

АТМОСФЕРНАЯ РАДИАЦИЯ, ОПТИЧЕСКАЯ ПОГОДА И КЛИМАТ

УДК 551.51

## Оценка глобальных потоков CO<sub>2</sub> для 2009–2010 гг. с использованием данных наземных и спутниковых (GOSAT) наблюдений при помощи электрических ортогональных функций

Р.В. Журавлев<sup>1</sup>, А.В. Ганьшин<sup>1</sup>, Ш.Ш. Максютлов<sup>2</sup>,  
С.Л. Ощепков<sup>2</sup>, Б.В. Хаттатов<sup>3\*</sup>

<sup>1</sup>ФГБУ «Центральная аэрологическая обсерватория»  
141700, г. Долгопрудный, Московская обл., ул. Первомайская, 3, Россия

<sup>2</sup>National Institute for Environmental Studies  
16-2 Onogawa, Tsukuba, Ibaraki, 305-8506, Japan

<sup>3</sup>Fusion Numerics International LLC  
373 Arapahoe Ave, Boulder, CO, USA, 80302

Поступила в редакцию 1.02.2012 г.

Обратная задача атмосферного переноса решалась в приложении к оценке среднемесячных приземных потоков CO<sub>2</sub> для 2009 г. с использованием наземных наблюдений CO<sub>2</sub>, а также начиная с июня 2009 г. с использованием наблюдений со спутника GOSAT. Поправки к полям потоков для интересующего нас вида источника описываются как линейная комбинация принципиальных компонент соответствующих полей газообмена на поверхности. Для расчета атмосферного переноса используется совмещенная эйлерово-лагранжева модель (GELCA model). В связи с тем что используется большое количество наблюдений (3000–5000 в месяц), для решения обратной задачи была выбрана методика калмановского сглаживания с фиксированной длиной окна ассимиляции, которая позволяет оценивать месячные потоки последовательно, в соответствии с выбранным размером окна ассимиляции. Результаты расчетов представлены в виде двумерных полей среднемесячных потоков, а также перерасчитаны для выбранных регионов. Расчеты показывают существенное уменьшение оценки неопределенности потоков при использовании наблюдений со спутника GOSAT.

*Ключевые слова:* парниковые газы, атмосфера, моделирование переноса примесей, обратные задачи; greenhouse gases, atmosphere, modeling of admixtures transport, inverse problems.

### Введение

Потепление климата, наблюдаемое в течение XX в. [1], в ряде исследований с большой вероятностью приписывается антропогенным выбросам углекислого газа и других парниковых газов [2–4]. Было также обнаружено, что не все выбросы CO<sub>2</sub> остаются в атмосфере, около половины выбросов поглощаются океаном и наземными экосистемами [5]. Поглощение CO<sub>2</sub> объясняют тем, что рост концентрации CO<sub>2</sub>, температуры и осадков приводит к росту продуктив-

ности наземных экосистем [6–8], а также тем, что рост концентрации CO<sub>2</sub> приводит к поглощению CO<sub>2</sub> океаном [9]. Модели и оценки указывают, что рост биомассы лесов в условиях потепления климата вполне может объяснить наблюдаемые стоки углерода [10, 11], несмотря на наличие положительных обратных связей между потеплением и выбросами CO<sub>2</sub> и метана за счет усиления пожаров [12], таяния мерзлоты в высоких широтах [13]. Даже при наличии большого объема данных мониторинга потоков углерода в различных экосистемах [14], точность оценок потоков для больших регионов, стран и континентов остается не достаточно высокой для решения задач оценки успешности мер по управлению выбросами парниковых газов [15] и калибровки моделей долгосрочного прогноза изменчивости углеродного цикла в условиях потепления климата.

\* Руслан Валерьевич Журавлев (ruslan.zhuravlev@gmail.com); Александр Викторович Ганьшин (alex@ganshin.ru); Шамиль Шавратович Максютлов (shamil@nies.go.jp); Сергей Леонидович Ощепков (sergey.oshchepkov@nies.go.jp); Борис Вячеславович Хаттатов (boris@fusionnumerics.com).

На данный момент в задаче по количественной оценке потоков существуют два подхода. Первый подход (снизу вверх) состоит в объединении и усреднении на региональном уровне (100–1000 км) локальных потоков атмосферной компоненты, оцененных с помощью наземных, мачтовых и самолетных измерений, а также инвентаризации промышленных выбросов [16]. Основным недостатком такого подхода являются низкая плотность и пространственная неоднородность точек наблюдения в интересующем нас регионе и ошибки экстраполяции на региональные и глобальные масштабы. Таким образом, при данном подходе ошибки оценок эмиссий нарастают при переходе от локального к глобальному уровню. Второй подход (сверху вниз) основывается на использовании обратного моделирования, когда по глобальному пространственно-временному распределению концентрации какой-либо компоненты в атмосфере определяются источники и стоки этой компоненты [15]. Для реализации такого подхода используются данные наземных, самолетных, спутниковых наблюдений, а также модельных расчетов. Местоположение и интенсивность потоков интересующей нас компоненты определяются из условия минимизации разности модельных и измеренных значений концентрации этой компоненты. Данная статья посвящена второму подходу.

Рассмотрим математическую постановку задачи. Используя традиционный байесов подход [17], мы можем составить функционал, называемый «невязкой», который состоит из двух частей: отличие между априорной оценкой потоков и истинным значением потоков; отличие между смоделированными и реальными наблюдениями [18–20]:

$$F(\mathbf{x}) = \frac{1}{2}(\mathbf{y} - \mathbf{H}\mathbf{x})^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y} - \mathbf{H}\mathbf{x}) + \frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_p)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_p), \quad (1)$$

где  $\mathbf{y}$  — вектор наблюдений размерности  $n$ ;  $\mathbf{x}_p$  — априорная оценка для приземных потоков размерности  $m$ ;  $\mathbf{x}$  — вектор неизвестных, который мы собираемся оценить, размерности  $m$ ;  $\mathbf{H}$  — оператор модели (размерности  $n \times m$ ), который переводит вектор потоков в вектор наблюдений;  $\mathbf{R}$  — матрица ковариации для наблюдений (размерности  $n \times n$ );  $\mathbf{B}$  — матрица ковариации для априорной оценки вектора приземных потоков (размерности  $m \times m$ ).

Большинство публикаций, посвященных разработке методик и оценке приземных источников  $\text{CO}_2$ , используют довольно точные стационарные наблюдения, количество которых мало для существенного уменьшения неопределенности в потоках [21, 22]. Различные исследования показывают, что при использовании большого количества наблюдений, которые достаточно плотно покрывают земной шар (наблюдения

из космоса), позволят сильно уменьшить существующие неопределенности в потоках [23–29].

В конце января 2009 г. был запущен японский спутник (GOSAT) для измерений парниковых газов. Высота орбиты спутника 666 км, один виток аппарат делает за 100 мин, а возвращается в ту же точку орбиты через 3 дня. Измерения проводятся при помощи Фурье-спектрометра (Fourier Transform Spectrometer) теплового и ближнего ИК-диапазона (Thermal and Near-infrared Sensor for carbon Observation) и прибора для измерения облачности и аэрозолей (Cloud Aerosol Imager) [30].

В настоящей статье представлена разработанная схема ассимиляции спутниковых и станционных данных измерений. В нее входят следующие объекты. Для описания процессов переноса примесей в атмосфере используется совмещенная эйлерово-лагранжева модель GELCA [31]. Эта модель переводит двумерные приземные потоки  $\text{CO}_2$  в концентрации в точках наблюдения для станций и в  $\text{XCO}_2$  (содержание в столбе) для спутниковых наблюдений. Также была разработана схема решения обратной задачи, предложенная в [32], которая называется калмановский сглаживатель с фиксированным окном ассимиляции.

Эта схема представляет собой итеративный метод оценки, который позволяет разбить большое количество данных на определенные наборы меньшего размера и усваивать эти наборы последовательно, что снижает вычислительные затраты. Используя метод корректировки потоков при помощи эмпирических ортогональных функций (ЭОФ), описанный в [33], а также представленную выше систему ассимиляции, мы восстановили приземные потоки  $\text{CO}_2$  с разрешением  $1^\circ \times 1^\circ$  для 2009–2010 гг.

## 1. Данные наблюдений

Для решения обратной задачи использовались результаты двух видов измерений: стационарных и спутниковых.

Данные стационарных измерений брались из открытой базы данных колбовой сети наблюдений Национального океанического и атмосферного агентства (NOAA) за 2009–2010 гг. Мы использовали 60 станций, расположенных по всему миру (рис. 1) [34].

За 3 дня прибор, установленный на спутнике, делает несколько десятков тысяч измерений, покрывающих земной шар, но после анализа этих данных остается несколько процентов, которые можно взять для расчета.

В настоящей статье использовались данные о содержании  $\text{CO}_2$  в столбе ( $\text{XCO}_2$ ), полученные при помощи PPDF-DOAS [35]. Значения  $\text{XCO}_2$ , посчитанные по данной методике, начинаются с июня 2009 г. (рис. 1).

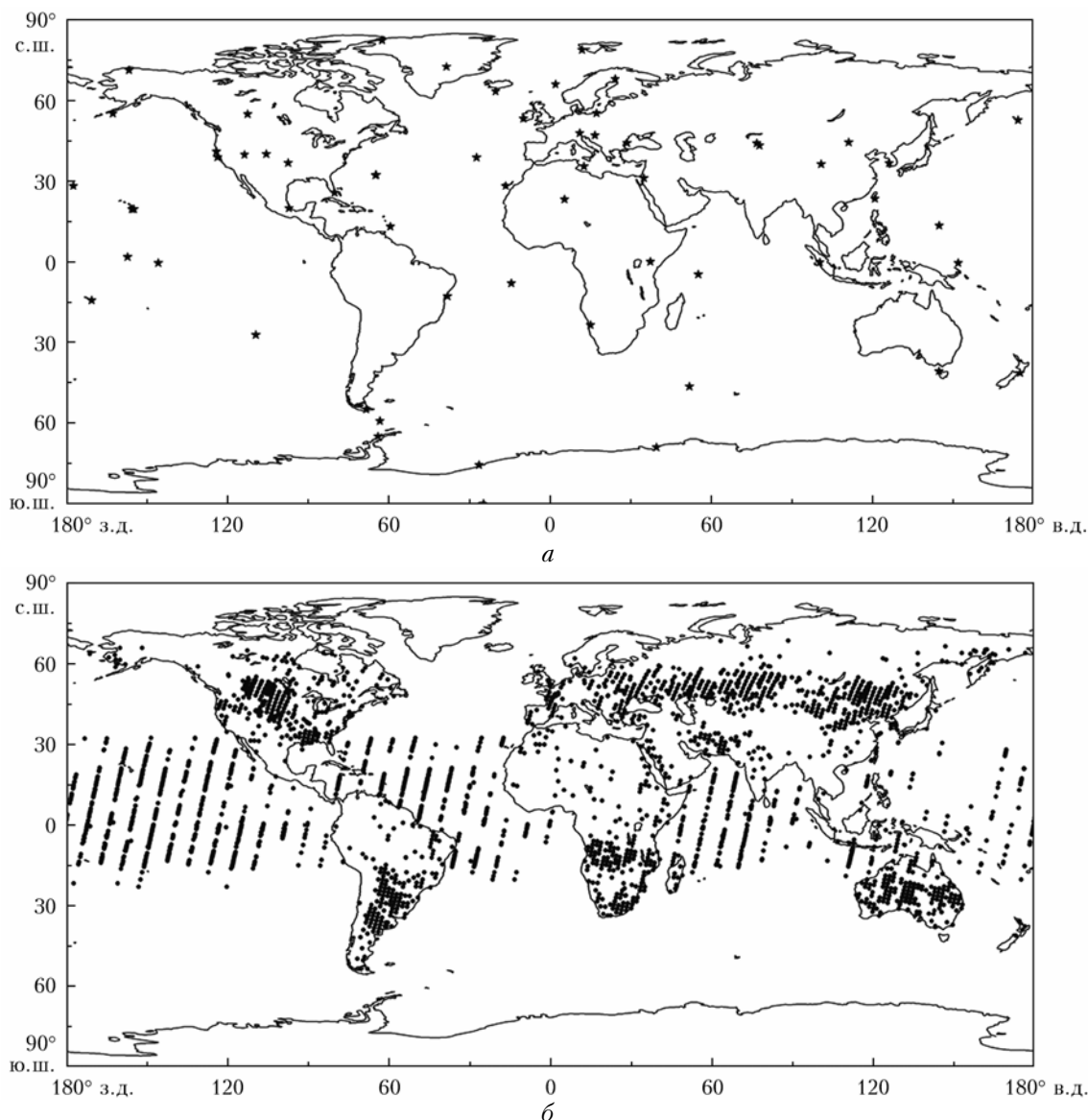


Рис. 1. Расположение станций сети колбовых наблюдений NOAA (а) и распределение спутниковых наблюдений XCO<sub>2</sub> GOSAT PPDF-DOAS для 1 мес (б)

## 2. Описание потоков

Приземные потоки CO<sub>2</sub> разделены на 4 вида: антропогенные источники, лесные пожары, обмен биосферы с атмосферой и обмен океана с атмосферой. При этом корректировались только два последних вида.

Антропогенные источники были взяты из открытой базы антропогенных эмиссий (ODIAC) [36], пожары — из глобальной базы данных по пожарным эмиссиям (GFED 3.0), полученным в [37]. Описанные виды потоков были представлены в виде среднемесячных двумерных полей с пространственным разрешением 1°×1° для соответствующего периода времени 2009–2010 гг.

Для описания и корректировки биосферных и океанических потоков выбран метод, описанный в [33], в основе которого лежит использование эмпирических ортогональных функций. Предлагается

представлять географическое распределение поверхностных потоков CO<sub>2</sub> как линейную комбинацию набора рассчитанных ЭОФ [см. формулу (1)]:

$$\mathbf{x} = \mathbf{x}_{pr} + \sum_{i=1}^N \alpha_i \mathbf{EOF}_i, \quad (2)$$

где  $\mathbf{x}_{pr}$  — вектор фиксированных глобальных полей для соответствующего вида источника размерности  $k$ ;  $\mathbf{EOF}_i$  — вектор эмпирических ортогональных функций размерности  $k$ . В данной постановке задача сводится к определению соответствующих коэффициентов  $\alpha_i$ .

Эта комбинация содержит информацию о климатологической пространственной изменчивости выбросов, а также о статистической корреляции между различными ячейками. Использование данной методики приводит к получению гладких поверхностных

потоков в глобальном масштабе. Также преимуществом данного подхода является то, что для точного описания поверхностных потоков  $\text{CO}_2$  требуется относительно небольшое число ЭОФ.

Соответственно, для того чтобы рассчитать ЭОФ для биосферных и океанических потоков, нам необходима их временная статистика. Для биосферы были выбраны результаты расчетов биосферной модели VISIT 3.0 [38, 39], которые представлены в виде двумерных полей с разрешением  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ , с дневным временным шагом на период времени 2000–2010 гг. Данная модель учитывает 15 типов вегетации. В нашем случае поля были переведены на сетку  $1^\circ \times 1^\circ$  и усреднены до среднемесячных потоков (поскольку в данной задаче нас интересуют среднемесячные значения). Затем, собрав имеющуюся временную статистику, как описано в работе [33], и используя SVD-разложение, мы получили ЭОФ для биосферы.

Океанические потоки получены с помощью системы ассимиляции 4D-var [40]. Данная система усваивает концентрации  $\text{CO}_2$  в приповерхностном слое океана ( $p\text{CO}_2$ ), а также поток между океаном и атмосферой. Полученные данные представляются в виде двумерных полей среднемесячных потоков на сетке  $1^\circ \times 1^\circ$  и покрывают период с 2000 по 2010 г. По данному временному ряду были рассчитаны ЭОФ тем же способом, что и для биосферы.

Проведенные исследования показали, что для удовлетворительного описания пространственной и временной изменчивости биосферных и океанических потоков необходимо 120 и 115 ЭОФ соответственно. Таким образом, размер вектора состояния для одного месяца равен 235.

### 3. Решение обратной задачи

Для того чтобы минимизировать функционал, описанный в уравнении (1), необходимо взять производную по величине, которую мы хотим определить, и приравнять ее к нулю:

$$\frac{\partial F(\mathbf{x})}{\partial \mathbf{x}} = 0. \quad (3)$$

После некоторых манипуляций с первой производной данного функционала мы получаем решение в виде так называемого фильтра Калмана:

$$\mathbf{x} = \mathbf{x}_p + \mathbf{K}(\mathbf{y} - \mathbf{H}\mathbf{x}_p); \quad (4)$$

$$\mathbf{K} = \mathbf{V}\mathbf{H}^T(\mathbf{H}\mathbf{V}\mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1}; \quad (5)$$

$$\mathbf{A} = (\mathbf{I} - \mathbf{K}\mathbf{H})\mathbf{V}. \quad (6)$$

Или существует его альтернативная формулировка:

$$\mathbf{x} = \mathbf{x}_p + [\mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}\mathbf{H} + \mathbf{V}^{-1}]\mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y} - \mathbf{H}\mathbf{x}_p); \quad (7)$$

$$\mathbf{A} = [\mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}\mathbf{H} + \mathbf{V}^{-1}]^{-1}, \quad (8)$$

где  $\mathbf{A}$  — апостериорная матрица ковариации для вектора состояния. Отличие формулировок (4)–(6) и (7), (8) в том, что в первом случае размер матрицы, от которой необходимо посчитать обратную, —  $n \times n$  ( $n$  — размерность вектора наблюдений), а во втором случае  $m \times m$  ( $m$  — размерность вектора состоя-

ния). Если число неизвестных потоков существенно меньше, чем количество наблюдений, то более эффективно использовать уравнения (7), (8) с точки зрения вычислительных затрат.

При работе со спутниковыми данными возникает проблема, связанная с тем, что для каждого месяца накапливается довольно большое количество наблюдений. Это приводит к тому, что размерность некоторых компонент, таких как  $\mathbf{R}$ ,  $\mathbf{H}$  и  $\mathbf{y}$  (уравнения (1), (4)–(6) и (7), (8)), сильно увеличивается. Если при использовании станционных данных размер вектора наблюдений равен примерно 200–300 событиям за 1 мес, то в случае спутниковых наблюдений размер увеличивается до 4000–5000 (среднее значение 4500) за 1 мес. Следовательно, если мы хотим оценить потоки для одного года, то размерность матрицы  $\mathbf{H}$  с использованием ЭОФ будет  $4500 \cdot 12 = 54000$  на  $235 \cdot 12 = 2820$ . Поскольку размерность задачи существенно увеличилась, вычислительные затраты тоже увеличились.

Для более эффективной работы с большим количеством данных был выбран метод, описанный в [32], который называется Калмановский сглаживатель с фиксированным окном ассимиляции (Fix-Lag Kalman Smoother). Авторы этой работы заметили, что если посмотреть на поведение функции отклика для какой-либо точки наблюдения, рассчитываемой транспортной моделью, то можно увидеть, что со временем отклик замешивается в тропосфере и выходит на определенное постоянное значение. В среднем время выхода на это постоянное значение занимает 4–6 мес, в зависимости от положения источника и станции наблюдения. В нашем случае было выбрано окно задержки размером 4 мес. Следовательно, можно представить задачу в следующем виде. Для некоторого  $i$ -го шага по времени (в нашем случае 1 мес) мы получим вместо  $\mathbf{H}$  матрицу  $\mathbf{H}^*$ , в которой для всех наблюдений, накопленных для текущего месяца, удерживаются отклики только от источников  $i$ -го,  $(i-1)$ -го,  $(i-2)$ -го и  $(i-3)$ -го месяца. Таким образом, размерность  $\mathbf{H}^*$  для каждого шага по времени будет 4500 на  $235 \cdot 4 = 940$ . При этом видно, что потоки для каждого месяца в процессе итераций определяются по 4 раза, после чего считается, что данные источники достаточно хорошо нами определены и в дальнейших расчетах принимаются фиксированными.

### 4. Совмещенная модель

Качество решения обратной задачи напрямую зависит от качества решения прямой задачи, т.е. насколько хорошо мы можем смоделировать наблюдаемые на станциях концентрации, используя процессы, описанные в моделях. Как известно, глобальные эйлеровы модели работают на пространственных сетках с определенным шагом, а значит, точность данных моделей зависит от пространственного разрешения этих моделей, поскольку предполагается, что внутри ячейки концентрация распределена равномерно (данное приближение приводит к так называемой численной диффузии). В нашем случае

модель NIES TM имеет пространственное разрешение  $2,5^\circ$  по широте и  $2,5^\circ$  по долготе, а также 32  $\sigma$ -θ-уровня по высоте [41].

Понятно, что восстановить значение модельной концентрации для станции наблюдения (т.е. в точке), которая находится где-то внутри такой большой ячейки, мы можем несколькими способами: присвоить модельному значению на станции среднюю концентрацию по всей ячейке, что является довольно грубым приближением; билинейно интерполировать концентрации из узлов ячейки в точку станции, что может приводить к дополнительным введенным нами же ошибкам.

Другой вид моделей — лагранжевы модели. Простейшим вариантом лагранжевой модели является траекторная модель, в которой движение воздушных масс описывается с помощью одной воздушной частицы, которая перемещается в пространстве в поле скоростей ветра. Более совершенными являются дисперсионные модели, в которых для описания воздушной среды используется не одна, а большое количество частиц. Помимо этого к скоростям ветра добавляется поправка на такие процессы, как конвекция, турбулентная диффузия и т.д., при этом в данных моделях отсутствует численная диффузия. Каждый из типов модели имеет свои достоинства и недостатки. Так, эйлеровым моделям присуща численная диффузия и расчеты ведутся на сетке, размеры которой ограничены, однако данные модели хорошо описывают процессы в глобальном масштабе. Для приемлемых расчетов по лагранжевым моделям требуются очень продолжительные траектории, которые требуют значительных вычислительных мощностей. Однако таким траекториям не всегда можно доверять, ввиду того что со временем нарастает ошибка положения воздушной частицы.

В связи с этим нами был выбран 2-шаговый алгоритм, в котором первоначальные расчеты проводятся на грубой сетке эйлеровой модели (как описано выше), а затем используется лагранжева дисперсионная модель на коротком промежутке времени, притягивая соответствующие концентрации к точке наблюдения и собирая локальные приземные источники. Данная схема позволяет значительно сократить время счета и улучшить точность расчетов за счет объединения достоинств этих моделей и устранения тем самым их недостатков [31]. В нашем случае мы использовали траектории длиной от 2 до 3 дней. Разница длин траекторий обусловлена тем, что от даты наблюдения вычиталось 2 дня и далее время приводилось к 00 ч для полученных суток.

Также есть отличие в работе с стационарными и спутниковыми наблюдениями. Для стационарных наблюдений все частицы (1000 штук) дисперсионной лагранжевой модели распускаются в обратном направлении по времени из одной точки, характеризуемой координатами по широте, долготе, высоте и времени. Так как спутниковые наблюдения привязаны не к точке пространства, а имеют некоторый конечный размер на плоскости (диаметр пятна порядка 8 км), то положение частиц задается на основе данных о центре «пятна» (положение по широте, долготе и време-

ни измерения), при этом частицы лагранжевой модели распределяются в вертикальном направлении в соответствии с весовой функцией для данной точки измерения.

Рассмотрим, как влияют такие изменения на компоненты уравнения (1). Очевидно, что применение совмещенной модели влияет только на оператор модели, который переводит пространство потоков в пространство наблюдений. Как описывалось выше, получение функций откликов  $\mathbf{H}$  с использованием только эйлеровой модели сводится к пространственной и временной интерполяции с трехмерной сетки модели в конкретную точку наблюдения в конкретный момент времени для каждой компоненты вектора состояния  $\mathbf{x}$ . Для совмещенной модели создание матрицы  $\mathbf{H}$  происходит сложнее.

Рассмотрим структуру матрицы  $\mathbf{H}$ :

$$\mathbf{H} = [\mathbf{h}_1 \mathbf{h}_2 \dots \mathbf{h}_m], \quad (9)$$

где  $\mathbf{h}_i$  — вектор-столбец откликов размерности  $n$  (в соответствии с количеством наблюдений) для  $i$ -й компоненты вектора состояния. Каждый такой вектор можно представить в следующем виде:

$$\mathbf{h}_i = \mathbf{F}^{3D} \mathbf{r}_i + \mathbf{F}^{2D} \mathbf{x}_i, \quad (10)$$

где  $\mathbf{F}^{3D}$  — матрица откликов для наблюдений от трехмерной сетки NIES TM, рассчитанная при помощи лагранжевой модели FLEXPART;  $\mathbf{F}^{2D}$  — матрица откликов для наблюдений от двумерных приземных потоков, рассчитанная по модели FLEXPART;  $\mathbf{r}_i$  — трехмерное поле эйлеровой модели, представленное в виде вектора, для  $i$ -й компоненты вектора состояния;  $\mathbf{x}_i$  —  $i$ -я компонента вектора состояния (значение потока). Следовательно,  $\mathbf{r}_i$  можно расписать следующим образом:

$$\mathbf{r}_i = \mathbf{M}^{\text{NIES}} \mathbf{x}_i, \quad (11)$$

где  $\mathbf{M}^{\text{NIES}}$  — матрица модели NIES TM, переводящая приземные потоки в трехмерное поле концентраций. Таким образом, скомбинировав уравнения (10) и (11), мы получим общее выражение для  $\mathbf{h}_i$ :

$$\mathbf{h}_i = (\mathbf{F}^{3D} \mathbf{M}^{\text{NIES}} + \mathbf{F}^{2D}) \mathbf{x}_i. \quad (12)$$

Проведя подобные расчеты для каждой компоненты вектора состояния, мы можем собрать полную матрицу  $\mathbf{H}$  и решить уравнения (4)–(8).

## 5. Метеорологические данные для численных моделей

В данном исследовании нами используются две численные модели: эйлерова модель NIES TM и лагранжева модель FLEXPART 8.0. Данные модели были модифицированы под использование одинакового набора метеорологических данных JCDAS [31, 41, 42]. Эти данные представлены на гибридной вертикальной сетке  $\sigma$ -давление (40 уровней) и горизонтальной гауссовой сетке (T106). Поскольку обе модели работают на регулярных сетках, то при помощи билинейной интерполяции был проделан переход с гауссовой

сетки на регулярную с пространственным разрешением  $1,25^\circ \times 1,25^\circ$ . Вертикальная структура остается прежней.

## 6. Результаты

На основе вышеописанной системы усвоения данных были проведены расчеты с января 2009 по июнь 2010 г. Результатами расчетов являются глобальные двумерные поля приземных среднемесячных потоков  $\text{CO}_2$  с разрешением  $1^\circ \times 1^\circ$  для суши и океана. Результаты были разделены на три вида в соответствии с набором данных наблюдений: по-

лученные с использованием только колбовых наземных измерений, только спутниковых измерений (начиная с июня 2009 г.) и наземных и спутниковых измерений. Оптимизированные двумерные поля потоков показаны на рис. 2.

Представлены два сезона: зима и лето. Для летнего периода существенные отличия между тремя наборами данных наблюдаются в Южной Америке, Центральной Африке и области Малайзии. Для зимнего периода заметных различий в пространственном распределении источников и стоков не наблюдается. Также были проведены расчеты, которые показывают, на сколько процентов

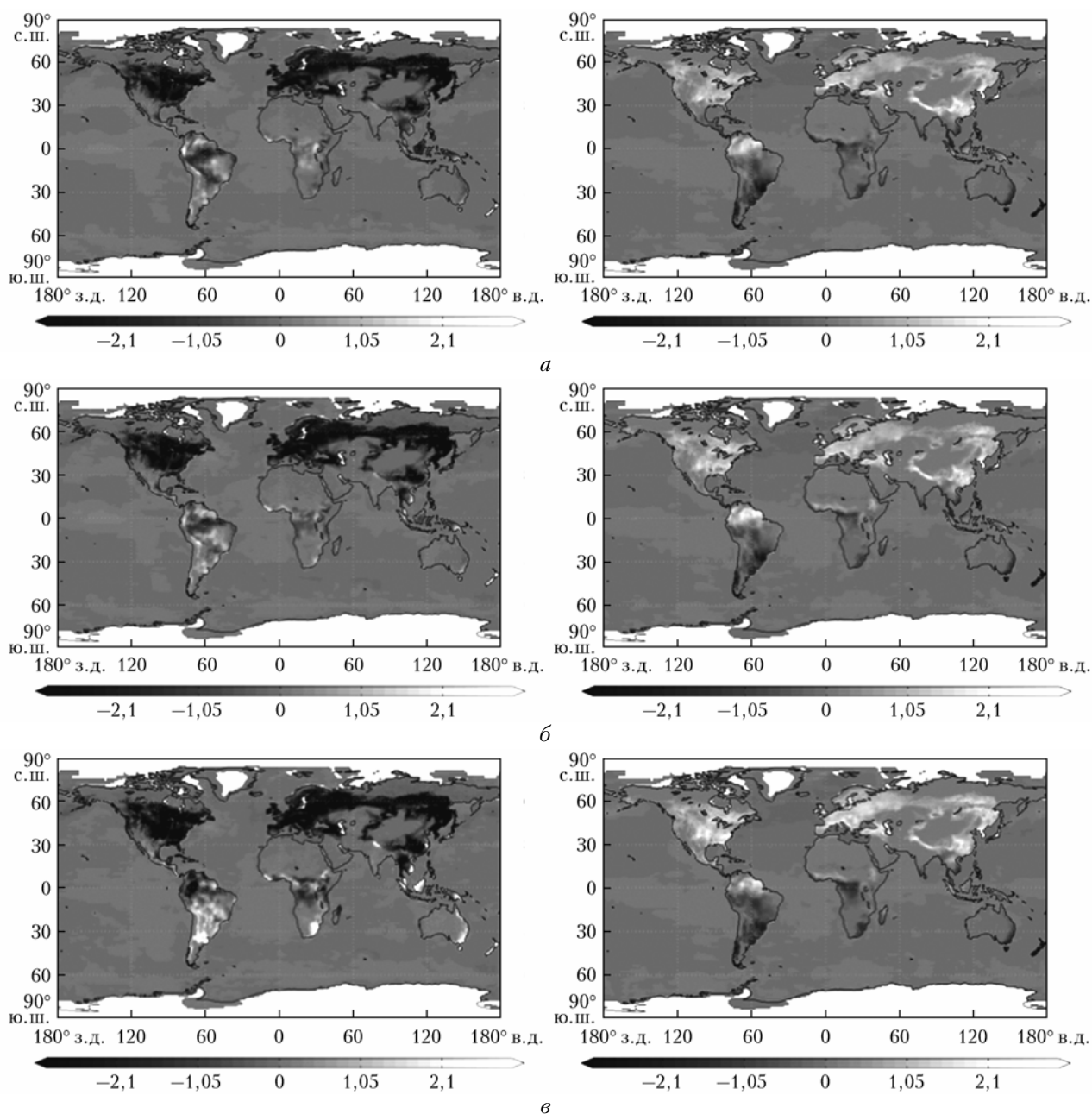


Рис. 2. Потоки  $\text{CO}_2$  ( $\text{г}/\text{м}^2/\text{день}$ ) для летнего периода (левый столбец) и зимнего периода (правый столбец): *а* – результаты, полученные с использованием только стационарных наблюдений, *б* – стационарных и спутниковых наблюдений, *в* – только спутниковых наблюдений

уменьшилась неопределенность потоков в каждой точке сетки. Рассчитывалась она следующим образом:

$$\gamma = \left(1 - \frac{\sigma^{\text{до}}}{\sigma^{\text{после}}}\right) \cdot 100\%, \quad (13)$$

где  $\sigma^{\text{до}}$  — априорная неопределенность потоков,  $\sigma^{\text{после}}$  — неопределенность потоков после усвоения данных. Соответствующие двумерные карты для зимнего сезона представлены на рис. 3.

Видно, что наибольшее уменьшение ошибки потоков мы получаем при использовании комбинации

спутниковых и станционных данных. Также можно заметить, что наибольшее уменьшение неопределенности потоков происходит над сушей. Это связано с тем, что океанические потоки существенно меньше по величине по сравнению с биосферными и, следовательно, отклик от них в точку наблюдения будет гораздо слабее.

Также мы можем рассчитать потоки и соответствующие им неопределенности для выбранных географических регионов на земной поверхности. В данном случае мы выбрали распределение регионов из эксперимента TRANSCOM [43, 44] (рис. 4).

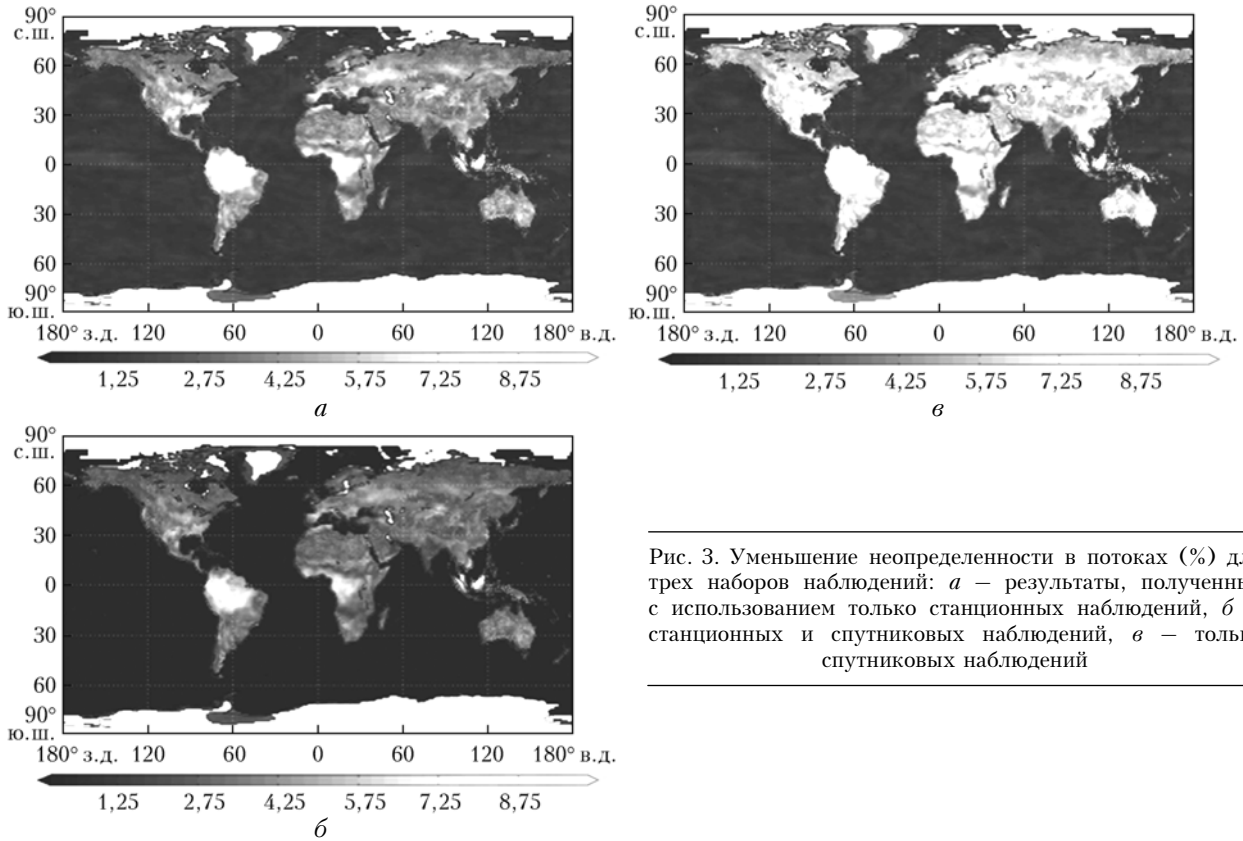


Рис. 3. Уменьшение неопределенности в потоках (%) для трех наборов наблюдений: *а* — результаты, полученные с использованием только станционных наблюдений, *б* — станционных и спутниковых наблюдений, *в* — только спутниковых наблюдений

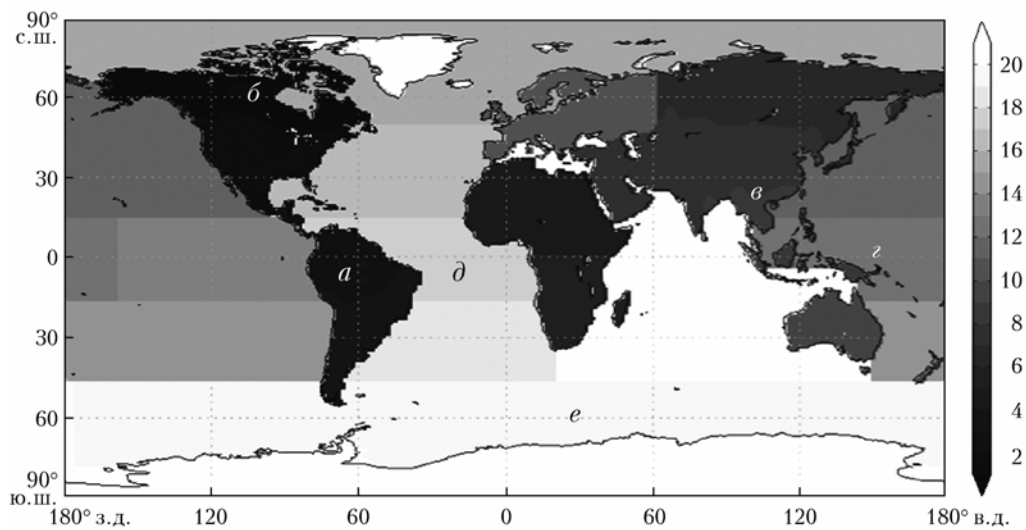


Рис. 4. Географическое распределение/расположение регионов из эксперимента TRANSCOM

Буквами обозначены выбранные нами регионы, для которых были рассчитаны сезонные изменения в уменьшении неопределенности потоков для 2009 г. В соответствии с обозначениями на рис. 4 построен рис. 5.

Видно, что для регионов, которые попадают в область, насыщенную спутниковыми наблюдениями, уменьшение ошибки больше, чем для регионов, которые находятся в высоких широтах Южного и Северного полушарий (рис. 5, б, е).

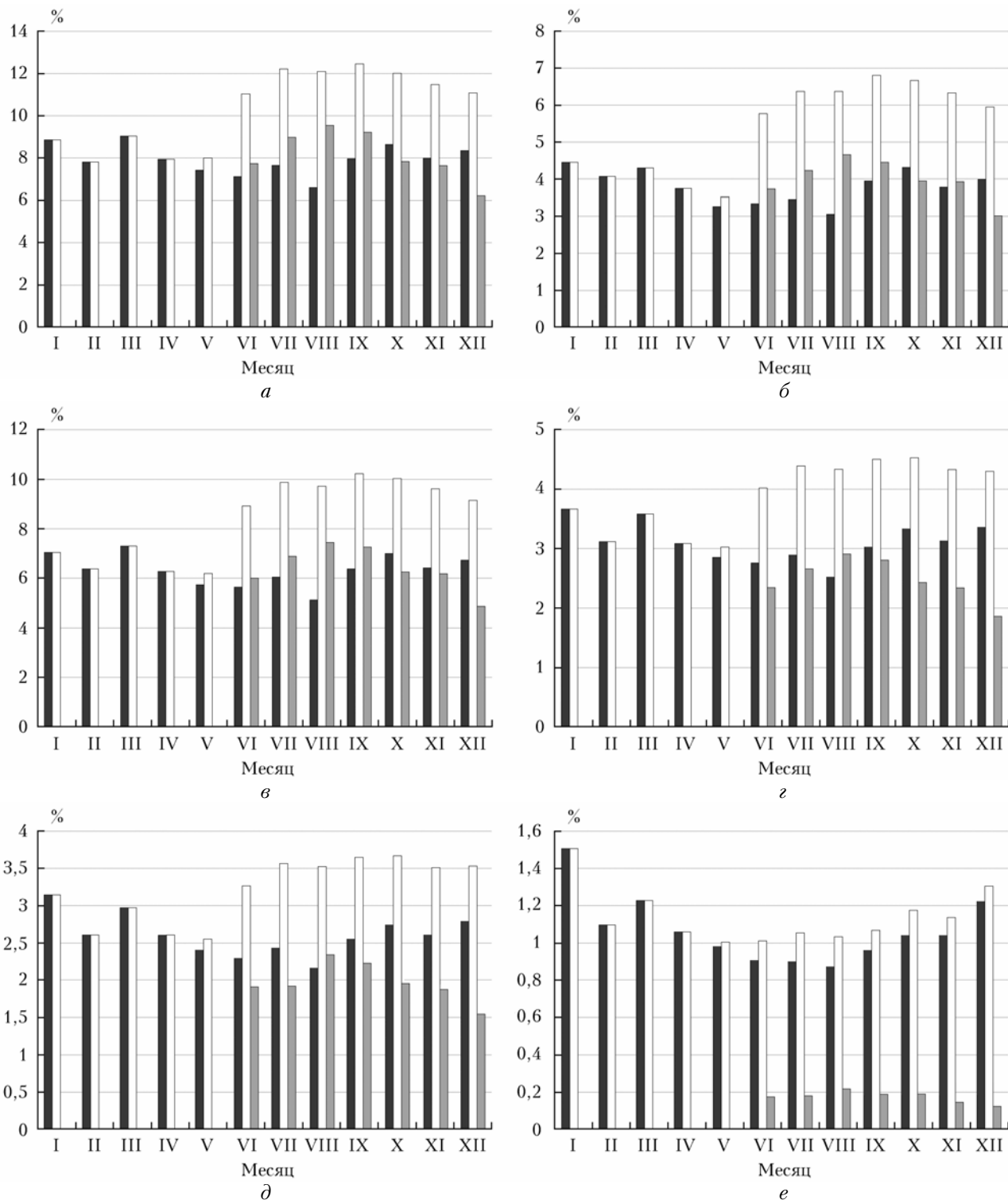


Рис. 5. Сезонное изменение уменьшения неопределенности в потоках для трех наборов наблюдений: темно-серый цвет – результаты, полученные с использованием только стационарных наблюдений, белый – стационарных и спутниковых наблюдений, серый – только спутниковых наблюдений. Буквы а–е соответствуют регионам на рис. 4



## Заклучение

Была продемонстрирована разработанная система усвоения данных, которая использует совмещенную эйлерово-лагранжеву модель и калмановский сглаживатель с фиксированным окном ассимиляции для определения приземных источников и стоков CO<sub>2</sub>. При этом использовались как станционные наблюдения, так и появившиеся спутниковые. В статье продемонстрированы результаты расчетов в виде двумерных среднемесячных полей эмиссий углекислого газа на сетке 1°×1° для 2009–2010 гг., а также соответствующие им уменьшения неопределенности в потоках.

1. Будыко М.И., Гройсман П. Ожидаемые изменения климата к 2000 году // Метеорол. и гидрол. 1991. № 7. С. 84–94.
2. Arrhenius S. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground // London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science (fifth series). 1896. V. 41. P. 237–275.
3. Manabe S., Wetherald R.T., Stouffer R.J. Summer dryness due to an increase of atmospheric CO<sub>2</sub> concentration // Clim. Change. 1981. V. 3, iss. 4. P. 347–386.
4. Nozawa T., Nagashima T., Shiogama H., Crooks S.A. Detecting natural influence on surface air temperature change in the early twentieth century // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32, iss. 20. L20719.
5. Keeling C.D., Whorf T.P., Wahlen M., van der Plicht J. Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide // Nature (Gr. Brit.). 1995. V. 375. P. 666–670.
6. Дымников В.П., Лысков В.Н., Володин Е.М. Проблемы моделирования климата и его изменений // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2006. Т. 42, № 5. С. 618–636.
7. Brovkin V., Bendtsen J., Claussen M., Ganopolski A., Kubatzki C., Petoukhov V., Andreev A. Carbon cycle, vegetation and climate dynamics in the Holocene: Experiments with the CLIMBER-2 model // Global Biogeochem. Cycles. 2002. V. 16, N 4, 1139, doi: 10.1029/2001GB001662.
8. Sokolov A.P., Kicklighter D.W., Melillo J.M., Felzer B., Schlosser C.A., Cronin T.W. Consequences of considering carbon–nitrogen interactions on the feedbacks between climate and the terrestrial carbon cycle // J. Climate. 2008. V. 21, N 15. P. 3776–3796.
9. Orr J.C., Maier-Reimer E., Mikolajewicz U., Monfray P., Sarmiento J.L., Toggweiler J.R., Taylor N.K., Palmer J., Gruber N., Sabine C.L., Le Quéré C., Key R.M., Boutin J. Estimates of anthropogenic carbon uptake from four three-dimensional global ocean models // Global Biogeochem. Cycles. 2001. V. 15, N 1. P. 43–60.
10. Luyssaert S., Schulze E.D., Börner A., Knohl A., Hessenmöller D., Law B.E., Ciais P., Grace J. Old-growth forests as global carbon sinks // Nature (Gr. Brit.). 2008. V. 455. P. 213–217.
11. Piao S., Fang J., Ciais P., Peylin P., Huang Y., Sitch S., Wang T. The carbon balance of terrestrial ecosystems in China // Nature (Gr. Brit.). 2009. V. 458. P. 1009–1013.
12. Shvidenko A.Z., Shchepashchenko D.G., Vaganov E.A., Sukhinin A.I., Maksyutov S.S., McCallum I., Lakyda I.P. Impact of Wildfire in Russia between 1998–2010 on Ecosystems and the Global Carbon Budget // Doklady Earth Sciences. 2011. V. 441. Part 2. P. 1678–1682.
13. Zimov S.A., Schuur E.A.G., Chapin F.S., III. Permafrost and the Global Carbon Budget // Science. 2006. V. 312, N 5780. P. 1612–1613.
14. Beer C., Reichstein M., Tomelleri E., Ciais P., Jung M., Carvalhais N., Rödenbeck C., Arain M.A., Baldocchi D., Bonan G.B., Bondeau A., Cescatti A., Lasslop G., Lindroth A., Lomas M., Luyssaert S., Margolis H., Oleson K.W., Rouspard O., Veenendaal E., Viovy N., Williams C., Woodward F.I., Papale D. Terrestrial gross carbon dioxide uptake: global distribution and covariation with climate // Science. 2010. V. 329, N 5993. P. 834–838.
15. Gurney K., Law R., Denning A., Rayner P., Baker D., Bousquet P., Bruhwiler L., Chen Y., Ciais P., Fan S., Fung I., Gloor M., Heimann M., Higuchi K., John J., Maki T., Maksyutov S., Masarie K., Peylin P., Prather M., Pak B., Randerson J., Sarmiento J., Taguchi S., Takahashi T., Yue C. Towards robust regional estimates of CO<sub>2</sub> sources and sinks using atmospheric transport models // Nature (Gr. Brit.). 2002. V. 415. P. 626–630.
16. Dolman A.J., Shvidenko A., Schepaschenko D., Ciais P., Tchepakova N., Chen T., van der Molen M.K., Beletti L., Maksyutov S. The terrestrial carbon budget of Russia: integrating inventory based, eddy covariance and inversion methods // Biogeoscience. 2012. V. 9, iss. 12. P. 5323–5340.
17. Фаддеев Д.К., Фаддеева В.Н. Вычислительные методы линейной алгебры. Изд. 2-е. М.: Наука, 1963. 656 с.
18. Марчук Г.И. Методы вычислительной математики. М.: Наука, 1977. 456 с.
19. Марчук Г.И., Алоян А.Е. Глобальный перенос примеси в атмосфере // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 1995. Т. 31, № 5. С. 597–606.
20. Пененко В.В., Алоян А.Е. Модели и методы для задачи охраны окружающей среды. Новосибирск: Наука, 1985. 256 с.
21. Houweling S., Hartmann W., Aben I., Schrijver H., Skidmore J., Roelofs G.J., Bréon F.M. Evidence of systematic errors in SCIAMACHY-observed CO<sub>2</sub> due to aerosols // Atmos. Chem. Phys. 2005. V. 5, N 11. P. 3003–3013.
22. Rodenbeck C., Houweling S., Gloor M., Heimann M. CO<sub>2</sub> flux history 1982–2001 inferred from atmospheric data using a global inversion of atmospheric transport // Atmos. Chem. Phys. 2003. V. 3, iss. 6. P. 1919–1964.
23. Baker D.F., Bösch H., Doney S.C., O'Brien D., Schimel D.S. Carbon source/sink information provided by column CO<sub>2</sub> measurements from the Orbiting Carbon Observatory // Atmos. Chem. Phys. 2010. V. 10. P. 4145–4165.
24. Chevallier F., Bréon F.M., Rayner P.J. Contribution of the Orbiting Carbon Observatory to the estimation of CO<sub>2</sub> sources and sinks: Theoretical study in a variational data assimilation framework // J. Geophys. Res. 2007. V. 112, D09307, doi: 10.1029/2006JD007375.
25. Feng L., Palmer P.I., Bösch H., Dance S. Estimating surface CO<sub>2</sub> fluxes from space-borne CO<sub>2</sub> dry air mole fraction observations using an ensemble Kalman Filter // Atmos. Chem. Phys. 2009. V. 9, iss. 8. P. 2619–2633.
26. Kadyrov N., Maksyutov S., Eguchi N., Aoki T., Nakazawa T., Yokota T., Inoue G. Role of simulated GOSAT total column CO<sub>2</sub> observations in surface CO<sub>2</sub> flux uncertainty reduction // J. Geophys. Res. 2009. V. 114, D21208, doi: 10.1029/2008JD011597.
27. Maksyutov S., Kadyrov N., Nakatsuka Y., Patra P.K., Nakazawa T., Yokota T., Inoue G. Projected impact of the GOSAT observations in regional CO<sub>2</sub> fluxes estimations as a function of total retrieval error // J. Remote Sens. Soc. Jpn. 2008. V. 28, N 2. P. 190–197.

28. *Patra P.K., Maksyutov S., Sasano Y., Nakajima H., Inoue G., Nakazawa T.* An evaluation of CO<sub>2</sub> observations with Solar Occultation FTS for Inclined-Orbit Satellite sensor for surface source inversion // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108, N 24. P. 4759–4766.
29. *Rayner P.J., O'Brien D.M.* The utility of remotely sensed CO<sub>2</sub> concentration data in surface source inversions // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28, N 1. P. 175–178.
30. *Kuze A., Suto H., Nakajima M., Hamazaki T.* Thermal and near infrared sensor for carbon observation Fourier-transform spectrometer on the Greenhouse Gases Observing Satellite for greenhouse gases monitoring // *Appl. Opt.* 2009. V. 48, iss. 35. P. 6716–6733.
31. *Ganshin A., Oda T., Saito M., Maksyutov S., Valsala V., Andres R.J., Fisher R.E., Lowry D., Lukyanov A., Matsueda H., Nisbet E.G., Rigby M., Sawa Y., Toumi R., Tsuboi K., Varlagin A., Zhuravlev R.* A global coupled Eulerian-Lagrangian model and 1×1 km CO<sub>2</sub> surface flux dataset for high-resolution atmospheric CO<sub>2</sub> transport simulations // *Geosci. Model Dev.* 2012. V. 5. P. 231–243. doi: 10.5194/gmd-5-231-2012.
32. *Bruhweiler L.M.P., Michalak A.M., Peters W., Baker D.F., Tans P.* An improved Kalman Smoother for atmospheric inversions // *Atmos. Chem. Phys.* 2005. V. 5, iss. 10. P. 2691–2702.
33. *Zhuravlev R., Khattatov B., Kiryushov B., Maksyutov S.* Technical Note: A novel approach to estimation of time-variable surface sources and sinks of carbon dioxide using empirical orthogonal functions and the Kalman filter // *Atmos. Chem. Phys.* 2011. V. 11, iss. 20. P. 10305–10315.
34. *Conway T.J., Tans P.P., Waterman L.S., Thoning K.W., Kitzis D.R., Masarie K.A., Zhang N.* Evidence for interannual variability of the carbon cycle from the NOAA/CMDL global air sampling network // *J. Geophys. Res. D.* 1994. V. 99, iss. 11. P. 22831–22855.
35. *Oshchepkov S., Bril A., Maksyutov S., Yokota T.* Detection of optical path in spectroscopic space-based observations of greenhouse gases: Application to GOSAT data processing // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116, 10.1029/2010JD015352.
36. *Oda T., Maksyutov S.* A very high-resolution (1×1 km) global fossil fuel CO<sub>2</sub> emission inventory derived using a point source database and satellite observations of nighttime lights // *Atmos. Chem. Phys.* 2011. V. 11. P. 543–556.
37. *Van der Werf G.R., Randerson J.T., Giglio L., Collatz G.J., Mu M., Kasibhatla P.S., Morton D.C., DeFries R.S., Jin Y., van Leeuwen T.T.* Global fire emissions and the contribution of deforestation, savanna, forest, agricultural, and peat fires (1997–2009) // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. V. 10, iss. 23. P. 11707–11735.
38. *Ito A., Inatomi M., Mo W., Lee M., Koizumi H., Saigusa N., Murayama S., Yamamoto S.* Examination of model-estimated ecosystem respiration by use of flux measurement data from a cool-temperate deciduous broad-leaved forest in central Japan // *Tellus B.* 2007. V. 59, iss. 3. P. 616–624.
39. *Saito M., Ito A., Maksyutov S.* Evaluation of Biases in JRA-25/JCDAS Precipitation and their Impact on the Global Terrestrial Carbon Balance // *J. Climatol.* 2011. V. 21, iss. 15. P. 4109–4125.
40. *Valsala K.V., Maksyutov S.* Simulation and assimilation of global ocean pCO<sub>2</sub> and air-sea CO<sub>2</sub> fluxes using ship observations of surface ocean pCO<sub>2</sub> in a simplified biogeochemical offline model // *Tellus B.* 2010. V. 62, iss. 5. P. 821–840.
41. *Belikov D., Maksyutov S., Miyasaka T., Saeki T., Zhuravlev R., Kiryushov B.* Mass-conserving tracer transport modelling on a reduced latitude-longitude grid with NIES-TM // *Geosci. Model Dev.* 2011. V. 4, iss. 1. P. 207–222.
42. *Onogi K., Tsutsui J., Koide H., Sakamoto M., Kobayashi S., Hatsushika H., Matsumoto T., Yamazaki N., Kamahori H., Takahashi K., Kadokura S., Wada K., Kato K., Oyama R., Ose T., Mannoji N., Taira R.* The JRA-25 Reanalysis // *J. Meteorol. Soc. Jap.* 2007. V. 85, N 3. P. 369–432.
43. *Gurney K., Law R., Rayner P., Denning A.S.* Transcom 3 Experimental Protocol. Department of Atmospheric Science, Colorado State University, USA. Paper N 707. 2000.
44. *Gurney K.R., Law R.M., Denning A.S., Rayner P.J., Pac B.C., Baker D., Bousquet P., Bruhweiler L., Chen Y.H., Ciais P., Fung I., Heimann M., John J., Maki T., Maksyutov S., Peylin P., Prather M., Taguchi S.* Transcom 3 inversion intercomparison: Model mean results for the estimation of seasonal carbon sources and sinks // *Global Biogeochem. Cycles.* 2004. V. 18. GB1010, doi: 10.1029/2003GB002111.

**R.V. Zhuravlev, A.V. Gan'shin, Sh.Sh. Maksyutov, S.L. Ochshepkov, B.V. Khattatov. Estimation of global fluxes of CO<sub>2</sub> for 2009–2010 using ground-station and space-borne (GOSAT) observation data with empirical orthogonal functions.**

Inverse problem of atmospheric transport has been applied to estimate surface fluxes of CO<sub>2</sub> for 2009–2010 using station and space-borne (GOSAT) observation data. Flux adjustments for each kind of sources are represented as a linear combination of main flux components according to surface gas exchange. For atmospheric transport simulation we used coupled Eulerian-Lagrangian model (GELCA model). Due to a huge amount of observation data per month (3000–5000) we used Fix-Lag Kalman Smoother for solving inverse problem that allows us to estimate monthly fluxes successively according to the chosen assimilation window. Results were presented as 2D fields of monthly surface fluxes for each kind of sources. Our calculations show the significant uncertainty reduction of fluxes in case of including GOSAT observations.