

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ ДЛЯ СПУТНИКОВОЙ ДИАГНОСТИКИ СОДЕРЖАНИЯ МЕТАНА В РАССЕИВАЮЩЕЙ АТМОСФЕРЕ

А. И. Бриль*, Н. С. Метельская, В. А. Пещеренков, А. П. Чайковский

УДК 528.8;504.05

Институт физики НАН Беларуси, Минск, Беларусь; e-mail: andrey.bril@dragon.bas-net.by

(Поступила 24 марта 2023)

Обсуждается применение метода дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии (ДОАС) в задачах диагностики локализованных выбросов метана по данным спутниковых спектральных измерений. Показано, что в рассеивающей атмосфере применение метода ДОАС может приводить к заметным погрешностям оценок концентраций метана. Предложено дополнять его процедурой фильтрации сигналов, искаженных эффектами атмосферного рассеяния, которая учитывает корреляцию погрешностей восстановления концентраций метана и водяного пара, обусловленных неопределенностью траектории фотонов, распространяющихся в рассеивающей атмосфере. Данная корреляция оценивалась путем численных расчетов указанных погрешностей для модельной атмосферы, включающей в себя перистые облака и два типа приземных аэрозолей.

Ключевые слова: спутниковое дистанционное зондирование, атмосферный метан, рассеяние света, перистые облака, аэрозоль.

The article discusses the application of the method of differential optical absorption spectroscopy (DOAS) to the problems of localized methane emission from satellite spectral measurements. It is shown that the application of the DOAS method in a scattering atmosphere can lead to significant errors in the estimates of methane concentrations, and it is proposed to supplement it with a filtering procedure for signals distorted by the effects of atmospheric scattering. The procedure takes into account the correlation of errors in the retrieved concentrations of methane and water due to the uncertainty of the trajectory of photons propagating in the scattering atmosphere. This correlation has been estimated by numerical calculations of the indicated errors for a model atmosphere that includes cirrus clouds and two types of surface aerosols.

Keywords: satellite remote sensing, atmospheric methane, light scattering, cirrus clouds, aerosol.

Введение. Регулярные измерения атмосферного метана из космоса проводятся с 2003 г. после запуска спектрометра SCIAMACHY на платформе ENVISAT [1]. В настоящее время измерения содержания метана в атмосфере Земли выполняются с использованием нескольких спутников. Данные японских спутников GOSAT и GOSAT-2 [2] отличаются высоким качеством, но имеют ограниченные пространственный охват и разрешение. Они позволяют количественно определять выбросы метана в региональном масштабе (100—1000 км). Европейский спектрометр для мониторинга тропосферы (TROPOMI, на орбите с октября 2017 г.) позволяет количественно определять суточные выбросы в региональном масштабе, а также эффективно обнаруживать крупные точечные источники [3]. Для обнаружения широкого спектра точечных источников выбросов метана разработана альтернативная стратегия наблюдения, реализованная в рамках канадской спутниковой миссии GHGSat (на орбите с июня 2016 г.), которая заключается в просмотре ограниченных областей ($\sim 10 \times 10$ км²) с высоким пространственным разрешением ($\leq 50 \times 50$ м²) [4, 5]. Количественные оценки выбросов от отдельных точечных источников (в том числе утечек из газопроводов) осуществляются путем измерения интегральных по высоте атмосферы концентраций метана с погрешностью 1—5 %.

USING THE METHOD OF DIFFERENTIAL OPTICAL SPECTROSCOPY FOR SATELLITE DIAGNOSTICS OF METHANE CONTENT IN A SCATTERING ATMOSPHERE

A. I. Bril*, N. S. Miatselskaya, V. A. Peshcharankou, A. P. Chaikovsky (B. I. Stepanov Institute of Physics of the National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, Belarus; e-mail: andrey.bril@dragon.bas-net.by)

Высокая точность измерения обусловлена необходимостью выявления локальных антропогенных выбросов с учетом “фонового” атмосферного метана, сосредоточенного главным образом в тропосфере (рис. 1). Так, в приземном слое атмосферы высотой ~30 м доля фонового метана составляет ~0.3 % от его содержания во всем столбе атмосферы. Если утечка CH_4 приводит к 2–3-кратному увеличению его концентрации в этом слое атмосферы, то для ее обнаружения погрешность восстановления содержания метана не должна превышать ~1 %. Одним из главных источников погрешностей, ограничивающих точность оценок содержания метана в атмосфере, является рассеяние света аэрозолями и облаками [6]. Цель настоящей работы — анализ таких потенциальных погрешностей для минимизации их влияния на результативность обнаружения источников выброса метана.

Эффекты рассеяния света частично корректируются методом дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии (ДОАС) [7], основанным на явном учете различной спектральной изменчивости оптических характеристик газов, аэрозолей и поверхности Земли. Метод ДОАС корректирует ослабление сигнала облаками или аэрозолями, но не учитывает искажение оптического пути рассеянием света (траектории части формирующих сигнал фотонов становятся весьма неопределенными вследствие рассеяния света). Поскольку пропускание атмосферы зависит от произведения концентрации газа и пройденного светом пути, неопределенность одного из сомножителей ведет к неопределенности оценок другого сомножителя, т. е. концентрации целевого газа.

В разработанных алгоритмах восстановления концентраций атмосферных газов учет эффектов рассеяния света осуществляется различными способами. Наиболее распространен “полнофизический” подход [8, 9]. В рамках этого подхода наряду с концентрациями газов оцениваются ключевые параметры облаков и аэрозолей, от которых зависит модификация оптического пути. Альтернативой полнофизическому подходу является PPDF-метод, в котором регистрируемый сигнал выражается через функцию плотности вероятностей распределения пробегов фотонов, или PPDF [10, 11]. Далее PPDF аппроксимируется функцией, зависящей от ограниченного числа параметров, которые восстанавливаются одновременно с концентрациями газов.

Для реализации полнофизического и PPDF-подходов наряду со спектральными измерениями в полосах поглощения целевых газов требуется дополнительная информация о спектрах сигнала в полосе поглощения кислорода 760 нм. Измерения проводятся в диапазоне 1630—1700 нм (как в спутниковой миссии GHGSat-D [4, 5]). Вследствие ограниченности спектральной информации полнофизический и PPDF-подходы не реализуются и восстановление концентраций метана проводим методом ДОАС, оценивая потенциальные погрешности метода из-за искажений оптического пути.

Эффективным способом корректировки таких погрешностей является прокси-метод [12], который применим в случаях, когда спектральный диапазон наряду с полосой поглощения целевого газа λ_T включает в себя достаточно сильные линии поглощения другого (прокси) газа, концентрация которого надежно известна. В ближнем ИК-диапазоне в качестве прокси используется кислород или углекислый газ. В диапазоне 1630—1700 нм линии поглощения O_2 отсутствуют, а линии поглощения CO_2 слишком слабые для надежного восстановления концентрации этого газа. В указанном диапазоне возможны также оценки содержания водяного пара, хотя точность этих оценок несколько ниже по сравнению с данными для метана [13]. Водяной пар не годится на роль прокси-газа ввиду изменчивости и неопределенности его содержания в атмосфере. Однако, как показано ниже, оценки концентрации H_2O могут использоваться для выявления и последующей фильтрации измерений, искаженных атмосферным рассеянием. Это позволит получать несмещенные оценки концентраций метана, снижая вероятность ложных “обнаружений” выбросов (утечек) этого газа. Процедура фильтрации основана на анализе погрешностей оценок концентраций атмосферных газов в условиях искажения оптического пути сигнала рассеянием света облаками и аэрозолями. Указанные погрешности определены численно: сначала регистрируемый на спутнике сигнал рассчитан с учетом эффектов многократного рассеяния света на облаках и аэрозолях, затем концентрации метана и паров воды восстановлены методом ДОАС. В качестве регистрируемого сигнала рассматривается спектральная плотность энергетической яркости (СПЭЯ) отраженного от Земли солнечного излучения. Погрешности оценены путем сравнения восстановленных концентраций с их истинными значениями, которые использованы при численном моделировании СПЭЯ.

Численное моделирование регистрируемого сигнала. Спектральная яркость сигнала, регистрируемая спутниковой аппаратурой, моделировалась посредством кода HSTAR, реализующего алгоритм дискретных ординат для расчета радиации, отраженной горизонтально однородной атмосферой и однородной подстилающей поверхностью [14]. Также использовались “встроенные” в HSTAR

модели аэрозоля. При численных исследованиях рассматривались два типа приземного аэрозоля (согласно классификации, предложенной в модели MODTRAN [15]): фоновый мелкодисперсный “загородный” (rural) аэрозоль и более крупнодисперсный пылевой (dust) аэрозоль, связанный главным образом с ветровой эрозией почвы в аридных регионах. Помимо аэрозолей исследовались эффекты рассеяния света в перистых облаках на верхней границе тропосферы.

СПЭЯ регистрируемого сигнала моделировалась для двух наборов метеорологических условий, характерных для зимы и лета в средних широтах. Используемые при расчетах априорные профили температуры и концентраций атмосферных газов показаны на рис. 1. Измеренные СПЭЯ численно моделировались для метеорологических условий лета (рис. 2 и 4) и зимы (рис. 3) в средних широтах, различных значений альбеда поверхности, зенитного угла Солнца (SZA) и оптической плотности AOD облака. Высотные распределения облаков и аэрозолей моделировались плоскопараллельными слоями, расположенными на высотах 10–12 км (перистые облака) и 0–2 км (аэрозоли). Количественной характеристикой содержания рассеивающих частиц в атмосфере служила аэрозольная полная оптическая плотность (рассеяние и поглощение) (AOD) на $\lambda = 550$ нм. С помощью кода HSTAR рассчитывалась СПЭЯ регистрируемого сигнала с разрешением 0.01 см^{-1} (для рассматриваемого диапазона ~ 0.0027 нм). Далее СПЭЯ “сворачивалась” с аппаратной функцией прибора, в качестве которой использовалось гауссово распределение с полной шириной на половине максимума (FWHM) 0.2 нм. При численных исследованиях использован диапазон 1630–1700 нм с указанным разрешением. Пересчет AOD на 550 нм на другие длины волн осуществляется кодом HSTAR с применением встроженных моделей аэрозолей/облаков.

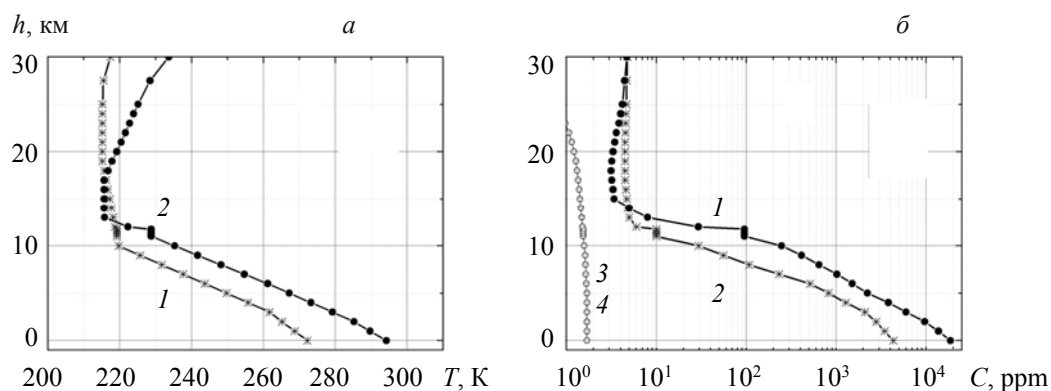


Рис. 1. Высотные профили h температуры (а) и концентраций (б) паров воды (1 и 2) и метана (3 и 4) для условий, характерных для зимы (1, 3) и лета (2, 4) в средних широтах

Решение обратной задачи: метод максимальной апостериорной вероятности. Для оценки концентрации метана использован принцип максимальной апостериорной вероятности (МАР) [16], основанный на минимизации невязки $J(\mathbf{x})$ (методом взвешенных наименьших квадратов) измеренной R^* и рассчитанной R' СПЭЯ с учетом априорной информации x_a для целевого вектора состояния \mathbf{x} :

$$J(R^*, x_a, \mathbf{x}) = \|Y^* - F(\mathbf{x})\|_{S_Y}^2 + \|x_a - \mathbf{x}\|_{S_a}^2, \quad (1)$$

где $Y^* = -\ln R^*$.

Измеренная СПЭЯ — результат численного моделирования на основе кода HSTAR с учетом эффектов многократного рассеяния на облаках и аэрозолях. В качестве рассчитанной СПЭЯ используется упрощенная аппроксимация, основанная на методе ДОАС. Основная цель решения обратной задачи — оценка неопределенностей метода ДОАС, связанных с неполным учетом атмосферного рассеяния. СПЭЯ рассчитывается по формуле:

$$F(\mathbf{x}) = -\ln R = -\ln(\langle S_v^0 \cdot T_g(\mathbf{x}) \rangle) + \Pi^{(2)}, \quad (2)$$

где S_v^0 — поток солнечного излучения; $\Pi^{(2)}$ — полином второго порядка по длине волны для учета низкочастотной компоненты измеряемого спектра, который позволяет учитывать ослабление излучения аэрозолем и/или облаками. При этом искажение оптического пути атмосферным рассеянием в (2) не учитывается. Пропускание атмосферы, обусловленное поглощением только газов:

$$T_g = \exp \left(- \int_0^H k_\lambda(z) (\mu^{(1)} + \mu^{(2)}) dz \right), \quad \mu^{(j)} = 1 / \cos \theta^{(j)},$$

где $\theta^{(1)}$ и $\theta^{(2)}$ — зенитные углы Солнца и спутника; $k_\lambda(z)$ — коэффициент поглощения газовой атмосферы на высоте z ; H — высота атмосферы.

Норма $\|z\|_S^2$ определяется как $\|z\|_S^2 = z^T S^{-1} z$; S_Y и S_a — ковариационные матрицы погрешностей измерения и априорной информации. Согласно [16], может быть определена невязка $J(\mathbf{x})$:

$$J(\mathbf{x}) = [\mathbf{Y}^* - \mathbf{F}(\mathbf{x})]^T \mathbf{S}_Y^{-1} [\mathbf{Y}^* - \mathbf{F}(\mathbf{x})] + (\mathbf{x} - \mathbf{x}_a)^T \mathbf{S}_a^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_a). \quad (3)$$

Целевой вектор состояния рассчитывается итерационно методом Гаусса—Ньютона:

$$\mathbf{x}_{i+1} = \mathbf{x}_i + (\mathbf{K}_i^T \mathbf{S}_e^{-1} \mathbf{K}_i + \mathbf{S}_a^{-1})^{-1} [\mathbf{K}_i^T \mathbf{S}_e^{-1} (\mathbf{Y}^* - \mathbf{F}_i) - \mathbf{S}_a^{-1} (\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_a)], \quad (4)$$

где $\mathbf{F}_i = \mathbf{F}(\mathbf{x}_i)$; $\mathbf{K}_i = \left. \frac{\partial \mathbf{F}(\mathbf{x})}{\partial \mathbf{x}} \right|_{\mathbf{x}=\mathbf{x}_i}$ — матрица-якобиан, рассчитанная для $\mathbf{x} = \mathbf{x}_i$.

Целевой вектор состояния \mathbf{x} (набор параметров, которые определяются при решении обратной задачи) включает в себя:

1) профиль распределения объемной концентрации метана по высоте атмосферы, заданный на вертикальной сетке атмосферного давления $x_{\text{CH}_4}^k$. Для дальнейшего анализа используем не профиль концентрации метана, а ее интегральное (среднее по высоте атмосферы) значение:

$$X_{\text{CH}_4} = \frac{\int_0^{P_s} x_{\text{CH}_4}(p) dp}{\int_0^{P_s} dp} = \frac{1}{P_s} \int_0^{P_s} x_{\text{CH}_4}(p) dp, \quad (5)$$

где p — текущее атмосферное давление, P_s — давление на поверхности Земли;

- 2) два корректирующих множителя для априорных профилей паров воды и углекислого газа;
- 3) коэффициент растяжения спектральной оси вследствие эффектов Доплера и приборных искажений;
- 4) три полиномиальных коэффициента, определяющих $\Pi^{(2)}(2)$.

Анализ погрешностей восстановленных концентраций метана. На рис. 2—4 приведены потенциальные погрешности (неопределенности) δ восстановленных концентраций метана и паров воды, связанные с неполным учетом атмосферного рассеяния в методе ДОАС. Приведены зависимости погрешности от альбедо поверхности Γ , которые соответствуют диапазону 1630—1700 нм, в пределах которого альбедо предполагалось постоянным. Расчеты δ выполнялись для трех зенитных углов Солнца, двух наборов метеорологических условий и различных оптических плотностей (толщин) перистых облаков и приземного пылевого аэрозоля по формуле $\delta = [(X_R - X_T)/X_T] \cdot 100\%$, где X_T — истинное значение интегральной по высоте атмосферы газа (использовалось для численного моделирования СПЭЯ сигнала кодом HSTAR), X_R — результат решения обратной задачи (1)—(5), основанной на использовании метода ДОАС.

Знак и величина погрешности δ зависят от альбедо поверхности Γ : при малых Γ (“темная” поверхность) имеет место недооценка восстановленных концентраций газов, которая уменьшается до нуля при $\Gamma \cong 0.2$. При дальнейшем увеличении Γ имеет место переоценка концентраций ($\delta > 0$). Причины подобного поведения δ следующие: часть падающего солнечного излучения не доходит до поверхности Земли, а рассеивается (отражается) на детектор непосредственно облаком или аэрозольным слоем. Оптический путь такого излучения меньше, чем в случае нерассеивающей атмосферы, соответственно, уменьшается регистрируемая оптическая толщина атмосферы для целевого газа. В алгоритме, не корректирующем изменение оптического пути, уменьшение оптической толщины приводит к заниженным оценкам концентрации газа. Относительный вклад излучения, рассеянного непосредственно облаком или аэрозолем, возрастает с уменьшением альбедо поверхности, что объясняет более выраженную недооценку концентраций газов с уменьшением Γ .

На рис. 2 и 3 отрицательные значения δ имеют место для случая нулевой оптической толщины облака, когда недооценка концентраций газов связана с эффектами молекулярного (рэлеевского) рассеяния, которое учитывалось при численном моделировании регистрируемого сигнала, но игнорировалось в алгоритме решения обратной задачи. (В рассматриваемом спектральном диапазоне рэлеевское рассеяние мало, $\text{AOD} \sim 10^{-3}$, распределение его по всей высоте атмосферы приводит при малых

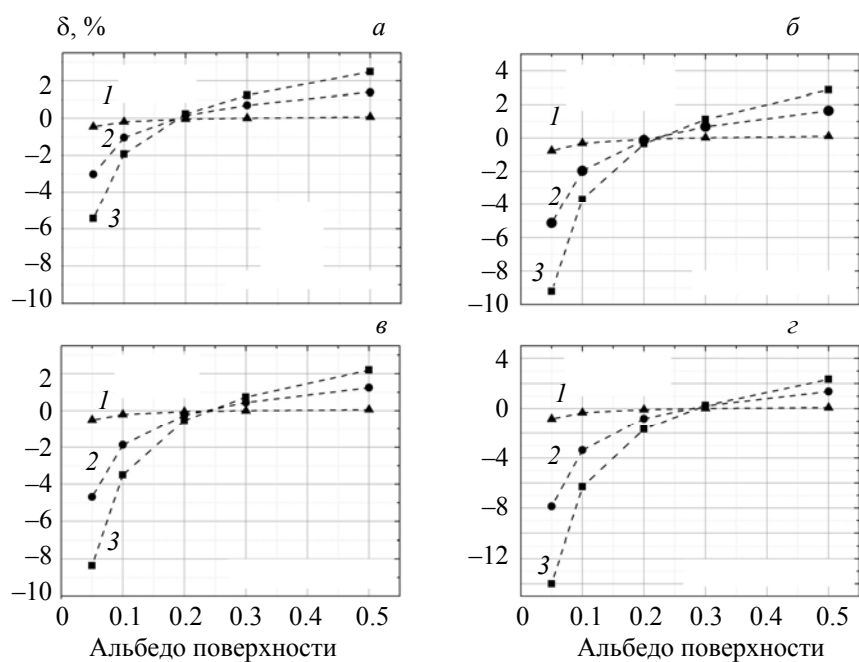


Рис. 2. Погрешности δ восстановления концентраций метана ($a, в$) и паров воды ($б, г$), обусловленные неполным учетом эффектов рассеяния света на перистых облаках в методе ДОАС; измеренные СПЭЯ численно моделировались для метеорологических условий лета в средних широтах при AOD = 0 (1), 0.05 (2), 0.1 (3); SZA = 30 ($a, б$) и 45° ($в, г$)

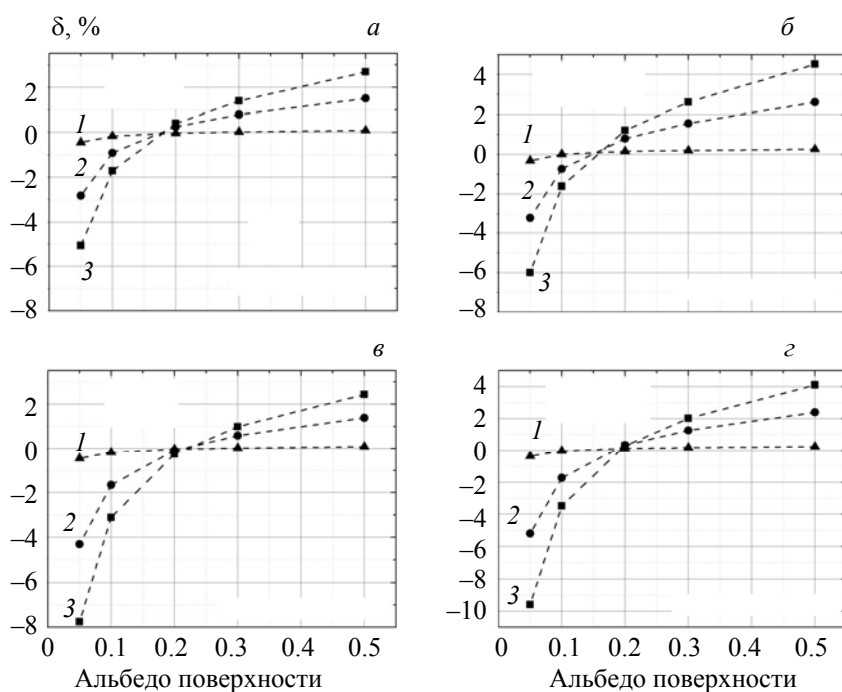


Рис. 3. Погрешности δ восстановления концентраций метана ($a, в$) и паров воды ($б, г$), обусловленные неполным учетом эффектов рассеяния света на перистых облаках в методе ДОАС; измеренные СПЭЯ численно моделировались для метеорологических условий зимы в средних широтах при AOD = 0 (1), 0.05 (2), 0.1 (3); SZA = 30 ($a, б$) и 45° ($в, г$)

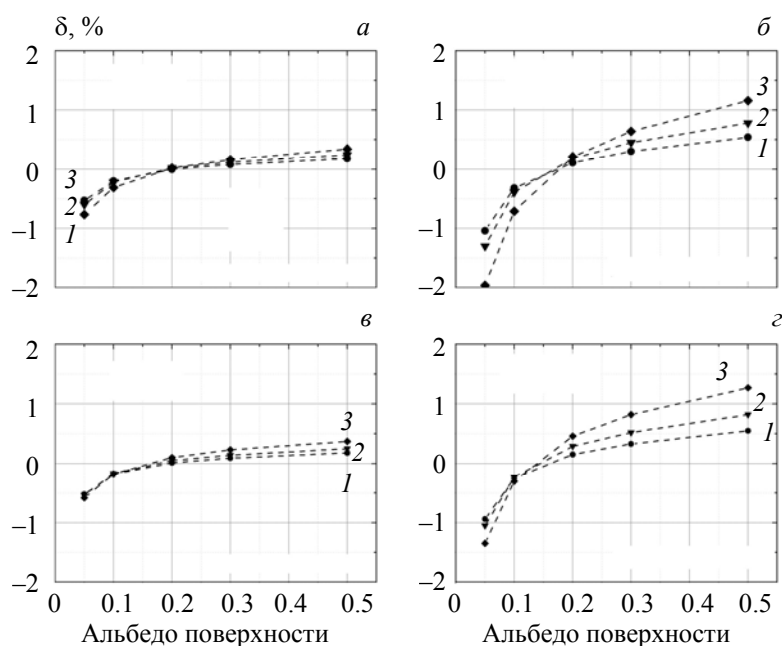


Рис. 4. Погрешности δ восстановления концентраций метана (а, в) и паров воды (б, г), обусловленные неполным учетом эффектов рассеяния света пылевым аэрозолем в методе ДОАС; измеренные СПЭЯ численно моделировались для метеорологических условий лета в средних широтах при AOD = 0 (1), 0.05 (2), 0.1 (3); SZA = 30° (а, б) и 45° (в, г)

альбедо к заметному искажению оптического пути.) При высоких значениях Γ доминируют эффекты многократного рассеяния (отражения) между поверхностью и рассеивающим слоем, которые ведут к увеличению оптического пути и, соответственно, переоценке концентраций газов алгоритмами, игнорирующими изменение оптического пути. Как видно, погрешности восстановленных концентраций δ зависят от зенитных углов Солнца. Чувствительность δ к изменению метеорологических условий различна для концентраций метана и паров воды: для метана погрешности примерно одинаковы для условий лета и зимы, для паров воды погрешности восстановления концентраций δ выше летом. Указанные различия связаны с разной сезонной зависимостью профилей концентраций метана и паров воды в атмосфере Земли.

Погрешности оценок концентраций метана и паров воды, связанные с рассеянием света на приземных аэрозолях, заметно ниже, чем в случае перистых облаков (рис. 4). Это объясняется тем, что приподнятый рассеивающий слой приводит к более сильным искажениям оптического пути, чем слой приземный. Значения δ заметно выше для концентраций водяного пара (по сравнению с концентрацией метана): повышенные концентрации паров воды в приземном слое атмосферы обуславливают большую чувствительность их оценок к искажению оптического пути в данном слое. Численные исследования не выявили заметной чувствительности к типу аэрозоля: результаты для пылевого и сельского аэрозоля очень близки, поэтому приведены данные только для одного типа аэрозоля (пылевого).

Фильтрация результатов, искаженных эффектами атмосферного рассеяния света. Погрешности оценок концентраций могут быть достаточно высоки, их следует иметь в виду при интерпретации результатов измерений. На наличие утечки метана указывает заметное превышение оценки его концентрации по сравнению с аналогичными оценками в смежных областях. Как показывают результаты численных измерений (рис. 2—4), такие превышения не связаны с изменением содержания метана в атмосфере — они могут быть результатом искажения оптического пути вследствие рассеяния света. Такие “ложные” сигналы возможны, например, в случае горизонтальной неоднородности альбедо поверхности. В окрестностях трубопровода такие неоднородности вполне вероятны, в том числе как результат прокладки трубопровода и сопутствующих работ. Используемый алгоритм не позволяет корректировать “ложные” сигналы. Однако алгоритм может быть дополнен фильтрацией таких сигналов. Эта процедура основана на совместном анализе оценок концентраций метана и паров воды,

а также альбедо поверхности Γ (надежно оценивается в окнах прозрачности используемого спектрального диапазона). Согласно результатам численных измерений, погрешности оценок $\delta_{\text{H}_2\text{O}}$ и δ_{CH_4} сильно коррелированы: коэффициенты корреляции Пирсона для $\delta_{\text{H}_2\text{O}}$ и δ_{CH_4} близки к единице (табл. 1). При увеличении альбедо поверхности и концентрации метана (по сравнению с аналогичными оценками в соседних пикселях) и схожем повышении концентрации паров воды есть вероятность искажения анализируемого измерения эффектами рассеяния света. Такое измерение не следует однозначно интерпретировать как указатель локальных выбросов (утечек) метана.

Т а б л и ц а 1. Коэффициенты корреляции для $\delta_{\text{H}_2\text{O}}$ и δ_{CH_4}

Рассеивающий слой	Лето	Зима
Перистые облака	0.996	0.999
Сельский аэрозоль	0.992	0.979
Пылевой аэрозоль	0.973	0.982

Заключение. Рассмотрено применение метода дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии в задачах диагностики локализованных выбросов метана по данным спутниковых спектральных измерений. Для восстановления интегральной (по высоте атмосферы) концентрации метана предлагается использовать измерения спектральной плотности энергетической яркости солнечного излучения, отраженного от поверхности Земли, в диапазоне 1630—1700 нм. Эти измерения моделировались численно. Процедура восстановления концентраций газов основана на решении обратной задачи с использованием принципа максимальной апостериорной вероятности. Метод дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии применен для аппроксимации спектральной плотности энергетической яркости измеряемого сигнала. Показано, что для рассеивающей атмосферы такой подход может приводить к заметным погрешностям восстановления концентраций метана, обусловленных искажением оптического пути регистрируемых сигналов. Предложено дополнить метод дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии процедурой фильтрации сигналов, искаженных эффектами атмосферного рассеяния. Эта процедура учитывает корреляцию погрешностей восстановления концентраций метана и водяного пара, обусловленных атмосферным рассеянием света. Корреляция оценивалась на основе численных расчетов указанных погрешностей для модельной атмосферы, включающей в себя перистые облака и два типа приземных аэрозолей.

Работа выполнена при финансовой поддержке Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований (договор № Ф22КИ-035).

- [1] H. Bovensmann, J. P. Burrows, M. Buchwitz, J. Frerick, S. Noel, V. V. Rozanov, K. V. Chance, A. P. H. Goede. *J. Atm. Sci.*, **56**, N 2 (1999) 126—150, doi: 10.1175/1520-0469(1999)056<0127:SMOAMM>2.0.CO;2
- [2] A. Kuze, N. Kikuchi, F. Kataoka, H. Suto, K. Shiomi, Y. Kondo. *Remote Sens.*, **12**, N 2 (2020) 267, doi: 10.3390/rs12020267
- [3] A. Lorente, T. Borsdorff, A. Butz, O. Hasekamp, J. de Brugh, A. Schneider, L. Wu, F. Hase, R. Kivi, D. Wunch, D. F. Pollard, K. Shiomi, N. M. Deutscher, V. A. Velasco, C. M. Roehl, P. O. Wennberg, T. Warneke, J. Landgraf. *Atm. Meas. Tech.*, **14**, N 1 (2021) 665—684, doi: 10.5194/amt-14-665-2021
- [4] D. Jervis, J. McKeever, B. O. A. Durak, J. J. Sloan, D. Gains, D. J. Varon, A. Ramier, M. Strupler, E. Tarrant. *Atm. Meas. Tech.*, **14**, N 3 (2021) 2127—2140, doi: 10.5194/amt-14-2127-2021
- [5] D. J. Varon, D. J. Jacob, J. McKeever, D. Jervis, B. O. A. Durak, Y. Xia, Y. Huang. *Atm. Meas. Tech.*, **11**, N 10 (2018) 5673—5686, doi: 10.5194/amt-11-5673-2018
- [6] I. Aben, O. Hasekamp, W. Hartmann. *JQSRT*, **104**, N 10 (2007) 450—459, doi: 10.1016/j.jqsrt.2006.09.013
- [7] C. Frankenberg, U. Platt, T. Wagner. *Atm. Chem. Phys.*, **5**, N 1 (2005) 9—22, doi: 10.5194/acp-5-9-2005
- [8] A. Butz, S. Guerlet, O. Hasekamp, D. Schepers, A. Galli, I. Aben, C. Frankenberg, J.-M. Hartmann, H. Tran, A. Kuze, G. Keppel-Aleks, G. Toon, D. Wunch, P. Wennberg, N. Deutscher, D. Griffith, R. Macatangay, J. Messerschmidt, J. Notholt, T. Warneke. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, N 14 (2011) 1—6, doi: 10.1029/2011GL047888

- [9] Y. Yoshida, N. Kikuchi, I. Morino, O. Uchino, S. Oshchepkov, A. Bril, T. Saeki, N. Schutgens, G. C. Toon, D. Wunch, C. M. Roehl, P. O. Wennberg, D. W. T. Griffith, N. M. Deutscher, T. Warneke, J. Notholt, J. Robinson, V. Sherlock, B. Connor, M. Rettinger, R. Sussmann, P. Ahonen, P. Heikkinen, E. Kyrö, J. Mendonca, K. Strong, F. Hase, S. Dohe, T. Yokota. *Atm. Meas. Tech.*, **6**, N 14 (2013) 1533—1547, doi: 10.5194/amt-6-1533-2013
- [10] A. Bril, S. Oshchepkov, T. Yokota. *Remote Sens. Environ.*, **117**, N 1 (2012) 301—306, doi: 10.1016/j.rse.2011.10.005
- [11] S. Oshchepkov, A. Bril, T. Yokota, Y. Yoshida, T. Blumenstock, N. M. Deutscher, S. Dohe, R. Macatangay, I. Morino, J. Notholt, M. Rettinger, C. Petri, M. Schneider, R. Sussman, O. Uchino, V. Velazco, D. Wunch, D. Belikov. *Appl. Opt.*, **52**, N 6 (2013) 1339—1350, doi: 10.1364/AO.52.001339
- [12] D. Schepers, S. Guerlet, A. Butz, J. Landgraf, C. Frankenberg, O. Hasekamp, J.-F. Blavier, N. M. Deutscher, D. W. T. Griffith, F. Hase, E. Kyrö, I. Morino, V. Sherlock, R. Sussmann, I. Aben. *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, **117**, N D10 (2012) 1—14, doi: 10.1029/2012JD017549
- [13] E. Dupuy, I. Morino, N. M. Deutscher, Y. Yoshida, O. Uchino, B. J. Connor, M. De Mazière, D.W.T. Griffith, F. Hase, P. Heikkinen, P. W. Hillyard, L. T. Iraci, S. Kawakami, R. Kivi, T. Matsunaga, J. Notholt, C. Petri, J. R. Podolske, D. F. Pollard, M. Rettinger, C. M. Roehl, V. Sherlock, R. Sussmann, G. C. Toon, V. A. Velazco, T. Warneke, P. O. Wennberg, D. Wunch, T. Yokota. *Remote Sens.*, **8**, N 5 (2016) 414, doi: 10.3390/rs8050414
- [14] T. Nakajima, M. Tanaka. *JQSRT*, **40**, N 1 (1988) 51—69, doi: 10.1016/0022-4073(88)90031-3
- [15] A. Berk, G. P. Anderson, P. K. Acharya, L. S. Bernstein, J. H. Chetwynd, M. W. Matthew, E. P. Shettle, S. M. Adler-Golden. *MODTRAN4 User's Manual*, Air Force Research Laboratory Report, June 1999 (1999)
- [16] C. D. Rodgers. *Inverse Methods for Atmospheric Sounding: Theory and Practice*, World Sci., Singapore (2000)