

ОЦЕНКА ПОТОКА УГЛЕРОДА МЕЖДУ АТМОСФЕРОЙ И НАЗЕМНОЙ ЭКОСИСТЕМОЙ ПО ИЗМЕРЕННЫМ НА ВЫШКЕ ВЕРТИКАЛЬНЫМ РАСПРЕДЕЛЕНИЯМ КОНЦЕНТРАЦИЙ CO₂*

Рассматривается применение точечной модели для оценки потока углерода на земной поверхности с использованием измеренных на вышке концентраций CO₂. Приводятся примеры расчетов.

Ключевые слова: углекислый газ, приземный слой атмосферы, точечная модель.

Введение

Ряд независимых исследований показали, что наблюдается большой сток атмосферного CO₂ в континентальные экосистемы умеренных широт северного полушария. Вывод базируется на анализе пространственного распределения концентрации CO₂, интерпретации глобальной базы данных о изотопах в атмосферном углекислом газе, измерениях отношения O₂/N₂ в атмосфере, прямых наблюдениях поглощения CO₂ многими лесными экосистемами в Европе и Северной Америке и измерениях накопления углерода в наземных экосистемах. Тем не менее до сих пор непонятно, какие именно континентальные экосистемы поглощают углерод и какие процессы дают существенный вклад в его поглощение. Обратные модели, которые разделяют континентальный сток между частями северного полушария, дают большой разброс оценок: очень большой разброс по Европе (от -0,9 до +0,2 Гт С год⁻¹) и Северной Азии (от -1,2 до +0,3 Гт С год⁻¹) и большой разброс по Северной Америке (от -0,6 до -1,1 Гт С год⁻¹) [1].

Прямые измерения потоков CO₂ между атмосферой и биосферой с помощью метода микровихревых пульсаций (*eddy covariance*) проводились на множестве пунктов по всему миру. Эти исследования оценивают потоки на достаточно малых пространственных масштабах (обычно несколько гектаров). И трудной задачей является экстраполяция результатов на большие регионы.

Концентрации CO₂, измеряемые на высокой вышке (более 200 м), являются результатом перемешивания на области порядка 10⁴ км² [2–4]. Таким образом, эти концентрации дают потенциальную возможность оценки потоков углерода над большим регионом, где локальные неоднородности потоков сглаживаются. В настоящей работе рассматривается применение точечной модели для оценки потока углерода, приводятся примеры расчетов.

* Работа выполнена при финансовой поддержке междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН (№ 50-2009).

Упрощенная одномерная модель переноса примесей в атмосфере

В трехмерном случае модель переноса примеси основывается на уравнении [5; 6]

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \operatorname{div}(C \cdot \bar{V}) = \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial C}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} K \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K \frac{\partial C}{\partial y} + f. \quad (1)$$

Здесь t – время; x, y, z – прямоугольные координаты, ось z направлена вверх; C – концентрация рассматриваемого вещества; $\bar{V} = (u, v, w)$ – скорость ветра; K_z – коэффициент вертикального турбулентного обмена; K – коэффициент горизонтального турбулентного обмена; f – внутренние источники (или стоки).

Задача рассматривается в области $G = S \times [0, H]$, где H – верхняя граница расчетной области, $S = [0 \leq x \leq L_x, 0 \leq y \leq L_y]$.

Граничные условия.

На входной границе (Γ_1), где ветер направлен внутрь области,

$$C|_{\Gamma_1} = C_1,$$

на границе Γ_2 , где ветер направлен из области G , ставится условие

$$\left. \frac{\partial C}{\partial n} \right|_{\Gamma_2} = 0,$$

на верхней границе ($z = H$) задается фоновое значение

$$C|_{z=H} = C_H \quad (2)$$

или поток

$$K_z \left. \frac{\partial C}{\partial z} \right|_{z=H} = -Q_{CH}, \quad (3)$$

на нижней границе $z = 0$ задается поток вещества (эмиссия или поглощение газовых компонент)

$$K_z \left. \frac{\partial C}{\partial z} \right|_{z=0} = -Q_C. \quad (4)$$

При решении нестационарной задачи необходимо задать начальное условие

$$C|_{t=0} = C^0(x, y, z). \quad (5)$$

Предполагается, что поля скоростей движения воздушных масс известны.

Рассмотрим вывод математической модели для исследования динамики средней по горизонтальной площади S концентрации вещества \hat{C} .

Проинтегрируем уравнение (1) по площади S :

$$\int_S \frac{\partial C}{\partial t} dS + \int_S \operatorname{div}(C \bar{V}) dS = \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial}{\partial z} \int_S C dS + \int_S \left[\frac{\partial}{\partial x} K \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K \frac{\partial C}{\partial y} \right] dS + \int_S f dS. \quad (6)$$

Введем осредненные значения концентрации вещества и источника, которые биологически означают и осредненное представление активности экосистемы («эмиссия-сток») на площади S :

$$\hat{C} = \frac{1}{S} \int_S C dS, \quad \hat{f} = \frac{1}{S} \int_S f dS. \quad (7)$$

Учитывая формулу Гаусса – Остроградского $\int_S \operatorname{div}(\bar{A}) dS = \int_{\Gamma} \bar{A} \cdot \bar{n} d\Gamma$ и пренебрегая вертикальным переносом, из (6) и (7) получаем:

$$\frac{\partial \hat{C}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial \hat{C}}{\partial z} + \hat{f} + R, \quad (8)$$

где

$$R = \frac{1}{S} \left[\int_{\Gamma} \left(K \frac{\partial C}{\partial n} \right) d\Gamma - \int_{\Gamma} C V_n d\Gamma \right]. \quad (9)$$

Начальное условие для уравнения (8) находится из условия (5):

$$\hat{C}|_{z=0} = \hat{C}^0(z) = \frac{1}{S} \int_S C^0 dS. \quad (10)$$

Из (2)–(4) определяются граничные условия для уравнения (8):

$$\hat{C}|_{z=H} = \hat{C}_H = \frac{1}{S} \int_S C_H dS \quad \text{или} \quad K_z \frac{\partial \hat{C}}{\partial z} \Big|_{z=H} = -\frac{1}{S} \int_S Q_{CH} dS = -\hat{Q}_{CH}, \quad (11)$$

$$K_z \frac{\partial \hat{C}}{\partial z} \Big|_{z=0} = -\frac{1}{S} \int_S Q_C dS = -\hat{Q}_C. \quad (12)$$

Для замыкания постановки задачи (8)–(12) необходимо определить последнее слагаемое в правой части уравнения (8).

Рассмотрим случай распространения примеси в вертикальной плоскости. В этом случае $S = [0 \leq x \leq L]$, $\Gamma_1 = [x=0, 0 \leq z \leq H]$, $\Gamma_2 = [x=L, 0 \leq z \leq H]$. Пусть Γ_1 – входная граница, на которой $C = C_1, U = U_1$. На границе Γ_2 $C = C_L, U = U_L$. Пренебрегая диффузионными потоками на границах Γ_1, Γ_2 , находим

$$R = \frac{1}{L} [C_1 U_1 - C_L U_L]. \quad (13)$$

Если зависимость C от x близка к линейной, то из (7) следует:

$$\hat{C} \approx (C_1 + C_L) / 2, \quad C_L = 2\hat{C} - C_1. \quad (14)$$

Из (13) и (14) получается соотношение

$$R = \frac{1}{L} [C_1 U_1 - (2\hat{C} - C_1) U_L],$$

которое замыкает задачу (8)–(12).

$Q_C < 0$ – при поглощении, $Q_C > 0$ – при эмиссии; $C_1 = C_1(z)$ – известная функция; U – скорость ветра; L – характерный горизонтальный масштаб.

Оценка потока углерода на подстилающей поверхности с использованием точечной модели и измеренных на вышке вертикальных распределений концентраций CO_2

В настоящее время в различных местах имеются высотные вышки, на которых выполняются измерения концентраций CO_2 . Практический интерес представляет задача оценки потока углекислого газа между атмосферой и поверхностью земли с использованием этих измерений.

Рассмотрим процессы, которые влияют на баланс CO_2 в атмосфере на месячном и сезонном временных масштабах. Горизонтальные градиенты концентрации CO_2 (в 1–5 ppm) формируются на масштабах в сотни км. А различие концентраций между атмосферным пограничным слоем (АПС) высотой 1–2 км и смешанным слоем тропосферы (ССТ) высотой до 10 км составляет 5–10 ppm. ССТ является большим резервуаром CO_2 , концентрация в котором меняется медленно (в сравнении с АПС). Поэтому среднемесячные концентрации определяются, как правило, вертикальным обменом. Предлагаемый метод основывается на том, что концентрации CO_2 в пограничном слое определяются в основном обменами с поверхностью и со смешанным слоем тропосферы. При этом среднемесячный обмен с тропосферой пропорционален разности между концентрациями CO_2 в пограничном слое (до 2 км) и в ССТ (2–10 км). Средняя концентрация CO_2 в пограничном слое определяется на основе измерений вышки. Концентрация CO_2 в ССТ не сильно отличается для одного периода года и одной широты в разных местах измерения (полеты на самолете, измерения на высокой скале). Для определения вертикального обмена используются вертикальные скорости из данных реанализа, например NCEP Reanalysis model [7].

Осредняя трехмерное уравнение переноса примесей по объему Ω в приближении горизонтальной однородности и учитывая граничные условия, получаем точечную модель:

$$\frac{d\varphi_k}{dt} = \frac{Q_C - Q_{CH}}{H_k}, \quad (15)$$

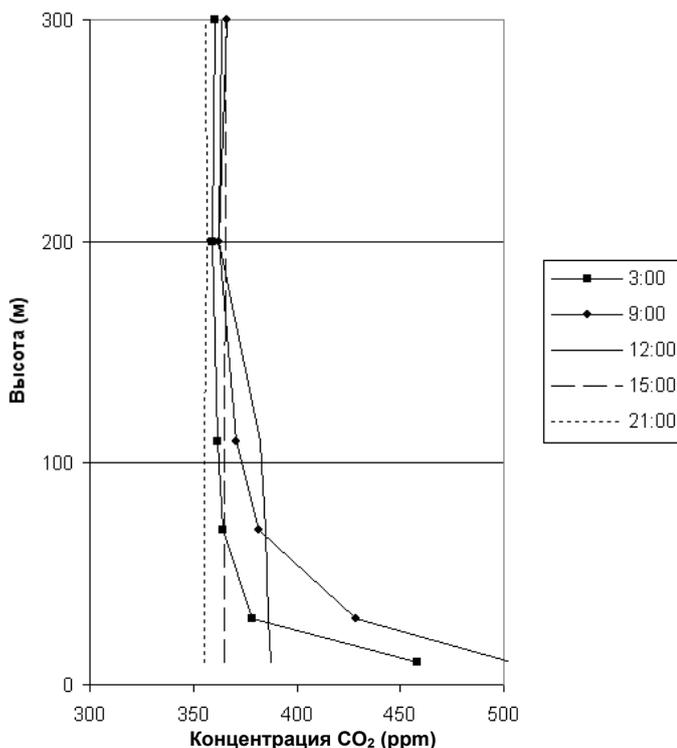
H – высота вышки; H_K – высота слоя конвективного перемешивания; φ_k – средняя концентрация в рассматриваемом объеме Ω ; $\Omega = \left[-\frac{L}{2} \leq x \leq \frac{L}{2}, -\frac{L}{2} \leq y \leq \frac{L}{2}, 0 \leq z \leq H_K \right]$; Q_C – поток у поверхности земли ($z = 0$); Q_{CH} – поток на границе $z = H_K$.

Для определения высоты слоя конвективного перемешивания используется табл. 1 из работы [8].

Таблица 1

Высота слоя перемешивания

Степень устойчивости	Погода	Высота слоя перемешивания H_K , м
Сильно неустойчивая	Очень солнечная летняя погода	2 000
Средне неустойчивая	Солнечно и тепло	1 500
Умеренно неустойчивая	Переменная облачность	1 000
Нейтральная	Облачный день или ночь	750
Умеренно устойчивая	Переменная облачность ночью	300
Средне устойчивая	Ясная ночь	250
Сильно устойчивая	Ясная холодная ночь, ветер слабый	250

Вертикальные распределения концентрации CO_2 в летний период

На рисунке представлены измеренные вертикальные профили для типичных летних суток. Ночью (3:00) наблюдается поток CO_2 с поверхности вследствие дыхания. Выделяемый углекислый газ сконцентрирован около поверхности из-за слабого вертикального перемешивания. До восхода (9:00) концентрация растет в приповерхностных слоях. Днем воздух около поверхности становится теплее, чем в верхнем слое, формируется неустойчивая стратификация и воздух начинает перемешиваться за счет конвекции. В течение дня высота конвективного слоя растет (12:00). Затем (15:00 и 21:00) высота смешанного конвекцией слоя становится выше высоты вышки. В течение этого периода вертикальные градиенты весьма малы и наблюдается уменьшение концентрации CO_2 на всех высотах из-за фотосинтеза. Но уменьшение концентрации происходит не во все дни, это объясняется обменом со смешанным слоем тропосферы на верху конвективного слоя. Следует отметить, что в перемешанном конвек-

тивном слое концентрации на всех высотах практически равны (в среднем различие 1 ppm на км). Значительные градиенты формируются только ночью, когда в приземном слое накапливается углекислый газ. Это накопление не затрагивает концентрации на высоте от 200 метров, а в течение дня газ из этой «копилки» размешивается по всему конвективному слою. Поэтому можно считать, что в конвективном слое $H \leq z \leq H_K$ средняя концентрация $C = C(t, H) = C_H(t)$, где $C_H(t)$ – концентрация на уровне вышки. Тогда

$$\varphi = \frac{1}{H} \int_0^H C(t, z) dz,$$

$$\varphi_k = \frac{1}{H_K} \int_0^{H_K} C(t, z) dz = \frac{H}{H_K} \varphi + \frac{H_K - H}{H_K} C_H. \quad (16)$$

Из (15) и (16) следует

$$Q_C = Q_{CH} + H \frac{d\varphi}{dt} + (H_K - H) \frac{dC_H}{dt}. \quad (17)$$

Анализ результатов измерений на вышках показывает, что $\frac{d\varphi}{dt} \approx \frac{dC_H}{dt}$. Поэтому для оценки потока Q_C из (17) получается упрощенная формула:

$$Q_C^{\text{упрощ}} = Q_{CH} + H_K \frac{dC_H}{dt}. \quad (18)$$

Предполагаем, что обмен между нижним и верхним слоями тропосферы Q_{CH} можно оценить по формуле

$$\hat{Q}_{CH} = \alpha(\hat{C}_H - C_{mp}), \quad (19)$$

где α – скорость массообмена в верхних слоях тропосферы, $\hat{C}_H = \frac{1}{T} \int_0^T C_H dt$ – средняя концентрация CO_2 на интервале $[0, T]$; C_{mp} – концентрация CO_2 в верхних слоях тропосферы.

Коэффициент α определяется для рассматриваемой вышки по данным реанализа [7]. Для оценки среднесуточного потока Q_C применяется следующий алгоритм. По измеренным на вышке концентрациям CO_2 на различных высотах вычисляются среднесуточные значения $\hat{\varphi}_i$ и \hat{C}_{H_i} :

$$\hat{\varphi}_i = \frac{1}{T} \int_0^T \varphi dt, \quad \hat{C}_{H_i} = \frac{1}{T} \int_0^T C_H dt,$$

где i – номер суток; $T = 24$ часа. Тогда из (17), (18) следуют формулы для вычисления среднесуточных значений потока \hat{Q}_C :

$$\hat{Q}_C = \hat{Q}_{CH} + H \cdot \frac{\hat{\varphi}_{i+1} - \hat{\varphi}_i}{24} + (H_K - H) \cdot \frac{C_{H_{i+1}} - C_{H_i}}{24}, \quad (20)$$

$$\hat{Q}_C^{\text{упрощ}} = \hat{Q}_{CH} + H_K \frac{\hat{C}_{H_{i+1}} - \hat{C}_{H_i}}{24}, \quad (21)$$

где \hat{Q}_C – средний поток на промежутке времени между i и $i + 1$ сутками, \hat{Q}_{CH} определяется по (19). Летом в основном $\hat{C}_H < C_{mp}$ и $Q_{CH} < 0$; зимой $\hat{C}_H > C_{mp}$ и $Q_{CH} > 0$. Значения C_{mp} определялись по значениям \hat{C}_H . Для «летнего» периода $C_{mp} \geq \hat{C}_{H \max}$, для «зимнего» – $C_{mp} \leq \hat{C}_{H \min}$.

Примеры расчетов и анализ полученных результатов

В качестве исходной информации для оценки потока углерода использовали базу данных измерений концентраций CO_2 на вышке с координатами 45° северной широты и 90° восточной долготы [9].

Таблица 2

Среднемесячные потоки Q_C в «летний» период ($\text{г} \cdot \text{С} / \text{м}^2 \cdot \text{сут}$)

$\hat{Q}_C^{сп}$	\hat{Q}_C (20)	$\hat{Q}_C^{упрощ}$ (21)	\hat{Q}_C^H	\hat{Q}_C , $H = 244 \text{ м}$ (20)	$\hat{Q}_C^{упрощ}$, $H = 244 \text{ м}$ (21)
Месяц					
Май	0,46	0,46	+0,2	0,61	0,60
Июнь	-1,21	-1,24	-2,35	-1,0	-1,03
Июль	-2,47	-2,48	-2,35	-2,36	-2,37
Август	-2,13	-2,12	-1,22	-1,97	-1,95
Сентябрь	-0,67	-0,66	+0,15	-0,56	-0,56

В табл. 2 приведены результаты расчетов потоков \hat{Q}_C по формулам (20) и (21). Как видно, результаты достаточно близкие, поэтому предлагается использовать упрощенную формулу (21), без вычисления средней концентрации $\hat{\phi}$. В таблицах приведены оценки потоков из работы [10] (\hat{Q}_C^H).

Были выполнены расчеты по формуле (21) для данных измерений на высоте 396 и 244 м. Результаты отличаются незначительно, поэтому можно применять предлагаемый метод и для вышек меньшей высоты. В табл. 3 приведен результат расчетов для «летнего» периода, в табл. 4 – для «зимнего» периода.

Таблица 3

Среднемесячные потоки Q_C в «летний» период

Летние месяцы	$\hat{Q}_C^{упрощ}$, $\text{г} \cdot \text{С} / \text{м}^2 \cdot \text{сут.}$	$\hat{Q}_C^{упрощ}$, $\text{г} \cdot \text{С} / \text{м}^2 \cdot \text{мес.}$	\hat{Q}_C^H , $\text{г} \cdot \text{С} / \text{м}^2 \cdot \text{сут.}$	\hat{Q}_C^H , $\text{г} \cdot \text{С} / \text{м}^2 \cdot \text{мес.}$
Май	0,46	14,34	0,2	6,2
Июнь	-1,24	-37,39	-2,35	-70,5
Июль	-2,48	-76,96	-2,35	-72,85
Август	-2,12	-65,65	-1,22	-37,82
Сентябрь	-0,66	-19,69	0,15	4,5
Всего		-185,36		-170,47

Из картины сезонной динамики (см. табл. 3, 4) следует, что в летнее время $\hat{Q}_C < 0$, т. е. осуществляется сток CO_2 из атмосферы, а переход от стока углерода к эмиссии происходит для этой местности в конце сентября – начале октября.

Таблица 4

Среднемесячные потоки Q_C в «зимний» период.

Зимние месяцы	$\hat{Q}_C^{упрощ}$, $\text{г} \cdot \text{С} / \text{м}^2 \cdot \text{сут.}$	$\hat{Q}_C^{упрощ}$, $\text{г} \cdot \text{С} / \text{м}^2 \cdot \text{мес.}$	\hat{Q}_C^H , $\text{г} \cdot \text{С} / \text{м}^2 \cdot \text{сут.}$	\hat{Q}_C^H , $\text{г} \cdot \text{С} / \text{м}^2 \cdot \text{мес.}$
Январь	0,67	20,70	0,39	12,09
Февраль	0,60	17,28	0,39	11,31
Март	0,59	18,25	0,39	12,09
Апрель	0,70	21,04	0,39	11,7
Октябрь	0,08	2,39	0,96	29,76
Ноябрь	0,81	24,31	0,96	28,8
Декабрь	0,74	22,92	0,39	12,09
Всего	4,19	126,89	3,87	117,84

Рассчитаем суммарные потоки \hat{Q}_C за «летний» и «зимний» периоды:
 $\hat{Q}_C^{\text{летний}} \approx -185,4 \text{ г} \cdot \text{С} / \text{м}^2 \cdot \text{лето}$, объем эмиссии углерода в течение холодного сезона составляет $\hat{Q}_C^{\text{зимний}} \approx 126,9 \text{ г} \cdot \text{С} / \text{м}^2 \cdot \text{зима}$, отсюда общий годовой баланс углерода $\hat{Q}_C^{\text{годовой}} \approx -58,5 \text{ г} \cdot \text{С} / \text{м}^2 \cdot \text{год}$.

Итак, суммарный годовой поток отрицательный, т. е. в данном регионе преобладает поглощение углерода наземными экосистемами.

Заключение

Предложен способ оценки потока углерода вблизи поверхности земли с использованием точечной модели и измеренных на вышке вертикальных распределений концентраций CO_2 . Выполнены расчеты для данных измерений на высоте 396 и 244 м. Так как результаты отличаются незначительно, то можно применять предлагаемый метод и для вышек меньшей высоты. Показано, что в балансе углерода рассмотренного региона поглощение наземными экосистемами преобладает над эмиссией.

Список литературы

1. Denman K. L., Brasseur G., Chidthaisong A. et al. Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry // *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. 2007. Cambridge University Press, Cambridge, UK and NY, USA, 2007.
2. Bakwin P. S., Davis K. J., Yi C., Wofsy S. C. et al. Regional carbon dioxide fluxes from mixing ratio data / *Tellus*. 2004. Ser. B. № 56. P. 301–311.
3. Helliker B., Berry J., Betts A., Davis K., Bakwin P. Estimates of ABL-scale net carbon dioxide flux in Central Wisconsin // *Transitions of American Geophysical Union*. 2004. Vol. 84(46).
4. Cleugh H. A., Grimmond C. S. B. Modelling regional scale surface energy exchanges and CBL growth in a heterogeneous, urban-rural landscape // *Boundary layer meteorology*. 2001. № 98. P. 1–31.
5. Яговкина С. В., Кароль И. Л., Зубов В. А. и др. Оценки потоков метана в атмосферу с территории газовых месторождений севера Западной Сибири с использованием трехмерной региональной модели переноса // *Метеорология и гидрология*. 2003. № 4. С. 49–62.
6. Белолипецкий В. М., Белолипецкий П. В., Дегерменджи А. Г. Одномерная модель вертикального распределения углерода в атмосфере // *Сибирский экологический журнал*. 2004. Т. 11, № 5. С. 789–792.
7. Earth System Research Laboratory Physical Sciences Division: U.S. Department of Commerce – Boulder, CO.: Earth System Research Laboratory, 1954–2010. URL: <http://www.esrl.noaa.gov>.
8. Глаголев М. В., Суворов М. В. Эмиссия метана болотными почвами средней тайги Западной Сибири (на примере Ханты-Мансийского автономного округа) // *Доклады по экологическому почвоведению*. 2007. № 2, вып. 6. С. 90–162.
9. Earth System Research Laboratory Global Monitoring Division: ftp / U.S. Department of Commerce – Boulder, CO.: Earth System Research Laboratory, 1954–2010. URL: <ftp://ftp.cmdl.noaa.gov/ccg/towers>.
10. Davis K. J., Bakwin P. S., Yi Chuixiang et al. The annual cycles of CO_2 and H_2O exchange over a northern mixed forest as observed from a very tall tower // *Global Change Biology*. 2003. № 9. P. 1278–1293.

Материал поступил в редколлегию 14.02.2011

V. M. Belolipetsky, P. V. Belolipetsky

ESTIMATION OF CARBON FLUX BETWEEN ATMOSPHERE AND TERRESTRIAL ECOSYSTEM USING VERTICAL DISTRIBUTION OF CO_2 CONCENTRATIONS MEASURED ON TALL-TOWER

Zero-dimensional model for estimation carbon flux between atmosphere and surface using CO_2 concentrations measured on tall tower is considered. Examples of calculations are discussed.

Keywords: carbon dioxide, atmosphere boundary layer, zero-dimensional model.