

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ЭКОЛОГИИ
БИОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ
ИНСТИТУТ ЛЕСОВЕДЕНИЯ

Чтения
Памяти академика
В.Н. СУКАЧЕВА

XI

БИОГЕОЦЕНОТИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ БОЛОТ
И ИХ РАЦИОНАЛЬНОЕ
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

*Доклады на XI ежегодном чтении
памяти академика В.Н. Сукачева*



Москва
"Наука"
1994

строй
ных и
ываю-
ирова-
лии.
го, что
льному

УДК 630*116.19:630*12

РОЛЬ БОЛОТ В КРУГОВОРОТЕ УГЛЕРОДА

С.Э. Вомперский

ВСТУПЛЕНИЕ

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 следствий потепления климата для биосферы. Насколько усилится 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 знаниями углеродного цикла экосистем. Над этой фундаментальной проблемой идет работа ученых в рамках ряда международных и национальных 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.

Хотя на болота приходится лишь 2–4% поверхности земли, они рассматриваются как один из основных углеродных пулов биосферы (Moore, Bellamy, 1974). По Болину (Bolín, 1986) в земном резервуаре органического углерода доля "ветландов" составляет около 15% мировых запасов, а по Горхаму (Gorham, 1991) доля только северных болот около трети мирового запаса, принимаемого по Посту и др. (Post et al., 1982). Однако даже площади болот и запасы торфа (связанного углерода) оцениваются очень приблизительно во всем мире, в том числе и в России. Еще менее изучено с количественной стороны функционирование болотных экосистем, и прежде всего баланс усвоения ими атмосферного углерода при фотосинтезе и его освобождения в процессе деструкции органического вещества торфа при разных внешних условиях и на разных стадиях развития болот.

Содержание.

1. Вступление. 5
2. МАСШТАБЫ ЗАБОЛОЧЕННОСТИ В МИРЕ И В РОССИИ. 6
3. ОСОБЕННОСТИ ЦИКЛА УГЛЕРОДА В БОЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМАХ. 8
4. ВХОДЯЩИЙ ПОТОК УГЛЕРОДА. 11
5. ВЫХОДЯЩИЙ ПОТОК УГЛЕРОДА.
 - 5.1. Выделение CO_2 болотами.
 - 5.2. Влияние гидромелиорации на торфяники и выделение CO_2 .
 - 5.3. Выделение CH_4 болотами.
 - 5.4. Вынос углерода болот со стоком и другим путем.
6. БАЛАНС ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА БОЛОТ – НЕТТО-ЭКОСИСТЕМНАЯ ПРОДУКЦИЯ (NEP).
 - 6.1. Среднее долговременное и кратковременное депонирование углерода болотами (NEP).
 - 6.2. Текущее связывание атмосферного углерода болотами.
 - 6.3. Параметры болот в глобальных расчетах связывания углерода, вклад болот России.
7. ПОТЕПЛЕНИЕ КЛИМАТА И ДИНАМИКА БОЛОТООБРАЗОВАНИЯ.
8. НЕРЕШЕННЫЕ ВОПРОСЫ УГЛЕРОДНОГО ЦИКЛА БОЛОТ.
9. ЛИТЕРАТУРА. 32

И.А. Шилов

Тревогу вызывает тот факт, что Россия, имея прекрасные традиции в изучении болот в прошлом (Танфильев, 1888; Аболин, 1914; Доктуровский, 1922; Сукачев, 1927; Кац, 1948; Пьявченко, 1963; Тюремнов, 1976; Иванов, 1957, 1975; Романов, 1961; и пр), ныне отстает от мирового болотоведения. Это относится как к учету самого болотного фонда, так и к его изучению, особенно функционированию болотных экосистем, оценке баланса веществ в энергии. Дошло до того, что даже площади болот России (СССР), их вклад в углеродный обмен оцениваются не нашими, а зарубежными исследователями (Kivinen, Pakarinen, 1980; Armentano, Menges, 1986; Aselman, Crutzen, 1989; Gorham, 1992).

Цель данной статьи – привлечь внимание русских ученых к исследованию углеродного цикла болот, к изучению и оценке биосферного вклада болот России в баланс углерода. Статья является попыткой дать анализ современных знаний в этой области преимущественно по литературным и частично собственным данным и наметить наиболее актуальные задачи исследований.

МАСШТАБЫ ЗАБОЛОЧЕННОСТИ ЗЕМЕЛЬ В МИРЕ И В РОССИИ

Первая трудность исследователей функциональной роли болот в биосфере связана с оценкой площадей болот, глубин торфа и запасов углерода. Недостаток хороших исходных данных учета болот, разный объем понятия болота, разные цели и методы учета обуславливают существующий разброс оценок площадей болот и источник главных (наряду с тропическими лесами) ошибок в определении глобального углеродного пула биоты. Так, площади "ветландов" (включающих и неторфообразующие экосистемы) или собственно болот оцениваются разными величинами уместающимися в пределах от 2 до $5,7 \times 10^6$ км² (Leith, 1975; Whittaker, Likens, 1975; Moore, Bellamy, 1974; Kivinen, Pakarinen, 1981; Matthews, Fung, 1987; Aselman, Crutzen, 1989). Считают, что основная масса болот в бореальной зоне, а на тропические болота отводят 12% (Armentano, Menges, 1986) и 10% (Franzen, 1992). Верховых болот севернее 50° с.ш. насчитывают $2,6 \times 10^6$ км² из $5,3 \times 10^6$ км² всех ветландов (Matthews, Fung 1987), $1,9 \times 10^6$ км² из общей площади $5,7 \times 10^6$ км² (Aselman, Crutzen, 1989).

Еще менее известны глубины торфа и особенно запас углерода в болотах мира. Последний в предельных оценках колеблется от 145 PG "C" ($P = 10^{15}$) для ветландов (Schlesinger, 1977) до 10^6 PG "C" только для бореальных и субарктических болот (Gorham, 1991). По-видимому, лучше ориентироваться на умеренные оценки Международного общества по торфу (International Peat society..., 1983): площадь болот мира (peatlands) – 5×10^6 км² (3,5% суши земли), а запасы торфа – $400-800 \times 10^9$ (40% влажности), т.е. в пересчете на углерод 120–240 PG.

В Канаде – стране, сходной по масштабам и природе заболачивания с Россией, площадь болот оценивается разными авторами в очень широком интервале от $5,9 \times 10^6$ до 130×10^6 га (Zoltai, Pollett, 1983). Последние, используя почвенную карту и другой материал (методика не описана) установили, что в Канаде 170×10^6 га болот (18% земель страны).

Не лучше обстоит дело в России с учетом болот, от которого сильно

зависит точность мировых оценок. Н.Н. Розов (1962), исходя из почвенных карт масштабов 1:4 и 1:10 млн установил для СССР (включая и тундры) площадь болот в границе "0" залежи $1,87 \times 10^6$ км², а болот с торфяным слоем в 30 см и более – $1,02 \times 10^6$ км². С.Н. Тюремнов (1976), исходя из материалов разведки торфяных месторождений объединением "Торфгеология", оценивал их площадь для СССР – $0,83 \times 10^6$ км², а для РСФСР – $0,77 \times 10^6$ км²; на основе данных "Торфгеологии" А.С. Оленин (1988) определял соответственно $0,86 \times 10^6$ км² и $0,8 \times 10^6$ км².

В.В. Романов (1961) экспертно оценил площадь заболоченных и болотных земель бывшего СССР – 200 млн га. Н.И. Пьявченко и Е.Д. Сабо (1962) привели экспертные оценки заболоченных и болотных земель: 180 млн га для всей территории (без лесотундры и тундры), в том числе 150 млн га в Гослесфонде. Ссылаясь на эту работу Л. Хейкурайнен (Heikurainen, 1964) не верно процитировал цифру 150 млн га как относящуюся ко всем территориям заболоченных и болотных земель бывшего СССР. Впоследствии за рубежом еще раз появилась цифра 150 млн га, но уже только болот бывшего СССР без объяснения, как она получена (Kivinen, Pakarinen, 1980) Н.И. Пьявченко (1963) еще раз дал экспертно площадь заболоченных и болотных земель бывшего СССР – 211 млн га. Наконец, после специальной обработки материалов лесоустройства (учета лесного фонда) под руководством Е.Д. Сабо появилась оценка для бывшего СССР: 245 млн га заболоченных земель и болот (без тундры и лесотундры и без болот сельхозпользования), в том числе в пределах Гослесфонда – 229 млн га (Сабо, 1974; Вомперский и др., 1975; Сабо и др., 1981). Правда, в эти оценки частично вошли и неотторфованные лесные минеральные гидроморфные земли. Как видно из приведенных данных, их разброс велик и они не учитывают все болотные земли страны. В расчетах глобального углеродного цикла болот для бывшего СССР иностранные авторы принимали площадь болот $0,83 \times 10^6$ км² (Armentano, Menges, 1986), $1,5 \times 10^6$ км² (Gorham, 1991) при соответственно расчетной глубине торфа 1,0 и 2,5 м и, конечно, с резко различными итоговыми оценками вклада в углеродный баланс наших болот.

Для выявления биосферной роли болот необходимо знать все отторфованные, включая заболоченные площади, в том числе и в субарктике. Специальная работа по более точной оценке заболоченности земель страны была организована в Институте лесоведения РАН. В основу положена почвенная карта РСФСР (1988), М. 1:2500 тыс. Привлекались также другие материалы (данные объединения "Торфгеология", карты растительности, типов болот и др.). Предварительные общие итоги ее: площадь болот – 139 млн га, в том числе 95 млн в тундре и на мерзлых грунтах тайги, площадь заболоченных (мелкоотторфованных – до 30 см) земель – 230 млн га, в том числе 179 млн га в тундре и в условиях мерзлоты в тайге. Из этих данных следует, что 21,6% территории суши России – отторфованные земли. Очень велика оказалась площадь заболоченных земель в таежной зоне – 163 млн га (в том числе в условиях мерзлоты – 112 млн га). Все это обязывает экологов обращать большее внимание на изучение явления заболачивания, столь типичного для наших ландшафтов.

ОСОБЕННОСТИ ЦИКЛА УГЛЕРОДА В БОЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМАХ

Как известно, биосферная функция любых биогеоценозов осуществляется через взятие ими из окружающей среды вещества и энергии, удержание их в себе и возврат за "границу" биогеоценоза. Эти три звена – фотосинтез автотрофов, удержание веществ в живых и косных (детрит, гумус, торф) компонентах биогеоценоза и деструкция органического вещества (автотрофное и гетеротрофное дыхание) – образуют биологический круговорот, в котором центральное место принадлежит углероду. В высушенном растительном веществе и в детрите грубо около половины массы приходится на углерод и его круговорот в значительной мере отражает круговорот всех остальных элементов биомассы. Упрощенно пулы и потоки углерода в биогеоценозе (обмен внутри и с внешней средой) можно представить в виде схемы (рис. 1).

Воздействие экосистем на содержание углерода в атмосфере выявляется интегральной разностью за определенное время всех потоков его входящих в экосистему и выходящих из нее. Эта разность может быть определена через изменение запаса органического вещества во всех компонентах биогеоценоза за время t , т.е. оценкой нетто-экосистемной продукции – "NEP" (Netto ecosystem production). Последняя, как известно, подсчитывается исходя из нетто-первичной продукции – "NPP" фитоценоза за минусом гетеротрофного дыхания, которое затрачивается на отпад, опад (Уткин, 1975), а также с учетом прихода–расхода веществ, привносимого абиотическими факторами (осадки, сток, эрозия).

Некоторая обычно небольшая часть прихода веществ выносятся из экосистемы в сток и с эрозией. Мы обращаем на это внимание потому, что еще широко циркулируют в литературе оценки положительного влияния земного покрова на атмосферу только через NPP – подсчетом прироста его биомассы (связыванием CO_2 и выделением O_2 живыми растениями), забывая о параллельном процессе связывания O_2 и выделения CO_2 при разложении органического вещества в биогеоценозах, осуществляемого гетеротрофными организмами (рис. 1). Оценка пулов и потоков углерода как между составляющими биогеоценоза компонентами, так и с внешней средой является в настоящее время первоочередной задачей экологии, без решения которой нельзя оценить как современную биосферную роль экосистем, так и их динамику в будущем.

В условиях роста CO_2 атмосферы более ценными являются те биогеоценозы, которые способны больше взять двуокиси углерода из атмосферы и больше удерживать в себе углерод, т.е. обладать максимальным запасом углерода во всех компонентах системы. Для каждого экотопа существует свой оптимальный состав и структура сообщества, при которых наиболее быстро система достигает своего максимального углеродного пула, а ее газообмен с атмосферой приближается к нулю. Можно полагать, что этот углеродный пул и скорости его достижения (как и потери при внешних воздействиях) будут разными не только для разных формаций (леса, луга, болота), но и внутри них по крайней мере по разным функциональным (для атмосферы) группам типов биогеоценозов.

Подавляющее большинство наземных биогеоценозов характеризуется

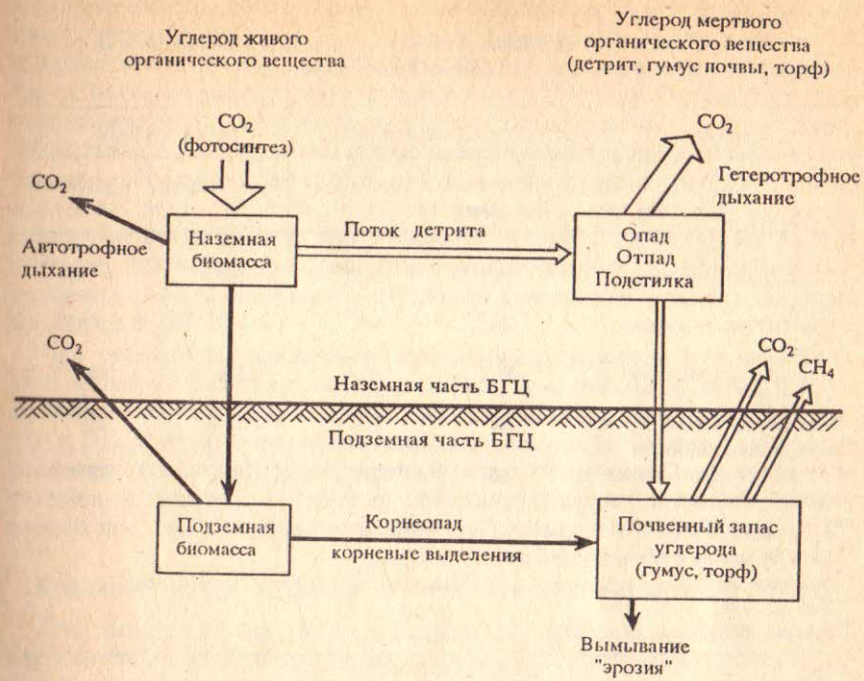


Рис. 1. Упрощенная схема "резервуаров" и потоков углерода в биогеоценозе

замкнутостью биологического круговорота (Вомперский, 1991), т.е. нулевым балансом прихода–расхода веществ за время его круговорота (одна или несколько генераций автотрофов). На более коротких интервалах времени биогеоценоз выступает то как поглотитель атмосферного углерода, то как источник его эмиссии, но в среднемголетнем масштабе поддерживается постоянство углеродного пула, типичного для того или иного типа биогеоценоза.

Леса, например, на временных интервалах в 10–20 лет обладают наибольшей амплитудой выброса и стока в них углерода. Максимальная эмиссия CO_2 характерна для периодов ослабления их роста и разрушения древостоев как результат естественных и антропогенных процессов. Особая роль принадлежит пожарам и рубкам леса. В последнем случае 2/3 углерода в вырубленной массе быстро разлагается до CO_2 , разрушается также подстилка и гумус почвы. Восстановление углеродного пула в лесу происходит за счет новых генераций, причем максимальное связывание характерно для периода большого роста молодых древостоев, т.е. в возрасте 30–60 лет. К сожалению, отечественных попыток составления баланса углерода наших лесов крайне мало.

Специфичность биосферной функции болот обуславливается незамкнутостью у них цикла круговорота веществ, когда системы ежегодно возвращают в окружающую среду меньше веществ, чем забирают из

Таблица 1

Общий (в фитомассе и почве) запас углерода и скорость его связывания из атмосферы в некоторых лесах и болотах (Вомперский, 1991)

Показатель	Суходольные леса		Болотные леса	
	тропические дождевые	бореальные	тропические	бореальные
Общий запас углерода, 1000 г·м ⁻²	26,7 ^{1*}	24,3 ^{1*}	796,4 ^{1*, 3*}	407,8 ^{2*}
Возраст гумуса, торфа, ¹⁴ C лет	681 ^{4*}	800 ^{5*}	4270 ^{3*}	9500 ^{2*}
Годичное связывание С, г·м ⁻² ·год ⁻¹	39,2	30,4	186	43
Доля связанного С от го- дичной продукции, %	3,8	4,3	18,3	8,6
Средняя скорость связы- вания С в голоцене, г·м ⁻² ·год ⁻¹	2,8	2,6	84	43

1* Ajtay et al., 1979.

2* Данные автора и его сотрудников.

3* Anderson, 1983.

4* Кобак, 1988.

5* Frenzel, 1983.

нее. Образуется положительный баланс, и поэтому растущие болота являются уникальными в наземной биоте экосистемами постоянного стока в них из атмосферы углерода, накапливаемого в виде торфа. Именно в торфяной залежи сосредоточен главный пул углерода на болоте, тогда как в лесу значительный запас С содержится в фитоценозе. Несмотря на то, что болота обычно уступают в первичной продуктивности наиболее продуктивным зональным экосистемам (лесам), последние вследствие более интенсивного круговорота веществ почти весь прирост фитомассы минерализуют, что, в частности, выражается в повышенном потоке CO₂ из почвы в суходольном лесу даже по сравнению с заболоченным (Смирнов, 1954; Смирнов и др., 1964). Преимущество же болот, как бореальных, так и тропических, в связывании углерода особенно на больших интервалах времени (табл. 1) проявляется наиболее сильно (Вомперский, 1991).

Хотя болота в целом рассматриваются как биом постоянного в них стока атмосферного углерода интенсивность этого процесса у разных болот и на разных стадиях развития может быть разной. Более того, имеются болота, прекратившие увеличивать толщину торфа, или даже с разрушающейся залежью. Последнее характерно для регионов, где сформировавшийся в современную эпоху континентальный климат стал неблагоприятен для болотообразования – в условиях мерзлоты грунта и развития денудации прошлых отложений торфа. Такие в прошлом болота теперь являются источниками выделения углерода в атмосферу.

Наконец, имеется точка зрения, что в геологическом масштабе времени современные болота могут подойти к замкнутому балансу углерода, когда вместе с аэробным анаэробное освобождение углерода из ставшей очень большой толщи торфа сравняются с NPP – величиной текущего связывания углерода живым покровом. Согласно модели Климо (Слупо, 1984), такое время приблизительно может наступить за пределами возраста болота – 50 тыс. лет. Современным болотам до такого возраста далеко. Из известных болот, вероятно, наиболее старым с непрерывным торфяным отложением является болота в Борнео – 20 тыс. лет, глубина – 30 м (Раулен, 1985), которое продолжает расти. Известен и торфяник 200 м глубиной с многочисленными прослоями минерального грунта в Греции (Нейштад, 1986).

Как отмечалось, связывание атмосферного углерода (торфонакопление) является интегральным результатом (см. рис. 1) входящего автотрофного потока углерода и всех выходящих преимущественно в форме CO₂ и CH₄. К сожалению, практически нет прямых балансовых измерений основных потоков углерода, оцененных одновременно. Очень трудоемка техника исследований. Поэтому приходится ограничиваться оценками разных потоков углерода, измеренных за разные интервалы времени.

ВХОДЯЩИЙ ПОТОК УГЛЕРОДА – ПЕРВИЧНАЯ НЕТТО-ПРОДУКЦИЯ БОЛОТ

Главный входящий поток углерода на фитоценотическом уровне оценивается учетом нетто-прироста фитомассы лесоводственно-таксационными и геоботаническими методами за временной интервал в 1–10 лет. Для болот, независимо от их географического положения, характерно, что годовая нетто-продукция олиготрофных болот уступает мезотрофным и особенно евтрофным. Например, в Карелии грядово-мочажинные болота в исследованиях Г.А. Елиной и др. (1977) колебались от 440 до 600 г·м⁻²·год⁻¹, а мезотрофные от 750 до 1000 г·м⁻²·год⁻¹. В Западной Сибири олиготрофные болота, по Ф.З. Глебову, Толейко, (1975), продуцировали 210–420 г·м⁻²·год⁻¹, а евтрофные – 720 г·м⁻²·год⁻¹.

Как и следует ожидать, при движении с севера на юг первичная продуктивность болот растет соответственно теплообеспеченности. По данным Горхама (Gorham, 1974) осоковые болота увеличивают продукцию от 200 до 900 г·м⁻²·год⁻¹ при росте среднелетних температур от +8 до +20°, а продукция лесных болот в Миннесоте (США), в зоне лесостепи (47°30′) достигала 13 500 г·м⁻²·год⁻¹. Конечно, параллельно растет и активность деструкторов этой продукции, что ограничивает торфонакопление.

Болота, включая лесные, в большинстве случаев в бореальном климате характеризуются меньшей продуктивностью, чем зональные леса (Пьявченко, 1967; Казимиров, Морозова, 1973; Елина, Кузнецов, 1977; Вомперский, Иванов, 1978; Медведева и др., 1977, Reinikainen et al., 1984). Некоторые типы проточных лесных евтрофных болот могут достигать высших показателей первичной продуктивности фитомассы естественно дренированных лесов, как, например, высокобонитетные черноольховые леса на хорошо проточных болотах (Юркевич и др., 1968). По некоторым данным (Anderson, 1983; Leith, 1975), тропические лесные и безлесные

болота также могут не уступать самым продуктивным дождевым лесам. Однако в целом для главных регионов болот в гумидной зоне первичная нетто-продуктивность заболоченных и болотных лесов и особенно более обводненных безлесных болот обычно заметно ниже естественных лесов дренированных местообитаний. В таежной зоне продуктивность болот колеблется обычно в пределах $400-1000 \text{ г}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$, тогда как леса продуцируют здесь примерно в 1,5 раза больше. Сопоставляемые значения отмечены для болот-плащей Англии $300-900 \text{ г}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$ (Smith, Forrest, 1978), а также для болот южной Финляндии (Reinikainen, 1984). Последние отметили, что за вегетацию эффективность усвоения солнечной радиации (ФАР) в годичной продукции составляет: $0,7-1,5\%$ у безлесных болот, $0,9-3,5\%$ у лесных болот и $1,4-3,3\%$ в естественно дренированных лесах.

Существенно различие лесов и болот в фракционном составе формируемого годичного прироста фитомассы. В лесу главным продуцентом выступают деревья, на болотах же, даже лесных, ведущее (или значительное) место в создании органического вещества принадлежит растениям нижних ярусов — болотным мхам, травам, кустарникам. Понятно, что эти различия в фракционном составе и размере годичной продукции болот от лесов не так существенны, чтобы объяснить торфонакопление у болот и отсутствие его в лесах и других наземных биомах.

ВЫХОДЯЩИЙ ИЗ БОЛОТ ПОТОК УГЛЕРОДА

Выделение CO_2 болотами

Основная масса углерода, связанного в органическом веществе растений (их опад и отпад) освобождается в аэробных условиях гетеротрофными организмами, образующими главный поток CO_2 , идущий с поверхности почвы в атмосферу. Это характерно и для болот, большая часть ежегодного прироста органического вещества их минерализуется в процессе торфообразования в зоне аэрации болот. При постепенном подъеме болотных вод за прирастающей вверх поверхностью торфяника первоначально аэрировавшиеся слои торфа переходят в "инертную", затопленную толщу, в которой продолжается (но значительно более медленно) разложение растительных остатков с образованием метана и некоторых других органических соединений-продуктов анаэробного гетеротрофного "дыхания".

Натурных оценок потока CO_2 с поверхности болот сравнительно мало. Такие исследования (камерный метод учета CO_2 выделения) нами впервые были организованы в 1961–1965 гг. в Ленинградской обл. (Вомперский, 1968). Оказалось, что этот процесс очень динамичен, по отдельным срокам сезона его интенсивность может не отличаться у болот разного генезиса и подвергнутых или неподвергнутых мелиорации. По наблюдениям тех лет с естественных (или слегка затронутых осушением) лесных болот в вегетационный период интенсивность потока чаще всего находилась в пределах $50-250 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{ч}^{-1}$. Согласно К.И. Кобак (1988), в Ленинградской обл. верховое болото выделяло летом не более $87-$

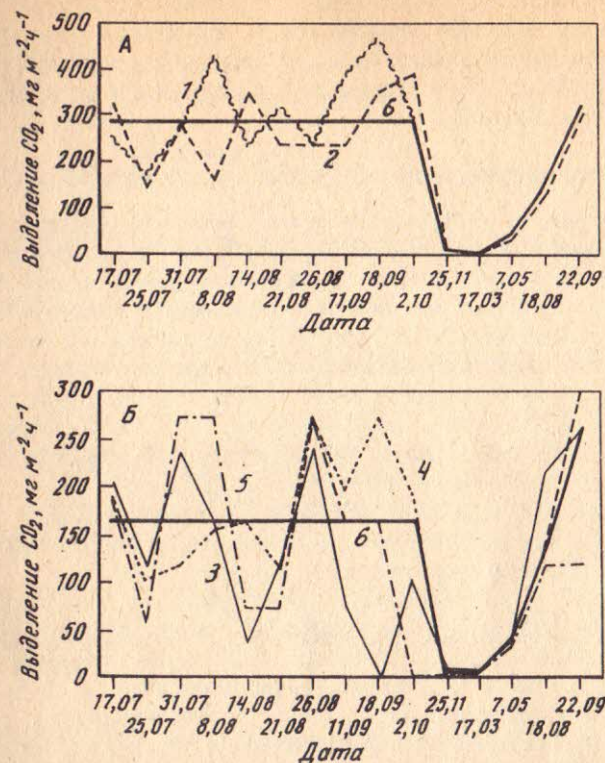


Рис. 2. Выделение CO_2 с поверхности почвы в суходольных лесах (А) и на болотах (Б) (1992 г., Западнодвинский стационар, Тверская обл., неопубликованные данные сотрудников Ин-та лесоведения РАН)

Типы местообитаний: 1 — сосняк лишайниковый; 2 — ельник кисличный; 3 — сосняк кустарничково-сфагновый; 4 — черноольшаник папоротниковый; 5 — грядово-мочажинный комплекс; 6 — среднее значение.

$133 \text{ мг}\cdot\text{CO}_2\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{ч}^{-1}$, в среднем за сезон $87-104 \text{ мг}$ ($2,1-2,5 \text{ г}\cdot\text{CO}_2\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$), а сосняк сфагновый в июле–августе в среднем по годам $258 \text{ мг}\cdot\text{CO}_2\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{ч}^{-1}$ ($6,2 \text{ г}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$). В Финляндии безлесное болото летом при температуре $+10-+15^\circ\text{C}$ выделяет $100-150 \text{ мг}\cdot\text{CO}_2\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{ч}^{-1}$ (Silvola, 1986).

Согласно новым нашим исследованиям, в Тверской обл. (Западнодвинский стационар Института лесоведения РАН) различия между болотными типами в 1992 г. не выявлены, но явно заметно, что поток с болот меньше, чем из суходольных лесов. Как видно из рис. 2 (неопубликованные данные А.Г. Ковалева, Л. Мустонина и др.), в среднем за сезон интенсивность потока углерода с поверхности почвы болот была $45 \text{ г}\cdot\text{С}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{ч}^{-1}$ ($165 \text{ мг}\cdot\text{CO}_2$), а в лесу он был $77 \text{ мг}\cdot\text{С}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{ч}^{-1}$. Заметим, что в региональном для Швеции расчете Х. Эрикссон (Eriksson, 1991) принимала выделение углерода при почвенном дыхании на болотах $49 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{ч}^{-1}$, в лесу — $74 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{ч}^{-1}$ (за теплый период — 180 день-год $^{-1}$).

Трудностью использования оценок почвенного "дыхания" в балансовых расчетах является невозможность разделения регистрируемого потока CO_2 на составляющие: часть, обязанную деструкции органического вещества (собственно гетеротрофное дыхание), и часть, образуемую дыханием живых корней.

Влияние гидромелиорации на торфяники и выделение CO_2

Общеизвестно, что гидромелиорация и особенно сельскохозяйственная (сочетаемая с обработкой почвы, удобрениями, отчуждением урожая) сопровождается развитием водной и ветровой эрозии и ведет к стимуляции микробного разложения органического вещества (усилению гетеротрофного потока C в атмосферу). Все это ведет к сработке залежи. Темпы ее сильно зависят от климата, типа залежи, агротехники. В бывшем СССР, например, максимальные темпы сработки торфа зарегистрированы в Белоруссии на Минской болотной станции, тогда как на порядок меньше скорости оказались в Кировской, Новгородской областях и Барабинской низменности (Бамбалов, 1984; Ефимов, 1986).

Темпы сработки торфяной залежи в Калифорнии (США) достигали $9,7 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$ (26 лет эксплуатации), минимальными были в Нидерландах $-0,7 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$ (103 года эксплуатации) (Armentano, 1979).

Совершенно другая обстановка характерна для гидросомелиорации, оперирующей значительно меньшей интенсивностью осушения. Отсутствие пахоты почвы и ежегодного отчуждения продукции (последнее свойственно даже пастбищному использованию), а также нередко возрастающая общая первичная продуктивность фитоценоза при гидросомелиорации казалось бы, определяют, по крайней мере, существенно меньшую сработку торфа и компенсацию ее увеличением наземной биомассы. Тем не менее последствия лесоосушения болот для углеродного пула торфяной залежи оцениваются специалистами по-разному, главным образом из-за недостатка знаний и трудностей прямого учета всех статей баланса почвенного углерода.

Мы не раз высказывались о том, что гидросомелиорация слабо влияет на активность деструкторов в торфяных почвах и что сам процесс торфонакопления, меняясь при лесоосушении не прекращается (Вомперский, 1968; Vompersky, Smagina, 1984; Vompersky, 1991) до стабилизации постмелиоративных сукцессий спустя несколько десятилетий.

Нередко о разрушении залежи судят по осадке торфа после осушения с различными допущениями части ее, обязанной окислению (с выделением CO_2). Известно, что осадка торфа, наиболее быстро проходящая в первые годы, обязана преимущественно уплотнению торфа, т.е. чисто физическому процессу, а последующая осадка рассматривается как следствие разложения органического вещества (Eggelsman, 1976). На рис. 3 приведены результаты наблюдений на Западно-Двинском стационаре, где в течение 17 лет после осушения было проведено семь прецизионных нивелировок поверхности почвы. Каждый раз наряду с сетью "твердых" точек-свай (у колодца) и реперов нивелирные рейки ставились через каждый метр хода (механически) прямо на поверхность

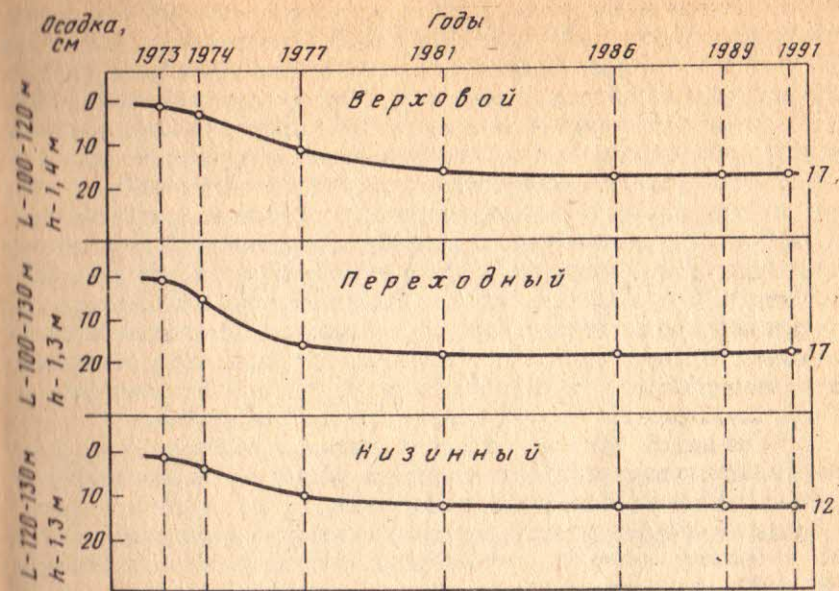


Рис. 3. Осадка торфяников за 17 лет действия гидросомелиорации по данным 7-кратных прецизионных нивелировок поверхности почвы (Западнодвинский стационар, Тверская обл.)

почвы, которые затем переносились на профиль. Как видно из рис. 3, общая осадка поверхности в середине межканавных полос составила 12 см на низинном и 17 см на верховом и переходном осушенных болотах. Если отнести первые 4–5 лет на физическую осадку, то последующее снижение с 1979 по 1991 г. (12 лет) составило на низинном – переходном и верховом болотах соответственно 2,0, 2,5 и 5 см, причем не регистрируется осадка в этом ряду в течение последних 6, 3 и 2 лет. Если принять, что процесс уплотнения действительно закончился к 1979 г., то за 12 последующих лет годичная осадка, относимая на счет окисления торфа была 1,6–4,2 мм/год, или с учетом разной объемной массы – потеря его могла составить 190–290 $\text{г}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$. Правда, явная тенденция уменьшения темпа осадки или даже уже прекращение ее говорит о стабилизации процесса.

Приведенный пример (рис. 3) можно по темпам осадки торфа считать типичным для лесоосушения, который подтверждается рядом литературных данных (Lukkala, 1949; Braekke, 1983; Laine et al, 1992. и др.). Однако отмечены и случаи более сильной осадки – 60 см за 26 лет на омбротрофном болоте (Braekke, 1987) и даже 1,5–2,0 м (?) за 30 лет (Brangrud, 1979, цит. по: Armentano, Menges, 1986).

Наши наблюдения на осушенных лесных болотах в Ленинградской обл. (Вомперский, 1968) за биологической активностью почв разными методами показали, что она меняется мало, а сама степень разложения торфа в верхнем слое увеличивается (абсолютно) не более чем на 10–15%, за 30–

40 лет действия мелиорации оставаясь невысокой – 20–30%. Эти результаты были в хорошем согласии с невысокой интенсивностью выделения CO_2 из почвы, которая, отражая и автотрофное дыхание корней, не была пропорциональной большим различиям в продуктивности и соответственно степени осушения. Например, в 1965 г. в осушенном сосняке Ia бонитета при средней за сезон глубине почвенно-грунтовых вод 64 см средняя интенсивность почвенного "дыхания" была $169 \text{ мг } \text{CO}_2 \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{ч}^{-1}$, а при глубине уровня 19 см и продуктивности сосны Va класса бонитета $118 \text{ мг } \text{CO}_2 \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{ч}^{-1}$. В целом за ряд лет наблюдений поток CO_2 с осушенных болот чаще всего находился в пределах $100\text{--}400 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{ч}^{-1}$ ($100\text{--}400 \text{ г } \text{C} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$). В последующие годы, в наших исследованиях количество опада в лесах на осушенных болотах и скорости его разложения (Западно-Двинский стационар) был сделан вывод, что процесс торфонакопления после лесосушения не прекращается, он лишь уменьшает свою скорость (Vompersky, Smagina, 1984). Спустя ряд десятилетий круговорот веществ должен, по нашей гипотезе, стабилизироваться, и болото по типу функционирования превратится в лес (с нулевым многолетним балансом углерода) при условии работы осушительной сети.

Однако в литературе нет единства взглядов на роль гидромелиорации в балансе углерода лесоболотных систем. Ф. Брэкке (Braekke, 1983, 1987) констатирует разную осадку торфа (от $0,3\text{--}0,9 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$ до $2,3 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$) в зависимости от свойств болот и режима ведения лесного хозяйства, согласно его данным максимальная потеря углерода может достигать $290 \text{ г } \text{C} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$. Сильвола (Silvola, 1986) считает, что при лесосушении в Финляндии поток CO_2 с поверхности почвы возрастет в 2,7–3,0 раза, а соответствующие потери углерода составляют $350 \text{ г } \text{C} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ (700 г торфа). По исследованиям в Ленинградской обл. К.И. Кобак (1986), поток CO_2 на осушенных переходных лесных болотах возрастает в 2,5–3 раза. Однако согласно недавним исследованиям в Центральной Финляндии (Laine et al., 1992) отрицательный баланс торфяной залежи после осушения складывается только в олиготрофных условиях, где реакция древостоя на осушение незначительна. В мезо-олиготрофных условиях процесс торфонакопления (за счет наземного и подземного опада) перекрывает потери от разложения торфа и запас углерода увеличивался в среднем за 30 лет периода осушения с темпами $40\text{--}60 \text{ г } \text{C} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$.

Наличие столь противоположных точек зрения на последствия для торфяных залежей их гидроресомелиорации ведет к совершенно разным глобальным оценкам. Некоторые (Armentano, Menges, 1986), исходя из Skoroparov, 1961) посчитали, что лишь 14% величины осадки болот в Финляндии–СССР соответствуют окислению органического вещества торфа при сельскохозяйственном использовании болот ($217 \text{ г } \text{C} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$), а при лесосушении они приняли в глобальных расчетах на долговременном масштабе времени освобождение углерода, равное $30 \text{ г } \text{C} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$. Горхам (Gorham, 1991) использовал величину в 12 раз большую – $362 \text{ г } \text{C} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ (согласно упомянутой работе Silvola, 1986) и заметил, что истинная величина, вероятно, где-то выше минимальной ($30 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$). Конечно, этот вопрос еще нуждается в изучении.

Выделение CH_4 болотами

Благодаря работам отечественных микробиологов (Бегак, Беликова, 1934; Курбатова-Беликова, 1954) утвердилось мнение, что процесс торфообразования в основном заканчивается в зоне аэрации торфяной залежи и что после вступления торфяного слоя в зону затопления разложение растительных остатков практически прекращается. Между тем известно всем, что затопленные болота выделяют метан, т.е. в анаэробных условиях идет разложение, но количественно процесс считался несущественным. По некоторым оценкам лишь 0,5% ежегодной первичной нетто-продукции болотного фитоценоза (в конце концов вся она поступает на торфообразование) превращается в CH_4 (Brown et al., 1989), а из всего количества разложенного в анаэробных условиях органического вещества примерно половина углерода выделяется в форме CH_4 , а остальное составляют CO_2 и другие соединения. Другие исследователи в своих расчетах принимали, что выделяемый в форме CH_4 углерод составляет 2–7% первичной нетто-продукции болот (Aselman, Crutzen, 1989). Тем не менее болота рассматриваются как главный естественный биогенный поставщик метана в атмосферу (Cicerone, Oremland, 1988), что ставит под сомнение их "антипарниковую" роль.

По современным представлениям, метан образуется только в абсолютной анаэробной среде, больше в некоторых срединных (не объяснено почему) слоях торфяника. С понижением болотных вод выделение метана логарифмически убывает (Sebacher et al., 1986). Выделяется (диффузно и пузырьками) тот метан, который, проходя через зону аэрации, не "съедается" метанотрофными бактериями, остальной метан находится в толще торфа; будучи малю растворимым в воде и слабо подвижным, он освобождается преимущественно лишь при разрушении болота – прокопке канав, добыче торфа и т.д. (Brown et al., 1989). Наличие микрорельефа – неоднородность зоны аэрации болота и его парцеллярная мозаичность – являются причиной большой пространственной вариации потока метана, отражающего к тому же колебания погоды и трофность среды (Sebacher et al., 1986; Bartlett et al., 1989; Shotyк, 1989). Все это обуславливает дискретность выделения метана и большой разброс оценок потока CH_4 (табл. 2), нередко отличающихся на два порядка и более.

Несмотря на трудность усреднений, все же считается, олиготрофные болота продуцируют метана значительно меньше, чем евтрофные; это рекомендуется учитывать в региональных расчетах. Но сами оценки пока очень разноречивы. Согласно ряду исследований (Svensson, Rosswall, 1984; Whalen, Reeburgh, 1988; Moore, Knowles, 1990), средний поток CH_4 для северных олиготрофных болот – около $5 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{день}^{-1}$, а по другим данным (Crill, et al., 1988), в Северной Миннесоте среднее значение гораздо выше – $106 \text{ мг} \cdot \text{CH}_4 \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{день}^{-1}$.

Наблюдения, проведенные сотрудниками Института лесоведения РАН на Западно-Двинском стационаре в 1991–1992 гг. (рис. 4) (материал пока не публиковался) показали, что поток CH_4 с поверхности почвы не регистрировался на олиготрофном сосново-сфагновом болоте и был существен-

Таблица 2

Интенсивность выделения метана в безморозный период по некоторым исследованиям

Местоположение	Тип болота	Выделение метана, $\text{мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{день}$	Автор
США, Аляска	Олиготрофный	4,9–119	Sebacher et al., 1986
То же, $64^{\circ}51'$	Эвтрофный	3,4–44,7	Whalen, Reeburgh, 1988
Канада, субарктика	"	0–112	Moore, Knowles, 1987
Канада, Квебек, $54^{\circ}18'$	"		
	окрайки фена	9–65	Moore et al., 1990
	центр фена	29–125	—
	разные фены	56"	—
Швеция, субарктика	Олиготрофный	0,5–5,6	Svensson, 1980
То же	Олиготрофный–эвтрофный	0,3–950,4	Svensson, Rosswall, 1984
США, Миннесота, $47^{\circ}32'$	Олиготрофный, безлесные	77	Crill et al., 1988
	Олиготрофный, облесенный	102–294	—
	Эвтрофный	142–325	—
		207**	—
		11–866	
США, Флорида, 25°	"	4,2–81,9	Bartlett et al., 1989

* Среднее взвешенное по доле участия разных типов фенотипов.

** В числителе – общее для всех типов среднее; в знаменателе – размах индивидуальных измерений.

ным в черноольховом болоте. Обращает внимание факт весьма низкого и нединамичного содержания CH_4 в приземном слое воздуха на верховом болоте (контроль), в то время как фоновая концентрация в черноольховом болоте резко колебалась. Это говорит о дискретности выделения CH_4 в последнем случае и скорее всего отсутствии потока CH_4 из почвы в атмосферу на облесенных сфагновых болотах, где в засушливое время не исключен и обратный поток CH_4 из атмосферы в почву. Харрис с соавт. (Harris et al., 1982) регистрировали поглощение до $5 \text{ мг} \cdot \text{CH}_4 \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{день}^{-1}$ почвой при опускании уровня болотных вод (Вирджиния, США). Этот процесс отмечен и для торфяных почв тундры (Wahlen et al., 1990), а в суходольных хвойных и лиственных лесах умеренной зоны поглощение CH_4 считается заметной статьей круговорота метана (Stuedler et al., 1989; Born et al., 1990).

Гидромелиорация, понижая почвенно-грунтовые воды, увеличивает роль почвенных метанотрофов, превращает осушенные болота скорее в поглотители атмосферного метана, чем в его генераторы (Svensson et al.,

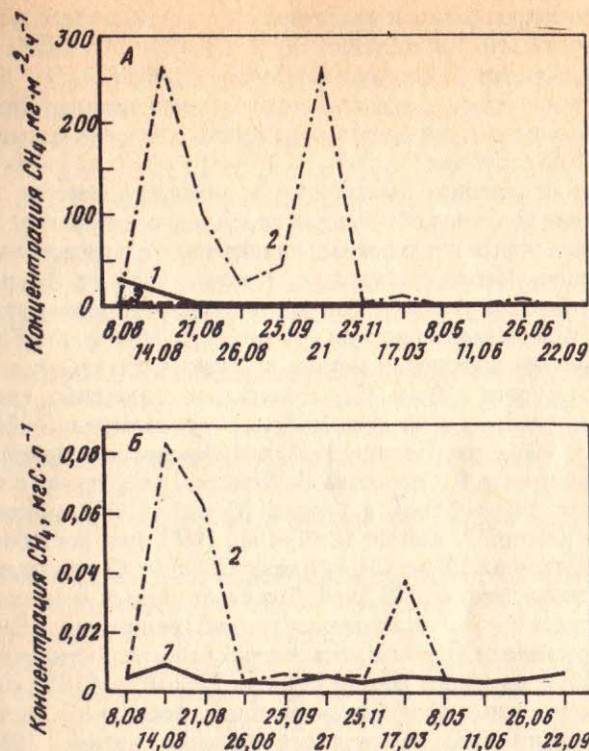


Рис. 4. Выделение CH_4 с поверхности болот (А) и фоновая концентрация углерода CH_4 в приземном слое воздуха (Б)

Типы болот: 1 – грядово-мочажинный кустарниково-сфагновый комплекс (омбротрофный); 2 – сосняк кустарниково-сфагновый (минеротрофный); 3 – черноольшаник папоротниковый (минеротрофный)

1991). Однако дно канав может служить местом локальной разгрузки резервуара метана, каковыми рассматриваются торфяники (Brown et al., 1989). Можно полагать, что вследствие снятия верхнего слоя торфа при его разработке процесс выделения метана усиливается.

Серьезным источником ошибочных оценок эмиссии CH_4 болотами, слишком большой его варибельности является отсутствие жесткой стандартизации техники наблюдений и особенно физического поведения наблюдателей на болоте. "Сравливание" накопившегося объема метана из насыщенного водой торфяника при давлении на его поверхность массой наблюдателя еще до установки регистрационной камеры обуславливает затем оценку лишь остаточного состояния, что предопределяет заниженную оценку "камерным" методом действительного потока CH_4 . Да и без внешнего воздействия дискретность больших (пузырьковых) потоков метана не позволяет в срочных наблюдениях оценить сумму выделившегося CH_4 за сезон (год). Например, Моор с соавт. (Moore et al.,

1990), зарегистрировавшие эпизодически (большой) выброс метана (в августе) отметили, что он составил от 18 до 65% (по разным объектам) суммы всей эмиссии за бесснежный сезон – 186 дней. Вот почему для региональных и годовых оценок потока метана надежда сейчас возлагается на его определения также с помощью вышек и самолетов (при содействии NASA, США).

Все выше отмеченные недостатки и неопределенности в оценках эмиссии метана болотами обусловили самое разное отношение специалистов к величине нормы этого потока, принимаемого в региональных расчетах. Арментано, Менгес (Armentano, Menges, 1986) не брали в расчет глобального баланса углерода болот, его расход на поток метана B. Svensson et al., (1991) для Швеции исходя из данных по Миннесоте (США) (Crill et al., 1988) приняли выделение метана из низкопродуктивных безлесных олиготрофных болот $190 \text{ мг } \text{CH}_4 \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{день}^{-1}$, из безлесных евтрофных – $350 \text{ мг } \text{CH}_4 \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{день}^{-1}$, а из лесных болот соответственно 104 и $208 \text{ мг } \text{CH}_4 \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{день}^{-1}$. Францен (Franzen, 1992) для Швеции со ссылкой на данные исследований самого Б. Свенссона (B. Svensson) исходил из потока $55 \text{ мг } \text{CH}_4 \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{день}^{-1}$ ($10 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$), а Горхам (Gorham, 1991), руководствуясь упомянутой работой Р. Крилла (Crill et al., 1988), для всех болот (кроме тропических) принял $103 \text{ мг } \text{CH}_4 \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{день}^{-1}$ ($77,5 \text{ мг } \text{C}$) при продолжительности расчетного периода 180 дней. При столь разных нормах расчетного потока итоговые оценки оказываются трудно сравнимыми. Например, по Швеции поток метана с болот в упомянутых работах (Svensson et al., 1991; Franzen, 1992) оценивался соответственно $2250 \cdot 10^9$ и $63 \cdot 10^9 \text{ г} \cdot \text{год}^{-1}$. Меньшие, но значительные различия в оценках глобального вклада болот: $46 \cdot 10^{12} \text{ г } \text{CH}_4 \cdot \text{год}^{-1}$ (без тропических болот) (Gorham, 1991), $80 \cdot 10^{12} \text{ г } \text{CH}_4 \cdot \text{год}^{-1}$ (Aselman, Crutzen, 1989) и $115 \cdot 10^{12} \text{ г } \text{CH}_4 \cdot \text{год}^{-1}$ (Cicerone, Oremland, 1988). Пока не все ясно, как с источниками генерации атмосферного метана разного изотопного состава, так и с ролью болот.

Тепличный эффект метана в 20 раз превышает двуокись углерода, к тому же CH_4 высоко фотохимически агрессивен для озонового слоя атмосферы. Правда, с учетом различной во времени "жизни" CH_4 (14,4 г) по сравнению с CO_2 (230 л) и молярной основы считается, что тепличный эффект метана лишь в 3,7 раза больше углекислоты (Lashof, Ahuja, 1990). Но и в этом случае **максимальные** из упомянутых глобальные потоки CH_4 с болот должны так усиливать парниковый эффект, что он не может компенсироваться связыванием CO_2 за счет накопления торфа. Иначе говоря, если эти оценки верны, то получается, что болота стимулируют парниковый эффект. Скорее всего складываемые в расчет нормы эмиссии метана болотами завышаются. Необходимы основательные исследования баланса углерода болот. Таким образом, одной из актуальных задач болотоведов – экологов является более точная оценка действительного вклада болот в генерацию метана в биосфере.

Вынос углерода болот со стоком и иным путем

Эта статья баланса может иметь существенное значение. Углерод в форме растворимых карбогидратных, фенольных, альдегидных, карбоксильных соединений, а также фульво- и гумусовых кислот присутствует в болотной воде в десятках $\text{мг} \cdot \text{л}^{-1}$ (Базин и др., 1979; Глухова, 1990; и др.). В частности, по В.Н. Ефимову, в Ленинградской обл. вода болот содержит C в среднем за летние месяцы $27,7\text{--}54,4 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$, по исследованиям в Канаде – $59 \text{ мг} \cdot \text{л}^{-1}$ (Dalva, Moore, 1991).

Вынос со стоком растворенного органического углерода по отдельным болотам существенно варьирует как из-за особенностей самих болот, их геоморфологии (определяющих концентрации "растворов"), так и по причине колебания объема стока, его распределения в году от менее 1 до более $20 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ (Eckhardt, Moore, 1990; Mulholland, Kuenzler, 1979; Urban et al., 1989). В региональных расчетах для низкопродуктивных болот Швеции (с приростом древостоя менее $1 \text{ м}^3 \cdot \text{га}^{-1}$) (Eriksson, 1991) принимается вынос со стоком равный $8 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$. Близкая величина – более $5 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ считается характерной вообще для бассейнов таежной зоны России.

Сильным фактором в некоторых условиях может выступать эрозионный вынос из торфяника органического материала. Для болот на склонах, в частности плащевых болот Англии, Ирландии, этот процесс очень важен, причем большой вклад дает донная эрозия, развитие в последние 150–200 лет оврагообразования в торфяниках (Labadz et al., 1991). Вынос седиментов широко колеблется (по Walling, Webb) средняя величина порядка $50 \text{ т} \cdot \text{км}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$. Эрозия болот наблюдается и у нас в условиях мерзлоты грунта, с ней связано формирование болотных микроландшафтов (Иванов, 1969). На Аляске (Kling et al., 1991) от 7 до 20% нетто-экосистемной продукции углерода болот переносится в озера и реки, а затем, разлагаясь там, выделяется с поверхности воды в атмосферу. Авторы склонны в этом видеть главную причину несоответствия скорости современного торфонакопления, определяемого по фотосинтезу и дыханию колеблющейся от 40 до 120 г углерода на 1 м^2 в год (Billings, 1987; Coyne, Kelley, 1975) со скоростью, определяемой на основе радиоуглеродных датировок, равной всего лишь $13 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ (Schell, 1983, цит. по: Kling et al., 1991).

Особое место принадлежит пожарам. Частота и сила их, количество выгораемого торфа трудно предсказуемы и, вероятно, можно говорить лишь о средних величинах на больших интервалах времени.

БАЛАНС УГЛЕРОДА БОЛОТ – НЕТТО-ЭКОСИСТЕМНАЯ ПРОДУКТИВНОСТЬ (NEP)

Среднее долговременное и кратковременное депонирование углерода болотами

Результирующая баланса углерода оценивается накопленной массой торфа. При этом "снимаются" неясности определений отдельных статей баланса. О накоплении торфа судят по скорости вертикального прироста поверхности почвы болот с учетом объемной массы торфа. Различают "долговременный средний" (за всю жизнь болота и периоды в тысячу лет и более) и кратковременный (краткосрочный) средний прирост (за несколько десятилетий, столетий) (Tolonen et al., 1992). Представление о средней скорости прироста болот в высоту за все время их существования (по датировкам абсолютного возраста торфяника и его глубине) дает табл. 3. Согласно обширной литературе, бореальные болота прирастают в среднем (с времени возникновения) со скоростью 0,2–1,5 мм·год⁻¹ (Aaby, Tauber, 1975; Zurek et al., 1976; Пьявченко, 1985; и др.), а тропические болота – до 3,5 мм·год⁻¹ (Rajunen, 1981). Прирост и качество торфа отражают не только климат периода его формирования, но и местные условия водно-минерального питания болота (Frenzel, 1983), поэтому скорость торфонакопления очень варьирующая величина во времени и пространстве. Даже в

Таблица 3
Долговременный годичный прирост торфа в высоту

Местоположение	Прирост в высоту, мм·год ⁻¹	Автор
Карелия. Болота со степенью разложения торфа	низкой	Елина и др., 1984
	средней	
	высокий	
Эстония		Валк, 1971
Московская область		Илометс, 1980
Западная Сибирь, таежная зона		Нейштадт, 1977
Тюменская область		Нейштадт, 1979
Томская "		

*В числителе – средневзвешенное для всей толщи торфа; в знаменателе – пределы для отдельных периодов голоцена.

Таблица 4

Средняя за долгий срок скорость связывания болотами атмосферного углерода

Местоположение, тип питания	Скорость аккумуляции гС·м ⁻² ·год ⁻¹	Авторы
Швеция		Mattson, Koutler-Andersson, 1954
Центральная и северная части		Svensson G., 1988 Franzen, 1992
Финляндия		Tolonen, 1979; Tolonen et al., 1992
Дания		То же Aaby, Tauber, 1975
Сфагновые болота		Van der Molen et al., по: Tolonen et al., 1992
Нидерланды		Van Smeerdijk, 1989
Англия, плащевые болота		Jones, Gore, 1978
Канада		Reader, Stewart, 1972 Warnar et al., по: Tolonen, 1992
США, Миннесота		Heinselmann, 1970

*В числителе – среднее значение; в знаменателе – пределы оценок.

Таблица 5

Долговременная аккумуляция углерода болотами (NEP) в процентах от их первичной нетто-продукции (NPP)

Местоположение	NEP, % от NPP	Автор	Местоположение	NEP, % от NPP	Автор
Финляндия	8–33	Pakarinen, 1975	Россия	9–17	Пьявченко, 1985
"	Менее 20	Tolonen, 1979	США, Аляска	6–60	Billings, 1987
Эстония	4–14	Илометс, 1980	Канада	8–9	Gorham, 1988
Англия	6–52	Tallis, 1983	Россия, Карелия	7–20	Елина и др., 1984

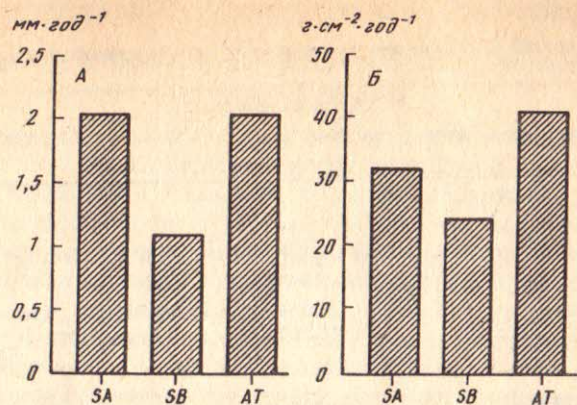


Рис. 5. Интенсивность торфонакопления (А) по материалам 26 разрезов на территории России (анализ Института лесоведения РАН) и интенсивность долговременной аккумуляции углерода болотами (Б) по исследованиям в Карелии (по: Елина и др., 1984) за разные периоды голоцена

одном профиле (точке) послойные колебания очень велики, в частности (Tolonen et al., 1992) отмечали 20-кратные различия прироста в высоту торфяников в исследованных индивидуальных колонках (Tolonen et al., 1992).

К сожалению, до недавнего времени обширные радиоуглеродные датировки торфяников (для целей палео-ботанических и -климатических реконструкций) редко сопровождалась определениями объемной массы торфов, без чего невозможно точно оценить величины связывания углерода болотами. Данных же специальных исследований мало (табл. 4), они показывают, что долговременная скорость аккумуляции углерода (либо за всю жизнь болота, либо за периоды в несколько сот лет и более) варьирует для Швеции, Финляндии, Дании от 5 до 45 г·м⁻²·год⁻¹; в Канаде 13–70 г·м⁻²·год⁻¹, а в Нидерландах, и особенно плащевые болота в Великобритании, показывают более высокие скорости связывания до 102 г·м⁻²·год⁻¹. Столь широкие колебания долговременной скорости накопления торфа говорят о разнокачественности болотных экосистем в их влиянии на биосферу и трудности выбора репрезентативной средней величины связывания углерода для региональных расчетов.

Ряд исследователей (табл. 5) пытались выразить величину долговременной аккумуляции в процентах к современной нетто-продукции болот, чтобы, используя последнюю, можно было бы "угадать" долговременный NEP. Как видно из табл. 5, колебания широкие, и если отбросить предельные значения, то величина NEP от NPP у болот находится чаще всего в пределах 7–30%.

Различные по теплообеспеченности периоды в голоцене сказались на разной долговременной скорости накопления торфа. Минимальный темп прироста торфов характерен был для малого климатического оптимума, а максимальный для современного – малого ледникового периода (рис. 5).

Таблица 6
Краткосрочное связывание углерода болотами в поверхностном слое торфяника

Местоположение, тип болота	Средняя аккумуляция, г·см ⁻² ·год ⁻¹	Продолжительность периода, лет	Автор
Финляндия			
разные типы болота Lakka-suo	55,4–112,6	260	Tolonen et al., 1992
зарастание выработанного ombrotрофного болота	Около 100 (43–289)	От нескольких лет до 38	Lainevesi, Tolonen, 1985
Швеция			
минеротрофные болота	15,6; 28,6	До 150	Franzen, 1992
ombrotрофные болота	38–45		Tolonen et al., 1988
Англия, разные типы Maine			
кочки	21–384		–
понижения	23–48	135	–
зарастание выработанного торфяника	60–183	29–46	–
Канада, Онтарио			
сфагновый покров	51–55	4	Rochefort et al., 1990
США, Массачусетс			
сфагновые сплавины	90	50	Hemond, 1980

Наиболее приближенными к современному климату являются краткосрочные оценки скорости аккумуляции органического вещества болотами за последние несколько десятилетий, столетий (Tolonen et al., 1992). Прирост, подсчитываемый делением массы торфа в поверхностном слое на возраст в основании этого слоя (табл. 6), характеризует не только близкое время в прошлом, но и скорость разложения в "acrotelm", а также торфонакопление молодых болот. В поверхностных слоях болота краткосрочная скорость депонирования углерода заметно выше средней долговременной оценки (см. табл. 4), в предельных случаях она достигает 290–380 г·м⁻²·год⁻¹ (табл. 6), что говорит о еще незаключившемся процессе разложения растительных остатков. Однако главные деструктивные процессы органического материала уже прошли. Согласно данным ряда исследователей, от 80 до 94% первичной нетто-продукции разлагается в "acrotelm", т.е. в зоне аэрации (Heal et al., 1975; Moore et al., 1975; Pakarinen, 1975).

Текущее связывание атмосферного углерода болотами

Текущий (за день, год, 10 лет) баланс углерода любой экосистемы предполагает учет всех приходных и расходных статей непосредственно (без осреднения) за исследуемый период. Интегральная разность всех статей баланса веществ за этот срок – текущий NEP болота. Балансы за очень короткие временные интервалы непосредственно определить

трудно, нередко они мало показательны для прогнозов, поэтому для их определения прибегают к использованию долговременных средних оценок скорости накопления углерода болотами. Взаимоперенос современных и прошлых оценок NPP, NPP для реконструкции и прогнозов торфонакопления также встречает много неопределенностей. Среди них: необязательная корреляция послонной величины торфонакопления, показателей качества торфа с соответствующими колебаниями климата (Frenzel, 1983), разнообразие последующих за отложением торфа деструктивных факторов — пожары эрозия (Иванов, 1969; Kling et al., 1991), разного "веса" анаэробного разложения залежи.

Долговременная скорость накопления торфа, получаемая делением накопленной массы торфа на время его образования, характеризует усредненную годичную скорость депонирования атмосферного углерода (NER) за все время существования болота. Между тем текущий NPP болота со временем, по мере накопления торфяной толщи, имеет тенденцию снижаться при всех прочих одинаковых условиях. Растет поток углерода, освобождаемый из становящейся все более мощной торфяной залежи при анаэробном разложении. Иначе говоря, текущее (сегодняшнее) связывание атмосферного углерода при постоянстве NPP и условий разложения должно быть несколько меньше среднего долговременного NPP (см. табл. 4), особенно, чем NPP в "молодости" болота.

Климо (Слупо, 1984) предложил модель, учитывающую анаэробное разложение во всей толще залежи: $x = \frac{p}{a}(1 - e^{-at})$, где x — накопленная на единице площади масса торфа в затопленном состоянии (в catotelm) за время t ; p — ежегодное поступление органических остатков (торфа) в анаэробную зону; a — доля разложения всей массы в catotelm. Пользование моделью предполагает наличие послонных в профиле торфяника определений абсолютного возраста и объемной массы торфа. Коэффициент разложения (a) величина порядка 10^{-4} .

Применение формулы Климо (R. Слупо) к образцам из Северной Америки показало, что текущее связывание углерода болотами по этой модели на 1/5 меньше величины средней долговременной оценки (Gorham, 1991), а по исследованиям в Финляндии — на 1/3 (Tolonen et al., 1992). Правда, как отметили упомянутые исследователи, далеко не во всех изученных ими профилях наблюдается уменьшение с глубиной "сохраняющейся" массы торфа, соответственно модели Климо (R. Слупо) нередки и случаи "прямолинейности" этой зависимости, т.е. если NPP было постоянным, разложения в catotelm не было.

В действительности же соответственно трендам климата, местным условиям водно-минерального питания и стадиям эндогенеза происходят изменения в величине NPP, составе торфообразователей, скорости их разложения, развитии эрозии и скорости торфонакопления. Современный NPP не обязательно должен быть равным среднеголетнему значению даже без учета анаэробного потока углерода из залежи (Слупо, 1984).

В регионах, где современный климат оказался неблагоприятным болотообразованию, текущий NPP болот изменился или даже стал отрицательным, т.е. происходит разрушение торфяных залежей, выделение (вынос) ранее депонированного углерода. Масштабы этих процессов неясны. В

Якутии, на Камчатке, Сахалине в зоне лесотундры и северной тайги Сибири имеются бугристые болота, прекратившие свой прирост 1,5–2 тыс. лет назад, разрушающиеся при сочетании термокорста, эрозии и низком NPP; возраст торфа уже в верхнем (20 см) слое оказывался равным 4–6 тыс. лет (Пьявченко, 1971; Хотинский, 1977; Климанов, Серебряная, 1986; Хотинский, Климанов, 1985). Однако встречаются указания и об удовлетворительном современном приросте бугристых торфяников в Западной Сибири (Новиков и др., 1981). Отсутствие прироста вечно-мерзлых болот отмечалось в Канаде (Zoltai, Tarnocai, 1975; Zoltai, Pollett, 1983).

Удивительным феноменом являются выпуклые омбротрофные болота — "рямы" в Барабинской лесостепи Сибири (Новосибирская обл.). Мощность сфагновых верхних торфов и их превышение в рельефе достигает 8–9 м (Гуськовское болото — "Каменный рям", Баксатинское болото). Когда-то очень благоприятные условия торфонакопления сменились недостатком атмосферного увлажнения и теперь не исключено, что эти болота имеют близкий к нулю или даже отрицательный баланс углерода.

Весьма неоднородны по "режиму работы", как мы уже отмечали (Вомперский, 1991), мелкоотторфованные болота. Среди них имеются как периодически меняющиеся (по влажным и засушливым годам) знак своего углеродного баланса, так и постоянно прирастающие, и напротив — разрушающиеся. Возраст и генезис их различен, особенно если иметь ввиду разные природные зоны. Молодые (постоянно прирастающие) мелкоотторфованные болота вследствие незакончившегося процесса деструкции растительных остатков и отсутствия анаэробного потока углерода из "catotelm" характеризуются повышенной краткосрочной величиной NPP. Смена знака баланса углерода у мелкоотторфованных болот может приводить к полному исчезновению торфяного слоя и повторному его возникновению. Такие "полуболота-полулеса" имеют замкнутый цикл круговорота веществ, но с большим, чем у леса времени круговорота.

Таким образом, текущий баланс углерода естественных болот, их современный NPP — более трудно определяемая характеристика болот, чем долговременная или средняя кратковременная скорость депонирования ими атмосферного углерода. Априори можно предложить деление болот на четыре категории по величине NPP: интенсивно депонирующие атмосферный углерод, слабо депонирующие, сбалансированные и разрушающиеся. К сожалению, мы не располагаем количественными оценками распределения болот России по этим категориям.

Параметры болот в глобальных расчетах связывания углерода, вклад болот России

Глобальные расчеты углеродного потока из атмосферы в болота основываются на столь ограниченных или ненадежных эмпирических данных (площади, глубина торфа, объемная масса, прирост болот и др.), что, несмотря на некоторую видимость научной основы, сами расчеты близки к полужурналистским оценкам. Ключевое значение имеет выбор "средних" для региона (мира) параметров расчета. В табл. 7 дается сводка известных нам попыток определить для болот разных стран и мира поглощение

Таблица 7

Средние характеристики болот в глобальных и региональных расчетах дог- временной аккумуляции углерода

Страна (регион)	Площадь 10 ⁶ га	Глубина торфа, м	Объем- ная мас- са, г·см ⁻³	Содер- жание С, %	Прирост в высо- ту, мм·год ⁻¹	Скорость аккумуля- ции С, г·м ⁻² ·год ⁻¹	Авторы
Канада. Все бо- лота	105–107	—	—	—	—	19	Bovill et al., 1983,
В том числе прирастающие	84	—	—	—	—	—	по: Armen- tano, Men- ges, 1986
Финляндия– СССР. Все боло- та	159,7	1,0	0,16	50	0,25	20	Armen- tano, Men- ges, 1986
В том числе прирастающие	93,5	—	—	—	—	—	
Швеция. Низ- копродуктив- ные болота*	4,7	—	0,09	54	0,5	25,5*	Eriksson, son, 1991
Швеция. Расту- щие болота	—	—	—	—	—	—	
северная часть (осо- ковые)	5,2	1,3–1,4	0,10	55	0,3–0,4	16–22	Franzen, 1992 .
южная часть (сфагновые)	1,1	3,2	0,07	51	0,53	20	—
Все болота мира	450	—	0,07	50	0,7	25	Silvola U., 1986
Все болота (кроме тро- пических)	330	2,3	0,112	51,7	0,5	29	Gorham, 1991
Все болота (кроме тро- пических)	450	—	0,07	51	0,6	21,4	Franzen, 1992

*К низкопродуктивным болотам Эрикссон (Eriksson, 1991) отнесла болота, прирост древесины на которых менее 1 м³·год⁻¹.

**Величина, принятая для регионального расчета. Исходя из линейного прироста объемной массы и содержания С в торфе скорость аккумуляции должна быть 24,3 гС·м⁻²·год⁻¹, а исходя из приводимого в статье среднего прироста торфа – 50 г·м⁻²·год⁻¹, 27 гС·м⁻²·год⁻¹.

ими углерода с соответствующими параметрами расчетных характеристик болот.

Как видно из табл. 7, несмотря на некоторую вариацию принимаемых в расчете значений объемной массы торфа, содержания в нем углерода и вертикального прироста болот – наиболее важная производная расчета – скорость аккумуляции С (NEP) оказалась варьирующей в сравнительно

узких пределах от 19 (16–22) до 29 г·м⁻²·год⁻¹. Это довольно осторожное "назначение", если сравнить его с цифрами большинства непосредственных определений NEP (см. табл. 4). В среднем, согласно табл. 7, долговременный NEP болот равен 22,4 г·м⁻²·год⁻¹. По-видимому, эту величину, можно рассматривать как близкую к предполагаемой средней для прирастающих болот с глубиной торфа более 30–50 см.

Переходя к попытке оценить депонирующую углерод функцию болот России и принимая упомянутые 22,4 г·м⁻²·год⁻¹ в качестве средней для прирастающих болот остается неясность, как оценивать вклад мелко-торфованных заболоченных земель и сколько болот прекратили рост или разрушаются? Если пренебречь последними (их доля в общей площади скорее сравнительно невелика) и допустить, что в среднем депонирующая углерод функция мелко-торфованных земель составляет только треть от болот с глубоким торфом, то болотные земли России депонируют около 50 млн тС·год⁻¹ (при площади болот – 139 млн га и мелко-торфованных земель – 230 млн га). Конечно, это грубая оценка. Вряд ли поэтому есть смысл уменьшать ее на 20% для перехода к текущему связыванию углерода (на эмиссию метана), так как вероятные пределы ошибки лежат ниже ±25–30%. Некоторое улучшение оценки возможно привлечением расчет отечественных данных о приросте болот на основе обобщения имеющихся разрозненных радиоуглеродных датировок болот; такая работа сейчас ведется в Институте лесоведения РАН. Однако главный путь – поднять на новый качественный уровень наши знания о природе болот России.

В региональных и глобальных расчетах баланса углерода биоты принято учитывать следствия ее эксплуатации. Разработка торфа на топливо изменилась в последние 10–15 лет на использование торфа в овощеводстве, садоводстве, химической переработке и др. при общем сокращении добычи до 134,5 млн т (40% влажности) в 1991 г. (данные фонда ПГО "Торфология, 1991), т.е. до 27 млн т С·год⁻¹. Если принять 1,5 млн га осушенных болот в сельском хозяйстве России при освобождении 3 т С·га⁻¹·год⁻¹ (по: Бамбалов, 1984, потери органического вещества торфа колеблются от 1 до 10 т·га⁻¹·год⁻¹) то 4,5 млн т·С·год выделяется в атмосферу из-за сельскохозяйственного пользования. Если expertно принять, что потери углерода происходят от подготавливаемых к добыче торфяных полей и первые 5 лет после окончания добычи (до зарастания полей) в 3 млн т·С·год⁻¹, то суммарная потеря углерода – 34,5 млн т·С·год. Мы при этом учитываем новое лесосушение, которое сейчас практически прекратилось и с первыми годами которого вероятен отрицательный баланс углерода. При таком счете итоговый баланс всех болот России положителен, т.е. порядка 16 млн т углерода в год они еще связывают. Как видим "плата" за использование болот изменением их регионального баланса углерода велика. Положительный биосферный эффект громадных, казавшихся бы, площадей нетронутых в России болот принципиально сокращается при малой доле их эксплуатации. Согласно Арментано, Менгеса (Armentano, Menges, 1986) болота бывшего СССР к 1980 г. даже являлись существенным источником поступления углерода в атмосферу –

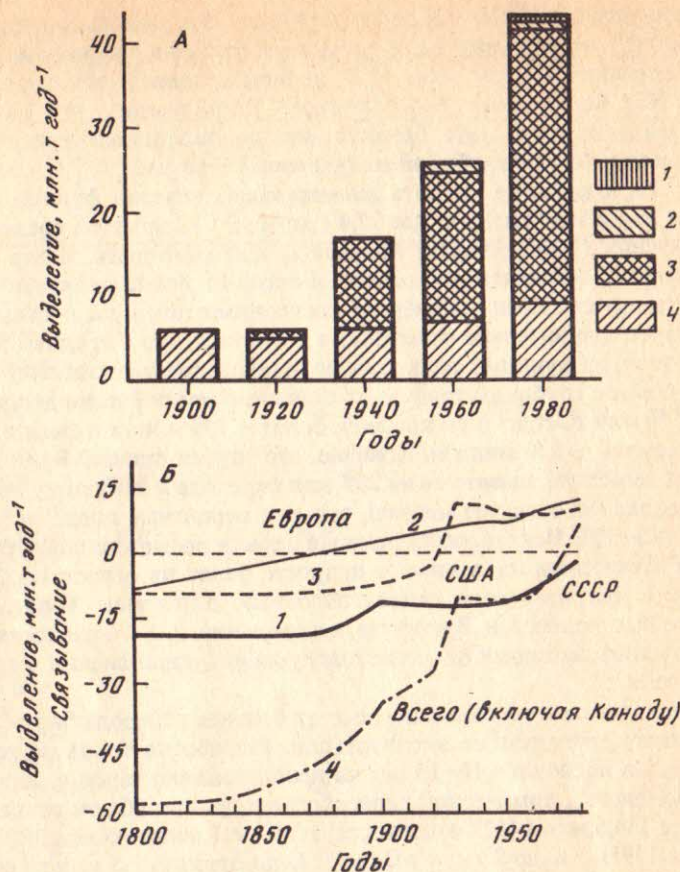


Рис. 6. Выделение углерода вследствие использования болот быв. СССР (А) и баланс углерода (Б) естественных и освоенных болот умеренной зоны (Armentano, Menges, 1986)

Виды пользования (А): 1 – лесосушение; 2 – промышленное; 3 – сжигание; 4 – сельскохозяйственное

27 млн т·С·год⁻¹. Отрицателен по модели этих авторов и мировой баланс углерода болот даже без учета сжигаемого на топливо торфа (рис. 6). Конечно, все эти цифры еще подлежат проверке и не исключены очень серьезные изменения.

ПОТЕПЛЕНИЕ КЛИМАТА И ДИНАМИКА БОЛОТООБРАЗОВАНИЯ

Здесь мы коснемся самых общих качественных следствий для углеродного баланса болот возможного или даже уже наступившего парникового эффекта климата. Не касаясь разных предсказаний силы изменения климата, рассмотрим лишь наиболее часто прогнозируемый вариант: небольшое потепление и уменьшение осадков в центральных районах

европейской части России и значительное потепление (на 2–5°) и увеличение осадков в субарктике и в северной и центральной частях Сибири.

Для болот таежной зоны России, где существовавшие климатические условия, благоприятствовали интенсивному торфонакоплению, уменьшение осадков и потепление "сдвинет" водный режим к некоторому аналогу неинтенсивной гидромелиорации, подобно применимой в лесной козайстве. Наиболее заметны будут следствия для автоморфных болот. Процессы залесения беслесных болот усилятся. Возможно одновременное усиление как NPP, так и разложения органических остатков, предсказание NPP затруднительно. Вероятно, южная граница распространения болот атмосферного питания поднимется на север. Масштабы изменений будут, понятно, связаны с силой изменения климата и особенно в теплую половину года. Зона интенсивного болотообразования сдвинется на север и частично займет нынешнюю лесотундру.

Наиболее опасна для освобождения углерода из торфа судьба мелко-торфованных болот. Их площадь в таежной зоне громадная – 163 млн га, и для большей части их баланс углерода неустойчив уже при современном климате. Скорость освобождения углерода из мелко-торфованных земель подлежит изучению. Правда, все это будет проходить при одновременном увеличении продуктивности древесного яруса и депонирования углерода в древесине.

Наиболее, пожалуй, непредсказуемы изменения болотообразования в условиях многолетней мерзлоты почво-грунтов. С одной стороны, потепление здесь и увеличение осадков значительно усилят болотообразование, а торфонакопление вновь образуемых болот в первые 100–200 лет кратковременная скорость аккумуляции углерода будет в 2–3 раза больше, чем у болот с мощной залежью, с другой – термокарстовая эрозия и вынос с ней органического материала из существующих болот, а также улучшение дренажа их будут способствовать освобождению углерода торфа в атмосферу. Кроме того, вероятно и значительное образование новых непродуцирующих площадей – водоемов из талых вод, освобожденных вследствие разморзания грунтов.

НЕРЕМВЕННЫЕ ВОПРОСЫ УГЛЕРОДНОГО ЦИКЛА БОЛОТ

Читатель мог убедиться, что ни один из обсуждавшихся в статье вопросов углеродного цикла болот от фундаментальных до прикладных нельзя считать удовлетворительно разрешенным. Биогеоценология перешла в стадию количественных исследований круговорота веществ и энергии, знание которых пока очень недостаточное, чтобы делать хорошие прогнозы естественной и антропогенной динамики болот, предлагать надежные методы управления ими.

Громадное разнообразие болот на большом пространстве России пока далеко не покрыто даже экспедиционными исследованиями. Мы плохо представляем современную (в голоцене) историю возникновения и флуктуации болотообразования в разных регионах. Учет болот разной природы (разного функционирования) еще долго будет задачей поисковых организаций, без этого, даже зная средообразующие возможности

болот разных типов и провинций, нельзя подсчитать суммарный эффект всех болот. Необходимы разному спланированные абсолютные датированные болотных профилей, сопровождаемые непосредственными определениями объемной массы торфов, их ботанического состава, степени разложения, зольности, а также другими характеристиками самого болота (геоморфология, стадия развития, особенности растительности и т.п.).

Особого внимания заслуживают заболоченные земли. К сожалению, наших болотоведов пока нет доступных надежных методов датировки молодых (50–200 лет) органических остатков растений, без чего нельзя оценить современную скорость болотообразования и время возникновения молодых болот. Гетерогенность мелкоотторфованных болот и поэтому различие в углеродном цикле делает эту категорию болот трудно оцениваемой по биосферной роли. Разноречив или отсутствует материал приросту бугристых и полигональных болот. Неясно, сколь распространены явления разрушения болот и какова интенсивность этого процесса.

Сказанное, а также неясности оценок последствий эксплуатации болот ограничивают надежность определения суммарного углеродного баланса болот России, что важно для экополитики – обоснования нашего долга перед мировым сообществом в ликвидации углеродного загрязнения атмосферы.

Наконец, самой серьезной проблемой является отставание у нас фундаментальных знаний функционирования болот. Это касается и прямых исследований баланса углерода (болотных) биогеоценозов разной природы, разной выраженности болото- и лесообразовательных процессов, разной степени замкнутости круговорота углерода и времени его удельного выхода в экосистеме. Очень разноречивы, как было показано выше, данные о потоке метана из болот. Дискуссионно влияние гидроресурсов мелиорации на баланс углерода. Нет пока хорошей экспериментальной основы зависимостей обмена углерода болот с атмосферой от климатических (погодных) факторов, чтобы использовать их в модельных экспериментах. Конечно, все эти исследования трудоемки, дороги и требуют современного оснащения. Однако без таких работ невозможно продвижение вперед и в этом обозначилось наше отставание от лидеров мирового болотоведения. Хотелось бы верить, что ненадолго.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке ГНТП № 18 “Глобальные изменения природной среды и климата” (проект 4.3.2), также РФФИ (№ 93-04-20716).

Автор признателен А.И. Уткину, Ф.Н. Золотовой за помощь в подборе литературы и Л. Маркеловой за помощь в подготовке рукописи.

ЛИТЕРАТУРА

Аболин Р.И. Опыт эпигенетической классификации болот // Болотоведение. 1979. Вып. 3. С. 1–55.
 Базин Е.Т., Зеленая О.А., Ларин И.Ф. и др. Влияние осушительных мелиораций на химический состав и свойства торфяной воды // Рациональное использование природных ресурсов. Калинин, 1979. С. 69–74.
 Бамбалов Н.Н. Баланс органического вещества торфяных почв и методы его изучения. Минск: Наука и техника, 1984. 175 с.

Белая Д.А., Беликова Н.М. Количество и распределение микроорганизмов в верховных торфяниках // Тр. Науч.-исслед. торфяного ин-та. 1934. Вып. 4.
 Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим. Л., 1976. 450 с.
 Валк У.А. Об изменениях климата Эстонии в голоцене (по материалам изучения торфяных болот) // Палинология голоцена. М., 1971. С. 43–52.
 Вомперский С.Э. Биологические основы эффективности лесосушения. М.: Наука, 1968.
 Вомперский С.Э. Лес и болото: особенности круговорота веществ и проявления биосферной роли // Лесоведение. 1991. № 6. С. 54–64.
 Вомперский С.Э., Иванов А.И. Вертикально-фракционная структура и первичная продуктивность сосняков болотного ряда // Лесоведение. 1978. № 6. С. 13–27.
 Вомперский С.Э., Сабо Е.Д., Формин А.С. Десосушительная мелиорация. М.: Лесн. пром-сть, 1975. 296 с.
 Глебов Ф.З., Толейко Л.С. О биологической продуктивности болотных лесов, лесообразовательных и болотообразовательных процессах // Бот. журн. 1975. Т. 60, № 9. С. 1336–1347.
 Глухова Т.В. Химический состав почвенно-грунтовых вод лесных болот и вынос веществ со стоком при гидроресурсомелиорации: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М.: МГУ, 1990. 18 с.
 Докторовский В.С. Болота и торфяники, строение и развитие их. М., 1922.
 Дудина Г.А., Кузнецов О.Л. Биологическая продуктивность болот Южной Карелии // Стационарное изучение болот и заболоченных лесов в связи с мелиорацией. Петрозаводск, 1977. С. 105–123.
 Дудина Г.А., Кузнецов О.Л., Максимов А.И. Структурно-функциональная организация и динамика болотных экосистем Карелии. Л.: Наука, 1984. 128 с.
 Ефимов В.Н. Торфяные почвы и их плодородие. Л.: Агропромиздат, 1986. 264 с.
 Иванов К.Е. Основы гидрологии болот лесной зоны и расчеты водного режима болотных массивов. Л.: Гидрометеоздат, 1957. 500 с.
 Иванов К.Е. Эрозионные явления на болотах и их роль в формировании озерно-болотных ландшафтов Западной Сибири // Тр. Гос. гидротехн. ин-та. 1969. Вып. 157. С. 78–97.
 Иванов К.Е. Водообмен в болотных ландшафтах. Л., 1975. 280 с.
 Иломес М.А. Связь между скоростью аккумуляции торфа и первичной продуктивностью болота в Юго-Западной Эстонии // Бот. журн. 1980. Т. 65. С. 1237–1244.
 Казимиров Н.И., Морозова Р.М. Биологический круговорот веществ в ельниках Карелии. Л.: Наука, 1973. 175 с.
 Кач Н.Я. Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распределение. М.: Географиздат, 1948. 320 с.
 Климанов В.А., Серебряная Т.А. Изменение растительности и климата на средне-русской возвышенности в голоцене // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1986. № 2. С. 93–101.
 Кобак К.И. Биотические компоненты углеродного цикла. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 248 с.
 Курбатова-Беликова Н.М. Итоги изучения микробиологической деятельности в естественных торфяных залежах // Минск: Изд-во АН БССР, 1954.
 Ледаева В.М., Егорова Н.В., Алтунин В.К. Биологический круговорот азота и зольных элементов в некоторых типах заболоченных лесов в связи с мелиорацией. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР. 1977. С. 123–147.
 Лейштадт М.И. Возникновение и скорость развития процесса заболачивания // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М.: Наука, 1977. С. 39–47.
 Лейштадт М.И. Взаимоотношение леса и торфяного болота в голоцене (на примере Западной Сибири) // Тр. Дарвин. гос. заповедника. Северо-зап. кн. изд-во, 1979. Вып. 15. С. 15–20.
 Лейштадт М.И. Чудо-торфяник // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1986. № 1. С. 104–106.

- Новиков С.М., Усов Л.И., Арсланов Х.А. и др. Генезис и возраст болот Западной Сибири // Изотопные и геохимические методы в биохимии, геохимии и археологии. Тарту, 1981. С. 87—91.
- Олени А.С. Торфяные ресурсы мира. Справочник. М.: Недра, 1988. 383 с.
- Пьяченко Н.И. Лесное болотоведение. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 192 с.
- Пьяченко Н.И. Биологическая продуктивность и круговорот веществ в болотных лесах Западной Сибири // Лесоведение. 1967. № 3. С. 32—43.
- Пьяченко Н.И. К изучению палеогеографии Севера Западной Сибири в голоцене // Палеология голоцена. М.: Ин-т географии АН СССР, 1971. С. 139—156.
- Пьяченко Н.И. Торфяные болота, их природное и хозяйственное значение. М.: Наука, 1985. 152 с.
- Пьяченко Н.И., Сабо Е.Д. Основы гидролесомелиорации. М.: Гослесбулиздат, 1962. 380 с.
- Розов Н.Н. Общий учет и качественная характеристика земельных ресурсов СССР. Проблемы почвоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 7—42.
- Романов В.В. Гидрофизика болот. Л.: Гидрометеоздат, 1961. 359 с.
- Сабо Е.Д. Гидролесомелиоративный фонд СССР. М.: ЦБНТИлесхоз, 1974.
- Сабо Е.Д., Иванов Ю.Н., Шатило Д.А. Справочник по гидролесомелиорации. М.: Лесн. пром-сть, 1981. 200 с.
- Смирнов В.Н. К вопросу о биологической активности почв под лесами южной части таежной зоны // Тр. Ин-та леса АН СССР. 1954. № 23. С. 267—276.
- Смирнов В.Н., Иванов Е.Н., Голос В.Н. Суточная и сезонная динамика выделения атмосферы почвенной углекислоты в хвойно-широколиственном и широколиственном насаждениях южной полосы лесной зоны // Биол. науки. 1964. № 3. С. 194—198.
- Сукчаев В.Н. Болота, их образование, развитие и свойства. Л.: Лен. лесной ин-т, 1927. 3-е изд. 162 с.
- Танфильев Г.И. О болотах Петербургской губернии // Тр. Вольно-экономического общества. 1888. № 5; 1889. № 5.
- Тюремнов С.Н. Торфяные месторождения. М.: Недра, 1976. 487 с.
- Уткин А.И. Биологическая продуктивность лесов (методы и результаты) // Лесоведение и лесоводство. М.: ВИНТИ. 1975. Т. 1. С. 9—189.
- Фонды ПГО "Торфеология". 1991.
- Хогинский Е.А. Голоцен северной Евразии. М., 1977. 198 с.
- Хогинский Е.А., Климанов В.А. Радиоуглеродный возраст и климатические условия развития бугристых торфяников Надым-Казымского междуречья в голоцене // Вопросы экологии растений болот, болотных местообитаний и торфяных залежей. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР. 1985. С. 132—140.
- Юркевич И.Д., Гельтман В.С., Ловчий Н.Ф. Типы и ассоциации черноольховых лесов. Минск: Наука и техника, 1968. 357 с.
- Aaby V., Tauber H. Rates of peat formation in relation to degree of humification and soil environment, as shown by studies of a raised bog in Denmark // Boreas. 1975. Vol. 1. P. 1—17.
- Ajay G.L., Ketner P., Duvigneaud P. Terrestrial primary production and phytomass. The global carbon cycle. Chichester: Wiley, 1979. P. 129—182 (SCOPE; 13).
- Anderson J.A.R. The tropical peat swamps of Western Malesia // Ecosystems of the world. Amsterdam: Elsevier, 1983. 4B: Mires. P. 181—199.
- Armentano T.V., Menges E.S. Patterns of change in the carbon balance of organic-wetlands of the temperate zone // J. Ecol. 1986. Vol. 74. P. 755—774.
- Aselman I., Crutson P.J. Freshwater wetlands and rice paddies, their net primary productivity, seasonality and possible methane emissions // J. Atmos. Chem. 1989. N 1. P. 307—358.
- Bartlett D.S., Bartlett K.B., Hartman J.M. et al. Methane emissions from the Florida everglades: Patterns of variability in a regional wetland ecosystem // Global Biogeochem. Cycles. 1989. Vol. 3, N 4. P. 363—374.
- Binings W.D. Carbon balance of Alaskan tundra and taiga ecosystems: Past, present and future // Quatern. Sci. Rev. 1987. N 6. P. 165—177.
- Bolin B. The greenhouse effect, climatic change and ecosystems: A synthesis of present knowledge // The greenhouse effect, climatic change and ecosystems. 1986. P. 1—32.
- Born M., Dorr H., Levin I. Methane consumption in aerated soils of the temperate zone // Tellus B. 1990. Vol. 42. P. 2—8.
- Braekke F.H. Water table levels at different drainage intensities: on deep peat in northern Norway // Forest Ecol. and Manag. 1983. N 5. P. 169—192.
- Braekke F.H. Nutrient relationships in forest stands: Effects of drainage and fertilization on surface peat layers // Ibid. 1987. N 21. P. 269—284.
- Bramryd T. The effects of man on the biogeochemical cycle of carbon in terrestrial ecosystems // The global carbon cycle. Chichester: Wiley, 1979. P. 183—218.
- Brown A., Mathur S.P., Kushener D.J. An ombrotrophic bog as a methane reservoir // Global Biogeochem. Cycles. 1989. Vol. 3, N 3. P. 205—213.
- Cleaver R.J., Oremland R.S. Biogeochemical aspects of atmospheric methane // Ibid. 1988. Vol. 2. P. 299—327.
- Clymo R.S. The limits to peat bog growth // Philos. Trans. Roy. Soc. London B. 1984. Vol. 303. P. 605—654.
- Coyne P.I., Kelley J.J. CO₂ exchange over the Alaskan Arctic tundra: Meteorological assessment by an aerodynamic method // J. Appl. Ecol. 1975. Vol. 12. P. 587—612.
- Crill P.M., Bartlett K.B., Harriss R.C. et al. Methane flux from Minnesota peatlands // Global Biogeochem. Cycles. 1988. Vol. 2. P. 371—384.
- Daly M., Moore T.R. Sources and sinks of dissolved organic carbon in a forested swamp catchment // Biogeochemistry. 1991. Vol. 15. P. 1—19.
- Hekhardt B.W., Moore T.R. Controls on dissolved organic carbon concentrations in streams, southern Quebec // Canad. J. Fish. Aquat. Sci. 1990. Vol. 47. P. 1537—1544.
- Huggelsman R. Peat consumption under influence of climate, soil condition and utilization // Proc. V Intern. peat Congr. Poznan. 1976. P. 233—247.
- Håkanson H. Sources and sinks of carbon dioxide in Sweden // Ambio. 1991. Vol. 20. N 3/4. P. 146—150.
- Franzen L.G. Can earth afford to lose the wetlands in the battle against the increasing greenhouse effect? // IX Intern. peat Congr. Uppsala. 1992. Vol. 1 (3). P. 1—18.
- Frenzel B. Mires — repositories of climatic information or self-perpetuating ecosystems? // Ecosystems of the world. Elsevier, 1983. 4A: Amsterdam. P. 35—66.
- Gorham E. Canada's peatlands: their importance for the global carbon cycle and possible effects of "greenhouse" climatic warming // Trans. Roy. Soc. Canada. 1988. Vol. 3. P. 21—23.
- Gorham E. Northern peatlands: Role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming // Ecol. Appl. 1991. Vol. 1, N 2. P. 182—195.
- Harriss R.C., Sebacher D.L., Day F.P. Methane flux from the Great Dismal Swamp // Nature. 1982. Vol. 297. P. 673—674.
- Heal O.W., Jones H.E., Whittaker J.B. Moor House, U.K. // Structure and function of tundra ecosystems. Stockholm: Swed. Natur. Sci. Res. Council, 1975. P. 295—320.
- Häkkinen L. Improvement of forest growth on poorly drained peat soils // Intern. Rev. Forestry Res. 1964. Vol. 1. P. 40—101.
- Heinselman M.L. Landscape evolution, peatland types and the environment in the Lake Agassiz, Peatlands natural area, Minnesota // Ecol. Monogr. 1970. N 40. P. 235—261.
- Hemond H.F. Biogeochemistry of Thoreau's bog, Concord, Massachusetts // Ibid. 1980. N 50. P. 507—526.
- Jones H.E., Gore A.J.P. A simulation of production and decay in blanket bog // Ecol. Stud. 1978. Vol. 27. P. 160—186.
- Kivinen E., Pakarinen P. Peatland areas and the proportion of virgin peatland in different countries // Proc. of VI Annu. peat Congr. Duluth (Minn.), 1980. P. 52—54.
- Kivinen E., Pakarinen P. Geographical distribution of peat resources and major peatland complex types in the world // Ann. Acad. Sci. Fenn. A. 1981. P. 132.

- Kling G.B., Kippnut G.W., Miller M.C. Arctic lakes and streams as gas conduits to the atmosphere; Implications for tundra carbon budgets // *Science*. 1991. Vol. 251.
- Labadz J.C., Burt T.P., Potter A.W.R. Sediment yield and delivery in the blanket peat moorlands of the southern Pennines // *Earth Surface Processes and Landforms*. 1991. Vol. 16. P. 255-271.
- Laine J., Vasander H., Puhalainen A. Effect of forest drainage on the carbon balance of mire ecosystems // *Proc. IX Intern. peat congr. Uppsala*. 1992.
- Lainevesi S., Tolonen K. Growth of peat and recolonization of peatland vegetation after peat exploitation: (Summary in English) // *Turveteollisuus*. 1985. Vol. 162. P. 552-555.
- Leith H. Primary productivity of major vegetation units of the world // *Primary productivity of the biosphere*. B. etc.: Springer, 1975. P. 203-215.
- Lukkala O.J. Soiden turvekerroksen painuminen ojituksen vaikutuksesta. Referat: Über die Setzung des Moortorfes als Folge der Entwässerung // *Commun. Inst. Forest. Fenn.* 1949. Vol. 37, N 1. P. 1-56.
- Mattews, Fung. Methane emissions from natural characteristics of sources // *Global Biochem. Cycles*. 1987. Vol. 1. P. 61-86.
- Mattson S., Koutler-Andersson E. Geochemistry of a raised bog // *Kgl. Lantbrukshögskolans Ann.* 1954. N 21. P. 321-366.
- Moore J.J., Dowding P., Healy B. Glenamoy, Ireland // *Structure and function of tundra ecosystems*. Stockholm: Swed. Natur. Sci. Res. Council, 1975. P. 321-343.
- Moore P.D., Bellamy P.J. Peatlands. London, Elck Science. 1974.
- Moore T., Roulet N., Knowles R. Spatial and temporal variations of methane flux from subarctic northern boreal fens // *Global Biogeochem. Cycles*. 1990. Vol. 4, N 1. P. 29-46.
- Moore T.R., Knowles R. Methane and carbon dioxide evolution from subarctic fens // *Canad. J. Soil Sci.* 1987. Vol. 67. P. 77-81.
- Mulholland P.J., Kuenzler E.J. Organic carbon export from upland and forested-wetland catchments // *Limnol. and Oceanogr.* 1979. Vol. 24. P. 960-966.
- Pajunen H. Turvekerrostuman paksuuskasva eraalla troppisella suolla Burundissa. (Summary: Long-term growth rate of a tropical peat deposit in Burundi) // *Suo*. 1981. Vol. 32. P. 73-76.
- Pajunen H. The mires Akanyary Valley in Burundi // *Proc. of the symp. "Tropical peat resources: Prospects and potential"*. Helsinki, 1985. P. 186-197.
- Pakarinen P. Bogs as peat-producing ecosystems // *Bull. Intern. Peat Soc.* 1975. N 7. P. 51-54.
- Post W.M. et al., Soil carbon pools and world life zones // *Nature*. 1982. Vol. 298. P. 156-159.
- Reader R.J., Stewart J.M. The relationship between net primary production and accumulation for a peatland in Southeastern Manitoba // *Ecology*. 1972. Vol. 53, N 6. P. 1024-1037.
- Reinikainen A., Vasander H., Lindholm T. Plant biomass and production of southern boreal mire - ecosystems in Finland // *Proc. of VII Intern. peat congr. Dublin*, 1984. Vol. 4. P. 1-20.
- Rocheffort L., Vitt D.H., Bayley S.E. Growth, production and decomposition dynamics of sphagnum: under natural and experimentally acidified conditions // *Ecology*. 1990. Vol. 71. P. 1986-2000.
- Schlesinger. Carbon balance in terrestrial detritus // *Annu. Rev. Ecol. and Syst.* 1977. Vol. 8. P. 51-81.
- Sebacher D.I., Harriss R.C., Bartlett K.B. et al. Atmospheric methane sources: Alaskan tundra bogs, an alpine fen a subarctic boreal marsh // *Tellus B.* 1986. Vol. 38. P. 1-10.
- Shotyk W. An overview of the geochemistry of methane dynamics in mires // *Intern. Peat J.* 1989. N 3. P. 25-44.
- Silvola J., Heikkinen S. CO₂ exchange in the Empetrum nigrum sphagnum fuscum community // *Oecologia*. 1979. Vol. 37. P. 273-283.
- Silvola U. Carbon dioxide dynamics in mires reclaimed for forestry in eastern Finland // *Ann. Bot. Fenn.* 1986. Vol. 23. P. 59-67.
- Smith R.A.H., Forrest G.J. Field estimates of primary production // *Production ecology of British moors and montane grasslands*. B.: Springer, 1978. P. 17-37.
- Stuedler P.A., Bowden R.D., Melillo J.M., Aber J.D. Influence of nitrogen fertilization on methane uptake in temperature forest soils // *Nature*. 1989. Vol. 341. P. 314-316.
- Svensson B.H. Carbon dioxide and methane fluxes from the ombrotrophic parts of a subarctic mire // *Ecol. Bull. Stockholm*. 1980. Vol. 30. P. 235-250.
- Svensson B.H., Rosswall T. In situ methane production from acid peat in plant: Communities with different moisture regime in a subarctic mire // *Oikos*. 1984. Vol. 43. P. 389-394.
- Svensson B.H. et al. Sources and sinks of methane in Sweden // *Ambio*. 1991. Vol. 20. P. 155-160.
- Svensson G. Bog development and environmental conditions as shown by the stratigraphy of Store Mosse mire in southern Sweden // *Boreas*. 1988. Vol. 17. P. 89-111.
- Tallis J.H. Changes in wetland communities // *Ecosystems of the world*. Amsterdam: Elsevier, 1983. 4A. P. 311-347.
- Tolonen K. Peat as a renewable resource: Long-term accumulation rates in North European mires // *Proc. of Intern. symp. on classification of peat and peatlands*, Hyytiälä, Finland. Helsinki: Intern. Peat Soc. 1979. P. 282-296.
- Tolonen K., Davis R.B., Widoff L. Peat accumulation rates in selected Maine peat deposits // *Bull. Main Geol. Surv. Dep. Conserv.* 1988. N 33. P. 1-99.
- Tolonen K., Vasander H., Damman A.W.H., Clymo R.S. Rate of apparent and true carbon accumulation in boreal peatlands // *Proc. IX Intern. peat congr. Uppsala*. 1991.
- Urban N.R., Bayley S.E., Eisenreich S.J. Export of dissolved organic carbon and a ... from peatlands // *Water Resour. Rec.* 1989. Vol. 25. P. 1619-1628.
- Van Smeerdijk D.G. A palaeoecological and chemical study of a peat profile from the Assendelver Polder (The Netherlands) // *Rev. Paleobot. Palynol.* 1989. Vol. 58. P. 21-288.
- Vompersky S.E. Current status of forest drainage in the USSR and problems in research // *Proc. of the Symposium '89*. Quebec, Canada // *Canad. Soc. for Peat and Peatland* 1991. P. 13-18.
- Vompersky S.E., Smagina M.V. The impact of hydroreclamation of forests on peat accumulation // *Proc. of VII Intern. peat congr. Dublin*. 1984. Vol. 4. P. 86-95.
- Wahlen S.C. et al. Consumption of atmospheric methane in tundra soils // *Nature*. 1990. Vol. 346. P. 160-162.
- Wahlen S.C., Reeburgh W.S. A methane flux time series for tundra environments // *Global Biogeochem. Cycles*. 1988. Vol. 2. P. 399-409.
- Whittaker R.H., Likens G.E. The biosphere and man // *Primary productivity of the biosphere*. N.Y.: Springer, 1975. P. 76-85.
- Zoltai S.C., Polett F.C. Wetlands in Canada // *Ecosystems of the world*. Amsterdam: Elsevier, 1983. 4B. P. 245-268.
- Zoltai S.C., Tarnocai C. Perennially frozen peatlands in the western arctic and subarctic of Canada // *Canad. J. Earth Sci.* 1975. Vol. 12. P. 28-43.
- Zurek S. The problem of growth of the Eurasian peatlands in the Holocene // *Proc. of V Intern. peat congr. Poznan*, 1976. Vol. 2. P. 99-122.