия Фишера. В результате для представителей родов актиномицетов *Actinomyces*, *Micromonospora*, *Microbispora*, *Microtetraspora*, *Streptosporangium* и *Streptomyces* достоверно выяснено, что главным фактором, влияющим на изменение популяционной плотности, является уровень увлажнения почвы. А для представителей родов *Nocardioideae* и *Saccharopolyspora* более значительным является временной промежуток выделения в ходе сукцессии.

Таким образом, использование сукцессионного подхода к исследованию актиномицетного комплекса в почве позволяет дать экологическую характеристику представителей родов, составляющих актиномицетный комплекс, выявить их зависимость от условий развития и установить временной промежуток, наиболее благоприятный для выявления тех или иных родов из почвы, а также более полно охарактеризовать комплекс актиномицетов, соответствующий изучаемой почве.

Сравнительное исследование актиномицетных комплексов низинной торфяной почвы, выявляемых в аэробных и микроаэробных условиях, показало, что представители почти всех родов актиномицетов обнаруживались на чашках при посеве почвенных суспензий под агаризованную среду. Представители родов *Streptomyces*, *Micromonospora*, *Streptosporangium*, *Actinomadura*, *Saccharopolyspora* были выделены как в аэробных, так и в микроаэробных условиях. Численность микроаэрофильных актиномицетов оказалась на один-два порядка ниже численности аэробных форм мицелиальных прокариот (рис. 3).

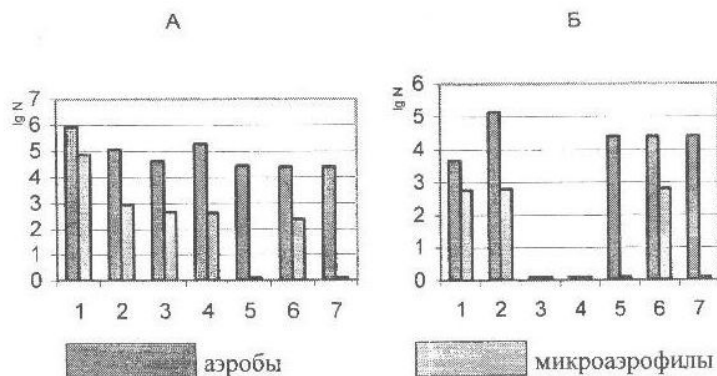


Рис. 3. Численность аэробных и микроаэрофильных актиномицетов разных родов, выделенных из низинной торфяной почвы при 28°C (А) и 37°C (Б): 1 – *Streptomyces*, 2 – *Micromonospora*, 3 – *Streptosporangium*, 4 – *Actinomadura*, 5 – *Microbispora*, 6 – *Saccharopolyspora*, 7 – *Saccharomonospora*

Представители родов *Microbispora* и *Saccharomonospora* не были обнаружены при посеве в микроаэробных условиях. Среди аэробных актиномицетов представителей родов *Streptomyces*, *Micromonospora*, *Microbispora*, *Saccharopolyspora* и *Saccharomonospora* обнаружены

представители термотолерантных форм, вырастающих при 37°C. Стрептомицеты, микромоноспоры и сахарополиспоры выявлены при этой температуре в аэробных и микроаэробных условиях, а микробиспоры и сахаромоноспоры – только в аэробных условиях.

Таким образом, актиномицетный комплекс низинной торфяной окультуренной почвы отличается высокой численностью и значительным родовым разнообразием мицелиальных прокариот, и может быть сравним по этим параметрам с актиномицетным комплексом черноземов. Разные роды актиномицетов могут поэтапно сменяться в комплексе во времени и в зависимости от условий влажности, аэрации и температуры почвы. Все спороактиномицеты, к которым относятся роды, выявленные в низинной торфяной почве, способны разлагать трудно доступные для других бактериальных органические вещества и выполнять в почве роль редуцентов.

Литература

- Добровольская Т.Г. Структура бактериальных сообществ почв. М., 2002. 281 с.
- Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Суханова Н.И. Органическое вещество почв Российской Федерации. М., 1996. 253 с.
- Калакуцкий Л.В., Шарая Л.С. Актиномицеты и растения // Успехи микробиологии. 1990. Т. 25. С. 26–65.
- Зенова Г.М., Звягинцев Д.Г. Разнообразие актиномицетов в наземных экосистемах. М., 2002. 132 с.
- Определитель бактерий Берджи. Под ред. Дж. Хоулта, М. Крига, П. Смита, Дж. Стейли и С. Уильямса. М., 1997. 799 с.
- Hasegawa T., Takizawa M., Takida S. A rapid analysis for chemical grouping of aerobic actinomycetes // J. Gen. Appl. Microbiol. 1983. V. 29, P. 319–322.
- Звягинцев Д.Г., Зенова Г.М. Экология актиномицетов. М., 2001. 257 с.
- Галатенко О.А., Преображенская Т.П. и Терехова Л.П. Особенности географического распространения актиномицетов рода *Actinomadura* // Изв. АН СССР. Сер. биол. 1988. № 2. С. 165–174.

Actinomycete complex in lowland peat soils

A.A. Gryadunova, G.M. Zenova, A.I. Posdnyakov, D.G. Zvyagintsev

Representatives of genera *Streptomyces*, *Micromonospora*, *Actinomadura*, *Saccharopolyspora*, *Microbispora*, *Microtelaspora*, *Streptosporangium*, *Nocardioideis*, *Saccharomonospora*, *Kibdelosporangium* and *Thermomonospora* were found in the actinomycete complexes in lowland peat soils. They were found using selective techniques of actinomycete isolation, counting and method of successional analysis. *Saccharomonospora*, *Kibdelosporangium* and *Thermomonospora* were found in soil to one defi-

nite value of soil moisture. Other genera were discovered to law and high degree moistening of soil. *Streptomyces*, *Micromonospora*, *Streptosporangium*, *Actinomadura* and *Saccharopolyspora* were found by plate method in aerobical and microaerobical conditions.

ВОДОРАСТВОРИМЫЙ УГЛЕРОД В БОЛОТНЫХ И РЕЧНЫХ ВОДАХ

Е.Э. Езупенок¹, Ю.А., Харанжевская², Н.Г. Инишев²

¹Сибирский научно-исследовательский институт торфа СО РАСХН, г. Томск, peat@mail.tomsknet.ru

²Томский государственный университет

В работе анализируются результаты исследований содержания водорастворимого углерода в болотных и речных водах в системе олиготрофных сопряженных ландшафтов, образующих единый гидрологический профиль. Определен вынос водорастворимого углерода стоком с олиготрофного массива.

Углерод – один из важнейших элементов биосферы. Наиболее важным резервуаром стока углерода из атмосферы является гидросфера. По данным [1] гидросфера содержит $2.8 \cdot 10^3$ % углерода. Вторым резервуаром накопления углерода является литосфера, при этом значительная часть углерода содержится в лесах и болотах. Болота – особые экосистемы, характеризующиеся не замкнутым циклом круговорота веществ: болотные системы отдают в окружающую среду меньше веществ, чем поглощают. Таким образом в болотных экосистемах преобладает постоянный сток углерода из атмосферы.

Торфяные болота содержат до 98 % влаги и, таким образом, являются аккумуляторами огромной массы воды особого состава, формирующейся в органогенной среде торфяных залежей и поэтому содержащей в высоких концентрациях органическое вещество, метан, а, следовательно, и углерод. По данным разных авторов [2, 3] содержание водорастворимого углерода в болотных водах составляет от 53 до 93 мг С/л, что значительно превышает содержание углерода в речных водах. Учитывая, что торфяные болота содержат 4.3 тыс. км³ воды, то роль болотных вод в глобальном круговороте углерода становится очевидной.

В настоящей работе приводятся результаты исследования по содержанию углерода в болотных и речных водах за вегетационный период 2003 года в системе олиготрофных сопряженных ландшафтов, образующих единый гидрологический профиль.

Методика исследований

Исследования проводились в пределах водораздельной болотной экосистемы бассейна р. Ключ с площадью водосбора 58 км², представляющей собой северо-восточные отроги Васюганского болота. Гидрологический профиль проложен по водосбору перпендикулярно простиранию поверхности и пересекает следующие основные виды биогеоценозов (БГЦ): осоково-сфагновая топь (элювиальная часть профиля), сосново-кустарничково-сфагновый (низкий рям, транзитная часть), сосново-кустарничково-сфагновый (высокий рям, аккумулятивная часть профиля). Гидрологический режим р. Ключ зависит от водообмена между болотной экосистемой и окружающей территории. Истоки реки расположены на периферии верхового болотного массива. Поэтому, рассматриваемый сопряженный ряд БГЦ гидрологического профиля позволяет рассмотреть геохимические закономерности стока веществ, начиная с автономной части через транзитную к его аккумулятивной части.

Наблюдения за речным стоком проводились в течение вегетационного периода 2003 года на специально оборудованном гидрометрическом посту [4]. Болотные воды были отобраны в колодцах глубиной 1 м на каждом пункте гидрологического профиля. Углерод определялся в лаборатории общих анализов СибНИИТ СО РАСХН [5]. Вынос водорастворимого углерода со стоком р. Ключ со всей водосборной площади рассчитывался по суточным интервалам. По значениям концентрации водорастворимого углерода и среднесуточному расходу воды определялся вынос элемента как произведение его концентрации на расход воды. Вынос за более продолжительные интервалы времени определялся суммированием его суточных значений.

Результаты исследований

В целом концентрация водорастворимого углерода за вегетационный период 2003 г в болотных водах гидрологического профиля изменяется от 36.3 мг/л до 128.8 мг/л при среднем значении 75.1 мг/л, что практически не отличается от ранее полученных данных для болотных вод этой же территории [6] (табл.). В болотных водах элювиальной части гидрологического профиля содержание водорастворимого углерода в среднем составляет 48.8 мг/л. В болотных водах транзитной части профиля содержание водорастворимого углерода увеличивается в 1.5 раза по сравнению с предыдущим пунктом. Наибольшей концентрацией углерода водорастворимого отличаются болотные воды аккумулятивной части гидрологического профиля. Таким образом содержание водорастворимого углерода в болотных водах гидрологического профиля изменяется в ряду: элювиальная часть – транзитная часть – аккумулятивная часть.

Известно, что специфика гидрологических процессов на болотах определяется прежде всего строением торфяной залежи, которая по своим водно-физическим свойствам разделяется на 2 горизонта: деятельный и инертный. Вместе с тем точное положение границы между деятельным и инертным горизонтом является в некоторой степени условной. По мнению гидрологов-болотоведов мощность деятельного горизонта принимается равной расстоянию от поверхности болота до среднего многолетнего уровня болотных вод (УБВ), наблюдающийся за теплый период года. Наши исследования показали, что средние минимальные значения УБВ в элювиальной, транзитной и аккумулятивной частях гидрологического профиля равны 11, 21 и 49 см соответственно. Такую мощность торфяной залежи можно принять за деятельный горизонт. Согласно исследованиям [7], расход воды в инертном горизонте составляет около 1 % от расхода, пропускаемого через деятельный горизонт, следовательно, практически весь сток осуществляется через деятельный горизонт. Таким образом происходит сток водорастворимого углерода с поверхностным и внутриболотным стоком от центра болота (элювиальная часть) к его краевой части (аккумулятивная часть), что подтверждается увеличением содержания водорастворимого углерода в этом направлении от 49.8 мг/л до 101.9 мг/л. Рассчитанный общий вынос со стоком водорастворимого углерода за период 2003 г. составляет 6604 кг/км², что соответствует данным [2, 6], согласно которым вынос углерода составил в предыдущие года 6945 кг/км².

Рассмотрим изменение концентрации водорастворимого углерода в водах, стекающих вместе с поверхностным стоком в болотный водоток р. Ключ (после выхода с заболоченной территории, верхний створ) и далее, где р. Ключ принимает стоки сельскохозяйственных угодий при впадении в р. Бакчар (нижний створ). Прежде всего следует отметить, что экстремальные и средние значения содержания водорастворимого углерода в р. Ключ на порядок ниже по сравнению с болотными водами аккумулятивной части и составляет 71.6 мг/л. Далее содер-

Содержание водорастворимого углерода в болотных и речных водах на гидрологическом профиле за вегетационный период 2003 года, мг/л

Часть гидрологического профиля	Экстремальные значения	Среднее	Ошибка среднего	Коэффициент вариации
Элювиальная	36.3–59.4	49.8	0.027	0.19
Транзитная	59.1–82.5	73.5	0.012	0.11
Аккумулятивная	54.9–128.8	101.9	0.025	0.26
Река Ключ, верхний створ	46.8–91.7	71.6	0.028	0.24
Река Ключ, нижний створ	33.9–80.4	58.0	0.043	0.33
Река Бакчар	27.5–68.7	52.1	0.037	0.27

жание водорастворимого углерода после выхода с заболоченной территории (нижний створ р. Ключ) уменьшается и становится практически равной концентрации водорастворимого углерода в р. Бакчар.

Реки Ключ и Бакчар, протекающие по заболоченной территории (заболоченность территории 70 %), характеризуются высокой концентрацией водорастворимого углерода (от 51.2 до 71.6 мг/л), значительно превышающей таковую в реках других территорий. Так, например, по сравнению с водами рек Чая и Васюган (заболоченность 30–50 %), воды рек Ключ и Бакчар содержат водорастворимого углерода в 4–4.5 раз больше, а по сравнению с реками Тым (заболоченность 24 %) и Кеть (заболоченность 10 %) содержание в реках Ключ и Бакчар – в 6 и 9 раз соответственно [8].

Литература

1. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / Под ред. А.П. Солодова. М., 1990. 460 с.
2. Инишева Л.И., Инишев Н.Г. Элементы водного баланса и гидрохимическая характеристика олиготрофных болот южно-таежной подзоны Западной Сибири // Водные ресурсы. 2001. Том 28. № 4. С. 410–417.
3. Шварцев С.Л., Рассказов Н.М., Сидоренко Т.Н. и др. Геохимия природных вод района Большого Васюганского болота // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития. Томск, 2002. С. 139–149.
4. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Л., 1972. Вып. 6. Ч. 2. 226 с.
5. Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов Ю.И. Методы анализа природных вод. М., 1970. 488 с.
6. Инишева Л.И., Инишев Н.Г. Формирование состава болотных вод олиготрофных болот южно-таежной подзоны Западной Сибири // Проблемы географии на рубеже 21 века. Томск, 2000. С. 66–68.
7. Болота Западной Сибири их строение и гидрологический режим / Под ред. К.Е. Иванова и С.М. Новикова. Л., 1976. 450 с.
8. Шварцев С.Л., Савичев О.Г. Эколого-геохимическое состояние крупных притоков Средней Оби // Водные ресурсы 1997. Том 24. № 6. С. 762–768.

Soluble carbon in bog and river waters

E.A. Ezupenok, J.A. Kharandzevskaia, N.G. Inishev

In work the results of researches of the carbon soluble contents in bog and river waters oligotrophic landscape are analyzed. Is determined flow of carbon soluble from oligotrophic landscape.

МОРФОЛОГИЯ ЛИСТОВЫХ ПЛАСТИН БОЛОТНЫХ ЭКОТИПОВ БЕРЕЗЫ ПУШИСТОЙ (*BETULA PUBESCENS ERHR.*)

С.Г. Жильцова

Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, г. Красноярск,
institute@forest.akadem.ru

Береза пушистая – один из самых полиморфных видов среди древесных растений, а наиболее полиморфным органом у этого вида считается листовая пластинка. В предлагаемой статье рассматриваются несколько морфологических признаков листовых пластин особей березы пушистой, произрастающих на торфяных почвах в условиях болот с различными типами водно-минерального питания, а также морфологические признаки листовых пластин особей березы пушистой, произрастающих на хорошо дренируемых почвах (суходолах). Определены три группы морфологических признаков, различающихся устойчивостью по отношению к экологическим факторам.

Береза пушистая, имеющая широчайший ареал распространения, обладает ярко выраженным полиморфизмом, проявляющимся в особенностях ее органов, в числе которых находятся и листовые пластинки [1–6]. В настоящее время известно, что отдельные морфологические признаки листьев являются четкими маркерами полиморфизма древесных растений рода *Betula* L. [1, 2, 4, 6, 7] и имеют важное таксономическое значение. В то время как изучение изменчивости множества морфологических признаков на фоне разнокачественности экологических условий произрастания растений позволяет выстроить более полную картину структурной организации отдельных популяций.

Известно, что среди разнообразных морфологических признаков листовых пластин березы пушистой (*Betula pubescens Ehrh.*) именно форма листа, а так же длина черешка и количество жилок считаются признаками, предопределенными генотипом, но различающимися в зависимости от условий формирования [8, 9]. По мнению А.М. Данченко [9], такие признаки, как длина черешка листа, количество жилок второго порядка, а также длина и ширина листовых пластин находятся под контролем факторов среды и изменение их параметров в сторону уменьшения или увеличения, вероятнее всего, носит адаптивный характер. Ожидаемые морфологические различия болотных экотипов березы пушистой явились бы проявлением присущего виду *Betula pubescens Ehrh.* широкого диапазона адаптивной изменчивости на фоне условий произрастания контрастных как по густоте дре-

востоев, так и по водно-трофическому потенциалу корнеобитаемых горизонтов торфяных почв. Кроме того, имеющее место в условиях избыточного увлажнения многократное усиление неблагоприятного воздействия ряда факторов среды, способно повлечь за собой выработку у березы пушистой некоторого рода адаптивных реакций, выражающихся в существенных различиях между ее экотипами различной пространственной локализации, в том числе и по морфологическим показателям листа.

Методика исследований

Исследование морфологии листьев болотных экотипов березы пушистой выполнено на основе гербарного материала, собранного в болотных березняках, произрастающих на территории Тимирязевского лесхоза Томской области (экспериментальные объекты Томского лесоболотного стационара Института леса им. В.Н. Сукачева СО РАН).

Отбор листового материала в полевых условиях производился в четырнадцати болотных местообитаниях, различающихся по условиям водно-минерального питания – от грунтово-напорного (проточного) до атмосферного (застойного) типа. С каждого модельного дерева березы пушистой (30 штук в каждом из местопроизрастаний) из средней части кроны с южной стороны производилась срезка веток длиной не менее 20–30-ти сантиметров с обязательным наличием хорошо оформленных укороченных побегов (брахибластов) [10].

В камеральных условиях для каждого из четырнадцати гербарных сборов, включавших по 30 гербарных листов, для обмеров отбирались по 250 листовых пластин. Измерения производились при помощи сантиметровой линейки и транспортира. Наличие некоторых морфоэлементов и их количественные характеристики (наличие и количество пельтатных железок и волосовидных трихом, приходящиеся на единицу площади листа, а также длина трихом) определялись при анатомическом исследовании препаратов поверхностных тканей листьев (верхний и нижний эпидермис) с применением светового микроскопа «Биолам-Д13». В качестве абсолютных морфологических признаков были выбраны: форма листа, габитус, как качественный признак (мелкий, средний, крупный лист), длина черешка листа, длина и ширина листовой пластинки, количество жилок второго порядка, углы отклонения боковых жилок от главной, углы при вершине и основании листа, количество зубцов по краю листа. Также рассчитывались относительные признаки (признаки формы) – отношение длины листа к длине его черешка и отношение длины листа к его ширине. Статистическая обработка данных произведена с применением программ «Excel» и «STATISTICA».

Результаты исследований

Сопоставление морфологических признаков листовых пластинок болотных экотипов березы пушистой послужило основой для создания следующих морфохарактеристик листовых пластинок.

Эвтрофные равномерно густооблесенные болота. На брахибластах деревьев березы пушистой высотой 17–24 м, как правило, имеются по три расположенных спирально листа. Листовые пластинки крупные, реже среднего размера, яйцевидной или округлой формы со слегка вытянутой вершиной. Изредка встречаются особи с ромбовидно-округлой или сердцевидной формой листа. Основания листьев в большинстве случаев вытянутые. По краю листовых пластинок имеется выраженная, в той или иной степени, двоякозубчатость. Среднее количество зубцов по краю листа – 55. Количество жилок второго порядка – 7–8. Средние абсолютные и относительные показатели, характеризующие форму листа, приведены в таблице. Адаксиальная поверхность листовых пластинок снабжена трихомами в виде пельтатных железок (3–7 шт./мм²) и обычных коротких (127–138 мкм) и редко расположенных (15–19 шт./мм²) одноклеточных волосков. На абаксиальной стороне встречается 6–14 шт./мм² пельтатных железок, длинные волосовидные трихомы (до 578 мкм) располагаются плотными группами в углах прикрепления боковых жилок к главной, создавая борозчатое опушение. Средняя толщина листовой пластинки – 169.07 мкм.

Эвтрофные слабооблесенные (открытые) болота. Брахибласты особой березы пушистой высотой 2–5 м несут в среднем по 2–3 среднего размера или мелких листовых пластинок, расположенных спирально. Наиболее часто встречаются яйцевидно-округлой или ромбовидно-округлой формы листья со слегка вытянутой вершиной и широко-клиновидным коротким основанием. По краю листовые пластинки неяснодвоякозубчатые. Среднее количество зубцов по краю листа – 43. Количество жилок второго порядка в среднем составляет 6–7 шт. Средние абсолютные и относительные показатели, характеризующие форму листа, приведены в таблице. Короткие одноклеточные волосовидные трихомы (140 мкм) на адаксиальной стороне листа создают реснитчатое опушение (от 32 до 68 штук на 1 мм²). На абаксиальной стороне короткие трихомы располагаются только вдоль жилок листа, а группы длинных (до 1120 мкм) локализируются в углах прикрепления боковых жилок к главной. Пельтатные железки отмечаются на обеих сторонах листа в довольно большом количестве – 18–27 шт./мм² на абаксиальной стороне и 12–19 шт./мм² на адаксиальной. Средняя толщина листовой пластинки – 214.45 мкм.

Мезотрофные болота с группово-куртинным размещением деревьев. На брахибластах особой березы пушистой высотой 6–14 м от-

мечается по три расположенных спирально среднего размера листовых пластинок. Форма листовых пластинок яйцевидная или округлая с вытянутой вершиной и слегка вытянутым основанием, реже ромбовидно-округлая. Край листа крупнонеяснодвоякозубчатый, реже встречается выраженная крупнодвоякозубчатость. Среднее количество зубцов по краю листа – 42. Количество жилок второго порядка – 7–8. Средние абсолютные и относительные показатели, характеризующие форму листа, помещены в таблице. Адаксиальная сторона листа реснитчато опушенная короткими (134–142 мкм) одноклеточными волосовидными трихомами (14–21 шт./мм²), отмечается также наличие трихом в виде пельтатных железок. На абаксиальной стороне листа длинные (до 553 и более мкм) волосовидные трихомы располагаются плотными группами в углах прикрепления боковых жилок к главной. Короткие (165–193 мкм) – довольно разрежены (14–23 шт./мм²) и располагаются вдоль крупных жилок. Пельтатные железки располагаются на обеих сторонах листа в среднем по 7–12 шт./мм² – на адаксиальной и 11–18 шт./мм² – на абаксиальной стороне листа. Средняя толщина листовой пластинки – 219.09 мкм.

Олиготрофные болота с единичным размещением низкорослых кустообразных деревьев и малочисленных групп. На брахибластах особой березы пушистой высотой 1,5–6 м размещаются спирально по 2–3 среднего размера или мелких листовых пластинок. Наиболее распространенной является яйцевидная со слегка вытянутой вершиной форма листа, реже встречаются сердцевидные и ромбовидные листья. Основания листьев либо типичные для форм, либо плосковатые. По краю листьев неясно мелкодвоякозубчатые, реже – выражено двоякозубчатые. Среднее количество зубцов по краю листа – 43. Жилок второго порядка – 6–7. Средние абсолютные и относительные показатели, характеризующие форму листа, приведены в таблице. На адаксиальной стороне листа короткие (137–169 мкм) одноклеточные волосовидные трихомы создают реснитчатое опушение. Пельтатные железки располагаются по обеим сторонам листовой пластинки по 9–21 шт./мм² – на адаксиальной и по 12–29 шт./мм² – на абаксиальной стороне. На абаксиальной стороне листа в углах присоединения боковых жилок к главной группы волосовидных трихом (281–553 мкм) создают борозчатое опушение. Средняя толщина листовых пластинок – 192.34 мкм.

Как один из показателей стабильности видовых маркеров березы пушистой, присутствующих внутри каждой из исследованных популяций, следует отметить наличие значимых корреляционных связей между отдельными морфологическими признаками листовых пластинок. Так, например, длина черешка листа связана с его длиной, шириной,

количеством жилок второго порядка и количеством располагающихся по краю листа зубцов. Угол при основании листа находится в связи с углом отклонения жилок второго порядка и коэффициентом формы листа (отношение длины листа к его ширине), определяя, таким образом, форму листовой пластины в целом.

*Средние показатели морфологических признаков
листовых пластин березы пушистой*

Признак	Условия местопроизрастания				
	Суходоль- ный бе- резняк	Эвтроф- ный березняк	Эвтрофный березняк (редина)	Мезотроф- ный берез- няк	Олиго- трофный березняк
Длина черешка, см	1.70±0.03	1.76±0.04	1.22±0.03	1.34±0.02	1.17±0.02
Длина листа, см	5.46±0.07	6.02±0.09	4.23±0.07	4.46±0.07	4.14±0.06
Ширина листа, см	4.22±0.06	4.61±0.08	3.33±0.05	3.53±0.04	3.19±0.04
Отношение длины листа к его ширине	1.30±0.01	1.32±0.01	1.28±0.01	1.27±0.01	1.30±0.01
Отношение длины листа к длине его черешка	3.33±0.06	3.59±0.08	3.64±0.07	3.39±0.05	3.70±0.05
Количество жилок, шт.	7.76±0.07	7.70±0.08	7.08±0.08	7.81±0.06	6.45±0.06
Угол отклонения жилок второго порядка, град.	30.07±0.35	30.97±0.36	28.73±0.33	28.49±0.24	29.32±0.30
Количество зубцов по краю листа, шт.	54.90±0.93	54.73±0.96	43.43±0.61	41.59±0.60	43.84±0.56
Угол при вершине листа, град.	1.75±0.06	2.27±0.08	1.77±0.06	1.45±0.04	2.81±0.06
Угол при основании листа, град.	66.85±0.75	67.09±0.90	65.51±1.09	59.58±0.67	66.30±0.81

Уровень внутривидовой изменчивости различных морфологических признаков листовых пластин березы пушистой варьирует от низкого до очень высокого. Наиболее высокими внутривидовыми коэффициентами вариации отличаются признаки длины черешка листа, длины и ширины листовых пластин, а также величины угла при вершине листа и величины отношения длины листа к длине его черешка. Уровень внутривидовой изменчивости от низкого до среднего демонстрируют такие морфологические признаки листьев, как количество жилок второго порядка и угол их отклонения от жилки

первого порядка, а также отношение длины листовых пластин к их ширине.

Ухудшение условий трофности и снижение дренированности торфяных почв влечет за собой уменьшение у березы пушистой длины черешка листа, длины и ширины листовой пластинки, а также количества жилок второго порядка. При этом различия между отдельными популяциями по данным признакам в большинстве случаев существенные и статистически достоверные. Так, по показателям длины черешка листьев почти все исследованные популяции березы пушистой имеют существенные различия, кроме суходольных популяций и популяций, произрастающих в условиях эвтрофных облесенных болот, что объясняется некоторой общностью в характере древостоев, имеющих высокую степень сомкнутости крон и абсолютную полноту. Кроме того, питательный потенциал суходольных почв и торфяных низинных почв достаточно высок с той только разницей, что торфяным почвам свойственна большая обводненность.

По признаку длины листовых пластин популяции березы пушистой, произрастающие в условиях эвтрофных слабооблесенных болот, не имеют существенных различий с популяциями мезотрофных и олиготрофных болот. В то время, как по признаку ширины листовых пластин, несущественны различия только между особями березы пушистой из эвтрофных слабооблесенных и олиготрофных болот. Данное обстоятельство можно отнести на счет неоспоримого сходства структуры древостоев березы, формирующихся на эвтрофных слабооблесенных, олиготрофных и, с некоторой степенью приближения, на мезотрофных болотах.

По признаку количества жилок второго порядка, находящемуся в тесной корреляционной связи с признаком длины листа, большинство исследованных популяций березы пушистой имеет существенные различия. Несущественные различия в количестве жилок второго порядка имеются между суходольными популяциями березы пушистой и популяциями, произрастающими в условиях эвтрофных густооблесенных и мезотрофных болот.

Количество зубцов по краю листа, величина угла при вершине листа и отношение длины листа к длине его черешка обращают на себя внимание тем, что явной зависимости между уменьшением их величин и снижением качества эдафотопов местопроизрастаний березы пушистой не обнаруживается. Однако, уровень внутривидовой изменчивости данных признаков достаточно высок и межпопуляционные различия между средними значениями этих признаков в большинстве своем несущественны. Существенные различия между всеми исследованными популяциями отмечаются только по признаку величины угла

при вершине листовых пластин. По признаку количества зубцов по краю листа существенно отличаются популяции эвтрофных густооблесенных болот от популяций мезотрофных, эвтрофных слабооблесенных и олиготрофных болот, что, вероятно, связано с общим уменьшением размеров листовых пластин березы пушистой в направлении от эвтрофных густооблесенных болот к олиготрофным.

Наряду с признаками явно реактивной природы имеется некоторый набор диагностических маркеров, которые, обладая уровнем внутривидовой изменчивости от низкого до среднего, не демонстрируют явной зависимости от типа условий произрастания. Такими признаками являются углы отклонения жилок второго порядка от жилки первого порядка, отношение длины листовой пластины к ее ширине, а также величина угла при основании листа. Не было обнаружено существенных различий между популяциями березы пушистой по признакам величины угла отклонения жилок второго порядка от жилки первого порядка, величины отношения длины листа к его ширине, называемого также коэффициентом формы, а также величины угла при основании листа.

По признаку величины угла при основании листовых пластин популяции березы пушистой, произрастающие на мезотрофных болотах, существенно отличаются от всех других популяций, что связано с более частой встречаемостью в мезотрофных условиях яйцевидной с клиновидным основанием или ромбовидной формы листа. Кроме того, по поводу выявленного случая исключения необходимо отметить, что незначительное изменение формы листовой пластинки в сторону большей округлости (т. е. приближение коэффициента формы к единице) является реакцией растения на условия среды и по природе своей считается ксероморфным признаком [11]. Обнаружено, что коэффициент формы листа находится в тесной обратной связи с величиной угла отклонения жилок второго порядка от жилки первого порядка, от которого в свою очередь зависит количество зубцов по краю листа. Величина угла при основании листовых пластин березы пушистой имеет тесную обратную корреляционную связь с коэффициентом формы, что, впрочем, вполне естественно, так как изменение формы основания листа влечет за собой уменьшение длины листовой пластины и увеличение ее ширины.

В целом же, не обнаруживается очевидной зависимости величины угла отклонения жилок второго порядка от жилки первого порядка, величины отношения длины листа к его ширине, называемого также коэффициентом формы, а также величины угла при основании листа от типа условий местообитания. Это обстоятельство указывает на стабильность данных морфологических признаков листовых пластин, которая выражается в сохранении основных их пропорций в пределах форм листьев, характерных для березы пушистой.

О форме листа, считающейся наследственным признаком [7–9, 12, 13], известно, что наиболее обычными для березы пушистой являются листья яйцевидной (типичной) и ромбовидной форм. Среди обычных отмечаются также несколько промежуточных форм – широкояйцевидная (овальнолистная), почти сердцевидная (липовиднолистная) и яйцевидно-клиновидная [8, 9, 14]. По мнению некоторых исследователей [11], размеры листа, как и его форма, находятся в зависимости от экологических условий. Так, например, К.Д. Чубанов [12] в березняке болотно-папоротниковом III класса бонитета обнаружил присутствие всех из описанных им форм листовых пластин березы пушистой (типичная, ромболистная, лещинолистная, овальнолистная, липовиднолистная, крупнолистная). Придерживаясь мнения о наследственной природе формы листовых пластин, он также не отрицал возможность большей пригодности тех или иных условий произрастания для некоторых форм, используя в качестве аргумента тот факт, что И.Д. Юркевич и В.С. Гельтман [15] в Беларуси отмечали наличие ромбовиднолистной формы только в крайне неблагоприятных условиях, а липовиднолистной (сердцевидной) – в условиях богатых, хорошо дренированных почв.

Наши исследования позволили установить, что для листьев болотных экотипов березы пушистой наиболее обычными являются яйцевидная (типичная) и округлая (овальнолистная или широкояйцевидная) формы. Ромбовидная форма листа встречается несколько реже и доминирующей роли, в целом, не играет ни в одной из исследованных популяций. Наиболее редко, встречаемой у березы пушистой во всех исследованных популяциях, оказалась сердцевидная (липовиднолистная) форма листовых пластин, причем доля ее присутствия несколько возрастала в отдельных болотных местообитаниях, в частности в местообитаниях мезотрофного типа. В связи с тем, что явной зависимости между доминированием той или иной формы листовых пластин и типом условий произрастания не выявилось, уместно сделать заключение о том, что морфологические варианты листовых пластин, несмотря на кажущееся многообразие, ограничиваются несколькими наиболее типичными для данного вида формами, встречающимися в любых типах условий местообитаний, включая условия богатых эдафотопов с хорошей дренированностью (суходол). Наиболее вероятным в связи с этим представляется то, что форма листовых пластин, наряду с некоторыми другими морфологическими признаками, также является наследственно закрепленным признаком.

В результате нашего исследования обнаружено, что среди рассмотренных морфологических признаков листовых пластин березы пушистой четко определились три маркерные группы:

- 1) признаки, находящиеся под контролем факторов среды обитания и носящие характер адаптаций;
- 2) признаки, контролирующиеся группой взаимодействующих факторов, последовательность изменения которых не связана со снижением качества эдафотопов и сила влияния которых не обнаруживается простыми методами анализа;
- 3) признаки, сохраняющие относительное постоянство вне связи со средой обитания, указывающие на стабильность вида, и, вероятно, предопределенные генотипически.

К признакам первой группы относятся длина и ширина листовых пластин, длина черешка листа, количество жилок второго порядка. К признакам второй группы, относятся количество зубцов по краю листа, величина угла при вершине листа и отношение длины листовой пластины к длине ее черешка. Среди признаков третьей группы и наиболее стабильных находятся отношение длины листовой пластины к ее ширине, величины угла отклонения жилок второго порядка от жилки первого порядка и угла при основании листовых пластин.

Литература

1. Доппельмаир Г. К экологии пушистой березы (*Betula pubescens*) // Лесной журнал. 1905. № 6. С. 724.
2. Пономарев Н.А. Березы СССР. М.; Л., 1933. 147 с.
3. Флора Красноярского края. Томск, 1971. 60 с.
4. Коропачинский И.Ю. Древесные растения Сибири. Новосибирск, 1983. 384 с.
5. Флора Сибири. Новосибирск, 1992. Т. 5. 311 с.
6. Скворцов А.К. новая система рода *Betula* L. // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. биол. 2002. Т. 107. Вып. 5. С. 73.
7. Сукачев В.Н. О *Betula pubescens* и близких к ней видах в Сибири // Известия императорской академии наук. 1914. С. 219.
8. Махнев А.К. Закономерности географической изменчивости вегетативных органов березы // Труды института экологии растений и животных УНЦ АН СССР. 1970. Вып. 75. С. 36.
9. Данченко А.М. Популяционная изменчивость березы. Новосибирск, 1990. 205 с.
10. Шемберг М.А. Береза каменная (систематика, география изменчивости). Новосибирск, 1986. 176 с.
11. Махнев А.К. Внутрипопуляционная изменчивость и популяционная структура березы секции *Albe* и *Nanae*. М., 1987. 128 с.
12. Чубанов К.Д. О формах березы бородавчатой и пушистой // Ботаника. Минск, 1968. Вып. 10. С. 107.

13. Чубанов К.Д. Изучение форм березы бородавчатой и пушистой Северной части БССР. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. биол. наук. Минск, 1969. 36 с.
14. Мамаев С.А., Махнев А.К. Внутрипопуляционная изменчивость листьев у *Betula verrucosa* Ehrh. и *B. pubescens* Ehrh., произрастающих в южном районе Среднего Урала // Тезисы докладов совещания по объему вида и внутривидовой систематике. Ленинград, 1967. С. 46.
15. Юркевич И.Д., Гельтман В.С. О березовых лесах Полесья // Сборник работ по лесному хозяйству. Минск, 1956. Вып. 7. С. 55.

Morphology of leaf bog ecological types of pubescent birch (*Betula pubescens* Ehrh.)

S.G. Zhiltsova

Pubescent birch (Betula pubescens Ehrh.) is one of most polymorphous species of woody plants. This species can form ecological types with a great number of morphological distinctions at their growing in different ecological sites. A leaf is the most polymorphous organ of pubescent birch trees. Distinctions in morphological indicators of leaves which are formed on the mature pubescent birch trees growing in the bog and drained site have been discussed. Several groups of leaf morphological indicators dependent and independent on sites conditions were found. The ratio of leaf length to leaf width, the deviation angle of second ribs from first rib and the angle at leaf base were the most independent on site conditions. The length and width of leaf, length of leaf petiole and number of second ribs were the most dependent on sites conditions.

ИССЛЕДОВАНИЕ СОСТАВА НАТРИЕВЫХ И АММИАЧНЫХ ГУМИНОВЫХ КИСЛОТ

А.А. Ильина, Ю.В. Сколупович

Томский политехнический университет, ilanna1@yandex.ru

Одним из перспективных направлений использования ГК торфа является применение их в качестве красителей. Целью нашей работы является сравнительное изучение свойств аммиачных и натриевых ГК. Полученные аммиачные и натриевые ГК в значительной мере отличаются друг от друга по свойствам и составу. Обнаружено более высокое содержание карбоксильных и гидроксильных групп исследуемых торфов по сравнению с литературными данными.

Впервые гуминовые кислоты (ГК) выделил из торфа немецкий ученый Ф. Ахард в 1786 году, но до сих пор их строение остается неясным.

Особенность гуминовых кислот заключается в их высокой устойчивости к гидротермическим и биохимическим условиям [1]. Естественные ГК не являются индивидуальными соединениями, а представляют собой сложную смесь близких по основным свойствам веществ, обладающих общими признаками строения молекул, но отличающихся друг от друга деталями структуры и некоторыми второстепенными свойствами [2]. По современным представлениям ГК являются гетерополиконденсатами с большим количеством функциональных групп, они полифункциональны. Их молекулы содержат карбоксильные группы, фенольные, хинонные, аминогруппы, количество которых велико и они распределены неравномерно по молекулам различного размера. Молекулы одного размера могут различаться по количеству входящих в их состав остатков аминокислот, углеводородных остатков и характеру их расположения [3]. Функции гуминовых кислот в почвах разнообразны и чрезвычайно важны. Они аккумулируют элементы питания растений, защищают почвенные минералы от выветривания, способствуют миграции катионов различных металлов в форме комплексных соединений. Гуминовые кислоты и их соли получают из различного природного сырья и используют не только в сельском хозяйстве – в качестве гуминовых удобрений и стимуляторов роста растений, но и в промышленности, медицине [4]. В ряде производств они служат заменителями дорогих и дефицитных реагентов [5]. Так, например, они с успехом применяются при бурении нефтяных скважин: для разжижения глинистых растворов, оказывают защитное действие на глинистые частицы, предохраняют их от осаждающего действия электролитов [6]. Щелочные вытяжки из некоторых гуминовых углей используются как протрава для некоторых сортов древесины [7]. Гуминовые кислоты могут применяться для обесцвечивания ряда органических препаратов, для обесфеноливания сточных вод и других целей [2]. Одним из перспективных направлений использования ГК торфа является применение их в качестве красителей. Работами, проведенными Институтом торфа показано, что наибольшей красящей способностью обладают ГК, выделенные экстракцией аммиаком при нагревании до 150–200 °C [8], что представляет теоретический и практический интерес.

Целью нашей работы является сравнительное изучение свойств аммиачных и натриевых ГК. Объектом исследований были ГК, полученные из торфа Таганского месторождения Томской области, с ботаническим составом: осока – 70.0 %; хвощ – 5.0 %; вахта – 10.0 %; остатки – 15.0 % и степенью разложения 35 %.

Методика исследований

Образцы исходного торфа высушивали до воздушно-сухого состояния в условиях лаборатории, измельчали до 0.25 мм и хранили его

в стеклянной таре с плотно закрытой крышкой. В образцах определена влажность [9] и зольность [10]. Для извлечения гуматов применяли обработку 1 н NH_4OH и 1 н NaOH . При определении содержания карбоксильных групп использовался ацетатный метод [11]. Определение содержания гидроксильных групп осуществлялось методом ацетилирования [12] и баритным методом, основанному на взаимодействии кислых групп гуминовых кислот с гидроокисью бария [13]. При этом определялось суммарное содержание гидроксильных и карбоксильных групп. По разности между суммой и найденным в отдельности содержанием карбоксильных групп определялось содержание гидроксильных групп.

Результаты элементного состава ГК получены на приборе Карла Эра. Количественный анализ проводился методом множественной регрессии на рентгенофлюорисцентном спектрометре VRA 30. Снятие ИК – спектров проводилось на «Спекорде 80» с таблетками KBr (400–4000 cm^{-1}). Расчет оптической плотности осуществлялся по методу базисной линии, которая проводилась через точки максимумов поглощения.

Результаты исследований

Из полученных данных следует, что ГК, выделенные из торфа 1 н раствором NaOH (ГК NaOH) имеют влажность на 0.83 %, а зольность на 4.7 % больше по сравнению с ГК, полученными экстракцией 1 н NH_4OH (ГК NH_4OH) (табл. 1). Также ГК NaOH и ГК NH_4OH обогащаются функциональными группами. Действительно, как показали результаты исследований, количество $-\text{COOH}$ групп увеличивается от 3.57 в ГК NH_4OH до 4.25 в ГК NaOH мг*экв/г , а содержание $-\text{OH}$ групп уменьшается в той же последовательности. В целом, содержание функциональных групп в исследуемых торфах значительно выше по сравнению с торфами Беларуси. Так, С.С. Маль [8] отмечает, что содержание $-\text{OH}$ групп составляет 2.54 и 2.60 мг*экв/г соответственно для ГК NaOH и ГК NH_4OH , а содержание $-\text{COOH}$ групп – 2.84 и 2.37 мг*экв/г .

Результаты исследований показали, что заметные изменения претерпевает и элементный состав ГК. Содержание H , S , N+O в ГК NH_4OH больше, чем в ГК NaOH , а содержание углерода меньше (табл. 2). Гуминовые кислоты NH_4OH по сравнению с ГК NaOH содержат меньше Fe , Si , Ti и в 1.5 раза больше Mn .

Как известно, одним из эффективных методов изучения строения ГК является ИК-спектроскопия. Каждому максимуму поглощения, характеризующий определенный интервал длины волны, отвечают волновые и деформационные колебания в различных атомных группировках. Расшифровка спектральных линий сводится к отнесению по-

лос поглощения с определенными частотами колебания или длиной волны конкретной атомной группировке [14] (табл. 3).

Таблица 1

Общая характеристика и функциональный состав гуминовых кислот

Объект исследования	Влажность W_a , %	Зольность A^d , %	Содержание $-\text{COOH}$ групп, мг*экв/г	Содержание $-\text{COOH}$ и $-\text{OH}$, мг*экв/г	Содержание $-\text{OH}$ групп, мг*экв/г
Аммиачные ГК	4.73	1.53	3.57	12.7	9.13
Натриевые ГК	5.56	6.23	4.25	10.3	6.08

Таблица 2

Элементный состав полученных гуминовых кислот, %

Объект исследования	C	H	S	N+O	H/C (атомное)	Ост. мин.	Fe	Mn	Ca	Si	Ti
Аммиачные ГК	48.0	5.5	0.4	46.2	1.4	1.5	1.7	0.01	0.2	0.4	Следы
Натриевые ГК	51.5	5.0	0.3	40.0	1.2	6.2	1.85	0.006	0.21	0.6	0.008

Таблица 3

Отнесение полос поглощения ИК-спектров гуминовых кислот

Полоса поглощения, см^{-1}	Отнесение полос поглощения
3300	Валентные колебания групп OH или NH , включенных в водородную связь
3140	Валентные колебания групп C-H
3040	
2940	Валентные колебания групп CH_2 и CH_3 нафтеновые и алифатические
2920	
1720	Колебания групп C=O в COOH , частично другие C=O
1710	
1630	Валентные колебания групп C=N
1650	Полоса амид I
1520	Присутствие ароматических компонентов
1510	
1400	Деформационные колебания C-H , O-H , C-O
1260	Колебания карбоксильных групп (C-O , частично OH)
1230	
1210	
1130	Валентные колебания C-O простых алифатических эфиров и спиртов
1120	
1070	Валентные колебания C-O простых алифатических эфиров
1060	

Ниже, в таблице 4 приведены спектральные коэффициенты гуминовых кислот. Спектральные коэффициенты, определяемые из соотношения оптических плотностей полос поглощения, характеризуют соотношение гидрофильных и гидрофобных фрагментов в структуре ГК. Спектральные коэффициенты, характеризующие относительное количество функциональных групп в составе ГК NaOH и $\text{ГК NH}_4\text{OH}$, отличаются.

Таблица 4

Соотношения оптических плотностей полос поглощения функциональных групп по данным ИК-спектроскопии

Полоса поглощения, см^{-1}	Оптическая плотность (D) ГК NaOH	Спектральный коэффициент D/D_{1630}	Полоса поглощения, см^{-1}	Оптическая плотность (D) ГК NH_4OH	Спектральный коэффициент D/D_{1650}
3300	0.37	0.77	3140	0.37	1.09
2920	0.45	0.94	3040	0.37	1.09
2860	0.36	0.75	2940	0.35	1.03
1710	0.47	0.98	1720	0.29	0.85
1630	0.48	1	1650	0.34	1
1510	0.39	0.81	1520	0.26	0.77
1260	0.44	0.92	1400	0.39	1.15
1210	0.43	0.90	1230	0.28	0.82
1120	0.36	0.75	1130	0.25	0.74
1070	0.35	0.73	1060	0.25	0.74

Гуминовые кислоты NH_4OH характеризуются повышенным содержанием гидрофильных фрагментов относительно ароматического ядра, следовательно, увеличивается количество гидроксильных групп по сравнению с ГК NaOH . В составе выделенных $\text{ГК NH}_4\text{OH}$ наиболее существенно изменяется количество алкильных фрагментов относительно конденсированных ароматических структур. Поэтому соотношение D_{1060}/D_{1650} , отражающее направленность деструкции для водных фрагментов, для данного образца незначительно увеличивается по сравнению с ГК NaOH .

В $\text{ГК NH}_4\text{OH}$ обнаружена полоса амидных групп. Для этой полосы (1650 см^{-1}) можно принять отнесение за счет карбонила амидной группы или OCN . В гуминовых кислотах NaOH эти полосы обнаружить не удалось, но это не означает, что ГК полностью лишена полипептидных компонентов. Дело в том, что поглощение пептидных групп может накладываться на более сильное поглощение карбониллов или двойных C=C -связей. В результате наложения самостоятельной полосы не возникает, но максимум составной полосы смещается.

В гуминовых кислотах NH_4OH обнаружены примеси MgCO_3 , Na_2SO_4 , K_2SO_4 , ангидрита, $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и мусковита. Тогда как в ГК NaOH только примеси гипса и мусковита, что находится в соответствии с полученными данными ИК-спектроскопии и элементного состава ГК. Специального рассмотрения заслуживает вопрос об использовании для экстракции ГК водных растворов аммиака. По мнению Свен-Одена при действии гидроокиси аммония на ГК образуется истинная соль. Стадников Г.А. (цит. по [4]) полагал, что при необходимости получения гуминовых препаратов с низким содержанием кремнекислоты следует вести обработку сырья аммиачными растворами. Однако при этом он отметил повышенное содержание азота в ГК.

В идеальном случае извлечения ГК из сырья растворами гидроокисей щелочных металлов и аммония можно рассматривать как процесс образования солей, имеющих значительно большую степень ионизации в водных растворах, чем сами кислоты. Это может быть описано следующим образом:



Равновесие смещается вправо ввиду малой степени ионизации воды:



Вполне очевидно, что этот сдвиг, а, следовательно, и растворимость ГК может быть усилена повышением содержания гидроксильных ионов [2].

Химические свойства гуминовых соединений в значительной мере определяются составом и содержанием функциональных групп. Наибольшее значение, безусловно, имеет наличие карбоксильных групп, определяющих кислотную природу этой категории веществ. Другая особенность гуминовых веществ — проявление свойств, характерных для фенолов.

Таким образом, в проведенных нами исследованиях было изучено влияние растворов 1 н NaOH и 1 н NH_4OH на выход ГК и их свойства. В частности, было показано значительное изменение выхода ГК NaOH , которое выше в среднем на 4 %, чем ГК NH_4OH . Гуминовые кислоты NH_4OH и ГК NaOH сильно отличаются по своим свойствам. Увеличивается их ароматичность от ГК NH_4OH к ГК NaOH , о чем свидетельствует уменьшение отношения Н/С. Таким образом, обработка аммиаком способствует повышению красящей способности ГК. Ранее нами проведена красящая способность натриевых ГК из исходного и термообработанного торфов. Было показано, что с увеличением температуры нагрева исходного торфа красящая способность увеличивается, следовательно, при обработке остатков термолиза аммиаком можно ожидать получения гуминовых красителей с повышенной красящей способностью.

Литература

1. Орлов Д.С. Химия и охрана почв // Соревский образовательный журнал. 1996. № 3. С. 28–32.
2. Физико-химические основы технологии торфяного производства / Под ред. Лиштвана И.И., Терентьева А.А., Базины Е.Г. и др. Минск, 1983. 232 с.
3. Орлов Д.С. Свойства и функции гуминовых кислот // Гуминовые вещества в биосфере. М., 1993. С. 6–27.
4. Комисаров И.Д., Виленский И.И., Федченко О.И. Извлечение гуминовых веществ из органогенных пород // Гуминовые препараты. Тюмень, 1971. 265 с.
5. Христева Л.А., Ган В.Л., Гащенко А.М. и др. Основные аспекты использования в растениеводстве физиологически активных веществ гумусовой природы, полученных на основе торфа, и экономическая эффективность их применения // Новые процессы и переработки торфа. Минск, 1975. 320 с.
6. Ямпольский А.Л. Экономика комплексного использования торфяных ресурсов СССР. М., 1979. 319 с.
7. Ряшенцев К.В., Трофимова Н.И., Уранова Т.И. К вопросу использования гуминовых кислот каустоболитов в качестве самономеров // Химия гумусовых кислот, их роль и перспективы использования в природном хозяйстве / Тезисы докладов зональной научно-технической конференции, 31 марта–1 апреля 1981г. Тюмень, 1981. С. 64.
8. Маль С.С. Углеводы и азотсодержащие вещества торфа. Мн., 1982. 231 с.
9. ГОСТ 11305-83. Торф. Методы определения влаги. М., 1983. 7 с.
10. ГОСТ 11306-83. Торф. Методы определения зольности. М., 1984. 6 с.
11. Сысков К.К., Кухаренко Т.А. Определение карбоксильных групп // Заводская лаборатория. 1947. С. 25–31.
12. Богомолов Б.Д., Гельдфан Е.Д. К вопросу об определении гидроксильных групп методом Верлея // Известия высших уч. заведений / Лесной журнал. 1963. № 6. С. 34.
13. Смольянинов С.И., Маслов С.Г. Термобрикетиrowание торфа. Томск, 1975. 108 с.
14. Лиштван И.И., Круглицкий Н.Н., Третинник В.Ю. Физико-химическая механика гуминовых веществ. Мн., 1976. 264 с.

The investigation of composition sodium and ammonia humic acids A.A. Ilyina, J.V. Scolubovich

One of the perspective directions of using peat's humic acids is their application as dye. The aim of our work is comparative studying the properties of sodium and ammonia humic acids. The obtained ammonia and sodium HA considerably differ from each other on their properties and composition. It was found the increased contamination of carboxyl and hydroxyl groups.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ РАСТИТЕЛЬНОСТИ НА ГРАНИЦЕ МЕЗООЛИГОТРОФНОГО БОЛОТА И ЕЛОВОГО ЛЕСА

О.В. Лисицына

Санкт-Петербургский государственный университет,
io@OL8209.spb.edu

Работа посвящена особенностям структуры и состава растительности краевых зон верховых болот европейской тайги России. Предложена методика по сбору полевого материала, которая была апробирована на небольшом мезоолиготрофном болоте Ленинградской области. Был проложен профиль от суходола к центру болота, отражающий постепенный переход от ельника с сосной мелко-зеленомошного к верховому кустарничково-сфагновому болоту.

Несмотря на обилие работ, посвященных верховым болотам, их краевые зоны (окрайки) оказались «обделены» вниманием исследователей – болотоведов, лесоведов. Изучение границы между лесом и болотом на северо-западе европейской тайги позволит дополнить современные представления о взаимоотношении между эти типами растительности. Объектами исследований являются переходные зоны между лесом и болотом шириной от десятков до сотен метров. Основные задачи исследований следующие: а) разработка и апробация методики исследования подобных экотопов; б) изучение состава и структуры растительных сообществ, формирующихся в условиях окраек болотных систем; в) исследование реакции растительности на смену экологических условий на окрайках болот.

Методика исследований

Сбор полевого материала (геоботанические описания, отбор образцов) производился на профиле, проложенном от типично суходольного до типично болотного сообщества на небольшом верховом болоте в западной части заказника «Раковые озера» (Северо-западная часть Карельского перешейка, Выборгский район Ленинградской области). Был заложен профиль общей протяженностью 75 м и шириной 5 м, который отражает постепенный переход от ельника с сосной мелко-зеленомошного к мезоолиготрофному осоково-подбелово-сфаговому (*Sphagnum angustifolium* (Russ.) C. Jens., *Sph. magellanicum* Brid.) болоту (рис. 1). Такой размер профиля дает репрезентативное представление о наблюдаемых растительных сообществах. Профиль был разбит на естественные контура фитоценозов, которые

выделялись по особенностям древостоя, травяно-кустарничкового яруса (ТКЯ) и мохово-лишайникового покрова (МЛП). В каждом контуре была заложена площадка, размер которой зависел от типа сообщества: а) в типично болотных сообществах (древостой отсутствует или встречается единично в виде особей до 5 м высотой (Н)) – 5 × 5 м; б) для болотных разреженных древостоев (невysокие деревья Н до 5 м) – 10 × 10 м; в) для лесных сообществ – 20 × 20 м.

Площадки размером 10 × 10 м и 20 × 20 м были заложены таким образом, чтобы площадка была полностью в пределах одного контура. При этом они могли в пределах контура выходить за границы профиля. На площадках производилось геоботаническое описание [1]. Описание напочвенного покрова производилось в рамках 0.5 × 0.5 м, что позволяло проанализировать экологическое разнообразие видов, представленных в изучаемых сообществах.

Для выявления зависимости между изменением характеристик экотопа и растительности на ценоотическом градиенте от болота к лесу, а также выявления критических значений некоторых параметров экотопа, обуславливающих смену растительных сообществ, в каждом контуре делалось описание почвенного разреза (если это было возможно). Из верхнего корнеобитаемого горизонта по профилю через определенные расстояния были отобраны образцы для определения pH, так, чтобы из каждого контура был взят хотя бы один образец. На профиле проводилась нивелировка поверхности болота по точкам перегиба, а также нивелировка поверхности минерального грунта через определенные интервалы.

Результаты исследований

В соответствии с предложенной Т.К. Юрковской классификационной схемой растительного покрова болотных массивов Европейской России [2] исследуемое болото относится к типу восточно-европейских сфагновых мезоолиготрофных болот (кустарничково-травяно-сфагновые мезоолиготрофные болота).

На рассматриваемом профиле было выделено 4 фитоценоза:

- 1) ельник с сосной мелко-зеленомошный, почва – подзолистая, мощностью 60 см;
- 2) елово-сосняк кустарничково-сфагновый, почва – торфянисто-подзолистая грунтово-оглееная мощностью 50 см, глубина стояния грунтовых вод – 40 см;
- 3) березо-сосняк заболоченный вахтово-кустарничково-сфагновый с клюквой на болотных верховых торфяных почвах;
- 4) осоково-кустарничково-сфагновое с клюквой (*Sphagnum angustifolium*, *Sph. magellanicum*) болото на болотных верховых торфяных почвах.

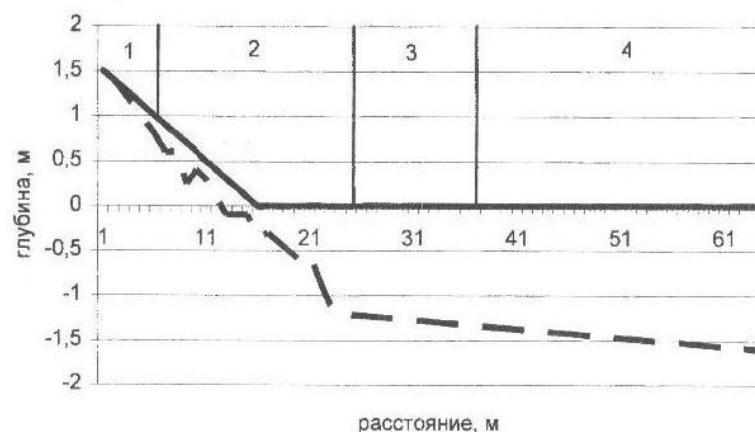


Рис. 1. Гипсометрический профиль окрайки болотного массива. Обозначения: — уровень поверхности профиля; ---- поверхность минерального дна. Фитоценозы: 1 — ельник с сосной мелко травно-чернично-зеленомошный; 2 — елово-сосняк кустарничково-сфагновый; 3 — березо-сосняк заболоченный вахтово-кустарничково-сфагновый с клюквой; 4 — осоково-кустарничково-сфагновое болото

Общие запасы древостоя (сумма площадей сечений на гектар) в разных сообществах изменяются от 24.0 до 53.1 м²/га, причем максимальный запас наблюдается в непосредственно переходном контуре. В заболоченном березо-сосняке наблюдается резкое уменьшение общего запаса, что скорее всего свидетельствует о переходе к типично болотным условиям. Соотношение запасов первого и всех нижерасположенных ярусов в выделенных фитоценозах представлено на рисунке 2. Как можно заметить, в ельнике с сосной мелко травно-чернично-зеленомошном 3/4 запаса сконцентрировано в первом ярусе, и лишь 1/4 приходится на нижние древесные яруса. В елово-сосняке кустарничково-сфагновом соотношение запасов первого и последующих ярусов примерно такое же. Резкое изменение соотношения запасов происходит в березо-сосняке заболоченном: здесь на верхний ярус древостоя приходится лишь 1/3 общего запаса, 2/3 запаса сконцентрированы в нижних древесных ярусах.

Основными породами подроста являются сосна и ель. Соотношение числа особей подроста этих двух пород представлено на рисунке 3. Как показали исследования, в первом и во втором от суходола контурах доминирует подрост ели; сосна в подросте практически отсутствует. Причем во втором контуре наблюдается максимальное число под-

роста ели на профиле. В третьем контуре мы наблюдаем увеличение числа подроста сосны на фоне значительного уменьшения подроста ели. В четвертом контуре ель практически исчезает, начинает доминировать сосна. Наиболее существенные изменения в структуре подроста происходят на границе елово-сосняка кустарничково-сфагнового и березо-сосняка заболоченного.

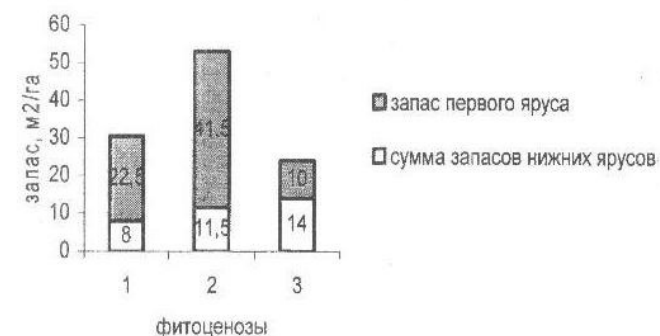


Рис. 2. Соотношение запасов первого яруса и сумм запасов нижних ярусов древостоя. Фитоценозы: 1 — ельник с сосной мелко травно-чернично-зеленомошный; 2 — елово-сосняк кустарничково-сфагновый; 3 — березо-сосняк заболоченный вахтово-кустарничково-сфагновый с клюквой; 4 — осоково-кустарничково-сфагновое болото

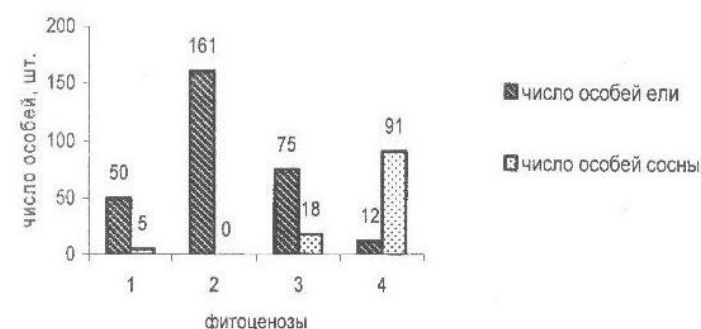


Рис. 3. Соотношение числа особей подроста ели и сосны. Фитоценозы: 1 — ельник с сосной мелко травно-чернично-зеленомошный; 2 — елово-сосняк кустарничково-сфагновый; 3 — березо-сосняк заболоченный вахтово-кустарничково-сфагновый с клюквой; 4 — осоково-кустарничково-сфагновое болото

Основные изменения в ТКЯ происходят также на границе между вторым и третьим фитоценозами. В первом мелкотравно-чернично-зеленомошном фитоценозе наиболее часто встречаются типичные лесные виды: луговик (*Avenella flexuosa* (L.) Drej.), ландыш (*Majanthemum bifolium* (L.) F.W. Schmidt), черника (*Vaccinium myrtillus* L.) и брусника (*Vaccinium vitis-idaea* L.). В МЛП доминируют исключительно зеленые мхи. В кустарничково-сфагновом фитоценозе высокой встречаемостью отличаются лесные кустарники: черника и брусника, также довольно часто встречается осока шаровидная (*Carex globularis* L.). В МЛП доминируют сфагновые мхи, но зеленые мхи еще встречаются в значительном количестве. В вахтово-болотно-кустарничково-сфагновом сообществе лесные виды встречаются лишь единично, зато болотные кустарнички и травы встречаются повсеместно: осока вздутая (*Carex rostrata* Stokes), багульник (*Ledum palustre* L.), вахта (*Menyanthes trifoliata* L.), клюква (*Oxycoccus palustris* Pres.). В осоково-кустарничково-сфагновом болотном сообществе сохраняется та же тенденция. К наиболее часто встречающимся видам добавляется подбел (*Andromeda polifolia* L.).

На протяжении всего профиля происходит изменение реакции среды почв. Так, в пределах ельника с сосной мелкотравно-чернично-зеленомошного значения pH достигают 3.3. В елово-сосняке кустарничково-сфагновом кислотность незначительно понижается до 3.7. Не сильное (до 4.2), но отчетливо выраженное падение кислотности отмечается в березо-сосняке заболоченном вахтово-кустарничково-сфагновом с клюквой. Скорее всего это связано с развитием здесь подрастающей ольхи черной, химический состав опада которой оказывает влияние на кислотность. В начале осоково-кустарничково-сфагнового с клюквой болотного сообщества кислотность повышается по сравнению с предыдущим контуром до 3.8, но затем по направлению к центру болота постепенно снижается до 4.1. Этот факт можно объяснить стоком грунтовых вод с питательными веществами к окрайке болота.

В целом, описанные сообщества отражают последовательную смену растительности между таежным лесом и верховым болотом. В ТКЯ, как и в подросте, наиболее существенные качественные изменения происходят на границе елово-сосняка кустарничково-сфагнового и березо-сосняка заболоченного (второй и третий от суходола контура). Заметный скачок pH наблюдаются в березо-сосняке заболоченном, что связано с характером опада в данном сообществе.

Литература

1. Ипатов В.С. Методы описания фитоценоза. СПб, 2000. 55 с.
2. Юрковская Т.К. География и картография растительности болот Европейской России и сопредельных территорий. СПб., 1992. 256 с.

Peculiarity of vegetation structure of peripheral zones of high bogs in boreal zone of European part of Russia

O.V. Lisitsyna

The article is under review of peculiarity of vegetation's structure of peripheral zones of high bogs in boreal zone of European part of Russia. The method of field probes is proposed. It was approved on small high bog of Leningrad region. The profile was made from drained slope to center of bog. It shows gradient from spruce greenmoss forest to high bog.

О ПРИРУЧЬЕВЫХ ЛЕСНЫХ БОЛОТАХ

Д.М. Мирин

Санкт-Петербургский государственный университет,
mirin_denis@mail.ru

Проведено сравнение фитоценоза приручьего болота с физиономически сходными сообществами приручьевых лесов по параметрам состава и строения. Сопоставление проведено как на уровне фитоценоза в целом, так и на уровне микрогруппировок. Рассмотрено строение лесного сообщества, развившегося из болотного, вследствие изменения экотопа.

При рассмотрении растительности в рамках типологической группы крупного ранга всегда найдутся ассоциации, занимающие переходное к другим группам положение. Так обстоит дело и с разделением лесного и болотного типов растительности. Многие интересные особенности «промежуточных» объектов исследования выявляются при рассмотрении их с точки зрения обеих групп, к которым эти сообщества могут быть отнесены. Поэтому задачами данной работы являлись: а) сопоставление фитоценоза приручьего болота со сходными элементами растительного покрова приручьевых лесов; б) характеристика лесного фитоценоза, развившегося из болотного при изменении условий экотопа.

Методика исследований

В ходе исследования лесной растительности долин ручьев северо-запада России было описано приручьевое болото в Себежском районе Псковской области (зона хвойно-широколиственных лесов). Отнесение его к лесоболотному типу растительности проведено еще в поле по окончании геоботанического описания. Дело в том, что, хотя через данное сообщество протекает ручей, оно сформировалось, видимо, под влиянием близкого к поверхности уровня грунтовых вод, а не водото-

ка. Резкое преобладание влияния близкого уровня грунтовых вод над прочими факторами проявляется в отсутствии заметных изменений в строении и составе фонового напочвенного покрова при удалении от ручья на значительное (почти 40 м) расстояние. Влияние древостоя на травостой относительно слабое, так как практически нет никакой связи между составом и строением травостоя и древесной породой (береза или черная ольха), хотя деревья располагаются куртинами. Травостой практически не меняется и в небольших окнах полога древостоя.

Геоботанические описания выполнены по стандартной методике [1]. Возраст ели посчитан по кернам, взятым на высоте 1.3 м. Жизненность деревьев ели оценена по бонитировочным шкалам В.С. Ипатова и Г.Г. Герасименко [2]. Описания живого напочвенного покрова проведено в границах естественных контуров. В типичных участках фитоценозов заложены и описаны почвенные разрезы, глубиной не менее 80 см. Для каждого описания растительности указано положение участка в рельефе, окружение другими фитоценозами. В качестве меры биоразнообразия использован индекс Шеннона [3]. Экологические оценки богатства почвы и увлажнения приведены по шкалам Л.Г. Раменского с соавторами [4].

Результаты исследований

Сообщество приручьего болота по доминантам названо березовым болотом разнотравно-тростниково-осоковым *Betula pubescens* – [*Carex cespitosa*] + *Phragmites australis* + [*Geum rivale*] (в квадратные скобки заключен вид, характерный представитель группы, который является коллективным доминантом (содоминантом)). Сомкнутость древостоя 0.85. Сквозистость 25 %. В первом ярусе древостоя, высотой 19–23 м, господствует *Betula pubescens* (475 деревьев на га). В этом ярусе присутствует заметная примесь *Alnus glutinosa* (75 стволов на га). В состав второго яруса древостоя, высотой 14–17 м, входит береза пушистая (100 деревьев на га) и ель (25 деревьев на га). Подсчитанный возраст ели составляет 75 лет, бонитет 3 балла. В группе подроста присутствует только черная ольха. Имеется единичное возобновление березы. Возможно, постепенное увеличение доли черной ольхи и уменьшение доли березы в составе древостоя. Количество ели в древостое, вероятно, будет варьировать в пределах небольшой примеси. В подлеске общей сомкнутостью 25 % отмечено 6 видов. Среди них преобладает *Frangula alnus*. Напочвенный покров неоднороден. Фон образуют дернистоосоково-разнотравное пятно с содоминированием *Carex cespitosa*, *Geum rivale*, *Crepis paludosa* (общее покрытие трав 50 %, мхов 10 %) и осоково-тростниковое пятно с содоминированием *Phragmites australis* и *Carex rhynchophylla* (общее покрытие травяного яруса 60 %, мхов почти нет на

почве). Более дренированные участки заняты крупнопоротниковыми пятнами с содоминированием *Dryopteris filix-mas* и *Athyrium filix-femina* (общее покрытие трав 90 %, мхов 25 %). На высохшем дне мелкого русла ручья и почти высохшем дне глубокого русла ручья формируются высокотравно-крупнопоротниковые и гигрофильно-разнотравные пятна соответственно. Почвы торфяные с низинным торфом ОТ-Г'-Т''. Мощность органического горизонта более 80 см. Увлажнение 85-88 баллов, на дне глубокого русла 91 балл, в осоково-тростниковом пятне 101 балл. Богатство почвы 9–11 баллов.

Пятна живого напочвенного покрова с содоминированием кочедыжника и щитовников *Dryopteris expansa*, *D. filix-mas* и *D. carthusiana* были встречены на дне долины с временным поверхностным водотоком в южной тайге и на лесном приручьевом болоте. Кочедыжниково-щитовниковые пятна доминирования в приручьевом лесу формируются на песчаных и супесчаных дерново-глеевых почвах под пологом сомкнутых осветленных древостоев (сомкнутость 0.8; сквозистость 35 %, березняк), а на березовом лесном болоте они формируются на торфянистых с хорошо разложившимся торфом почвах. В пределах данного типа пятен доминирования в приручьевом лесу отмечен обильный подрост рябины и серой ольхи. На лесном болоте в этом же типе пятен напочвенного покрова возобновление древостоя оказалось очень слабым. В обоих случаях присутствуют в небольшом количестве кустарники подлеска, в основном малина. Общее проективное покрытие травостоя составляет 80–90 %. Из них 70–80 % приходится на крупные розеточные папоротники. В состав верхнего подъяруса травостоя в приручьевом лесу входят *Angelica sylvestris*, *Aegopodium podagraria*, на лесном болоте заметное участие в сложении травостоя принимают виды высокотравья, из которых наиболее обильна таволга *Filipendula ulmaria*. В отличие от лесного болота в приручьевом лесу в пятне доминирования данного типа довольно обильны виды второго подъяруса травостоя: *Phlegopteris connectilis*, *Fragaria vesca*, *Rubus saxatilis*, *Viola riviniana* и другие; и третьего подъяруса травостоя *Oxalis acetosella* и другие виды таежного мелкотравья. Мхи покрывают около 25 % поверхности почвы. В моховом ярусе преобладают виды рода *Plagiomnium* и *Atrichum undulatum* (в приручьевом лесу). Всего в состав травяного яруса входит 26 видов в приручьевом лесу и 20 видов на лесном болоте. Индекс биоразнообразия – 2.4 в приручьевом лесу и 2.0 на лесном болоте. Сложность травяного яруса (или степень перекрытия листьев разных видов, рассчитывается как отношение суммарного покрытия трав к общему покрытию травостоя) – 1.6 в приручьевом лесу и 1.3 – на лесном болоте.

Тип пятен напочвенного покрова с содоминированием тростника *Phragmites australis* и осоки *Carex rhynchophylla* является одним из фо-

новых на березовом лесном болоте около ручья. В состав травяного яруса входит 8 видов. Мхов на почве нет. Индекс биоразнообразия – 1.1. Сложность травяного яруса – 1.2. В приручьевых лесах средней тайги описаны из пятен с доминированием граминоидов несколько типов с согосподством вейника *Calamagrostis canescens*, хвоща *Equisetum sylvaticum* и, либо видов гигрофильного разнотравья, в основном, *Viola palustre* и *Lysimachia vulgaris*, либо камыша *Scirpus sylvaticus*. Все они развиваются на дне или в нижней части склонов долины ручья в окнах полога древостоя на дерново-глеевых песчаных или аллювиальных дерново-глеевых по механическому составу от песчаных до легко суглинистых почвах. В состав травяного яруса входит от 7 до 33 (в среднем 17) видов. Мхи (преимущественно виды *Plagiomnium*) покрывают от 0 до 10 % поверхности почвы. Индекс биоразнообразия значительно выше, чем в осоково-злаковом пятне на приручьевом болоте: 1.5–2.1. Сложность травяного яруса практически такая же, как в болотном сообществе: 1.2–1.5.

Сопоставим описание двух типов пятен с доминированием группы видов гигрофильного разнотравья и с содоминированием (1) высоко-травья и крупных папоротников и (2) *Carex cespitosa* на приручьевом лесном болоте с пятнами доминирования гигрофильного разнотравья (которое может содоминировать с папоротниками или высокотравьем) в приручьевых лесах. Во всех сообществах описанные пятна занимают понижения и отмели русла ручья, понижения в пойме ручья под пологом древостоя разной сомкнутости. Общее проективное покрытие травостоя в этих элементах мозаики напочвенного покрова в болотных сообществах составляет 50–60 %, в лесных сообществах – 35–75 %. Состав и строение данных группировок сильно варьируют, в число содоминантов большинства из них и в лесных и в болотном сообществах входят *Filipendula ulmaria*, *Athyrium filix-femina*, *Viola epipsila*, *Mentha arvensis*, *Ranunculus repens*, *Calla palustris*. Всего в состав травяного яруса входит в болотном сообществе 26–36 видов, в лесных сообществах – 10–39 видов. Мхи покрывают 10–15 % поверхности почвы гигрофильно-разнотравных микрогруппировок болотного сообщества и 15–40 % поверхности почвы в таких же микрогруппировках приручьевых лесов. Индекс биоразнообразия травяного яруса в пятнах болотного фитоценоза – 2.9–3.0; лесных фитоценозов 2.1–3.1. Сложность травяного яруса – 1.3–1.9 на болоте; 1.1–2.0 в приручьевых лесах. Таким образом, гигрофильно-разнотравные микрогруппировки приручьевых лесных болот и лесов сходны между собой.

В Себежском районе Псковской области был описан также приручьевой лес, располагающийся неподалеку от черноольхового болота и, по ряду признаков, развившийся из ранее существовавшего на его месте болот-

ного сообщества. По доминантам сообщество названо елово-березо-черноольшаник разнотравно-широколистный *Alnus glutinosa* + *Betula pubescens* – *Picea abies* + *Tilia cordata* – [*Mercurialis perennis*] + [*Urtica dioica*]. Сомкнутость древостоя 0.7. Средняя сквозистость 40 %. Основной полог высотой 21–24 м создает черная ольха *Alnus glutinosa* (300 деревьев на га). В верхнем ярусе значительно участие более тонкостольной березы (250 деревьев на га высотой 23–26 м). Разреженный второй ярус древостоя создают ель (высота 13–15 м, 150 деревьев на га) и липа (высота 12 м, 50 деревьев на га). Возраст ели 38–59 лет, бонитет – 3–5 баллов. В подросте резко преобладает ель (представлена во всех размерных классах, но особенно многочисленна в группе крупного подроста высотой 3–9 м). Отмечен единственный подрост березы повислой, липы и ясеня. В группе возобновления присутствует ель (2000 проростков на га), имеется активное вегетативное возобновление черной ольхи и, особенно, липы. В древостое будет происходить постепенное увеличение доли ели и, возможно, липы и ясеня. По-видимому, формирование ручья и его долины произошло относительно недавно, и дренированность данной территории медленно возрастает. Поэтому в ходе аллогенной сукцессии, вызванной развитием ландшафта, доля черной ольхи будет постепенно снижаться. Доля березы, по-видимому, начнет уменьшаться позже, чем черной ольхи, но более быстрыми темпами. Таким образом, можно предположить, что данный елово-березо-черноольшаник сменится черноольхово-березо-ельником и, далее, (черноольхово-липо-ельником. В подлеске общей сомкнутостью около 50 % преобладает липа (кустовидная и дуговидная формы), обильна черемуха (всего 8 видов). Напочвенный покров неясно дифференцирован на пятна, относится к гигрофильно-разнотравно-широколистному типу. В травостое содоминируют *Mercurialis perennis*, *Stellaria nemorum*, *Galeobdolon luteum*, *Urtica dioica*, *Chrysosplenium alternifolium*, *Geum rivale*, *Oxalis acetosella*, *Cirsium oleraceum*. Почвы перегнойно-торфяные с хорошо разложившимся древесно-травяным торфом в нижней части почвенного профиля. Мощность перегнойного горизонта 60 см. Видимо, в результате недавнего увеличения азириванности и дренированности низинно-торфяные почвы черноольхового болота начали развиваться по другому типу. В верхней части профиля сразу на большом вертикальном протяжении (60 см) значительно усилилась минерализация органических остатков, и образовался перегнойный горизонт. Увлажнение 84 балла. Богатство почвы 8 баллов.

Литература

1. Ипатов В.С. Описание фитоценоза. СПб, 1998. 94 с.
2. Ипатов В.С., Герасименко Г.Г. Таблицы бонитирования деревьев и древостоев. Л., 1988. 63 с.

3. Мэгарран Э. Экологическое разнообразие и его измерение. М., 1992. 184 с.
4. Раменский Л.Г., Цаценкин И.А., Чижиков О.Н., Антипин Н.А. Экологическая оценка кормовых угодий по растительному покрову. М., 1956. 472 с.

On the characteristics of streamside swamps

D.M. Mirin

The streamside swamp plant community is compared with externally similar streamside forests on characteristics of composition and structure. The comparison has done as on the level of whole phytocenosis as on the patch level. Structure of forest community developed from swamp in consequence of ecological condition's change is considered.

ЭМИССИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В ОСУШЕННЫХ ТОРФЯНИКАХ СРЕДНЕЙ ТОРФЯНО-БОЛОТНОЙ ОБЛАСТИ

В.В. Новиков, А.Л. Степанов, А.И. Поздняков

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
pozdn@mcom.ru

Изучена сезонная динамика эмиссии диоксида углерода (CO_2) и метана (CH_4) в осушенных торфяных почвах поймы реки Яхромы. Установлена зависимость интенсивности эмиссии парниковых газов от возраста освоения торфяных почв. Самая низкая скорость эмиссии CO_2 и CH_4 зарегистрирована в торфяной почве с наибольшим временем освоения, максимальная эмиссия парниковых газов установлена в торфяной почве, находящейся на первых и средних стадиях освоения. Установлен пик активности процессов эмиссии парниковых газов, приходящийся на конец июля – начало августа.

Торфяные ресурсы России представляют собой уникальный компонент природы, обладающий особой ролью в области сохранения природы и обеспечения экологического равновесия биосферы.

Поглощая углерод атмосферы, болота тем самым смягчают парниковый эффект. Незамкнутость круговорота веществ в экосистеме приводит к накоплению торфяной залежи, что делает болота местом постоянного стока атмосферного углерода [1]. Однако, строительство осушительных систем вносит коренные изменения в болотные ландшафты, усиливая эмиссию парниковых газов из-за ускоренной минерализации торфа [2].

Средняя торфяно-болотная область объединяет Владимирскую, Ивановскую, Тверскую, Московскую, Ярославскую и часть Рязанской и Смоленской административных областей [3].

Геоморфологические условия рассматриваемой области – моренный и аллювиальный ландшафты. Расчлененные водораздельных плато, подстилающие породы в виде покровных суглинков и лессовидных отложений, способствовали скоплению огромных водных масс и довольно интенсивному торфонакоплению, в первую очередь, на Мещерской низменности. Мещерская низменность – задровая, сильно заболоченная равнина общей площадью 3 млн. га, торфяные площади которой составляют 346 тыс. га или 13 % ее территории.

Другим не менее важным и интересным объектом является Клиньско-Дмитровская гряда, проходящая через центральную часть Средней торфяно-болотной области, с юго-запада на северо-восток, и хотя заторфованность ее не велика, но приуроченность к центру обусловила наиболее длительный и всесторонний анализ изменений торфов в процессе окультуривания на протяжении уже почти века. Примером может служить Яхромская пойма, сток на которой зарегулирован еще в довоенное время, что прекратило пойменные процессы.

На территории Средней торфяно-болотной области выявлено и разведано 9007 торфяных месторождений общей площадью более 1189,2 тыс. га с запасами торфа 4340 млн. т. Основные запасы сосредоточены на крупных месторождениях (100–10000 га).

Работа проводилась на окультуренных торфяных почвах разных сроков освоения, сформированных на залежах низинных торфяников Яхромской поймы (Дмитровский район Московской области) и Ростовской низины (Ростовский район Ярославской области).

Цель работы состояла в выяснении особенностей эмиссии метана и диоксида углерода из торфяных почв Средней торфяно-болотной области при осушении и длительном сельскохозяйственном использовании.

Река Яхрома, являясь притоком реки Сестры, принадлежит бассейну Волги. Она берет свое начало в высотах Клиньско-Дмитровской гряды и протекает в северной части Московской области в направлении с юго-востока на северо-запад. В верховьях река имеет узкую долину. К северо-западу от г. Дмитрова ширина долины достигает 7–8 км. Современная долина реки здесь вложена в обширную древнюю котловину, оформившуюся еще в доледниковое время. Такие широкие древние часто заторфованные долины с направлением, близким к широтному, получили название «прадолин». Они характерны для центральных районов европейской части России, для Северной равнины Средней Европы [3]. В этом районе имелись древние озера, в которых откладывался органический сапропель. Прилегающие участки были покрыты болотной растительностью, образовавшей осоково-гипновый торф. Постепенно озера зарастали и заторфовывались.

Ростовская низина (общая площадь около 75 тыс. га) расположена в юго-восточной части Ярославской области и приурочена к озерной котловине озера Неро. Котловина имеет вид плоской чаши с заболоченным днищем и пологими, ступенчато поднимающимися склонами. Коэффициент заболоченности низины высокий (79.4 %) [4]. Заболоченность почв в целом на территории вызвана следующими причинами: плоским низменным положением и полузамкнутостью территории самой низины; наличием местного водоупора – ленточных глин, развитых под озерно-аллювиальными отложениями, который обуславливает высокий уровень стояния грунтовых вод; поверхностными водами временных и постоянных водотоков; грунтово-напорными водами с коренных склонов котловины.

Методика исследований

На территории Яхромской поймы нами было исследовано 4 участка (табл.). Исследованные торфяные почвы по «Классификации почв России» 1997 года относятся к агроторфяным эутрофным. Согласно определению этот почвенный тип диагностируется по наличию антропогенно-преобразованного горизонта, в составе которого преобладают остатки эутрофной растительности. Изученные почвы различались по сроку использования и ботаническому составу.

Основные характеристики исследованных почв

Название почвы, срок использования, район исследований	Глубина отбора образцов, см	рН водный	Зольность, %
Агроторфяная типичная на осоково-гипновом торфе, 90 лет использования (участок 1), Московская область	0–20	7.8	27.8
Агроторфяная типичная на древесно-разнотравном торфе, 60 лет использования (участок 2), Московская область	0–20	7.4	31.1
Агроторфяная типичная на травяно-гипновых торфах, 60 лет использования (участок 3), Московская область	0–20	6.4	37.1
Торфяная типичная на гипновом разнотравном торфе (участок 4), контроль, Московская область	0–20	7.5	15.4
Агроторфяная типичная почва на древесном эутрофном торфе, 30 лет использования (участок 5), Ярославская область	0–10	6.6	44.6
Погребенная агроторфяная типичная почва на древесном эутрофном торфе, 30 лет использования (участок 6), Ярославская область	55–60	6.5	29.2
Торфяная типичная почва на травяном эутрофном торфе (участок 7), Ярославская область	0–5 20–30	5.3 5.3	32.9 33.1

Участок 1 расположен на территории осушенного с 1914 года Яхромского опытного поля. Сформированная здесь агроторфяная почва подстилается травяно-гипновым торфом. В настоящее время этот участок используется под культурное пастбище, здесь выращиваются многолетние травы. Участки 2 и 3 находятся в так называемой «Дальней» части опытного хозяйства. Эта территория была осушена в 1933 году сетью открытых канав, а в 1965 году здесь был заложен закрытый дренаж. Агроторфяная почва участка 2 сформирована на древесно-разнотравном торфе, а участка 3 – на осоково-гипновом торфе. В настоящее время на этих участках выращиваются пропашные культуры. Участок 4 расположен вблизи участка 1 на неосвоенной территории, здесь сохранилась естественная растительность. Этот участок был использован в качестве контроля.

На территории Ростовской низины были изучены три участка (табл. 1). Участки 5 и 6 расположены в западной периферической части низины. Степень заболоченности этой части низины составляет 88.7 % [4]. Доля болотных эутрофных почв составляет 25.1 % почвенного покрова. Участок 5 был выбран в понижении рельефа на агроторфяной типичной почве. Мелиоративные работы на этом участке были начаты 40 лет назад. В настоящее время растительный покров представлен многолетними травами, территория используется под культурное пастбище.

Участок 6 расположен вблизи коренного уступа, в пределах пролювиально-делювиального шлейфа, перекрывшего торфяную залежь. Мощность аллохтонного наноса, перекрывшего торфяной горизонт, составила 50–55 см. Нами была изучена погребенная агроторфяная эутрофная типичная почва. Определение возраста гуминовых кислот из верхнего слоя торфа, погребенного тонким слоем агроделювия в краевой части пролювиально-делювиального шлейфа, свидетельствует, что торфонакопление здесь закончилось 830±20 лет назад [4], что соответствует возрасту развития пашенного земледелия в бассейне озера Неро.

Участок 7 (приозерный) расположен на первой террасе, опоясывающей озеро Неро. Постоянный избыток грунтовых и грунтово-напорных вод обуславливают здесь развитие торфяных эутрофных типичных почв, занимающих 45.2 % территории [4]. В сельскохозяйственном отношении из-за избытка грунтовых вод почвы района используются мало. В частности, изученный нами участок, расположенный в 0.5 км к югу от г. Ростова, никогда не подвергался освоению и выбран в качестве контрольного.

Интенсивность эмиссии CO₂ определяли методом эмиссионных камер [5], заключающийся в измерении скорости накопления CO₂

внутри изолятора, врезаемого в почву на глубину 5–10 см. Пробы воздуха отбирали через прокладку в изоляторе немедленно после его установки, а затем еще два раза через равные промежутки времени. Общее время инкубации составляло 1–2 часа. Пробы воздуха переносили в пенициллиновые флаконы, предварительно заполненные насыщенным раствором соли. Отобранная газовая проба наполовину вытесняла заполняющий флакон раствор. После ввода пробы флаконы переворачивали вверх дном, таким образом, чтобы остаток раствора во флаконе создавал водяной затвор. Избыток соли, содержащийся в растворе, не позволял газу растворяться.

Эмиссию метана определяли тем же способом [5], но сразу после установки изолятора, в его внутренний объем через резиновую пробку вводили ацетилен (10 % от объема камеры) [6]. Присутствие ацетилена, ингибирующего микробное поглощение метана в газовой фазе, позволяло оценить поток метана из почв [6]. Время инкубации в зависимости от погодных условий и времени года составляло 12–48 часов.

Измерение концентрации CO_2 и CH_4 осуществляли методом газовой хроматографии [7].

Результаты исследований

Сезонную динамику эмиссии CO_2 и CH_4 из торфяных почв исследовали на протяжении вегетационного периода 2002 года (рис. 1). Минимальная интенсивность эмиссии парниковых газов отмечена в апреле. Повышение активности дыхания почвы и снижение эмиссии метана к середине лета обусловлено понижением уровня грунтовых вод (рис. 1). Большое количество дождевых осадков в конце сентября – начале октября способствовало повышению уровня грунтовых вод и привело к увеличению эмиссии метана.

В период низкого уровня грунтовых вод осушенная толща торфяной почвы работала как метанопоглощающий фильтр, который окислял метан, образующийся в анаэробной зоне [8]. Это приводило к снижению общего потока метана из почв в атмосферу. Таким образом, понижение уровня грунтовых вод сопровождалось ростом потока CO_2 из почв в атмосферу при одновременном снижении эмиссии CH_4 (рис. 1).

Среди изученных торфяных почв участок 1 отличается самой длительной историей использования. Сельскохозяйственное освоение этого участка началось около 90 лет назад, вскоре после начала мелиоративных работ на территории ЦТБОС. На протяжении последних 30 лет участок не распахивался, здесь сформировалась луговая растительность. На этом участке эмиссия CO_2 была ниже, чем на участках 2 и 3 (рис. 1). Эти результаты подтверждают точку зрения о том, что при выращивании многолетних трав, осадка и сработка торфа происходит

в 1,5–3,5 раза меньше, чем при использовании торфа под полевыми и пропашными культурами [2].

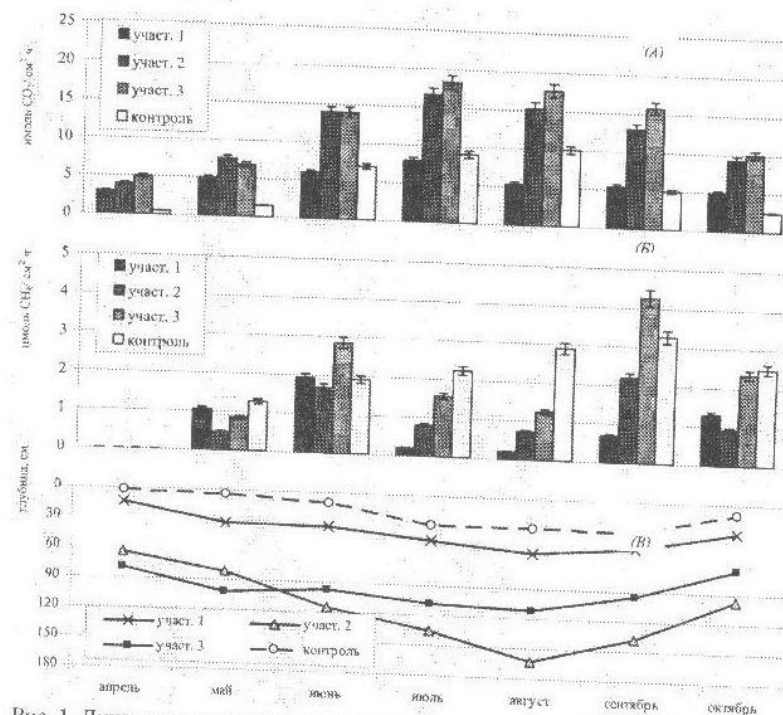


Рис. 1. Динамика эмиссии парниковых газов и уровня грунтовых вод из торфяных почв поймы р. Яхрома на протяжении вегетационного периода 2002 года

Участок 3 во все месяцы характеризуется максимальной эмиссией CO_2 , а эмиссия CH_4 уступает здесь только контрольному участку. Такая высокая активность указанных процессов на этом участке вероятно связана с ботаническим составом торфа (табл. 1). Согласно данным Института торфа Беларуси потери органического вещества при освоении осоковых и гипновых торфов максимальны [3].

На рисунке 2 представлены результаты определения суточной динамики эмиссии углекислого газа и метана из торфяных почв Яхромской поймы. Максимум эмиссии углекислого газа приходился на 4 часа дня, а максимум эмиссии метана – на 11–12 часов утра. Такое различие в протекании процессов образования CO_2 и CH_4 , вероятно, связано с изменением фотосинтетической активности растений в течение

ние суток. Выделение корнями растений продуктов фотосинтеза служит субстратом гетеротрофным микроорганизмам, что приводит к возрастанию их активности и выражается в увеличении эмиссии углекислого газа из торфяных почв в атмосферу. Часть образующегося CO_2 поступает в анаэробные микрозоны, где используется метаногенами в качестве основного акцептора электронов и восстанавливается до метана. Таким образом, задержка увеличения эмиссии метана связана с транспортом продуктов метаболизма гетеротрофных микроорганизмов в места обитания строго анаэробных метаногенных микроорганизмов.

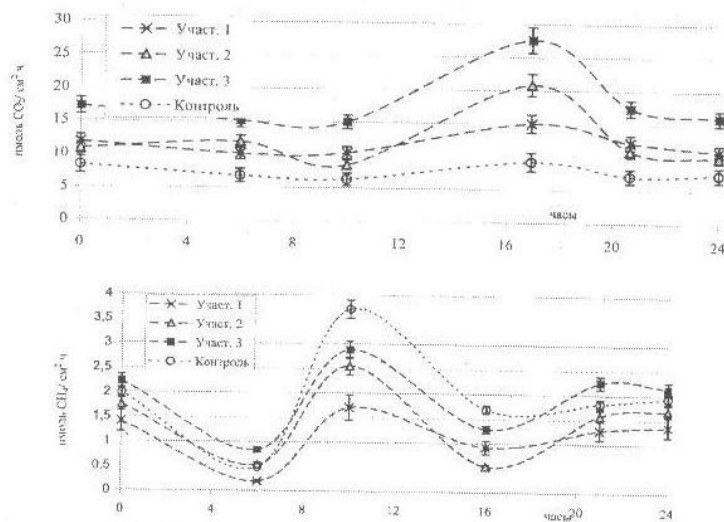


Рис. 2. Суточная динамика эмиссии CO_2 и CH_4 из торфяных почв поймы р. Яхромы

Обводненные торфяные почвы (участки 1 и 4) характеризуются незначительными колебаниями микробной активности в течение суток, а для более осушенных (участки 2 и 3) почв характерна резкая смена интенсивности эмиссии, что подтверждает определяющую роль уровня грунтовых вод в образовании парниковых газов.

На следующем этапе работы исследовалась зависимость эмиссии парниковых газов из агроторфяных почв от срока их использования. Исследование проводили на всех участках Ростовской низины и Яхромской поймы (рис. 3).

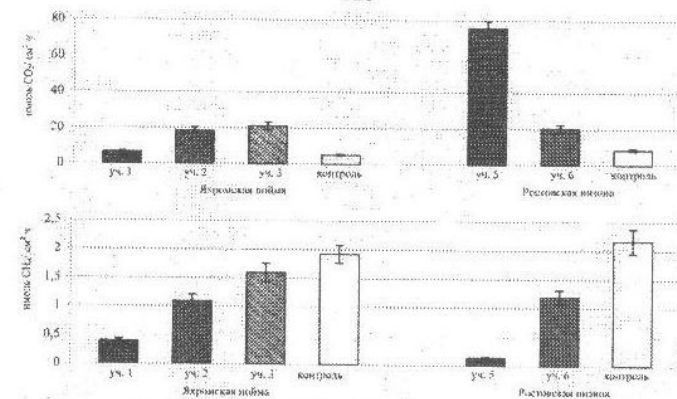


Рис. 3. Эмиссия CO_2 , CH_4 из торфяных почв Яхромской поймы и Ростовской низины

Было установлено снижение интенсивности эмиссии CO_2 с увеличением срока использования: на участке 30 лет использования (участок 5) эмиссия CO_2 оказалась в 8 раз выше по сравнению с контролем, на участках 60-летнего использования (участки 2 и 3) – в 5–6 раз выше контроля, а на участке 90-летнего использования (участок 1) эмиссия углекислого газа практически не отличается от контроля. Эмиссия метана, наоборот, в среднем была выше в контрольных почвах и, аналогично эмиссии CO_2 , снижалась с увеличением возраста использования.

В результате проведенных исследований было установлено, что в осушенных торфяных почвах длительного сельскохозяйственного использования до 92 % потерь углерода осуществляется в виде углекислого газа. В почвах длительного сельскохозяйственного использования при понижении уровня грунтовых вод наблюдается максимум активности дыхания; эмиссия метана значительно возрастает лишь при существенном повышении уровня грунтовых вод в осенний период. С увеличением сроков использования торфяных почв уменьшается интенсивность образования парниковых газов.

В целях снижения эмиссии парниковых газов на мелиорируемых низинных торфяниках не рекомендуется ежегодное выращивание пропашных культур, которое приводит к образованию плужной подошвы – месту формирования анаэробных зон – источников метана. Напротив, залужение многолетними травами не требует значительного понижения уровня грунтовых вод, способствует благоприятному и равномерному соотношению твердой фазы, воды и воздуха и приводит к снижению эмиссии этих газов из почв в атмосферу.

Работа проведена при поддержке РФФИ (гранты 02-04-49061-а; 04-04-48580-а).

Литература

1. Вомперский С.Э. Роль болот в круговороте углерода // Биогеоэкологические особенности болот и их рациональное использование. М., 1994. С. 5–38.
2. Маслов Б.С. Последствия осушения болотных ландшафтов // Вестник РАСХН 1993. № 6. С. 41–44.
3. Ковалев Н.Г., Поздняков А.И., Мусекаев Д.А., Позднякова Л.А. Торф, торфяные почвы, удобрения. М., 1998. 240 с.
4. Русаков А.В. Структура почвенного покрова и типы земель Ростовской низины / Эколого-генетические исследования почв в гумидных ландшафтах / Сб. статей. СПб., 1996. С. 42–65.
5. Методы почвенной микробиологии и биохимии / Под ред. Звягинцева Д.Г. М., 1991. 349 с.
6. Bédard C., Knowles R. Physiology, biochemistry and specific inhibitors of CH_4 , NH_4^+ and CO oxidation by methanotrophs and nitrifiers // Microbiol. Rev. 1989. V.53. P.68–84.
7. Степанов А.Л., Лысак Л.В. Методы газовой хроматографии в почвенной микробиологии: Учебно-методическое пособие. М., 2002. 88 с.
8. Новиков В.В., Степанов А.Л., Поздняков А.И., Лебедева Е.В. Сезонная динамика эмиссии CO_2 , CH_4 , N_2O и NO из торфяных почв поймы реки Яхромы // Почвоведение 2004. № 7. С.867–874.

Greenhouse gases emission from meliorated peat soils of middle peat bog region

V.V. Novikov, A.L. Stepanov, A.I. Pozdnyakov

Season dynamics of carbon dioxide (CO_2) and methane (CH_4) emission was studied in agricultural peat soils of Yakhroma river flood plain. The dependence between greenhouse gases emission intensity and peat soils age of development was found. The lowest rate of CO_2 and CH_4 emission was registered in the peat soils of maximum development age. The maximum greenhouse gases emission rate was measured in the peat soils of first and middle stage of development. It was found that the highest activity greenhouse gases emission occurs in July and August.

АНАЛИЗ МИКРОБНЫХ СООБЩЕСТВ СФАГНОВЫХ БОЛОТ ПУТЕМ *IN SITU* ГИБРИДИЗАЦИИ С РРНК-СПЕЦИФИЧНЫМИ ФЛУОРЕСЦЕНТНО-МЕЧЕНЫМИ ОЛИГОНУКЛЕОТИДНЫМИ ЗОНДАМИ

Т.А. Панкратов, С.Э. Белова, С.Н. Дедыш

Институт микробиологии РАН, г. Москва, tpankratov@mail.ru

В настоящей работе сделана попытка оценки филогенетического разнообразия прокариотных микроорганизмов в сфагновых болотах путем применения набора флуоресцентно-меченых рРНК-специфичных олигонуклеотидных зондов широкого спектра детекции. Суммарная доля идентифицируемых клеток, обнаруженных гибридизацией с универсальными зондами на представителей доменов Bacteria и Archaea, составила в образцах торфа различных болот от 53 до 60 % общего числа клеток, выявленных окрашиванием DAPI. Численность микроорганизмов, принадлежащих к нескольким филогенетическим ветвям домена Bacteria, а именно, Proteobacteria, Bacteroidetes и Planctomycetes, обнаруженных с помощью примененного набора зондов, составила 5,5–10,6 % числа клеток эубактерий, присутствующих в образцах. Наиболее многочисленными среди идентифицированных в торфе бактерий были представители классов Alphaproteobacteria и Betaproteobacteria, а также группы Cytophaga-Flavobacterium.

Торфяные сфагновые болота являются одной из доминирующих наземных экосистем бореальной и тундровой зон Северного полушария. Они широко распространены в северной Европе, Канаде и на севере США, однако наиболее обширные массивы болот – 161 млн. га – расположены в России [1]. Торфяные болота представляют собой крупнейшие бассейны аккумуляции органического вещества, концентрирующие около 30 % глобальных запасов органического углерода почв [2, 3]. Процессы деструкции органического вещества в этих экосистемах идут крайне медленно, ограничивая рецикл минеральных веществ. Как следствие этого, болота эффективно аккумулируют биогенные элементы, защищая вытекающие из них воды от эвтрофикации. Благодаря такой направленности процессов, северные болота являются центром формирования и одним из крупнейших резервуаров ультрапресных вод на планете. Основная роль в процессах трансформации органического углерода в этих экосистемах и формировании химического состава болотных вод принадлежит микроорганизмам.

Состав микробных сообществ кислых сфагновых болот изучен очень слабо. Установлено, что сфагновые болота содержат огромный пул микроорганизмов, превышающий таковой в черноземных почвах

[4, 5]. Культивировать же на традиционно используемых в микробиологической практике средах удается не более 0.001–0.1% общего количества микробных клеток, обнаруживаемых в торфе методом люминесцентной микроскопии. Это неудивительно, так как микроорганизмы, населяющие кислые и ультрапресные сфагновые болота, имеют необычные ростовые потребности. Несравнимо большие возможности для их идентификации предоставляют современные методы молекулярной экологии, не требующие культивирования изучаемых объектов. К таковым относится метод *in situ*-гибридизации с рРНК-специфичными флуоресцентно-мечеными олигонуклеотидными зондами (FISH – fluorescent in situ hybridization), совмещающий возможности идентификации и определения численности отдельных филогенетических групп микроорганизмов в любых природных средах [6, 7].

Цель настоящей работы состояла в исследовании филогенетического разнообразия прокариотных микроорганизмов в сфагновых болотах путем применения набора флуоресцентно-меченых олигонуклеотидных зондов широкого спектра специфичности.

Методика исследований

Объектами исследования были образцы торфа трех сфагновых болот бореальной (Московская и Брянская области) и тундровой (Воркутинская обл.) зон России:

1. Олиго-мезотрофное верховое болото Куровское находится на территории Лосиноостровского лесничества в Пушкинском районе Московской области (55°N, 38°E). Площадь болота составляет около 26 га. Растительность представлена *Sphagnum medium*, *Sphagnum parvifolium*, *Eriophorum vaginatum*, *Vaccinium myrtillus*, и *Oxycoccus* sp. Мощность торфа – 1.8–4.3 м. Величина pH болотной воды – 4.7–5.2.

2. Олиготрофное верховое болото расположено на территории национального природного заповедника «Брянский лес» (54°N, 32°E). Площадь болота – 100 га. Растительность представлена *Sphagnum* sp., *Eriophorum vaginatum*, *Oxalis quadripetalus*, *Betula pendula*, *Vaccinium myrtillus*, *Calluna* sp. и *Ledum palustre*. Мощность торфа – 1.0–1.5 м. Величина pH болотной воды – 4.5–4.7.

3. Тундровое верховое олиготрофное осоково-сфагновое болото расположено в 20 км к югу от г. Воркуты (67°N и 63°E). Растительность представлена *Sphagnum fuscum*, *Carex stans* и *Eriophorum angustifolium*. Мощность торфа – 0.5–0.8 м. Величина pH болотной воды – 4.5–4.8.

Образцы торфа были отобраны на глубине 10–20 см, соответствующей границе аэробной и анаэробной частей болотного профиля. Для анализа использовали 2 г сырого торфа. Перед фиксацией образцы подвергали процедуре экстракции клеток микроорганизмов, разработанной для анализа сфагнового торфа [8]. Полученные экстракты фиксировали с использованием 4 % раствора формальдегида в фосфатном

буфере (NaCl – 8.0 г, KCl – 0.2 г, Na₂HPO₄ – 1.44 г, NaH₂PO₄ – 0.2 г, H₂O – 1 л, pH 7.0) и хранили при температуре –20°C. 1–2 мкл суспензии фиксированного образца наносили на предметные стекла для гибридизации с окошками, разделенными тефлоновым покрытием. Для улучшения связывания клеток со стеклом препараты выдерживали в течение 12–24 часов. Для гибридизации использовали спектр рРНК-специфичных олигонуклеотидных зондов, разработанных для детекции представителей доменов Bacteria и Archaea, а также отдельных филогенетических групп в пределах Bacteria – Alpha-, Beta-, Gamma- и Delta- классов *Proteobacteria*, группы *Cytophaga-Flavobacterium* филогенетической ветви *Bacteroidetes*, а также филогенетической ветви *Planctomycetes* (табл. 1). Синтез зондов, меченых флуоресцентным красителем Cy3, осуществлялся компанией Синтол (Москва, Россия). Гибридизацию препаратов с флуоресцентно-мечеными зондами проводили в соответствии с методикой [10]. Условия гибридизации приведены в таблице 1. По завершении процедуры гибридизации, препараты окрашивали 1 мкМ раствором универсального флуоресцентного красителя ДНК – DAPI (4',6'-diamidino-2-phenylindole) в течение 10 мин.

Таблица 1

Примененные в настоящем исследовании
рРНК-специфичные олигонуклеотидные зонды

Зонд	Целевая группа организмов	Целевой участок 16S рРНК	Нуклеотидная последовательность (5'-3')	T, °C ^a	Формамид, % ^b	NaCl, mM ^c	Ссылка
EUB338	Bacteria	338–355	GCTGCCTCCCGTAGGAGT	46	20	225	[9]
ARCH915	Archaea	915–934	GTGCTCCCCGCCAATTCCT	46	30	112	[10]
ARC344	Archaea	344–363	TCGCGCCTGCTGCICCCCGT	46	30	112	[11]
ALF1B	Alphaproteobacteria	19–35	CGTTCGYTCTGAGCCAG ^r	46	20	225	[12]
BET42a	Betaproteobacteria	1027–1043*	GCCTTCCCACTTCGTTT	46	35	80	[12]
GAM42a	Gammaaproteobacteria	1027–1043*	GCCTTCCCACTTCGTTT	46	35	80	[12]
SRB385Db	Deltaproteobacteria	385–402	CGGCGTTGCTGCGTCAGG	46	20	225	[13]
CF319a	Cytophaga-Flavobacterium	319–336	TGGTCCGTGTCTCAGTAC	46	35	80	[14]
PLA46	Planctomycetes	46–63	GACTTGCATGCCTAATCC	46	30	112	[15]

Примечание: ^a – температура гибридизации; ^b – концентрация формамида в гибридизационном буфере; ^c – концентрация NaCl в буфере для промывки; ^r – Y = C или T; * – целевая молекула – 23S рРНК

Препараты анализировали с использованием эпифлуоресцентного микроскопа Zeiss Axioplan 2 (Йена, Германия) со светофильтрами Zeiss 20 для Cy3-меченых зондов и Zeiss 02 для окраски DAPI. Численность целевых популяций микроорганизмов в образцах торфа определяли путем учета количества гибридизованных с зондами клеток в 100 полях зрения микроскопа, с последующим расчетом численности соответствующих популяций в 1 г сырого торфа. Для обработки результатов использовали таблицы MS Excel 2000.

Результаты исследований

Значения общей численности бактерий в образцах торфа сфагновых болот, определенные путем окрашивания препаратов DAPI, составили $1.3\text{--}2.3 \times 10^8$ клеток г^{-1} сырого торфа (табл. 2). Эти величины близки к таковым, полученным ранее для верховых сфагновых болот [5, 8]. Наибольшая численность бактерий была зарегистрирована нами в образце торфа болота тундры.

Таблица 2

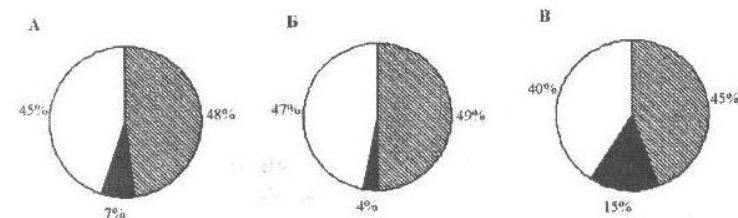
Общая численность клеток микроорганизмов, представителей доменов *Bacteria* и *Archaea* и отдельных филогенетических групп *Bacteria* в сфагновом торфе различных болот

Группа организмов	Численность клеток (10^6 или 10^8) г^{-1} сырого торфа		
	Куrowsкое	Брянск	Воркута
Общее число клеток (окраска DAPI), $\text{N} \times 10^8$	1.30 ± 0.13	2.08 ± 0.16	2.26 ± 0.56
<i>Bacteria</i> , $\text{N} \times 10^8$	0.62 ± 0.05	1.04 ± 0.08	1.00 ± 0.14
<i>Archaea</i> , $\text{N} \times 10^8$	0.10 ± 0.01	0.08 ± 0.01	0.34 ± 0.02
<i>Alphaproteobacteria</i> , $\text{N} \times 10^6$	0.84 ± 0.14	3.49 ± 0.33	4.33 ± 0.31
<i>Betaproteobacteria</i> , $\text{N} \times 10^6$	0.59 ± 0.12	1.52 ± 0.22	2.41 ± 0.22
<i>Gammaproteobacteria</i> , $\text{N} \times 10^6$	0.79 ± 0.14	1.87 ± 0.25	1.54 ± 0.23
<i>Deltaproteobacteria</i> , $\text{N} \times 10^6$	0.41 ± 0.08	0.75 ± 0.14	0.70 ± 0.14
<i>Cytophaga-Flavobacterium</i> , $\text{N} \times 10^6$	0.32 ± 0.07	2.02 ± 0.27	0.72 ± 0.12
<i>Planctomycetes</i> , $\text{N} \times 10^6$	0.44 ± 0.07	1.35 ± 0.19	0.90 ± 0.12

Суммарная доля идентифицируемых клеток, обнаруженных гибридизацией с 16S рПНК- специфичными универсальными зондами на представителей доменов *Bacteria* (EUB338) и *Archaea* (ARCH915 + ARC344), составила в образцах торфа различных болот от 53 до 60 % общего числа клеток, выявленных окрашиванием DAPI (рис.). Клетки, не детектируемые этими зондами, могут представлять либо покоящиеся формы микроорганизмов (не обнаруживаемые методом FISH), либо

относиться к пока неизвестным филогенетически обособленным группам эубактерий или архей, для детекции которых непригодны используемые вышеупомянутые зонды. Тем не менее, в сфагновом торфе доля потенциально идентифицируемых применением зондов клеток оказалась достаточно высока, так как полученные нами значения соответствуют верхнему диапазону таковых, полученных при исследовании различных других пресноводных местообитаний [16].

Относительно невысокая численность обнаруженных в торфе клеток *Archaea* — $0.8\text{--}3.4 \times 10^7$ клеток г^{-1} (табл. 2, рис.) — вряд ли вызывает сомнение, так как проанализированные образцы были отобраны на границе раздела аэробной и анаэробной частей болотного профиля. Доля этих микроорганизмов в общей численности клеток, безусловно, должна значительно возрастать в нижних, анаэробных слоях болот.



Доля клеток, идентифицированных гибридизацией с зондами на представителей доменов *Bacteria* (штриховка) и *Archaea* (темный цвет), от общей численности бактерий в Куrowsком (А), Брянском (Б) и Воркутинском (В) сфагновых болотах

В настоящей работе нами была сделана попытка оценки численности микроорганизмов, принадлежащих к нескольким филогенетическим ветвям домена *Bacteria*, а именно, *Proteobacteria*, *Bacteroidetes* и *Planctomycetes*. Представители филогенетической ветви *Proteobacteria* принадлежат к одной из наиболее широко распространенных и наиболее хорошо изученных групп прокариотных микроорганизмов [17]. Анализ сфагнового торфа с зондами, специфичными для отдельных классов этой ветви эубактерий — *Alpha*-, *Beta*-, *Gamma*- и *Deltaproteobacteria* — показал, что наиболее многочисленны в болотах представители *Alphaproteobacteria*, а наименее репрезентативны для этого местообитания представители *Deltaproteobacteria* (табл. 2). Интерес к оценке численности *Bacteroidetes* был продиктован тем, что микроорганизмы этой филогенетической ветви, прежде всего представители *Cytophaga*, способны осуществлять процессы деструкции полимерных органических соединений. Учет клеток с зондом CF319a, предложенным для детекции

бактерий группы *Cytophaga-Flavobacterium* [14], позволил выявить $0.3\text{--}2.0 \times 10^6$ клеток г^{-1} сфагнового торфа. Наконец, представители *Planctomycetes* были выбраны в качестве объекта для анализа потому, что эти бактерии принадлежат к широко распространенной, но очень слабо изученной и бедно представленной изолятами группе микроорганизмов [15, 18]. Действительно, клетки этих бактерий были обнаружены нами во всех исследованных образцах сфагнового торфа, а численность их была сопоставима с таковой, определенной для представителей отдельных классов *Proteobacteria* или группы *Cytophaga-Flavobacterium* (табл. 2).

Суммарная доля представителей *Proteobacteria*, *Bacteroidetes* и *Planctomycetes*, обнаруженных с помощью данного набора зондов (табл. 1), составила 5.5–10.6% числа клеток зубактерий, присутствующих в образцах. Такая низкая доля идентифицированных зубактерий может быть обусловлена следующими причинами. Прежде всего, в настоящем исследовании мы смогли оценить численность представителей лишь трех из известных ныне пятидесяти двух филогенетических ветвей домена *Bacteria* [18]. Весьма вероятно также, что специфичность многих из использованных нами зондов уже, нежели реальное филогенетическое разнообразие целевых групп организмов. Свидетельством этому служит тот факт, что целый ряд изолятов группы *Cytophaga-Flavobacterium*, полученных нами из сфагновых торфов, принадлежат к новым таксонам и не обнаруживаются зондом CF319a, традиционно используемым для детекции бактерий этой группы (неопубл. данные). Аналогичная ситуация может быть справедлива и в отношении детекции других групп бактерий. Таким образом, более полная идентификация филогенетических групп бактерий, населяющих сфагновые болота, требует не только применения более широкого спектра известных зондов, но и разработку новых зондов, более полно охватывающих разнообразие микроорганизмов в этих экосистемах.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Молекулярная и клеточная биология» и проекта РФФИ-ННИО 04-04-04000.

Литература

1. Land resources of Russia. CD-ROM database created by International Institute for Applied Systems Analysis. Russian Academy of Sciences. 2002.
2. Gorham E. Northern peatlands: role in carbon cycle and probable responses to climate warming // *Ecol. Applic.* 1991. V. 1. P. 182–195.
3. Smith L.C., MacDonald G.M., Velichko A.A., Beilman D.W., Borisova O.K., Frey K.E., Kremenetski K.V., Sheng Y. Siberian peatlands a net carbon sink and global methane source since the early Holocene // *Science*. 2004. V. 303. P. 353–356.

4. Звягинцев Д.Г., Добровольская Т.Г., Головченко А.В., Зенова Г.М., Смагина М.В. Структура сапротрофного комплекса микроорганизмов в торфяниках // *Микробиология*. 1991. Т. 60. Вып. 6. С. 155–164.
5. Добровольская Т.Г., Полянская Л.М., Головченко А.В. и др. Микробный пул в торфяных почвах // *Почвоведение*. 1991. № 7. С. 69–76.
6. Amann R.I., Krumholz L., Stahl D.A. Fluorescent-oligonucleotide probing of whole cells for determinative, phylogenetic, and environmental studies in microbiology // *J. Bacteriol.* 1990. V. 172. P. 762–770.
7. Amann R.I., Ludwig W., Schleifer K.-H. Phylogenetic identification and in situ detection of individual microbial cells without cultivation // *Microbiol. Rev.* 1995. V. 59. P. 143–169.
8. Dedysh S.N., Derakshani M., Liesack W. Detection and enumeration of methanotrophs in acidic Sphagnum peat by 16S rRNA fluorescence in situ hybridisation, including the use of newly developed oligonucleotide probes for *Methylocella palustris* // *Appl. Environ. Microbiol.* 2001. V. 67. P. 4850–4857.
9. Amann R.I., Binder B.J., Olson R.J., Chisholm S.W., Devereux R., Stahl D.A. Combination of 16S rRNA-targeted oligonucleotide probes with flow cytometry for analyzing mixed microbial populations // *Appl. Environ. Microbiol.* 1990. V. 56. P. 1919–1925.
10. Stahl D.A., Amann R. Development and application of nucleic acid probes // In E. Stackebrandt and M. Goodfellow (ed.), *Nucleic Acid Techniques in Bacterial Systematics*. 1991. Wiley, New York, N.Y. P. 205–248.
11. Raskin L., Stromley J.M., Rittmann B.E., Stahl D.A. Group-specific 16S rRNA hybridization probes to describe natural communities of methanogens // *Appl. Environ. Microbiol.* 1994. V. 60. P. 1232–1240.
12. Manz W., Amann R., Ludwig W., Wagner M., Schleifer K.-H. Phylogenetic oligonucleotide probes for the major subclasses of *Proteobacteria*: problems and solutions // *Syst. Appl. Microbiol.* 1992. V. 15. P. 593–600.
13. Rabus R., Wilkes H., Schramm A., Harms G., Behrends A., Amann R., Widdel F. Anaerobic utilization of alkylbenzenes and n-alkanes from crude oil in an enrichment culture of denitrifying bacteria affiliating with the beta-subclass of *Proteobacteria* // *Environ. Microbiol.* 1999. V. 1. P. 145–157.
14. Manz W., Amann R., Ludwig W., Vancanneyt M., Schleifer K.-H. Application of a suite of 16S rRNA-specific oligonucleotide probes designed to investigate bacteria of the phylum cytophaga-flavobacter-bacteroides in the natural environment // *Microbiology*. 1996. V. 142. P. 1097–1106.

15. Neef A., Amann R., Schlesner H., Schleifer K.-H. Monitoring a widespread bacterial group: in situ detection of planctomycetes with 16S rRNA-targeted probes // *Microbiology*. 1998. V. 144. P. 3257–3266.
16. Bouvier T., del Giorgio P.A. Factors influencing the detection of bacterial cells using fluorescence in situ hybridization (FISH): a quantitative review of published reports // *FEMS Microbiol. Ecol.* 2003. V. 44. P. 3–15.
17. Hugenholtz P., Goebel B.M., Pace N.R. Impact of culture-independent studies on the emerging phylogenetic view of bacterial diversity // *J. Bacteriol.* 1998. V. 180. P. 4765–4774.
18. Rappe M.S., Giovannoni S.J. The uncultured microbial majority // *Annual Rev. Microbiol.* 2003. V. 57. P. 369–394.

Analysis of microbial communities in *Sphagnum* peat bogs by *in situ* hybridization with rRNA-targeted fluorescent oligonucleotide probes

T.A. Pankratov, S.E. Belova, S.N. Dedysch

An attempt to evaluate phylogenetic diversity of prokaryotic microorganisms in Sphagnum peat bogs by means of in situ hybridization with fluorescent rRNA-targeted oligonucleotide probes has been undertaken. Proportion of cells hybridized with the probes specific for the representatives of Bacteria and Archaea ranged from 53 to 60 % of the total cell number determined by DAPI staining in peat sampled from different bogs. The total number of cells detected by the probes with reported group specificity for the representatives of some phyla within the domain Bacteria, i.e. Proteobacteria, Bacteroidetes, and Planctomycetes, comprised 5.5–10.6 % of the total bacterial cell number. The most numerous bacterial populations detected by the set of probes applied were representatives of the Alphaproteobacteria and Betaproteobacteria, as well as Cytophaga-Flavobacterium group.

ИЗУЧЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ УГЛЕРОДНОГО БАЛАНСА В БОЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМАХ ТУЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

Е.В. Румянцева, Е.М. Волкова

Тульский государственный педагогический университет им. Л.Н. Толстого, -strelez-@rambler.ru, convallaria@mail.ru

В работе приводятся результаты исследований по эмиссии углекислого газа и биологической продуктивности на карстовых болотах Тульской области. Показано, что данные экосистемы характеризуют-

ся преобладанием процессов депонирования углерода над его эмиссией. Выявлено влияние гидротермических условий на интенсивность выделения углекислоты. Приведён анализ изменения показателей биологической продуктивности сообщества в течение вегетационного сезона.

Депонирование углерода в виде торфяных отложений болотных экосистем зависит от соотношения нескольких процессов: скорости связывания углерода в органическом веществе растительных сообществ болот (биологическая продуктивность), определяющей прирост торфа, и скорости эмиссии углерода из торфяной залежи, обусловленной ботаническим составом, биохимическими свойствами и гидротермическим режимом болот. В отличие от других экосистем, болота характеризуются преобладанием процессов депонирования углерода над его эмиссией, поскольку скорость минерализации растительных остатков и возврат углерода в атмосферу в виде углекислоты меньше, чем его сток. Подобные выводы свидетельствуют о важной биосферной роли этих экосистем и являются причиной интереса исследователей к изучению элементов углеродного баланса болотных экосистем [1–3].

Актуальным является изучение слабо заболоченных регионов, поскольку без учета болот этих территорий невозможно полностью оценить роль данных экосистем в углеродном балансе планеты. Одной из таких территорий, расположенных на границе лесной и степной зон Европейской части России, является Тульская область, заболоченность которой составляет 0.07 %. В области встречаются болота разных типов. Олиготрофные болота приурочены к западу и северо-западу области (хвойно-широколиственные леса) и формируются на песках палеодолины р. Ока. Мезотрофные болота формируются в аналогичных условиях, а также в карстовых понижениях, приуроченных к полосе широколиственных лесов. Эвтрофные болота доминируют на территории области. Чаще они образуются в поймах рек, реже – в карстовых понижениях на водоразделе или в оврагах.

Методика исследований

Исследования проводились в течение вегетационных сезонов 2002–2003 гг. Для оценки роли болот Тульской области в круговороте углерода в качестве модельного объекта были взяты карстовые болотные экосистемы музея-заповедника «Ясная Поляна», расположенные в хозяйственных участках «Источек» (Б. 1) и «Волкобойня» (Б. 2) и являющиеся типичными водораздельными болотами широколиственно-лесной части области. Они характеризуются эвтрофной растительностью. Преобладающими в растительном покрове болот являются березово-разнотравно-сфагновые, ивово-разнотравно-сфагновые и разно-

травно-сфагновые фитоценозы. Изучаемые болота имеют торфяную залежь, образованную низинными видами торфа, глубиной 3.5 метра (Б. 1) и 0.90 м (Б. 2).

Исследования проводились по двум направлениям: 1) изучение биологической активности торфяной залежи по скорости эмиссии углекислого газа; 2) изучение биологической продуктивности растительных сообществ болот.

Биологическую активность почвы характеризовали через интенсивность выделения торфяной почвой углекислого газа, которую определяли по методике Штатнова [1, 5]. Ежемесячную интенсивность эмиссии определяли по количеству выделившегося углекислого газа на $1 \text{ м}^2 \cdot \text{час}$. Суммарный поток CO_2 рассчитывали как количество г углерода, выделяемое 1 м^2 почвы за вегетационный сезон.

Продуктивность определяли по запасу биомассы на определенный момент времени. Надземную продукцию определяли укосным методом. Для этого выбирались типичные учетные площадки, размером $0.5 \times 0.5 \text{ м}^2$. С них срезали растительность и сортировали по фракциям: осоки, разнотравье, моховой ярус (фитомасса). Отдельную фракцию составляли опад и ветошь (мортмасса).

Определение подземной продукции проводили методом монолитов Шалыта [4] на тех же площадках, что и определение надземной биомассы. Для этого из стенки почвенного разреза отбирали монолиты размером 0.1 м^3 , в которых выделяли 2 фракции: живые (фитомасса) и мертвые (мортмасса) корни. Каждую фракцию высушивали до воздушно-сухого состояния и взвешивали.

По данным ежемесячных исследований определяли надземную и подземную продукцию фитоценозов (по фракциям), общую продукцию на определенный момент времени, а также рассчитывали чистую первичную продукцию наземного покрова исследуемых экосистем и запасы депонированного углерода. Исследования по изучению эмиссии CO_2 и продуктивности проводились параллельно с замерами уровня болотных вод (УБВ) и температур воздуха и торфяной залежи для выявления сезонной динамики прироста биомассы и анализа зависимости почвенного дыхания от гидротермических условий.

Результаты исследований

Изучение процесса эмиссии углекислого газа и ассимиляции его сообществом, а также наблюдения за гидротермическим режимом велись в течение двух сезонов, что позволяет оценить характер сезонной динамики изучаемых показателей.

Расчёты показали, что за период с мая по октябрь торфяная почва объекта 1 продуцирует от 43 до 61.5 г C/м^2 , а на объекте 2 — от 18.3 до

41.7 г C/м^2 . В течение сезона, как на первом, так и на втором болоте максимальная интенсивность эмиссии CO_2 приходится на конец июня — середину июля (рис. 1, 2). В это время наблюдался низкий УБВ (в 2002 г. — 43–55 см; в 2003 г. — 47–56 см), обеспечивающий значительную мощность зоны аэрации и прогрев торфяной залежи (до 15–16 °С в 5-см слое). Низкие значения скорости эмиссии CO_2 в крайние сроки вегетационного сезона объясняются высоким УБВ весной (5–10 см от поверхности) и низкой температурой торфяной залежи осенью (5–10 °С).

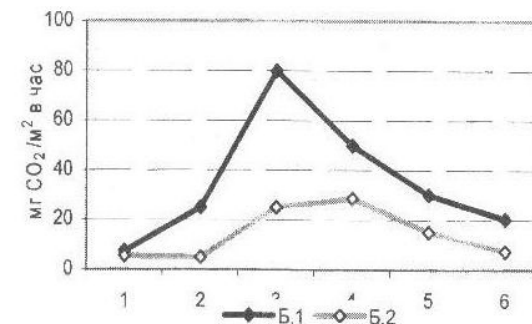


Рис. 1. Интенсивность эмиссии углекислого газа из болот (2002 г.). Б.1 — болото 1, Б.2 — болото 2; даты: 1 — 4.05; 2 — 20.06; 3 — 12.07; 4 — 23.07; 5 — 21.09; 6 — 19.10

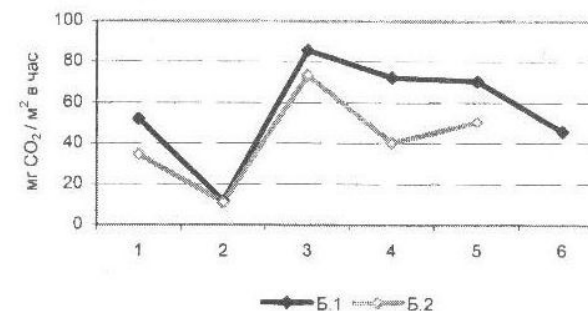


Рис. 2. Интенсивность эмиссии углекислого газа из болот (2003 г.). Б.1 — болото 1, Б.2 — болото 2; даты: 1 — 4.05; 2 — 20.06; 3 — 12.07; 4 — 23.07; 5 — 21.09; 6 — 19.10

Причина различий в значениях скорости эмиссии на объектах исследования заключается в сохранении более высокого УБВ на Б.2 в

течение всего вегетационного сезона, что связано с его положением на склоне водораздела и увлажнением поверхностными водами. Резкое понижение интенсивности эмиссии в начале сезона 2003 г. обусловлено внезапным похолоданием и снижением температуры воздуха до 10 °С, что подтверждает зависимость показателя от климатических характеристик.

Следует отметить, что полученные значения скорости эмиссии углекислого газа из торфяной залежи исследуемых болот являются низкими. Это свидетельствует о слабых темпах минерализации растительных остатков и, соответственно, о накоплении органического вещества в этих экосистемах. В пользу данного факта говорят результаты исследований по изучению биологической продуктивности.

Общая продукция болотных фитоценозов, состоящая из надземной и подземной составляющих, характеризуется преобладанием последней, составляющей в среднем 85–90 % (рис. 3). В течение сезона этот показатель меняется незначительно, увеличиваясь к середине лета, что следует объяснять приростом корневой системы и отмиранием части сфагновых мхов. Подобное явление свидетельствует о накоплении органического вещества и постепенном переходе его в торф.

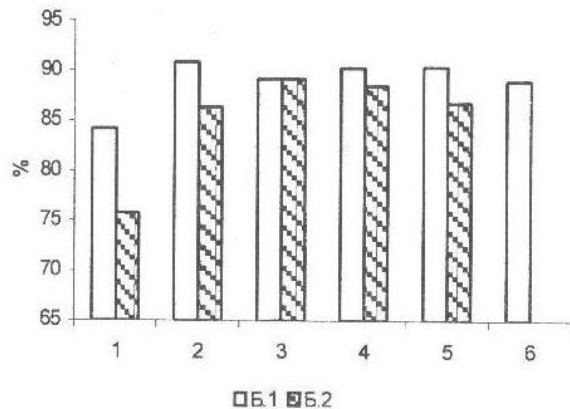


Рис. 3. Динамика участия подземной продукции в общей продукции фитоценоза (средние данные за 2002–2003 гг.). 1 – май, 2 – июнь, 3 – июль, 4 – август, 5 – сентябрь, 6 – октябрь.

Надземная продукция занимает меньшую долю (10–15 %). Доминирующая роль принадлежит мортмассе (опад и ветошь), которая составляет 70–94 %.

Изучение динамики опада в составе сообщества показало, что максимум приходится на начало вегетационного сезона. Это обусловлено отсутствием вегетации и неблагоприятными для минерализации условиями в осенне-зимний период. Последующее снижение доли опада в течение сезона обусловлено формированием и нарастанием фитомассы трав и мхов. К осени, в связи с отмиранием вегетативных органов, показатели опада вновь несколько повышаются.

Травяной ярус в надземной продукции составляет 6–7 %. Доминирующую роль в нем играют осоки (60–70 %). При этом вклад осок в надземную продукцию менее существенен (6–10 %), а в общей – не превышает 1 %. Роль разнотравья, представленного вахтой, белокрыльником, реже – калужницей и кизляком, еще меньше: 4–8 % в надземной продукции и 0.5 % – в общей.

Фитомасса мохового покрова, представленного, в основном, сфагновыми мхами, в общей продукции фитоценозов также играет незначительную роль (1.6–2.5 %), а в надземной продукции составляет от 15 до 25 %, причем максимум приходится на середину-конец июля.

В целом, общая продукция исследуемых объектов составляет 5415.5–6727.6 г/м². Максимум биомассы приходится на конец июля – начало августа (рис. 4, 5). Различия в динамике и запасах растительного вещества следует объяснять видовым составом болотных фитоценозов и гидрологическими условиями.

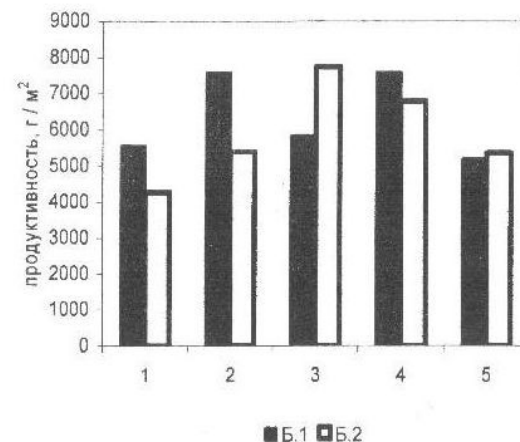


Рис. 4. Динамика продуктивности болотных фитоценозов (2002 г.). Б.1 – болото 1, Б.2 – болото 2; Даты: 1 – 22.05; 2 – 22.06; 3 – 17.07; 4 – 8.09; 5 – 28.09.

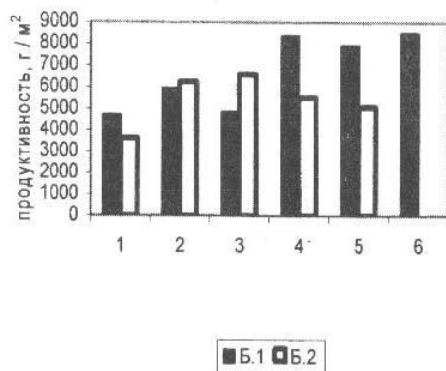


Рис. 5. Динамика продуктивности болотных фитоценозов (2003 г.).
Б.1 – болото 1, Б.2 – болото 2. Даты: 1 – 4.05; 2 – 20.06; 3 – 12.07; 4 – 23.07;
5 – 21.09; 6 – 19.10.

Средняя чистая первичная продукция болотных фитоценозов варьирует от 284.5 до 327.2 г/м², что составляет 136.5 и 157.1 г депонированного углерода на 1 м². Сравнение полученных данных с соответствующими показателями эмиссии свидетельствует о преобладании процессов связывания углерода над его выделением в атмосферу. Это позволяет рассматривать карстовые болота Тульской области как экосистемы, играющие положительную роль в углеродном балансе.

Литература

1. Заяц А.Н. Биологическая активность почвы и усовершенствование метода ее определения // Вестник сельскохозяйственной науки. 1975. № 9. С. 78–79.
2. Инишева Л.И., Белова Е.В., Дементьева Т.В. и др. Кинетика разложения органического вещества торфов в искусственно аэробных условиях // Болота и заболоченные леса в свете задач устойчивого природопользования. М., 1999. 186 с.
3. Чертов О.Г., Чуков С.Н., Надпорожская М.А., др. О методике изучения функционально-динамических характеристик трансформации органического вещества почв // Вестник Санкт-Петербургского Университета. 1994. № 17. С. 106–107.
4. Шалыт М.С. Методика изучения подземной части растений // Полевая геоботаника. 1960. Т. 2. С. 369–447.

5. Штатнов В.И. К методике определения биологической активности почвы // Доклады Всесоюзной академии сельскохозяйственных наук имени В.И. Ленина. 1952. Вып. 6. С. 27–28.

The investigation of elements of carbon balance in the bogs of Tula region

E.A. Rumyanzeva, E.M. Volkova

The results of investigation of carbon dioxide emission and biological production of karst mires in Tula region are presented in the article. We have observed, that carbon accumulation in karst mire's ecosystems dominates above the emission. We showed the influence of hydrothermal conditions on the emission process and studied of changing of biological productivity during the seasons of vegetation.

СОДЕРЖАНИЕ ЦЕЛЛЮЛОЗОРАЗРУШАЮЩИХ МИКРООРГАНИЗМОВ В ТОРФЯНЫХ ПОЧВАХ ОЛИГОТРОФНОГО РЯДА

Ю.В. Санникова

Сибирский НИИ торфа СО РАСХН, г. Томск, peat@mail.tomsknet.ru

Изучены сезонная динамика, пространственное и профильное распределение целлюлозоразрушающих микроорганизмов в торфяных почвах олиготрофного ряда. Установлено, что благоприятные условия для развития целлюлозоразрушающих микроорганизмов складываются осенью, а наиболее биологически активна торфяная залежь осоково-сфагновой топи.

Торфяные почвы являются уникальным природным образованием по своим химическим и физико-химическим свойствам. Известно, что в них сосредоточены огромные запасы углерода, большая часть этого элемента находится в торфяных почвах в форме сложных органических соединений. Одним из сложных органических соединений, представляющих интерес является целлюлоза. Еще С.Н. Виноградский [1] писал, что именно целлюлоза является основным источником энергии для всей жизни почвы.

Микроорганизмы, перерабатывающие целлюлозу растительных остатков, играют большую роль не только в круговороте углерода, но и в других почвенных процессах: метаболизме азота, в освобождении отдельных элементов, в ассимиляции микроэлементов [2].

Изучением целлюлозоразрушающих микроорганизмов торфяных почв занимались многие исследователи [3–5]. Однако, содержание

целлюлозоразрушающих микроорганизмов в нативных торфяных почвах, а также распределение численности этой группы микроорганизмов по всей торфяной залежи в течение вегетационного периода практически не изучено. Поэтому целью наших исследований было изучение сезонной динамики и численности целлюлозоразрушающих микроорганизмов в торфяных почвах олиготрофного ряда.

Методика исследований

Объектами исследований являлись торфяные залежи разных биогеоценозов ландшафтного профиля: сосново-кустарничково-сфагновый фитоценоз с высокой сосной (пункт 2), сосново-кустарничково-сфагновый фитоценоз с низкой сосной (пункт 3) и осоково-сфагновая топь (пункт 5) [6] (табл. 1).

Таблица 1

Характеристика объектов

Биогеоценоз	Глубина, см	Степень разложения, %	Вид торфа
Осоково-сфагновая топь, пункт 5	0-50	10-15	Сфагново-мочажинный В
	50-100	20	Сфагново-мочажинный В
	100-150	35	Осоково-сфагновый П
	150-200	55-55	Осоково-сфагновый П
	200-250	50	Травяной Н
Низкий рям, пункт 3	250-275	50-55	Напоротниковый Н
	0-50	0-5	Фускум-торф В
	50-75	0-5	Фускум-торф В
	75-100	0-5	Медиум-торф В
	100-150	10	Медиум-торф В
	150-200	50-55	Пушицево-сфагновый В
	200-250	50-55	Осоково-пушицевый П
Высокий рям, пункт 2	250-300	40-45	Травяной П
	0-25	45-50	Сосново-пушицевый В
	25-50	45-50	Древесно-пушицевый П
	50-75	55-60	Древесно-пушицевый П
	75-100	55-60	Древесно-пушицевый П

Примечание: В — верховой тип торфа; П — переходный тип торфа; Н — низинный тип торфа.

Изучение распространения целлюлозоразрушающих микроорганизмов проводили в образцах торфяных почв, отобранных в мае, июле и сентябре. Пробы торфяной почвы отбирались через каждые 25 см до глубины 1 м, далее через 50 см на всю глубину торфяной залежи буром ТБГ-1 с учетом ботанического состава. Общую численность целлюлозоразрушающих микроорганизмов определяли по методике Института Микробиологии РАН [7]. Параллельно в торфяной залежи оп-

ределяли влажность, уровень болотных вод, температуру и окислительно-восстановительный потенциал.

Результаты исследований

Исследуемый период наблюдений характеризовался как достаточно увлажненный и теплый, температура воздуха в течении всего вегетационного периода превышала норму. Особенностью этого периода была ранняя, продолжительная и засушливая весна, очень влажное лето и засушливый сентябрь.

Численность целлюлозоразрушающих микроорганизмов в торфяных почвах изменяется в течение всего вегетационного периода, что связано с поступлением свежих растительных остатков, изменением гидротермического режима, окислительно-восстановительных условий.

Влияние сезона на содержание целлюлозоразрушающих микроорганизмов более отчетливо проявлялось в так называемом деятельном слое. За деятельный слой в торфяных почвах принимают расстояние от поверхности болота до среднего многолетнего минимального уровня болотных вод, наблюдающегося в теплый период года. Мощность этого слоя варьирует от 30 до 100 см (табл. 2).

Таблица 2

Численность целлюлозоразрушающих микроорганизмов в исследуемых торфяных почвах

Глубина, см	Разрушители целлюлозы, 10 ³ клеток / г с.г.					
	Аэробные			Анаэробные		
	Май	Июль	Сентябрь	Май	Июль	Сентябрь
пункт 5						
0-50	203.5	352.3	118.1	133.2	126.8	506.0
50-100	242.3	102.5	40.7	80.8	92.3	317.9
100-150	89.2	36.1	60.7	26.3	21.7	18.2
150-200	79.5	14.3	67.1	2.6	51.3	2.5
200-250	123.7	51.1	69.8	2.7	19.2	6.3
250-275	59.3	63.1	102.9	1.9	17.2	0.6
пункт 3						
0-50	0.0	91.1	464.0	15.9	82.0	63.9
50-75	0.0	76.4	296.6	24.1	189.0	194.2
75-100	27.8	33.7	414.1	9.8	17.5	11.9
100-150	69.0	12.1	98.9	5.52	4.3	4.8
150-200	35.4	35.1	135.6	0.51	4.2	5.4
200-250	149.3	22.4	185.5	0.0	0.9	6.1
250-300	134.5	16.8	84.6	0.0	3.0	2.0
пункт 2						
0-25	92.5	47.0	184.6	180.7	104.8	7.0
25-50	67.7	29.8	182.5	15.1	53.7	9.9
50-75	16.0	43.3	185.7	12.5	11.3	16.1
75-100	12.7	21.0	71.0	9.9	3.8	7.4

В метровом слое исследуемых торфяных почв численность аэробных разрушителей целлюлозы была выше в сентябре, что подтверждается данными Т.Г. Зименко [5] и А.Н. Васильевой [8]. Очевидно, это обусловлено улучшением гидротермических условий. Анаэробные разрушители целлюлозы максимального своего значения достигали в исследуемых пунктах наблюдений в разные сроки отбора образцов. Распределение численности целлюлозоразрушающих микроорганизмов в нижележащих слоях (200–250 см) более четко можно проследить при рассмотрении в качестве объектов исследований торфяные залежи, мощность которых достигает 3-х метров (пункты 3, 5). Особенностью распределения аэробных разрушителей целлюлозы являлось то, что торфяные залежи характеризовались минимальной численностью в июле, а в случае с анаэробными разрушителями целлюлозы – в мае. микроорганизмов деятельного.

Рассматривая содержание целлюлозоразрушающих слоя в торфяных залежах разных биогеоценозов можно отметить, что наиболее высоким содержанием целлюлозоразрушающих микроорганизмов характеризуется торфяная залежь осоково-сфагновой топи, а минимальное количество содержится в торфяной залежи высокого рьяма. По нашему мнению, это объясняется разным ботаническим составом и степенью разложения залежи исследуемых объектов. Максимальное развитие микроорганизмов отмечается в сентябре, когда поступают свежие растительные остатки и торфяная почва достаточно хорошо прогрета.

Литература

1. Виноградский С.Н. Микробиология почвы. М., 1952. 789 с.
2. Наплекова Н.Н. Аэробное разложение целлюлозы микроорганизмами в почвах Западной Сибири. Новосибирск, 1974. 251 с.
3. Жданникова Е.Н. Микробиологическая характеристика торфяно-болотных почв Томской области // Заболоченные леса и болота Сибири. 1963. С. 45–54.
4. Крапивина Л.А. Микрофлора торфяно-болотных почв южно-таежной подзоны Западной Сибири: Автореф. дис. ... канд. наук. Красноярск, 1970. 21 с.
5. Зименко Т.Г. Микробиологические процессы в мелиорированных торфяниках Белоруссии и их направленное регулирование. Минск, 1977. 208 с.
6. Васюганское болото (природные условия, структура и функционирование) // Под ред. Л.И. Инишевой. Томск, 2000. 136 с.
7. Методы почвенной микробиологии и биохимии // Под ред. Д.Г. Звягинцева. М., 1991. 304 с.
8. Васильева А.Н. Микробиологические процессы в осушаемых почвах южно-таежной подзоны Томской области: Дисс. ... канд. биол. наук. Томск, 1984. 155 с.

Concentration of microorganisms of cellulose decomposition in peat soils of oligotrophic landscape

Y.V. Sannikova

Are investigated seasonal dynamics, spatial and profile distribution microorganisms of cellulose decomposition in peat soils of oligotrophic landscape. Is established, that the favorable conditions for development microorganisms of cellulose decomposition develop in the autumn, and most biologically peat deposit of a heat is active.

ДИНАМИКА МЕТАНОТРОФОВ В ТОРФЯНОЙ ЗАЛЕЖИ ОЛИГОТРОФНОГО БОЛОТА

М.А. Сергеева

Томский государственный педагогический университет

В работе приводятся результаты исследований метанокисляющих бактерий (метанотрофов) в торфяной залежи олиготрофного болота. Исследования показали, что численность метанотрофов с глубиной снижается. Выявлены зависимости данных групп микроорганизмов от степени разложения и pH торфов, а также окислительно-восстановительного потенциала.

Основным геохимическим циклом на планете, обеспечивающим стабильность углерод-кислородной системы Земли, является цикл углерода. При изучении цикла углерода особо пристальное внимание исследователей привлекают переувлажненные почвы северных широт, которые содержат до 20–30 % мировых запасов углерода и являются важнейшими источниками поступления парниковых газов в атмосферу. Метан считается вторым по значимости парниковым газом, после углекислого газа. Согласно большинству исследователей метан обуславливает третью часть парникового эффекта. Согласно оценкам ученых, вклад болот России может составлять 25–50 % от всего потока метана с территории нашей страны [1]. Биологическое образование метана – геохимически важный процесс, который является результатом метаболической активности небольшой и высокоспециализированной группы бактерий. Но при этом следует отметить, что не весь образовавшийся метан выделяется в атмосферу, часть его окисляется с помощью высоко специализированной группы микроорганизмов – метанотрофов. За счет деятельности данной группы создается бактериальный фильтр на пути метана к поверхности, что препятствует выделению основной массы метана. Таким образом, активность проявления этого процесса определяется численностью метанотрофов. Целью данной работы явилось выявление особенностей распределения метанотрофов в торфяной залежи олиготрофного болота.

Методика исследований

Исследования проводились на территории научно-исследовательского полигона СибНИИТ СО РАН «Васюганье», расположенного в Бакcharском районе Томской области. Объект исследований относится к Западно-Сибирской таежной болотной области бореально-атлантических выпуклых олиготрофных моховых болот активного заболачивания [2]. Образцы торфа отбирались в мае, июле и сентябре 2003 года из двух пунктов: высокий рям и низкий рям. Отбор образцов производили с помощью бура ТБГ-1 до минерального грунта. В образцах было определено содержание метанотрофов в соответствии с методикой [3].

Результаты исследований

Результаты проведенных исследований показали, что численность метанотрофов с глубиной снижается (табл. 1). Так, в условиях низкого рьяма численность метанотрофов в мае 2003 года изменяется от 450×10^3 до 150×10^3 кл/г торфа. Данная закономерность прослеживается в течение всего периода исследования, при этом максимальная численность данной группы микроорганизмов наблюдается в июле. Самая низкая численность метанотрофов, как в условиях низкого, так и в условиях высокого рьяма, наблюдается в мае (рис. 1, 2). В целом, наибольшая численность метанокисляющих микроорганизмов отмечается в низком рьяме. Так, в мае на глубине 0–50 см численность метанотрофов составляет 450×10^3 кл/г торфа, а в условиях высокого рьяма лишь 200×10^3 кл/г торфа. Возможно, это связано с видом торфа. В условиях низкого рьяма, фускум и медиум торф характеризуются высокой численностью данной группы микроорганизмов (600×10^3 – 450×10^3 кл/г торфа). Сосново-пушицевый и древесно-пушицевый торф, как в условиях низкого, так и в условиях высокого рьямов, характеризуется несколько пониженным содержанием метанотрофов. Их численность здесь не превышает 400×10^3 кл/г торфа. Наименьшая численность метанокисляющих микроорганизмов характерно для травяного торфа, здесь их содержание не превышает 150×10^3 кл/г торфа.

Данная динамика метанотрофов, вероятно, связана еще с рядом показателей. Так, прослеживается прямая зависимость от степени разложения. В условиях низкого рьяма при степени разложения от 0–5 % до 50–55 % численность метанокисляющих микроорганизмов изменяется с 450×10^3 до 150×10^3 кл/г торфа, соответственно. Прослеживается зависимость численности метанотрофов и от реакции среды. При значениях pH 2.6 и 5.5 (в условиях высокого рьяма) численность метанотрофов составляет 400×10^3 и 220×10^3 кл/г торфа. Данные результаты свидетельствуют о том, что для метанотрофов наиболее оптимальной является кислая реакция среды. Это также подтверждается рядом авторов, которые отмечают достоверное потребление метана при подкислении среды вплоть до значений pH 3.3 и резкое снижение активности метанотрофов в нейтральной среде [4–6].

Таблица 1

Распределение метанотрофов в торфяной залежи олиготрофного болота (2003 г.)

Дата	Вид торфа	Глубина, см	Степень разложения, %	pH солевой	Численность метанотрофов, 10^3 кл/г торфа
Высокий рям					
Май	Сосново-пушицевый В	0–25	45–50	2.6	200
	Древесно-пушицевый П	25–50	45–50	3.5	195
	Древесно-пушицевый П	50–75	55–60	5.5	195
	Древесно-пушицевый П	75–100	55–60	5.5	80
Июль	Сосново-пушицевый В	0–25	45–50	2.6	400
	Древесно-пушицевый П	25–50	45–50	3.5	400
	Древесно-пушицевый П	50–75	55–60	5.5	200
	Древесно-пушицевый П	75–100	55–60	5.5	200
Сентябрь	Сосново-пушицевый В	0–25	45–50	2.6	300
	Древесно-пушицевый П	25–50	45–50	3.5	250
	Древесно-пушицевый П	50–75	55–60	5.5	80
	Древесно-пушицевый П	75–100	55–60	5.5	70
Низкий рям					
Май	Фускум В	0–50	0–5	3.5	450
	Фускум В	50–100	0–5	4.0	450
	Медиум В	100–150	10	4.2	300
	Сосново-пушицевый В	150–200	50–55	6.0	250
	Осоковый Н	200–250	50–55	6.0	300
	Травяной Н	250–300	40–45	6.0	150
Июль	Фускум В	0–50	0–5	3.5	600
	Фускум В	50–100	0–5	4.0	500
	Медиум В	100–150	10	4.2	500
	Сосново-пушицевый В	150–200	50–55	6.0	450
	Осоковый Н	200–250	50–55	6.0	450
	Травяной Н	250–300	40–45	6.0	100
Сентябрь	Фускум В	0–50	0–5	3.5	505
	Фускум В	50–100	0–5	4.0	304
	Медиум В	100–150	10	4.2	400
	Сосново-пушицевый В	150–200	50–55	6.0	300
	Осоковый Н	200–250	50–55	6.0	300
	Травяной Н	250–300	40–45	6.0	120

Примечание: В – верховой тип торфа; П – переходный тип торфа; Н – низинный тип торфа.

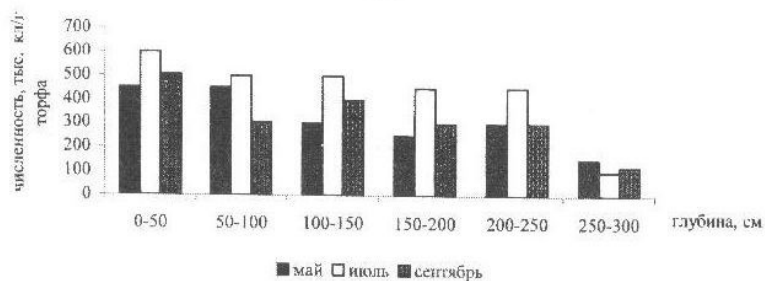


Рис. 1. Динамика метанотрофов в условиях низкого рьяма

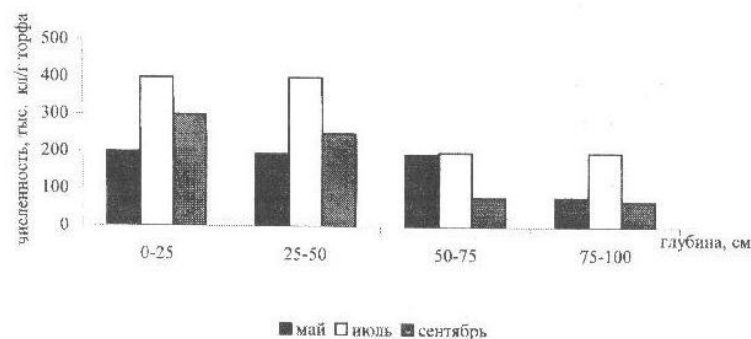


Рис. 2. Динамика метанотрофов в условиях высокого рьяма

Определенное влияние на численность метанотрофов, вероятно, оказывает окислительно-восстановительный потенциал (ОВП). Окислительно-восстановительный потенциал служит мерой напряженности окислительно-восстановительных процессов, а его уровень отражает процессы окисления или восстановления. Наблюдается четкая дифференциация торфяной залежи на три горизонта: верхний с высокими величинами ОВП; переходный с чередующимися значениями и нижний, с преобладанием резко восстановительных условий в залежи, что приводит к снижению численности метанотрофов с глубиной (табл. 2).

Известно, что только при крайне низких значениях ОВП образование метана может быть термодинамически выгодной реакцией [7]. Таким образом, высокие значения ОВП способствуют увеличению метанотрофов в торфяной залежи, активность которых оказывается значи-

тельно выше активности метаногенов, что в свою очередь приводит к окислению большей части образовавшегося метана.

Таблица 2

Окислительно-восстановительный потенциал в торфяной залежи, мВ

Глубина, см	Окислительно-восстановительный потенциал		
	Май	Июль	Сентябрь
Высокий рям			
0-10	494	887	985
10-20	355	809	967
20-30	658	695	932
30-40	-175	-148	761
40-50	-95	-125	773
50-60	-177	-174	771
60-70	-11	-147	222
70-80	-180	-173	157
80-90	-182	-170	135
Низкий рям			
0-10	879	897	1188
10-20	865	908	1175
20-30	140	916	1130
30-40	13	580	1117
40-50	76	93	921
50-60	250	156	623
60-70	34	80	467
70-80	25	59	464
80-90	191	174	595
90-100	242	135	640
125	291	277	255
175	289	64	153
225	283	105	385
265	260	-83	72

Таким образом, проведенные исследования показали, что:

- 1) в олиготрофном болоте с глубиной численность метанотрофов снижается;
- 2) максимальных значений численность метанотрофов достигает в июле;
- 3) с увеличением степени разложения и pH численность метанотрофов снижается.

Работа выполнена под руководством чл.-корр. РАСХН Л.И. Инишевой.

Литература

1. Болота Западной Сибири — их роль в биосфере / Под ред. А.А. Земцова. Томск, 1998. 72 с.
2. Лисс О.Л. Закономерности развития болотных систем в голоцене и их рациональное использование (на примере Западной Сибири): Авторефер. дисс. ...д. геогр. наук. М., 1990. 29 с.

3. Гальченко В.Ф. Метанотрофные бактерии. М., 2001. 500 с.
4. Дедыш С.Н., Паников Н.С. Кинетика окисления метана в сфагновом торфе в зависимости от pH, температуры и концентрации солей // Микробиология. 1997. Т. 66. № 4. С. 569–574.
5. Ferry J.G. Methanogenesis. New York; London, 1993. 536 p.
6. Hanson R.S., Hanson T.E. Methanotrophic bacteria // Microbiological Reviews, 1996. V. 60 № 2. P. 439–471.
7. Заварзин Г.А. Литотрофные микроорганизмы. М., 1972. 322 с.

Dynamics of methanotrophic bacteria in peat deposit oligotrophic bog

M.A. Sergeeva

The results of methanotrophes of oligotrophic bog research are shown in the work. The research results show, that a number of methanotrophs became high in deep layers. The correlations between numbers of this group, degree of destinations, pH and redox potential.

ТРАНСФОРМАЦИЯ ОРГАНОМИНЕРАЛЬНЫХ КОМПОЗИЦИЙ В ЧЕРНОЗЕМЕ ОБЫКНОВЕННОМ КРАСНОЯРСКОЙ ЛЕСОСТЕПИ И ПРОДУКТИВНОСТЬ КУКУРУЗЫ

О.А. Ульянова¹, И.В. Люкшина², А.С. Нечаева², Ю.Г. Шаталова²

¹Институт химии и химической технологии СО РАН, г. Красноярск,
kora@ksc.krasn.ru

²Красноярский государственный аграрный университет

Исследован процесс трансформации органоминеральных композиций в черноземе обыкновенном. Дана количественная оценка процессов минерализации и гумификации изученных композиций. Показано положительное влияние композиций на гумусное состояние почвы и продуктивность кукурузы.

В последнее время все больше набирают темпы экологические, органические, биологические системы земледелия при которых сокращается использование минеральных удобрений и других химических средств при выращивании сельскохозяйственной продукции. В связи с этим для поддержания плодородия почв и улучшения качества продукции в земледелии интенсивнее стали применять нетрадиционное сырье, прошедшее стадию компостирования. В данном исследовании для приготовления удобрений (композиций) использовали осиную

кору – отход целлюлозно-бумажного комбината г. Красноярска и сапрпель озера Малый Кызыкуль. Совместное компостирование указанных компонентов позволит решить проблему утилизации крупнотоннажного углеродсодержащего отхода (коры), увеличить количество удобрительных ресурсов для сельского хозяйства и вернуть органическое вещество в круговорот углерода в природе. Но процессы трансформации органического вещества при совместном компостировании коры и сапрпеля еще не изучены. Поэтому целью работы явилось исследование процесса трансформации новых короминеральносапрпелевых композиций (удобрений) при внесении их в почву и оценка их агрономической эффективности при выращивании сельскохозяйственных культур в севообороте.

Методика исследований

Объектами исследования были осинная кора, сапрпель и композиции на их основе. Исходная осинная кора характеризовалась кислой реакцией среды, высоким содержанием органического вещества (40 %), но низким содержанием азота (0.41 %), отношение C:N составляло 98. Поэтому кору необходимо обогащать азотом или компонентами, содержащими его в достаточном количестве. Сапрпель, используемый в опытах, по составу – известково-кремнистый (CaO – 25 %, SiO₂ – 50 %). Он характеризуется нейтральной реакцией среды, низким содержанием органического вещества (26–28 %) и высоким содержанием азота (1.9 %). Исходя из состава коры и сапрпеля, видно, что эти два компонента при совместном применении могут гармонично дополнять друг друга, поэтому они и были выбраны для приготовления удобрений. Короминеральные композиции готовили на основе измельченной до частиц размером 3–5 см осинной коры с добавлением в нее 1.5 % мочевины N₄₆ и 0.25 % суперфосфата P_с (по действующему веществу на сухую массу). Короминеральносапрпелевые композиции готовили путем смешивания коры и сапрпеля в соотношении 2:1 и компостировали в течение 5-ти месяцев. Исследования проводили в вегетационно-полевом опыте на стационаре Красноярского государственного аграрного университета, расположенном в Красноярской лесостепи (56° с.ш.). Опыт был заложен в сосудах без дна, диаметром 50 см и высотой 60 см. Схема опыта включала следующие варианты: 1) почва (без внесения удобрений) – контроль; 2) почва + короминеральная композиция (КМК) – 150 т/га; 3) почва + короминеральносапрпелевая композиция (КМСК) – 150 т/га; 4) почва + КМК – 300 т/га; 5) почва + КМСК – 300 т/га. Повторность опыта 4-х кратная. Почва – чернозем обыкновенный маломощный малогумусный тяжелосуглинистый с содержанием гумуса – 4.0 %, pH – 7.5. Удобрения вносили весной перед

посевом первой культуры (кукурузы) в севообороте. Трансформация органического вещества композиций при внесении в почву определяется соотношением процессов минерализации и гумификации. Минерализацию органического вещества композиций оценивали по выделению CO_2 абсорбционным методом в модификации И.Н. Шаркова [1]. Суммарную за вегетационный период эмиссию углекислоты определяли методом линейного интерполирования. Период наблюдений составлял 92 дня. Для оценки процесса гумификации композиций в почвенных образцах, отобранных до посева и после уборки кукурузы, определяли содержание углерода гумуса ($\text{C}_{\text{гум}}$) и углерод подвижного органического вещества ($\text{C}_{\text{пов}}$) – по Тюрину. Углерод подвижного органического вещества определяли из одной навески почвы последовательно: сначала водорастворимый углерод ($\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}$), затем щелочногидролизующий (C_{NaOH} и в его составе углерод гуминовых кислот – $\text{C}_{\text{гк}}$ и углерод фульвокислот – $\text{C}_{\text{фк}}$) [2]. Общий азот определяли методом БИК-спектроскопии, легкогидролизующий азот – методом Корнфилда. В конце опыта был сделан учет структуры урожая растений. Полученные результаты исследования были обработаны статистически методом дисперсионного анализа [3].

Результаты исследований

Проведенные исследования показали, что на протяжении всего вегетационного периода наименьшее продуцирование углекислоты было на контроле в первый и во второй год исследований. Внесение в почву КМК и КМСК в разных дозах стимулировало микробиологическую активность и приводило к достоверному повышению эмиссии CO_2 . Максимум эмиссии C-CO_2 за вегетационный период выращивания кукурузы отметили при внесении в чернозем обыкновенный короминеральной композиции. С увеличением дозы внесения удобрений в почву суммарное продуцирование углекислоты закономерно возрастало по всем вариантам опыта (рис. 1).

При внесении КМСК в почву общее продуцирование углекислоты за вегетационный период было ниже по сравнению с вариантами П+КМК. Это связано с минерализацией большего количества органического вещества, поступившего в почву с короминеральной композицией ($1221 \text{ г/м}^2 \text{ C}_{\text{гум}}$) по сравнению с короминеральносапропелевой ($735 \text{ г/м}^2 \text{ C}_{\text{гум}}$). В 2003 г. отмечена аналогичная закономерность продуцирования углекислого газа по вариантам опыта, но интенсивность продуцирования CO_2 снизилась по сравнению с предыдущим годом исследования на контроле на 20 %, что обусловлено, с одной стороны, гидротермическими условиями года исследования, с другой, выращиваемой культурой. В вариантах с применением удобрений интенсивность эмиссии углекисло-

ты уменьшилась в большей степени (на 50–55 % в зависимости от варианта опыта), что может быть обусловлено и высокой степенью минерализации органического вещества самих композиций.

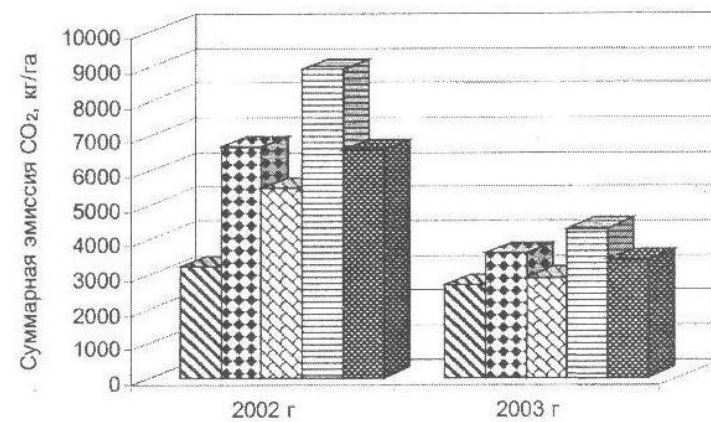


Рис. 1. Суммарная за вегетацию эмиссия CO_2 , кг/га

□ Почва (П)-контроль ▨ П+КМК-150т/га ▩ П+КМСК-150т/га
 ▤ П+КМК-300т/га ■ П+КМСК-300т/га

Анализ данных табл. 1 свидетельствует об улучшении гумусного состояния чернозема обыкновенного при внесении в него удобрений. В год внесения КМК в дозе 150 т/га, а также КМК и КМСК в дозе 300 т/га в почве отмечено достоверное увеличение содержания углерода гумуса (в 1.2–1.4 раза) и его щелочногидролизующей фракции (в 1.8–2.9 раза). Подвижность гумуса (C_{NaOH} от $\text{C}_{\text{гум}}$, %) при внесении удобрений возросла во всех вариантах опыта по сравнению с контролем. Следует заметить, что она была ниже в вариантах П+КМСК по сравнению с П+КМК. Доля водорастворимой фракции в составе гумуса была незначительной и варьировала по вариантам опыта в пределах 0.9–1.4 %. В составе щелочногидролизующей фракции органического вещества удобренной почвы наблюдали повышение доли гуминовых

кислот. Отношение подвижных гуминовых и фульвокислот расширяется, хотя это статистически достоверно только в вариантах П + КМК.

В 2003 году содержание $C_{гум}$ и C_{NaOH} в почве вариантов с внесением 150 т/га КМК и 300 т/га КМК и КМСК было также достоверно выше относительно контрольного варианта. Однако, подвижность гумуса снизилась, что возможно связано с переходом подвижной фракции в стабильный гумус. Закрепление гумуса обусловлено значительным содержанием кальция в черноземе обыкновенном. В вариантах с внесением удобрений в дозе 300 т/га заметно расширилось соотношение подвижных гуминовых и фульвокислот.

Как видно из данных табл. 2, запасы общего углерода в вариантах с внесением КМСК в почву были выше, чем П+ КМК. Следует отметить, что запасы щелочногидролизуемой фракции углерода оказались в 1.3 раза больше в вариантах, удобренных короминеральным компостом.

Внесение короминеральных композиций в почву в дозах 150 и 300 т/га приводило к достоверному увеличению щелочногидролизуемого азота относительно контроля в 1.3 и 1.4 раза, а при внесении КМСК в 1.1 и 1.4 раза соответственно дозам внесения (рис. 2). В 2003 году отмечается та же самая закономерность распределения легкогидролизуемого азота по вариантам опыта. Следует сказать, что содержание легкогидролизуемого азота осталось на том же уровне, что и в 2002 г., хотя частично он расходовался в процессе формирования продуктивности кукурузы. Восполнение содержания легкогидролизуемого азота происходило, по-видимому, за счет процесса трансформации композиций в почве.

Таблица 1
Характер трансформации различных композиций
в черноземе обыкновенном

Вариант	$C_{гум}$	C_{NaOH}	C_{H2O}	$C_{гк/С}$	C_{NaOH}	C_{H2O}	$C_{гум}$	C_{NaOH}	C_{H2O}	$C_{гк/С}$	C_{NaOH}	C_{H2O}
	мг/100 г			фк	от	от	мг/100 г			фк	от	от
	2002 г.				%	%	2003 г.				%	%
Почва(П)-контроль	3988	392	40	0.36	9.8	1.0	4009	369	38	0.63	9.2	1.0
П+КМК-150т/га	4635	752	40	1.00	16.2	0.9	4961	725	38	1.04	14.6	0.8
П+КМСК-150т/га	4335	538	50	0.67	12.4	1.2	4610	516	30	0.83	11.2	0.7
П+КМК-300т/га	5616	1121	72	1.24	20.0	1.3	6042	1019	42	1.36	16.9	0.7
П+КМСК-300т/га	5235	703	60	0.65	13.4	1.1	5074	690	45	0.97	13.6	0.9
НСР ₀₀₅	447	157	30	0.35	не опр.	не опр.	622	179	14	0.28	не опр.	не опр.

Таблица 2
Запасы углерода в черноземе обыкновенном в слое 0-20 см, г/м²

Вариант	Плотность слоения, г/см ³	$C_{гум}$	C_{NaOH}	C_{H2O}	$C_{гум}$	C_{NaOH}	C_{H2O}
		2002 г.			2003 г.		
Почва (П)-контроль	0.98	7816	768	78	7858	723	74
П+КМК-150т/га	0.88	8158	1324	70	8731	1276	67
П+КМСК-150т/га	0.98	8497	1054	98	9036	1011	59
П+КМК-300т/га	0.70	7862	1569	101	8459	1427	59
П+КМСК-300т/га	0.89	9318	1251	107	9032	1228	80

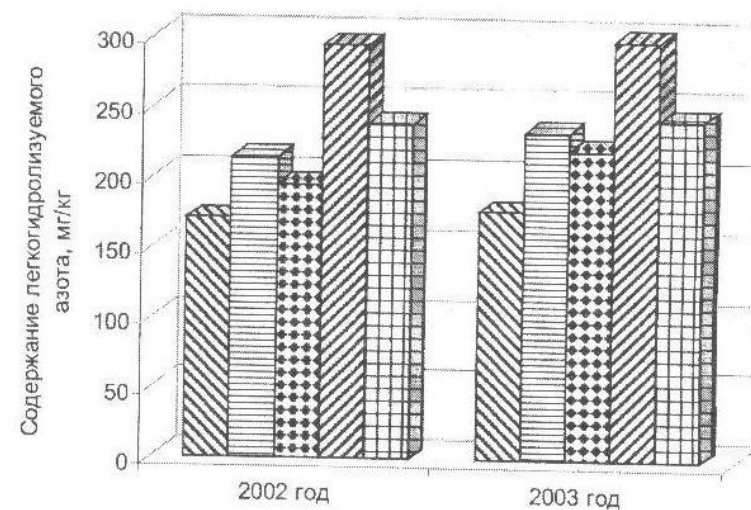


Рис. 2. Содержание легкогидролизуемого азота в черноземе обыкновенном, мг/кг

- ▨ Почва-контроль
- ▤ Почва+КМК 150 т/га
- ▣ Почва+КМК 300 т/га
- ▧ Почва+КМСК 150т/га
- ▩ Почва+КМСК 300т/га

Исследуемые органоминеральные композиции, внесенные в почву, оказали значительное влияние на формирование фитомассы кукурузы (табл. 3). Внесение короминеральносапропелевой композиции в чернозем обыкновенный обеспечило прибавку наземной фитомассы кукурузы к контролю 42–421 % в зависимости от дозы внесения удобрения. Применение КМК оказалось агрономически эффективнее (прибавка к контролю составляла 338–800 %), что может быть связано с разным поступлением углерода и азота с внесенными удобрениями: при дозе внесения 150 т/га КМК в почву поступило 1221 г/м² углерода и 46 г/м² азота (C:N=26), 150 т/га КМСК – 735 г углерода и 57 г/м² азота (C:N=13). Полученные результаты исследования показали, что валового азота с внесенным КМСК поступило больше, чем с КМК, но содержание легкогидролизуемого азота (доступного для растений) было выше при внесении короминерального удобрения, что могло и быть одной из причин формирования большей наземной фитомассы кукурузы именно в этом варианте. Кроме того, на продуктивность кукурузы повлияла и плотность сложения почвы, которая была ниже в вариантах с КМК по сравнению с КМСК, что особенно заметно при дозе внесения удобрений 300 т/га (табл. 2).

Таблица 3

Действие органоминеральных композиций на продуктивность кукурузы

Варианты	Наземная фитомасса кукурузы, г/м ²	Прибавка наземной фитомассы кукурузы к контролю	
		г/м ²	%
1. Почва (П) – контроль	552	–	–
2. П + КМК – 150 т/га	2420	1868	338
3. П + КМСК – 150 т/га	782	230	42
4. П + КМК – 300 т/га	4968	4416	800
5. П + КМСК – 300 т/га	2875	2323	421

Таким образом, проведенными исследованиями показано, что применение короминеральных и короминеральносапропелевых композиций способствовало улучшению гумусного состояния чернозема обыкновенного: в почве повысилось содержание углерода гумуса в 1.1–1.5 раза и его щелочногидролизуемой фракции в 1.4–2.9 раза. Увеличились запасы углерода гумуса в слое почвы 0–20 см и содержание легкогидролизуемого азота. Внесение КМК (150 и 300 т/га) и КМСК (300 т/га) в почву содействовало уменьшению плотности сложения. Все эти факторы положительно повлияли на продуктивность кукурузы, которая возросла в 1.4–9.0 раза при внесении удобрений в почву.

Работа выполнена при финансовой поддержке ККФН (грант 12 F104 C).

Литература

1. Шарков И.Н. Метод оценки потребности в органических удобрениях для создания бездефицитного баланса углерода в почве пара // Агрохимия. 1986. № 2. С. 109–118.
2. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М., 1970. 487 с.
3. Доспехов Б.А. Методика полевого опыта. М., 1979. 416 с.

Transformation of organomineral compositions in chernozem of Krasnoyarsk foreststeppe and productivity of maize

O.A. Ul'yanova, I.V. Lukshina, A.S. Nechaeva, Yu.G. Shatalova

Transformation of organomineral compositions in chernozem of Krasnoyarsk foreststeppe was investigated. Quantitatively estimation of mineralization and humification processes was established. Positive influence compositions on humus condition of soil and productivity of maize was shown.

ГУМУСНОЕ СОСТОЯНИЕ ПОЧВ

Ю.М. Ярмолюк, Н.В. Жуланова

Красноярский государственный аграрный университет,
Info@kgau.krasedu.ru

Дана статистическая оценка содержания гумуса в почвах пашни, пастбищ и сенокосов Тывы.

Целью данной работы является оценка гумусного состояния почв различного использования в лесостепной зоне Тывы. Тывинская республика занимает обширную территорию, в которой 11 % относится к высокогорному поясу, 51 % к горнолесному, 13% к горнолесостепному и 25% к степной зоне [1, 2]. Равнины занимают около 10 % всей площади. Рельеф республики разнообразен – от равнин до низкогорий. Почвообразующие породы аллювиального, делювиального, пролювиального и элювиального происхождения имеют различный гранулометрический состав. Почвообразование идет в чрезвычайно суровых климатических условиях. Средняя температура воздуха в январе –30–32 °С, июле 18–19 °С, а средняя годовая –3–4 °С. Количество осадков в южной и западной частях региона составляет не более 160 мм, в центральной части – около 200 мм, а в восточной части – 300 мм. Под сельскохозяйственными угодьями занято 26.3 % территории, из них пашня – 2.3 %, залежь – 0.2 %, сенокосы – 0.2 %, а пастбища – 23.0 %. В земледелии используются черноземы, каштановые, луговые и аллювиальные почвы.

Методика исследований

Объектами исследования явились распространенные на пашне, пастбищах и сенокосах почвы, в которых было определено содержание гумуса по методу Тюрина. Выборка данных выполнена по материалам базы данных кафедры почвоведения и агрохимии КрасГАУ. Она охватила от 3 до 16 значений содержания гумуса в разных почвах. Составленные выборки данных обработаны методом вариационной статистики.

Результаты исследований

Для пахотных почв лесостепной зоны Тывы характерна малая мощность гумусового горизонта (не более 25–30 см), зональность и развитие эрозионно-дефляционных процессов, которые обусловлены особенностями климатических условий и современными тектоническими движениями [2, 3]. Содержание гумуса – интегральный показатель, характеризующий уровень плодородия почв. Как показано в табл. 1, среднее значение гумуса убывает в ряду почв: лугово-черноземная, чернозем обыкновенный, чернозем южный, аллювиально-луговые, лугово-каштановые, темно-каштановые, каштановые почвы. Лугово-черноземные почвы отличаются высоким содержанием гумуса, равным 4.8 %. Эти почвы формировались под рыхлокустовой и корневищно-мелкотравной растительностью. Довольно высокий коэффициент варьирования показателя (47) свидетельствует о значительной пространственной пестроте содержания гумуса. Из восьми определенных выборки максимальное значение равняется 7.66 %, а минимальное – 0.99 %. Это определило высокий показатель ошибки и стандартного отклонения.

Таблица 1

Статистические параметры содержания гумуса в почвах пашни лесостепи в слое 0–20 см, % (1998–2003 гг.)

Почва	Мин.–макс. Среднее	Стандартная ошибка	Стандартное отклонение	Дисперсия	Коэффициент варьирования
Лугово-черноземная	0.99–7.66 4.79	0.80	2.27	5.14	47
Чернозем обыкновенный	1.94–7.12 4.23	0.46	1.46	2.12	34
Чернозем южный	2.26–5.34 4.05	0.22	0.89	0.79	22
Аллювиально-луговая	1.75–6.20 3.77	0.69	1.69	2.88	45
Темно-каштановая	1.25–4.16 3.21	0.19	0.76	0.57	23
Лугово-каштановая	1.94–4.48 3.56	0.81	1.41	1.98	39
Каштановая	1.14–4.50 2.47	0.54	1.43	2.04	57

Чернозем обыкновенный отличается значительным содержанием гумуса, что вызвано формированием этой почвы при большом количестве гумусообразователей под разнотравно-злаковой растительностью. Стандартная ошибка и стандартное отклонение указывают на неоднородность содержания гумуса в пахотном слое.

Чернозем южный содержит гумуса немного меньше, чем чернозем обыкновенный. Следует подчеркнуть, что черноземы Тывы отличаются от черноземов Красноярского края невысокой гумусированностью. Это обусловлено низкими запасами корней и надземных органов растений как гумусообразователей и очень высокой биологической активностью, активизирующей процессы минерализации органического вещества в условиях Тывы. Не исключено также, что в последние десятилетия (1988–2003 гг.) в черноземах Тывы произошло изменение содержания гумуса в связи с дефляцией, широко там распространенной.

Среднее содержание гумуса в аллювиально-луговой почве равно 3.77 %. Для этой почвы характерен повышенный коэффициент варьирования концентрации гумуса – 45 %, что вызвано неоднородностью значений выборки. Максимальное содержание гумуса в выборке равно 6.20 %, а минимальное – 1.75 %. Численные значения стандартного отклонения и ошибки также указывают на высокий уровень варьирования.

Содержание гумуса в лугово-каштановой почве снижается до 3.56 %. Эти почвы распространены под рыхлокустовым мелкозлаковым травостоем и занимают наиболее повышенные элементы центральной поймы таких рек, как Хемчик, Чадан, Каа-Хем. Профиль слабо дифференцирован, гранулометрический состав легко- и средне-суглинистый.

Содержание гумуса в темно-каштановой почве снижается по сравнению с лугово-каштановой до 3.21 %. Полученные значения коэффициента варьирования, ошибки и стандартного отклонения указывают на однородность почвенного слоя в пределах выборки разрезов. Каштановые почвы в ряду изученных почв отличаются самым низким содержанием гумуса, равным 2.5 %. Это маломощные почвы, сформированные при участии изреженной ковыльно-типчаковой растительности. Но коэффициент варьирования увеличивается до 57 % в связи с неоднородностью каштановых почв по мощности гумусового горизонта.

Оценивая почвы по показателям гумусного состояния [4], отметим, что аллювиально-луговые, лугово-каштановые, темно-каштановые и каштановые почвы характеризуются низким содержанием гумуса, а лугово-черноземные почвы и черноземы южные и обыкновенные – средним уровнем содержания гумуса.

Под орошаемое земледелие используются маломощные виды черноземов и каштановых почв. Большая часть орошаемых земель сильно

эродированы. Имеются массивы, на которых гумусовый слой почти полностью смыт и с поверхности обнаружены галька, гравий или щебень. Сложное строение рельефа и ливневый характер осадков обуславливают проявление смыва и переотложение почвенного материала.

По критериям гумусного состояния [4] изученные почвы распределяются следующим образом: темно-каштановые и каштановые почвы характеризуются низким запасом гумуса, а лугово-черноземные, лугово-каштановые почвы и черноземы южные – средним (табл. 2). Сравнивая орошаемые пашни с неорошаемыми, отметим: 1) среднее содержание гумуса в пахотном слое орошаемых почв выше, чем в неорошаемых. Это связано с большим запасом корней и надземных органов растений как гумусообразователей в орошаемых пашнях; 2) орошаемые пашни пространственно более однородны, чем неорошаемые.

Для сохранения и увеличения гумуса в пахотных почвах лесостепной зоны Тывы требуется разработка эффективных агротехнических мероприятий: внесение органических удобрений, залужение многолетними травами, снегозадержание, подбор устойчивых культур, расширение орошаемых земель и регулирование норм орошения.

Обратимся к результатам статистической обработки данных содержания гумуса в почвах на пастбищных угодьях лесостепной зоны Тывы (табл. 3). Значительная доля пастбищ распространена на черноземах южных и каштановых почвах. Среднее содержание гумуса в черноземе южном составляет 7.36 %, что указывает на высокую гумусированность этой почвы. Отношение C:N устойчиво и составляет 1:9. Следовательно, в растительных остатках, поступающих в почву, концентрируются азотсодержащие соединения, которые быстро разлагаются и трансформируются в гумусовые вещества, обогащенные азотом. Коэффициент варьирования в выборке данных равен 43 %, что указывает на пространственную неоднородность почвы по содержанию гумуса. Пастбища на темно-каштановых почвах располагаются преимущественно по южным склонам хребта Танну-Ола и в юго-восточном Алтае, в долине реки Карги. Среднее содержание гумуса в них составляет 4.44 %. Коэффициент варьирования, стандартное отклонение и ошибка указывают на однообразие почв. Эти почвы развиваются в условиях слабого увлажнения под разреженным и разным растительным покровом, представленным обычно типчаком, тонкогоном, житняком. В верхних горизонтах отмечается некоторое увеличение кальция, магния, калия, а содержание кремнезема уменьшается.

Каштановые почвы на пастбищах формировались в условиях слабого увлажнения, резких суточных и сезонных колебаний температуры, под редким разнотравьем, поэтому содержание гумуса в них низкое – 1.87 %. В значениях выборки не наблюдается больших расхождений,

что подтверждается величинами стандартного отклонения, ошибки и коэффициента варьирования. Оценивая данные почвы по системе показателей гумусного состояния, отметим, что чернозем южный характеризуется высоким содержанием гумуса, темно-каштановые почвы – средним, а каштановые – очень низким. Для сохранения и увеличения запасов гумуса можно предложить такие агротехнические мероприятия как поверхностное внесение удобрений, посев трав на сбитых пастбищах, строгое нормирование и регулирование выпаса, устройство валков для задержания воды и орошение сухих частей.

Таблица 2
Статистические параметры содержания гумуса в орошаемых пашнях лесостепи в слое 0–20 см, % (1998–2003 гг.)

Почва	Мин.–макс. Среднее	Стандартная ошибка	Стандартное отклонение	Дисперсия	Коэффициент варьирования
Лугово-черноземная	5.01–7.58 5.89	0.84	1.46	2.13	24
Чернозем южный	4.31–6.73 5.31	0.72	1.25	1.57	23
Лугово-каштановая	4.26–4.84 4.55	0.29	0.41	0.17	9
Темно-каштановая	2.27–4.35 3.53	0.41	0.91	0.83	25
Каштановая	2.34–3.61 2.86	0.38	0.67	0.44	23

Таблица 3
Статистические параметры содержания гумуса в почвах пастбищ лесостепи в слое 0–20 см, % (1998–2003 гг.)

Почва	Мин.–макс. Среднее	Стандартная ошибка	Стандартное отклонение	Дисперсия	Коэффициент варьирования
Чернозем южный	3.97–10.3 7.36	1.84	3.19	10.17	43
Темно-каштановая	2.76–6.14 4.44	0.59	1.55	2.42	35
Каштановая	1.15–2.71 1.87	0.22	0.59	0.35	31

Данные по характеристике гумусного состояния почв сенокосов показаны в табл. 4. Лугово-болотные почвы приурочены к понижениям на водоразделах и низинным заболоченным территориям. В них наблюдается избыточное увлажнение (грунтовое и натеchnое). Почвы сформировались под влиянием осоково-разнотравно-злакового болотного крупнотравья. Часто бывают кочки, которые затрудняют механизацию. Травяная масса используется для силоса. Среднее содержание гумуса дости-

гает 6.55 %. Коэффициент варьирования, стандартное отклонение и ошибка указывают на пространственную однородность почв.

Таблица 4
Статистические параметры содержания гумуса в почвах сенокосов лесостепи в слое 0–20 см, % (1998–2003 гг.)

Почва	Мин.–макс. Среднее	Стандартная ошибка	Стандартное отклонение	Дисперсия	Коэффициент варьирования
Лугово-болотная	4.0–10.2 6.55	1.31	2.61	6.81	40
Темно-каштановая	4.5–8.4 6.45	1.95	2.76	7.61	43
Луговая	3.33–9.72 5.74	1.42	2.84	8.09	49
Лугово-черноземная	1.33–8.13 5.49	0.81	2.14	4.57	39
Чернозем обыкновенный	1.96–7.12 4.81	0.88	1.97	3.88	41
Чернозем южный	2.51–6.58 4.64	0.61	1.49	2.23	32
Аллювиально-луговая	2.09–7.69 4.22	0.77	2.06	4.24	49
Горно-черноземная	2.47–4.21 3.38	0.50	0.87	0.76	26

Среднее содержание гумуса в темно-каштановых почвах снижается до 6.45 %. Коэффициент варьирования увеличивается до 45 % и это связано с пространственной неоднородностью содержания гумуса в этих почвах. В растительном покрове преобладает злаковое мелкотравье в комплексе с разнотравьем. Атмосферное увлажнение недостаточное. По кормовой оценке эти сенокосы являются сенокосами среднего качества.

Развитие луговых почв происходит в условиях умеренного атмосферно-натежного увлажнения. Разнотравно-злаковая растительность способствует формированию гумуса, среднее содержание которого равняется 5.74 %. Коэффициент варьирования наивысший среди почв сенокосов и составляет 49 %. На особенности луговых почв большое влияние оказывают горные породы, рельеф, с которым связано распределение тепла и влаги, а, следовательно, и условия развития растений и почвы. По кормовым достоинствам эти сенокосы стоят выше среднего качества.

Лугово-черноземные почвы содержат немного меньше гумуса, чем луговые. Коэффициент варьирования, стандартное отклонение и ошибка снижаются в этих почвах по сравнению с луговыми. Почвы развиваются под разнотравно-злаковой растительностью с примесью

бобовых. Горизонт А с поверхности обогащен слабоминерализованной органической массой. В поглощающем комплексе преобладают катионы Са и Mg. Сенокосы на лугово-черноземных почвах среднего и хорошего качества по кормовой оценке. Среднее значение содержания гумуса в черноземе обыкновенном снижается до 4.81 %, но коэффициент варьирования возрастает до 41 %, стандартная ошибка и стандартное отклонение практически не изменяются. Для этих почв характерно развитие под злаковым мелкотравьем с примесью разнотравья. Увлажнение недостаточное. Сенокосы среднего качества. Для улучшения кормового качества сенокосов необходимо применять меры по увеличению степени увлажнения территории.

Отмечается понижение содержания гумуса в черноземе южном до 4.64 %. Для этой почвы характерно снижение коэффициента варьирования до 32 %. Это определило и незначительное колебание стандартного отклонения и ошибки. Почвы сформировались под злаково-разнотравной растительностью в условиях недостаточного увлажнения. Сенокосы на этих почвах среднего качества.

Среднее содержание гумуса в аллювиально-луговых почвах составляет 4.22 %. Для этих почв характерен высокий коэффициент варьирования (49 %), что обусловлено влиянием неоднородного рельефа на свойства почвы. Из семи определенных выборки максимальное равно 7.69 %, а минимальное – 2.09 %. Горно-черноземные почвы отличаются самым низким содержанием гумуса, равным 3.38 %. Коэффициент варьирования – 26 %. Изменения стандартного отклонения и ошибки не высоки. На особенности этой почвы влияют сильно расчлененный рельеф и экспозиция склонов, с которыми связано распределение света, тепла и влаги. Формирование почв происходило под полынно-злаковой и злаково-разнотравной растительностью.

Оценивая почвы сенокосных угодий по системе показателей гумусового состояния почв [4], отметим, что горно-черноземные почвы характеризуются низким содержанием гумуса, аллювиально-луговые, черноземы южные и обыкновенные, лугово-черноземные и луговые почвы отличаются средним содержанием гумуса, а темно-каштановые и лугово-болотные почвы – высоким.

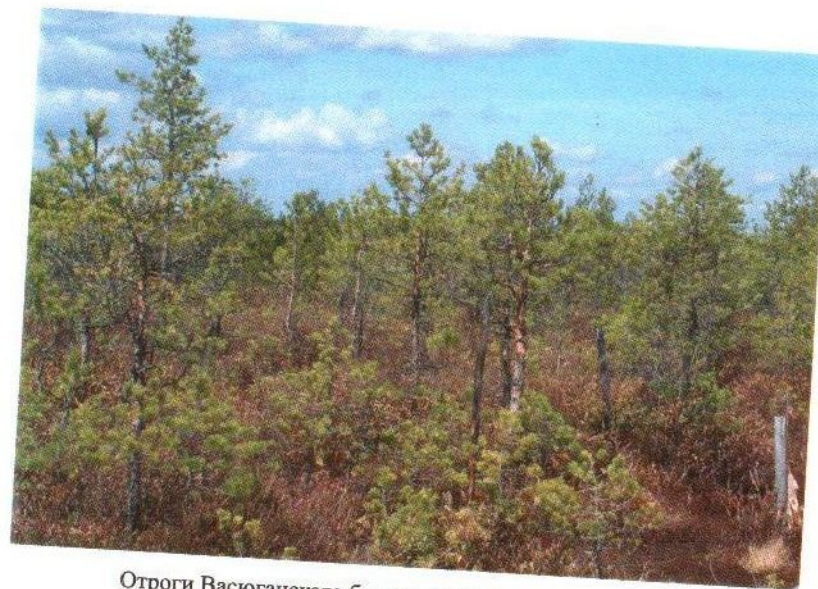
Для сохранения и увеличения количества гумуса в лесостепной зоне сенокосов Тывы необходима разработка новых и применение имеющихся хозяйственных мероприятий. В первую очередь необходимо использовать такие меры по улучшению как: снегозадержание и орошение земель, создание искусственных сеяных сенокосов, внесение удобрений, предохранение от эрозии и дефляции посадками деревьев.

Литература

1. Кушев С.Л. Рельеф // Природные условия Тывинской автономной области / Труды Тывинской компл. экспедиции. М., 1957. Вып. 3. С. 70–90.
2. Носин В.А. Почвы Тывы. М., 1963. 386 с.
3. Кирилов М.В. Почвы Тывинской автономной области // Труды Томск. гос. ун-та. Томск, 1954. Т.130. С.105–110.
4. Гришина Л.А. Гумусообразование и гумусное состояние почв. М., 1986. 244 с.

Humus condition of soil in Tyva
Yu.M. Yarmoluk, N.V. Zhulanova

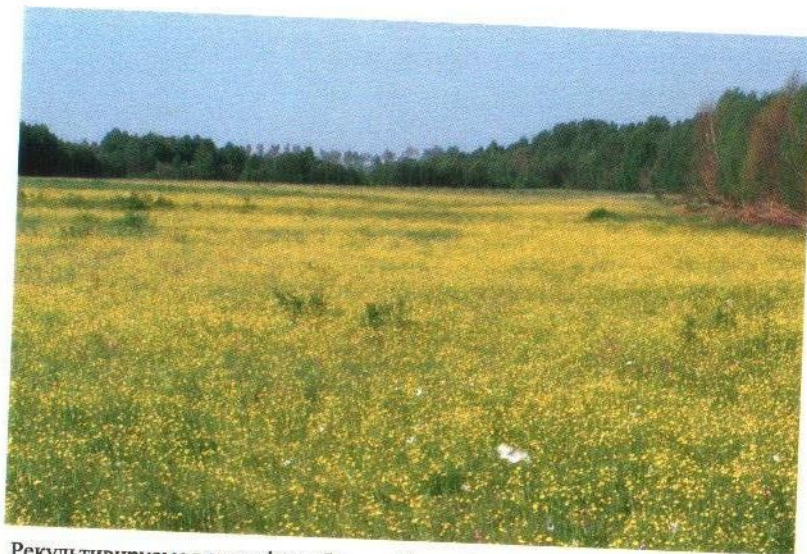
Statistic estimation of humus content in soils of tillage, grasslands and hayfields in Tyva is described in this paper.



Отроги Васюганского болота. Сосново-кустарничково-сфагновый фитоценоз (низкий рям)



Евтрофное болото Самара.
 Березово-кустарничково-осоково-гипновый фитоценоз



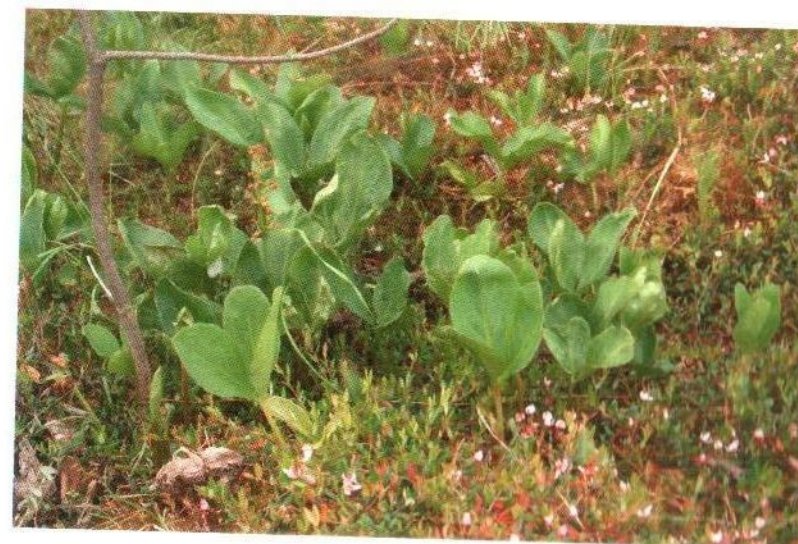
Рекультивируемое евтрофное болото Таган. Растительность: представители рода лютик, клевер ползучий, тимофеевка луговая, поповник обыкновенный, осот полевой



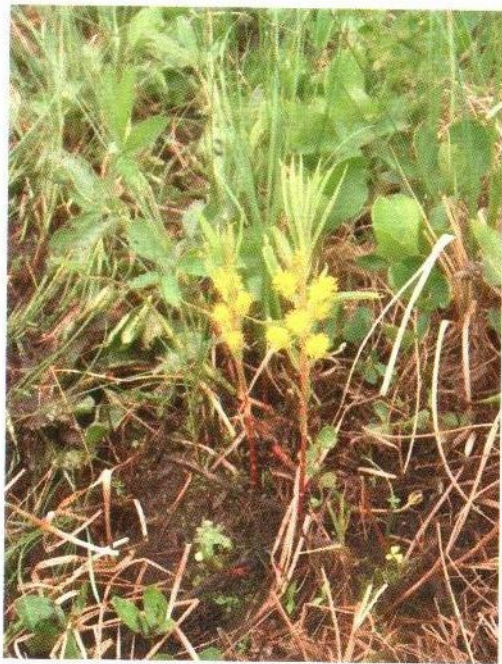
Выработанное евтрофное болото Сухое-Вавиловское. Процесс вторичного зарастания. Растительность: подрост сосны, березы и осины, мятлик болотный, мятлик луговой, тысячелистник обыкновенный, вейник тупокословый



Белокрыльник болотный



Вахта трехлистная



Наумбургия кистецветная



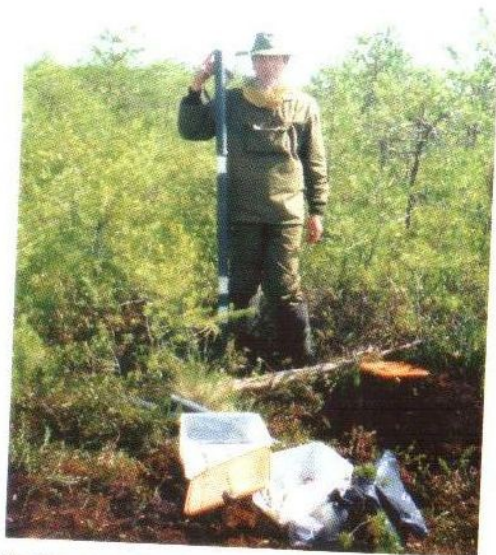
Лишайник рода кладония



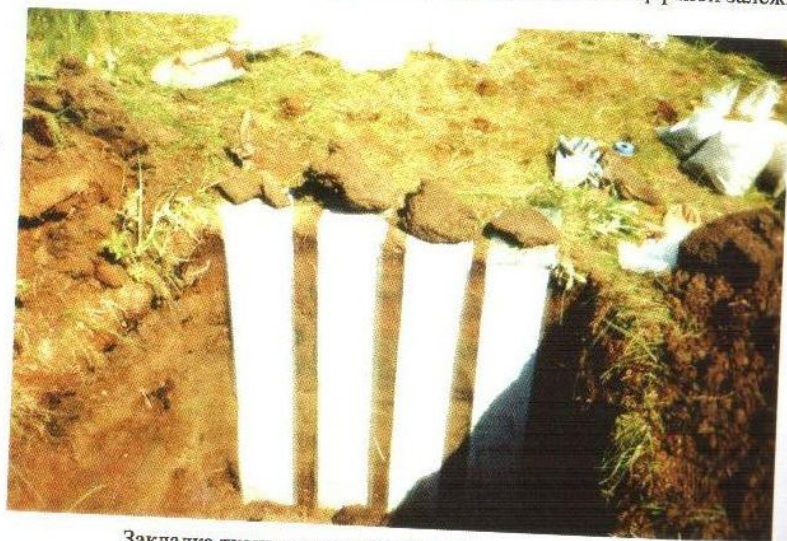
Определение биологической продуктивности



Определение интенсивности выделения CO_2 по методу Штанова



Закладка камеры для определения концентрации метана в торфяной залежи



Закладка ткани в разрез торфяника для определения целлюлозолитической активности методом аппликации

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Приветствие директора Института лесоведения РАН, академика С.Э. Вомперского	5
Приветствие ректора ТГПУ, профессора В.В. Обухова	7
Часть I. Избранные лекции	9
Кобак К.И., Боч М.С., Кранкина О.Н. Роль болот в углеродном цикле (на примере Ленинградской области)	10
Инишева Л.И. Роль болот в круговороте углерода	21
Миронычева-Токарева Н.П., Паршина Е.К. Динамика разложения органического вещества на болотах различного генезиса	23
Сергеева М.А. Микробиологические аспекты образования метана в толще болота	31
Бажин Н.М. Теория эмиссии метана из природных источников	38
Глаголев М.В. Элементы количественной теории процессов образования и потребления метана в почве	39
Смагин А.В., Глаголев М.В. Современные полевые методы изучения газовой функции болотных почв	53
Панов В.В. Особенности развития мохового покрова	64
Ипполитов И.И., Кабанов М.В. Некоторые закономерности современных природно-климатических изменений в Сибири	74
Головацкая Е.А. Болотные биогеоценозы Западной Сибири	91
Порохина Е.В. Эмиссия CO ₂ мелиорированными торфяными почвами Западной Сибири	100
Ефремов С.П., Ефремова Т.Т. Экологические и хозяйственные предпосылки освоения лесоболотных комплексов Западной Сибири	110

Чупрова В.В.	
Биологическая продуктивность, запасы и потоки углерода в агроценозах	126
Ракович В.А., Бамбалов Н.Н.	
Влияние болот на формирование парниковых газов (на примере Беларуси)	137
Часть II. Выступление участников Школы	147
Банников М.В., Поздняков А.И.	
Пирогенные «раны» торфяных почв	148
Быстрова Е.С., Николаева З.Н.	
Изменение агроклиматических показателей в лесостепной, степной и сухостепной зонах Хакасии	158
Ванцкявичуте Е.П.	
Спектрально-люминесцентные и фотохимические свойства гуминовых кислот	163
Гостищева М.В.	
Сравнительный анализ методов фракционно- группового состава органического вещества торфа	170
Гренадерова А.В.	
Реконструкция фитоценотического разнообразия и условий увлажнения болотных сообществ в позднеголоценовое время в долине р. Оя	178
Грядунова А.А., Зенова Г.М., Поздняков А.И., Звягинцев Д.Г.	
Актиномицетный комплекс в низинной торфяной почве	184
Езупенок Е.Э., Харанжевская Ю.А., Инишев Н.Г.	
Водорастворимый углерод в болотных и речных водах	192
Жильцова С. Г.	
Морфология листовых пластин болотных экотипов березы пушистой (<i>Betula pubescens</i> Ehrh.)	196
Ильина А.А., Сколупович Ю.В.	
Исследование состава натриевых и аммиачных гуминовых кислот	205
Лисицына О.В.	
Особенности структуры растительности на границе мезоолиготрофного болота и елового леса	212
Мирин Д.М.	
О приречных лесных болотах	217
Новиков В.В., Степанов А.Л., Поздняков А.И.	
Эмиссия парниковых газов в осушенных торфяниках средней торфяно-болотной области	222

Панкратов Т.А., Белова С.Э., Дедыш С.Н.	
Анализ микробных сообществ сфагновых болот путем in situ гибридизации с рРНК-специфичными флуоресцентно-мечеными олигонуклеотидными зондами	231
Румянцева Е.В., Волкова Е.М.	
Изучение элементов углеродного баланса в болотных экосистемах Тульской области	238
Санникова Ю.В.	
Содержание целлюлозоразрушающих микроорганизмов в торфяных почвах олиготрофного ряда	245
Сергеева М.А.	
Динамика метанотрофов в торфяной залежи олиготрофного болота	249
Ульянова О.А., Люкшина И.В., Нечаева А.С., Шаталова Ю.Г.	
Трансформация органоминеральных композиций в черноземе обыкновенном Красноярской лесостепи и продуктивность кукурузы	254
Ярмолюк Ю.М., Жуланова Н.В.	
Гумусное состояние почв	261

CONTENTS

Introduction	3
Greeting of the director of Forest Science Institute, academic S.A. Vompersky	5
Greeting of the rector of TSPU, professor V.V. Obukhov	7
Part I. Selected lectures	9
Kobak K.I., Botch M.S., Krankina O.N. The role of peatlands in the carbon cycle (as an example in Leningrad region).....	10
Inisheva L.I. Role of bogs in circulation of carbon.....	21
Mironycheva-Tokareva N.P., Parchina E.K. Dynamics of the organic material in bogs of different genesis.....	23
Sergeeva M.A. Microbiological aspect formation of methane in bog.....	31
Bazhin N.M. Methane emission from natural sources.....	38
Glagolev M.V. Principles of quantitative theory for methane generation and methane consumption processes in the soil.....	39
Smagin A.V., Glagolev M.V. Modern field methods for study of the wetland's soil gas function.....	53
Panov V.V. Particularities of the development moss cover.....	64
Ippolitov I.I., Kabanov M.V. Certain regularities in contemporary natural and climate changes in Siberia.....	74
Golovatskaya E.A. The biogeocenoses of bog of West Siberia.....	91
Porohina E.V. Emission CO ₂ drained peat soils of Western Siberia.....	100
Yefremov S.P., Yefremova T.T. Ecological and economic precondition of West Siberian forest-bog complexes exploitation.....	110
Chuprova V.V. Biological productivity, resources and flows of carbon in agrocoenosis.....	126
Rakovitch V.A., Bambalov N.N. Peatland impact to formation of greenhouse gases (as an example Belarus).....	137
Part II. Speech of the participant school	147
Bannikov M.V., Pozdnjakov A.I. Fired «wound» of peat soils.....	148
Bystrova E.S., Nikolaeva Z.N. Changes of agroclimatical parameters in foreststeppe, steppe and drysteppe in Chakasia.....	158

Vanckjavichute E.P. Spectral-luminescent and photochemical properties of humic acids.....	163
Gostisheva M.V. The comparative analysis of methods of fraction-group structure of organic substance of peat.....	170
Grenaderova A.V. Reconstruction variety of vegetation and moisture in the bog, which is situated in the valley Oya river late Holocene.....	178
Gryadunova A.A., Zenova G.M., Posdnyakov A.I., Zvyagintsev D.G. Actinomycete complex in lowland peat soils.....	184
Ezupenok E.A., Kharandzevskaya J.A., Inishev N.G. Soluble carbon in bog and river waters.....	192
Zhiltsova S.G. Leaf morphology of bog ecological types of pubescent birch (Betula pubescens Ehrh.).....	196
Ilyina A.A., Scolubovich J.V. The investigation of composition sodium and ammonia humic acids.....	205
Lisitsyna O.V. Peculiarity of vegetation structure of peripheral zones of high bogs in boreal zone of European part of Russia.....	212
Mirin D.M. On the characteristics of streamside swamps.....	217
Novikov V.V., Stepanov A.L., Pozdnyakov A.I. Greenhouse gases emission from meliorated peat soils of middle peat bog region.....	222
Pankratov T.A., Belova S.E., Dedysh S.N. Analysis of microbial communities in Sphagnum peat bogs by in situ hybridization with rRNA-targeted fluorescent oligonucleotide probes.....	231
Rumyanzeva E.A., Volkova E.M. The investigation of elements of carbon balance in the bogs of Tula region.....	238
Sannikova Y.V. Concentration of microorganisms of cellulose decomposition in peat soils of oligotrophic landscape.....	245
Sergeeva M.A. Dynamics of methanotrophic bacteria in peat deposit oligotrophic bog.....	249
Ul'yanova O.A., Lukshina I.V., Nechaeva A.S., Shatalova Yu.G. Transformation of organomineral compositions in chernozem of Krasnoyarsk foreststeppe and productivity of maize.....	254
Yarmoluk Yu.M., Zhulanova N.V. Humus condition of soil in Tyva.....	261

Научное издание

Болота и биосфера

Материалы Третьей Научной Школы

Под ред. д. с.-х. н., чл.-корр. РАСХН Л.И. Инишевой

Техническое редактирование: Д.Ф. Зверешук

Подписано в печать: 16.08.04

Заказ: 572

Тираж: 300 экз.

Печать: трафаретная

Бумага: офсетная

Формат: 60x84/16

Уч. изд. л.: 16,12

Усл. печ. л.: 15,92

Издательство Томского ЦНТИ

634021, г. Томск, пр. Фрунзе, 115/3. Лицензия ИД № 05060 от 14.06.2001

Отпечатано в Томском ЦНТИ. Лицензия ПД № 12-0084 от 16.04.2001

