

К МЕТОДУ «ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ» ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНОЙ ПЛОТНОСТИ ПОТОКА ГАЗА ИЗ ПОЧВЫ

М.В. Глаголев

*Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова,
Югорский Государственный Университет (г. Ханты-Мансийск)*

m_glagolev@mail.ru

Дан обзор ряда публикаций, в которых описан развиваемый А.И. Бородулиным, Б.М. Десятковым и С.Р. Сарманаевым метод измерения потока газа через поверхность почвы (на примере эмиссии метана с поверхности болота), основанный на решении обратной задачи восстановления граничного условия на поверхности почвы.

Согласно этому подходу, для определения эмиссии необходимо знать концентрацию газа над подстилающей поверхностью, а также некоторые стандартные метеорологические величины. В дальнейшем эти данные используются для решения обратной задачи распространения газа в атмосфере.

Ключевые слова: микрометеорологические методы, метод обратной задачи, поток газа из почвы.

ВВЕДЕНИЕ

Одна из главных экологических функций почвенного покрова – регуляция газового режима на планете, поскольку в почвах осуществляются процессы аккумуляции и разложения органических веществ, замыкаются природные круговороты газов и паров, происходит иммобилизация активных и вредных для жизни летучих химических соединений, загрязняющих атмосферу [Смагин, 2005, с. 3]. Проблема почвенных газов стала на наших глазах междисциплинарной. В первую очередь это вызвано пришедшим пониманием экологической роли газов почвенного происхождения в функционировании биологических сообществ и атмосферы [Орлов с соавт., 1987]. В частности, в связи с глобальным потеплением климата Земли ведется детальное изучение источников газов, приводящих к парниковому эффекту [Fan et al., 1992; Бородулин с соавт., 1997; Mikaloff Fletcher et al., 2004; Глаголев и Клепцова, 2009]. Уже относительно давно стало ясно, что успешное решение проблемы долгосрочного прогнозирования климатического эффекта парниковых малых газовых составляющих атмосферы невозможно без знания распределения наземных источников и стоков [Минько, 1988].

Традиционно в почвоведении с целью количественной оценки потоков газов на поверхности почвы используется камерно-статический метод [Орлов с соавт., 1987], называемый также методом эмиссионных камер [Новиков с соавт., 2004]. Принцип метода очень прост. На поверхность почвы устанавливается «камера»; в простейшем случае – это куб, одно из оснований которого отсутствует (в остальном же камера герметична). Этой открытой частью камера ставится на почву, и если из почвы выделяются какие-то газы, то они поступают не в атмосферу, а в камеру. Естественно, концентрация выходящего из почвы газа будет в камере расти, и если мы имеем возможность количественного химического анализа накапливающегося газа, то по кривой изменения концентрации данного газа в камере можно рассчитать величину потока. Однако в последнее время камерный метод подвергается обоснованной критике. Ряд спорных вопросов камерного метода был обобщен, например, в [Глаголев, 2007; Глаголев с соавт., 2010, с. 51-54]. Основным (и принципиальным!) недостатком камерного метода является то, что в газовую систему почвы при врезании камеры вносится существенное возмущение – воздухопроницаемость почвы по периметру камеры (т.е. там, где проходит разрез) становится существенно больше, а кроме того, в процессе врезания основания и установки камеры оказывается избыточное давление на почву, которого она не испытывает в естественных условиях. В результате происходит некоторая дегазация (особенно существенно это для болотных почв). Указанное увеличение воздухопроницаемости почвы и изменение газосодержания в ней должны изменять величину эмиссии (первое – в течение длительного времени, а второе – лишь до восстановления естественного газосодержания, что, впрочем может оказаться все равно дольше, чем время, в течение которого производятся измерения).

Но, пожалуй, сейчас для нас наиболее важно то, что камерный метод является, по сути дела, «точечным» – он позволяет определить лишь поток в точке. Поэтому наряду с камерным методом получили развитие методы, которые можно назвать «распределенными». Эти методы позволяют сразу оценить поток с площади в десятки, сотни, а то и тысячи квадратных километров. Распределенные методы можно подразделить на две группы: методы дистанционного зондирования и «микрометеорологические» методы. Методы дистанционного зондирования эмиссии газов в основном основаны на том, что определенному типу растительности соответствуют свои характерные величины удельных потоков газов – см., например, [Tamura and Yasuoka, 1999; Takeuchi et al., 2003; Глаголев и Шнырев, 2006]. В последнее время появляются методы дистанционного зондирования содержания парниковых газов в атмосфере – см., например, [Meirink et al., 2008; Bergamaschi et al., 2007; Баландин с соавт., 2008; Maksyutov et al., 2010], определение потоков этими методами идейно совпадает с рассматриваемыми ниже микрометеорологическими методами или «inverse modelling method» (см. ссылки ниже).

В самом общем виде идея микрометеорологических методов состоит в том, что величину потока газа (скажем, CH_4) из почвы можно определить по атмосферным измерениям концентрации этого газа

[Inoue and Makshyutov, 1994]. В результате горизонтальной неоднородности характеристик болота, измеренные камерным статическим методом значения потока CH_4 могут существенно изменяться вдоль его поверхности. Значения концентрации над поверхностью болота являются в этом смысле интегральной характеристикой, поскольку они определяются эмиссией метана с гораздо большей площади и последующим сносом его ветром, направление которого меняется в течение суток. Поэтому концентрация метана, измеренная над болотом, является более репрезентативной характеристикой для оценки средних значений потока [Бородулин с соавт., 1997].

В 90-х гг. прошлого века А.И. Бородулиным, Б.М. Десятковым и С.Р. Сарманаевым разрабатывалась теория метода оценки потока метана (по вкладу в парниковый эффект CH_4 занимает второе место после CO_2) с площадями порядка размера болот, основанного на решении обратной задачи распространения газовых примесей в пограничном слое атмосферы с использованием измеренных в приземном слое концентраций метана, скорости ветра и температуры [Бородулин с соавт., 1997; Десятков с соавт., 1998]. Примерно в то же время более простой вариант аналогичного метода был разработан американскими учеными для оценки эмиссии из угольных шахт – см., например, [Kirchgessner et al., 1993]. По не до конца ясным для нас причинам данный метод не нашел сколько-нибудь значимого применения в работах по исследованию газообмена на границе почва/атмосфера на небольших пространственных масштабах. В то время как аналогичный способ, называемый в англоязычной литературе «inverse modelling method» или «inverse modelling approach», разработанный несколько раньше (см. для CO_2 [Tans et al., 1989]; а для CH_4 и других парниковых газов – работы [Brown, 1993; Naas-Laursen et al., 1997; Hein et al., 1997]), напротив, получил широкое распространение при идентификации мощности источников газов в региональном и глобальном масштабах – см., например, [Michalak et al., 2004; Mikaloff Fletcher et al., 2004].

Тем не менее, мы считаем метод Бородулина-Десяткова-Сарманаева (далее – МБДС) достаточно перспективным в этой области и *основной нашей задачей в данном обзоре было – попытаться предложить читателям подробное описание МБДС* (очевидно, что вместо метана в приведенном ниже изложении метода можно рассматривать концентрацию любого другого газа, который не разрушается и не образуется в атмосфере). Кроме того, мы ставили перед собой еще одну задачу: *проанализировать некоторые допущения, использованные в МБДС, и если среди них будут выявлены такие, которые могут существенно ограничить применение МБДС в реальных условиях, то попытаться преодолеть их.*

КРАТКИЙ ОБЗОР МИКРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Метод «гигантской камеры»

Одним из самых простых среди распределенных методов является метод, который можно условно назвать «методом гигантской камеры», поскольку расчетная формула метода совпадает с простейшей формулой камерного метода, однако эта «камера» образуется естественным путем и численное значение ее высоты составляет сотни метров.

В англоязычной литературе данный метод называют иногда «inversion trap technique» [Maksyutov et al., 1999] или «nocturnal boundary layer box method» [Beswick et al., 1998]). Суть метода состоит в следующем. При устойчивой температурной стратификации атмосферы вертикальное перемешивание отсутствует. Это приводит к возникновению существенной разницы между приземным слоем и верхней частью планетарного пограничного слоя [Maksyutov et al., 1995]. Таким образом, создается впечатление, что приземный слой как бы накрыт гигантской камерой. По изменению концентрации газа в этой камере (т.е. в приземном слое) можно судить о потоке, как и в случае обычной камеры. Однако устойчивая стратификация не может сохраняться бесконечно долго и сменяется неустойчивой стратификацией. При этом возникает интенсивное перемешивание – камера как бы проветривается. Такой процесс закономерно происходит в течение суток (ночью концентрация, например, метана возрастает, а утром с развитием перемешивания падает).

Расчетная формула метода такова:

$$F = H \cdot (c_n - c_d) / \Delta t,$$

где $(c_n - c_d)$ – разность максимальных ночной и дневной концентраций (что дает амплитуду суточного изменения концентрации), H – высота слоя температурной инверсии, Δt – время, в течение которого концентрация возрастает от своего минимального значения до максимального [Maksyutov et al., 1995], F – поверхностная плотность потока.

Конкретные технические детали метода «гигантской камеры» и полученные им результаты измерения эмиссии метана из почвы приведены, например, в [Maksyutov et al., 1995; Beswick et al., 1998].

Градиентный метод

Градиентный метод измерения газов на границе почва/атмосфера основан на том, что вертикальный турбулентный поток инертной газовой примеси в атмосфере практически не изменяется с высотой в приземном слое воздуха [Матвеев, 2000] (т.е. поток в пределах этого слоя соответствует потоку на границе почва/атмосфера). Таким образом, *можно измерить поток газовой примеси (например, метана) на какой-либо удобной для нас высоте, (но, конечно, в пределах приземного слоя!) – этот поток будет практически соответствовать потоку с поверхности почвы.*

Используя конечно-разностную аппроксимацию производной, основную формулу метода можно записать так, как это представлено в [Postnov et al., 1994]:

$$F \approx -0.5 \cdot (D_1 + D_2) \cdot (C_2 - C_1) / (z_2 - z_1),$$

где C_1 и C_2 – концентрации газовой примеси (мг/м^3), D_1 и D_2 ($\text{м}^2/\text{час}$) – коэффициенты турбулентной диффузии на высотах z_1 и z_2 (м), соответственно.

Конкретные технические детали градиентного метода и полученные им результаты измерения эмиссии метана из почвы приведены, например, в [Baldocchi et al., 1988; Businger and Delany, 1990; Tathy et al., 1992; Roulet et al., 1997; Beswick et al., 1998; Grant and Roulet, 2002].

Метод «eddy correlation»

Осредненный вертикальный поток газа

$$F = \hat{E}[w \cdot C],$$

где $\hat{E}[\]$ обозначает операцию усреднения по времени. Используя разложения Рейнольдса для вертикальной скорости ветра ($w = \hat{E}[w] + w'$) и концентрации газа ($C = \hat{E}[C] + C'$), можем записать [Inoue et al., 1997; Yazawa et al., 1997]:

$$F = \hat{E}[C] \cdot \hat{E}[w] + \hat{E}[w' \cdot C'],$$

где w' , C' – пульсации (отклонения от среднего значения), соответственно, вертикальной скорости ветра и концентрации газа.

Согласно методу «eddy correlation» (для которого в отечественной литературе используется термин «метод пульсационных измерений» – см., например, [Выгодская с соавт., 2003; Минаева с соавт., 2003]) необходимо с высокой частотой в течение некоторого интервала времени измерять вертикальную скорость ветра и концентрацию интересующего газа на одной и той же высоте. После проведения измерений находятся средние значения вертикальной скорости ветра и концентрации газа. Далее следует вычислить отклонения w и C от этих средних в каждый момент времени и перемножить их, а затем весь полученный ряд произведений усреднить. Можно также вычислить произведение средней вертикальной скорости на среднюю концентрацию.

В некоторых работах предлагается пренебрегать первым членом последнего соотношения (например, [Moncrief et al., 1997]), при этом принимается $\hat{E}[w] = 0$. В других же работах предлагается оставлять оба члена [Fan et al., 1992; Ritter et al., 1992].

Некоторые полезные элементы теории метода «eddy correlation», конкретные технические детали и полученные им результаты измерения эмиссии метана (а также некоторых других газов) из почвы приведены, например, в [Baldocchi et al., 1988; Businger and Delany, 1990; Fan et al., 1992; Ritter et al., 1992; 1994; Shurpali et al., 1993; Roulet et al., 1994; Suyker et al., 1996; Vourlitis and Oechel, 1996, p. 281-283; Friborg et al., 1997; Hargreaves and Fowler, 1998; Friborg et al., 2000; Friborg et al., 2003].

Метод «eddy accumulation»

Данный метод (который называют еще «Conditional sampling method» - см. [Inoue and Makshyutov, 1994]) подразумевает раздельное накопление проб воздуха с некоторой высоты: в одну емкость закачивается воздух, отобранный тогда, когда вертикальная составляющая вектора скорости ветра была направлена **к поверхности земли**, а в другую – когда она была направлена **от поверхности земли**, причем это закачивание осуществляется со скоростью, пропорциональной вертикальной скорости ветра [Baldocchi et al., 1988].

Удельный поток можно рассчитать по формуле

$$F = b \cdot \sigma_w \cdot (C_u - C_d),$$

где b слабо зависит от условий атмосферной стабильности и с погрешностью 10% может быть принята постоянной, равной 0.58; C_u – концентрация газа в емкости, в которую отбирались пробы, когда ветер имел составляющую скорости, направленную вверх; C_d – концентрация газа в емкости, в которую отбирались пробы когда ветер имел составляющую скорости, направленную вниз; $\sigma_w = \{\hat{E}[(w')^2]\}^{1/2}$ – квадратный корень из среднего значения квадратов флуктуаций вертикальной скорости ветра (также σ_w может быть вычислена для высоты z через масштаб Монина-Обухова L и динамическую скорость u^*) [Businger and Delany, 1990] – см. табл. 1. Для удобства расчетов мы по данным табл. 1 получили приближенную эмпирическую формулу:

$$\sigma_w = u^* [1.523 - 1.173 \cdot (z/L + 0.5)^3 + 6.726 \cdot (z/L + 0.5)^2 - 5.342 \cdot (z/L + 0.5)] / [1 + 3.305 \cdot (z/L + 0.5)^2 - 3.046 \cdot (z/L + 0.5)].$$

Концентрации C_u и C_d будут, конечно, различаться. Пусть, например, измеряется поток метана из болота (т.е. почва в данном случае является источником газа). Вблизи источника (т.е. у поверхности болота) концентрация метана будет высока. Если на высоте пробоотбора ветер будет иметь вертикальную составляющую, направленную вверх, то от поверхности болота на высоту пробоотбора будет подниматься воздух, обогащенный метаном. Если же ветер будет иметь вертикальную составляющую направленную вниз, то из более высоких слоев атмосферы на высоту пробоотбора будет опускаться воздух, обедненный метаном. Таким образом, в данном случае $C_u > C_d$.

Некоторые полезные элементы теории метода «eddy accumulation» и конкретные технические детали приведены, например, в [Baldocchi et al., 1988; Businger and Delany, 1990; Inoue and Makshyutov, 1994].

Таблица 1. Отношение σ_w/u^* (по данным [Businger and Delany, 1990, p. 403: Fig.1]).

z/L	σ_w/u^*	z/L	σ_w/u^*	z/L	σ_w/u^*	z/L	σ_w/u^*	z/L	σ_w/u^*	z/L	σ_w/u^*
-2.0	2.225	-1.5	2.000	-1.0	1.775	-0.5	1.525	0.0	1.275	0.5	1.350
-1.9	2.175	-1.4	1.975	-0.9	1.725	-0.4	1.450	0.1	1.350	0.6	1.325
-1.8	2.125	-1.3	1.925	-0.8	1.700	-0.3	1.375	0.2	1.400	0.7	1.300
-1.7	2.100	-1.2	1.875	-0.7	1.650	-0.2	1.300	0.3	1.425	0.9	1.275
-1.6	2.050	-1.1	1.825	-0.6	1.600	-0.1	1.225	0.4	1.375	1.0	1.250

Примечание: абсолютная погрешность σ_w/u^* составляет примерно 0.025.

Недостатки микрометеорологических методов

Сравнение микрометеорологических методов между собой и с камерным методом неоднократно производилось в литературе – см., например, [Topp and Pattey, 1997]. Здесь мы остановимся на недостатках тех или иных микрометеорологических методов (поскольку многие авторы, превознося эти методы по сравнению с камерным, о недостатках, все-таки присущих им, часто забывают сообщить читателю).

Большинство микрометеорологических методов достаточно сложны с чисто технической точки зрения, а некоторые еще и основаны на ряде предположений, которые в реальности выполняются относительно редко.

В частности, для вычисления количества CH_4 внутри «гигантской камеры» необходимо знать исходный профиль концентрации в слое инверсии и время формирования этого слоя. Отбор проб для построения концентрационного профиля производится либо на стационарных вышках, либо с борта самолета, проходящего последовательно все необходимые высоты снизу вверх над местностью, могущей служить источником метана (эти же два способа используются и при реализации градиентного метода). А время формирования инверсионного слоя можно определить из анализа динамики профиля температуры атмосферы [Tohjima et al., 1995]. Кроме того, анализ температурного профиля дает информацию о величине инверсии. Для получения такого профиля стали доступны методы, основанные на использовании радиометра. Но независимо от технического способа реализации, в основе «метода гигантской камеры» остаются некоторые приближенные предположения, которые следует хорошо себе представлять при работе по данному методу, поскольку они определяют величину погрешности потока. Например, предполагается [Tohjima et al., 1995], что:

- движение воздуха в горизонтальном направлении отсутствует, и перемешивание осуществляется лишь по вертикали;
- концентрация метана у поверхности земли такая же, как и на высоте самого нижнего измерения, (например, при измерениях с борта самолета последняя обычно составляет около 100 м).

Правда, [Зинченко с соавт., 2007] реализовали этот метод на башне, измеряя вертикальные профили концентрации метана до высоты 60 м. В этом случае последнее ограничение практически не возникает, поскольку возможно определить концентрацию на любой высоте от 0 до 60 м (тут, скорее, возникнет противоположное ограничение, вызванное относительно небольшой высотой башни: нет возможности проследить изменение профиля выше 60 м).

«Градиентный метод» (ГМ), к сожалению, также обладает рядом недостатков. Днем (т.е. в условиях интенсивного турбулентного перемешивания) он должен быть способен обнаружить разницу между очень близкими концентрациями, следовательно, необходим высокоточный газоанализатор. Казалось бы, ГМ должен хорошо работать ночью, когда формируется четкий градиент. Но дело в том, что формулы классического ГМ выводятся в предположении стационарности профиля концентрации, а ночью процесс диффузии развивается столь медленно, что стационарное состояние не всегда успевает установиться. Однако указанный недостаток не очень существен – в течение суток обычно можно найти такие часы, когда умеренное перемешивание, с одной стороны, еще не предъявляет сверхвысоких требований к точности измерений, а с другой – уже обеспечивает формирование стационарного профиля.

К сожалению, ГМ имеет и другой (на сей раз – принципиальный!) недостаток. Как мы помним, для этого метода важно, чтобы пробоотбор осуществлялся с разных высот, причем, чем дальше друг от друга (по высоте) отстоят пробоотборники, тем с большей, казалось бы, точностью можно рассчитать вертикальный поток газа, и с этой точки зрения следует разносить пробоотборники как можно дальше. Однако различные высоты могут иметь разные «области влияния» – области на поверхности почвы, эмиссии на которых влияют на формирование в заданной точке пространства концентрации изучаемого газа. А поскольку области влияния различны для разных высот, то, следовательно, с этой точки зрения следует размещать пробоотборники как можно ближе друг к другу (если поверхность неоднородна в отношении интенсивности выделения изучаемого газа, например, метана). Действительно, иначе может получиться, что на одной высоте мы имеем концентрационное поле, сформированное, скажем, таким мощным источником, как эвтрофное болото, а на другой высоте – таким слабым источником, как олиготрофный ям). В общем случае возникает неразрешимое противоречие, которое снимается только при измерениях над однородной поверхностью – тогда поверхностная плотность потока одинакова внутри любого футпринта и на любой высоте концентрационное поле формируется источниками одной и той же мощности. Итак, фактически, корректное применение градиентного метода возможно лишь над однородной (в смысле величины

эмиссии) поверхностью. Очевидно, что этого недостатка удастся избежать в методе «eddy correlation», поскольку все измерения ведутся на одной высоте. Но и он не лишен недостатков.

При помощи ГМ (хотя бы при его использовании для измерений на однородной поверхности) возможно измерить практически сколь угодно малые потоки почти в любых погодных условиях: если при данном расстоянии между пробоотборниками точность аналитического оборудования не позволяет уловить разницу между соответствующими концентрациями, то ничто не мешает исследователю разнести пробоотборники на большее расстояние – такое, на котором разница уже существенная. В методе же «eddy correlation» у исследователя такой свободы нет: если в атмосфере сложились метеорологические условия, при которых флуктуации концентрации очень малы и не фиксируются имеющимся аналитическим оборудованием, то произвести измерения нельзя (разве что увеличить τ , но тогда поток будет получен за это большее время осреднения, а на больших временах поток может существенно меняться). Кроме того, широкому использованию последнего метода (в нашей стране) мешает чрезвычайно высокая стоимость измерений. Действительно, метод «eddy correlation» требует использования дорогостоящего и сложного оборудования [Baldocchi et al., 1988; Businger and Delany, 1990; Глаголев с соавт., 2010, с. 67, 69], ведь необходимо иметь приборы способные порядка нескольких раз за минуту достаточно точно измерить скорость ветра и, что еще сложнее, концентрацию интересующего исследователя газа (эти требования определяются характеристиками самих природных процессов). Например, над типичным открытым болотом в западносибирской южной тайге в августе амплитуда колебаний вертикальной скорости ветра в ночные часы составляла порядка 0.01 м/с, а в дневные – 0.1 м/с; частота этих колебаний была порядка 0.01 Гц (за 27 минут отмечено 17 минимумов и 18 максимумов) [Глаголев с соавт., 2010, с. 66: рис. 17]. Частота измерений концентрации газа должна быть такая же, как и скорости ветра, но для надежных измерений хорошо бы иметь в запасе около порядка. Таким образом, минимальная **требуемая частота измерения скорости ветра и концентрации газа для метода «eddy correlation» составляет около 0.1 Гц**. Правда, в работе [Inoue and Makshyutov, 1994] утверждается, что требуемая частота составляет 10 Гц (!!!) при измерениях вблизи земной поверхности и уменьшается до 1 Гц вдали от нее. Однако в более поздней работе Inoue et al. [1997] при обсуждении этого вопроса авторы отмечают, что они проводили сглаживание сигнала, причем их целью при этом было избавиться от колебаний с частотой до порядка 0.1 Гц (данная цель достигалась усреднением на интервале времени 10 сек.). Тем самым авторы неявно признают, что естественные колебания скорости ветра и концентрации происходят с частотами, меньшими указанной и, таким образом, их оценка приближается к нашей. Тем не менее, *de facto стандартом при измерениях по методу «eddy correlation» является частота 10 Гц* (ср. [Harazono et al., 1998; Shimoyama et al., 1999; Machimura et al., 2000]). При этом *для надежного определения удельного потока метана точность измерения скорости ветра должна быть лучше, чем 0.01 м/с, а аналитическое оборудование должно обеспечивать точность определения концентрации порядка 0.01 ppm* или даже еще лучше.

ПОДРОБНЕЕ О МЕТОДЕ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ

Внимание ученых разных стран давно привлекала проблема математического моделирования динамики атмосферы. К последней четверти XX в. интерес к ней еще больше возрос в связи с проблемой взаимодействия человека с окружающей средой. Учитывая сложность постановки натуральных экспериментов в реальных условиях, наиболее естественный подход к изучению и оценке влияния деятельности человека на атмосферу состоял в создании математических моделей. Очевидно, что успех в решении поставленных задач в значительной степени зависил от принятых за основу физических моделей и их математических формулировок [Пененко, 1981: с. 4-5]. Важность этих задач и сложность моделей потребовали привлечения к их разработке ведущих математиков (в нашей стране это был акад. Г.И. Марчук и его школа), что не замедлило сказаться на результатах.

Развитие методов прогноза загрязнения воздуха основывалось на результатах теоретического и экспериментального изучения закономерностей распространения примесей от их источников. Такое изучение осуществлялось главным образом по двум направлениям. Одно из них состояло в разработке теории атмосферной диффузии на основе математического описания распространения примесей с помощью решения уравнения турбулентной диффузии. Другое было связано в основном с эмпирико-статистическим анализом распространения загрязняющих веществ в атмосфере и с использованием для этой цели интерполяционных моделей большей частью гауссовского типа [Берлянд, 1985: с. 17].

Гауссовы модели сравнительно просты для описания закономерностей распределения примеси, но первое направление является более универсальным, поскольку позволяет исследовать распространение примесей от источников различного типа при разных характеристиках среды. Оно дает возможность использовать параметры турбулентного обмена, применяемые в метеорологических задачах о тепло- и влагообмене в атмосфере. Это обстоятельство весьма существенно для практического использования теории [Берлянд, 1985: с. 17-18]. Поэтому мы более подробно рассмотрим первый подход и его возможности для определения поверхностной плотности потока газа из почвы.

Прямая и обратная задачи

В общем виде задача расчета динамики примеси в атмосфере математически может быть определена как решение при начальных и граничных условиях дифференциального уравнения

$$\partial C/\partial t + U \cdot \partial C/\partial x + V \cdot \partial C/\partial y + W \cdot \partial C/\partial z = \partial[(K_x + D) \cdot \partial C/\partial x]/\partial x + \partial[(K_y + D) \cdot \partial C/\partial y]/\partial y + \partial[(K_z + D) \cdot \partial C/\partial z]/\partial z. \quad (0)$$

Здесь C – математическое ожидание концентрации газа за вычетом фонового значения; U, V, W – средние значения компонентов скорости ветра вдоль осей x, y, z (оси x и y расположены в горизонтальной плоскости, а ось z направлена вертикально вверх); D – коэффициент молекулярной диффузии метана; K_x, K_y, K_z – соответствующие коэффициенты турбулентной диффузии [Бородулин с соавт., 1997], t – время.

При решении ряда практических задач вид уравнения (0) может быть упрощен. Для изучения эмиссий газов с поверхности почвы нестационарный член $\partial C/\partial t$ существенен только в отдельных случаях, в частности, в условиях очень слабого ветра и малой интенсивности турбулентного обмена. Изменения концентраций в атмосфере носят обычно квазистационарный характер, поэтому часто можно исключить член $\partial C/\partial t$, положив его равным нулю, и принять только, что коэффициенты уравнения

$$U \cdot \partial C/\partial x + V \cdot \partial C/\partial y + W \cdot \partial C/\partial z = \partial[(K_x + D) \cdot \partial C/\partial x]/\partial x + \partial[(K_y + D) \cdot \partial C/\partial y]/\partial y + \partial[(K_z + D) \cdot \partial C/\partial z]/\partial z \quad (1)$$

являются известными функциями времени [Берлянд, 1985: с. 19]: $U(t), V(t), W(t), K_x(t), K_y(t), K_z(t)$.

Рассматривается некоторая область пространства Ω , включающая заболоченную местность и ограниченная плоскостями $x=0, x=X, y=0, y=Y, z=H$, а также плоскостью $z=0$, соответствующей подстилающей поверхности. Пусть S – часть подстилающей поверхности, занятая болотом. На Ω задаются следующие граничные условия [Бородулин с соавт., 1997]:

$$C(0, y, z) = C(X, y, z) = C(x, 0, z) = C(x, Y, z) = C(x, y, H) = 0; \quad K_z \cdot \partial C/\partial z|_{z=0, (x,y,0) \in S} = -q, \quad K_z \cdot \partial C/\partial z|_{z=0, (x,y,0) \notin S} = 0, \quad (2)$$

где $q(x, y)$ – математическое ожидание удельного потока метана из болота в атмосферу.

Удобной записью математической модели является так называемое операторное уравнение 1-го рода:

$$\hat{A}z = u,$$

где \hat{A} – оператор, формализующий совокупность операций, определенных исходной математической моделью явления и условиями однозначности; u – наблюдаемые характеристики модели [Мацевитый и Лушпенко, 1990]; z – исходные данные и/или параметры системы (обращаем внимание читателя, что полужирным шрифтом обозначаются векторы). Таким образом, если записывать нашу математическую модель в терминах операторного уравнения 1-го рода, то u – это C , а вектор z составляют коэффициенты $U, V, W, K_x, K_y, K_z, D$ и граничные условия (2). В нашем случае оператор \hat{A} – это вычислительное правило, пользуясь которым можно по уравнению (1) и граничным условиям (2) рассчитать экспериментально наблюдаемое поле концентраций C . Этот алгоритм дает решение *прямой задачи*: по свойствам системы (в данном случае – по граничным условиям, а также компонентам скорости ветра и коэффициента диффузии) мы рассчитываем экспериментально измеряемые проявления этих свойств – формирующееся в данных условиях поле концентраций; иначе говоря по причинам вычисляются следствия. Итак, при решении прямой задачи мы по z находим u , используя оператор \hat{A} .

Характерной чертой задач интерпретации результатов эксперимента является то, что исследователь должен сделать заключение о свойствах объекта или процесса по измеренным в результате эксперимента их косвенным проявлениям. Таким образом, речь идет о задачах, в которых требуется определить причины, если известны полученные в результате наблюдений следствия. *Задачи такого типа естественно называть обратными* [Денисов, 1994]. В нашем случае, если мы при помощи \hat{A} по значениям $U, V, W, K_x, K_y, K_z, D$ и граничные условия умеем рассчитывать поле концентраций C , то обратной задачей будет: по наблюдаемым значениям концентрации C попытаться определить U и/или V и/или W и/или K_x и/или K_y и/или K_z и/или D и/или граничные условия, например удельный поток метана из болота в атмосферу – $q(x, y)$, если он не известен; т.е. поставить вопрос: при каком $q(x, y)$ могло бы наблюдаться такое поле концентраций C , которое мы действительно имеем в эксперименте?

Итак, классический метод «обратной задачи» заключается в следующем. Пусть концентрации газа C_i измерены в каких-либо точках с координатами $(x_i, y_i, z_i) \in \Omega$. Требуется найти такое значение q , при котором измеренные концентрации C_i наиболее близки полученным из решения задачи (1), (2) концентрациям $C(x_i, y_i, z_i)$.

Математическая модель пограничного слоя

Очевидно, что для решения задачи (1), (2) необходимо иметь некоторую параметризацию U, V, W, K_x, K_y и K_z в Ω . Предполагая, что измерения $C(x_0, y_0, z_0)$ производятся на высотах порядка метров, мы приходим к необходимости параметризации указанных величин в приземном слое.

Несмотря на то, что рассматриваемые процессы происходят в приземном слое атмосферы, Бородулин с соавт. [1997] использовали физически более содержательную математическую модель – трехмерную численно-аналитическую модель, описывающую процесс распространения примеси в термически стратифицированном пограничном слое [Десятков с соавт., 1996]. Эта модель основана на линеаризованном варианте полной системы уравнений динамики пограничного слоя атмосферы и позволяет учитывать нестационарность метеорологических полей (различные направления скорости ветра, суточное изменение метеорологических параметров), динамическую, термическую и орографическую неоднородности подстилающей поверхности, в частности, взаимное расположение осушенной и неосушенной частей болот [Бородулин с соавт., 1997]. В модели отдельно

выделяется квазистационарный подслой, для описания которого был применен алгоритм [Казиков и Лазриев, 1978], основанный на теории подобия приземного слоя атмосферы. Задание коэффициентов турбулентной диффузии осуществлялось с помощью гипотезы об их пропорциональности соответствующим компонентам тензора вязких напряжений Рейнольдса [Галкин и Корнейчук, 1981], которая была ранее проверена в натуральных экспериментах [Бородулин с соавт., 1997].

Полный список входных параметров для проведения расчетов включает в себя скорость ветра и его направление, температуру и влажность воздуха над подстилающей поверхностью, бальность облачности, наличие тумана и осадков, географическую широту местности, теплофизические свойства подстилающей поверхности, альбедо и ряд других констант [Бородулин с соавт., 1997].

По-видимому (по крайней мере, для приближенных расчетов), возможно использовать и более простые параметризации пограничного слоя, широко представленные в литературе – см., например, [Зилитинкевич, 1970; Берлянд, 1985, с. 20-23, 82, 97; Седунов, 1991, с. 179]. Мы будем использовать весьма простую параметризацию Берлянда [1985, с. 20-23, 82, 97].

Упрощение математической модели

При решении конкретных задач нередко не ограничиваются лишь упрощением уравнений (0) → (1), а проводят дальнейшие упрощения, основные из которых хорошо описаны в литературе (см., например, [Берлянд, 1985: с. 19; Матвеев, 2000, с. 631; Seinfeld and Pandis, 2006]). Более подробный анализ для нашего конкретного случая будет дан ниже в разд. «Анализ некоторых допущений, лежащих в основе МБДС».

С учетом того, что направление ветра в приземном слое практически не изменяется с высотой [Матвеев, 2000, с. 631], если ось x ориентировать по направлению средней скорости ветра, то $V = 0$. Рассмотрев характерные величины членов уравнения (1) – см. раздел «Анализ некоторых допущений, лежащих в основе МБДС» – применительно к рассматриваемой задаче, можно исключить из уравнения члены, характеризующие горизонтальную диффузию. В этом случае уравнение (1) сведется к достаточно простому

$$U \cdot \partial C / \partial x + W \cdot \partial C / \partial z = \partial [(K_z + D) \cdot \partial C / \partial z] / \partial z.$$

Известно, что в приземном слое воздуха до уровня $z = h \sim 50-100$ м коэффициент обмена возрастает примерно пропорционально высоте z , а U и температура являются логарифмическими функциями z [Берлянд, 1985, с. 22, Матвеев, 2000, с. 242-249]. Для вычисления приземных концентраций примеси часто нет необходимости принимать во внимание детальное распределение K_z с высотой за пределами приземного слоя. На значение приземной концентрации сравнительно мало влияет отклонение в вертикальном профиле ветра от логарифмического, отмечающееся выше приземного слоя. На этом основании вполне приемлемой для многих задач является модель обмена Юдина-Швеца, согласно которой

$$K_z = \begin{cases} K_1 \cdot z / z_1 & \text{при } z \leq h, \\ U = U_1 \cdot \ln(z/z_0) / \ln(z_1/z_0), & \\ K_1 \cdot h / z_1 & \text{при } z > h, \end{cases}$$

где z_0 – шероховатость подстилающей поверхности [Берлянд, 1985: с. 20-22, 97], z_1 – высота, на которой измеряется скорость ветра.

Это выражение отражает то обстоятельство, что с увеличением высоты размеры вихрей, обуславливающих турбулентный обмен, возрастают в приземном слое ($z \leq h$) и сравнительно мало изменяются при $z > h$, принимая некоторые характерные масштабы. Для вихрей этого масштаба можно полагать, что атмосферная турбулентность выше приземного слоя имеет примерно изотропный характер, вследствие чего здесь $K_x \approx K_y \approx K_z$. На более низких уровнях $K_x(z) \approx K_y(z)$. Степень возрастания с высотой для K_x и K_y меньше, чем для K_z . Этому условию приближенно удовлетворяют соотношения

$$K_x(z) \approx K_y \approx K_0 \cdot U,$$

Принимая, что при $z = h$, т.е. на верхней границе приземного слоя, $K_y \approx K_z$, можно найти K_0 [Берлянд, 1985: с. 23-24]. Действительно,

$$K_x(z) \approx K_y(h) \approx K_z(h) \Leftrightarrow K_0 \cdot U(h) \approx K_1 \cdot h / z_1.$$

Откуда

$$K_0 \approx K_1 \cdot h / [z_1 \cdot U(h)] = K_1 \cdot h \cdot \ln(z_1/z_0) / [z_1 \cdot U_1 \cdot \ln(h/z_0)].$$

Следовательно, при $z \leq h$

$$K_x(z) \approx K_y(z) \approx K_0 \cdot U(z) = K_1 \cdot h / [z_1 \cdot U_1 \cdot \ln(h/z_0) / \ln(z_1/z_0)] \cdot U_1 \cdot \ln(z/z_0) / \ln(z_1/z_0).$$

Итак,

$$K_x(z) \approx K_y(z) \approx K_1 \cdot h \cdot \ln(z/z_0) / [z_1 \cdot \ln(h/z_0)].$$

В пределах приземного слоя

$$K_1 = \kappa^2 \cdot U_1 \cdot L \cdot J(z_1/L) / \ln(z_1/z_0).$$

Здесь

$$J(x) = \begin{cases} x \cdot (1 + 0.54 \cdot |x|^{0.8}) & \text{при } x < 0, \\ x / (1 + 0.9 \cdot x) & \text{при } 0 < x < 1, \\ 0.53 & \text{при } x \geq 1, \end{cases}$$

L – масштаб Монина-Обухова [Берлянд, 1985, с. 23]. Следуя А.С. Монину и А.М. Обухову $L = u_*^3 \cdot \kappa^{-1} \cdot \beta^{-1} \cdot Q_0^{-1} \cdot c_p \cdot \rho$, где u_* ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$) – скорость трения или динамическая скорость; κ – константа Кармана (по данным измерений в аэродинамических трубах и в приземном слое атмосферы, ее значение заключено между 0.36 и 0.43; обычно принимают $\kappa = 0.38$); β ($\text{м} \cdot \text{с}^{-2} \cdot \text{К}^{-1}$) – параметр плавучести; Q_0 ($\text{Дж} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{м}^{-2}$) – поток тепла, сформировавшийся на поверхности Земли (называемый также ее теплоотдачей); c_p – удельная теплоемкость при постоянном давлении (для сухого воздуха $c_p = 1006 \text{ Дж} \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$); ρ ($\text{кг} \cdot \text{м}^{-3}$) – плотность воздуха [Матвеев, 2000, с. 94, 226, 234, 236, 240]. Но в прикладной литературе считается возможным использовать более простую (более удобную для практической работы) формулу

$$L = 0.1 \cdot T_a \cdot U_1 \cdot \ln(z_3/z_2) / [g \cdot (T_3 - T_2) \cdot \ln(z_1/z_0)],$$

g – ускорение свободного падения [Берлянд, 1985, с. 23]; T_a – средняя в слое абсолютная температура воздуха [Седунов, 1991]; T_3, T_2 – температуры на высотах z_3 и z_2 , соответственно.

Для высоты приземного слоя h найдено, что

$$h = 0.05 \cdot K_1 / (z_1 \cdot \omega_z),$$

где ω_z – вертикальная составляющая угловой скорости движения Земли, которая зависит от географической широты θ по формуле:

$$\omega_z = \omega \cdot \sin(\theta),$$

где ω – угловая скорость вращения Земли [Берлянд, 1985, с. 23, 82], т.е. $\omega \approx 7.2685 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$.

Теоретические основы МБДС

Согласно [Марчук, 1982: с. 53-58] формулируется сопряженная к (1) и (2) задача в виде

$$-U \cdot \partial C^* / \partial x - V \cdot \partial C^* / \partial y - W \cdot \partial C^* / \partial z = \partial[(K_x + D) \cdot \partial C^* / \partial x] / \partial x + \partial[(K_y + D) \cdot \partial C^* / \partial y] / \partial y + \partial[(K_z + D) \cdot \partial C^* / \partial z] / \partial z + R, \quad (3)$$

где $R(x, y, z)$ – некоторая пока неопределенная функция. На Ω задаются граничные условия для сопряженной функции $C^*(x, y, z)$ [Бородулин с соавт., 1997]:

$$C^*(0, y, z) = C^*(X, y, z) = C^*(x, 0, z) = C^*(x, Y, z) = C^*(x, y, H) = 0; \quad K_z \cdot \partial C^* / \partial z|_{z=0} = 0, \quad (4)$$

Умножая (1) на C^* , вычитая из этого произведения (3), умноженное на C , и интегрируя полученное выражение по области Ω с учетом условий (2) и (4), можно получить равенство [Десятков с соавт., 1997]:

$$\int_S C^*(x, y, 0) \cdot q(x, y) dx dy = \int_{\Omega} R \cdot C(x, y, z) dx dy dz. \quad (5)$$

Если считать, что поверхность болота однородна, то q не зависит от x, y и является средним значением потока с единицы площади [Бородулин с соавт., 1997], т.е. средним значением удельного потока.

Задав R в виде

$$R(x, y, z) = Q \cdot \delta(x - x_0) \cdot \delta(y - y_0) \cdot \delta(z - z_0) \quad (6)$$

где Q – константа (можно положить $Q = 1$); δ – дельта-функция; x_0, y_0, z_0 – координаты точки измерения концентрации метана, получают следующее соотношение для определения потока, использующее решение сопряженной задачи (3), (4)

$$q = Q \cdot C(x_0, y_0, z_0) \cdot \left[\int_S C^*(x, y, 0) dx dy \right]^{-1}, \quad (7)$$

где $C(x_0, y_0, z_0)$ – измеренное значение концентрации [Десятков с соавт., 1997].

Очевидно, такой способ решения обратной задачи намного экономичнее подхода, связанного с подбором q путем многократного решения прямой задачи (1), (2) [Бородулин с соавт., 1997].

Алгоритм МБДС и некоторые его особенности

1. Проводятся измерения концентрации $C(x_0, y_0, z_0)$ в точке с координатами x_0, y_0, z_0 [Бородулин с соавт., 1997].
2. Решается сопряженная задача (3), (4), в результате чего получается функция Грина C^* во всех точках области Ω , в том числе и на S . Уравнения решаются методом асимптотического стационарного с использованием процедуры расщепления по физическим процессам, направлениям [Яненко, 1967, с. 26-31, 71-77, 163-165;

Марчук, 1982, с. 69-118] и с последующим применением численных схем Кранка-Николсона [Ортега и Пул, 1986, с. 233] и Фромма (см., например, [Алоян, 2008, с. 72, 409] и ссылки там). На практике расчеты проводились при следующих значениях входных параметров: $X = Y = 3000$ м, $H = 60$ м; шаги разностной сетки составляли $\Delta x = \Delta y = 200$ м, $\Delta z = 2$ м; болото занимало приблизительно 6.6 км^2 из 9 км^2 расчетной области [Бородулин с соавт., 1997].

3. По (7) находится искомое значение q [Бородулин с соавт., 1997].

Расчетная сетка, на боковых границах которой согласно (2) следует ставить нулевые граничные условия для C , будет, казалось бы, давать искаженные значения C из-за того, что ряд ее граничных узлов расположен непосредственно над болотом, где $C \neq 0$. Однако специально проведенные расчеты показали, что влияние заданных границ на величину C при указанных параметрах шаблона и размерах расчетной области пренебрежимо мало [Бородулин с соавт., 1997].

«Футпринт»: какова область, для которой получается поток при помощи МБДС?

Из (5) видно, что функция Грина C^* является весовой функцией или функцией влияния. Она характеризует вклад потока метана с поверхности болота в точке x, y в значение концентрации в точке x_0, y_0, z_0 . Величина такого вклада уменьшается с увеличением расстояния между этими точками, а также при смещении точки x_0, y_0, z_0 из подветренной относительно точки x, y области. Теоретически все точки поверхности болота, находящиеся с наветренной стороны от точки измерения концентрации, оказывают влияние на $C(x_0, y_0, z_0)$. Однако как показали тестовые расчеты, при $z_0 = 2$ м, площадь болота, ограниченная изолинией функции Грина со значением 0.05 от максимального, составляет приблизительно 1.4 км^2 ; реально значимыми являются точки, удаленные от области измерения не далее чем на 2 км и находящиеся с наветренной стороны в секторе с углом раствора равным $\approx 30^\circ$ [Бородулин с соавт., 1997] при метеорологических условиях, характерных для летнего периода в районе Бакчарского болота.

Область, влияющая на формирование концентрации примеси в некоторой точке, в англоязычной литературе называется «footprint'ом» данной точки, а в русскоязычной – «областью влияния» (кроме того, в отечественной литературе и докладах на конференциях все шире используется вышеуказанный английский термин, но записанный русскими буквами – «футпринт»). Понятно, что в той или иной мере на концентрацию примеси в данной точке влияет наветренный источник, находящийся на любом расстоянии, но для больших расстояний это влияние будет исчезающе малым.

Рассмотрим бесконечную плоскость, являющуюся источником газообразной примеси, удельный поток которой постоянен (во времени и пространстве) и равен $q \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{ч}^{-1}$. Пусть метеорологическая вышка стоит в некоторой точке, которую примем за начало координат на этой плоскости. Над рассматриваемой плоскостью сформируется стационарный профиль концентраций $c(z)$. Обозначим через $c_R(z)$ концентрацию, формирующуюся на высоте z за счет потока из области, расположенной в пределах круга радиуса R на плоскости. Введем обозначение $\Delta c_R = c(z) - c_R(z)$. Теперь будем рассматривать не равномерный в пространстве источник, а такой, что внутри круга радиуса R поток постоянен и равен $q \neq 0$, но вне этого круга $q = 0$. Это простейшая модель реальной ситуации, когда интенсивно генерирующая метан экосистема (например, болото, полигон захоронения бытовых отходов) окружена другими экосистемами, не являющимися источниками данного газа. Понятно, что при больших значениях R мы не сможем обнаружить разницу между $c_R(z)$ и $c(z)$. При меньших R различие между $c_R(z)$ и $c(z)$ будет обнаружено. *Максимальное значение R , при котором разница Δc_R еще обнаруживается, естественно рассматривать в качестве «области влияния».* Подробное рассмотрение теории футпринта и конкретные модели для него см., например, в [Fan et al., 1992; Simpson et al., 1997; Beswick et al., 1998; Soegaard et al., 2000; Kormann and Meixner, 2001; Schmid, 2002].

Экспериментальная проверка МБДС

В течение ряда дней экспедиций 1994-1996 гг. проводились ежечасные измерения концентрации метана, скорости ветра и его направления, температуры и влажности воздуха над болотом на высоте 2 м от подстилающей поверхности и на расстоянии порядка 100 м от кромки болота [Бородулин с соавт., 1997; Десятков с соавт., 1998]. Поскольку основную часть МБДС составляют расчеты по математической модели, то будем называть величины, полученные указанным методом, «рассчитанными».

По данным серии измерений Паникова с соавт. 1992-1994 гг., среднее (по всем наблюдениям) значение q на Бакчарском болоте было равно $9.2 \pm 9.3 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$, а среднее, рассчитанное на основании экспериментов 26-27.07.1994 г. составляет $6.4 \pm 3.5 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$. Среднее \pm стандартное отклонение q по данным, полученным камерным статическим методом 17-18.08.1995 г., составило $12.5 \pm 1.1 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$, а среднее рассчитанное значение равно $13.9 \pm 6.3 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$. Независимое измерение эмиссии метана камерным статическим методом, проводившееся вблизи точки отбора проб воздуха над поверхностью болота, дало осредненное за 14.09 и 20.09.1996 г. значение удельного потока $5.4 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$, а рассчитанные по алгоритму МБДС величины потоков получились равными за эти дни, соответственно, 4.3 ± 1.8 и $3.6 \pm 2.2 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$. Видно, что совпадение величин измеренных классическим камерным методом и МБДС вполне удовлетворительное [Бородулин с соавт., 1997; Десятков с соавт., 1998].

Однако рассчитанные величины имеют значительный разброс. Это, по-видимому, можно объяснить тем, что время отбора проб воздуха составляло минуту и длительность метеорологических наблюдений составляла минуты [Бородулин с соавт., 1997]. Вероятно, этого времени не хватало для достаточно хорошего усреднения, обеспечивающего подавление шумов.

К сожалению, следует признать, что совпадение результатов измерения потока камерным методом и МБДС, строго говоря, не может доказать правильность результатов, получаемых МБДС (равно как несовпадение – не может опровергнуть). Действительно, во-первых, при врезании камеры вносятся существенные возмущения, которые могут в течение значительного времени изменять естественный поток. Во-вторых, даже если камера была установлена столь давно, что газовое тело почвы вновь пришло к своему естественному состоянию и в этих условиях действительно измеряется истинный поток, все равно совпадения с МБДС может не быть по причине, которую мы указывали выше – камера измеряет поток с гораздо меньшей площади. Причем здесь проблема сводится не только к тому, что на площади, влияющей на результат измерений МБДС, может находиться множество существенно отличающихся величиной эмиссии микроландшафтов. Будем считать, что в каждом микроландшафте установлена камера и площади микроландшафтов известны (т.е. речь идет о том, что мы можем подсчитать среднее значение эмиссии для всего данного исследовательского полигона, намного превышающего площадь основания одной камеры и состоящего из нескольких различных микроландшафтов). Однако полученное таким образом среднее значение для болотных почв может быть занижено по причине того, что вероятность попадания в камеру пузырей, выносящих в атмосферу значительное количество метана, крайне мала.

По-видимому, единственный (с чисто логической точки зрения) способ, который позволяет доказать или опровергнуть правильность результатов, получаемых МБДС, заключается в использовании источника газа известной исследователю мощности. Упрощенно говоря, мы должны иметь баллон с некоторым газом известной концентрации, который можем открывать больше или меньше, устанавливая некоторую скорость истечения газа (эта скорость должна легко и точно измеряться). Таким образом, зная концентрацию газа и скорость его истечения из баллона, мы легко можем подсчитать мощность источника данного газа. Если измерения методом МБДС дадут именно эту величину мощности, значит метод работает правильно. Такой способ действительно нашел применение на практике, причем обычно используется SF₆ – см., например, [Kirchgessner et al., 1993].

Простейший вариант МБДС

В [Бородулин с соавт., 1995; Бородулин с соавт., 1996] показана¹ пропорциональность между величиной удельного потока метана (q , мгС·м⁻²·час⁻¹), выделяемого подстилающей поверхностью, и превышением ($C|_{z=0}$, мгС/м³) его приземной концентрации над фоновой:

$$q = v \cdot C|_{z=0}, \quad (9)$$

где коэффициент пропорциональности v – линейная скорость выделения молекул метана подстилающей поверхностью (м/час).

Первые результаты оценок v на основании данных измерений и последующих расчетов приведены в [Бородулин с соавт., 1995]. Среднее значение v для эксперимента 26-27.07.1994 г. равно 19.8 ± 5.4 м/час, а для 17-18.08.1995 г. составляет 17.6 ± 2.2 м/час [Бородулин с соавт., 1997]. Средние значения v для 14.09 и 20.09.1996 оказались равны 11.9 ± 5.4 и 14.4 ± 7.6 м/час соответственно [Десятков с соавт., 1998] что по порядку совпадает с найденными ранее значениями v [Бородулин с соавт., 1995; Бородулин с соавт., 1996; Бородулин с соавт., 1997].

Коэффициент v может представлять интерес для описания процесса эмиссии на конкретных болотах: мы видим, что определенное приблизительно через год в той же точке болота среднее значение v практически воспроизвелось. Это указывает на то, что скорость выделения v может быть использована для оценки потока метана по данным о его концентрации вблизи поверхности болота [Бородулин с соавт., 1997].

Десятков с соавт., [1998] указывают, что анализ величин, осредненных за время проведения отдельных экспериментов, свидетельствовал о связи средних значений v и температуры поверхности болота (коэффициент корреляции $r = 0.98$). Кроме того, в трех экспериментах из четырех наблюдалась значимая корреляция между v и скоростью ветра (26-27.06.1994 $r = 0.76$, 14.10.1996 $r = 0.86$ и 20.10.1996 $r = 0.99$). Эти результаты показывают, что для получения объективных оценок следует использовать осреднение по достаточно большому промежутку времени (порядка суток и более). На наш взгляд в их измерениях надежно это не обосновано – действительно, указанное выше значение $r = 0.98$ получено для эмпирической зависимости, содержащей лишь 3 экспериментальные точки. Тем не менее, из общетеоретических представлений существование указанных корреляций кажется достаточно естественным (теоретическое обсуждение, экспериментальные данные зависимости потока метана от скорости ветра на границе вода/атмосфера, а также формулы для соответствующего коэффициента массообмена приведены, например, в [Sebacher et al., 1983; Holmes et al., 2000; Kelley and Jeffrey, 2002]).

Возможно выявление корреляций между v и типом растительности на болоте, уровнем воды, температурой, интенсивностью солнечной радиации и другими параметрами [Бородулин с соавт., 1997]. Представляется достаточно логичным принять некоторую функциональную зависимость v от коэффициента массопередачи на границе почва/атмосфера или вода/атмосфера (а если хоть какая-то зависимость v от k существует, то в простейшем случае можно ограничиться линейной зависимостью, исходя из соображений разложения v в ряд по k). Но коэффициент массопередачи, как известно (см., например, [Кафаров, 1979, с. 187-199]) определяется скоростью потока и целым рядом величин, таких как, скажем, вязкости жидкой и газовой фаз, зависящих, в свою очередь, от факторов среды: температуры, давления и т.п.

¹ Впрочем, аналогичное соотношение широко обсуждалось в литературе как минимум на 12-13 лет раньше – см. [Kaharabata et al., 1998].

В заключение данного раздела упомянем остроумный метод, описанный в [Kaharabata et al., 1998]. Предполагая, что соотношение (9) верно не только строго для $C|_{z=0}$, но и для небольших $z > 0$ (а на самом деле, как было показано ранее в разделе «Теоретические основы МБДС», при выбранных условиях концентрация в любой точке рассматриваемой области линейно зависит от эмиссии метана), авторы интерпретируют v не как скорость выделения молекул метана подстилающей поверхностью, а как некоторую характеристику турбулентности в приземном слое. Поскольку v слабо зависит от свойств газа, возможно находить эту величину, включая некоторый источник известной мощности q_1 и измеряя соответствующую ему концентрацию C_1 , а потом по известному значению v ($v = q_1/C_1$) и измеренной концентрации метана C можно найти поток метана: $q = q_1 \cdot C/C_1$. В качестве газа для этого эксперимента использовался SF_6 .

Анализ некоторых допущений, лежащих в основе МБДС

Квазистационарность. Для проверки допущения квазистационарности можно оценить каждое из слагаемых уравнения (0). Динамика C на высоте 2 м в июле-августе над типичным южно-таежным болотом Западной Сибири (Бакчарское болото, Томская обл.), опубликованная в [Бородулин с соавт., 1997], дает для $|\partial C/\partial t|$ диапазон от 0 до $0.64 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{ч}^{-1}$ при среднем арифметическом значении $0.07 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{ч}^{-1}$ (которое мы и выберем в качестве характерного значения). К сожалению, мы не смогли найти в литературе экспериментальные измерения горизонтального градиента концентрации метана на высотах порядка метра в масштабе болота, поэтому воспользуемся результатами математического моделирования из [Десятков с соавт., 1998]. При скорости ветра (на высоте 1.8 м) 8280 м/ч над тем же болотом они дают для $|\partial C/\partial x|$ (или $|\partial C/\partial y|$) значения $(8 \div 9) \cdot 10^{-5} \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-4}$, а для $|\partial^2 C/\partial x^2|$ (или $|\partial^2 C/\partial y^2|$) значение $10^{-7} \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-5}$ (это значение нам скоро понадобится для оценки $|\partial[(K_x + D) \cdot \partial C/\partial x]/\partial x|$). Таким образом, в качестве характерного значения $|U \cdot \partial C/\partial x|$ примем $(8280 \text{ м/ч}) \cdot (8.5 \cdot 10^{-5} \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-4}) = 0.7 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{ч}^{-1}$. Также в [Десятков с соавт., 1998] приведены данные измерений концентрации метана над поверхностью того же болота (и соответствующие им значения горизонтальной скорости ветра) в сентябре, позволяющие грубо оценить $|\partial C/\partial z|$ на высоте 1 м. К сожалению, мы не смогли найти в литературе экспериментальные измерения вертикальной составляющей скорости ветра над каким-либо типичным болотом, но грубо ее можно оценить исходя из общеизвестного (см., например, [Хромов и Петросянец, 1994, с. 75]) положения, о том, что для атмосферных движений характерна квазигоризонтальность – скорости горизонтального переноса в 100-1000 раз превышают вертикальные скорости. Если принять, например, что $W \sim 0.001 \cdot U$, то $|W \cdot \partial C/\partial z|$ оказывается в диапазоне от 0.1 до $1.4 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{ч}^{-1}$ при среднем арифметическом значении $0.4 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{ч}^{-1}$ (которое мы и выберем в качестве характерного значения). Динамика K_z на высоте 5 м в июле-августе над Бакчарским болотом, опубликованная в [Maksyutov et al., 1999], показывает, что для ночных часов типичны значения $3.6 \div 36 \text{ м}^2/\text{ч}$ (изредка встречаются значения до $360 \text{ м}^2/\text{ч}$), а для дневных – $720 \div 3600 \text{ м}^2/\text{ч}$. К сожалению, мы не смогли найти в литературе результаты экспериментальных измерений величины $|\partial^2 C/\partial z^2|$ над каким-либо типичным болотом. Согласно нашим собственным данным, полученным во время проведения измерений градиентным методом над Бакчарским болотом (эти работы очень кратко описаны в [Чистотин и Глаголев, 2003; 2003а], но данные, о которых идет речь, тогда опубликованы не были) в ночное время наблюдалось $|\partial^2 C/\partial z^2| \sim 0.25 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-5}$. Правда, такое значение фиксировалось при потоках, на порядок больших, чем в [Десятков с соавт., 1998]. Поэтому в качестве характерного ночного значения $|K_z \cdot \partial^2 C/\partial z^2|$ для высоты 1.8 м мы примем $(36 \text{ м}^2/\text{ч}) \cdot (0.025 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-5}) \cdot (1.8/5) \approx 0.3 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{ч}^{-1}$ (в силу $K_z \gg D$ принимать во внимание величину D при наших грубых оценках нет смысла). К большому сожалению, мы не смогли найти в литературе результаты экспериментальных измерений величин K_x , K_y над каким-либо типичным южно-таежным болотом, поэтому воспользуемся грубыми оценками, основанными на [Калиткин с соавт., 2005, с. 19]: значения $K_z = 720 \div 3600 \text{ м}^2/\text{час}$ соответствуют, скорее всего, классам атмосферной стабильности G и F; для этих классов атмосферной стабильности при $U \sim V = 8280 \text{ м/ч}$ $K_x \sim (2 \div 4) \cdot 10^3 \text{ м}^2/\text{ч}$. Таким образом, в качестве характерного значения $|\partial[(K_x + D) \cdot \partial C/\partial x]/\partial x|$ получаем $3 \cdot 10^{-4} \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{ч}^{-1}$.

Итак,

$$\begin{aligned} |\partial[(K_x + D) \cdot \partial C/\partial x]/\partial x| &\sim |\partial[(K_y + D) \cdot \partial C/\partial y]/\partial y| \sim 0.0003 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{час}^{-1}, \\ |\partial C/\partial t| &\sim 0.07 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{час}^{-1}, \\ |\partial[(K_z + D) \cdot \partial C/\partial z]/\partial z| &\sim 0.3 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{час}^{-1}, \\ |W \cdot \partial C/\partial z| &\sim 0.4 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{час}^{-1}, \\ |U \cdot \partial C/\partial x| \sim |V \cdot \partial C/\partial y| &\sim 0.7 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{час}^{-1}, \end{aligned}$$

Из проведенного анализа становится очевидно, что безусловно можно пренебречь горизонтальной диффузией (соответствующие ей члены на 2-3 порядка меньше любых других). А вот член $|\partial C/\partial t|$ хотя и меньше остающихся после отбрасывания горизонтальной диффузии, но лишь в 4-10 раз. Учитывая, что мы давали лишь грубые оценки членов, в той или иной ситуации отношение величины $|\partial C/\partial t|$ к величине других членов может быть как несколько больше 4, так и меньше 10. Таким образом, похоже, что рассматриваемая нами ситуация, находится, так сказать, на границе между нестационарной и стационарной задачами, заходя (в зависимости от конкретной метеорологической ситуации и интенсивности эмиссии) то в стационарную, то в нестационарную область. Например, значение $|V \cdot \partial C/\partial y| \sim 0.7 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{час}^{-1}$ было получено нами при поверхностной плотности потока $5.4 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$. На огромном экспериментальном материале (несколько тысяч измерений), полученном во всех

природных зонах Западной Сибири было показано, что в большинстве болотных микроландшафтов поверхностная плотность потока меньше (см., например, [Глаголев с соавт., 2007; Глаголев с соавт., 2008; Глаголев и Клепцова, 2009; Глаголев с соавт., 2009]), причем в некоторых – меньше весьма существенно (на 1-2 порядка), но тогда, естественно, будут формироваться меньшие значения $|U \cdot \partial C / \partial x|$ и $|V \cdot \partial C / \partial y|$. В заключение обсуждения вопроса о квазистационарности, взглянем на проблему с точки зрения метеорологии, где используется следующее простое правило.

Квазистационарные движения характеризуются тем, что изменение компонент скорости за 10^4 с значительно меньше величины самой скорости, а нестационарные движения – тем, что за 10^4 с порядок изменения компонент скорости не меньше порядка самой скорости [Лайхтман и Чудновский, 1949, с. 101]. Результаты измерения скоростей ветра в июле-сентябре на высоте около 1.9 м над Бакчарским болотом, опубликованные в [Бородулин с соавт., 1997; Десятков с соавт., 1998], дают для $|\Delta V \cdot 10^4 / V|$ диапазон от 0 до 1.6 при среднем арифметическом значении 0.4. Причем если подробно анализировать внутрисуточную динамику, то становится очевидно, что с 0 до 9 часов изменение компонент скорости за 10^4 с составляет, в основном, от 20 до 60% величины самой скорости, иногда опускаясь до 10% или поднимаясь до 70-80%. Стабильно малые значения (нигде не более 30%, в основном – менее 20%) $|\Delta V \cdot 10^4 / V|$ имеет с 9 до 14 часов. С 14 до 24 часов изменение компонент скорости составляет, в основном, от 20 до 100% величины самой скорости, иногда опускаясь ниже 10% или поднимаясь до 140-160%. *Все вышеприведенные соображения подводят к мысли о том, что к квазистационарному приближению следует относиться с осторожностью и в ряде случаев, все же, придется использовать нестационарное уравнение.* Вычислительные особенности сопряженной задачи для этого случая рассмотрены в [Марчук, 1982, с. 115-118].

Однородность поверхности болота. Относительно этого предположения можно сразу определенно сказать, что в подавляющем большинстве случаев оно не выполняется. Однако, как было показано в разделе «Экспериментальная проверка МБДС», МБДС способен давать достаточно хорошие результаты и при данном упрощении.

При проведении наблюдений в нескольких точках можно на неоднородной поверхности болота выделить однородные участки (скажем, путем анализа геоботанических карт или космических снимков) и, рассчитав области влияния для каждого наблюдения, подобрать вместо одного q несколько значений q_i , каждое из которых соответствует конкретному однородному участку. Однако при значительном перекрытии областей влияния для разных наблюдений задача может стать плохо обусловленной. При использовании процедуры согласования между различными источниками информации (скажем, разными наблюдениями), МБДС становится более сложным методом, называемым в литературе «inverse modelling method» [Haas-Laursen et al., 1997; Hein et al., 1997; Mikaloff Fletcher et al., 2004].

Если же применяется подход с использованием сопряженных уравнений, то мы не сможем от формулы (5) перейти к (7). Из (5) вместо (7) будем иметь интегральное уравнение

$$\int_S C^*(x, y, 0) \cdot q(x, y) dx dy = C(x_0, y_0, z_0).$$

Решение этого интегрального уравнения представляет собой некорректную задачу, поэтому следует использовать какой-либо регуляризирующий алгоритм. Решение некорректных интегральных уравнений к настоящему времени представляет собой уже достаточно хорошо развитую область математики (см. теорию, конкретные вычислительные алгоритмы и даже программы для ЭВМ в [Верлань и Сизиков, 1986; Бакушинский и Гончарский, 1989; Тихонов с соавт., 1990; Ильина и Силаев, 2004, с. 108-111]).

При добавлении в рассмотрение дополнительных гипотез о величине эмиссий (так называемое «первое приближение») и введении степени доверия (относительно наблюдений) к предварительным гипотезам, «inverse modelling method» дает возможность учитывать большее количество данных – часть учитывается напрямую, в виде данных наблюдений, а часть косвенно, через «первое приближение». За счет этого «inverse modelling method» может использоваться в более сложных условиях (неоднородное поле эмиссий, менее точные наблюдения) и обеспечивать более точные результаты, чем МБДС. Однако этот метод гораздо сложнее и вычислительно «тяжелее», чем МБДС.

Дальнейшее развитие и потенциальное применение МБДС

Для получения более достоверных оценок потока, осредненного по возможно большей поверхности болота, желательно проводить измерения концентрации на высотах 5, 10 или даже 20 м. Чем больше высота измерения концентрации, тем большая площадь болота оказывает влияние на измеренные значения и, следовательно, на получение более устойчивых средних значений потока [Десятков с соавт., 1998]. Этот вывод также следует из результатов [Бородулин с соавт., 1997], где излагается теоретическая часть метода определения потока. Действительно, при увеличении высоты измерения концентрации увеличивается площадь, на которой функция Грина, определяемая при решении «обратной» задачи распространения, дает значительный вклад в искомую величину потока [Марчук, 1982; Бородулин с соавт., 1997]. Однако с другой стороны, увеличение высоты не может быть бесконечным – оно ограничивается точностью газового анализа. На некоторой критической высоте Z_c влияние наземных источников перестает улавливаться, и можно показать, что эта высота в простейшем случае нейтральной стратификации определяется выражением

$$Z_c = h/\exp\{\kappa^2 \cdot u_1 \cdot \Delta c_R / [q \cdot \ln(z_1/z_0)]\},$$

где z_0 – высота шероховатости; u_1 – горизонтальная скорость ветра на высоте z_1 ; h – высота приземного слоя. Из приведенного соотношения становится очевидным, что высота Z_c зависит от точности аналитического прибора (Δc_R).

Важным достоинством МБДС является его простота по сравнению с более распространенным «inverse modelling method», а также наглядность. Программно реализовав (используя MatLab или FORTRAN) данный метод на переносном компьютере (или достаточно быстро отправляя результаты метеорологических измерений в центр обработки), возможно еще в процессе полевых исследований узнать, какие области влияния соответствуют выбираемым точкам наблюдений, и подобрать оптимальное расположение и высоту забора проб, чтобы получить как можно больше информации об исследуемом объекте.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает признательность А.Ф. Сабрекову, предоставившему ряд литературных источников. Особую благодарность автор выражает Рецензенту, чьи благожелательные советы помогли исправить имевшиеся в статье неточности и вообще существенно улучшить текст статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- Алоян А.Е. 2008. Моделирование динамики и кинетики газовых примесей и аэрозолей в атмосфере. М.: Наука. 415 с.
- Бакушинский А.Б., Гончарский А.В. 1989. Некорректные задачи. Численные методы и приложения. М.: Изд-во МГУ. 199 с.
- Баладин С.Ф., Старновский С.А., Шишигин С.А. 2008. Анализ возможного применения метода корреляции газовых светофильтров для измерения содержания метана в атмосфере со спутника // Оптика атмосферы и океана. №10. С. 897-901.
- Берлянд М.Е. 1985. Прогноз и регулирование загрязнения атмосферы. Л.: Гидрометеоздат. 271 с.
- Бородулин А.И., Десятков Б.Д., Махов Г.А., Сарманаев С.Р. 1997. Определение эмиссии болотного метана по измеренным значениям его концентрации в приземном слое атмосферы // Метеорология и гидрология. № 1. С. 66-74.
- Бородулин А.И., Махов Г.А., Десятков Б.М., Сарманаев С.Р. 1996. Статистические характеристики потока метана, выделяемого заболоченной подстилающей поверхностью // Доклады академии наук. Т. 349. № 2. С. 256 - 258.
- Бородулин А.И., Махов Г.А., Сарманаев С.Р., Десятков Б.Д. 1995. О распределении потока метана над заболоченной местностью // Метеорология и гидрология. № 11. С. 72-79.
- Верлянь А.Ф., Сизиков В.С. 1986. Интегральные уравнения: методы, алгоритмы, программы. Киев: Наукова думка. 544 с.
- Выгодская Н.Н., Курбатова Ю.А., Варлагин А.В., Милокова И.М., Козлов Д.Н., Татарин Ф.А. 2003. Потоки CO₂ между атмосферой и бореальными экосистемами южной европейской тайги // Вторая Международная конференция «Эмиссия и сток парниковых газов на территории северной Евразии», 16-20 июня 2003: Тезисы докладов. Пушино. С. 29-30.
- Галкин Л.М., Корнейчук А.И. 1981. Прямой метод вычисления компонент тензора коэффициентов турбулентной диффузии // Динамика эколого-экономических систем; [под ред. Галкина Л.М., Москаленко А.И., Конторина В.В.]. Новосибирск: Наука. С. 18-31.
- Глаголев М.В. 2007. Методы измерения эмиссии метана почвами // Биологические ресурсы и природопользование: Сб. науч. тр. Вып. 10. Сургут: Дефис. С. 267-295.
- Глаголев М.В., Головацкая Е.А., Шнырев Н.А. 2007. Эмиссия парниковых газов на территории Западной Сибири // Сибирский экологический журнал. Т. 14. № 2. С. 197-210.
- Глаголев М.В., Клепцова И.Е. 2009. Эмиссия метана в лесотундре: к созданию «стандартной модели» (Aa2) для Западной Сибири // Вестник ТГПУ. Вып. 3. С. 77-81. Также доступна по URL http://vestnik.tspu.ru/files/PDF/articles/Glagolev_M._V.,_Kleptcova_I._E._77_81_3_81_2009.pdf (дата обращения: 29.07.2010).
- Глаголев М.В., Сабреков А.Ф., Казанцев В.С. 2010. Физикохимия и биология торфа. Методы измерения газообмена на границе почва-атмосфера. Томск: Изд-во ТГПУ. 104 с.
- Глаголев М.В., Филиппов И.В., Клепцова И.Е., Максютлов Ш.Ш. 2009. Эмиссия метана из типичных болотных ландшафтов севера Западной Сибири // Материалы по изучению русских почв. Вып. 6(33). СПб.: Изд-во СПбГУ. С. 57-61.
- Глаголев М.В., Чистотин М.В., Шнырев Н.А., Сирин А.А. 2008. Летне-осенняя эмиссия диоксида углерода и метана осушенными торфяниками, измененными при хозяйственном использовании, и естественными болотами (на примере участка Томской области) // Агрохимия. №5. С. 46-58.
- Глаголев М.В., Шнырев Н.А. 2006. Анализ космических снимков – перспективное направление в изучении газовой функции болотных экосистем // Болота и биосфера: Сборник материалов Пятой Научной Школы (11-14 сентября 2006 г.). Томск: Изд-во ЦНТИ. С. 104-114.
- Денисов А.М. 1994. Введение в теорию обратных задач. М.: Изд-во МГУ. 208 с.
- Десятков Б.М., Бородулин А.И., Котлярова С.С. 1997. Определение потока аэрозольных частиц, выделяемых подстилающей поверхностью, путем решения обратной задачи их распространения в атмосфере // Оптика атмосферы и океана. Т. 10. №6. С. 639-644.
- Десятков Б.М., Бородулин А.И., Махов Г.А., Котлярова С.С., Сарманаев С.Р. 1998. Оценка эмиссии болотного метана по его концентрации в приземном слое атмосферы // Метеорология и гидрология. № 8. С. 67-72.
- Десятков Б.М., Сарманаев С.Р., Бородулин А.И. 1996. Численно-аналитическая модель переноса аэрозолей в термически стратифицированном пограничном слое атмосферы // Оптика атмосферы и океана. Т. 9. №8. С. 815-820.
- Зилитинкевич С.С. 1970. Динамика пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеоздат. 292 с.
- Зинченко А.В., Решетников А.И., Парамонова Н.Н., Привалов В.И. 2007. Метод мониторинга эмиссии заболоченной территории на основе атмосферных измерений // III Международная конференция «Эмиссия и сток парниковых газов на территории северной Евразии», 4-8 июня 2007: Тезисы докладов. Пушино. С. 35.
- Ильина В.А., Силаев П.К. 2004. Численные методы для физиков. Т. 2. М.-Ижевск: Институт компьютерных исследований. 118 с.
- Казаков А.Л., Лазриев Г.Л. 1978. О параметризации приземного слоя атмосферы и деятельного слоя почвы // Физика атмосферы и океана, 14, №3, 257-265.
- Калиткин Н.Н., Карпенко Н.В., Михайлов А.П., Тишкин В.Ф., Черненко М.В. 2005. Математические модели природы и общества. М.: Физматлит. 360 с.
- Кафаров В.В. 1979. Основы массопередачи. М.: Высш. шк. 439 с.
- Лайхтман Д.Л., Чудновский А.Ф. 1949. Физика приземного слоя атмосферы. М.: ГОСТЕХИЗДАТ. 254 с.
- Матвеев Л.Т. 2000. Физика атмосферы. СПб.: Гидрометеоздат. 751 с.
- Марчук Г.И. 1982. Математическое моделирование в проблеме окружающей среды. М.: Наука. 320 с.
- Мацевитый Ю.М., Лушпенко С.Ф. 1990. Идентификация теплофизических свойств твердых тел. Киев: Наук. думка. 216 с.
- Минаева Т.Ю., Курбатова Ю.А., Татарин Ф.А., Русанович Н.Р. 2003. Сезонная динамика растительности как фактор формирования газообмена CO₂ между поверхностью и атмосферой на верховом болоте // Вторая Международная конференция «Эмиссия и сток парниковых газов на территории северной Евразии», 16-20 июня 2003: Тезисы докладов. Пушино. С. 80-81.

- Минько О.И. 1988. Планетарная газовая функция почвенного покрова // *Почвоведение*. № 7. С. 59-75.
- Новиков В.В., Степанов А.Л., Поздняков А.И. 2004. Эмиссия парниковых газов в осушенных торфяниках средней торфяно-болотной области // *Болота и биосфера: Сборник материалов Третьей Научной Школы (13-16 сентября 2004 г.)*. Томск: Изд-во ЦНТИ. С. 222-230.
- Орлов Д.С., Минько О.И., Аммосова Я.М., Каспаров С.В., Глаголев М.В. 1987. Методы исследования газовой функции почвы // *Современные физические и химические методы исследования почв; [под ред. А.Д. Воронина и Д.С. Орлова]*. М.: Изд-во МГУ. С. 118-156.
- Ортега Дж., Пул У. 1986. Введение в численные методы решения дифференциальных уравнений. М.: Наука. 288 с.
- Седунов Ю.С. (ред.). 1991. Атмосфера. Л.: Гидрометеоиздат. 510 с.
- Смагин А.В. 2005. Газовая фаза почв. М.: Изд-во МГУ. 301 с.
- Тихонов А.Н., Гончарский А.В., Степанов В.В., Ягола А.Г. 1990. Численные методы решения некорректных задач. М.: Наука. 229 с.
- Хромов С.П., Петросянец М.А. 1994. Метеорология и климатология. М.: Изд-во МГУ. 520 с.
- Чистотин М.В., Глаголев М.В. 2003. Теория и практика градиентного метода измерения потока метана из почвы (экономичная реализация) // *Вторая Международная конференция «Эмиссия и сток парниковых газов на территории северной Евразии», 16-20 июня 2003: Тезисы докладов*. Пушино. с. 126.
- Чистотин М.В., Глаголев М.В. 2003а. Экономичная реализация градиентного метода измерения потока метана из болотной почвы // «Биология – наука XXI века»: 7-я Пушкинская школа-конференция молодых учёных (Пушино, 14-18 апреля 2003 года): Сборник тезисов. Пушино. с. 434.
- Яненко Н.Н. 1967. Метод дробных шагов решения многомерных задач математической физики. Новосибирск: Наука. 197 с.
- Baldocchi D.D., Hicks B.V., Meyers T.P. 1988. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods // *Ecology*. V. 69. P. 1331-1340.
- Bergamaschi P., Frankenberg C., Meirink J.F., Krol M., Dentener F., Wagner T., Platt U., Kaplan J.O., Körner S., Heimann M., Dlugokencky E.J., Goede A. 2007. Satellite cartography of atmospheric methane from SCIAMACHY on board ENVISAT: 2. Evaluation based on inverse model simulations // *Journal of Geophysical Research*, V. 112. D02304. doi:10.1029/2006JD007268.
- Beswick K.M., Simpson T.W., Fowler D., Choulaton T.W., Gallagher M.W., Hargreaves K.J., Sutton M.A., Kaye A. 1998. Methane emissions on large scales // *Atmospheric Environment*. V. 32. No. 19. P. 3283-3291.
- Brown M. 1993. Deduction of Emissions of Source Gases Using an Objective Inversion Algorithm and a Chemical Transport Model // *Journal of Geophysical Research*, V. 98. No. D7. P. 12639-12660.
- Businger J.A., Delany A.C. 1990. Chemical Sensor Resolution Required for Measuring Surface Fluxes by Three Common Micrometeorological Techniques // *Journal of Atmospheric Chemistry*. V. 10. P. 399-410.
- Fan S.M., Wofsy S.C., Bakwin P.S., Jacob D.J., Anderson S.M., Keibian P.L., McManus J.B., Kolb C.E. 1992. Micrometeorological Measurements of CH₄ and CO₂ Exchange Between the Atmosphere and Subarctic Tundra // *Journal of Geophysical Research*. V. 97. No. D15. P. 16627-16643.
- Friborg T., Christensen T.R., Hansen B.U., Nordstroem C., Soegaard H. 2000. Trace gas exchange in a high-arctic valley: 2. Landscape CH₄ fluxes measured and modeled using eddy correlation data // *Global Biogeochemical Cycles*. V. 14. No. 3. P. 715-723.
- Friborg T., Christensen T.R., Søgaard H. 1997. Rapid response of greenhouse gas emission to early spring thaw in subarctic mire as shown by micrometeorological techniques // *Geophys. Res. Lett.* V. 24. No. 23. P. 3061-3064.
- Friborg T., Soegaard H., Christensen T.R., Lloyd C.R., Panikov N.S. 2003. Siberian wetlands: Where a sink is a source // *Geophys. Res. Lett.* V. 30. No. 21. P. 2129. doi:10.1029/2003GL017797.
- Grant R.F., Roulet N.T. 2002. Methane efflux from boreal wetlands: Theory and testing of the ecosystem model Ecosys with chamber and tower flux measurements // *Global Biogeochem. Cycles*. V. 16. No. 4. 1054. doi:10.1029/2001GB001702.
- Haas-Laursen D.E., Harley D.E., Prinn R.C. 1996. Optimizing an inverse method to deduce time-varying emissions of trace gases // *Journal of Geophysical Research*. V. 101. No. D17. P. 22823-22831.
- Harazono Y., Mano M., Yoshimoto M., Vourlitis G.L., Oechel W.C. 1998. CO₂ Budget of the Wet Sedge Tundra Ecosystems in Alaska, analyzed by Continuous Flux Measurements and a Tundra CO₂ Budget Model (TCBM) // *Proceedings of the Sixth Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1997*. – Tsukuba: Isebu. – P. 159-174.
- Hargreaves K.J., Fowler D. 1998. Quantifying the effects of water table and soil temperature on the emission of methane from peat wetland at the field scale // *Atmospheric Environment*. V. 32. No. 19. P. 3275-3282.
- Hein R., Crutzen P.J., Heimann M. 1997. An inverse modeling approach to investigate the global atmospheric methane cycle // *Global Biogeochemical Cycles*, V. 11. No. 1. P. 43-76.
- Holmes M.E., Sansone F.J., Rust T.M., Popp B.N. 2000. Methane production, consumption, and air-sea exchange in the open ocean: An evaluation based on carbon isotopic ratios // *Global Biogeochemical Cycles*. V. 14. No. 1. P. 1-10.
- Inoue G., Makshyutov S. 1994. Application of Conditional Sampling Eddy Flux Measurement in West Siberia Lowland // *Proceedings of the Second Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1993*. – Tsukuba: Isebu. – p. 83-85.
- Inoue G., Makshyutov S., Yazawa K., Tamaru T., Inokuchi H., Shirai M., Nakamura M., Terui Y. 1997. Eddy-Correlation Technique Applied to CO₂ and Water Vapor Flux Measurements over Hokkaido in July 1996 // *Proceedings of the Fifth Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1996*. – Tsukuba: Isebu. – p. 15-19.
- Kaharabata S.K., Schuepp P.H., Desjardins R.L. 1998. Methane emissions from aboveground open manure slurry tanks // *Global Biogeochem. Cycles*. V. 12. No. 3. P. 545-554.
- Kelley C.A., Jeffrey W.H. 2002. Dissolved methane concentration profiles and air-sea fluxes from 41°S to 27°N. *Global Biogeochemical Cycles*, 16(3), 1040, doi:10.1029/2001GB001809.
- Kirchgeßner D.A., Piccot S.D., Chadha A. 1993. Estimation of methane emissions from a surface coal mine using open-path FTIR spectroscopy and modeling techniques // *Chemosphere*. V. 26. No. 1-4. P. 23-44.
- Kormann R., Meixner F.X. 2001. An analytical footprint model for non-neutral stratification // *Boundary-Layer Meteorology*. V. 99. P. 207-224.
- Machimura T., Iwahana G., Fukuda M., Chambers S.D., Fedorov A.N. 2000. Energy and CO₂ Budgets over Burnt and Unburned Larch Forests in East Siberia // *Proceedings of the Eighth Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1999*. – Tsukuba: Isebu. – p. 165-170.
- Maksyutov S., Dorofeev A., Makhov G., Sorokin M., Panikov N., Gadzhiev I., Inoue G. 1999. Atmospheric methane concentrations over wetland: measurements and modeling // *Proceedings of the Fourth Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1995*. – Sapporo: Kohsoku Printing Center. – P. 125-131.
- Maksyutov S., Inoue G., Fedoseev N., Fedoseev D. 1995. Continuous measurements of atmospheric methane and carbon dioxide at Yakutsk monitoring station // *Proceedings of the Third Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1994*. Sapporo: iWORD. P. 44-49.
- Maksyutov S., Yoshida Y., Saito R., Saeki T., Belikov D., Oda T., Watanabe H., Yokota T. 2010. First year of monitoring the greenhouse gases from space with GOSAT // *Международная конференция по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды: «ENVIRONMENT-2010» (5 июля - 11 июля 2010 г., Томск, Россия)*. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. С. 100-101.
- Meirink J.F., Bergamaschi P., Frankenberg C., d'Amelio M.T.S., Dlugokencky E.J., Gatti L.V., Houweling S., Miller J.B., Röckmann T., Villani M.G., Krol M.C. 2008. Four-dimensional variational data assimilation for inverse modeling of atmospheric methane emissions: Analysis of SCIAMACHY observations // *J. Geophys. Res.*, V. 113, D17301, doi:10.1029/2007JD009740.
- Michalak A.M., Bruhwiler L., Tans P.P. 2004. A geostatistical approach to surface flux estimation of atmospheric trace gases // *J. Geophys. Res.* V. 109. D14109. doi:10.1029/2003JD004422.

Mikaloff Fletcher S.E., Tans P.P., Bruhwiler L., Miller J.B., Heimann M. 2004. CH₄ sources estimated from atmospheric observations of CH₄ and its ¹³C/¹²C isotopic ratios:

1. Inverse modeling of source processes // Global Biogeochem. Cycles. V. 18. GB4004. doi:10.1029/2004GB002223.
 2. Inverse modeling of CH₄ fluxes from geographical regions // Global Biogeochem. Cycles. V. 18. GB4005, doi:10.1029/2004GB002224.
- Moncrief J., R. Valentini, S. Greco, G. Seufert and P. Ciccio, 1997. Trace gas exchange over terrestrial ecosystems: methods and perspectives in micrometeorology // Journal of Experimental Botany. V. 48. No. 310. P. 1133-1142.
- Postnov A., Stulov E., Strunin M., Khattatov V., Tolchinsky Yu., Inoue G., Tohjima Y., Maksyutov S., Machida M. 1994. Vertical Turbulent Transport of Methane in the Atmospheric Boundary Layer over the Central Western Siberia – Airborne Measurements of Greenhouse Gases over Siberia VI // Proceedings of the International Symposium on Global Cycles of Atmospheric Greenhouse Gases (March 7-10, 1994, Sendai, Japan). – Sendai. – P. 30-33.
- Ritter J.A., Barrick J.D.W., Sachse G.W., Gregory G.L., Woerner M.A., Watson C.E., Hill G.F., Collins L.E., Jr. 1992. Airborne Flux Measurements of Trace Species in an Arctic Boundary Layer // Journal of Geophysical Research. V. 97. P. 16601-16625.
- Ritter J.A., Barrick J.D.W., Watson C.E., Sachse G.W., Gregory G.L., Anderson B.E., Woerner M.A., Collins L.E., Jr. 1994. Airborne boundary layer flux measurements of trace species over Canadian boreal forest and northern wetland regions // Journal of Geophysical Research. V. 99. P. 1671-1685.
- Roulet N.T., Crill P.M., Comer N.T., Dove A., Boubonniere R.A. 1997. CO₂ and CH₄ flux between a boreal beaver pond and the atmosphere // Journal of Geophysical Research. V. 102. P. 29313-29319.
- Roulet N.T., Jano A., Kelly C.A., Klinger L.F., Moore T., Protz R., Ritter J.A., Rouse W.R. 1994. Role of the Hudson Bay lowland as a source of atmospheric methane // Journal of Geophysical Research. V. 99. P. 1439-1454.
- Schmid H.P. 2002. Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: a review and perspective // Agricultural and Forest Meteorology. V. 113. P. 159-183.
- Sebacher D.I., Harriss R.C., Bartlett K.B. 1983. Methane flux across the air-water interface: air velocity effects // Tellus. V. 35B. P. 103-109.
- Seinfeld J.H., Pandis S.N. 2006. Atmospheric Chemistry and Physics: from air pollution to climate change. - John Wiley and Sons, Inc. 1203 P.
- Shimoyama K., Inoue G., Nakano T. 1999. Seasonal variation in heat budget in the west Siberian wetland - Observation results from April to July in 1998 // Proceedings of the Seventh Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1998. – Tsukuba: Isebu. – P. 168-174.
- Shurpali H.J., Verma S.B., Clement R.J. 1993. Seasonal Distribution of Methane Flux in a Minnesota Peatland Measured by Eddy Correlation // Journal of Geophysical Research. V. 98. P. 20649-20655.
- Simpson I.J., Edwards G.C., Thurlert G.W., den Hartog G., Neumann H.H., Staebler R.M. 1997. Micrometeorological measurements of methane and nitrous oxide exchange above a boreal aspen forest // Journal of Geophysical Research. V. 102. No. D24. P. 29331-29341.
- Soegaard H., Nordstroem C., Friberg T., Hansen B.U., Christensen T.R., Bay C. 2000. Trace gas exchange in a high-arctic valley. 3. Integrating and scaling CO₂ fluxes from canopy to landscape using flux data, footprint modeling, and remote sensing // Global Biogeochem. Cycles. V. 14. No. 3. P. 725-744.
- Suyker A.E., Verma S.B., Clement R.J., Billesbach D.P. 1996. Methane flux in a boreal fen: Season-long measurement by eddy correlation // Journal of Geophysical Research. V. 101. P. 28637-28647.
- Takeuchi W., Tamura M., Yasuoka Y. 2003. Estimation of methane emission from West Siberian wetland by scaling technique between NOAA AVHRR and SPOT HRV // Remote Sensing of Environment. V. 85. P. 21-29.
- Tamura M., Yasuoka Y. 1999. Observation of western siberian wetlands by using remote sensing techniques for estimating methane emission // Proceedings of the Fourth Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1995. Sapporo: Kohsoku Printing Center. P. 133-138.
- Tans P.P., Conway T.J., Nakazawa T. 1989. Latitudinal Distribution of the Sources and Sinks of Atmospheric Carbon Dioxide Derived From Surface Observations and an Atmospheric Transport Model // Journal of Geophysical Research. V. 94. No. D4. P. 5151-5172.
- Tathy J.P., Cros B., Delmas R.A., Marengo A., Servant J., Labat M. 1992. Methane emission from flooded forest in Central Africa // Journal of Geophysical Research. V. 97. P. 6159-6168.
- Tohjima Y., Maksyutov S., Machida T., Inoue G. 1995. Airborne measurement of atmospheric CH₄ over the west Siberian lowland during the 1994 Siberian-Terrestrial Ecosystem-Atmosphere-Cryosphere Experiment (STEACE) // Proceedings of the Third Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1994. – Sapporo: iWORD. – P. 50-57.
- Topp E., Patey E. 1997. Soils as sources and sinks for atmospheric methane // Canadian Journal of Soil Science. V. 77. P. 167-178.
- Vourlitis G.L., Oechel W.C. 1996. The Role of Northern Ecosystems in the Global Methane Budget // Ecol. Studies. V. 124: Global Change and Arctic Terrestrial Ecosystems; [W.C. Oechel (ed.)]. P. 266-289.
- Yazawa K., Tamaru T., Inokuchi H., Shirai M., Nakamura M., Terui Y., Inagaki T., Inoue G., Machida G., Makshyutov S. 1997. Research on Upgrading the Measuring Method of the Global Warming Gases by Aircraft // Proceedings of the Fifth Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1996. – Tsukuba: Isebu. – P. 20-27.

INVERSE MODELLING METHOD FOR THE DETERMINATION OF THE GAS FLUX FROM THE SOIL

Glagolev M.V.

In recent years, one of the objectives of the most important greenhouse gases (GreG) measurement programs is to determine quantitatively the magnitudes of the major sources and sinks of these gases, so as to arrive at an improved definition of the present-day global atmospheric budget. Better understanding of sources and sinks is required if we are to predict future trends of GreG with confidence. Such understanding should include feedback effects between slowly changing climatic variables and GreG source strength.

The emission rate from soil is measured in general by covering the surface by a box and observing the increment of GreG concentration in it; so called “chamber method”. Because of the heterogeneity of the emissions patterns observed, a prohibitively large and expensive number of measurements would be needed to obtain a statistically representative set of flux measurements for a large scale. The random sampling of the observation points followed by the chamber method measurement to obtain the averaged value is logically possible but it is extremely difficult to achieve because of logistic problems. The possible and most efficient method to evaluate the emission rate is to evaluate from the atmospheric measurement.

We present the review of Borodulin-Desyatkov-Sarmanav inverse estimation method for the determination of the gas flux through the soil surface. Gas concentrations over the surface and some reference meteorological variables are necessary to determine the gas emission in this approach. These data are later used to solve an inverse problem of gas transfer in the atmosphere resulting in a gas flux determination (under appropriate conditions, this inversion can produce an optimized and unique solution). Cited authors derive, by what could be called an inverse calculation, the sources and sinks necessary to reproduce the concentrations that they have observed in

the boundary layer. In simplest case a near-ground-level concentration measurement is used to estimate a total CH₄ emission rate for the wetland.

A gas concentration at any site results from a combination of two factors: local sources or sinks and transport. To separate these two effects, an atmospheric transport model is needed. To elucidate main idea and make our overview simple, we utilize a simplified atmospheric boundary layer model.

Key words: micrometeorological methods, inverse estimation method, gas flux from the soil.

Поступила в редакцию: 30.05.2010
Переработанный вариант: 28.06.2010