

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ

Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ПЕДАГОГИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ

М. В. Глаголев, А. Ф. Сабреков, В. С. Казанцев

**МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ ГАЗООБМЕНА
НА ГРАНИЦЕ ПОЧВА/АТМОСФЕРА**

Учебное пособие

Томск 2010

УДК 621.382.8.037.33
ББК Г52

Печатается по решению
редакционно-издательского
совета Томского
государственного
педагогического университета

Глаголев М. В., Сабреков А. Ф., Казанцев В. С. Измерение газообмена на границе почва/атмосфера. – Томск: Издательство Томского государственного педагогического университета, 2010. – 96 с.: табл. 4, ил. 20, библи. 70.

ISBN

Описаны методы измерения эмиссии и поглощения газов почвами. Наибольшее внимание уделено классическому камерному методу. Теория рассмотрена на нескольких уровнях: качественном (дающем лишь общее представление о методе), элементарном количественном (позволяющем применять метод в основных стандартных ситуациях) и строгом количественном.

Учебное пособие написано в рамках учебной программы «Торфяные ресурсы и торфопользование» и предназначено для студентов биолого-химического факультета.

Научный редактор: проф., член-корр. РАСХН Л. И. Инишева.

Рецензент: проф. И. И. Судницын

ISBN

© Томский государственный
педагогический университет, 2010
© М. В. Глаголев, А. Ф. Сабреков,
В. С. Казанцев 2010

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие.....	4
Основные обозначения.....	6
1. МЕТОД КАМЕР.....	7
1.1. Понятие о методе статических камер.....	7
1.2. Элементарная количественная теория метода статических камер.....	8
1.3. Технические подробности метода статических камер.....	11
1.4. Строгая количественная теория метода статических камер.....	14
1.4.1. Уравнение удельного потока.....	14
1.4.2. Повышение точности измерений многократным пробоотбором.....	17
1.4.3. Вычислительные особенности камерного метода.....	18
Регрессия с весами.....	19
Масштабирование.....	22
Оценка погрешности и «бутстрэп-метод».....	26
1.5. Расчет удельного потока при поглощении газа почвой.....	29
1.6. Алгоритм измерения удельного потока на болотных почвах.....	35
1.7. Полуавтоматические и автоматические камеры.....	37
1.8. Метод динамических камер.....	46
1.9. Спорные вопросы камерного метода.....	48
Вопросы для самоконтроля.....	50
2. МИКРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ.....	51
2.1. Зачем нужны микрометеорологические методы.....	51
2.2. Метод «гигантской камеры». Понятие о методе «гигантской камеры».....	52
2.2.1. Элементарная теория метода «гигантской камеры».....	52
2.3. Градиентный метод. Понятие о градиентном методе.....	54
2.3.1. Элементарная теория градиентного метода.....	54
2.3.2. Параметр шероховатости.....	56
2.4. Метод «eddy correlation».....	59
2.5. Метод «eddy accumulation».....	62
2.6. Сравнение микрометеорологических методов.....	63
Вопросы для самоконтроля.....	64
3. ПОНЯТИЕ О МЕТОДЕ ВНЕШНЕЙ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ.....	65
ИСПОЛЬЗОВАННАЯ И РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА.....	67
Приложение 1. Расчет интенсивности дыхания и фотосинтеза.....	74
Приложение 2. Темы рефератов и докладов.....	85
Приложение 3. Темы курсовых и дипломных работ.....	86
Приложение 4. Программа регрессии с весами и автомасштабированием.....	87

Предисловие

Существеннейшим условием получения новых знаний является сознательное применение научно обоснованных методов [33]. Два десятилетия назад мы высказали мнение о том, что работы в рамках проблем, связанных с газовой функцией почвы, сдерживались не столько отсутствием конкретных научных задач, сколько слабой разработанностью соответствующих методов исследований [24]. Изменилось ли положение дел в этой области за истекшее время? На первый взгляд – нет. Ведь не так давно *А.В. Смагин* [29] отмечал: «...исследования в этой области почвоведения немногочисленны, сильно разрознены и весьма далеки до своего апогея. До сих пор в большинстве руководств по почвоведению разделы, посвященные почвенному воздуху, выглядят гораздо скромнее по сравнению с изложением гидрофизических, теплофизических или механических свойств. Часто большинство сведений по физическим механизмам газообмена... ограничиваются повторением... представлений 30-х годов прошлого столетия. То же касается методов исследования... эмиссии газообразных веществ... почвами». Действительно, даже в фундаментальном современном университетском курсе физики почв [35] вопросам газовой фазы почвы уделено меньше всего внимания (по сравнению с другими темами), или другой пример – известное практическое руководство по физике почв [26], где эти вопросы вообще не рассматриваются!

Однако, с формально-логической точки зрения, доказывать тезис о неразработанности методов тем, что они не описаны в учебной литературе, нельзя. К настоящему времени взгляды автора изменились: ***методы измерения эмиссии газов из почвы*** с конца 30-х годов прошлого века ***существенно эволюционировали***, появились принципиально новые способы измерений (из группы микрометеорологических методов), ***но по ряду причин это почти не нашло отражения в отечественной литературе***.

Чтобы хоть как-то восполнить указанный пробел, ***в представляемой вниманию читателя работе мы попытаемся дать краткий обзор методов измерения эмиссии газов почвами***.

Теория рассмотрена на нескольких уровнях: качественном (дающем лишь общее представление о методе), элементарном количественном (позволяющем применять метод в основных стандартных ситуациях) и строгом количественном. При элементарном количественном описании мы приводим ряд расчетных примеров, которые читатель должен проработать, и несколько вычислительных задач, которые ему следует самостоятельно

прорешать (если, конечно, он действительно хочет освоить данный метод измерения). Примеры и задачи сопровождают также и строгое количественное описание метода, но это задачи повышенного уровня сложности, которые смогут одолеть лишь читатели, достаточно хорошо освоившие вузовский курс математики.

Работа по написанию пособия была разделена между авторами следующим образом: основной текст пособия написан М. В. Глаголевым, раздел «Алгоритм измерения удельного потока на болотных почвах» написан всеми авторами совместно, но основная часть – В. С. Казанцевым и А. Ф. Сабрековым; также они предложили вопросы для самоконтроля и ответы к ним, равно как и темы курсовых и дипломных работ. Наконец, последний автор осуществил основную редакторскую работу по подготовке рукописи в печать.

Авторы искренне благодарны коллегам и друзьям – всем, кто способствовал написанию данной работы. Особую благодарность авторы приносят

- проф., д.с.-х.н., чл.-корр. РАСХН Л. И. Инишевой, подавшей саму мысль о необходимости написания этого пособия и взявшей на себя труд по его редактированию;
- аспиранту И. В. Филиппову, прочитавшему рукопись пособия и высказавшему ряд ценных замечаний, способствовавших более понятному изложению материала;
- д.б.н., проф. Е. В. Шеину и д.б.н., проф. Е. Д. Лапшиной, создавшим условия для свободной творческой работы авторов, соответственно, в Московском (им. М. В. Ломоносова) и Югорском государственных университетах.
- учебному мастеру Н. А. Шныреву, выполнившему рис. 2 и 3.

Основные обозначения

V	–	объем камеры, м ³ ;
C	–	концентрация газа, мг·м ⁻³ ;
t	–	время, час или мин.;
F	–	удельный поток газа, мг·м ⁻² ·час ⁻¹ ;
S	–	площадь основания камеры, м ² ;
D	–	коэффициент диффузии газа, м ² ·час ⁻¹ ;
Z_0	–	параметр шероховатости, м;
X_{PP} M	–	концентрация газа в ppmv (part per million by volume – частиц на миллион по объёму);
k	–	константа поглощения газа в биологическом процессе или химической реакции (первого порядка), час ⁻¹ ;
H	–	отношение объема камеры к площади основания (для камер простой формы это – высота), м;
T	–	температура воздуха в камере, °С или К;
b	–	скорость измерения концентрации газа в атмосфере камеры, ppm·час ⁻¹ .

1. МЕТОД КАМЕР

1.1. Понятие о методе статических камер

Традиционно с целью количественной оценки потоков газов на поверхности почвы в почвоведении используется камерно-статический метод [24], называемый также методом эмиссионных камер [23]. 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 в камере будет расти, и если мы имеем возможность количественного химического анализа накапливающегося газа, то по кривой изменения концентрации данного газа в камере можно рассчитать величину потока.

Фактически, тут уместна простейшая аналогия с ведром, наполняемым водой из-под крана (рис. 1): если струя воды была сильная, то через минуту наполнится, скажем, полведра. А если слабая, то воды через минуту будет – лишь на дне. Таким образом, по количеству воды, набравшейся в ведре за известный промежуток времени, мы можем рассчитать силу струи. Аналогично, по количеству газа, накопившемуся в камере за известный промежуток времени, мы можем рассчитать интенсивность эмиссии из почвы.

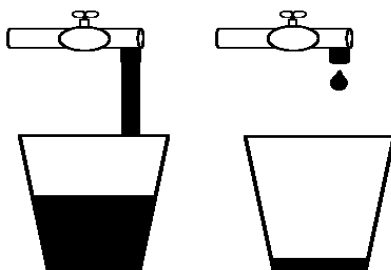


Рис. 1. Простейшая аналогия: по количеству воды, накопившейся в ведре за определённое время, можно судить о силе потока

Возможна и обратная ситуация – когда газ будет **поглощаться** почвой из объема камеры. Интенсивность этого процесса точно так же можно оценить по скорости изменения количества газа в камере (в данном случае аналогией является быстрое или медленное **выливание** воды из ведра).

1.2. Элементарная количественная теория метода статических камер

Одним из основных понятий, используемых при описании процессов переноса, является понятие *потока*. ***Потоком массы называют массу, переносимую в единицу времени сквозь заданную поверхность***. Для многокомпонентных систем задание потока полной массы недостаточно детально характеризует перенос вещества. Необходимо знание величин потока отдельных компонент [32]. Например, измеряют отдельно поток CO_2 , CH_4 и других газов.

Заметим, что в экологической литературе понятие «поток» часто употребляется не совсем верно. Обратим внимание, что в определении потока речь идет о переносе через «заданную поверхность». Должна быть задана конкретная поверхность! Таким образом, можно говорить о ***потоке*** газа с площади Западной Сибири, например. И размерность потока, как это следует из определения, выражается в единицах массы, деленных на единицу времени. Например, по нашим оценкам, поток CH_4 с территории Западной Сибири составляет $6,8 \pm 3,2$ млн. т/год, это действительно поток в строгом физическом смысле данного термина. Но чаще в экологической литературе можно встретить «поток» с размерностью единиц массы, деленных на единицу времени и единицу площади. Например, можно прочесть утверждения типа такого: «поток CH_4 в мезотрофных болотах Западной Сибири составляет около $3 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{час})$ ». А ведь с точки зрения физики это не поток!

Для характеристики потока через отдельные элементы поверхности вводится понятие об ***удельном потоке (поверхностной плотности потока) как о потоке через единицу поверхности*** [32]. Иначе говоря, все то, что в экологической литературе именуется «потоками», но имеет размерность, скажем $\text{мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{час})$, является не потоками, а удельными потоками или, как их еще называют, поверхностными плотностями потоков.

Итак, мы хотим измерить камерным методом удельный поток некоторого газа (пусть для определенности это будет метан) из почвы. Иначе говоря, нам, всего-навсего, нужно определить, какая масса была перенесена через единицу поверхности почвы за единицу времени. Пусть в начальный момент времени (т.е. сразу после установки камеры) масса интересующего нас газа составляла в камере m_0 мг. А в конечный момент времени (т.е. непосредственно перед снятием камеры) масса составила m мг. Очевидно, что если в камере нет источников или поглотителей (стоков) газа, то перенесена была (через площадь поверхности почвы, закрываемую основанием камеры) масса, равная $m - m_0$ мг. Пусть площадь основания камеры составляет $S \text{ м}^2$, а время экспозиции (т.е. время от момента установки до момента снятия

камеры) составило t часов. Обозначим через F удельный поток – массу газа, перенесенную за единицу времени (т.е. за 1 час) через единицу поверхности (т.е. через 1 м^2). Если $(m - m_0)$ мг газа было перенесено за t часов через $S \text{ м}^2$, то за 1 час через 1 м^2 будет перенесено

$$F = (m - m_0)/(t \cdot S).$$

Мы видим, что формула камерного метода очень проста. Единственная трудность состоит в том, что аналитические приборы измеряют не массу, а концентрацию газа в камере. Перейти от концентрации к массе можно через объем $V (\text{м}^3)$:

$$F = (C - C_0) \cdot V/(t \cdot S).$$

На этой формуле можно было бы остановиться, если бы аналитические приборы выдавали результат анализа концентрации газа в единицах массы на единицу объема (в данном случае – в $\text{мг}/\text{м}^3$). К сожалению, чаще всего результат количественного анализа газа принято представлять в % или ppm. Последнее читается как «пи-пи-эм» и представляет собой сокращение от английского “part per million”, что означает «одна часть на миллион», т. е. $1 \text{ ppm} = 10^{-4} \%$. Причем часто уточняется, что речь идет о ppmv – от англ. “part per million by volume” – т. е. об объемных частях или об объемных процентах. Мы не можем подставить в последнюю формулу для удельного потока значения концентрации в ppm, поскольку тогда величина удельного потока будет получена в совершенно неудобных и нигде не применяемых единицах ($\text{ppm} \cdot \text{м}/\text{час}$). Итак, если мы хотим получить удельный поток в общепринятых единицах $\text{мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{час})$, то концентрации следует выразить в $\text{мг}/\text{м}^3$ (напомним, что размерности остальных величин формулы должны быть следующими: $[V] = \text{м}^3$, $[S] = \text{м}^2$, $[t] = \text{час}$). Таким образом, перед нами встает последний вопрос: как перевести ppm в $\text{мг}/\text{м}^3$?

Для расчета массы газа в пробе используется уравнение состояния идеального газа, из которого следует [29]:

$$m = c_1 \cdot P \cdot X^{\%} \cdot M \cdot V/(R \cdot T),$$

$$[m] = \text{мг}/(\text{кг} \cdot \%) \cdot (\text{Н}/\text{м}^2) \cdot \% \cdot (\text{кг}/\text{моль}) \cdot \text{м}^3 \cdot (\text{моль} \cdot \text{К}/\text{Дж})/\text{К} = \text{мг},$$

где $c_1 = 10\,000 \text{ мг}/(\text{кг} \cdot \%)$; M – молярная масса газа ($\text{кг}/\text{моль}$); m – масса данного компонента (мг); P – общее давление газовой смеси (Па); R – универсальная газовая постоянная ($8,31441 \text{ Дж}/\text{моль} \cdot \text{К}$); T – абсолютная температура (К); V – общий объем газовой фазы (м^3); $X^{\%}$ – объемное содержание данного компонента (%). Если объемное

содержание компонента выражается не в %, а в ppm ($1\% = 10^4$ ppm), то перепишем формулу в виде

$$m = c_2 \cdot P \cdot X^{PPM} \cdot M \cdot V / T,$$

где $c_2 = 0,12$ мг·моль·К/(кг·Дж·ppm). По определению концентрации (C) как массы вещества (m) в заданном объеме (V), получаем

$$C = m/V = c_2 \cdot P \cdot X^{PPM} \cdot M / T.$$

Итак, окончательно для расчета удельного потока имеем

$$F = c_2 \cdot P \cdot M \cdot (X^{PPM}/T - X_0^{PPM}/T_0) \cdot V / (t \cdot S), \quad (1)$$

где X_0^{PPM} и X^{PPM} – соответственно, концентрации исследуемого газа в камере в начальный и конечный моменты времени (при температурах T_0 и T).

Рассмотрим численный пример. Пусть отбор проб в поле производился при атмосферном давлении $P = 101\,300$ Па, а температура в камере составляла $T_0 = 293$ К в начальный и $T = 294$ К в конечный моменты времени. Каков был удельный поток метана из почвы, если за $t = 0,5$ часа в камере объемом $V = 0,064$ м³ с площадью основания $S = 0,16$ м² концентрация изменилась от $X_0^{PPM} = 3,36$ ppm до $X^{PPM} = 4,92$ ppm?

Поскольку речь идет о метане, то для него молярная масса $M = 0,016$ кг/моль, и теперь мы имеем все величины для вычисления удельного потока:

$$F = 0,12 \cdot 101300 \cdot 0,016 \cdot (4,92/294 - 3,36/293) \cdot 0,064 / (0,5 \cdot 0,16) \approx 0,82 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{час}).$$

Иногда при расчете удельного потока используют не единицы массы газа, а массу какого-либо химического элемента, входящего в состав данного газа. Например, в исследованиях углеродного баланса удобно оперировать не с индивидуальными соединениями, а лишь с углеродом, входящим в их состав. В этом случае удельный поток CH_4 (а также CO_2 и CO) выражается не в мг/(м²·час), а в мг углерода/(м²·час) или, как это сокращенно записывают, в мгС/(м²·час). Поскольку молярная масса углерода $M = 0,012$ кг/моль и в состав молекул CH_4 , CO_2 и CO входит лишь один атом углерода, то во всех этих трех случаях при расчете удельного потока в мгС/(м²·час) следует использовать именно такое значение M . В частности, перепишем вышеприведенный численный пример для метана:

$$F = 0,12 \cdot 101300 \cdot 0,012 \cdot (4,92/294 - 3,36/293) \cdot 0,064 / (0,5 \cdot 0,16) \approx 0,61 \text{ мгС}/(\text{м}^2 \cdot \text{час}).$$

Задача 1. При измерении эмиссии метана в поле производился отбор проб. Атмосферное давление было равно 100,7 кПа, температура в камере составляла 26 °С в конечный и 27,5 °С в начальный моменты времени. Каков был период измерения, если удельный поток метана из почвы составил 1,58 мгС/(м²·час)? Высота камеры – 40 см, длина стороны основания (квадратной формы) – 35 см. Концентрация изменилась от 2,16 ppm до $X^{PPM} = 6,49$ ppm. Ответ: 32 минуты.

1.3. Технические подробности метода статических камер

В настоящее время применяются пластиковые и металлические камеры из стали или алюминия. Камера большого объема обязательно должна комплектоваться вентилятором для перемешивания воздуха в ней. Иногда также используются датчики для измерения температуры внутри объема камеры [30]. Наконец, встречаются камеры не просто с возможностью учета температуры, но даже с возможностью термостатирования (например, [48], где описаны измерения скорости фотосинтеза камерным методом, выполненные в Восточной Сибири).

Схематическое изображение обычно используемой нами камеры приведено на рис. 2. исследователь не оказывал давление на почву вблизи камеры, использовалась в работе [44]), однако иногда для приближенных оценок используются более простые и легкие камеры. Их можно изготовить из подручных средств (на рис. 3 показана камера, сделанная из пластиковой бутылки для пищевых продуктов, а на рис. 4 – камера, представляющая собой пластиковый пакет, натянутый на каркас из проволоки), но следует представлять основные погрешности, связанные с теми или иными упрощениями конструкции. Выше уже говорилось о необходимости вентилятора, теперь же отметим еще более важную конструкционную особенность. Основной тип камеры, изображенный на рис. 2, состоит из двух частей – плексигласового колпака и основания из нержавеющей стали. Такая конструкция удобна для исследования на болотах.

Пожалуй, эта камера наиболее типична для аккуратных измерений эмиссии (точно такая же камера, но, к сожалению, без вентилятора и без длинного пробоотборного шланга, необходимого для того, чтобы. Действительно, при отсутствии основания каждый раз, когда камера врезается в болотную почву, из последней выдавливается часть накопившегося газа и эмиссия на некоторое время может уменьшиться (раз почва была дегазирована, то вновь образующийся газ вместо того, чтобы сразу выходить в атмосферу камеры, частично будет заполнять почвенные поры и лишь частично выходить в атмосферу, поэтому измеренный поток может оказаться меньше того, который имеет место

в естественных условиях). Если же камера снабжена основанием, то его можно врезать заранее (в [44] рекомендуется делать это за 30 мин. до измерений).

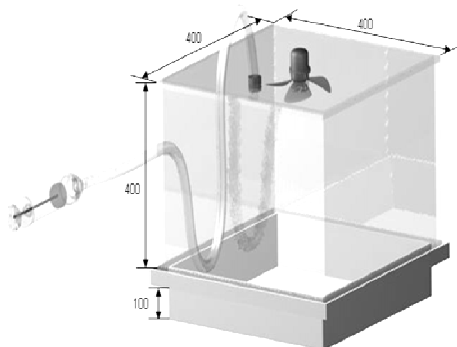


Рис. 2. Схематическое изображение переносной камеры из оргстекла на основании из нержавеющей стали, наиболее часто используемой в наших исследованиях



Рис.3 Простейшая камера, изготовленная из обычной пластиковой бутылки

Сразу же отметим один прием, не относящийся к конструкции камеры, но также направленный на снижение возмущения газовой системы болотной почвы: все манипуляции с камерой (а в дальнейшем – и пробоотбор) необходимо делать, стоя на мостках, а не непосредственно в болоте. Широкие мостки позволяют минимизировать давление на почву и избежать выдавливания газов из нее.

Когда основание уже «устоялось», на него помещается колпак, и по изменению концентрации газа внутри камеры можно вычислить поток, дающий наблюдаемое изменение концентрации. Понятно, что для обеспечения наиболее простой связи между потоком и динамикой концентрации необходима герметичность системы. Обычно используют гидрозатвор: верхняя часть основания представляет собой желоб, в который наливается вода (а при измерениях в условиях низких температурах – раствор соли или глицерин). Стенки колпака попадают в желоб, и при достаточном уровне жидкости можно быть уверенным в герметичности сочленения «колпак/основание».

Из камеры через определенные промежутки времени отбираются пробы воздуха для определения в них концентрации того или иного газа. Используемые разными исследователями типичные значения «времени экспозиции» (т.е. времени, когда колпак стоит на основании, и из камеры отбираются пробы) сильно отличаются друг от друга и

покрывают весь интервал значений от 6 минут до 48 часов (ср. [39] и [23]).

При выборе времени экспозиции в каждом конкретном случае следует учитывать, что оно, с одной стороны, должно быть достаточно малым, чтобы условия в камере в течение всего времени экспозиции как можно меньше отличались от тех исходных условий, которые были в момент установки камеры (понятно, что чем дольше стоит камера, тем сильнее меняется в ней температура и влажность, и тем больше условия в камере будут отличаться от естественных). С другой стороны, время экспозиции должно быть достаточным для того, чтобы надежно зафиксировать изменение концентрации газа в камере относительно начальной концентрации.



*Рис. 4. Переносной вариант камеры, предложенный в 1998 г. д.б.н.
Н. С. Паниковым*

Полиэтиленовый пакет натягивается на проволочный каркас, снизу закрепленный на цилиндрическом основании из нержавеющей стали. Пакет крепится к основанию резиновым кольцом. На фото в левой руке исследователь держит шприц для отбора проб, в правой – ручной насос для перемешивания воздуха в камере. Конструкция оказалась крайне неудачной: во-первых, под действием ветра объем камеры все время меняется, во-вторых, полиэтилен легко рвется.

1.4. Строгая количественная теория метода статических камер

Изложенная выше элементарная теория, в принципе, уже может быть использована для измерения удельного потока. Однако точность расчета по ней не очень высока. При этом здесь есть, как минимум, два источника погрешности:

- **погрешность модели** – полученная в предыдущем разделе формула лишь приблизительно описывает поток (иначе говоря, на самом деле он описывается другим уравнением);

- **погрешность данных** – в формуле потока приходится вычитать друг из друга приближенные величины одного порядка ($C - C_0$), а это классический случай (в вычислительной математике) потери точности; действительно, пусть, скажем, $C_0 = 3,36$, а $C = 3,94$ ppm, т.е. $(C - C_0) = 0,58$ ppm. Но представим, что мы можем фактически измерить концентрацию лишь с точностью $\Delta C = \pm 0,2$ ppm (например, для определения CH_4 на портативном хроматографе в полевых условиях это – прекрасная точность). Тогда допуская погрешность и в C , и в C_0 в пределах $0,2$ ppm, мы будем иметь для оценки погрешности разности

$$\Delta(C - C_0) = \Delta C + \Delta C_0 = 0,2 + 0,2 = 0,4 \text{ ppm.}$$

Знак «+» мы вынуждены использовать потому, что знаки конкретных погрешностей нам не известны и в худшем случае может оказаться, что, например, $\Delta C_0 = -0,2$ ppm, а $\Delta C = +0,2$ ppm). Итак, получается, что величина $(C - C_0)$, равная $0,58$ ppm, известна нам с абсолютной точностью $0,4$ ppm или с относительной точностью 69% ($0,4 / 0,58 \cdot 100 \approx 0,69$). Значит и удельный поток, в который входит эта величина, будет вычислен с точностью не лучше $\pm 69\%$.

Можно подумать, что наибольшая погрешность – это погрешность модели, а погрешность данных – это нечто не столь существенное. На практике же дело обстоит чаще всего прямо наоборот – величина погрешности модели численно оказывается весьма малой (т.е. вполне можно пользоваться элементарной моделью, рассмотренной выше), а вот погрешность данных может породить очень большую погрешность удельного потока. В двух нижеследующих разделах мы рассмотрим, во-первых, более точную модель и, во-вторых, элементарный способ борьбы с погрешностью данных путем многократных измерений.

1.4.1. Уравнение удельного потока

Приведенная выше элементарная аналогия между заполнением водой ведра и накоплением газа в камере не совсем верна, поскольку мы считали, что в процессе заполнения ведра из него не происходит

утечек. Если же подробно рассмотреть процесс накопления газа в камере, то здесь ситуация иная. Когда в объеме камеры количество интересующего нас газа уже достаточно сильно изменилось (т. е. концентрация газа в камере сильно изменилась относительно его концентрации в окружающей камеру свободной атмосфере), станет заметен газообмен между камерой и окружающей атмосферой посредством диффузии (рис. 5). Если газ выходил из почвы в камеру и его концентрация в камере стала выше, чем в окружающей атмосфере, то газ начнет диффундировать **из** камеры. Если же газ поглощался почвой из объема камеры и его концентрация в камере стала меньше, чем в окружающей атмосфере, то газ начнет диффундировать в камеру.

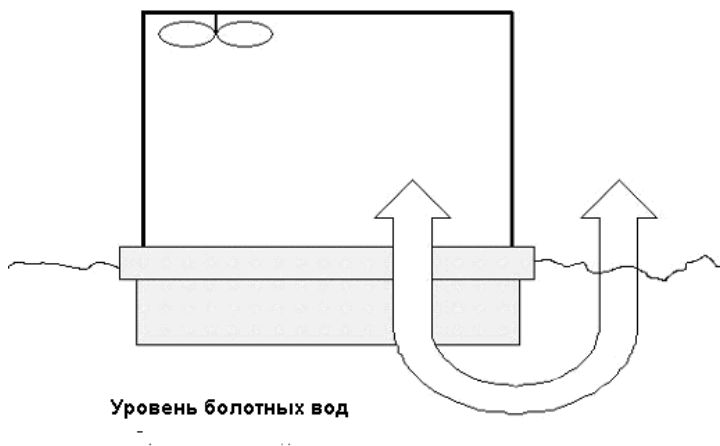


Рис 5. Схема газообмена между камерой и атмосферой. Как правило, заметное влияние этот процесс оказывает, когда основание не касается уровня болотных вод

Составим уравнение баланса. Пусть V – объем камеры (м^3); c и c_0 – соответственно, концентрации определяемого газа ($\text{мг}\cdot\text{м}^{-3}$) в момент времени t (час) в камере и в окружающей атмосфере (можно для простоты считать, что c_0 совпадает с концентрацией газа внутри камеры в начальный момент времени); F – удельный поток газа ($\text{мг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{час}^{-1}$); S – площадь основания камеры (м^2); D – коэффициент диффузии газа в почве ($\text{м}^2/\text{час}$); z – глубина на которую камера врезана в почву (м). В ряде случаев газ может еще и поглощаться из объема камеры (например, метан может поглощаться в результате деятельности метанпотребляющих микроорганизмов в почве; CO_2 поглощается химическими поглотителями при определении концентрации газа так называемым абсорбционным методом). Будем

считать, что поглощение (если оно имеет место) описывается кинетикой 1-го порядка и его скорость характеризуется константой k . Уравнение материального баланса

Изменение массы газа в камере	=	Поток из почвы через площадь основания камеры	–	Диффузия газа из камеры	–	Поглощение газа в камере
-------------------------------------	---	---	---	-------------------------------	---	--------------------------------

математически можно записать следующим образом:

$$V \cdot dc/dt = F \cdot S - D \cdot S \cdot (c - c_0)/z - V \cdot k \cdot c. \quad (2)$$

Решение полученного дифференциального уравнения таково:

$$c = (F + D' \cdot c_0)/(D' + H \cdot k) - (F - H \cdot k \cdot c_0)/(D' + H \cdot k) \cdot \exp[-t \cdot (k + D'/H)], \quad (3)$$

где $D' = D/z$; $H = V/S$ (т. е. H – высота для камер простой формы). В принципе, из этого уравнения выражается удельный поток:

$$F = \{c \cdot (D' + H \cdot k) - D' \cdot c_0 - H \cdot k \cdot c_0 \cdot \exp[-t \cdot (k + D'/H)]\} \cdot \{1 - \exp[-t \cdot (k + D'/H)]\}^{-1}.$$

Как видим, формула для удельного потока получилась весьма сложной (нелинейной). Однако нужна ли столь сложная формула? Заметим, что на малых временах (или при небольших потоках) нелинейность не проявляется, и нелинейное выражение может быть аппроксимировано линейным законом. Величину этого малого времени, которую обозначим $t_{кр}$, можно найти следующим образом. Мы не сможем заметить разницу между линейной аппроксимацией

$$c_l = c_0 + (F/H - k \cdot c_0) \cdot t,$$

полученной из (3) с помощью разложения в ряд Маклорена, и самим нелинейным законом (3), если разница эта не будет превышать абсолютную погрешность измерений (Δc). Тот момент времени, когда указанная разница сравняется с Δc , и является $t_{кр}$:

$$|(F + D' \cdot c_0)/(D' + H \cdot k) - (F - H \cdot k \cdot c_0)/(D' + H \cdot k) \cdot \exp[-t_{кр} \cdot (k + D'/H)] - c_0 - (F/H - k \cdot c_0) \cdot t_{кр}| = \Delta c.$$

К сожалению, полученное уравнение не может быть аналитически разрешено относительно $t_{кр}$. Для получения его решения с любой точностью следует применять численные методы, но приближенное решение при малых значениях параметра $x = t_{кр} \cdot (k + D'/H)$ можно получить, если разложить экспоненту в ряд Маклорена, оставив члены вплоть до квадратичного. После преобразований получим:

$$t_{кр} = H \cdot \{2 \cdot \Delta c / [(H \cdot k + D') \cdot (F - H \cdot k \cdot c_0)]\}^{1/2}.$$

Теперь видно, что *линейность будет соблюдаться тем дольше*

- *чем глубже в почву будет врезано основание*, причем интервал времени, в течение которого соблюдается линейность ($t_{кр}$) растет примерно как квадратный корень из глубины врезания z :

$$t_{кр} \sim (1/D')^{1/2}, \text{ но } D' = D/z \Rightarrow t_{кр} \sim (z/D)^{1/2}.$$

- *чем меньше коэффициент диффузии газа в почве* ($t_{кр} \sim D^{-1/2}$);
- *чем меньше поток газа из почвы* ($t_{кр} \sim F^{-1/2}$).

В работе [54] использовалось значение $z = 10$ см, в [30] – значения $z = 2 \div 10$ см. Мы также обычно заглубляем основание на 10 см и, видимо, это значение можно считать наиболее характерным, хотя строгий расчет показывает, что уже нескольких сантиметров достаточно для обеспечения линейности в течение многих часов. При работе на насыщенных водой или очень плотных почвах и грунтах можно использовать незначительное заглубление. Например, в [30], исследуя эмиссию из очень плотной почвоподобной среды на полигоне захоронения твердых бытовых отходов использовали значение $z = 2$ см. Напротив, при работе на рыхлых объектах нужно для верности заглублять камеру сильнее. Так, устанавливая камеры на снег, в [61] использовали значение $z = 10 \div 15$ см, что объясняется, по-видимому, значительным коэффициентом диффузии газа через снег.

В дальнейшем мы будем считать, что вся работа идет при $t < t_{кр}$, т.е. концентрация газа в камере растет линейно:

$$X^{PPM} = X_0^{PPM} + b \cdot t. \quad (4)$$

1.4.2. Повышение точности измерений многократным пробоотбором

Примем в (1), что $T \approx T_0 \approx (T + T_0)/2$ (это вполне реалистичное предположение, поскольку всегда стараются вести измерения так, чтобы температура в камере не сильно изменялась за время экспозиции), и подставив (4) в (1), получим:

$$F = 2 \cdot c_2 \cdot P \cdot M \cdot b \cdot H / (T + T_0).$$

Из линейной зависимости (4) очевидно, что b представляет собой скорость изменения концентрации газа в атмосфере камеры. С математической точки зрения b – это тангенс угла наклона прямой роста концентрации в камере в координатах (t, X^{PPM}) . По экспериментальным данным (t_i, X_i^{PPM}) можно найти параметр b [ppm/час] с помощью любой компьютерной программы, реализующей метод наименьших квадратов с весами (одна из таких программ приведена в Приложении 4).

Из теории метода наименьших квадратов следует, что *точность определения параметров улучшается с увеличением количества измерений* [36], однако при этом считается, что каждое измерение не вносит возмущений в систему. В случае отбора проб из камеры, напротив, чем больше отборов сделано, тем больше возмущение. Например, если камера действительно герметична, то в ней сильнее упадет давление и, соответственно, усилится выход газа из почвы за счет градиента давления. Если камера негерметична, то тем сильнее будет подсос атмосферного воздуха и, соответственно, разбавление концентрации выходящего из почвы газа. Следовательно, должен соблюдаться некоторый компромисс между стремлением к увеличению количества отборов для обеспечения статистической значимости расчетов, с одной стороны, и к минимизации возмущения системы – с другой стороны. Например, в работе [60] пробы отбирались четыре раза за время экспозиции. В работе [44] – также четыре раза, но в двукратной повторности (т.е. всего отбиралось 8 проб).

В работе [61] из камеры объемом 48 л также в двукратной повторности отбирали от 4 до 6 проб по 20 мл каждая, т.е. всего за время экспозиции отбиралось $(4+6) \cdot 2 \cdot 20 = 160 \div 240$ мл на 48 л, или $0,3 \div 0,5\%$ объема камеры. При этом о точности определения потока судили по величине коэффициента детерминации линейной регрессии (в координатах «время–концентрация»), и если она оказывалась меньше 0,8, то такие результаты вообще отбрасывались.

Отдельным вопросом является оценка абсолютной погрешности рассчитанного потока (ΔF). Она будет складываться, в основном, из погрешностей объема или – для простых камер – высоты (ΔH) и скорости изменения концентрации газа в камере (Δb):

$$\Delta F = 2 \cdot c_2 \cdot P \cdot M \cdot (T + T_0)^{-1} \cdot (\Delta b \cdot H + |b| \cdot \Delta H).$$

1.4.3. Вычислительные особенности камерного метода

Выше было показано, что, не считая тривиальных арифметических операций, вычисление потока сводится к построению линейной регрессии в координатах «время–концентрация». На первый взгляд эта операция достаточно проста и вряд ли требует специального обсуждения. Однако наш многолетний опыт работы показывает, что здесь существует ряд «подводных камней». К сожалению, поскольку возникающие вопросы являются чисто математическими, они не нашли должного отражения в статьях об измерениях потоков газов, публикуемых в экологических научных журналах. В конечном итоге

каждый исследователь научился все (или хотя бы некоторые) вычислительные трудности каким-то образом обходить, но его опыт в лучшем случае передается немногочисленным ученикам, а в худшем – пропадает. В связи с этим мы решили на страницах данного пособия рассмотреть некоторые принципиальные вопросы вычисления потока, чтобы дать исследователю, в особенности молодому, достаточно полное руководство. Практически все наше обсуждение будет вращаться вокруг грамотного проведения регрессии. И начнем мы с вопроса о «взвешенной регрессии».

Регрессия с весами. Рассмотрим пример: пусть исследователь отбирал пробы из камеры в 11:16, 11:26, 11:36 и 11:46 местного времени. После хроматографического анализа выяснилось, что в этих пробах было, соответственно, 7,46, 13,80, 14,36 и 10,75 ppm CH₄ (мы специально выбрали в качестве примера достаточно плохие измерения – именно они и порождают трудности). Построить регрессию в координатах «время–концентрация» можно, например, с помощью широко распространенного электронного процессора Microsoft Excel. Поскольку именно так и делает большинство исследователей, мы не будем описывать саму процедуру, считая ее хорошо известной. Приведем лишь результат, он изображен на рис. 6.

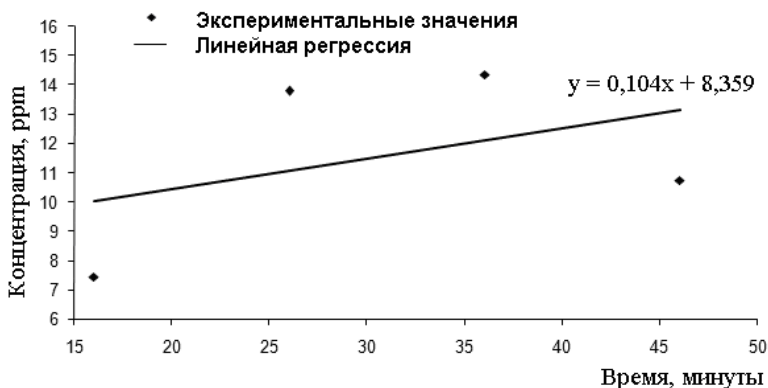


Рис. 6. Линейная регрессия при расчете удельного потока в Excel

Из рисунка видно, что линейная регрессия дала значение для b 0,1043 ppm/мин (на рис. мы по оси абсцисс откладывали только минуты, опустив часы – совершенно очевидно, что это не должно влиять на величину b). Казалось бы, где здесь можно ошибиться? Можно! **Ошибочным является уже само использование для построения регрессии такого примитивного аппарата как**

стандартные средства Excel. Мы совершенно не приняли во внимание погрешности, с которыми получены значения концентраций. Между тем, в описываемых измерениях погрешности были таковы: $\pm 2,46$, $\pm 0,57$, $\pm 1,15$ и $\pm 4,35$ ppm, соответственно (они получены экспериментально: для каждого момента времени измерения проведены пятикратно и вычислено стандартное отклонение).

Если измерения значений функции y_1, y_2, \dots, y_N неравноточны, то при определении параметров A и b прямой

$$y = A + b \cdot x \quad (5)$$

по методу наименьших квадратов используются формулы

$$A = D_2/D_1, \quad b = D_3/D_1, \quad D_1 = S_1 \cdot S_4 - (S_2)^2, \quad D_2 = S_3 \cdot S_4 - S_5 \cdot S_2,$$

$$D_3 = S_1 \cdot S_5 - S_3 \cdot S_2, \quad S_1 = \sum_{i=1}^N w_i, \quad S_2 = \sum_{i=1}^N (x_i \cdot w_i), \quad S_3 = \sum_{i=1}^N (y_i \cdot w_i),$$

$$S_4 = \sum_{i=1}^N (x_i^2 \cdot w_i), \quad S_5 = \sum_{i=1}^N (x_i \cdot y_i \cdot w_i).$$

Множители w_i , называемые *весами измерений*, обратно пропорциональны дисперсиям [27]:

$$w_1/w_2/\dots/w_N = \sigma_1^{-2}/\sigma_2^{-2}/\dots/\sigma_N^{-2}.$$

В литературе опубликован целый ряд компьютерных программ, позволяющих строить линейную регрессию с весами. Мы обычно используем программу ЛИН-РЕГ4 из [36]. На рис. 7 представлена линейная регрессия с весами, построенная с помощью этой программы по тем же самым данным, что и на рис. 6.

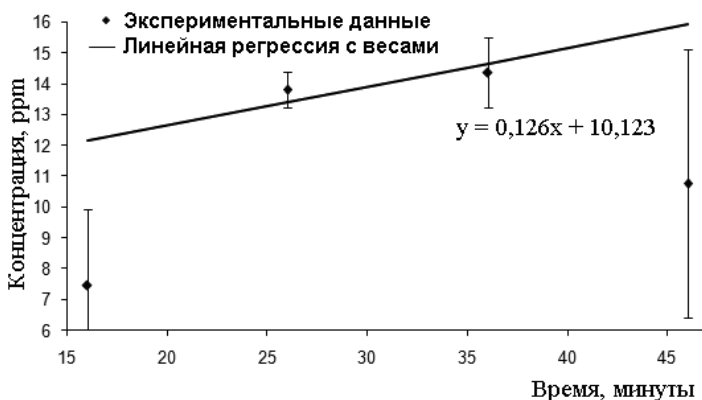


Рис. 7. Регрессия с весами

Из рис. 7 видно, что линия регрессии с весами прошла несколько выше и круче, чем в прошлый раз (т.е. без весов). И это совершенно понятно. Действительно, **при построении обычной линейной регрессии все точки имеют равный вес**. В частности, в нашем примере, последняя точка, оказавшаяся явно ниже общего тренда, будет, тем не менее, наравне с другими точками притягивать линию тренда к себе. Но, как выясняется, дисперсия именно этого последнего измерения – самая значительная, и, следовательно, вес последней точки – наименьший. Вычислим веса, приняв их равными обратным квадратам погрешностей (это допустимо, поскольку приведенные выше погрешности были пропорциональны средним квадратическим отклонениям, т.е. квадратным корням из дисперсий). Итак, веса, соответственно, таковы: $w_1 = 1/2,46^2 = 1,65 \cdot 10^{-1}$, $w_2 = 1/0,57^2 = 3,17$, $w_3 = 1/1,15^2 = 7,56 \cdot 10^{-1}$, $w_4 = 1/4,35^2 = 5,28 \cdot 10^{-2}$. Обратите внимание, что, хотя погрешности последнего измерения (наименее точного) лишь в $4,35/0,57 \approx 7,6$ раза больше погрешности второго измерения (наиболее точного), вес последнего измерения в $3,17/(5,28 \cdot 10^{-2}) \approx 60$ раз меньше, чем второго!

Таким образом, при регрессии с весами, последняя точка будет притягивать к себе линию тренда в 60 раз слабее, чем, например, вторая точка (а также приблизительно в 14 раз слабее, чем третья точка и в 3 раза слабее, чем первая). Т. е. влиянием последней точки на линию тренда, фактически, можно пренебречь. И это правильно – последнее измерение сделано плохо. Мы видим, что метод регрессии с весами автоматически отфильтровал никуда не годное измерение. Правда, в данном примере наклон линии регрессии b изменился не очень сильно (от 0,104 ppm/мин при обычной регрессии до 0,127 ppm/мин при регрессии с весами, т. е. увеличился на 22%). Но в зависимости от конкретной ситуации изменение может быть намного более значительным.

В любом случае, повторим, математическая статистика обосновывает использование обычной регрессии лишь при равноточных измерениях; **в общем же случае неравноточных измерений столь же строго обосновано только использование регрессии с весами**.

Задача 2. Из камеры отбирались пробы в следующие моменты времени: 14:46, 14:55:30, 15:06, 15:16. Результаты анализа каждой из проб на хроматографе показали, что концентрация метана в этих пробах составляет 2,34; 6,48; 9,05 и 11,88 ppm с погрешностями $\pm 0,15$; $\pm 0,35$; $\pm 0,56$; $\pm 1,21$ ppm соответственно. Насколько коэффициент b ,

вычисленный с учётом весов, будет отличаться от вычисленного обычной регрессией без весов)? Ответ: 14,6 %.

Масштабирование. Как видно из рисунков 6 и 7, строя линейную регрессию, мы отбросили в абсциссе часы и использовали только минуты. Если обработка данных осуществляется в Excel, то, как правило, используют формат времени, имеющийся в этой программе. Но то, что на экране мы видим как «11:16», «11:26», «11:36» и «11:46» во внутреннем представлении Excel оказывается числами 0,4694; 0,4764; 0,4833 и 0,4903 (т. е. в Excel основной единицей измерения времени являются сутки, и все другие единицы времени выражаются в долях от суток: 1 час $\approx 0,0417$ сут., 1 мин $\approx 0,0007$ сут., поэтому, например, 11 часов 16 минут составит примерно 0,4694 сут.).

Казалось бы, какая разница – использовать при построении регрессии минуты или сутки? Если по оси абсцисс у нас будут отложены минуты, то мы получим интересующий нас наклон прямой b в ррп/мин, а если сутки – то в ррп/сут. Поскольку эмиссию принято выражать в $\text{мг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{час}^{-1}$, то b нам надо выразить в ррп/час, следовательно, в обоих случаях b придется домножать на некоторый коэффициент, а именно – на 60 мин/час, если b было выражено в ррп/мин, и на 1/24 сут/час, если b было выражено в ррп/сут. Да, с точки зрения чистой математики, разницы никакой нет. Но реализация алгоритма на компьютере отличается от чисто математической записи алгоритма, в частности, тем, что на компьютере числа представляются с некоторой конечной точностью.

Выше мы принимали, что 11:16 составляет от суток примерно 0,4694. Но если говорить абсолютно точно, с точки зрения чистой математики 11:16 составляет от суток долю, выражаемую в десятичной системе счисления бесконечной дробью 0,469(4). Эта запись (читающаяся «ноль целых четырёхсот шестьдесят девять и четыре в периоде») обозначает число 0,46944444444444..., в котором бесконечное количество четвёрок. Конечно, компьютер не может абсолютно точно представить такое число, поскольку память его ограничена. Нетрудно убедиться, что Excel вместо этого бесконечного числа будет использовать число лишь с 12 четвёрками после девятки: 0.469444444444440. Точность, конечно, высокая, но, повторим, она, все же, ограничена.

Ограниченная точность представления чисел в ЭВМ порождает неприятное явление, называемое «потерей значащих цифр» (или «пропаданием значащих цифр»), имеющее место при вычитании близких величин; это явление довольно часто приводит к

существенному искажению результата при решении линейных алгебраических систем уравнений [2].

Какое отношение это имеет к линейной регрессии? Дело в том, что коэффициенты A и b получаются именно из решения системы линейных уравнений. Обратите внимание, что при вычислении D_1 , D_2 и D_3 приходится как раз осуществлять операцию вычитания. Понятно, что главную опасность представляет потеря значащих цифр в знаменателе (в данном случае – в D_1), поскольку она может привести даже к делению на ноль, которое, как известно, не определено.

Но неужели 15 знаков (а, как мы видели выше, именно с такой точностью выполняются вычисления в Excel) недостаточно для обеспечения приемлемой точности в любом случае!? Наверное, 15 знаков хватило бы, но... мы иногда не позволяем реализовать такой точности.

Как это может быть? Вновь вернемся к представлению времени в Excel. Выше мы говорили только о представлении часов и минут, но ведь есть еще и даты! Если исследователь отбирает пробы в разные дни, то, как правило, он записывает не только часы и минуты, но и дату отбора пробы. Дата может быть записана в ту же клетку таблицы, что и часы с минутами. Однако формат вывода на экран может оказаться таким, что в этой клетке дата видна не будет, а в представлении числа она присутствует.

Как же в одной клетке размещаются и дата, и часы с минутами? Вот в этом-то и кроется корень всех бед! Дата записывается слева от десятичной точки! Ну и что? Да то, что, ведь счет ведется не со вчерашнего дня, и даже не с прошлой недели. Поэтому, например, время измерения 11:16 на дату 10.10.2005 будет представлено в Excel числом 38635.46944444440. Еще не понятно? Тогда посмотрите, как будет представлено время измерения 11:26 10.10.2005: 38635.47638888890. На представлении даты мы потеряли пять разрядов – поскольку пять разрядов появилось слева от запятой, столько же значащих цифр исчезло справа. Но нам-то для вычислений нужны только разряды справа от запятой – ведь камера стоит минуты, а не сутки! Во всех наших данных изменения будут происходить не более чем в сотых.

Из этого анализа следует простая рекомендация – **при построении регрессии выражать величины в таких единицах измерения, чтобы численные значения были порядка единиц или десятков.** Например, для камерного метода это будут минуты. Кстати, проблема, аналогичная описанной выше может возникнуть не только со значениями абсцисс (в данном случае это – время), но и с ординатами.

В нашем конкретном случае никаких проблем с ординатами (результатами измерений концентрации метана) не возникало, поскольку принято использовать такие величины как ppm, а концентрация метана в камере оказывается как раз порядка единиц или десятков ppm.

Есть и более сложный, но зато более универсальный подход. Один раз написав компьютерную программу линейной регрессии с весами, реализующую идею этого подхода, можно в дальнейшем никогда не задумываться о выборе единиц. Подход этот носит название «автомасштабирования». В самом общем виде суть дела такова: получив набор значений, компьютерная программа сама преобразует их к тем единицам, в которых вычисления могут быть произведены с минимальной потерей точности, в дальнейшем программа работает именно с этими преобразованными данными, а перед выводом результата опять возвращается к исходным единицам.

Опишем этот алгоритм подробнее. Текст подпрограммы-функции на языке Microsoft Visual Basic for Applications приведен в Приложении 4 в виде так называемой функции, определенной пользователем. Вы можете применять её к своим данным, как любую стандартную функцию, например, как синус или косинус.

Итак, более строго, идея состоит в том, что мы преобразуем абсциссы по линейному закону:

$$X_{new} = f \cdot x + g,$$

где x – это исходные значения абсцисс, подаваемые в программу (если вернуться к нашему примеру, то это будут значения 38635.4694444444, 38635.4763888889, ...); X_{new} – отмасштабированные значения, т. е. такие, которые имеют порядок от единиц до десятков; f и g – неизвестные пока коэффициенты масштабирования. Масштабирование можно осуществлять по-разному, и в зависимости от способа масштабирования коэффициенты f и g будут принимать разные значения. Вполне разумным представляется следующий способ масштабирования. Выберем какое-либо небольшое число $Scal$ (например, $Scal = 10$) и потребуем, чтобы наименьшее из имеющихся значений x после описываемого линейного преобразования превращалось в наименьшее $X_{new} = -Scal$, а наибольшее x – в наибольшее $X_{new} = +Scal$ (в нашей функции, приведенной в Приложении 4, считается, что абсциссы всегда расположены в порядке неубывания, следовательно наименьшим x окажется x_1 , а наибольшим – x_N). Нетрудно показать, что для удовлетворения описанного

требования (при упрощающем условии неубывания вектора абсцисс) коэффициенты f и g должны иметь следующие значения:

$$f = 2 \cdot Scal / (x_N - x_1), \quad g = -Scal \cdot (x_N + x_1) / (x_N - x_1).$$

Если к полученным новым данным применить какую-либо стандартную подпрограмму линейной регрессии с весами (например, уже упомянувшуюся выше ЛИН-РЕГ4), то, конечно, будут получены не те коэффициенты A и b , которые нам нужны, а некоторые коэффициенты A_{new} и b_{new} , поскольку, подав на вход подпрограммы преобразованные значения абсцисс, но не изменив ординаты, мы получим регрессию вида $y = A_{new} + b_{new} \cdot X_{new}$. Подставив сюда линейную связь X_{new} с x , легко установить связь A_{new} и b_{new} с A и b . Действительно, после подстановки имеем

$$y = A_{new} + b_{new} \cdot (f \cdot x + g) = A_{new} + b_{new} \cdot g + b_{new} \cdot f \cdot x.$$

Сравнивая полученное выражение с регрессией y на x (т. е. с $y = A + b \cdot x$), замечаем, что

$$A = A_{new} + b_{new} \cdot g, \quad b = b_{new} \cdot f.$$

Итак, найдя A_{new} и b_{new} при помощи стандартной подпрограммы линейной регрессии с весами (на вход которой поданы отмасштабированные значения абсцисс), необходимо вернуться к искомым параметрам линии регрессии A и b , используя только что полученные формулы.

Подпрограмма ЛИН-РЕГ4 кроме значений параметров линии регрессии выдает также их погрешности. Естественно, применив ЛИН-РЕГ4 к преобразованным абсциссам X_{new} , мы получим не искомые погрешности ΔA и Δb , а погрешности ΔA_{new} и Δb_{new} . Но полученные выше простые формулы связи A_{new} , b_{new} с A и b позволяют оценить и погрешности ΔA и Δb . Оценка для Δb совершенно очевидна:

$$\Delta b = f \Delta b_{new}.$$

ΔA можно найти по формуле

$$\Delta A = [(\Delta A_{new})^2 + g \cdot (\Delta b_{new})^2]^{1/2}.$$

Оценка погрешности и «бутстрэп-метод». К сожалению, общепринятая методика оценки погрешностей регрессионных параметров [27, 36], реализованная даже в специализированном математическом программном обеспечении для обработки

экспериментальных данных (например, MatLab, Microsoft Excel), обладает существенным изъяном.

Рассмотрим для определенности погрешность Δb наклона линии регрессии. Очевидно, что Δb будет складываться из двух составляющих: Δb_1 , обусловленной отклонением теоретической прямой от экспериментальных точек и Δb_2 , определяемой погрешностью самих экспериментальных данных. Но по общепринятой методике определяют только Δb_1 . Т. е. в том случае, когда экспериментальные точки оказываются лежащими точно на прямой, и MatLab, и Excel, и программа Эберта-Эдерера ЛИН-РЕГ4 выдадут нулевую погрешность, независимо от того насколько малы или велики погрешности измерения в каждой точке. Хотя известно, чем больше погрешность, тем на больший угол можно вращать регрессионную прямую, оставаясь в границах этой погрешности (рис. 8), и, следовательно, чем больше погрешность, тем больше неопределенность наклона регрессионной прямой.

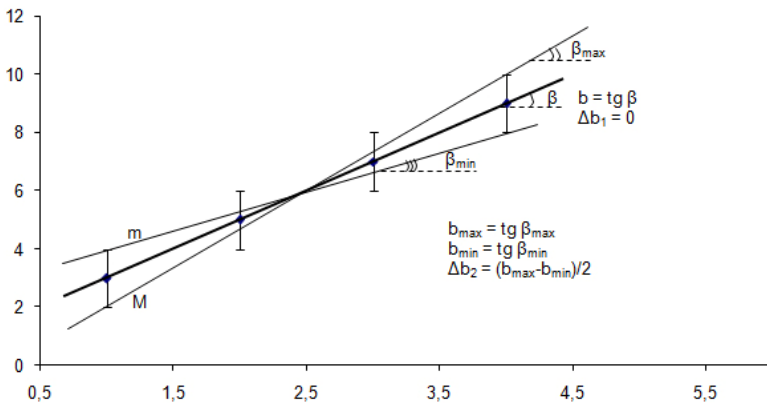


Рис. 8. К вычислению погрешности наклона линии регрессии

Идея оценки Δb_2 состоит в следующем. Как известно из математической статистики (например, [36]), для $k=1$

$$\Delta b_k = [B_k \cdot N / (N - 2) / (N \cdot S_4 - S_2^2)]^{1/2}, \quad B_1 = \sum (y_i - A - b \cdot x_i)^2.$$

Очевидно, что здесь B_1 представляет собой сумму квадратов отклонений рассчитанных (по регрессии) значений зависимой переменной от экспериментальных данных. Если мы хотим получить максимальную оценку Δb_2 , то отклонениями являются погрешности

экспериментальных данных, т. е. при $k=2$ следует использовать величину

$$B_2 = \sum \Delta y_i^2,$$

где Δy_i – какая-либо оценка погрешности измерений зависимой переменной (в нашем конкретном случае – концентрации). Однако таким образом мы получим именно максимальную, т. е. завышенную оценку Δb_2 . Действительно, вряд ли регрессионная прямая сможет отклониться от каждой экспериментальной точки на максимально возможное значение Δy_i . Более реалистичные оценки получить труднее, хотя и возможно.

Универсальным методом, позволяющим получить оценки погрешностей регрессионных параметров, независимо от распределения, является так называемый «бутстрэп-метод». Идея метода очень проста (подробно познакомиться с ней можно, например, по [10]). Кратко изложим идею метода сразу для интересующего нас примера определения наклона линии регрессии концентрации по времени.

Итак, проблема состоит в том, что для небольшого числа экспериментальных точек (3–4) вполне вероятно (при аккуратных измерениях) такая ситуация, когда эти точки практически точно легли на прямую. Применение какой-либо стандартной программы линейной регрессии выдаст при этом некоторое значение b практически с нулевым значением Δb . Если бы мы могли повторить измерения, то вряд ли и во второй раз сложилась бы такая же уникальная ситуация (все экспериментальные точки опять точно легли на прямую!). В любом случае, такая ситуация не могла бы повторяться постоянно, так что если бы мы могли повторить измерения многократно, то тогда мы оценили бы истинное значение Δb .

Будем считать, что повторить измерения в реальности мы не можем. Однако если нам известны не только средние результаты измерения концентраций y_i для моментов времени x_i , но и характеристики закона распределения, то мы можем генерировать фиктивные наборы экспериментальных данных, удовлетворяющие этому распределению, а потом для каждого из полученных наборов находить параметры линии регрессии, как если бы мы работали с реальными экспериментальными данными. Таким образом, по одному реальному набору экспериментальных данных мы можем получить не одно значение b (и A), а сколько угодно таких значений – каждое значение будет получено из своего набора фиктивных «экспериментальных» данных. Раз мы имеем не одно значение b , а множество, то можно построить распределение этих значений. В

дальнейшем данное распределение анализируется обычными статистическими методами, откуда и получается оценка погрешности b . Дадим теперь более формальное описание «бутстрэпа».

Прежде всего, введем следующие обозначения:

z_i – среднее значение концентрации, измеренной в момент времени x_i ;

σ_i – среднее квадратическое отклонение концентрации z_i .

Здесь i принимает значения от 1 до N (характерное значение N при обработке данных камерного метода составляет около 4, что, впрочем, несущественно для описываемого алгоритма). Будем считать, что справедлив нормальный закон для статистического распределения погрешностей измерения концентрации (хотя, по сути дела, для бутстрэпа безразлично – какому распределению подчиняются результаты измерений, главное, чтобы мы знали характеристики этого распределения). На первом этапе алгоритма сгенерируем N фиктивных «экспериментальных» значений:

$$y_i = z_i + \sigma_i r_i,$$

где r_i – случайное число, распределенное по нормальному (гауссову) закону с нулевым средним значением и единичным средним квадратическим отклонением (если бы погрешности удовлетворяли какому-либо иному распределению, то нам просто пришлось бы воспользоваться другой формулой).

Теперь при помощи какого-либо стандартного программного средства осуществим линейную регрессию по N значениям абсцисс x_i (в нашей задаче это – время отбора проб) и по N соответствующих им значений ординат y_i (у нас это концентрации). В результате будем иметь параметры A и b уравнения линейной регрессии $y = A + b \cdot x$. Обозначим их A_1 и b_1 , соответственно. Сгенерируем опять N фиктивных «экспериментальных» значений по формуле, приведенной выше. Новые y_i будут, конечно, численно отличаться от старых (z_i и σ_i , естественно, не изменились, но r_i , напомним, представляют собой случайные числа, всякий раз новые, для них неизменным остается только закон распределения). По значениям абсцисс x_i (они не изменились) и новым значениям ординат y_i опять найдем параметры линии регрессии A и b . Если $\sigma_i \neq 0$, то они будут отличаться от найденных в прошлый раз, поскольку изменились y_i . Обозначим новые A и b через A_2 и b_2 . Вновь сгенерируем N фиктивных «экспериментальных» значений. Вновь найдем A и b , обозначим их как A_3 и b_3 . Сколько таких циклов следует осуществить? Чем больше значений A_j , b_j будет получено, тем точнее будет оценка погрешности этих коэффициентов, так что предел устанавливается быстродействием

ЭВМ. Будем считать, что осуществлено J циклов. Теперь, получив достаточно длинный набор параметров A_1, A_2, \dots, A_J и b_1, b_2, \dots, b_J , мы можем найти средние значения этих параметров

$$A_{cp} = \sum_{j=1}^J A_j/J, \quad b_{cp} = \sum_{j=1}^J b_j/J,$$

а также средние квадратические отклонения

$$\sigma_A = \left[\sum_{j=1}^J (A_j - A_{cp})^2/J \right]^{1/2}, \quad \sigma_b = \left[\sum_{j=1}^J (b_j - b_{cp})^2/J \right]^{1/2},$$

которые могут служить характеристиками погрешностей ΔA_2 и Δb_2 , соответственно. Блок-схема линейной регрессии с весами, автомасштабированием и «бутстрэп»-оценками погрешностей регрессионных параметров приведена на рис. 20 в Приложении 4. Легко убедиться, что даже при абсолютно идеальном расположении исходных экспериментальных точек на прямой, полученные оценки погрешностей не равны нулю, причем они тем больше, чем больше характерное значение величин σ_i ($\sigma_A = \sigma_b = 0$ только если $\sigma_i = 0$ для всех i от 1 до N).

1.5. Расчет удельного потока при поглощении газа почвой

Выше мы везде предполагали линейность изменения концентрации газа в камере с течением времени. Даже при величине **эмиссии газа из почвы** в камеру 200 мг/(м²·час) линейность сохраняется по крайней мере несколько часов. Однако при **поглощении газа почвой** ситуация может быть совершенно другой. Продемонстрируем ее на примере метана. Действительно, если принять, что характерное значение атмосферной концентрации метана составляет 1 мгС/м³, то при скоростях поглощения около – 0,3 мгС/(м²·час) в обычной камере (характерные значения площади основания и объема, соответственно, около 0,2 м² и 0,07 м³) уже через час концентрация СН₄ упадет почти до нуля, а далее, если продолжать следовать линейному закону, станет вообще отрицательной! Этого, конечно, быть не может. При меньших скоростях поглощения такое противоречие возникнет позднее, так что при очень малых скоростях линейный закон, видимо, применим (обоснованием этого положения мы займемся чуть ниже), но, поскольку изначально скорость поглощения метана изучаемым объектом нам не известна, то в общем случае линейный закон применять не следует.

При высокой концентрации кислорода (а в атмосфере камеры она, безусловно, может считаться таковой) скорость метаноокисления (R_{oxid}) описывается уравнением Михаэлиса-Ментен:

$$R_{oxid} = -V_{max} \cdot C / (K_m + C),$$

где V_{max} – максимальная скорость метаноокисления, C – концентрация метана, K_m – константа Михаэлиса-Ментен, соответствующая по своему физическому смыслу такой концентрации метана, при которой наблюдается скорость окисления, равная половине максимальной. Уравнение Михаэлиса-Ментен для расчета скорости окисления используется достаточно часто. Однако для наших нужд мы можем ограничиться еще более простым приближением. Ведь нас интересует кинетика окисления метана при совсем малых концентрациях, а если $C \ll K_m$, то

$$R_{oxid} \approx -k \cdot C, \quad \text{где } k = V_{max}/K_m.$$

Таким образом, мы пришли к кинетике 1-го порядка, для которой характерно экспоненциальное убывание концентрации со временем (t):

$$C = C_0 \cdot e^{-k \cdot t}, \quad (6)$$

где C_0 – начальная концентрация. Именно по такому закону (в первом приближении) будет изменяться концентрация метана в камере, и только на совсем небольшом интервале времени экспонента может быть аппроксимирована линейной функцией, как это следует из разложения в ряд Маклорена, если отбросить члены, начиная с квадратичного:

$$C_0 \cdot e^{-k \cdot t} = C_0 \cdot \sum_{n=0}^{\infty} [(-k \cdot t)^n / n!] \approx C_0 - C_0 \cdot k \cdot t.$$

Для сравнения на рис. 9 показаны кривые динамики накопления и убыли метана в камере, рассчитанные по (3), соответственно при эмиссии из почвы на уровне $0,35 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{час})$ и поглощении с $k = 1 \text{ час}^{-1}$, что примерно соответствует величине удельного потока – $0,35 \text{ м}/\text{г}/(\text{м}^2 \cdot \text{час})$ для прямоугольной камеры высотой $0,35 \text{ м}$ при атмосферной концентрации метана. Очевидно, что если накопление газа строго следует линейному закону, по крайней мере, в течение 3 часов, то поглощение приближенно можно считать линейным разве что в первые полчаса.

Итак, в общем случае (на любых, а не только малых интервалах времени, и при любых, а не только малых скоростях поглощения газа) следует использовать экспоненциальный закон. Поэтому при падении

концентрации газа в камере следует определять не параметры A и b линейного уравнения (5), а C_0 и k нелинейного уравнения (6).

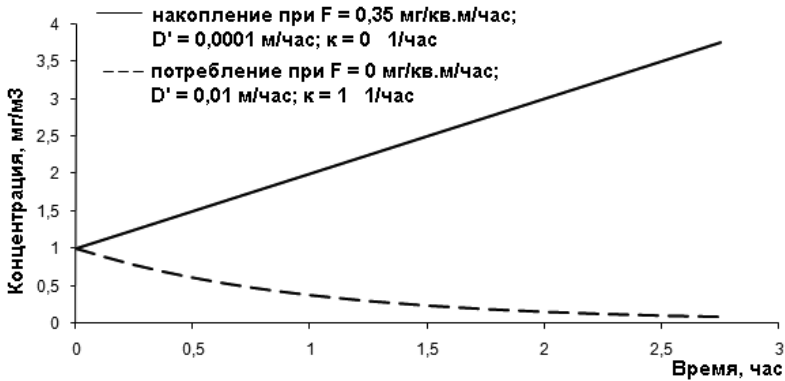


Рис. 9. Изменение концентрации газа в камере при его накоплении и поглощении (высота камеры 0,35 м)

Если параметры входят в формулу нелинейно, то обычно стараются свести задачу к рассмотренному выше случаю линейной зависимости от параметров. Во многих задачах это достигается соответствующим преобразованием формулы. Преобразование эмпирической формулы $Y = f(x, a, B)$ к виду (5) называется выравниванием. Для отыскания параметров показательной функции (6) можно применить логарифмическое преобразование

$$\ln(C) = \ln(C_0) - k \cdot t.$$

и замену $y = \ln(C)$. Теперь параметры формулы снова могут быть получены с помощью линейного метода наименьших квадратов [27].

Однако часто забывают, что найденные этим методом параметры обращают в минимум теперь сумму квадратов отклонений значений **преобразованных** величин y от расчетных значений $\ln(C_0) - k \cdot t$, а не сумму квадратов отклонений **измеренных** величин C от соответствующих расчетных. Т. е. найденные значения параметров не будут удовлетворять принципу наименьших квадратов и могут служить только в качестве первого приближения к наилучшим оценкам отыскиваемых параметров [27].

Можно получить улучшенные начальные приближения с помощью весов. Если выравнивание достигается заменой

$$y = g(C),$$

то в качестве весов целесообразно выбирать $w_i = (dg/dC)^{-2}|_{C=C_i}$.

Введение указанных весов позволяет иногда в несколько раз уменьшить сумму квадратов отклонений для исходных величин y_k [27]. Таким образом, при выравнивании показательной функции с помощью использованного выше логарифмического преобразования в качестве весов целесообразно брать

$$w_i = [\ln(C)/dC]^2|_{C=C_i} = C_i^{-2}.$$

Но, даже вводя веса, нельзя быть абсолютно уверенным, что линейная регрессия после выравнивания даст верные значения параметров исходного нелинейного уравнения. Приходится признавать, истинные значения параметров нелинейного уравнения может дать только нелинейная регрессия.

Проиллюстрируем вышесказанное на примере. Но прежде сделаем несколько замечаний, касающихся методологии проверки эффективности различных методов обработки данных. Представляется достаточно очевидным, что использовать для этой цели какие-либо реальные экспериментальные данные невозможно. Действительно, пусть различные методы, примененные к этим данным, дают сильно различающиеся результаты. Как мы сможем узнать – какой результат правилен? Никак! Следовательно, вместо реальных экспериментальных данных надлежит использовать некие «идеальные» данные, параметры которых нам абсолютно точно известны, поскольку мы же сами их и задали. Например, пусть процесс убыли концентрации описывается уравнением

$$C = 85 \cdot e^{-0.43 \cdot t}.$$

Обычно приходится определять величины параметров по значениям концентрации для нескольких моментов времени. Рассчитаем концентрации, например, для пяти моментов времени: $C(0) = 85$; $C(3) = 23,4$; $C(6) = 6,4$; $C(9) = 1,8$; $C(12) = 0,5$. Но в реальном эксперименте исследователь может получить данные только с некоторой погрешностью. Поэтому нам следует наложить на только что рассчитанные «идеальные» величины некоторый шум. Это можно сделать с помощью генератора случайных чисел. Пусть погрешности распределены по нормальному закону с нулевым средним и $\sigma = 9$. Тогда в одной из реализаций данного статистического эксперимента можем получить, например, следующий ряд: $C(0) = 81,1$; $C(3) = 13,1$; $C(6) = 7,6$; $C(9) = 12,5$; $C(12) = 3,4$. Если целью исследования является определение эффективности различных алгоритмов обработки данных, то следует испытывать эти алгоритмы именно на таких (зашумленных!) данных.

Если мы построим экспоненциальную регрессию по вышеприведенным зашумленным данным с помощью Excel, то получим совершенно неверные значения коэффициентов ($C_0 = 45,8$; $k = 0,21$). Сумма квадратов отклонений (СКО) расчетных точек от «экспериментальных» составляет при этом 1431. Естественно, неправильные значения параметров регрессионной кривой приводят к тому, что эта кривая проходит через точки отнюдь не лучшим образом (рис. 10). Заметим, что Excel осуществляет экспоненциальную регрессию именно путем простейшего выравнивания показательной функции с помощью логарифмирования.

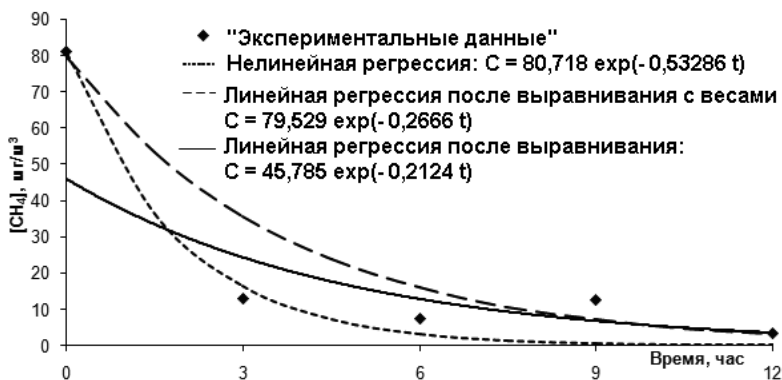


Рис. 10. Экспоненциальная регрессия

Стандартными средствами Excel работа с весами не предусмотрена. Однако если мы воспользуемся какой-либо иной программой и после логарифмического выравнивания осуществим линейную регрессию с рекомендованными выше весами, равными квадратам C_i^2 , то результат определения регрессионных параметров будет уже чуть лучше ($C_0 = 79,5$; $k = 0,27$). При этом СКО сократится по сравнению с обычной регрессией более чем в 2 раза и составит 616. Итак, мы видим, что коэффициент при экспоненте определен достаточно точно, но, к сожалению, другой параметр по-прежнему никуда не годится.

Только использование нелинейной регрессии даёт относительно точный результат ($C_0 = 80,7$; $k = 0,53$). Проводится она следующим образом. Мы имеем массив времени и массив концентраций. Пусть значения массива времени (0, 3, 6, 9 и 12 часов) находятся в ячейках В6–В10, а значения массива концентраций (81,1; 13,1; 7,6; 12,5 и 3,4 мгС/м^3) находятся в ячейках С6–С10. Нам необходимо определить параметры C_0 и k в уравнении (6). В качестве начального приближения

возьмём параметры, которые выдаёт Excel в случае линейной регрессии ($C_0 = 45,8$; $k = 0,21$). Поместим значение C_0 в ячейку D2, а значение k в ячейку D3. Теперь подставим значения времени в уравнение (6) с этими параметрами в ячейки D6–D10 (например, в ячейке D6 нужно написать «=D2*EXP(- D3*B6)», в ячейке D7 – «=D2*EXP(- D3*B7)» и т.д.). Таким образом, получаем ещё один массив концентраций (45,8; 24,4; 13; 6,9 и 3,7 мгС/м³) в ячейках D6–D10. Для нахождения СКО двух массивов концентраций используем стандартную функцию Excel «СУММКВРАЗН()», сделав в ячейке F3 следующую запись «=СУММКВРАЗН(С6:С10;D6:D10)».

Теперь перейдём непосредственно к нелинейной регрессии: открываем инструмент «Поиск решения...» меню «Сервис». Устанавливаем в качестве целевой ячейку F3, в которой вычисляется СКО, и будем искать её минимальное значение (ставим галочку напротив этих слов). При этом в качестве изменяемых должны быть ячейки D2 и D3, в которых находятся параметры C_0 и k . Ограничение устанавливаем таким образом, чтобы кривая не пересекала ось абсцисс (концентрация не может быть отрицательной), то есть необходимо ввести ограничение «С10 >= 0». После нажатия на «ОК» программа вычисляет значения C_0 и k и предлагает их сохранить в тех ячейках, в которых были записаны начальные приближения, то есть в ячейках D2 и D3. Обратим внимание, что при этом СКО уменьшилось более чем в три раза и составило лишь 179.

Однако с нахождением параметров уравнения (6) проблема вычисления потока еще не решена. При выделении газа из почвы в атмосферу камеры мы связали поток с коэффициентом наклона регрессионной прямой. Но как выразить поток через параметры экспоненциальной регрессии? Очевидно, что за 1 час концентрация газа в камере из-за поглощения изменится на R_{oxid} мг/м³. Таким образом, скорость поглощения газа составит $V \cdot R_{oxid}$ мг/час, где V – объем камеры. Следовательно, в естественных условиях поток (F , мг·м⁻²·час⁻¹) в почву можно найти по формуле

$$F = V \cdot R_{oxid} / S = - (V/S) \cdot k \cdot C_a.$$

Мы подставили в линейную аппроксимацию R_{oxid} атмосферную концентрацию метана (C_a), поскольку именно в таких условиях микроорганизмы потребляют СН₄ в природе.

Приняв значение $C_a = 1$ мгС/м³, и представив, что вышеприведенные «экспериментальные» данные были получены в камере с $V = 0,064$ м³ и $S = 0,16$ м², получим

$$F = - (0,064/0,16) \cdot 0,53 \cdot 1 = - 0,212 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}.$$

Задача 3. Анализ проб, отбираемых из камеры с интервалом 20 минут, дал следующие результаты: 5,95 ppm для первой пробы (сразу после установки); 3,84 ppm – для второй (через 20 мин.); 3,03 – для третьей и 2,23 – для четвёртой. Чему равна скорость потребления метана почвой? Как отличаются в данном случае результаты при использовании линейной и нелинейной регрессии (в процентах от потока, вычисленного нелинейной регрессией)? Атмосферное давление и температуру принять постоянными и равными 101,9 кПа и 27 °С соответственно, камера имеет форму параллелепипеда, её высота – 35см. Ответ. – 0,36 мг·С·м⁻²·час⁻¹; на 6,2 %.

1.6. Алгоритм измерения удельного потока на болотных почвах

1. Подготовительный этап. Установить щуп с термодатчиками на удалении, не менее 5 м от точки измерения (естественно, в том же типе элемента микроландшафта). Записать название точки. Записать географические координаты точки и сопутствующую информацию (рельеф, растительность, погода...). Записать объём камеры и площадь основания. При отсутствии стационарных мостков положить на поверхность болота деревянный (алюминиевый) щит. Во время измерений минимально по нему перемещаться и ни в коем случае с него (равно как и с мостков) не сходить.

2. Врезание основания. Врезать в поверхность болота основание. Желательно сделать это таким образом, чтобы дно желоба основания было на уровне поверхности болота. Если дно желоба оказалось выше или ниже уровня поверхности, то следует измерить эту разницу по четырем сторонам (углам) основания для вычисления объёма камеры. Обычно врезание выполняют с помощью ручной пилы или (желательно) тонкого полотна ножовки. При врезании необходимо быть как можно более аккуратным, по возможности меньше двигаться, а лучше не менять своего положения. Важно не выдёргивать мох и растительность пилой из болота, не продёргивать пилу, а именно разрезать растительность. Необходимо избежать вдавливания камеры в болотную почву, иначе газ выйдет из полостей и условия измерения будут далеки от естественных.

После установки основания необходимо подождать около 30 минут, чтобы возмущения, внесённые при врезании, нивелировались. Оптимальный вариант предполагает отодвинуть начало измерений на сутки после установки основания. Так обычно и поступают на практике: окончив измерения вечером, врезают основания там, где будут вести измерения следующим утром. При краткосрочных (однодневных) выездах допустимо сокращать время от врезания

основания до начала измерений, но оно не должно быть меньше получаса. Кроме того, необходимо измерить среднюю высоту растительного покрова над уровнем, на котором соприкасаются основание и камера, когда последняя установлена в жёлоб основания. Это потребуется для вычисления фактической высоты камеры.

3. Наполнение желоба основания водой для создания гидрозатвора. Воду лучше всего приносить с собой (если набирать на самом болоте, то лучше всего делать это с открытой водной поверхности). Необходимо заполнить желоб слоем воды хотя бы 1–2 см. Если основание установлено неровно (так чаще всего и происходит), то это условие может не выполняться, поэтому лучше сразу после врезания наполнить жёлоб водой. Если наименьшая высота гидрозатвора оказалась менее 1 см, то необходимо выровнять основание с помощью пилы, разрезав мешающие растения и ветки, ни в коем случае не вдавливая основание.

4. Проветривание камеры. Подключить вентилятор камеры к аккумулятору. Вентилятор должен быть подключен к аккумулятору постоянно на протяжении всего измерения. Если это невозможно (аккумулятор почти разряжен, используется более 1 камеры и т.д.), то допускается подключение вентилятора за 1–2 минуты до отбора пробы. Надеть на камеру затеняющий колпак. В случае ветреной погоды достаточно просто поставить камеру под ветер на несколько десятков секунд. Если ветра нет, то достаточно несколько раз поворачивать её в воздухе. После проветривания можно приступать к измерению.

5. Установка камеры в основание. Убедившись, что вентилятор работает, аккуратно устанавливают камеру в основание, шланг пробоотбора при этом должен быть открыт. Если работа ведётся не с мостков, то единожды заняв положение при установке камеры, желательно не менять его на протяжении всего измерения.

6. Отбор проб. Сразу же после установки камеры необходимо отобрать первую пробу в шприц, вставленный в трубку пробоотборника (предварительно шприцем прокачивают воздух 3–5 раз за 6–10 секунд). Запоминают время отбора пробы с точностью до секунды. После отбора пробы как можно быстрее герметизируют шприц резиновой пробкой и сразу же вставляют следующий шприц, после чего записывают время отбора пробы и номер шприца с этой пробой.

Через приблизительно одинаковые интервалы времени последовательно отбирают пробы во второй, третий и четвертый шприцы, каждый раз выполняя последовательность действий,

описанную выше на примере первого шприца. Этот интервал времени между отборами проб определяется индивидуально для каждого типа микрорельефа, вида газа и точности газоанализатора, имеющегося у исследователя.

В случае метана время отбора проб определяется по простому правилу, исходя из уровня болотных вод (если возможно анализировать концентрации газов с точностью хотя бы около 1 ppm). При стоянии болотных вод на уровне 0–5 см интервал между пробоотборами составляет 10 минут; при уровне 5–10 см – 15 мин., а ниже 10 см – 20 мин.

7. Окончание измерений. После окончания работы проверить наличие всех записей. Отключить аккумулятор и снять камеру. Определить уровень стояния болотной воды (УБВ) в центре основания (УБВ определяется после завершения всех измерений в этой точке!).

8. Рекомендации по хранению газовых проб. Рекомендуется использовать трёхкомпонентные шприцы. Пробки для их герметизации изготавливаются путём высверливания неглубокого (не сквозного!) отверстия в резиновых пробках для пробирок (диаметр отверстия должен быть немного меньше диаметра носика шприца). Предпочтительнее использовать шприцы объемом 20 мл, так как они обеспечивают лучшую сохранность образца по сравнению со шприцами объемом 10 мл. На шприцы наклеиваются бумажные этикетки с номерами и покрываются прозрачным скотчем. Если нет возможности в течение ближайших 24 часов провести хроматографирование проб, то хранить их надо в воде, дабы избежать диффузии метана из шприца. В полевых условиях удобно использовать для этих целей большие мешки из толстого полиэтилена. Шприцы помещаются в мешок, затем в мешок заливается вода, выпускается воздух и мешок завязывается.

1.7. Полуавтоматические и автоматические камеры

Рутинные измерения методом ручных камер не могли не стимулировать работы в области автоматизации процесса измерения. По-видимому, исторически первыми были попытки создания полуавтоматических камер, в которых автоматизации подверглась только какая-нибудь одна функция, а не весь процесс определения потока.

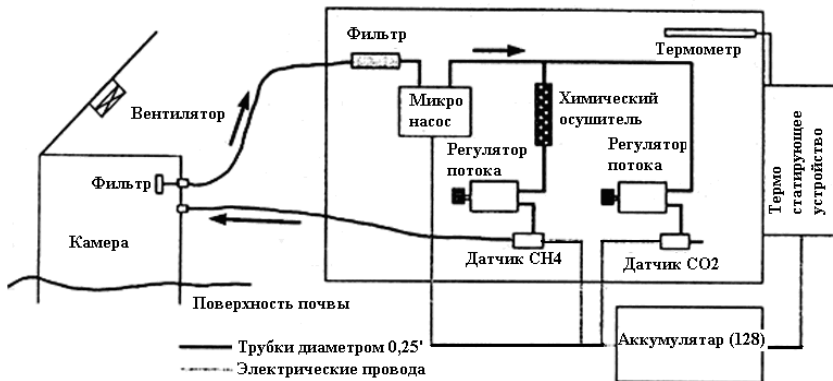


Рис. 11. Схема портативного газоанализатора для полуавтоматической реализации камерного метода (Nakano et al. [54])

В 1995 г. на Бакчарском болоте (Западная Сибирь, Томская обл.) была установлена полуавтоматическая камера, разработанная Inoue et al. [47]. Автоматизации подвергся только процесс отбора проб, но не их анализа. В нерабочем состоянии камера висела примерно в полуметре над поверхностью болота (в стороне от основания). По команде компьютера автоматическая подъемная система опускала камеру на основание (в пазы гидрозатвора), после чего несколько мл воздуха из объема камеры отсасывалось последовательно через равные промежутки времени в три флакона. Процедура опускания камеры и отбора трех проб повторялась каждые два часа. Флаконов было всего 15, а поскольку на одно измерение потока, как уже было сказано, уходило 3 флакона, то этого количества хватало всего на $15/3 = 5$ измерений. Отбор проб происходил каждые 2 часа, и весь набор флаконов приходилось менять через каждые 8 часов (после чего все флаконы отправлялись на газовый анализ в лабораторию), т.е. 3 раза в сутки.

К полуавтоматическим мы отнесем и такую систему, когда исследователь монтирует непосредственно в поле установку (камера + газоанализатор) непрерывно отслеживающую концентрацию газа и накапливающую данные в памяти в течение времени экспозиции. В частности, такую систему (рис. 11) использовали Nakano et al. [54] при измерениях в Томской обл. На рис. 16 показана система для измерения потока CO₂: камера + ИК-газоанализатор EGM-2.

Проба воздуха, пройдя через химический осушитель, по полиэтиленовой трубке толщиной $\frac{1}{4}$ дюйма непрерывно подавалась

микронасосом [54, 55, 57] со скоростью 1,0 л/мин из камеры в блок анализа CH_4/CO_2 , после чего возвращалась в камеру [59]. Скорость потока устанавливалась при помощи механического регулятора. Сигналы (величина напряжения) от газоанализаторов могли каждые 2 секунды [55] записываться в программируемый блок памяти (NR-1000, Keyence Co., Osaka, Japan), хотя в следующие годы ограничивались записью через 5 секунд [59]. Вся система размещалась в изолированном термостате и поддерживалась при постоянной температуре. Минимальное абсолютное значение потока, которое удавалось измерить описываемой системой, составляло $0,081 \text{ мгCH}_4 \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$. Этот порог чувствительности был обусловлен дрейфом базовой линии: выходной сигнал датчика непрерывно возрастал, что соответствовало убыли концентрации метана приблизительно на 2,5 ppm/час. Спустя год точность измерений удалось улучшить и в работе [54] для минимального абсолютного значения потока приводится значение $0,02 \text{ мгCH}_4 \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$.

Принципы работы использованных полупроводниковых газоанализаторов и их точность описаны в [46]. Периодически осуществлялась проверка газовых датчиков: пробы воздуха отбирались из камеры в 10-мл вакуумированные сосуды для анализа CH_4 на газовом хроматографе с пламенно-ионизационным детектором («GC8A», Shimadzu Co., Tokyo, Japan) и CO_2 – на инфракрасном газоанализаторе («ZFP-5», Fuji Electric Co., Tokyo, Japan) [59]. В 1999 году еще имелись некоторые проблемы со стабильностью работы инфракрасного газоанализатора, поэтому система работала лишь как измеритель потока CH_4 . Для этой цели она оказалась очень удобной [55].

Существуют и полностью автоматические системы, реализующие камерный метод измерения потока [63, 53, 38]. Первая из цитированных работ, по-видимому, являлась одной из пионерских в области полностью автоматических реализаций камерного метода и была посвящена определению потока CH_4 на рисовых полях, в двух оставшихся работах описаны более современные системы, предназначенные для определения потока нескольких газов сразу – CO_2 , CH_4 , а в последней работе еще и NO , NO_2 , N_2O .

Одна из таких систем, разработанная под руководством проф. G. Inoue (National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, Japan), использовалась в 1997 г. в Западной Сибири (об этой системе см., например, в [56; 66]). Концентрация метана в ней измерялась с помощью полупроводникового датчика.

Схема данной автоматической системы приведена на рис. 12 (первоначальный вариант, испытывавшийся в Японии) и на рис. 13 (переработанный вариант системы, установленный в Западной Сибири на Бакчарском болоте).

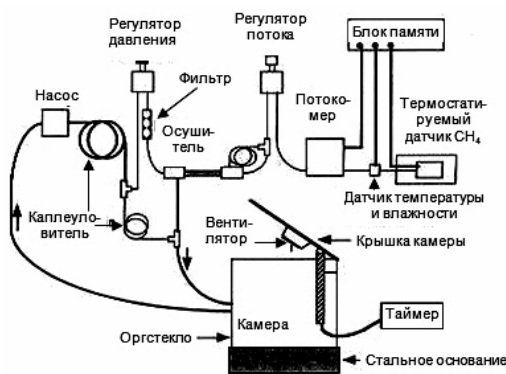


Рис. 12. Схема автоматической системы для измерения потока CH_4 камерным методом (вариант 1997 г.), установлена в Японии [56]

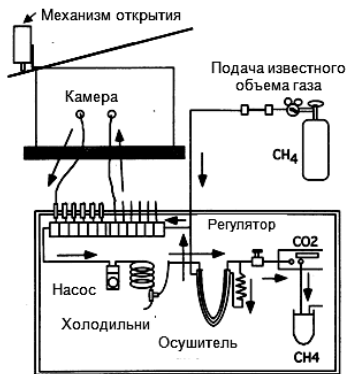


Рис. 13. Схема автоматической системы для измерения потока CH_4 камерным методом (вариант 1997 г.), установлена в Сибири [66]

Система состоит из пяти частей [66]:

- Камера, открываемая и закрываемая автоматически;
- Датчики концентраций CH_4 и CO_2 ;
- Метеорологическое оборудование и оборудование для других вспомогательных измерений (температуры почвы, уровня стояния воды и т.д.);
- Управляющее оборудование и средства хранения информации;
- Аппаратура для энергообеспечения.

Камера с площадью основания $40 \times 40 \text{ см}^2$ и высотой 30 см была собрана из листов оргстекла, закрепленных на каркасе из алюминиевых уголков [66] и стояла на стальном основании [56]. Поскольку для измерений потока необходимо обеспечить полную герметичность системы и, в частности, герметичность сочленения камера/почва, приходится основание камеры несколько заглублять в торф, что приводит к уменьшению объема. В данном случае вместо 48 л ($40 \times 40 \times 30 = 48000 \text{ см}^3$) реальный внутренний объем камеры составлял только 39 л. Герметичность сочленения крышки с камерой

достигалась с помощью рамки из губчатой резины, приклеенной к верхней части корпуса камеры – крышка ложилась на эту резину (рис. 14).



Рис. 14. Автоматическая камера для измерения потока CH_4 , (вариант 1997 г.) [66]

Проверка показала отсутствие какого-либо обмена воздуха камеры с внешней атмосферой, конечно, если камера была в полном порядке. В этом случае возрастание концентрации метана в камере происходило линейно со временем. К сожалению, некоторые камеры покоробились, и для расчета потока пришлось вводить поправку на разбавление внешним воздухом [66]. Крышка камеры открывалась и закрывалась автоматически по команде компьютера или просто таймера [56]. Одно ребро крышки сочленялось с одной из сторон камеры при помощи петель.

Механизм открывания крышки был именно такой, как схематично показано на рис. 13: крышка несколько выступала за границы камеры, таким образом создавался рычаг с осью, проходящей через петли. Одним плечом этого рычага являлась часть крышки, закрывающая камеру. Другое плечо – часть крышки, выступающая за границы камеры. Если сверху на это плечо оказывалось давление (для чего использовался мотор «Sylinoid», Kamaden Co.), то, естественно, данное плечо шло вниз, а другое – вверх, и крышка открывалась, поворачиваясь на петлях вокруг оси рычага [66]. Время, требуемое для открывания и закрывания камеры составляло около 10 сек. (мотор потреблял постоянный ток в 5 А при напряжении 12 В).

На внутренней стороне крышки камеры был закреплен вентилятор (12 В, 0,15 А). Пробы воздуха из камеры отбирались при помощи воздушного насоса (12 В, 0,5 А), обеспечивавшего расход около 1,5 л/мин [56].

В первоначальном варианте системы (испытывавшемся в Японии, рис. 12) поток воздуха из камеры после предварительного осушения проходил через механический регулятор давления («Model 6600», KOFLOC), далее производилось более тщательное осушение на мембранном осушителе («SUNSEP-W», Asahi Glass Company), после чего относительная влажность оказывалась менее 3 %. Проба воздуха (объемная скорость которой составляла 30 мл/мин) через механический регулятор потока («Model 2204», KOFLOC) и потокомер («Model 3850», KOFLOC) поступала на датчики температуры и относительной влажности, а после этого – на полупроводниковый детектор метана, находившийся в термосе для создания стабильных температурных условий. Механические регуляторы давления и потока были выбраны по той причине, что они не требуют электричества, а минимизация потребления электричества, конечно, очень существенна в полевых условиях. Потокомер потреблял постоянный ток в 0,3 А при напряжении 5 В. Остаток воздуха возвращался в камеру. Все генерируемые описанной системой результаты (объемная скорость потока, температура и относительная влажность образца, температура метанового датчика и выходной сигнал с этого датчика) заносились в блок памяти [56].

Описанная система тестировалась путем введения в камеру с различными скоростями стандартной газовой смеси, содержащей метан в концентрации 100 % или 10 %. Скорости введения смеси были таковы, чтобы обеспечить прирост концентрации в камере от 0 до 1 ppm/мин (эти значения будут характерны для камеры данной конструкции, если ее поместить в реальные полевые условия – на болотах Западной Сибири).

При реальных измерениях в природных условиях летом 1997 года в автоматическую измерительную систему был внесен ряд улучшений (в результате чего и получился «сибирский» вариант системы – рис. 13) [56]:

- в качестве источника энергии использовались солнечные батареи, способные обеспечить необходимую для системы мощность 200 Вт;
- аналитический блок помещен в водонепроницаемый корпус;

- к одному аналитическому блоку были подсоединены через систему клапанов (GFGG31, СКД) сразу шесть камер, что позволило оценить пространственную неоднородность потока метана.

Каждая камера обслуживалась аналитическим блоком в течение 20 мин [66]. Таким образом, полный цикл измерений системой из шести камер составлял 20 мин/камеру x 6 камер = 120 мин, следовательно, каждая камера за 2 часа выдавала лишь одно значение потока [58]. Для уменьшения энергопотребления постоянный ток напряжением 12 В подавался только в течение 2 сек, чтобы открыть клапан, а для дальнейшего удержания его в открытом состоянии было достаточно 5 В. Этот процесс контролировался многоканальным программируемым блоком памяти («CR10X», UniData) [66].

Одиннадцать солнечных батарей мощностью 50 Вт заряжали три аккумулятора, напряжение тока в дневное время составляло 13,3 В даже в условиях облачности, а после захода солнца оно падало до 12,6 В и к утру постепенно уменьшалось до 12,2 В. Двенадцатая солнечная батарея напрямую обеспечивала непрерывную работу вентиляторов всех шести камер днем, чтобы предотвратить повышение температуры в камерах. Ночью вентилятор в каждой камере включался только во время измерения в этой камере. Повышения температуры воздуха в камерах зафиксировано не было [66].

Воздух из камеры, сжатый до 1,2 атм с помощью микро-насоса по полиэтиленовой трубке ($\varnothing=1/4''$) поступал на осушитель. В этом осушителе большая часть газа приводилась к атмосферному давлению (за счет чего, собственно говоря, и происходило осушение), а потом возвращалась в камеру. Небольшая (осушенная) часть газа последовательно поступала сначала в ИК-анализатор CO_2 , а затем в полупроводниковый датчик CH_4 . Скорость потока устанавливалась механическим регулятором потока на уровне 30 мл/мин. Сигнал от метанового датчика и ИК-анализатора записывался каждые 10 сек, а температура блока анализаторов, давление, создаваемое насосом, скорость потока газа, отбираемого из камеры и влажность – ежеминутно.

Метановый датчик калибровался один раз в день введением 1 мл чистого метана в трубку, по которой воздух из осушителя возвращался в камеру. В камере, таким образом создавалась добавочная концентрация метана около 25,6 ppm [66], как это нетрудно подсчитать: $1 \text{ мл} \times 10^6 \text{ ppm} / 39000 \text{ мл} = 25.6 \text{ ppm}$. Однако следует четко понимать, что такой метод калибровки не будет точным, поскольку рабочий объем камеры мало того, что известен лишь

приближенно, да еще и меняется день ото дня из-за колебаний уровня воды.

К сожалению, в полевых условиях болот Западной Сибири описанная система проявила себя не очень хорошо: во-первых, не удалось обеспечить полную водонепроницаемость блока управления и хранения информации, в результате чего уже в августе накопление информации прекратилось [66]; во-вторых, не удалось обеспечить необходимое термостатирование метанового датчика и осушение пробы. Таким образом, независимо от концентрации метана датчик выдавал сигнал, состоящий из суточных колебаний, наложенных на долговременный тренд. Тем не менее, основная часть флуктуаций приходилась на дневное время, а ночные измерения потока были признаны более или менее соответствующими действительности [58].

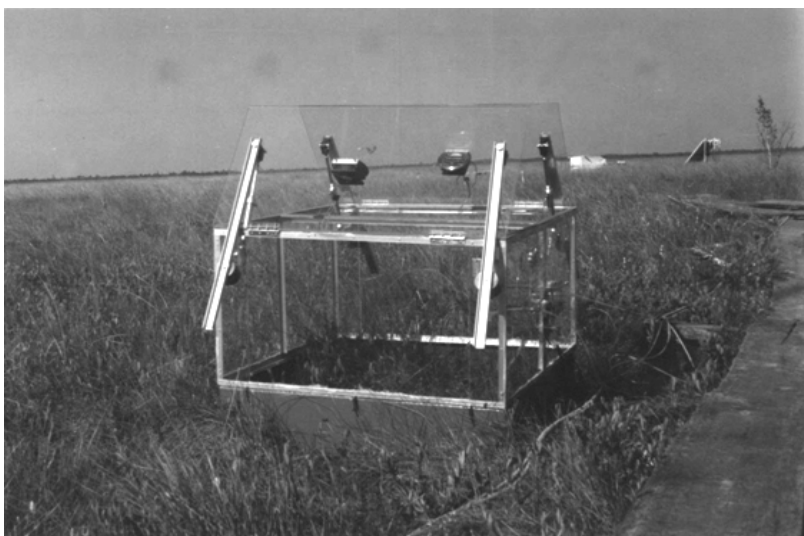


Рис. 15. Стационарная автоматическая камера (разработана японскими исследователями под руководством проф. Г. Иноэ)

Следующий более удачный вариант автоматической системы проф. Иноэ, успешно работающий на том же исследовательском полигоне по 7–8 месяцев ежегодно с 1998 г., описан в [52] (рис. 15). Однако столь длительную работу камер нельзя трактовать однозначно положительно. Действительно, на 7–8 месяцев нарушается микроклимат того участка болота, на котором ведутся измерения

эмиссии. Визуально состояние растительности в камере оценивается как «плачевное» по сравнению с растительностью вне камеры.

Шесть камер (рис. 15) из оргстекла устанавливались на стальные основания и подсоединялись к блоку газоанализаторов с помощью пластиковых трубок. Размер каждой камеры: $0,9 \times 0,9 \times 0,4$ м. Верхняя крышка камеры, как видно на рис. 15, состояла из двух половин. Каждая часть открывалась с помощью пневматического привода (СКД Согр.). На каждой половине крышки был установлен вентилятор, работающий от постоянного тока (100 мА, 12 В) и обеспечивающий вентиляцию камеры в течение всего дневного времени, а также при отборе проб в любое время. Сжатый воздух для пневматического привода хранился в резервуарах (снабженных осушителями воздуха), каждый из которых предназначался для работы с двумя камерами. Резервуары заполнялись сжатым воздухом раз в три дня оператором при помощи компрессора, питаемого от портативного электрогенератора. Перед анализом пробы воздуха пропускались через мембранный осушитель. Эффективность осушителя снижалась с увеличением его температуры, поэтому принимались дополнительные меры вентиляции блока газового анализа. Электроэнергию вырабатывали 12 солнечных батарей, от которых посредством зарядных устройств заряжались 6 свинцово-кислотных аккумуляторных батарей, емкостью 55 ампер-час [52].

Полупроводниковый метановый датчик [46] поддерживался при постоянной температуре с помощью нагревателя, управляемого по принципу обратной связи; изменение сопротивления датчика преобразовывалось в выходной сигнал при помощи усилителя [52].

По-видимому, большая часть суточной вариации чувствительности была обусловлена изменением температуры системы и эффективности осушителя. Чувствительность и линейность детектора проверялись каждые 2 часа путем введения известного количества 100 % метана в одну из камер через трубку, по которой возвращалась проба воздуха. Количество вводимого CH_4 вычислялось по давлению в буферном объеме (19 см^3), измерявшемуся датчиком давления.

Таким образом, за 12 часов калибровались все 6 камер. Вводимое количество метана обеспечивало возрастание его концентрации в камере примерно на 20 ppm. Чтобы получить в непрерывном режиме информацию о нелинейности сигнала датчика, использовалось три последовательных введения метана с концентрацией от 6 до 12 ppm на интервале времени длиной 2 минуты [52].

1.8. Метод динамических камер

В изложенном выше статическом камерном методе, как мы помним, камера не обменивалась воздухом с атмосферой. Но в этом случае может оказаться, что существенное изменение концентрации некоторого газа в камере сильно влияет на условия его выделения (или поглощения), и результаты измерений будут искажаться. Например, скорость поглощения метана сильно зависит от его концентрации. Таким образом, если при установке камеры на почву, поглощающую метан, мы имели одну скорость его поглощения (соответствующую той, которая наблюдается в природных условиях), то спустя некоторое время, когда метан из объема камеры будет в значительной степени удален (в результате поглощения), скорость сильно снизится и уже не будет соответствовать природной.

Чтобы избежать подобного явления, был разработан другой вариант камерного метода: в процессе измерений камера продувается воздухом. Естественно, если в камеру все время достаточно интенсивно поступает атмосферный воздух, то концентрация метана не может существенно упасть, и скорость его поглощения в течение всего процесса измерения будет близка к той, которая наблюдается в природных условиях.

Если камера продувается воздухом с концентрацией исследуемого газа (для определенности будем рассматривать метан) C_B на входе в камеру, и выходящий из камеры воздух в нее не возвращается, то в этом случае принято говорить о «динамическом камерном методе». Уравнение баланса для динамического метода будет выглядеть следующим образом:

$$V \cdot dC/dt = A \cdot (C_B - C) + F \cdot S - D \cdot S \cdot (C - C_0)/z - V \cdot k \cdot C,$$

где A – скорость продувки ($\text{м}^3/\text{час}$). Поскольку обычно, принудительная продувка гораздо интенсивнее, чем диффузионные утечки, то F определяют из упрощенного уравнения

$$V \cdot dC/dt = A \cdot (C_B - C) + F \cdot S - V \cdot k \cdot C.$$

Более того, если поток из почвы постоянен, то достаточно быстро наступает стационарное состояние (при котором $dC/dt = 0$) и справедливым оказывается следующее простейшее соотношение для вычисления удельного потока:

$$F = [V \cdot k \cdot C - A \cdot (C_B - C)]/S.$$

Рассмотрим численный пример. Пусть камера объемом $V = 0,064 \text{ м}^3$ с площадью основания $S = 0,16 \text{ м}^2$ продувается атмосферным воздухом (т. е. на входе концентрация CH_4 составляет $C_B \approx 0,9 \text{ мгС/м}^3$) со скоростью $A = 1 \text{ м}^3/\text{час}$. Какова величина удельного потока из почвы в атмосферу камеры, если в камере нет поглощения метана ($k = 0 \text{ час}^{-1}$), а на выходе из нее в стационарном состоянии обнаруживается концентрация CH_4 $C = 1,9 \text{ мгС/м}^3$? По формуле для стационарного состояния имеем:

$$F = -1 \cdot (0,9 - 1,9) / 0,16 = 6,25 \text{ (м}^3 \cdot \text{час}^{-1}) \cdot (\text{мгС} \cdot \text{м}^{-3}) \cdot \text{м}^{-2} = 6,25 \text{ мгС} \cdot \text{час}^{-1} \cdot \text{м}^{-2}.$$

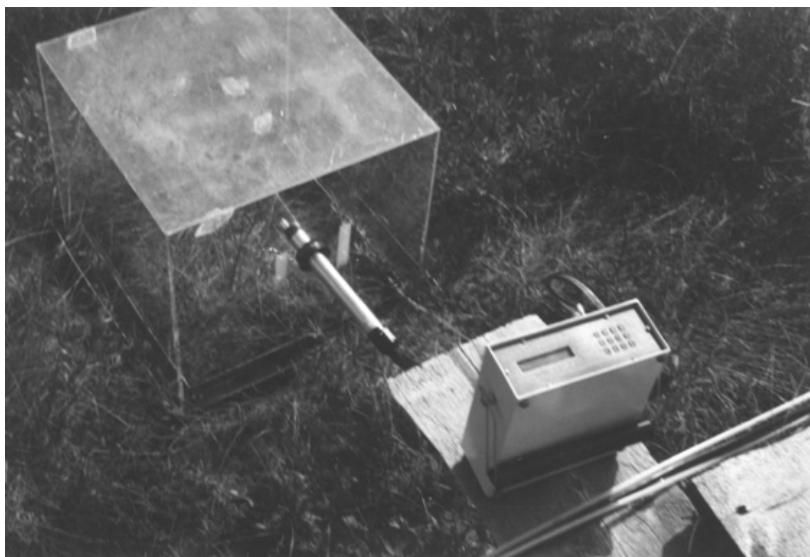


Рис. 16. Полностью полевая модификация камерного метода: газоанализатор присоединен непосредственно к переносной камере из оргстекла на стальном основании

Задача 4. Камера имеет объем $0,064 \text{ м}^3$ и площадь основания $0,16 \text{ м}^2$, продувается атмосферным воздухом ($C_B \approx 1 \text{ мгС/м}^3$) со скоростью $A = 1,2 \text{ м}^3/\text{час}$. В стационарном состоянии концентрация в камере оказалась равна $1,5 \text{ мгС/м}^3$. Поток с поверхности почвы равен $3,425 \text{ мгС} \cdot \text{час}^{-1} \cdot \text{м}^{-2}$. Чему равен коэффициент поглощения k ? Ответ: $0,5 \text{ час}^{-1}$.

1.9. Спорные вопросы камерного метода

Рассмотрим кратко несколько важных вопросов, по которым существуют расхождения во мнениях исследователей.

- **Является ли концентрация газа в камере линейной функцией времени?** Как уже было сказано выше, как правило, в большинстве измерений линейность динамики концентрации в статической камере таких газов, как CH_4 и CO_2 , должна сохраняться весьма длительный промежуток времени, следовательно, в течение характерного времени экспозиции (поскольку оно заведомо меньше этого промежутка), линейным законом пользоваться можно.

Однако *Healy et al.* [42] среди важнейших потенциальных источников ошибок камерного метода называют увеличивающееся со временем искажение в профиле почвы, накрытой камерой, концентрационного градиента, за счет которого происходит диффузия газа из почвы. *Nakano et al.* [59] приводят экспериментальные данные, некоторые из которых демонстрируют линейность динамики концентрации в камере, а другие – нелинейность.

- **Следует ли срезать растения перед измерением эмиссии?** Когда камера устанавливается на поверхность почвы, иногда растения срезаются, но мы считаем, что лучше проводить измерения в условиях, наиболее приближенных к естественным, т.е. не убирая растительность. По-видимому, рекомендация срезать растения была взята из работ, где этот прием применялся для решения каких-то специальных задач, например, задачи оценки собственно дыхания почвы без дыхания надземных частей растений.

- **Следует ли закрывать камеру светоотражающим материалом?** Если камера не предохраняется от прямых солнечных лучей, то температура в ней значительно повышается. В [4] приводятся данные о повышении температуры в некоторых типах камер в течение времени экспозиции. Например, температура в так называемом «стеклянном домике Макарова» (ящик высотой 60 см с площадью основания 30 x 50 см² и объемом 90 л) по сравнению с наружным воздухом повышается на 1–3 °C за 30 мин, а в случае «железного домика» или воронки Люндегорда (камера в виде воронки диаметром 30–40 см, причем края воронки переходят в цилиндрические плечики высотой 10 см) эта разница намного больше.

Казалось бы, ответ очевиден: камеру обязательно надо предохранять от прямых солнечных лучей. К сожалению все не так просто, ведь процессы образования/поглощения газов на свету и в темноте могут идти абсолютно по-разному, что совершенно очевидно,

например, для CO_2 (дыхание/фотосинтез!). Для метана влияние света на эмиссию менее очевидно, но, тем не менее, также возможно. В этой ситуации идеальным, но технически сложным решением было бы поддержание внутри прозрачной камеры температуры, равной температуре окружающей среды.

• **Чем точнее можно измерить эмиссию – маленькой или большой камерой?** Площади оснований камер разных исследователей различаются на порядок (а объемы – на два порядка!). Какая же камера лучше? На наш взгляд лучшее приближение к истинной эмиссии дает большая камера. Во-первых, большая камера автоматически усредняет поток по площади, тогда как измерения маленькой камерой в силу значительной неоднородности почвенного покрова с большой вероятностью будут нести в себе значительную случайную погрешность – где-то камера попадет на кротовину, где-то – на камни. Но с этим недостатком маленькой камеры еще можно бороться, как и с любым другим проявлением случайной погрешности – за счет использования множества камер и последующего усреднения результатов.

Гораздо хуже второй недостаток, поскольку он связан с систематической ошибкой. При врезании камеры как уже говорилось выше, в газовую систему почвы вносится некоторое возмущение, которое в дальнейшем отразится на измерениях эмиссии. Понятно, что величина этого возмущения пропорциональна отношению периметра камеры к площади основания (возмущение вносится вдоль периметра в полосе некоторой характерной ширины, вне этой полосы возмущение незначительно; для маленькой камеры, фактически, вся площадь основания оказывается в этой полосе, для большой камеры – участки, близкие к центру, находятся вне полосы возмущения).

Впрочем, прямое сравнение результатов измерения потока, полученных с помощью малых ($H = 0,28 \text{ м}$; $S = 0,0284 \text{ м}^2$; $V = 0,008 \text{ м}^3$) и больших ($H = 0,2 \text{ м}$; $S = 0,36 \text{ м}^2$; $V = 0,072 \text{ м}^3$) камер, проведенное в [65], не выявило существенных различий, разве что при низких ($< 2 \text{ мгCH}_4/\text{м}^2/\text{час}$) и высоких ($> 4 \text{ мгCH}_4/\text{м}^2/\text{час}$) значениях потока несколько бóльшие (на десятки процентов) значения получались в маленьких камерах, а при средних значениях – в больших камерах.

Упомянем еще сравнение «малых» ($V = 0,5 \text{ л}$), «больших» ($V = 64 \text{ л}$) и «средних» ($V = 5 \text{ л}$) камер, проведенное в [30]. В большой камере начальная концентрация всегда была ничтожно мала и близка к фоновой атмосферной концентрации. За исключением одного единственного опыта, все случаи хорошего совпадения измерений большими и малыми камерами соответствуют низкой начальной

концентрации метана в камере ($< 0,005\%$). Наоборот, если начальная концентрация была высокой, то поток, измеренный малой камерой, оказывался намного меньше потока, измеренного большой камерой. Такое наблюдение представляется совершенно естественным. В самом деле, о чем свидетельствует высокая начальная концентрация? Очевидно, о том, что камера была установлена неаккуратно, что из почвы было выдавлено значительное количество накопившегося там метана. Но раз почва была дегазирована, то вновь образующийся метан вместо того, чтобы сразу выходить из почвы в атмосферу камеры, частично будет заполнять почвенные поры и лишь частично выходить в камеру, поэтому поток окажется меньше. Сходные результаты получаются и в «средних» камерах, однако точность измерений в этом случае ниже.

Вопросы для самоконтроля

1. Для чего необходимо перемешивать воздух в камере с помощью вентилятора?
2. По какой причине отбор большого количества проб может привести к некорректным результатам?
3. Почему при измерениях, когда колпак надет на камеру, мы ожидаем линейной зависимости концентрации CH_4 от времени (при его выделении из почвы)?
4. Верно ли утверждение, что чем большей удельной плотности потока CH_4 из почвы мы ожидаем, тем меньше может быть время экспозиции камеры?

2. МИКРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

2.1. Зачем нужны микрометеорологические методы?

Изложенный выше классический камерный метод обладает одним существенным недостатком: камера позволяет измерить поток с очень небольшой площади, равной размеру камеры. Но проблема парниковых газов и глобального изменения климата ставит перед учеными задачи оценки региональных и глобальных потоков.

Использование классического камерного метода для получения таких оценок с приемлемой точностью потребовало бы огромного количества измерений, что если и возможно, то чрезвычайно дорого, особенно если учитывать не только стоимость самого процесса измерения, но и необходимость доставки исследователя с оборудованием в весьма труднодоступные районы. Как справедливо указывают *Inoue and Makshyutov* [43], “логически это возможно, но необычайно трудно с точки зрения логистики”, иначе говоря, на пути реализации проекта измерения регионального потока камерным методом встают почти непреодолимые организационные трудности. В связи с этим наряду с камерным методом, являющимся, по сути дела «точечным» (поскольку в глобальном масштабе он позволяет определить лишь поток, фактически, в точке), получили развитие методы, которые можно назвать «распределенными» (общепринятое название – «микрометеорологические»). Эти методы позволяют сразу оценить поток с площади в десятки, сотни, а то и тысячи квадратных километров. Среди распределенных методов мы кратко рассмотрим четыре наиболее известных, это

- метод «гигантской камеры»,
- градиентный метод,
- метод «eddy correlation»,
- метод «eddy accumulation».

В самом общем виде идея всех микрометеорологических методов состоит в том, что величину потока метана из почвы можно определить по атмосферным измерениям концентрации метана [43]. Все они опираются на те или иные приближенные математические модели метеорологических параметров в приземном слое воздуха, однако различаются, в частности, физической сутью этих приближений. Так, например, в градиентном методе используется стационарная пространственно-распределенная (по вертикальной координате) модель, а в методе «eddy correlation», напротив – существенно нестационарная точечная.

2.2. Метод «гигантской камеры»

Понятие о методе «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 (например, [50]) «inversion trap technique».

Сразу отметим, что данный метод даёт адекватные результаты только при формировании устойчивой температурной стратификации атмосферы, то есть такого типа изменения температуры с высотой, при котором значение вертикального температурного градиента недостаточно для развития интенсивного перемешивания в атмосфере. На практике это обычно означает, что температура убывает менее чем на $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ при увеличении высоты на 100 м, а иногда и вовсе возрастает (возрастание температуры с высотой называется температурной инверсией; такая ситуация часто возникает ясными безветренными ночами).

Суть метода «гигантской камеры» состоит в следующем. При устойчивой температурной стратификации вертикальное перемешивание отсутствует. Это приводит к возникновению существенной разницы концентраций газа между приземным слоем и верхней частью планетарного пограничного слоя [51]. 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 (то есть таким типом изменения температуры с высотой, при котором температура убывает более чем на $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ при увеличении высоты на 100 м). При неустойчивой стратификации возникает интенсивное перемешивание в атмосфере – «камера» как бы проветривается. Такой процесс закономерно происходит в течение суток (ночью концентрация, например, метана в приземном слое возрастает, а утром с развитием перемешивания падает).

2.2.1. Элементарная теория метода «гигантской камеры»

Расчетная формула метода по своей структуре совпадает с простейшей формулой обычного камерного метода

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

в которой разность максимальных ночной и дневной концентраций ($c_n - c_d$) дает амплитуду суточного изменения концентрации, H – высота слоя, в пределах которого наблюдается устойчивая стратификация атмосферы, t – время, в течение которого концентрация возрастает от своего минимального значения до максимального [51].

Чтобы надежно отслеживать динамику изменения концентрации, оказалось достаточно наземные измерения проводить один раз в 2 часа, как это было показано при исследованиях в районе пос. Плотниково (Томская обл.). Для вычисления количества CH_4 внутри «гигантской камеры» необходимо также знать исходный профиль концентрации в слое устойчивой стратификации и время формирования этого слоя. Это время можно определить из анализа динамики профиля температуры атмосферы [68]. Кроме того, анализ температурного профиля дает информацию о величине слоя устойчивой стратификации. Для получения такого профиля стали доступны новые методы, основанные на использовании радиометра [50]. При исследованиях в районе пос. Плотниково для получения профиля температуры от поверхности земли до высоты 600 м использовался сканирующий радиометр миллиметрового диапазона [68]. Конечно, $t \neq 24$ часа, поскольку днем в атмосфере постоянно происходит активное перемешивание, и концентрация все время удерживается на низком уровне (в оригинальной работе [51] t оказалось равным 8 часов для станции мониторинга в 18 км от г. Якутска; $H = 300$ м).

Кроме измерений на вышках можно использовать измерения с борта самолета, проходящего последовательно все необходимые для измерений высоты снизу вверх над местностью, которая может служить источником метана. Но независимо от технического способа реализации в основе «метода гигантской камеры» остаются некоторые упрощающие предположения, которые следует хорошо себе представлять при работе по данному методу, поскольку они определяют величину погрешности потока. Например, предполагается, что [68]:

- 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).

Рассмотрим численный пример, основываясь на данных из [68]. Измерения, произведенные с борта самолета в районе Бакчарского

болота (близ пос. Плотниково Томской обл.) 3.08.1994, показали, что в слое устойчивой температурной стратификации за время $t = 13$ часов над каждым квадратным метром поверхности накопилось в атмосфере 55 мг метана. Каков был удельный поток с поверхности в атмосферу? Очевидно, что в столбе атмосферы накопится $H \cdot (c_n - c_d)$ мг/м² СН₄, следовательно

$$F = 55/13 \approx 4,23 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{час}).$$

Задача 5. В районе измерений вечером установилась устойчивая температурная стратификация атмосферы. Концентрация метана в слое устойчивой стратификации в этот момент, в среднем, составляла 1,1 мгС/м³. Измерения концентрации непосредственно перед разрушением слоя устойчивой стратификации показали, что, в среднем, она равна 1,24 мгС/м³. Высота слоя устойчивой стратификации принималась равной 250 м. Вычисленный поток оказался равен 3,15 мгС/(м²·час). В течение какого времени в атмосфере существовал слой устойчивой температурной стратификации? Ответ: 11,1 час.

2.3. Градиентный метод

Понятие о градиентном методе. Градиентный метод измерения газов на границе почва/атмосфера основан на том, что вертикальный турбулентный поток (Q) инертной газовой примеси в атмосфере практически не изменяется с высотой в приземном слое воздуха [19] (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.*

Технически градиентный метод реализуется как с помощью стационарных метеорологических вышек, так и летательных аппаратов. Например, в [62] описаны градиентные измерения на базе самолета ИЛ-18.

2.3.1. Элементарная теория градиентного метода

Рассмотрим перемешивание в вертикальном направлении. Выделим в атмосфере два близко расположенных уровня z и $z + dz$. Назовем удельным содержанием примеси ее массу в единице массы воздуха. Через s и $s + ds$ обозначим соответственно средние значения удельного содержания примеси на уровне z и $z + dz$ (осреднение

произведено по достаточно большой горизонтальной площади). Обозначим через Q массу примеси, которая в процессе турбулентного перемешивания переносится за единицу времени через 1 м^2 горизонтальной поверхности, расположенной между высотами z и $z + dz$. Величина Q носит название турбулентного потока и задается формулой

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

где ρ - плотность воздуха [19]. Опираясь терминами концентрации и используя конечно-разностную аппроксимацию производной, данную формулу можно переписать так, как это представлено в [62]:

$$Q = -v \cdot dC/dz \approx -0.5 \cdot (D_1 + D_2) \cdot (C_2 - C_1) / (z_2 - z_1), \quad (7)$$

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 , соответственно. Одна из сложностей использования градиентного метода связана, на наш взгляд, с трудностью корректного вычисления коэффициента турбулентной диффузии.

Формулы и методики для вычисления коэффициента турбулентной диффузии (КТД) в пограничном слое атмосферы рассмотрены, например, в [3, 16, 28, 29, 12]. В работе [62] предполагают равенство этого коэффициента и коэффициента турбулентности, несколько формул для вычисления которого приводятся и сравниваются в [67].

Методика расчета КТД *в температурно однородной атмосфере* по данным наблюдений за скоростью ветра впервые была разработана Прандтлем и развита Карманом [16]. Мы здесь рассмотрим лишь эту простейшую формулу, подчеркнув, что делается это в чисто учебных, ознакомительных целях, а при практическом использовании градиентного метода следует подробно ознакомиться с теорией расчета коэффициента турбулентной диффузии (например, по вышеприведенной литературе).

Выражение для расчета коэффициента обмена при близкой к равновесной стратификации в приземном слое по данным измерений скорости ветра (u_2 и u_1) на двух высотах (z_2 и z_1) имеет вид:

$$v(z) = \chi^2 \cdot z \cdot (u_2 - u_1) / \ln(z_2/z_1),$$

где χ - постоянная Кармана ($0,36 \leq \chi \leq 0,43$, обычно принимают $\chi = 0,38$ [19]). Эта формула для расчета коэффициента обмена является основной как в аэрогидродинамике, так и в динамической метеорологии [16].

Над естественными шероховатыми поверхностями скорость ветра обращается в нуль не на самой поверхности, а над ней - на некоторой высоте z_0 , зависящей от размера, густоты и формы элементов

шероховатости [16]. Поэтому возможно определить КТД и по измерениям скорости ветра лишь на одной высоте, положив $z_1 = z_0$ и, соответственно, $u_1 = 0$.

Итак, вблизи земной поверхности (до уровня в несколько десятков метров [3]) v можно определить по приближенной формуле

$$v(z) = \chi^2 \cdot z \cdot u_2 / \ln(z_2/z_0), \quad (8)$$

где u_2 – скорость ветра (осредненная за интервал времени не менее 10 мин) на некоторой высоте z_2 [19].

По нашему мнению, формулы типа Прандтля-Кармана нашли широкое применение в связи с тем, что *необходимую для расчетов информацию легко получить с помощью простейших метеорологических приборов*. Однако следует помнить, что *применимы эти формулы лишь в условиях равновесной стратификации атмосферы*.

2.3.2. Параметр шероховатости

Параметр (или коэффициент) шероховатости (z_0) определяется по профилю скорости ветра при равновесной стратификации как уровень, на котором скорость обращается в нуль:

$$z_0 = z_1 \cdot (z_1/z_2)^{u_1/(u_2 - u_1)}.$$

Кроме того, значение этого коэффициента может быть оценено по виду поверхности [16]. В таблицах 1 и 2 мы суммировали довольно большой массив информации о связи визуально наблюдаемой поверхности с параметром шероховатости. Проанализировав данные таблиц 1 и 2 для всего диапазона величин высоты препятствий и параметра шероховатости, мы предлагаем использовать эмпирическую формулу

$$z_0 = 0.1213 \cdot h^{0.9054},$$

где h (м) – высота выступов шероховатости.

Заканчивая обсуждение расчета параметра шероховатости, обратим внимание на то, что рассмотренные выше таблицы и формула дают зависимость коэффициента шероховатости только от величины выступов. Однако эта зависимость справедлива лишь при достаточно высоких скоростях потока. При малых скоростях коэффициент шероховатости зависит не только от величины выступов, но и от скорости потока [17].

Уменьшение (с ростом скорости ветра) величины коэффициента шероховатости над почвой и снегом вызвано повышенной интенсивностью турбулентного обмена между слоями воздуха,

примыкающими к поверхности, и вышележащими слоями, вследствие чего частицы воздуха, заторможенные трением о поверхность, получают большие поступательные скорости, чем при малых скоростях ветра. При этом в движение вовлекаются частицы воздуха, более глубоко расположенные между элементами шероховатости, что обуславливает понижение верхней границы слоя шероховатости.

Таблица 1

Параметр шероховатости хорошо обтекаемых поверхностей

<i>Тип поверхности</i>		<i>z_0, м</i>	<i>Ссылка</i>
Открытая спокойная вода; гладкий лед		10^{-6} – 10^{-4}	[28]
Снег		$5 \cdot 10^{-4}$	[34]
Открытая ровная местность при толщине снежного покрова	20–40 см ² ; ≥ 10 –15 см ³ ; >10–20 см ¹	$5 \cdot 10^{-4}$	[16] со ссылкой на ¹ Кузьмина; ² Копанева; ³ Огневу
	менее 10–20 см ¹	$2.5 \cdot 10^{-3}$	
	менее 20–40 см ²	$5 \cdot 10^{-3}$	
Песок		10^{-4} – 10^{-3}	[34]
Снег		$5 \cdot 10^{-5}$ – 10^{-3}	[12]
Ровный снежный покров		$2 \cdot 10^{-4}$ – $8 \cdot 10^{-4}$	[16]
Снежная поверхность на Валдае		$7 \cdot 10^{-4}$; $9 \cdot 10^{-4}$	[16]
Водная поверхность при равновесной стратификации атмосферы		$< 10^{-3}$	[16]
Снег при устойчивой стратификации атмосферы		$1.2 \cdot 10^{-3}$	[16]
Водная поверхность (среднее значение для различных стратификаций атмосферы); снежная поверхность в Сальских степях		$2 \cdot 10^{-3}$	[16]
Поверхность небольших водоемов		10^{-4} – $4 \cdot 10^{-3}$	[16]
Снежная поверхность в Каменной степи ^{*)}		$(2.6; 4.5) \cdot 10^{-3}$	[16]
Снег; равнина без растительности		$2 \cdot 10^{-4}$ – $5 \cdot 10^{-3}$	[28]
Средний снежный покров		10^{-3} – $5 \cdot 10^{-3}$	[16]
Валдайское озеро		$1.7 \cdot 10^{-3}$	[16]
Ладожское озеро		$1.8 \cdot 10^{-3}$	[16]
Веселовское водохранилище		$2.7 \cdot 10^{-3}$	[16]
Поверхность озер и средних водоемов		10^{-4} – $6 \cdot 10^{-3}$	[16]
Снег		10^{-3} – $6 \cdot 10^{-3}$	[34]
Над снегом выступает стерня		$6 \cdot 10^{-3}$	[16]

Примечание: ^{*)} В данном случае сказалось влияние стерни и лесных полос, поскольку градиентные наблюдения проводились в центре поля, расположенного в лесополосном оазисе.

Следствием той же причины является и понижение величины z_0 над водной поверхностью с увеличением скорости ветра до 3–4 м/сек. Уменьшение z_0 с ростом скорости ветра над поверхностью, покрытой травостоем, объясняется наряду с указанными выше обстоятельствами еще пригибанием и полеганием отдельных выступающих стеблей и листьев травостоя при больших скоростях ветра за счет большей кинетической энергии потока [16].

Таблица 2

Параметр шероховатости сравнительно хорошо обтекаемых
и плохо обтекаемых поверхностей*

Тип поверхности	$z_0, м$	Ссылка
Скошенная трава	$6 \cdot 10^{-3} - 10^{-2}$	[34]
Обнаженная почва	0,01	[34]
Паровое поле, оголенная почва, скошенный луг	0,01	[16]
Оголенная почва	0,001–0,01	[12]
Ровная почва, лишённая растительности	0,003–0,01	[16]
Поверхность морей и океанов	0,003–0,02	[16]
Слабый рыхлый снег, паровое поле	0,005–0,02	[16]
Луг, залежь, целина	0,025	[16]
Поливные борозды с прямым чистым и гладким ложем	0,025	[17]
Такие же борозды, недостаточно спланированные; сравнительно прямые и ровные русла водотоков	0,03	[17]
Открытая равнина, трава высотой до 0.2 м; небольшое число отдельных препятствий	0,01–0,03	[28]
Трава высотой 0.02-0.3 м	0,003–0,03	[12]
Травяной покров на верховом болоте	0,02	[50]
Травяной покров	0,03	[34]
Трава на пастбище	0,01–0,04	[34]
Борозды в междурядьях пропашных культур вдоль склона; ровные склоны без дерна; сравнительно ровные и прямые промоины на склонах и по дну оврагов	0,033	[17]
Пашня после культивации; промоины на склонах и по дну оврагов с неровным дном, извилистые, засоренные породой и растительностью; русла балок, заросшие растительностью, без промоин	0,04	[17]
Луг	0,01–0,05	[16]
Зерновые культуры	0,03–0,07	[16]
Высокие травы	0,04–0,10	[34]
Сельскохозяйственные культуры	0,01–0,10	[12]
Заросшие борозды в междурядьях пропашных культур вдоль склона; выгон с редкой травой	0,05	[17]
Поле, засеянное овсом	0,05	[16]
Выгон со скошенной травой средней густоты, зерновые	0,067	[17]
Выгон с нескошенной травой средней густоты	0,08	[17]
Низкие посевы, трава высотой 0.25-1 м; отдельные большие препятствия	0,04–0,10	[28]
Выгон с густой травой; двухлетняя густая трава	0,1	[17]
Кочковатая заросшая поверхность, очень густая трава	0,133	[17]
Высокие посевы; разбросанные препятствия: $15 \leq x/h < 20$	0,25	[28]
Парковая зона, кусты, много препятствий: $x/h = 10$	0,5	[28]
Лес	0,5	[16]

Лес	0,5–2	[12]
Однородные большие препятствия: $x/h \ll 10$ (лес, пригороды с низкими зданиями)	0,5–5	[28]
Центр города с высокими и низкими зданиями	1,0–6,0	[28]

Примечание: $*h$ – высота препятствий, x – расстояние между ними.

Величина коэффициента z_0 оказывается зависимой также от устойчивости стратификации атмосферы. С ростом устойчивости величина z_0 возрастает; при неустойчивой стратификации она уменьшается (впрочем, в литературе известны также выводы противоположного характера, но такие выводы получаются, если для определения z_0 неправомерно используется профиль ветра в слое выше 0,5–1,0 м) [16].

2.4. Метод «eddy correlation»

Описанный выше «градиентный метод», к сожалению, обладает одним существенным недостатком. Для него важно, чтобы пробоотбор осуществлялся на разных высотах, причем, чем дальше друг от друга (по высоте) отстоят пробоотборники, тем меньший поток можно уловить, и с этой точки зрения следует разносить пробоотборники как можно дальше. Однако различные высоты имеют разные «футпринты».

«Футпринтом» называется область на поверхности почвы, влияющая на формирование в заданной точке пространства данной концентрации изучаемого газа. Понятно, что в той или иной мере на концентрацию примеси в данной точке влияет источник, находящийся на любом расстоянии, но для больших расстояний это влияние будет исчезающе малым. А поскольку футпринты различны для разных высот, то, следовательно, с этой точки зрения следует размещать пробоотборники как можно ближе друг к другу (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). Возникает неразрешимое противоречие, которое может быть разрешено в рамках других микрометеорологических методов, в частности, так называемого метода «eddy correlation» (в отечественной литературе используется термин «метод пульсационных измерений» [6, 21]).

Можно показать, что вертикальный поток газа следующим образом выражается через флуктуации его концентрации (C') и вертикальной скорости движения среды (w') [45, 69]:

$$Q = \hat{E}(w' \cdot C') = \hat{E}(C' \cdot w) - \hat{E}(C) \cdot \hat{E}(w), \quad (9)$$

где $\hat{E}()$ обозначает операцию усреднения по времени. Например, запись $\hat{E}(C)$ означает, что берется среднее за некоторый период времени τ значение концентрации (естественно, удельный поток Q получается именно для этого интервала времени τ).

Таким образом, при работе по методу «eddy correlation» необходимо с высокой частотой в течение некоторого интервала времени измерять вертикальную скорость ветра и концентрацию интересующего газа на одной и той же высоте. Далее следует найти средние значения этих величин. Потом вычисления можно вести по одному из двух следующих алгоритмов:

- Либо вычислить отклонения от этих средних в каждый момент времени и для каждого момента времени отклонение от средней скорости умножить на отклонение от средней концентрации, а затем весь полученный ряд произведений усреднить.

- Либо перемножить значения обоих временных рядов (концентрации и скорости ветра), полученный ряд произведений усреднить, а из этого среднего вычесть произведение средней вертикальной скорости на среднюю концентрацию.

На рис. 17 показана типичная суточная динамика отклонения текущей вертикальной скорости ветра от его средней скорости (измерения проводились 06.08.1995 на высоте 5 м над Бакчарским болотом в Томской области). Из нижней части рисунка следует, что высокочастотная составляющая колебаний скорости ветра имеет частоту порядка 0,01 Гц (за 27 минут отмечено 17 минимумов и 18 максимумов). Для надежных измерений хорошо бы иметь в запасе около порядка, поэтому можно считать, что **требуемая частота измерения скорости ветра и концентрации газа для метода «eddy correlation» составляет около 0,1 Гц**. Правда в работе [43] считают, что требуемая частота составляет 10 Гц (!!!) при измерениях вблизи земной поверхности и уменьшается до 1 Гц вдали от нее (например, если измерения осуществляются с борта самолета-лаборатории). С частотой 10 Гц (в течение 820 сек) запоминали данные измерений, широко описанных в литературе (например, [41, 64, 49]) так что фактически **частота 10 Гц является стандартом при измерениях по методу «eddy correlation»**.

В первом приближении можно считать, что колебания концентрации исследуемого газа на любой высоте пропорциональны колебаниям вертикальной составляющей скорости ветра на этой высоте. Следовательно, частота измерений концентрации газа должна быть такая же, как и скорости ветра. При этом аналитическое оборудование должно позволять надежно определять концентрации

$\sim 0,01$ ppm (или $0,1$ ppm, если ограничиваться только дневными измерениями).

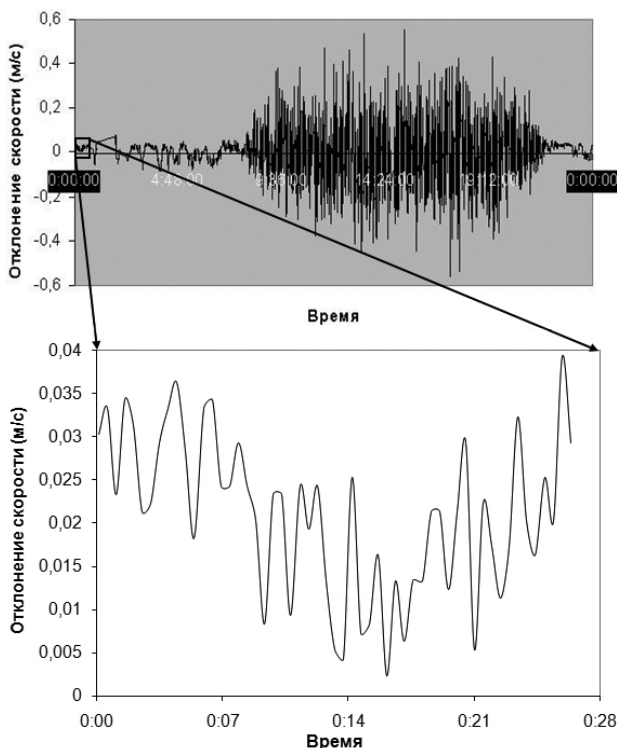


Рис. 17. Суточная динамика отклонения текущей вертикальной скорости ветра от его средней вертикальной скорости.

Кроме частоты и точности измерений на вычисленную величину потока будет влиять процедура усреднения [45]. Данная цель достигается усреднением на интервале времени 10 сек.

Очевидно, что в методе «eddy correlation» удастся избежать одного из недостатков градиентного метода, поскольку все измерения ведутся на одной высоте. К сожалению, широкому использованию метода (в нашей стране) мешает чрезвычайно высокая стоимость измерений – ведь необходимо иметь приборы, способные несколько раз за минуту достаточно точно измерить скорость ветра и, что еще сложнее, концентрацию газа.

Необходимой производительностью и точностью измерений скорости ветра обладает ультразвуковой анемометр. Более того, его

производительность намного превышает требуемую. Например, японские исследователи при измерениях с борта самолета-лаборатории использовали анемометр с частотой 200 кГц [70].

Итак, высокочастотное определение параметров воздушного потока вполне возможно при современном уровне развития техники. Но при измерениях концентрации метана возникают значительные сложности. Высокочастотное непрерывное определение концентрации невозможно осуществить при помощи газовой хроматографии, обычно используемой для анализа метана, поскольку она требует нескольких минут (или хотя бы десятков секунд) на каждую пробу. При анализе концентраций CH_4 и CO_2 в методе «eddy correlation» часто используются оптические газоанализаторы.

2.5. Метод «eddy accumulation»

Данный метод подразумевает раздельное накопление проб воздуха на некоторой высоте: в одну емкость закачивается воздух, отобранный при направленности вертикальной составляющей вектора скорости ветра *к поверхности земли*, а в другую – наоборот, *от поверхности земли* [37]. В работе [43] называют этот способ измерения также «Conditional sampling method».

Удельный поток можно определить по формуле

$$Q = \hat{E}(|w|) \cdot (C_u - C_d),$$

где $\hat{E}(|w|)$ – среднее значение модуля вертикальной скорости ветра; 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.

Концентрации C_u и C_d будут, конечно, различаться. Пусть, например, измеряется поток какого-либо газа, для которого почва является источником (для определенности будем рассматривать метан – его источником является болотная почва). Вблизи источника (т. е. у поверхности болотной почвы) концентрация метана будет высока. Если на высоте побоотбора 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 $C_u > C_d$.

С технической точки зрения, в этом методе проблема быстрого анализа концентрации заменяется на проблему быстрого (несколько раз в минуту) переключения потока закачиваемого газа между двумя емкостями. Заметим, что решение этой проблемы намного дешевле, чем первой.

2.6. Сравнение микрометеорологических методов

Сравним между собой три родственных метода: градиентный, «eddy correlation» и «eddy accumulation» (далее, соответственно, ГМ, ЕС и ЕА). Как уже было сказано выше, сама идея ГМ содержит неустранимый изъян: измеряя концентрации на разных высотах, мы привносим дополнительную ошибку, обусловленную тем, что концентрация на большей высоте определяется источниками, распределенными по большей территории. Ошибки не будет для равномерного распределения мощности источника, однако априори нам неизвестно – каково на самом деле распределение, а из общих соображений понятно, что ожидать следует, скорее, именно неравномерного распределения (например, в грядово-мочажинных комплексах удельный поток метана из гряд и мочажин может различаться на порядок!).

Наиболее дорогостоящим из трех рассматриваемых методов является ЕС, поскольку для его реализации нужен чувствительный анемометр с малым временем отклика и аналогичный (чувствительный, с малым временем отклика) газоанализатор. На втором месте располагается ЕА, поскольку для него необходим лишь чувствительный анемометр с малым временем отклика, а время отклика газоанализатора не играет роли. Наконец самым дешевым является ГМ – для него нужны чувствительные анемометр и газоанализатор, но их время отклика может быть большим.

Следует отметить, что перечисленные методы в некотором смысле могут дополнять друг друга. Действительно, ГМ хорошо работает ночью, когда формируется четкий градиент. Методы ЕС и ЕА ночью работают не так хорошо, поскольку отклонения скорости ветра от среднего значения на порядки меньше, чем днем, и уловить их очень сложно. Казалось бы, при наличии чувствительного газоанализатора ГМ должен работать и днем, но дело в том, что формулы классического градиентного метода выводятся в предположении стационарности профиля концентрации, а в условиях дневной турбулентности стационарное состояние не всегда успевает установиться.

В заключение отметим, что все микрометеорологические методы, несмотря на их разнообразие и кажущиеся принципиальные различия в расчетных формулах, выводятся из одного и того же уравнения – дифференциального уравнения баланса массы газовой примеси, одна из наиболее общих форм которого приведена, например, в [37]. Таким образом, все *микрометеорологические методы* с математической точки зрения *являются частными или предельными случаями решения общей обратной задачи восстановления неизвестной мощности источника по известному концентрационному полю.*

Вопросы для самоконтроля

1. В чём преимущества микрометеорологических методов по сравнению с камерным методом?
2. Что такое «футпринт» и от чего зависит его величина?
3. Можно ли использовать градиентный метод, если исследуемый газ активно вступал в химические реакции в атмосфере?
4. Для чего необходима высокая частота измерения скорости ветра в методе «eddy correlation»?
5. Исходя из чего оценивается частота измерения скорости ветра в методе «eddy correlation»?

3. ПОНЯТИЕ О МЕТОДЕ ВНЕШНЕЙ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ

При решении внешних обратных задач (или «граничных» – согласно классификации [1]) по известной информации о поле, известным характеристикам среды, начальным условиям и геометрии области определяются граничные условия [20]. В каждом конкретном случае физические поля, характеристики среды и т. д. могут быть различны. В частности, если требуется определить такое граничное условие, как *поток метана* на границе “почва/атмосфера”, то речь будет идти о поле концентраций метана в атмосфере, а в качестве характеристик среды рассматриваются скорость ветра и коэффициенты турбулентной диффузии в вертикальном и горизонтальных направлениях.

Возможно несколько вариантов метода внешней обратной задачи (ВОЗ). Это обусловлено тем, что в различных ситуациях связь между полем, характеристиками среды, начальными условиями и потоком на границе может задаваться разными математическими моделями. Кроме того, с математическими моделями можно работать разными методами. В силу высокой вычислительной трудоемкости способа обратной задачи (или «обратного моделирования» – *inverse modelling*, как его называют в англоязычной литературе) мы не будем обсуждать данный метод подробно, а отошлем интересующегося читателя к работам [9, 15, 14]. Здесь же дадим лишь понятие о методе.

Очень кратко суть метода можно передать следующим образом. Пусть на поверхности существует N источников некоторого газа, характеризующихся удельными потоками F_1, F_2, \dots, F_N . Для определенности будем рассматривать болота различных типов, являющихся источниками метана. Например, в [11] приведены характерные значения удельных потоков метана из типичных болотных ландшафтов северной тайги Западной Сибири, которые, как оказалось, сильно различаются по величине: мерзлые бугры – $0,01 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$, гряды и рямы – $0,00 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$, необводненные мочажины на олиготрофных болотах – $1,16 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$, обводненные мочажины – $3,70 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$, мезотрофные болота – $2,87 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$, внутриболотные озера – $1,40 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$. Будем считать, что расположение источников нам известно (на самом деле это не является обязательным требованием), но сами значения F_1, F_2, \dots, F_N – неизвестны.

Предположим, что мы можем вести измерения концентрации газа в K точках с координатами $(x_j, y_j, z_j; j = 1, 2, \dots, K)$. Технически это делается при помощи вышек (обычно на вышках организуется регулярный мониторинг, в результате которого имеется временной ряд

динамики концентрации). Также возможно осуществлять эпизодический пробоотбор при помощи воздушных шаров, аэростатов и самолетов. Итак, для каких-то моментов времени t_i в точках (x_j, y_j, z_j) нам известны концентрации газа $C(x_j, y_j, z_j, t_i)$.

Пусть, наконец, у нас есть математическая модель атмосферного переноса, позволяющая рассчитать концентрацию газа (в любой точке пространства для любого момента времени) по информации о параметрах атмосферы и потоке газа на границе области. Но подчеркнем, что поток нам неизвестен, зато известны концентрации. Тогда естественно предложить следующий способ определения потока: проведем расчеты по модели для различных наборов F_1, F_2, \dots, F_N и каждый раз будем сравнивать получающееся в результате вычислений поле концентраций с реально измеренными значениями $C(x_j, y_j, z_j, t_i)$ в точках (x_j, y_j, z_j) в моменты времени t_i .

Если нам повезет угадать истинные значения удельных потоков, которые действительно сформировали в атмосфере измеренное поле концентраций, то (при условии достаточно высокой точности математической модели переноса) результаты расчета концентраций по модели совпадут с результатами реальных измерений концентраций в атмосфере. Эти-то величины удельных потоков и будут являться решением задачи.

Конечно, на самом деле при использовании метода обратного моделирования значения удельных потоков не угадываются, а ищутся при помощи специальных математических алгоритмов минимизации, хотя это и не единственный подход к решению задачи. В последние годы все шире начинают использоваться так называемые «вариационные методы усвоения данных».

ИСПОЛЬЗОВАННАЯ И РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. *Алифанов О. М., Артюхин Е. А., Румянцев С. В.* 1988. Экстремальные методы решения некорректных задач. – М.: Наука. – 288 с.
2. *Бахвалов Н. С.* Численные методы (анализ, алгебра, обыкновенные дифференциальные уравнения). – М.: Наука, 1975
3. *Будыко М. И.* Тепловой баланс земной поверхности. – Л.: Гидрометеоздат, 1956.
4. *Вадюнина А. Ф., Корчагина З. А.* 1973. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. – М.: Высшая школа. – 399 с.
5. *Волькенштейн М. В.* 1988. Биофизика. – М.: Наука. – 592 с.
6. *Выгодская Н. Н., Курбатова Ю. А., Варлагин А. В., Милукова И. М., Козлов Д. Н., Татаринцев Ф. А.* Потоки CO₂ между атмосферой и бореальными экосистемами южной европейской тайги // Вторая международная конф. «Эмиссия и сток парниковых газов на территории северной Евразии», 16–20 июня 2003: Тезисы докладов. – Пущино, 2003. – С. 29–30.
7. *Глаголев М. В.* Элементы количественной теории процессов образования и потребления метана в почве // Болота и биосфера: Сборник материалов Третьей Научной Школы (13–16 сентября 2004 г.). – Томск: Изд-во ЦНТИ, 2004. – С. 39–52.
8. *Глаголев М. В., Смагин А. В.* Приложения MATLAB для численных задач биологии, экологии и почвоведения. – М.: Изд-во МГУ, 2005. – 200 с.
9. *Десятков Б. М., Бородулин А. И., Котлярова С. С.* Определение потока аэрозольных частиц, выделяемых подстилающей поверхностью, путем решения обратной задачи их распространения в атмосфере // Оптика атмосферы и океана. – 1997. – №10. – С. 639–644.
10. *Диаконис П., Эфрон Б.* Статистические методы с интенсивным использованием ЭВМ // В мире науки. – 1983. – №7. – С. 60–73.
11. *Казанцев В. С., Глаголев М. В.* Эмиссия CH₄ в подзоне северной тайги: «стандартная модель» Aa3 // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата: Сб. науч. тр. кафедры ЮНЕСКО Югорского гос. ун-та. – Вып. 1. – Новосибирск: НГУ, 2008. – С. 200–207.
12. *Калиткин Н. Н., Карпенко Н. В., Михайлов А. П., Тишкин В. Ф., Черненко М. В.* Математические модели природы и общества. – М.: Физматлит, 2005. – 360 с.
13. *Камке Э.* Справочник по обыкновенным дифференциальным

уравнениям. – М.: Наука, 1976. – 576 с.

14. *Киланова Н. В., Климова Е. Г.* Оценка полей концентрации метана над Северным полушарием по данным измерений и модели переноса и диффузии пассивной примеси // Вычислительные технологии: Тр. межд. конф. и школы мол. уч. (CITES 2005). (Новосибирск, 13–15 марта 2005 г.). – Т. 10, спец. вып., Ч.1. – 2005. – С. 132–137.

15. *Климова Е. Г., Киланова Н. В.* Усвоение данных наблюдений в задаче переноса и диффузии пассивной примеси // География и природные ресурсы: спец. вып. «Труды международной конференции по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды: ENVIROMIS-2004». – 2004. С. 175–180.

16. *Константинов А. Р.* Испарение в природе. – Л.: Гидрометеоиздат, 1968.

17. *Кузнецов М. С., Глазунов Г. П.* Эрозия почв. – М.: Изд-во МГУ. 1996. – 335 с.

18. *Кузнецов В. В., Дмитриева Г. А.* Физиология растений. – М.: Высш. школа, 2006. – 742 с.

19. *Матвеев Л. Т.* Физика атмосферы. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2000.

20. *Мацевитый Ю. М., Лушпенко С. Ф.* Идентификация теплофизических свойств твердых тел. – Киев: Наук. Думка, 1990. – 216 с.

21. *Минаева Т. Ю., Курбатова Ю. А., Татаринов Ф. А., Русанович Н. Р.* 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. – Пущино, 2003. – С. 80–81.

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

23. *Новиков В. В., Степанов А. Л., Поздняков А. И.* Эмиссия парниковых газов в осушенных торфяниках средней торфяно-болотной области // Болота и биосфера: Сб. матер. Третьей Научной Школы (13–16 сентября 2004 г.). – Томск: Изд-во ЦНТИ, 2004. – С. 222–230.

24. *Орлов Д. С., Минько О. И., Аммосова Я. М., Каспаров С. В., Глаголев М. В.* Методы исследования газовой функции почвы // Современные физические и химические методы исследования почв. – М.: Изд-во МГУ, 1987. – С. 118–156.

25. *Полевой В. В.* Физиология растений. – М.: Высш. школа, 1989. – 464 с.
26. *Растворова О. Г.* Физика почв: Практическое руководство. – Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1983. – 196 с.
27. *Румишский Л. З.* Математическая обработка результатов эксперимента. – М.: Наука, 1971. – 192 с.
28. *Седунов Ю. С. (ред.)*. Атмосфера. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991.
29. *Смагин А. В.* Газовая фаза почвы. – М.: Изд-во МГУ, 2005. – 301 с.
30. *Смагин А. В., Глаголев М. В., Суворов Г. Г., Шнырев Н. А.* Методы исследования потоков газов и состава почвенного воздуха в полевых условиях с использованием портативного газоанализатора ПГА-7 // Вестник МГУ, сер. Почвоведение, 2003. – №3. – С. 29–36.
31. *Страшкраба М., Гнаук А.* Пресноводные экосистемы. Математическое моделирование. – М.: Мир, 1989. – 376 с.
32. *Филитов Л. П.* Явления переноса. – М.: Изд-во МГУ, 1986. – 120 с.
33. *Фролов И. Т. (ред.)*. Философский словарь. – М.: Политиздат, 1980. – 444 с.
34. *Хргиан А. Х.* Физика атмосферы. – М.: Гос. издат. физ.-мат. лит., 1958. – 56 с.
35. *Шейн Е. В.* Курс физики почв. – М.: Изд-во МГУ, 2005. – 432 с.
36. *Эберт К., Эдерер Х.* Компьютеры. Применение в химии. М.: Мир, 1988. – 416 с.
37. *Baldocchi D. D., Hicks B. B., Meyers T. P.* Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. – Ecology, 69, 1988. – p.1331–1340.
38. *Butterbach-Bahl K., Kock M., Willibald G., Hewett B., Buhagiar S., Papen H., Kiese R.* 2004. Temporal variations of fluxes of NO, NO₂, N₂O, CO₂, and CH₄ in a tropical rain forest ecosystem. Global Biogeochem. Cycles, 18, GB3012, doi:10.1029/2004GB002243.
39. *Glagolev M., Inisheva L., Lebedev V., Naumov A., Dement'eva T., Golovatskaja E., Erohin V., Shnyrev N., Nozhevnikova A.* The Emission of CO₂ and CH₄ in Geochemically Similar Oligotrophic Landscapes of West Siberia // Proceedings of the Ninth Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 2000 (Sapporo, Japan, 23–24 January, 2001). – Sapporo: Kohsoku Printing Center, 2001. – P. 112–119.
40. *Flohn A.* World Survey of Climatology. –1985.– Vol. 2: General Climatology, 2. – Amsterdam etc.: ELSEVIER.
41. *Harazono Y., Mano M., Yoshimoto M., Vourlitis G.L., Oechel W.C.*

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. 1998. – p. 159–174.

42. *Healy, R. W., Striegl, R. G., Ressel, T. F., Hutchinson, G. L., Livingston, G. P.* Numerical evaluation of static-chamber measurements of soil-atmosphere gas exchange: identification of physical processes. – Soil Science of America Journal 60, 1996. – p. 740–747.

43. *Inoue G., Makshyutov S.* 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, 1994. – p. 83–85.

44. *Inoue G., Maksyutov S., Panikov N.* CO₂ and CH₄ emission from wetlands in west Siberia // Proceedings of the Third Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1994. – Sapporo: iWORD, 1995. – p. 37–43.

45. *Inoue G., Makshyutov S., Yazawa K., Tamaru T., Inokuchi H., Shirai M., Nakamura M., Terui Y.* 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, 1997. – p. 15–19.

46. *Inoue G., Ohnishi H., Matsui M.* Application of solid State Gas-sensors of CH₄ and CO₂ to Environment Research // Proceedings of the Sixth Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1997. – Tsukuba: Isebu, 1998. – p. 201–206.

47. *Inoue G., Takahashi Y., Maksyutov S., Sorokin M., Panikov N.* Methane Emission Rate from the wetland in West Siberia and its Controlling Factors // Proceedings of the Fifth Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1996. – Tsukuba: Isebu. 1997a – p. 34–39.

48. *Koike T., Mori S., Matsuura Y., Prokushkin S.G., Zyryanova O.A., Kajimoto T., Sasa K., Abaimov A.P.* Shoot growth and photosynthetic characteristics in larch and spruce affected by temperature of the contrasting north and south facing slopes in eastern Siberia // Proceedings of the Seventh Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1998. – Tsukuba: Isebu, 1999. – p. 3–12.

49. *Machimura T., Iwahana G., Fukuda M., Chambers S.D., Fedorov A.N.* 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, 2000. – p. 165–170.

50. *Maksyutov S., Dorofeev A., Makhov G., Sorokin M., Panikov N., Gadzhiev I., Inoue G.* 1999a. 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, 1999 – p. 125-131.

51. *Maksyutov S., Inoue G., Fedoseev N., Fedoseev D.* 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, 1995. – p. 44–49.

52. *Maksyutov S., Inoue G., Sorokin M., Nakano T., Krasnov O., Kosykh N., Mironycheva-Tokareva N., Vasiliev S.* Methane fluxes from wetland in West Siberia during April-October 1998 // Proceedings of the Seventh Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1998. – Tsukuba: Isebu, 1999. – p. 115–124.

53. *Marik, T., H. Fischer, F. Conen, and K. Smith.* Seasonal variations in stable carbon and hydrogen isotope ratios in methane from rice fields, *Global Biogeochem. Cycles*, 16(4), 1094, doi:10.1029/2001GB001428, 2002.

54. *Nakano T., Asahi C., Inoue G., Fukuda M.* 2001. Measurements of Methane and Carbon Dioxide Fluxes in a Birch Forest in West Siberia after Burning // Proceedings of the Ninth Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 2000. – Tsukuba: Isebu, 2001. – p. 145–149.

55. *Nakano T., Fukuda M., Utsumi M., Inoue G.* Measurements of Methane Flux at a Burnt Forest in West Siberia: Preliminary Results // Proceedings of the Eighth Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1999. – Tsukuba: Isebu, 2000. – p. 160–164.

56. *Nakano T., Inoue G.* Development of an Automatic System for the Field Measurement of Methane Flux // Proceedings of the Fifth Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1996. – Tsukuba: Isebu, 1997. – p. 45–49.

57. *Nakano T., Inoue G., Fukuda M.* 2001a. Changes in methane uptake and carbon dioxide release after burning of a birch forest in West Siberia // Васильев С.В., Титлянова А.А., Величко А.А. (ред.). Матер. межд. полевого симп. “Торфяники Западной Сибири и цикл углерода: прошлое и настоящее” (г. Ноябрьск, 18–22 августа 2001г.). – Новосибирск: Агентство Сибпринт. 2001. – С. 108–109.

58. Nakano T., Inoue G., Maksyutov S., Sorokin M. 1998. Automatic Measurements of Methane Flux in West Siberian Wetlands in 1997 Summer // Proceedings of the Sixth Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1997. – Tsukuba: Isebu, 1998. – p. 211–215.

59. Nakano T., Sawamoto T., Morishita T., Inoue G., Hatano R. 2004. A comparison of regression methods for estimating soil-atmosphere diffusion gas fluxes by a closed-chamber technique, Soil Biology and Biochemistry, 36, p.107–113.

60. Naumov A. V., Huttunen J. T., Repo M. E., Chichulin A. V., Peregon A. M., Filippov I., Lapshina E. D., Martikainen P. J., Bleuten W. 2007. West Siberian peatlands: comparative study of greenhouse gas emission in middle taiga and forest tundraclimatic conditions // Proceedings of the Second International Field Symposium “West Siberian Peatlands and Carbon Cycle: Past and Present” (Khanty-Mansiysk, August 24 – September 2, 2007) / Под ред. акад. С.Э. Вомперского. – Tomsk: Изд-во НТЛ, 2007. – p. 132–135.

61. Panikov N. S., Dedysh S. N. 2000. Cold season CH₄ and CO₂ emission from boreal peat bogs (West Siberia): Winter fluxes and thaw activation dynamics. Global Biogeochemical Cycles, 14(4), p.1071–1080.

62. 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.

63. Schütz H., Holzapfel-Pschorn A., Conrad R., Rennenberg H., Seiler W. 1989. A 3-Year Continuous Record on the Influence of Daytime, Season, and Fertilizer Treatment on Methane Emission Rates From an Italian Rice Paddy. Journal of Geophysical Research, 94, p.16405–16416.

64. 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, 1999 – p. 168–174.

65. Silvola, J., S. Saarnio, J. Foot, I. Sundh, A. Greenup, M. Heijmans, A. Ekberg, E. Mitchell, and N. Van Breemen. 2003. Effects of elevated CO₂ and N deposition on CH₄ emissions from European mires, Global Biogeochem. Cycles, 17(2), 1068, doi:10.1029/2002GB001886.

66. Sorokin M., Maksyutov S., Inoue G., Nakano T. 1998. Fully

Methane Flux Measurements System by a Static Chamber Method // Proceedings of the Sixth Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1997. – Tsukuba: Isebu, 1998. – p. 207–210.

67. *Strunin M. A., Shmeter S. M.* 1994. A Method for estimation of Greenhouse Gas Turbulent Flux Based on Aircraft Observations – Airborne Measurements of Greenhouse Gases over Siberia V // Proceedings of the International Symposium on Global Cycles of Atmospheric Greenhouse Gases (March 7-10, 1994, Sendai, Japan). – Sendai, 1994. – p. 26–29.

68. *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, 1995. – p. 50–57.

69. *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, 1997. – p. 20–27.

70. *Yazawa K., Tamaru T., Nakamura M., Terui Y., Shirai M., Inoue H., Machida T.* 1995. Aircraft measurement of CO₂ and development of an ultrasonic anemometer // Proceedings of the Third Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1994. – Sapporo: iWORD, 1995. – p. 65–72.

Расчет интенсивности дыхания и фотосинтеза

Рассмотрим подробно методику расчета интенсивности фотосинтеза и дыхания при измерениях камерным методом. Здесь нет каких-то принципиально новых идей – просто измеряется поток CO_2 , но ряд важных деталей требует подробного обсуждения. Прежде всего, заметим, что для вычисления интенсивности фотосинтеза необходимо измерения производить дважды.

Поскольку дыхание происходит независимо от фотосинтеза [5, с. 450], то при измерении на свету правая часть уравнения баланса массы CO_2 в камере будет содержать два слагаемых:

$$V \cdot dC_C/dt = S \cdot q_D + S \cdot q_{\Phi}, \quad (10)$$

где V и S – соответственно, объем и площадь основания камеры (м^3); C_C – концентрация CO_2 в камере на свету ($\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$), q_D – удельный поток дыхания, q_{Φ} – удельный поток фотосинтеза ($\text{мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$). Сразу идентифицировать оба эти слагаемых мы не можем. Необходимо избавиться от одного из слагаемых – произвести измерения при помощи камеры, закрытой светонепроницаемым материалом. В темноте будем иметь

$$V \cdot dC_T/dt = S \cdot q_D,$$

откуда

$$q_D = (V/S) \cdot dC_T/dt,$$

где C_T – концентрация CO_2 в камере в темноте ($\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$). Если дыхание происходит с постоянной скоростью, то $dC_T/dt = \text{const}$ и для определения q_D нам нужно просто вычислить наклон прямой $C_T(t)$, который затем следует умножить на отношение объема камеры к площади основания. Рассмотрим экспериментальные данные, полученные на болоте «Чистое» близ Международного полевого стационара Центра динамики окружающей среды и глобального изменения климата Югорского государственного университета (пос. Шапша Ханты-Мансийского Автономного Округа).

В табл. 3 и на рис. 18 приведены результаты измерения в темноте. Из рисунка видно, что в данном случае концентрация CO_2 действительно нарастает линейно. Регрессионное уравнение, полученное элементарными средствами программы Excel, дает для dC_T/dt значение $276,48 \text{ мг} \cdot \text{С} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{час}^{-1}$. Эти данные были получены при помощи камер, для которых $V = 0,0632 \text{ м}^3$ и $S = 0,1369 \text{ м}^2$. Следовательно, имеем значение удельного потока дыхания в камере

(это суммарное дыхание растений и так называемое «дыхание почвы», обусловленное, в конечном счете, обитающими в ней организмами)

$$q_{\text{д}} = (V/S) \cdot dC_{\text{T}}/dt = (0.0632/0.1369) \cdot 276.48 \approx 128 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}.$$

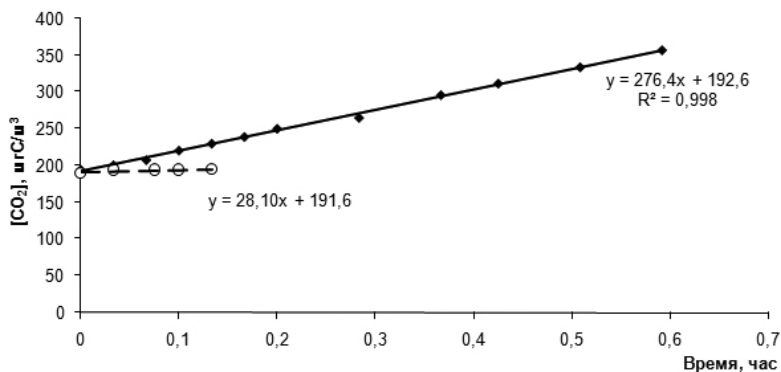


Рис. 18. Динамика концентрации CO₂ в камере без утечек

В простейшем случае динамика концентрации CO₂ на свету также может оказаться линейной (рис. 18). Тогда интенсивность фотосинтеза элементарно находится из (10):

$$q_{\text{Ф}} = (V/S) \cdot dC_{\text{C}}/dt - q_{\text{д}}.$$

Регрессионное уравнение, полученное элементарными средствами программы Excel, дает для описываемого эксперимента на болоте «Чистое» значение $dC_{\text{C}}/dt = 28,101 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{час}^{-1}$, откуда

$$q_{\text{Ф}} = (0,0632/0,1369) \cdot 28,101 - 128 \approx -115 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}.$$

Таблица 3

Результаты измерения эмиссии CO₂ в темноте

Время, ч	[CO ₂], мгС/м ³	Время, ч	[CO ₂], мгС/м ³	Время, ч	[CO ₂], мгС/м ³
0	195	0,13333	230	0,36667	296
0,03333	201	0,16667	239	0,425	311
0,06667	208	0,2	250	0,50833	333
0,1	220	0,28333	265	0,59167	356

Полученное отрицательное значение может показаться несколько странным, однако оно имеет вполне конкретный физический смысл.

Ведь если за положительный поток мы приняли дыхание, т.е. *поток из системы* «почва+растения» *в атмосферу*, то поток в обратном направлении – *из атмосферы* – будет, естественно, отрицательным! Вызывает вопрос другое – почему по абсолютному значению интенсивность фотосинтеза меньше, чем интенсивность дыхания. Если бы это на самом деле было так, то не происходило бы накопления углерода в болоте. Безусловно, для конкретного болота можно предположить, что действительно в настоящее время идет не накопление, а потребление углерода, однако, к сожалению, подобные результаты чрезвычайно часто получаются для очень многих экосистем, в том числе и для тех, для которых другими методами надежно показано потребление углерода из атмосферы.

Камерный метод удобен для измерения дыхания, но не фотосинтеза. Во-первых, материал (органическое стекло), из которого обычно делаются камеры, может не пропускать значительную долю фотосинтетически активной радиации (это часть спектра солнечного излучения от 380 до 710 нм, которая используется зелеными растениями при фотосинтезе). Правда, существуют специальные сорта органического стекла (а только их и следует использовать для изготовления камер!), лишенные этого недостатка. Во-вторых, камера довольно быстро запотеваает, что резко снижает интенсивность света. Для учета этого эффекта необходимо датчик прибора, измеряющего интенсивность света, размещать внутри камеры. Тогда мы хотя бы будем знать, к каким реальным условиям освещенности относятся измеренные нами значения интенсивности фотосинтеза.

Итак, выше был рассмотрен простейший случай расчета интенсивности дыхания и фотосинтеза. На практике иногда бывают более сложные ситуации, и первое усложнение связано с недостаточной герметичностью камеры. При этом речь идет не столько о возможных «дырках» в самой камере, сколько о том, что невозможно обеспечить ее герметичную установку на почву. Например, при измерениях в рядах врезать камеру так, чтобы соблюдалась герметичность, чрезвычайно сложно. Этому мешают корни деревьев и чрезвычайно рыхлый слой торфа, а вода стоит весьма глубоко – нет возможности врезать основание так, чтобы нижняя часть его была хотя бы на 1–2 см погружена в воду. Если герметичности нет, то концентрация CO_2 в темноте будет возрастать не линейно, а представлять кривую «с насыщением» (естественно, при этом мы предполагаем, что не наблюдается существенных перепадов температуры). К счастью, по этой кривой возможно рассчитать не только интенсивность дыхания, но и коэффициент массообмена,

который потом можно подставить в уравнение для динамики концентрации на свету. Это уравнение будет несколько отличаться от (10); впрочем, для динамики концентрации CO_2 в темноте уравнение также чуть усложнится. Далее, зная величину массообмена, можно определить по «световой» кривой скорость фотосинтеза. Рассмотрим пример.

В табл. 4 и на рис. 19 приведены результаты измерений в ряме на болоте «Чистое». Как видно из рисунка, даже на «темновой» кривой сначала скорость накопления CO_2 велика, но затем она падает. Такая картина может иметь место в условиях существенного газообмена между воздухом в камере и окружающей атмосферой, например, если основание камеры стоит на весьма рыхлом субстрате (велик коэффициент диффузии), причем погружено в него не очень глубоко.

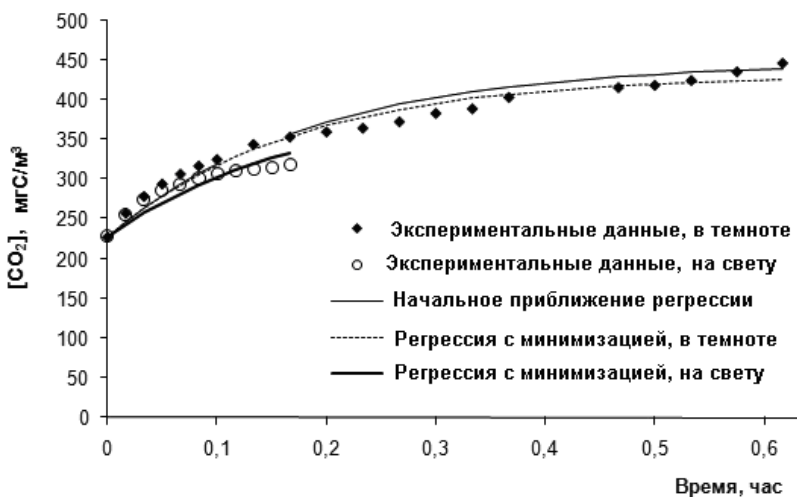


Рис. 19. Динамика концентрации CO_2 в камере с уткой

Как мы помним из формулы (3), при отсутствии поглощения в камере (а в темноте, безусловно, фотосинтетическое поглощение CO_2 не происходит), т. е. при $k = 0$, динамика концентрации описывается уравнением

$$C_1(t) = (F + D' \cdot C_A) / D' - (F / D') \cdot \exp(-t \cdot D' / H),$$

где C_A — концентрация рассматриваемого газа в атмосфере вне камеры. Величины F и D' мы не знаем (а C_A и H известны) и их надо подобрать так, чтобы расчетные кривые наиболее удачным образом легли на экспериментальные данные. Однако прежде чем приступить к

вычислениям, вспомним, что для простоты при выводе формулы (3) мы принимали равенство атмосферной концентрации (C_A) и начальной концентрации газа в камере (C_0). Уместное при теоретическом рассмотрении метода, это предположение может оказаться весьма ограничительным при реальных измерениях. Поэтому сейчас мы избавимся от него, воспользовавшись известным свойством линейных дифференциальных уравнений 1-го порядка.

Таблица 4

Результаты измерения эмиссии CO_2 в яме

Время, ч	$[CO_2], \text{мгС/м}^3$		Время, ч	$[CO_2], \text{мгС/м}^3 \text{ в темноте}$
	в темноте	на свету		
0	228	229	0,2	360
0,016667	257	256	0,233333	365
0,033333	278	276	0,266667	373
0,05	294	287	0,3	384
0,066667	307	295	0,333333	390
0,083333	317	301	0,366667	404
0,1	325	308	0,466667	417
0,116667	н.д.	311	0,5	420
0,133333	344	314	0,533333	426
0,15	н.д.	316	0,575	437
0,166667	354	319	0,616667	448

Формула $C = C_1(t) + C_2(t)$ дает все решения, если $C_1(t)$ – какое-либо фиксированное частное решение, а $C_2(t)$ пробегает все решения соответствующего однородного уравнения [13, с. 35]. Частное решение при $k = 0$ и $C_A = C_0$ дает приведенная выше формула. Однородное уравнение, соответствующее неоднородному (2), при $k = 0$ таково:

$$dC_2/dt = -C_2 \cdot D'/H.$$

Его общее решение

$$C_2(t) = \text{const} \cdot \exp(-t \cdot D'/H).$$

Следовательно, все решения неоднородного уравнения (2) при $k = 0$ даются формулой

$$C(t) = (F + D' \cdot C_A)/D' - (F/D') \cdot \exp(-t \cdot D'/H) + \text{const} \cdot \exp(-t \cdot D'/H).$$

Нам же нужно только то решение, которое удовлетворяет начальному условию $C(0) = C_0$. Из этого условия легко найти неизвестную константу:

$$C(0) = C_0 = (F + D' \cdot C_A)/D' - (F/D') + \text{const} \Rightarrow C_0 - C_A = \text{const}.$$

Итак, решение основного уравнения камерного метода при $k = 0$ и $C_0 \neq C_A$ таково:

$$C = (F + D' \cdot C_A) / D' - (F / D') \cdot \exp(-t \cdot D' / H) + (C_0 - C_A) \cdot \exp(-t \cdot D' / H).$$

Напомним, что нам необходимо так подобрать параметры F и D' этого уравнения, чтобы рассчитанные по нему кривые прошли через экспериментальные точки, выражающие зависимость концентрации CO_2 в камере от времени.

Прежде всего, для упрощения записи перепишем наше уравнение в виде

$$C = C_A + p_1 + (C_0 - C_A - p_1) \cdot \exp(-p_2 \cdot t). \quad (11)$$

где $p_1 = F / D'$, $p_2 = D' / H$. Поскольку подбирать надо два параметра, то мы имеем задачу двумерной минимизации. Для решения этой задачи имеется множество алгоритмов. Однако, чтобы начать работу, им нужно «знать» некоторое приближение к решению задачи, т.е. некоторые значения p_1^0 и p_2^0 , при которых кривые пусть плохо, пусть кое-как, но, все-таки, проходят через экспериментальные данные или, по крайней мере, недалеко от них. В силу простоты основного уравнения камерного метода, найти начальные приближения весьма просто. Нетрудно заметить, что при больших значениях t экспоненциальный член станет исчезающе малым и поэтому

$$\lim_{t \rightarrow \infty} C = C_A + p_1.$$

Если вместо предельного значения C (которое будет наблюдаться на недостижимых для нас в реальных экспериментах бесконечно больших временах) взять значение C при максимально большом времени эксперимента (t_{max}), то, очевидно, в качестве начального приближения к p_1 можно принять

$$p_1^0 = C(t_{max}) - C_A.$$

Зная p_1^0 , нетрудно найти и приближение к p_2^0 . В принципе, можно вычислить его по любой экспериментальной точке:

$$p_2^0 = -t_i^{-1} \cdot \ln[(C_i - C_A - p_1^0) / (C_0 - C_A - p_1^0)],$$

но лучше вычислить p_2^0 для каждой точки (кроме начальной и конечной, чтобы избежать неопределенностей) и взять среднее арифметическое. Для нашего примера (табл. 4) имеем

$$p_1^0 = C(t_{max}) - C_A \approx 448 - 170 = 278 \text{ мгС/м}^3; \quad p_2^0 \approx 5,40 \text{ час}^{-1}.$$

После нахождения начального приближения его можно уточнить при помощи метода нелинейной регрессии, заключающегося в минимизации функционала ошибки. Можно использовать различные формы функционала ошибки. Самыми употребительными на практике

являются суммы квадратов абсолютных ($S_{\Delta 6}$) и относительных (S) погрешностей:

$$S_{\Delta 6}(p_1, p_2) = \sum_{j=1}^{N_T} [c_j - C(p_1, p_2, t_j)]^2, \quad S(p_1, p_2) = \sum_{j=1}^{N_T} [1 - C(p_1, p_2, t_j)/c_j]^2,$$

где N_T – количество экспериментальных точек темновой кривой; c_j – экспериментально измеренные значения концентрации CO_2 в темной камере в моменты времени t_j ($j = 1, 2, \dots, N_T$); $C(p_1, p_2, t_j)$ – концентрации, рассчитанные по формуле (11) для моментов времени t_j (при данных значениях p_1 и p_2). Для минимизации таких функционалов в простейшем случае можно использовать процедуру «Поиск решения...» в среде Excel. Из рис. 19 видно, что кривая, построенная по начальным приближениям ($p_1^0 \approx 278 \text{ мгС/м}^3$; $p_2^0 \approx 5,40 \text{ час}^{-1}$) почти не отличается от кривой, построенной по значениям ($p_1^{A6} \approx 262 \text{ мгС/м}^3$; $p_2^{A6} \approx 5,83 \text{ час}^{-1}$), соответствующим минимуму суммы квадратов абсолютных погрешностей. При этом исходные параметры будут иметь значения:

$$D'_0 = H \cdot p_2^0 \approx 0,462 \cdot 5,40 \approx 2,49 \text{ м/час}, \quad F_0 = p_1^0 \cdot D'_0 \approx 278 \cdot 2,49 \approx 692 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1};$$

$$D^{A6} = H \cdot p_2^{A6} \approx 0,462 \cdot 5,83 \approx 2,69 \text{ м/час}, \quad F^{A6} = p_1^{A6} \cdot D^{A6} \approx 262 \cdot 2,69 \approx 705 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}.$$

Последнее значение ($705 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$) мы и примем в качестве интенсивности дыхания q_d .

Для определения интенсивности фотосинтеза надо аналогично обработать «световые» кривые. Понятно, что на свету изменится значение удельного потока F , но не коэффициента диффузии и пропорционального ему параметра D' . Следовательно, значение p_2 нам уже известно (из темновых измерений), из световой кривой осталось только определить единственный параметр p_1 . Регрессия дает на свету значение $p_1^{A6} \approx 226 \text{ мгС/м}^3$. Отсюда на свету $F^{A6} \approx 226 \cdot 2,69 \approx 608 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$. И по разности получаем интенсивность фотосинтеза $608 - 705 = -97 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$.

Однако из рис. 19 видно, что «световая» кривая довольно плохо соответствует экспериментальным данным. Было бы правильнее не минимизировать сначала один функционал ошибки для «темновой» кривой, а потом точно такой же функционал для «световой» кривой, но минимизировать лишь один функционал ошибки, зависящий сразу от трех параметров – от одного p_2 (одинакового на свету и в темноте) и двух p_1 : одно значение (p_1^T) используется только для «темновой» кривой, а другое (p_1^C) – только для световой):

$$S_{A6}(p_1^T, p_1^C, p_2) = N_T^{-1} \cdot \sum_{j=1}^{N_T} [c_j - C(p_1^T, p_2, t_j)]^2 + \\ + N_C^{-1} \cdot \sum_{i=1}^{N_C} [c_i - C(p_1^C, p_2, t_i)]^2,$$

где N_C – количество экспериментальных точек «световой» кривой; c_i – экспериментально измеренные значения концентрации CO_2 в камере на свету в моменты времени t_i ($i = 1, 2, \dots, N_C$). Заметим одну важную особенность предлагаемого функционала: поскольку количество точек на «темновой» и на «световой» кривых может различаться, мы сумму квадратов отклонений «в темноте» разделили на количество экспериментальных точек, полученных в темноте, а сумму квадратов отклонений «на свету» разделили на количество экспериментальных точек, полученных на свету. Минимизация указанного функционала дает следующие результаты:

$$p_1^C \approx 216 \text{ мгС/м}^3; \quad p_1^T \approx 256 \text{ мгС/м}^3; \quad p^{A6}_2 \approx 6,39 \text{ час}^{-1}, \\ D^{A6} = H \cdot p^{A6}_2 \approx 0,462 \cdot 6,39 \approx 2,95 \text{ м/час}, \\ q_d = p_1^T \cdot D^{A6} \approx 256 \cdot 2,95 \approx 755 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}, \quad q_c = p_1^C \cdot D^{A6} \approx \\ 216 \cdot 2,95 \approx 637 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1},$$

следовательно, интенсивность фотосинтеза составит $637 - 755 = -118 \text{ мгС} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{час}^{-1}$.

Но иногда анализ кривых динамики концентрации CO_2 на свету более труден, т.к. может осложняться изменением внешних условий. При этом скорость изменения концентрации оказывается величиной переменной. Во-первых, за время измерений может меняться освещенность, во-вторых, в герметично закрытой камере, безусловно, будет изменяться концентрация CO_2 за счет поглощения в результате фотосинтеза и выделения в результате дыхания. Наконец, и на фотосинтез, и на дыхание влияет температура (пока в наших расчетах интенсивности дыхания мы это не учитывали, поскольку считали, что камера закрыта светоотражающим материалом и можно не принимать во внимание изменение температуры в ней за небольшое время измерений, но на свету часто пренебречь этим уже нельзя, ибо возрастание температуры может составить несколько градусов).

От интенсивности падающего света (I) зависит скорость фотосинтеза и ее можно представить эмпирической формулой, подобной формуле Михаэлиса-Ментен [5, с. 449]:

$$q_{\Phi} = q_{\max} \cdot I / (K_1 + I), \quad (12)$$

где q_{\max} – максимальная скорость фотосинтеза.

Зависимость интенсивности фотосинтеза от концентрации CO_2 выражается кривой, похожей по форме на световую кривую фотосинтеза: при повышении концентрации CO_2 интенсивность фотосинтеза сначала растет быстро, потом медленнее и, наконец, увеличение количества углекислого газа не вызывает усиления фотосинтеза. Такое состояние углекислотного насыщения обычно наступает при концентрациях CO_2 в воздухе, равной 0,1–0,3 %; при концентрации CO_2 , равной 0,005 % у C_3 -растений и 0,0005 % у C_4 -растений, скорость фотосинтеза равна скорости дыхания [18, с. 266]. Следовательно, математически описать зависимость интенсивности фотосинтеза от концентрации CO_2 можно при помощи такого же выражения, как и зависимость от интенсивности света. Объединяя оба эти выражения (для возможности описания интенсивности фотосинтеза в условиях одновременного изменения и концентрации CO_2 , и интенсивности света) получим формулу

$$q_{\Phi} = q_{\max} \cdot [I/(K_1 + I)] \cdot [C/(K_2 + C)], \quad (13)$$

где K_1, K_2 – константы.

Для описания температурной зависимости фотосинтеза была разработана модель О'Нейла [31; 8, с. 142]:

$$q_{\max} = q_{\text{opt}} \cdot A^X \cdot \exp(X[1 - A]),$$

где q_{opt} – это q_{\max} при оптимальной температуре;

$$A = (T_{\max} - T)/(T_{\max} - T_{\text{opt}}); \quad X = 0,0025 \cdot Y^2 \cdot (1 + [1 + 40/Y]^{1/2}); \quad Y = \ln(Q_{10}) \cdot (T_{\max} - T_{\text{opt}});$$

здесь T – температура ($^{\circ}\text{C}$); T_{\max} – максимальная температура, свыше которой процесс прекращается ($^{\circ}\text{C}$); T_{opt} – оптимальная температура процесса ($^{\circ}\text{C}$); Q_{10} – параметр, показывающий во сколько раз возрастает скорость процесса при увеличении температуры на 10°C (при $T_{\max} \ll T_{\text{opt}}$).

На практике использовать столь сложные формулы не только нет необходимости, но обычно просто невозможно. В зависимостях типа Михаэлиса-Ментен можно выделить два участка, и поведение кривой на каждом из них определяется своим коэффициентом. Для простоты рассмотрим ситуацию, когда концентрация углекислого газа очень велика, т.е. $C \gg K_2$. Тогда константой K_2 можно пренебречь. Действительно, в этом случае $K_2/C \rightarrow 0$, следовательно

$$C/(K_2 + C) = 1/(K_2/C + 1) \rightarrow 1.$$

Получается, что при высоких концентрациях CO_2 вместо более сложной формулы (13) можно использовать простую зависимость (12).

Но при низких интенсивностях света наблюдается прямая зависимость скорости фотосинтеза от притока энергии [25, с. 107]. Это легко объяснить, проанализировав (12). «Низкая» интенсивность света математически означает, что $I \ll K_1$. Тогда в знаменателе интенсивностью света можно просто пренебречь и мы будем иметь прямую пропорциональность с коэффициентом пропорциональности $k = q_{\max}/K_1$:

$$q_{\Phi} \approx (q_{\max}/K_1) \cdot I = k \cdot I.$$

Отсюда становится очевидным наше утверждение о том, что в конкретных ситуациях не просто возможно использовать упрощенные формулы, но **невозможно использовать исходные полные формулы**. Действительно, из последней формулы мы увидели, что, работая только в условиях низкой интенсивности света, можно определить лишь один коэффициент k , равный отношению двух коэффициентов (q_{\max} и K_1) исходной полной формулы типа Михаэлиса-Ментен, но невозможно определить индивидуальные значения самих этих коэффициентов. Аналогично, работая только в условиях высокой интенсивности света, можно определить лишь один коэффициент q_{\max} , но тогда ничего нельзя сказать о K_1 . На практике следует сначала использовать простые формулы, анализируя конкретную ситуацию, в которой проводятся измерения. И только если эти простые формулы не позволяют адекватно описать динамику процесса, тогда следует их постепенно усложнять до тех пор, когда, наконец, удастся получить адекватное описание.

В частности, для описания температурной зависимости дыхания широко применяется экспоненциальная зависимость

$$q_{\text{д}} = a \cdot \exp(b \cdot T),$$

где коэффициент b связан с введенным выше коэффициентом Q_{10} соотношением $b = 0,1 \cdot \ln(Q_{10})$ [7; 22, с. 126]. На небольшом интервале температур нелинейность температурной зависимости может быть практически незаметна (здесь следует учитывать, что экспериментальные данные получаются с некоторой погрешностью, иногда весьма значительной, т.е. вместо четкой кривой зависимости q от T на практике мы всегда имеем некоторое облако точек, внутри которого можно провести различные кривые). Если нелинейность слабая, то часто используют простую линейную зависимость

$$q_{\text{д}} = a + b \cdot T.$$

Эти зависимости, в первом приближении, приложимы для биологических процессов вообще, т.е. и фотосинтез можно описывать таким же образом.

Если же оказывается необходимым учесть существование оптимальной температуры фотосинтеза (т. е. если измерения ведутся в окрестности этой температуры), то придется воспользоваться, как минимум, квадратичной зависимостью

$$q = a_0 + a_1 \cdot T + a_2 \cdot T^2,$$

содержащей три параметра (a_0 , a_1 и a_2) что, все-таки, несколько меньше, чем четыре параметра модели О'Нейла.

Темы рефератов и докладов

1. **Понятие «футпринта».** Предполагается краткий доклад о том, для чего служит это понятие и как происходит расчёт площади «футпринта» на практике.
2. **Использование различных методов исследования газообмена в России и за рубежом.** Интересно сопоставить, какие методы (и для каких газов) распространены в России, а какие – в других государствах.
3. **Оценки эмиссии парниковых газов с территории России.** Необходимо сделать обзор по имеющимся данным различных авторов и проанализировать причины варибельности оценок эмиссии. Связана ли эта варибельность с использованием различных методов?
4. **Вклад различных источников в эмиссию парниковых газов.** Необходимо сравнить оценки вкладов разных «традиционных» источников, приводимые исследователями, а также дать общее представление о тех источниках, значение которых стало придаваться недавно.
5. **Оценка углеродного баланса различных экосистем (к примеру, на территории Западной Сибири).** По данным об эмиссии углеродсодержащих газов можно сделать вывод об общем бюджете углерода в различных экосистемах и о его изменении вдоль зональных градиентов температуры, кол-ва осадков и т.д.
6. **Использование метода обратной задачи в исследованиях эмиссии метана (на примере Западной Сибири).** Этот современный метод предусматривает комплексное использование различных методов измерения газообмена между почвой и атмосферой, поэтому знакомство с ним на конкретных примерах может оказаться очень полезным для расширения представлений об использовании разных методов. Углубляться в математический аппарат большого смысла не имеет, но самые общие уравнения обсудить необходимо, чтобы сложилось хотя бы приблизительное представление о принципе работы метода. Пример Западной Сибири, в данном случае, весьма показателен.

Темы курсовых и дипломных работ

- 1. Сравнение различных методов измерений эмиссии парниковых газов с поверхности почвы.** Можно исследовать как различия при использовании нескольких модификаций камерного метода (например, измерения без затеняющего колпака и с ним), так и сопоставить результаты измерений камерным методом, как наиболее простым и распространённым, с измерениями микрометеорологическими методами.
- 2. Сопоставление разных способов вычисления коэффициентов турбулентной диффузии в атмосфере при использовании градиентного метода.** Поскольку разные методы расчёта коэффициента диффузии дают существенно отличающиеся результаты, интересным будет их сравнение при использовании градиентного метода в условиях разной устойчивости стратификации атмосферы. Сопоставление можно проводить при известной мощности источников, которую можно найти с помощью камерного метода или путём установки искусственного источника известной мощности.
- 3. Изучение механизмов транспорта CH_4 в болотных экосистемах.** В литературе до сих пор нет единого мнения о том, какой тип транспорта метана имеет ведущее значение, поэтому исследование этого вопроса остаётся актуальным. Интересно также было бы проследить, изменяется ли соотношение типов транспорта при исследовании разных экосистем в различных природных зонах.
- 4. Оптимизация характеристик камерно-статического метода определения эмиссии CH_4 и оценка его погрешности.** В качестве оптимизируемых характеристик могут быть выбраны время экспозиции, глубина врезания основания, площадь основания и т.д., поскольку эти характеристики метода могут серьёзно влиять на результат измерения. Ввиду наличия большого количества измеряемых параметров оценка погрешности метода также является важным и сложным вопросом.
- 5. Использование градиентного метода для изучения эмиссии парниковых газов из разных экосистем.** При использовании данного метода имеется множество трудностей, таких, например, как определение «футпринта» вышек. Интересным окажется использование этого метода в различных экосистемах, как выделяющих, так и поглощающих парниковые газы и последующее сопоставление их друг с другом, а также с результатами, полученными другими методами.

Программа регрессии с весами и автомасштабированием

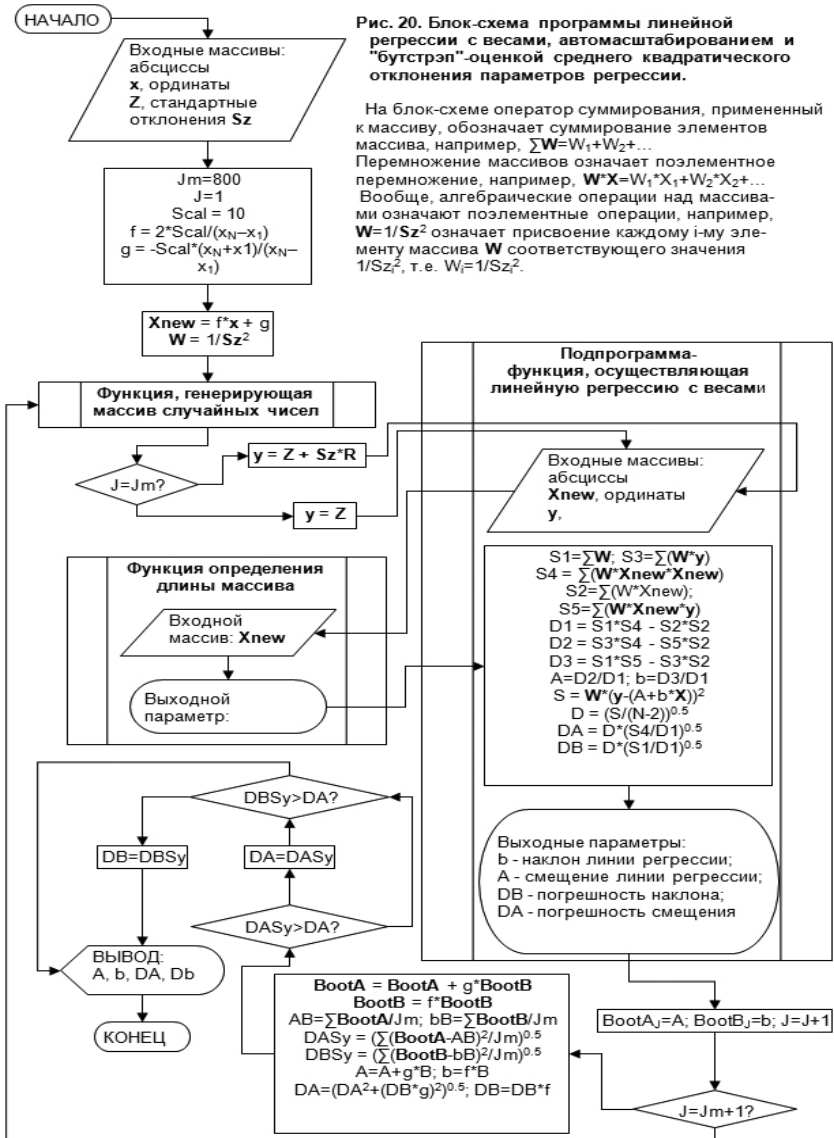


Рис. 20. Блок-схема программы линейной регрессии с весами, автомасштабированием и "бутстрэп"-оценкой среднего квадратического отклонения параметров регрессии.

На блок-схеме оператор суммирования, примененный к массиву, обозначает суммирование элементов массива, например, $\sum W = W_1 + W_2 + \dots$. Перемножение массивов означает поэлементное перемножение, например, $W*X = W_1*X_1 + W_2*X_2 + \dots$. Вообще, алгебраические операции над массивами означают поэлементные операции, например, $W = 1/Sz^2$ означает присвоение каждому i -му элементу массива W соответствующего значения $1/Sz_i^2$, т.е. $W_i = 1/Sz_i^2$.

Ниже приведен текст компьютерной программы (функции SimpLinRegWe) на языке Visual Basic for Applications, работающей в среде MS Excel. Чтобы к данной функции можно было обращаться непосредственно из таблицы Excel, ее текст следует ввести с помощью редактора Visual Basic, например, в файл PERSONAL.XLS. После этого к функции можно будет обращаться как к любой другой функции Excel (ее название SimpLinRegWe будет находиться в категории «Определенные пользователем»).

```

Option Explicit ' It is necessary to proclaim all variables
Option Base 1 ' Initial index of array = 1
Public Const ArrayLimit = 800 ' Maximal index of array

Function SimpLinRegWe(Xo, Z, Sz, Flag, FlagScale) As Double
'
' COEFFICIENTS OF LINE AND THEIR ERRORS
' X - array of abscisses for data points
' Z - array of ordinates for data points
' Sz - array of standard deviation for Y
' Flag: =0 or 1 => SimpLinRegWe = A or B in y=A+B*x,
'       =2 or 3 => SimpLinRegWe = error of A or error of B accordingly
[Ebert & Ederer, 1985],
'       =4 or 5 => SimpLinRegWe = standard deviation of A or B
accordingly "bootstrap"
'       =6 or 7 => SimpLinRegWe = MAX error of A or B (from
[Ebert&Ederer, 1985] & "bootstrap")
'       =8 or 9 => SimpLinRegWe = A or B accordingly "bootstrap"
' FlagScale: =1 => autoscaling for abscisses
'             any other => without autoscaling
'
' COMMENT: Usualy the autoscaling perfects estimation of A and B.
'
' REFERENCE: Ebert K., Ederer H. 1985. Computer anwendungen in
der Chemie. - Weinheim: VCH
' Verlagsgesellschaft.
' (Данная ссылка не относится к вычислению погрешностей A и B
методом «бутстрэпа»).
'
' Mikhail V. Glagolev, 07.02.2004;
'
' revision 08.10.2005:

```



```

' 1) Веса приняты обратно-пропорциональными квадратам
стандартных отклонений;
' 2) Добавлено вычисление standard deviations of A and B from
"bootstrap";
' 3) Добавлено автомасштабирование.
,
' ТЕСТ. Чтобы к данной функции можно было обращаться
непосредственно из Excel, ее текст
' следует ввести с помощью редактора Visual Basic, например, в
PERSONAL.XLS. После этого
' к функции можно будет обращаться как к любой другой функции
Excel (ее название
' SimpLinRegWe будет находиться в категории «Определенные
пользователем»). Если текст
' введен правильно, то, например, для массива абсцисс (Xo): 1, 2, 3,
4, 5; ординат (Z): 3, 6, 7, 9,
' 11; стандартных отклонений ординат (Sz): 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1 и
значения FlagScale=1, будут
' выданы следующие результаты: 1.5 при Flag=0, 1.9 при Flag=1,
0.506623 при Flag=2 и Flag=6,
' 0.152753 при Flag=3 и Flag=7.
' Значение при Flag=4 будет меняться при каждом вызове функции,
оставаясь близкими к 0.10;
' значение при Flag=5 будет меняться при каждом вызове функции,
оставаясь близкими к 0.03;
' значение при Flag=8 будет меняться при каждом вызове функции,
оставаясь близкими к 1.5;
' значение при Flag=9 будет меняться при каждом вызове функции,
оставаясь близкими к 1.9.
,
Dim A As Double ' Coefficient in y=A+b*x
Dim AB As Double ' Coefficient in y=AB+bB*x from "bootstrap"
Dim ABn As Double ' Coefficient AB after autoscaling
Dim An As Double ' Coefficient A after autoscaling
Dim b As Double ' Coefficient in y=A+b*x
Dim bB As Double ' Coefficient in y=AB+bB*x from "bootstrap"
Dim bBn As Double ' Coefficient bB after autoscaling
Dim Bn As Double ' Coefficient b after autoscaling
Dim BootA(1 To ArrayLimit) As Double ' array of coefficients A from
"bootstrap"

```

Dim BootB(1 To ArrayLimit) As Double ' array of coefficients b from "bootstrap"

Dim D As Double ' Standard deviation

Dim D1 As Double ' $=S1*S4-S2*S2$

Dim D2 As Double ' $=S3*S4-S5*S2$

Dim D3 As Double ' $=S1*S5-S3*S2$

Dim DA As Double ' error of A accordingly [Ebert & Ederer, 1985]

Dim DASy As Double ' error of A accordingly "bootstrap"

Dim DAT As Double ' total error of A (MAX from [Ebert & Ederer, 1985] & "bootstrap")

Dim DB As Double ' error of b accordingly [Ebert & Ederer, 1985]

Dim DBSy As Double ' error of b accordingly "bootstrap"

Dim DBT As Double ' total error of b (MAX from [Ebert & Ederer, 1985] & "bootstrap")

Dim f As Double ' Coefficient in $X=f*Xo+g$

Dim g As Double ' Coefficient in $X=f*Xo+g$

Dim I As Integer ' meter for cycle

Dim J As Integer ' meter for cycle (number of "bootstrap")

Dim Jm As Integer ' maximal number of "bootstrap"

Dim L As Integer ' random index of array R

Dim N As Integer ' length of array x (must be = length of array Y)

Dim R(1 To ArrayLimit) As Double ' Random numbers (normal distribution)

Dim S As Double ' sum of squares of deviations

Dim S1 As Double ' sum of weights

Dim S2 As Double ' sum of X*weights

Dim S3 As Double ' sum of Y*weights

Dim S4 As Double ' sum of X*X*weights

Dim S5 As Double ' sum of Y*X*weights

Dim Scal As Double ' Scale coefficient = Max(X)

Dim up As Double ' Maximal index of array R

Dim W(1 To ArrayLimit) As Double ' Weights

Dim X(1 To ArrayLimit) As Double ' Abscisses after autoscaling

Dim Y(1 To ArrayLimit) As Double ' array of changed ordinates for "bootstrap"

' Массив случайных чисел, нормально распределенных вокруг среднего=0 при среднем

' квадратическом отклонении=1. Вместо этого конкретного массива можно использовать любую

' другую таблицу случайных чисел с вышеуказанными характеристиками (данный массив построен при помощи функции `randn` в системе MatLab 7.0), или какую-либо стандартную подпрограмму генерации нормально распределенных случайных чисел.

R(1) = -0.4326: R(2) = 0.1253: R(3) = -1.1465: R(4) = 1.1892:
R(5) = 0.3273
R(6) = -0.1867: R(7) = 0.2877: R(8) = 1.1909: R(9) = -0.0376:
R(10) = 0.1746
R(11) = -0.1867: R(12) = -0.1364: R(13) = -0.0956: R(14) = 0.7143:
R(15) = 1.254
R(16) = 0.7258: R(17) = 0.1139: R(18) = -0.8323: R(19) = 1.6236:
R(20) = -1.5937
R(21) = -0.5883: R(22) = 1.0668: R(23) = 0.2944: R(24) = -0.6918:
R(25) = -1.441
R(26) = 2.1832: R(27) = 0.0593: R(28) = -1.3362: R(29) = 0.858:
R(30) = 0.5711
R(31) = -0.3999: R(32) = 0.6686: R(33) = -1.6041: R(34) = 0.5287:
R(35) = -1.0106
R(36) = 0.69: R(37) = 1.1908: R(38) = 0.2573: R(39) = 0.2193:
R(40) = 0.6145
R(41) = 0.8156: R(42) = -1.2025: R(43) = -1.0565: R(44) = -0.9219:
R(45) = 0.5077
R(46) = 0.7119: R(47) = -0.0198: R(48) = 1.4151: R(49) = -2.1707:
R(50) = 1.6924
R(51) = 1.2902: R(52) = -0.1567: R(53) = -0.8051: R(54) = -0.0592:
R(55) = 0.5913
R(56) = -0.6436: R(57) = -0.3179: R(58) = 0.5779: R(59) = -0.2959:
R(60) = -0.351
R(61) = 0.3803: R(62) = 1.095: R(63) = 0.0403: R(64) = -1.4751:
R(65) = 0.6232
R(66) = -1.0091: R(67) = -1.874: R(68) = 0.6771: R(69) = -0.234:
R(70) = 0.799
R(71) = -0.0195: R(72) = 0.4282: R(73) = 0.5689: R(74) = 0.1184:
R(75) = 0.9409
R(76) = -0.0482: R(77) = 0.8956: R(78) = -0.2556: R(79) = 0.3148:
R(80) = -0.9921
R(81) = 0.212: R(82) = 0.731: R(83) = -0.3775: R(84) = 1.4435:
R(85) = 0#

R(86) = -1.0078: R(87) = -0.5596: R(88) = -1.1878: R(89) = -1.0039:
 R(90) = -1.2173
 R(91) = -0.742: R(92) = 0.4437: R(93) = -2.2023: R(94) = -0.9471:
 R(95) = -0.0412
 R(96) = 1.0823: R(97) = -0.9499: R(98) = 0.9863: R(99) = -0.3744:
 R(100) = -1.1283
 R(101) = -0.1315: R(102) = 0.7812: R(103) = -0.5186: R(104) = -
 1.1859: R(105) = -1.3493
 R(106) = 0.3899: R(107) = 0.569: R(108) = 0.3274: R(109) = -
 1.0559: R(110) = -0.2611
 R(111) = 0.088: R(112) = -0.8217: R(113) = 0.2341: R(114) =
 1.4725: R(115) = 0.9535
 R(116) = -0.6355: R(117) = -0.2656: R(118) = 0.0215: R(119) =
 0.0557: R(120) = 0.1286
 R(121) = 0.6565: R(122) = -0.6451: R(123) = -0.6841: R(124) = -
 0.8468: R(125) = -0.5955
 R(126) = -1.1678: R(127) = 0.8057: R(128) = -1.2919: R(129) = -
 0.2463: R(130) = -0.1497
 R(131) = -0.4606: R(132) = 0.2316: R(133) = -0.0729: R(134) = 0.663:
 R(135) = -0.4348
 R(136) = -0.2624: R(137) = -0.9898: R(138) = -0.3306: R(139) = -
 0.8542: R(140) = -0.0793
 R(141) = -1.2132: R(142) = 1.3396: R(143) = -0.8436: R(144) = -
 1.2013: R(145) = 1.5352
 R(146) = -1.3194: R(147) = 0.2895: R(148) = 0.4978: R(149) = -
 0.1199: R(150) = -0.6065
 R(151) = 0.9312: R(152) = 1.4789: R(153) = 1.4885: R(154) = -
 0.0653: R(155) = -1.3474
 R(156) = 0.0112: R(157) = 1.138: R(158) = -0.5465: R(159) =
 0.4853: R(160) = 0.4694
 R(161) = -0.9036: R(162) = 1.0184: R(163) = -0.3679: R(164) = -
 1.3813: R(165) = -0.2111
 R(166) = 0.0359: R(167) = -1.5804: R(168) = -0.465: R(169) =
 0.3155: R(170) = 1.1902
 R(171) = -0.6275: R(172) = -0.0787: R(173) = 0.371: R(174) =
 1.5532: R(175) = -1.1162
 R(176) = 0.5354: R(177) = -0.6817: R(178) = 0.7283: R(179) =
 0.7079: R(180) = 0.6353
 R(181) = 0.5529: R(182) = -1.0246: R(183) = 2.1122: R(184) =
 1.9574: R(185) = -0.6014

R(186) = -0.2037: R(187) = -1.2344: R(188) = -1.3573: R(189) =
 0.5045: R(190) = 0.5512
 R(191) = -2.0543: R(192) = 0.2888: R(193) = -1.0226: R(194) =
 1.8645: R(195) = -1.0998
 R(196) = 0.1326: R(197) = -0.4293: R(198) = 1.0378: R(199) = -
 0.3398: R(200) = 0.086
 R(201) = 1.5929: R(202) = 0.0558: R(203) = -0.3898: R(204) = -
 1.1398: R(205) = -2.0046
 R(206) = -0.4931: R(207) = 0.9442: R(208) = 0.0075: R(209) = -
 0.0118: R(210) = 0.1034
 R(211) = 0.462: R(212) = -2.1204: R(213) = -0.7829: R(214) =
 0.9131: R(215) = -0.8076
 R(216) = -0.321: R(217) = -0.6447: R(218) = 0.5869: R(219) =
 0.0559: R(220) = 0.6804
 R(221) = 1.2366: R(222) = -0.7043: R(223) = -0.2512: R(224) = -
 1.1071: R(225) = -2.3646
 R(226) = -0.6313: R(227) = -1.0181: R(228) = 0.4801: R(229) =
 0.4855: R(230) = 0.9901
 R(231) = -2.3252: R(232) = -0.1821: R(233) = 0.6682: R(234) = -0.005:
 R(235) = 0.2189
 R(236) = -1.2316: R(237) = 1.521: R(238) = -0.0783: R(239) = -
 0.2762: R(240) = 0.2617
 R(241) = 1.0556: R(242) = -0.0384: R(243) = 0.8892: R(244) =
 1.2765: R(245) = 1.2134
 R(246) = -0.1132: R(247) = 1.2274: R(248) = 2.3093: R(249) =
 1.8634: R(250) = -0.2747
 R(251) = 0.3792: R(252) = -0.6962: R(253) = 0.5246: R(254) = -
 0.5226: R(255) = -0.1331
 R(256) = -1.2705: R(257) = 0.3966: R(258) = 0.1737: R(259) =
 0.2608: R(260) = -0.896
 R(261) = -1.6636: R(262) = -0.264: R(263) = -0.1161: R(264) = -
 0.0132: R(265) = 0.1352
 R(266) = -0.7036: R(267) = -1.664: R(268) = 1.0641: R(269) = -
 0.5803: R(270) = -0.139
 R(271) = 0.2809: R(272) = -1.029: R(273) = -0.2454: R(274) = 2.1363:
 R(275) = -1.1634
 R(276) = -0.5412: R(277) = 0.2431: R(278) = -1.5175: R(279) = -
 0.2576: R(280) = 1.1837
 R(281) = -1.3335: R(282) = -1.2566: R(283) = 0.0097: R(284) = -
 1.4095: R(285) = -0.0154

R(286) = 1.0727: R(287) = -0.3472: R(288) = 0.0714: R(289) = 1.7701:
 R(290) = 0.5362
 R(291) = -0.7121: R(292) = -0.9414: R(293) = 0.3165: R(294) = 0.3255:
 R(295) = -0.7164
 R(296) = -0.0113: R(297) = -1.1746: R(298) = 0.4998: R(299) = -1.119:
 R(300) = -0.6556
 R(301) = -0.0008: R(302) = -1.0211: R(303) = 1.2781: R(304) = 0.6204:
 R(305) = 0.3144
 R(306) = -0.2494: R(307) = -0.4017: R(308) = -0.5478: R(309) =
 1.2698: R(310) = 0.1068
 R(311) = 1.8482: R(312) = -0.2012: R(313) = -0.1493: R(314) = -
 0.1748: R(315) = 1.0839
 R(316) = -0.2751: R(317) = -0.0205: R(318) = -2.449: R(319) = -
 0.9573: R(320) = -0.9812
 R(321) = 2.2126: R(322) = 0.2789: R(323) = 0.4733: R(324) =
 1.2925: R(325) = -0.6885
 R(326) = 1.5085: R(327) = 1.0583: R(328) = 0.1169: R(329) =
 0.4409: R(330) = 1.3395
 R(331) = -1.9451: R(332) = 0.6217: R(333) = -0.5911: R(334) =
 1.2809: R(335) = -0.9092
 R(336) = -1.6805: R(337) = -1.7506: R(338) = -0.6547: R(339) = -
 0.4977: R(340) = -0.4129
 R(341) = -0.5735: R(342) = 0.6973: R(343) = -1.0807: R(344) = -
 1.1187: R(345) = -0.5062
 R(346) = -0.1858: R(347) = 0.8115: R(348) = -0.0477: R(349) =
 0.8076: R(350) = 1.6197
 R(351) = 0.0089: R(352) = 0.6363: R(353) = 0.3793: R(354) =
 0.0412: R(355) = 0.0809
 R(346) = 0.8369: R(347) = 1.3101: R(348) = -0.3304: R(349) = -
 0.7562: R(360) = -1.0811
 R(361) = -0.7223: R(362) = 0.3271: R(363) = -0.4999: R(364) = -
 0.0891: R(365) = -1.1245
 R(366) = -0.7215: R(367) = -0.673: R(368) = -0.036: R(369) = -
 2.0089: R(370) = 1.7357
 R(371) = 1.9375: R(372) = 0.7017: R(373) = -1.0026: R(374) =
 0.8564: R(375) = -2.3056
 R(376) = 1.6351: R(377) = -0.4876: R(378) = -0.1856: R(379) =
 0.2685: R(380) = 1.7887
 R(381) = -1.2559: R(382) = 1.8625: R(383) = -1.054: R(384) = 0.625:
 R(385) = 0.3908

R(386) = -0.2135: R(387) = 1.1069: R(388) = -0.0715: R(389) = -
 1.0473: R(390) = 0.0203
 R(391) = -0.1989: R(392) = -1.2276: R(393) = 0.2792: R(394) =
 1.5357: R(395) = -0.406
 R(396) = 0.3075: R(397) = -0.6699: R(398) = 1.3733: R(399) =
 0.4344: R(400) = -1.5349
 R(401) = -0.5723: R(402) = 1.3409: R(403) = 0.1798: R(404) = -
 1.9171: R(405) = 0.2214
 R(406) = -0.9776: R(407) = 0.3881: R(408) = -0.542: R(409) =
 0.4699: R(410) = -1.3745
 R(411) = -0.4468: R(412) = 0.3931: R(413) = 1.6342: R(414) =
 1.2744: R(415) = -0.8393
 R(416) = 1.0821: R(417) = -1.7073: R(418) = 0.8252: R(419) =
 0.6385: R(420) = -0.2086
 R(421) = 2.3726: R(422) = 0.2279: R(423) = 0.2308: R(424) =
 1.3808: R(425) = 0.7559
 R(426) = 0.2293: R(427) = 0.6856: R(428) = 0.6716: R(429) =
 1.3198: R(430) = 0.3757
 R(431) = -0.2666: R(432) = -0.6368: R(433) = -0.5081: R(434) = -
 0.9094: R(435) = -1.3454

N = Length(Xo): Jm = 800: up = 435: Scal = 10
 f = 2 * Scal / (Xo(N) - Xo(1)): g = -Scal * (Xo(N) + Xo(1)) / (Xo(N) -
 Xo(1))

```

For I = 1 To N:
  W(I) = 1 / Sz(I) ^ 2
  If FlagScale = 1 Then
    X(I) = f * Xo(I) + g
  Else
    X(I) = Xo(I)
  End If

```

Next I

```

For J = 1 To Jm

```

```

  S1 = 0: S2 = 0: S3 = 0: S4 = 0: S5 = 0

```

```

  For I = 1 To N

```

```

    L = Int(up * Rnd + 1): If L > up Then L = up

```

```

    Y(I) = Z(I) + Sz(I) * R(L)

```

```

    If J = Jm Then Y(I) = Z(I)

```

```

    S1 = S1 + W(I): S2 = S2 + X(I) * W(I): S3 = S3 + Y(I) * W(I)

```

```

    S4 = S4 + X(I) * X(I) * W(I): S5 = S5 + Y(I) * X(I) * W(I)

```

```

Next I
D1 = S1 * S4 - S2 * S2: D2 = S3 * S4 - S5 * S2
D3 = S1 * S5 - S3 * S2
A = D2 / D1: b = D3 / D1: S = 0: BootA(J) = A: BootB(J) = b
For I = 1 To N: S = S + W(I) * (Y(I) - (A + b * X(I))) ^ 2: Next I
D = (S / (N - 2)) ^ 0.5
DA = D * (S4 / D1) ^ 0.5: DB = D * (S1 / D1) ^ 0.5
Next J
AB = 0: bB = 0: DASy = 0: DBSy = 0
For J = 1 To Jm: AB = AB + BootA(J): bB = bB + BootB(J): Next J
AB = AB / Jm: bB = bB / Jm
For J = 1 To Jm
    DASy = DASy + (BootA(J) - AB) ^ 2: DBSy = DBSy + (BootB(J) -
    bB) ^ 2:
Next J
DASy = (DASy / Jm) ^ 0.5: DBSy = (DBSy / Jm) ^ 0.5
If FlagScale = 1 Then
    An = A: Bn = b: A = An + Bn * g: b = Bn * f:
    DA = (DA ^ 2 + (DB * g) ^ 2) ^ 0.5: DB = DB * f
    ABn = AB: bBn = bB: AB = ABn + bBn * g: bB = bBn * f
    DASy = (DASy ^ 2 + (DBSy * g) ^ 2) ^ 0.5: DBSy = DBSy * f
End If
DAT = DA: If DAT < DASy Then DAT = DASy
DBT = DB: If DBT < DBSy Then DBT = DBSy
If Flag = 0 Then SimplinRegWe = A
If Flag = 1 Then SimplinRegWe = b
If Flag = 2 Then SimplinRegWe = DA
If Flag = 3 Then SimplinRegWe = DB
If Flag = 4 Then SimplinRegWe = DASy
If Flag = 5 Then SimplinRegWe = DBSy
If Flag = 6 Then SimplinRegWe = DAT
If Flag = 7 Then SimplinRegWe = DBT
If Flag = 8 Then SimplinRegWe = AB
If Flag = 9 Then SimplinRegWe = bB
End Function

```


Учебное издание

М. В. Глаголев, А. Ф. Сабреков, В. С. Казанцев

**МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ ГАЗООБМЕНА
НА ГРАНИЦЕ ПОЧВА/АТМОСФЕРА**

Учебное пособие

Ответственный за выпуск :
Технический редактор:

Подписано в печать:

Заказ

Тираж:

Формат: 60x84/16

Печать: трафаретная

Усл.печ.л.

Бумага: офсетная

Уч.-изд.л.

Издательство Томского государственного
педагогического университета
Отпечатано в типографии ТГПУ

634041, Томск, ул. Герцена, 49. Тел. (3822) 52-12-93.