

Таблица 2

Активность глюкозо-6-фосфатдегидрогеназы в зеленых листьях ячменя, выдержанного 16 ч в условиях аэрации или анаэробноза на свету (освещенность 40 Вт/м²) или в темноте

Условия опыта	мЕ/мг белка	% к контролю
Аэрация, свет	2.6 ± 0.16	100
Анаэробноз, свет	14.4 ± 0.62*	554
Аэрация, темнота	1.3 ± 0.15	100
Анаэробноз, темнота	6.6 ± 0.85*	508

Примечание: * – различия между контролем и опытом достоверны при $p < 0.05$.

ческого пути, необходим для синтеза шикимовой кислоты – предшественника многих ароматических соединений, таких как ароматические аминокислоты, витамины, дубильные и ростовые вещества, лигнин клеточных стенок и др. Компоненты пентозофосфатного пути (рибулозо-1,5-дифосфат, НАДФН) при-

мают участие в темновой фиксации CO₂. Поскольку окислительный пентозофосфатный цикл представляет собой обращенный восстановительный цикл Кальвина, его активация в условиях анаэробноза наряду с гликолизом, переходящим в брожение, по-видимому, компенсирует дефицит CO₂, НАДФН, АТФ и продуктов обмена и обеспечивает возможность фотосинтетической активности в автотрофных тканях растений [1, 6]. Сравнительное изучение функционирования пентозофосфатного пути в зеленых листьях ячменя в гипоксических условиях на свету и в темноте показало, что на свету возрастание активности глюкозо-6-фосфатдегидрогеназы было даже более значительным, чем в темноте (табл. 2). Усиление анаэробных путей дыхания как в гетеротрофных, так и в автотрофных тканях у приспособленных к недостатку кислорода растений позволяет поддерживать энергетический баланс клетки, ведет к образованию необходимого количества восстановителей и промежуточных соединений, необходимых для различных биосинтезов, что обеспечивает, наряду с другими защитными реакциями, устойчивость растений к гипоксии.

Литература

1. Семихатова О.А., Чиркова Т.В. Физиология дыхания растений. СПб., 2001.
2. Астафурова Т.П., Верхотурова Г.С., Зайцева Т.А., Войцековская С.А. Особенности метаболизма в листьях растений на свету в условиях гипобарической гипоксии // Физиология организмов в нормальном и экстремальном состояниях. Томск, 2001.
3. Астафурова Т.П., Войцековская С.А., Верхотурова Г.С. и др. Специальный практикум по физиологии и биохимии растений. Вып. 4. Томск, 2001.
4. Кузнецов В.К. Методика ускоренного исчисления стандартного отклонения и ошибки средней // Социально-гигиенические исследования. М., 1970.
5. Чиркова Т.В. Физиологические основы устойчивости растений. СПб., 2002.
6. Астафурова Т.П., Вайшла О.Б., Зайцева Т.А. и др. Особенности дыхательного метаболизма в листьях гороха при гипобарической гипоксии // Физиол. растений. 1993. Т. 40. Вып. 4.

УДК 547.211; 550.47

Л.И. Инишева, М.А. Сергеева

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭМИССИЯ МЕТАНА В ОЛИГОТРОФНЫХ ЛАНДШАФТАХ ВАСЮГАНСКОГО БОЛОТА

Томский государственный педагогический университет

За последние десять лет утверждение о том, что климат меняется, из разряда гипотез перешло в разряд несомненных истин. В 1990 г. правительства разных стран приступили к переговорам, результатом которых стал Киотский протокол, в котором промышленно развитые страны взяли на себя обязательства сократить эмиссию парниковых газов до определенного объема [1].

Первая Всемирная конференция по климату, состоявшаяся в 1979 г., учредила Всемирную программу исследования климата. В течение 1980-х гг. программа ООН по окружающей среде (ЮНЕП) и Все-

мирная метеорологическая организация (ВМО) разработали ряд международных научных семинаров, на которых ученые выработали предварительный консенсус относительно сути проблемы и создали межправительственную группу экспертов по изменению климата (МГЭИК). В своем первом аналитическом докладе МГЭИК представила выводы о том, что средняя температура атмосферы Земли начнет возрастать на 0.3 °C (+0.15 °C) за десятилетие. Как считают авторы [2, 3], в течение последних десяти тысяч лет на планете ничего подобного не наблюдалось. Поэтому обязательства стран-участников рамочной конвенции

ООН об изменении климата (РКИК) и Киотский протокол к ней делают важным учет функций экосистем, среди которых приоритетное значение имеет увеличение поглощения (сток) важнейшего парникового газа диоксида углерода и других парниковых газов.

Согласно Киотскому протоколу РКИК, квоты на поглощенный углерод могут продаваться или перераспределяться между странами по взаимной договоренности. Таким образом, депонированный углерод может выступать в виде товара, а отсюда следует, что оценка депонирования углерода и эмиссии CO_2 и CH_4 экосистемами представляет в настоящее время актуальную проблему.

Метан является вторым по значимости после диоксида углерода парниковым газом. Он обладает в 20 раз большим парниковым эффектом, чем диоксид углерода. Возрастание концентрации метана в атмосфере связывается как с антропогенными, так и с природными источниками. Одним из глобальных источников метана являются торфяные болота. Болота покрывают 21 % территории России, и, согласно оценкам ученых, вклад болот России может составлять 25 – 50 % всего потока метана с территории нашей страны.

По современным представлениям, метан образуется только в абсолютно анаэробной среде, т.е. при близком залегании к поверхности болотных вод [4, 5]. С понижением болотных вод выделение метана логарифмически убывает [6]. Процесс образования метана происходит в торфяной залежи, но выделяется тот метан, который, проходя через зону аэрации, не используется метанотрофными бактериями. Остальной же метан, будучи мало растворимым в воде, находится в торфяной залежи, и условия его освобождения пока остаются невыясненными. Целью данного сообщения является изучение условий образования и эмиссии метана из болот олиготрофного типа.

Исследования проводились на территории научно-исследовательского полигона «Васюганье», расположенного в пределах Бакчарского района Томской области и относящегося по болотному районированию к Западно-Сибирской таежной болотной области бореально-атлантических выпуклых олиготрофных моховых болот активного заболачивания [8]. В качестве модельного объекта наблюдения за динамикой формирования и эмиссии метана принята территория малого заболоченного водосбора р. Ключ (водосборная площадь 58 км²), располагающаяся в северо-западной части Васюганского болота (рис. 1).

В исследуемом районе развитие болота начиналось с эвтрофной стадии господства древесно-травяной растительной ассоциации, которая постепенно сменилась на эвтрофную травяно-моховую растительность. Смена эвтрофной стадии происходила по мере накопления торфа и изменения водно-минерального режима болот. При переходе к олиготрофной стадии сформировались сосново-кустарничково-сфагновые сообщества. По мнению О.Л. Лисс и Н.А. Березиной [9],

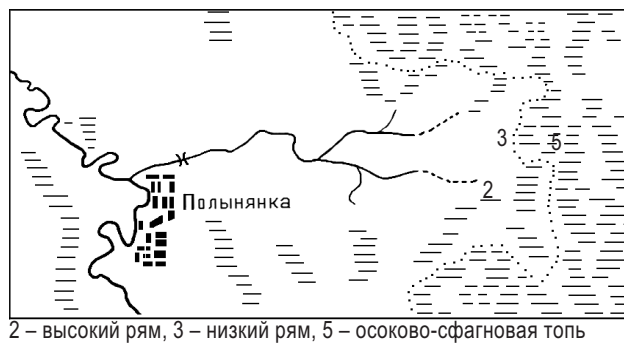


Рис. 1. Пункты наблюдения на олиготрофном болоте

такой путь развития характерен для большинства олиготрофных болот Западной Сибири. Характеристика торфяных залежей олиготрофных ландшафтов представлена в табл. 1. Торфяной профиль высокого рья (п. 2) представлен в основании низинным осоковым торфом, затем идут переходные виды торфа. Верхний слой сложен сосново-пушицевым торфом. Торфяной профиль низкого рья (п. 3) имеет смешанный топяной вид строения. В основании залежи лежит слой низинного торфа, далее следует тонкая прослойка переходного и верховой торф двух видов – магелланикум и фускум. Центральную часть болотного массива занимает осоково-сфагновая топь (п. 5). В основании залежи данного пункта находится мощный пласт низинного торфа травяного и папоротникового вида. Верхний слой залежи сложен верховыми фускум и сфагнуво-мочажинным торфами.

На каждом пункте олиготрофных ландшафтов были заложены пункты наблюдений за уровнем болотных вод (УБВ), окислительно-восстановительным потенциалом, а также проведены опыты по изучению динамики образования и эмиссии метана. С мая по октябрь заполненные дистиллированной водой и закрытые газопроницаемой мембраной камеры опускались в торфяную залежь, предварительно пробуренную торфяным буром ТБГ-1 [10]. По достижении равновесия между газовой фазой торфяной воды и воды, находящейся в камере, камеры вынимались из торфяной залежи и пробы анализировали на газовом хроматографе «Кристалл 2000». Эмиссию метана с поверхности измеряли камерно-статистическим методом [11]. Определение метанотрофов проводилось по методикам Института микробиологии РАН.

Вегетационный период 2004 г. характеризуется как умеренно теплый и влажный. Сумма осадков за май-сентябрь составила 430 мм. Распределение осадков в течение сезона было неравномерным (рис. 2).

Как выше уже отмечалось, метан образуется только в абсолютно анаэробной среде, и его образование объяснено «самостоятельному микробному процессу» [12]. Биополимеры, из которых состоит торф, в первую очередь клетчатка, разлагаются анаэробной микрофлорой до простых углеводов, органических кислот, аминокислот. Разложение этих соединений по типу мас-

Таблица 1

Характеристика торфяных залежей пунктов наблюдений

Глубина отбора, см	Вид торфа, тип залежи	Ботанический состав, %	R, % A, % мас
п. 2 – высокий рям			
0–25	Сосново-пушицево-сфагновый, В	Pinus, 35; Eriophorum, 25; Sph. Magellanicum, 20; Sph. Angustifolium, 10	$\frac{45-50}{6.5}$
25–50	Древесно-пушицевый, П	Sph. Angustifolium, 45; Pinus, 30; Betula, 10; Eriophorum, 10	$\frac{55-50}{6.5}$
50–75	Древесно-пушицевый, П	Eriophorum, 40; Pinus, Betula, 25; C. Rostrata, 10; Кустарнички, 5	$\frac{55-60}{8.0}$
75–100	Древесно-пушицевый, П	Eriophorum, 45; Pinus, Betula, 25; C. Lasiocarpa, 10; Sph. Magellanicum, 10	$\frac{55-60}{9.8}$
п. 3 – низкий рям			
0–50	Фуском торф, В	Sph. Fuscum, 90; Sph. Magellanicum, 10	$\frac{0-5}{2.7}$
50–100	Медиум торф, В	Sph. Magellanicum, 40; Sph. Angustifolium, 25; Sph. Fuscum, 25; Eriophorum, 5	$\frac{0-5}{2.1}$
100–150	Медиум торф, В	Sph. Magellanicum, 70; Sph. Angustifolium, 15; Sph. Fuscum, 10	$\frac{10}{2.3}$
150–200	Сосново-пушицево-сфагновый, П	Eriophorum, 30; Pinus, 25; Sph. Magellanicum, 15; Кустарнички, 10; Sph. Angustifolium, 10	$\frac{50-55}{6.0}$
200–250	Осоковый, Н	C. Lasiocarpa, 35; Drepanocladus sendtneri, 15; Eriophorum, 10; C. Rostrata, 10; Menyanthes trifoliata, 10	$\frac{40-45}{4.3}$
250–300	Осоково-папоротниковый, Н	Папоротник, 35; C. Lasiocarpa, 20; Sph. Centrale, 10; Drepanocladus sendtneri, 10; Древесина, 5; C. Rostrata, 5	$\frac{40-45}{10.1}$
п. 5 – осоково-сфагновая топь			
0–50	Сфагновый мочажинный	Sph. Flexuosum, 60; Sph. Balticum, 10; Sph. Fallax, 10; Sph. Magellanicum, 10	$\frac{15}{10.9}$
50–100	Сфагновый мочажинный, П	Sph. Obtusum, 35; Sph. Jensenii, 15; Sph. Majus, 10; Sph. Flexuosum, 10; Sph. Papillosum, 10; Sph. Magellanicum, 5	$\frac{20}{6.0}$
100–150	Осоково-сфагновый, П	C. Rostrata, 20; Pinus, Betula, 15; C. Lasiocarpa, 10; Equisetum, 10; Menyanthes trifoliata, 5	$\frac{35}{4.7}$
150–200	Осоковый, П	C. Rostrata, 25; C. Lasiocarpa, 15; Carex sp., 10; Menyanthes trifoliata, 10; Sph. Fallax, 10	$\frac{50-55}{4.8}$
200–250	Травяной, Н	Папоротник, 35; Sph. Fallax, 20; C. Lasiocarpa, 15; C. Rostrata, 10; Equisetum, 5	$\frac{50}{5.8}$
250–275	Папоротниковый, Н	Папоротник, 60; Древесина, 10; Вахта, 10	$\frac{50}{24.5}$

Примечание: R – степень разложения, A – зольность; вид торфа: В – верховой, П – переходный, Н – низинный.

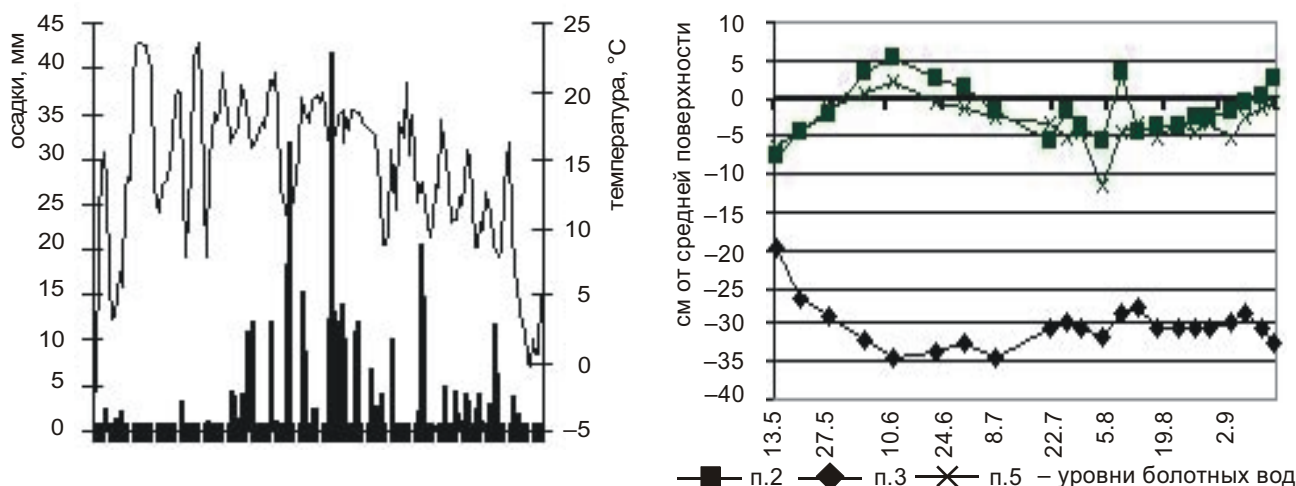


Рис. 2. Погодные условия и динамика уровней болотных вод

лянокислого или смешанного брожения приводит к образованию водорода и углекислоты, которые используются водородными метанобразующими бактериями. Другой путь – это разложение органических кислот по типу В-окисления – приводит к накоплению уксусной кислоты, которая, в свою очередь, разлагаясь бактериями группы *Methanosarcina*, выделяет метан [13–15]. Таким образом, основными источниками метана являются CO_2 и ацетат. Ацетокластические реакции позволяют провести дальнейшее расщепление ацетата, чтобы произвести метан и CO_2 ; водород и двуокись углерода можно разъединить, чтобы образовать метан при снижении CO_2 или снова образовать ацетат при ацетогенезе [16–18].

Реакции образования метана являются одними из последних стадий в цепи трансформации органического вещества и протекают в строго анаэробных условиях. В торфяной залежи принято выделять деятельный и инертный горизонты, различающиеся по условиям аэробно-анаэробным, но для конкретных болот

эти показатели меняются, поскольку зависят от ряда факторов, и в частности от УБВ.

Аэробные условия, согласно динамике УБВ в торфяной залежи высокого рьяма, поддерживались в поверхностном 30-сантиметровом слое, и только в мае зона аэрации уменьшалась до глубины 20 см от поверхности. В п. 3 и 5, занимающих автономную и трансаккумулятивную позиции, динамика УБВ свидетельствует о наличии зоны анаэробнозиса глубже 10 см от средней поверхности. Таким образом, соотношение зон аэробной и анаэробной в разных олиготрофных ландшафтах было неодинаковым.

Рассмотрим динамику образования метана в торфяной залежи олиготрофных ландшафтов на примере двух глубин: 50 и 200 см, первая из которых характеризуется попеременно анаэробно-аэробными условиями, а глубина 200 см соответствует облигатно-анаэробным условиям (рис. 3).

Если динамика образования CH_4 на глубине 50 см на протяжении всего вегетационного периода характе-

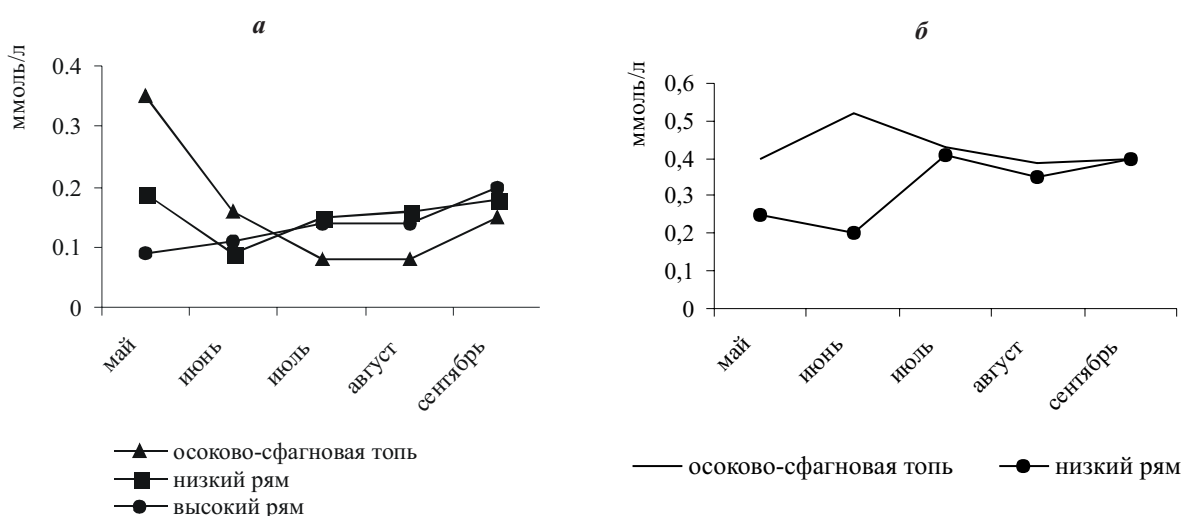


Рис. 3. Концентрация метана в торфяной залежи на глубине: а – 50 см; б – 200 см

ризуется практически одинаковыми величинами (0.1 – 0.2 ммоль/л), то в мае отмечается разброс значений от 0.1 до 0.35 ммоль/л. Согласно нашим исследованиям [19, 20], деятельный слой в исследуемых торфяных залежах в отдельные периоды достигает метровой мощности. В этом слое, несмотря на высокое заполнение пор влагой (капиллярное или гравитационное), облигатные анаэробные условия крайне неустойчивы и под влиянием биохимических и микробиологических процессов переходят в анаэробно-аэробные, что отмечается в особенности в весенний период, когда влага насыщена кислородом. Существенно больше метана образуется на глубине 200 см, с максимальными значениями в торфяной залежи осоково-сфагнуовой топи.

Представляет интерес рассмотреть активность процесса метанобразования по всей глубине торфяной залежи и в условиях разных олиготрофных ландшафтов. Это относится к автономной (п. 5) и трансаккумулятивной (п. 3) частям ландшафта. Наибольшие значения концентрации метана в торфяной залежи осо-

ково-сфагнуовой топи достигают значений 0.40–0.52 ммоль/л ближе к придонному слою. Торфяная залежь сосново-кустарничково-сфагнуовой фитоценоза продуцирует меньше метана с максимальными величинами 0.35–0.41, приуроченными также к нижним слоям залежи (рис. 4).

Зависимость метанобразования от мощности торфяной залежи ранее отмечалась другими исследователями [21–25]. Причина повышенного биосинтеза метана на глубине заключается также и в строении торфяной залежи. Менее кислая среда низинных видов торфов в придонном слое и высокая степень деградации их органического вещества способствуют интенсивному проявлению метаногенеза, так как известно, что рост метаногенов усиливается при pH более 6 и с увеличением степени разложения торфа [16, 26–28]. В распределении метана по профилю залежей низкого ярама и осоково-сфагнуовой топи прослеживаются общие закономерности, объясняемые гидротермическими условиями отдельных месяцев.

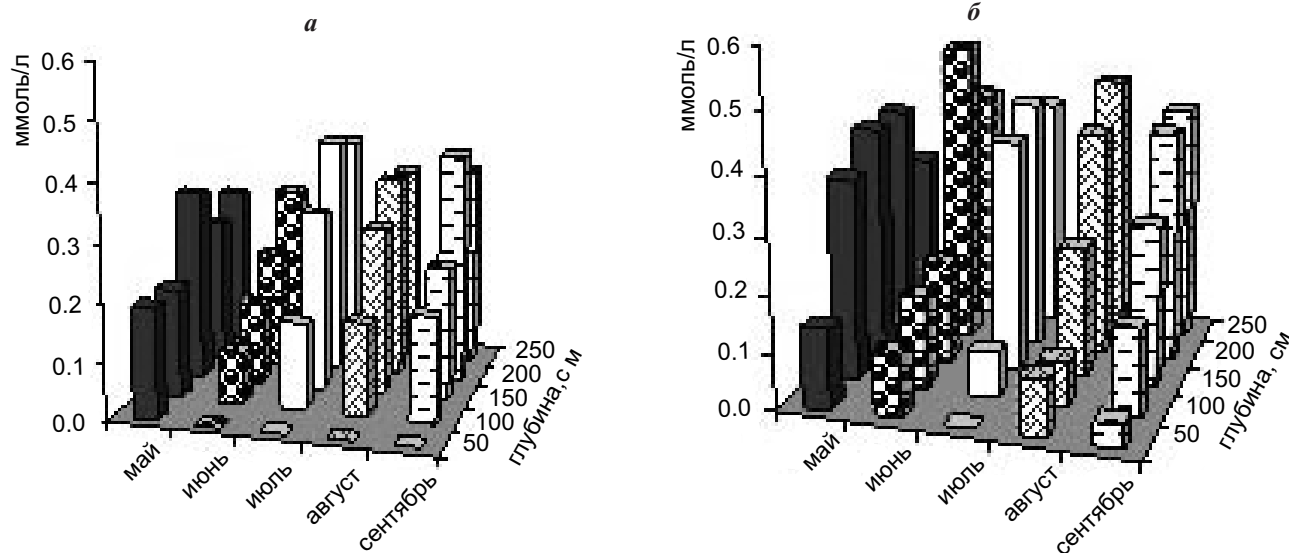


Рис. 4. Распределение метана в торфяной залежи: а – низкий ярам; б – осоково-сфагнуоая топя

Надо полагать, в основе механизмов распределения активности метанобразования лежит окислительно-восстановительная зональность торфяной залежи, которая представляет собой систему диффузно связанных слоев с нечеткой дифференциацией на аэробную, переходную и анаэробную зоны, о чем выше упоминалось. В границах анаэробной зоны (глубже 10 см) пульсирующий характер метанобразования затухает, но интенсивность его проявления определяется ботаническим составом торфов, слагающих торфяную залежь. На глубине это явилось основной причиной того факта, что наибольшая концентрация метана характерна для торфяной залежи осоково-сфагнуовой топи. А на протяжении летнего периода максимальная концентрация отмечается в мае.

Соотношение аэробных и анаэробных зон, изменение физико-химических параметров среды и специфика доступного микроорганизмам питательного

субстрата определяют взаимодействие различных функциональных группировок, участвующих в трансформации органического вещества торфов до конечных продуктов в результате жизнедеятельности метаногенных и метанотрофных бактерий, в результате в стратиграфии залежи формируется ее метановый профиль. Тем не менее значительная часть метана не доходит до поверхности, чтобы потом эмиссировать в атмосферу. Часть метана в торфяной залежи болотных экосистем окисляется метанотрофными бактериями. Скопление метанотрофных бактерий у поверхности названо бактериальным фильтром эмиссии метана. Рядом исследователей показано, что с ростом глубины численность метаноксиляющих бактерий снижается от 10^4 (на глубине 0.5 м) до 10^3 кл/мл (на глубине 5 м) [29]. В исследуемых торфяных залежах олиготрофных ландшафтов также отмечается общая закономерность падения численности метанотрофов

Таблица 2

Распределение метанотрофов в торфяной залежи олиготрофного болота, тыс. кл/г торфа

Глубина, см	Месяц				
	май	июнь	июль	август	сентябрь
п. 2 – высокий рям					
0–25	250	300	300	280	300
25–50	250	250	300	250	300
50–75	200	250	150	190	220
75–100	100	200	150	100	170
п. 3 – низкий рям					
0–50	300	400	350	450	400
50–75	350	350	300	380	350
75–100	100	200	400	400	380
100–150	300	100	200	300	260
150–200	150	150	100	220	200
200–250	150	150	100	150	150
250–300	200	100	75	100	70
п. 5 – осоково-сфагновая топь					
0–50	400	500	350	350	380
50–100	400	450	400	300	350
100–150	350	400	200	290	250
150–200	400	200	250	200	250
200–250	150	150	100	210	150
250–275	150	90	100	160	100

по мере изменения глубины (табл. 2). Вместе с тем распределение метанотрофов в торфяной залежи олиготрофных ландшафтов характеризуется неоднородностью как в количественном соотношении, так и в динамике по месяцам теплого периода года.

Заметим, что стратиграфия залежи представляет неоднородную для метанокисляющих организмов среду обитания вследствие разнообразия ботанического состава торфов, степени их разложения, pH и зольности. Так, в слоях, которые имеют невысокую степень разложения, численность метанотрофов характеризуется на уровне 350 тыс. кл/г торфа, при увеличении степени разложения до 40–55 % их содержание снижается до уровня 250–100 тыс. кл. Такой показатель, как pH, также оказывает влияние на распределение метанокисляющих бактерий. Согласно исследованиям ряда авторов [16, 30], для метанотрофов наиболее оптимальными являются кислые условия среды. Поэтому в слоях залежи, характеризующихся pH на уровне 3.0 – 3.5, содержание метанотрофов – высокое. Сочетание данных показателей оказывает влияние на изменение численности метанотрофов по глубине. В течение теплого периода содержание метанотрофов в залежи изменяется незначительно, что, вероятно, определяется уровнем болотных вод, которые поддерживались на одном уровне практически весь сезон, несмотря на то, что в конце июля – начале августа выпали значительные осадки. По всему профилю содержание метанотрофов умень-

шается в ряду: осоково-сфагновая топь – низкий рям – высокий рям. Невысокое содержание данной группы бактерий в условиях п. 2, возможно, обуславливается тем, что данная залежь неглубокая.

Образующийся метан мало растворим в воде и слабо подвижен. Именно по этой причине он освобождается преимущественно лишь при осушительной мелиорации. Однако многие исследования показывают, что процесс эмиссии метана происходит в теплый период года, а некоторые авторы [30–32] отмечают

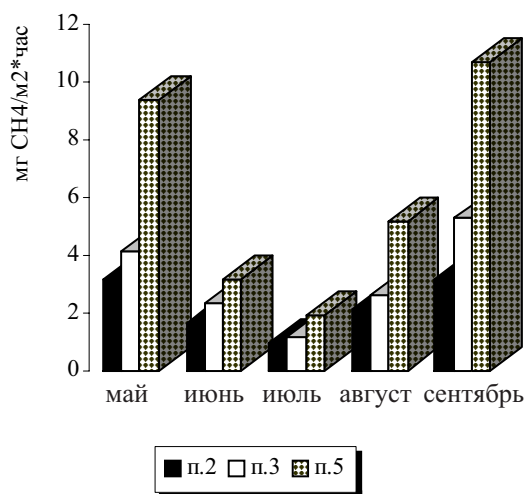


Рис. 5. Эмиссия метана на ландшафтном профиле

его активность зимой. Все это позволяет признать необходимость исследования эмиссии метана в динамике на протяжении всего года. Наши исследования касались только теплого периода и за этот период на всех исследуемых пунктах отмечается увеличение эмиссии метана в мае и сентябре, по профилю наибольшая эмиссия метана отмечается на осоково-сфагнутой топи, затем следует низкий рям и высокий рям (рис. 5). Незначительный поток метана из высокого рьяма объясняется мощностью залежи. Как уже отмечалось выше, данная залежь достигает глубины 75

см, а основная масса метана образуется в более глубоких горизонтах.

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Активность метаногенеза и зоны его проявления определяются ботаническим составом торфов, слагающих торфяную залежь, и расположением олиготрофных болот в ландшафте.

2. Динамика процесса метаногенеза и эмиссия метана хорошо проявляются на протяжении теплого периода года и зависит от УБВ и гидротермических условий.

Литература

1. Граб М. и др. Киотский протокол. Анализ и интерпретация. М., 2001.
2. Морозов В.И. Киотский протокол и предложения по позиции МПР России // Использование и охрана природных ресурсов в России. 2002. № 4.
3. Болин Б. Какое количество CO₂ остается в атмосфере? // Парниковый эффект, изменения климата и экосистемы. Л., 1989.
4. Augustin J., Merbach W., Schmidt W., Reining E. // *Angew. Bot.* 1996. № 70. P. 45–51.
5. Inoue G., Takahasi Y., Maksyutov S., Sorokin M., Panicov N. // *Proceedings of the Fifth Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1996.* P. 34–40.
6. Sebacher A., Harris R.S., Burtlett K. et al. // *Tellus S.* 1986. V. 38. P. 1–10.
7. Bartlett D.S., Burtlett K.B., Hartman J.M. et al. // *Global biogeochemical cycles.* 1989. V. 3. № 4. P. 363–374.
8. Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветова Н.А. и др. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. Тула, 2001.
9. Лисс О.Л., Березина Н.А. Болота Западно-Сибирской равнины. М., 1981.
10. Steinmann Ph., Shotyk W. // *Fresenius J. Anal. Chem.* 1996. P. 709–713.
11. Современные физические и химические методы исследования почв. М., 1987.
12. Омелянский В.Л. О метановом брожении клетчатки // *Избр. тр.* 1953. Т. 1. № 55.
13. Barker H.A. *Bacterial fermentation.* N.Y., 1956.
14. Заварзин Г.А. Литотрофные микроорганизмы. М., 1972.
15. Gottschalk G. *Bacterial metabolism.* Springer-Verlag, N.Y., 1986.
16. Ferry J.G. *Methanogenesis.* N.Y., L., 1993.
17. Wahlen M. // *Annu. Rev. Earth and Planet.* 1993. V. 21. P. 407–426.
18. Айлрих Б., Бернс С.Ж., Штайнман Ф. // II Междунар. конф. «Сокращение эмиссии метана». Новосибирск, 2000.
19. Славнина Т.П., Инишева Л.И. Биологическая активность почв Томской области. Томск, 1987.
20. Головченко А.В., Добровольская Н.Г., Инишева Л.И. // *Почвоведение.* 2002. № 12. С. 1468–1473.
21. Сирин А.А., Нильсон М., Шумов Д.Б. и др. // *Докл. Академии наук.* 1998. Т. 361. № 2. С. 1–4.
22. Ефремова Т.Т., Бажин Н.М. // *Сиб. экол. журн.* 1998. № 6. С. 563–570.
23. Махов Г.А., Бажин Н.М., Ефремова Т.Т. // *Химия в интересах устойчивого развития.* 1999. № 2. С. 619–622.
24. Бажин Н.М. // II Междунар. конф. «Сокращение эмиссии метана». Новосибирск, 2000.
25. Поздняков А.И., Шейн Е.В., Паников Н.С., Девин Б.А., Назарова Т.В. // *Физика почв.* 2003. № 6. С. 697–700.
26. Дедыш С.Н., Паников Н.С. // *Микробиология.* 1997. Т. 66. № 4. С. 569–574.
27. Weyhenmeyer C.E. // *Global biogeochemical cycles.* 1999. V. 13. № 4. P. 1079–1090.
28. Дулов Л.Е. // Эмиссия и сток парниковых газов на территории северной Евразии. Пушино, 2000. С. 85–86.
29. Сидоров Д.Г., Берзенков И.О., Беляев А.С., Миллер Ю.М., Иванов М.В. // *Микробиология.* 1998. Т. 67. № 2. С. 255–260.
30. Гальченко В.Ф. Метанотрофные бактерии. М., 2001.
31. Panicov N.S., Dedysh S.N. // *Global biogeochemical cycles.* 2000. V. 14. № 4. P. 1071–1080.
32. Naumov A.V. // *West Siberian Peatlands and Carbon Cycle: Past and Present.* 2001. P. 110–113.

УДК 504.54.05

О.И. Глебова

РОЛЬ ФАКТОРОВ, ЛИМИТИРУЮЩИХ СКОРОСТЬ И НАПРАВЛЕННОСТЬ ПОЧВЕННЫХ И БИОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ТЕХНОГЕННЫХ ЛАНДШАФТАХ

Кузбасская государственная педагогическая академия

Угольные разрезы Кузбасса характеризуются весьма высоким коэффициентом вскрыши, что обусловлено более низкой себестоимостью угля при открытом способе разработки месторождения, чем при под-

земном. Открытый способ добычи полезных ископаемых сопровождается высокими темпами образования нарушенных земель, общая площадь которых в Кузбассе составила около 100 тыс. га [1], из них 55.3