КОНФЕРЕНЦИЯ С

ИССЛЕДОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА ОПТИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

ОЦЕНКА МАСШТАБОВ ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ПЛАМЕНИ С ПРИМЕНЕНИЕМ МЕТОДОВ ИК-ДИАГНОСТИКИ

Е. Л. Лобода[1], О. В. Матвиенко[1], М. В. Агафонцев[1],В. В. Рейно[2]

[1] Национальный исследовательский Томский государственный университет

[2] Институт оптики атмосферы СО РАН, Россия, Томск

loboda@mail.tsu.ru, matvolegv@mail.ru, kim75mva@gmail.com, reyno@iao.ru

Ключевые слова: горение, турбулентность, температура, ИК-диагностика.

Аннотация: Представлены результаты экспериментальных измерений полей температуры в узком спектральном интервале среднего ИК-диапазона при горении различных топлив (растительные горючие материалы, спирт, бензин, керосин, дизельное топливо). Получены частотные спектры изменения температуры в пламени. Даются оценки масштабов турбулентности в пламени на основе измерений размеров температурных неоднородностей и анализе спектров изменения температуры в пламени.

При исследованиях процессов горения с применением методов ИК-диагностики было установлено, что температура в пламени многократно изменяется во времени, а в спектре изменения температуры присутствуют выраженные максимумы, которые для разных горючих материалов имеют разные частоты [1]. Эти частотные максимумы связаны непосредственно с химическими реакциями в пламени и режимом течения в нем. В [1, 2] утверждается, что эти пульсации температуры связаны с движением и размером разогретых областей в пламени.

В данной работе представлены экспериментальные результаты измерений полей температуры с помощью быстродействующей ИК-камеры, получены спектры изменения температуры в пламени и оценки масштабов турбулентности по частотным спектрам изменения температуры и по размерам температурных неоднородностей.

Описание эксперимента и полученных результатов

При проведении экспериментов система «ИК-камера-пламя-абсолютно черное тело» выстраивалась на одной оптической оси, что позволяло проводить коррекцию коэффициента излучения и определять прозрачность пламени в исследуемых спектральных диапазонах. В качестве модели абсолютно черного тела (АЧТ) использовался излучатель АЧТ-45/100/1100 Омского завода ОАО НПП «Эталон» с диапазоном изменения температуры от 573 К до 1373 К. В качестве горючих материалов применялись жидкие топлива (бензин, керосин, дизельное топливо,

спирт) и растительные горючие материалы (древесина сосны, березы, кедра, опад хвои сосны, кедра, смесь полевых растений). Влагосодержание растительных горючих материалов (РГМ) составляло 7,9 %, значение которого определялось при помощи анализатора влажности AND MX-50 с точностью 0,01%. Масса РГМ определялась при помощи электронных весов AND HL-400 с точностью 0,1 г и варьировалась от 50 г до 210 г. Температура воздуха, относительная влажность и атмосферное давление контролировались при помощи метеостанции Meteoscan RST01923.

Энергетическая яркость пламени, модели АЧТ и распределение температуры регистрировалось при помощи ИК-камеры JADE J530SB с узкополосным оптическим фильтром со спектральным интервалом 2,5-2,7 мкм, выбранным на основании спектров излучения пламени и рекомендаций [3], позволяющим измерять температуру в диапазоне 583-1773 К с частотой регистрации 170 кадров/сек. Съемка производилась с объективом имеющим фокусное расстояние F=50 мм, а матрица тепловизора имела разрешение 320x240 пикселей. Расстояние от тепловизора до АЧТ составляло 3 м, а расстояние от тепловизора до плоскости центра пламени составляло 2 м. Дополнительно температура в пламени на оси АЧТ контролировалась при помощи термопары типа вольфрам-рений с диаметром спая 50 мкм и постоянной времени $\approx$ 0,09-0.1 с. Температура пламени дополнительно контролировалась термопарами(типа К) и по данным термопар корректировалось среднее значение коэффициента излучения (ε_λ). После зажигания и появления пламени апертура АЧТ закрывалась экраном, чтобы исключить его влияние на процесс горения и регистрацию пламени и сравнить результаты измерений с влиянием АЧТ и без него.

Кроме того, было установлено, что температура в пламени многократно изменяется во времени и имеет определенный спектр с характерными частотными максимумами для каждого вида топлива (рис. 1). Эти пульсации обусловлены турбулентным характером течения в пламени и имеют непосредственную связь с масштабами турбулентности, которые можно рассчитать из спектров изменения температуры в пламени. Следует отметить, что при обработке термограмм можно выделить температурные неоднородности в пламени, движение которых вызывает пульсации температуры (рис. 2), а их размеры согласуются с теоретически рассчитанными масштабами турбулентности в пламени.

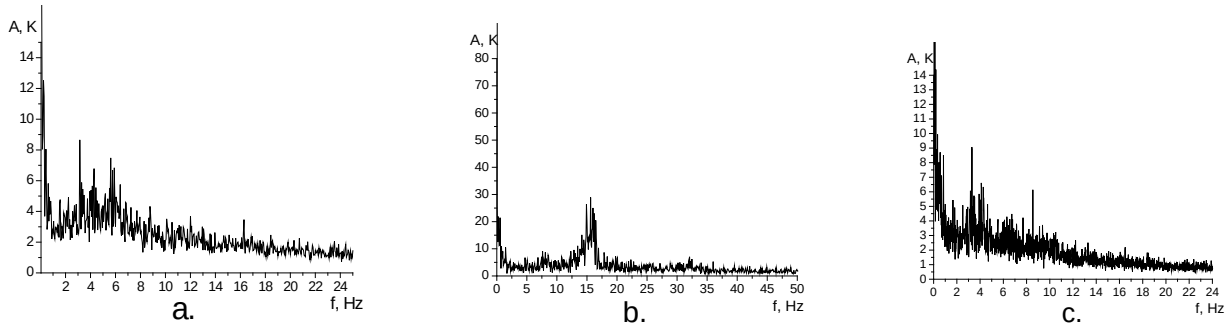
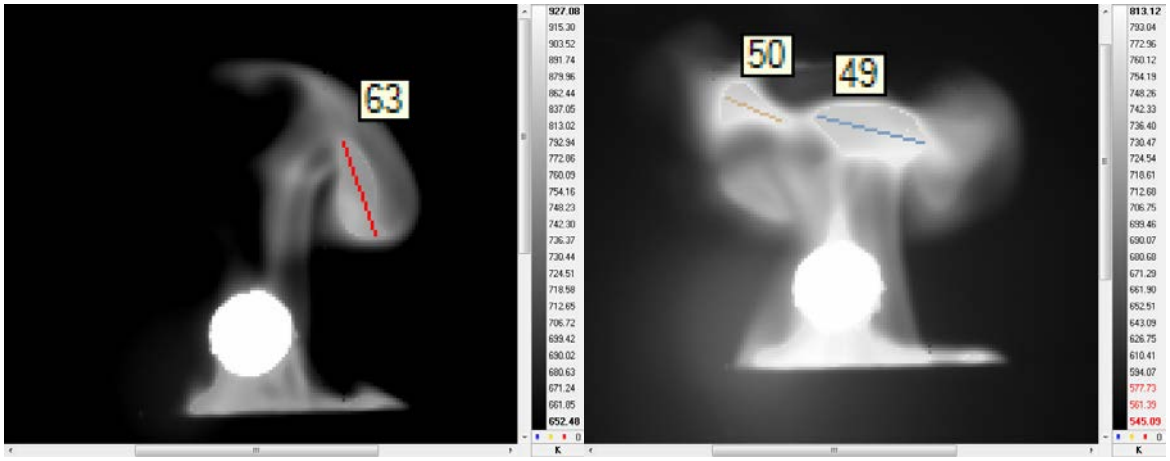
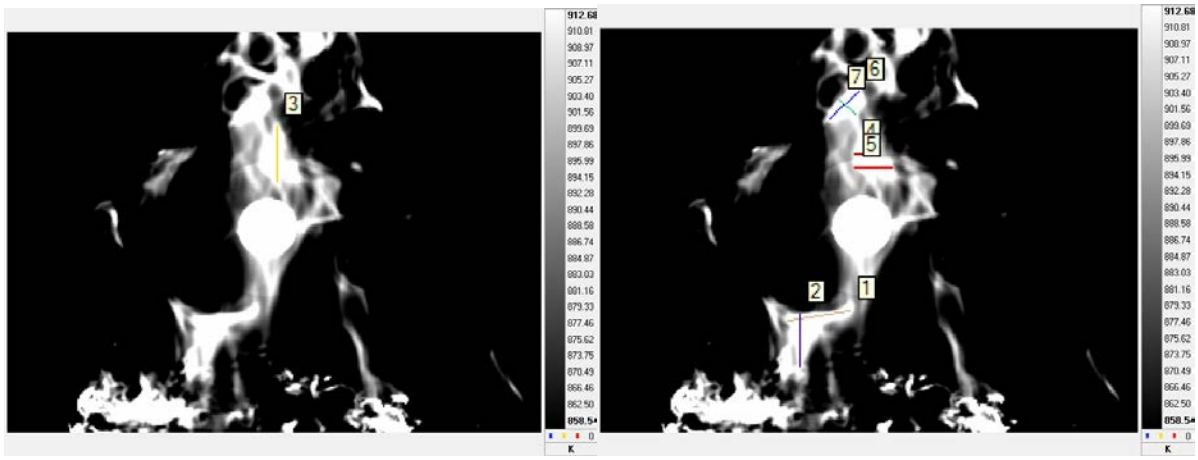


Рис. 1. Спектры изменения температуры в пламени растительных горючих материалов (a), спирта (b), бензина (c).



a b



c d

Рис. 2. Измерение размеров температурных неоднородностей в пламени по термограммам от кадра к кадру, образующемся при горении спирта (a, b) и хвои кедра (c, d).

ВЫВОДЫ:

1. В спектре флуктуаций температуры пламени присутствуют характерные частотные максимумы, обусловленные турбулентностью течения, а между размерами температурных неоднородностей и масштабами турбулентности существует взаимосвязь. И в целом средний размер температурных неоднородностей практически совпадает с теоретической оценкой масштабов турбулентности,
2. Определяющим механизмом сжигания топлива является микрообъемное горение в турбулентных вихрях согласно гипотезе Сполдинга.

Работа выполнена при поддержке Гранта Президента РФ № МД-5754.2015.1, гранта РФФИ № 15-01-00513_а и Программы ОФН РАН «Фундаментальные проблемы электродинамики и волновой диагностики атмосферы».

Литература

1. Loboda E.L., Reyno V.V., Vavilov V.P. The Use of Infrared Thermography to Study the Optical Characteristics of Flames from Burning Vegetation // Infrared Physics and Technology 67 (2014). P. 566-573.
2. Лобода Е.Л., Рейно В.В. Влияние коэффициента излучения пламени на измерение температур ИК - методами при горении лесных и степных горючих материалов при различном влагосодержании. Частотный анализ изменения температуры // Оптика атмосферы и океана, 2011, No 11. С. 1002-1006.
3. Лобода Е.Л., Рейно В.В., Агафонцев М.В. Выбор спектрального интервала для измерения полей температуры в пламени и регистрации экранированных пламенем высокотемпературных объектов с применением методов ИК-диагностики // Известия вузов. Физика, 2015. № 2. Т. 58. С. 124-128.

ПРИМЕНЕНИЕ ТЕРМОГРАФИИ ПРИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОМ ИССЛЕДОВАНИИ ПЛАЗМЕННОЙ СТРУИ

[1]Лобода Е.Л., [1]Агафонцев М.В., [1]Фатеев В.Н., [2]Рейно В.В.

Национальный исследовательский Томский государственный университет

[2] Институт оптики атмосферы СО РАН, Россия, Томск

loboda@mail.tsu.ru, kim75mva@gmail.com, vladimir_fateyev@mail.ru

reyno@iao.ru

Ключевые слова: плазма, температура, ИК-излучение, термография.

Аннотация: В данной работе представлены результаты экспериментальных исследований оптических свойств плазменной струи в среднем ИК-диапазоне.

При экспериментальных исследованиях процессов горения и воздействия плазменных струй на различные материалы традиционно применяются контактные методы измерения температуры среды. В частности, применяются термопары, количество которых значительно возрастает при необходимости получения пространственного распределения температуры. Это связано с определенными трудностями, в том числе и технического характера. Например, при исследовании распределения температуры в пламени применение гребенок термопар не может обеспечить хорошее пространственное разрешение, кроме того, термопары вносят возмущения в исследуемую среду, по их свободным концам происходит сток тепла, собственное излучение термопар также может вносить изменение в состояние исследуемой среды. В случае измерения температуры поверхности материала, подвергающегося воздействию плазменной струи возникают технические трудности, связанные с заделкой термопар в поверхность разрушающегося под воздействием плазменной струи материала, высокочастотный импульс при запуске плазмотронов через подводящие концы термопар оказывает воздействие на регистрирующую аппаратуру, что делает часто невозможным использование АЦП и точных измерительных приборов. Современные методы термографии с использованием тепловизоров позволяют отказаться от использования большого числа термопар и избежать описанных трудностей. При этом применение бесконтактных методов инфракрасной термографии позволяет получить существенно лучшее разрешение по пространству и времени. Однако, при применении этих методов возникают трудности связанные с определением коэффициентов

излучения и пропускания исследуемой среды, в выборе спектрального интервала исследования, с влиянием исследуемой высокотемпературной полупрозрачной среды (пламя, плазменная струя) на регистрацию температур экранированных ей объектов. Так, например, при исследовании горения растительных горючих материалов в спектральном интервале 2.5-2.7 мкм коэффициент излучения пламени зависит от влагосодержания горючих материалов [1].

Значительная часть исследований в области термографии электротехнического и теплового оборудования связана с измерением температур твердых сред. Термография очень широко применяется для исследования поведения микроэлектронных устройств [2] и в задачах неразрушающего контроля сотовых конструкций авиационной техники [3]. Для определения профиля температуры во фронте экзотермической автокаталитической реакции в работе [4] применялись методы термографии и, в частности, использовался тепловизор FLIR SC 5500 со спектральным интервалом 2.5-5 мкм. Однако в работе не приводится спектр излучения фронта реакции, а в случае процессов горения, применение такого широкого спектрального интервала является некорректным, т.к. функционально все тепловизоры применяются для измерения температур жидких или твёрдых тел и калибруются по излучению модели абсолютно черного тела (АЧТ), спектр излучения которого определяется законом Планка.

В области исследования процессов горения и, в частности, природных пожаров использование термографии не сильно распространено ввиду сложности исследуемого объекта, недостатка знаний его свойств, например, коэффициента излучения и дороговизны специальных ИК-камер, пригодных для научных исследований. Однако, ввиду перспективности данного способа определения характеристик фронта горения можно отметить работы [5-7], где рассматривается измерение параметров лесного пожара в среднем ИК-диапазоне длин волн, а в работах [8, 9] приведены результаты исследований для спектральных интервалов 7,5-13 мкм и 8- 12 мкм соответственно.

В данной работе представлены результаты экспериментальных исследований оптических свойств плазменной струи, полученной при помощи электродугового подогревателя газа ЭДП-104А/50, где в качестве рабочего тела использовался воздух, азот, углекислый газ и аргон.

Методика проведения эксперимента и полученные результаты

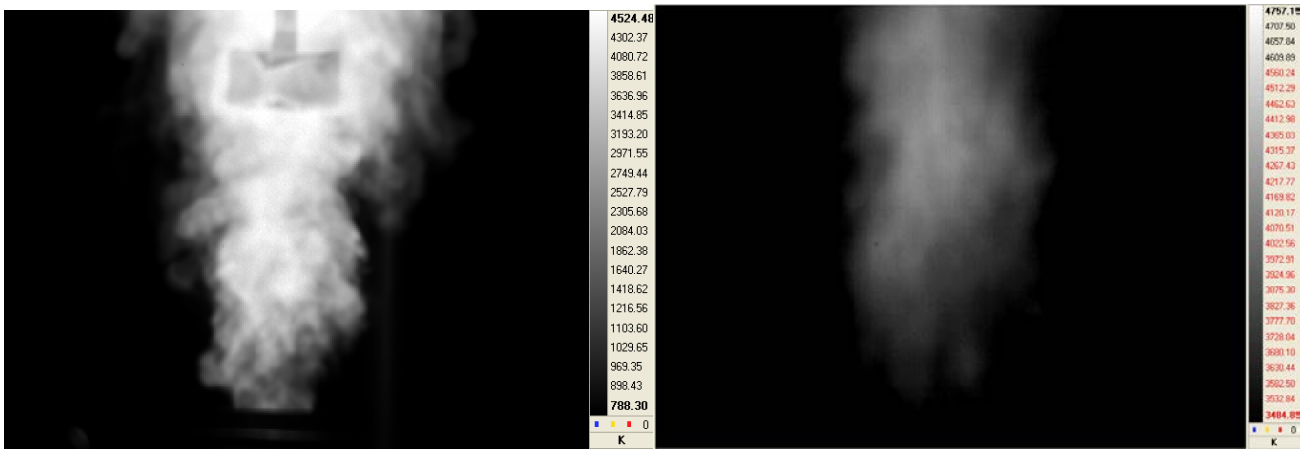
Плазменная струя генерировалась при помощи электродугового подогревателя газа постоянного тока ЭДП-104А/50, разработанного в Институте теплофизики СО РАН, который позволял получить плазменную струю со скоростью до 60 м/с. Закрутка потока производилась с помощью кольца закрутки, входящего в состав ЭДП-104А/50, а дополнительная газовихревая стабилизация дуги производилась посредством использования анода с уступом с диаметром

выходного отверстия 14 мм. В качестве рабочего тела использовался воздух, азот, углекислый газ и аргон. Максимальные температуры в струе составляли для углекислого газа 4500 К, для воздуха и азота - 5500 К, а для аргона – 8000 К.

Инфракрасное излучение и распределение температуры регистрировалось при помощи скоростной ИК-камеры (тепловизора) JADE J530SB с узкополосными фильтрами со спектральными интервалами: 2,5-2,7 мкм, 2,64-3,25 мкм, 3,1-3,3 мкм, 3,7-3,9 мкм, 4,0-5,0 мкм, 4,35 мкм с полосой пропускания 180 нм, 4,0-5,5 мкм. Регистрация производилась с частотой 50 кадров/сек.. Съемка производилась с объективом, имеющим фокусное расстояние F=100 мм, а матрица тепловизора имела разрешение 320x240 пикселей. Расстояние от тепловизора до АЧТ составляло 2.5 м, а расстояние от тепловизора до оси плазменной струи составляло 2 м.

В плазменную струю помещался образец теплозащитного материала с коэффициентом излучения ε=0,9, а для определения прозрачности плазменной струи на одной оптической оси «тепловизор-плазменная струя» располагалась модель абсолютно черного тела, роль которой выполнял излучатель АЧТ-45/100/1100 Омского завода ОАО НПП «Эталон» с диапазоном изменения температуры от 573 К до 1373 К. Температура АЧТ составляла 1373 К.

На рис. 1 представлены термограммы плазменной струи, где в качестве рабочего тела взят углекислый газ.



a b

Рис. 1. Термограмма плазменной струи, полученная при помощи фильтра 4.35 мкм с полосой пропускания 180 нм и временем интеграции 3 мкс (a) и фильтра с полосой пропускания 2.5-2.7 мкм и временем интеграции 820 мкс (b).

Рис. 1a получен при помощи фильтра 4.35 мкм с полосой пропускания 180 нм, где присутствует мощная полоса излучения углекислого газа, а рис. 1b получен при помощи

фильтра 2.5-2.7 мкм. Очевидно, что более высокая селективность фильтра на CO_2 и значительно меньшее время интеграции в первом случае позволяет получить хорошо детализированное изображение плазменной среды с коэффициентом излучения близким к 1. В случае более широкой полосы пропускания фильтра и большим временем интеграции получается осредненная картина с более низким коэффициентом излучения.

Следует отметить, что в диапазоне длин волн 3.7-3.9 мкм излучение от плазменной струи на воздухе, азоте и углекислом газе не регистрируется, так как находится вне спектральной чувствительности тепловизора, что позволяет эффективно использовать этот диапазон для регистрации объектов, подвергающихся воздействию плазменной струи и экранированных ей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Для регистрации температурного поля объектов экранированной плазменной струей, полученной в средах на воздухе, азоте и углекислом газе, рекомендуется использовать спектральный диапазон 3.7-3.9 мкм.
2. Для получения хорошо детализированной термограммы плазменной струи, полученной на углекислом газе, рекомендуется применять оптический фильтр с полосой 180 нм и центром поглощения или излучения газа CO_2 на длине волн 4.35 мкм.

Работа выполнена при поддержке Гранта Президента РФ № МД-5754.2015.1, гранта РФФИ № 15-01-00513_а и Программы ОФН РАН «Фундаментальные проблемы электродинамики и волновой диагностики атмосферы».

Литература

1. Лобода Е.Л., Рейно В.В. Влияние коэффициента излучения пламени на измерение температур ИК - методами при горении лесных и степных горючих материалов при различном влагосодержании. Частотный анализ изменения температуры // Оптика атмосферы и океана, 2011, No 11. С. 1002-1006.
2. W. Huang, K. Skadron, S. Gurumurthi, R.J. Ribando, M.R. Stan Differentiating the Roles of IR Measurement and Simulation for Power and Temperature-Aware Design Performance Analysis of Systems and Software, 2009. ISPASS 2009. IEEE International Symposium Digital Object Identifier: 10.1109/ISPASS.2009.4919624 Publication Year: 2009
3. В.П. Вавилов Инфракрасная термография и тепловой контроль. – М.: ИД Спектр, 2009. – 544 с.
4. J. Martin, N. Rakotomalala, L. Talon, D. Salin Measurement of the temperature profile of an exothermic autocatalytic reaction front // Physical review E 80, 055101(R). 2009. DOI:1?0.1103/PhysRevE.80.055101

5. P. Boulet, G. Pareut, Z. Acem, A. Collin, O. Sero-Guillaume On the emission of radiation by flames and corresponding absorption by vegetation in forest fires // Fire Safety Journal, 2011, No. 46. P. 21-26.
6. Qian C. Saito K. Measurements of Pool-Fire Temperature Using IR Technique // Combustion Institute/Central and Western States (USA) and Combustion Institute/Mexican National Section and American Flame Research Committee. Combustion Fundamentals and Applications. Joint Technical Meeting. Proceedings. April 23-26, 1995, San Antonio, TX, Gore, J. P., Editor(s), 81-86 pp.
7. F. Rinieri, J.-H. Balbi, P-A. Santoni On the use of an infra-red camera for the measurement of temperature in fires of vegetative fuels // QIRT 2006 (http://qirt.gel.ulaval.ca/archives/qirt2006/papers/011.pdf).
8. Dupuy J., Vachet P., Marechal J., Melendez J., de Castro A.J. Thermal infrared emission–transmission measurements in flames from a cylindrical forest fuel burner // International Journal of Wildland Fire, 2007, No 16, 324–340.
9. Tadashi Konishi, Akihiko Ito, and Kozo Saito, Transient Infrared Temperature Measurements of Liquid- Fuel Surfaces: Results of Studies of Flames Spread Over Liquids // Appl. Opt. 39, 4278-4283 (2000).

ПРИМЕНЕНИЕ УЗКОПОЛОСНЫХ ОПТИЧЕСКИХ ФИЛЬТРОВ В ТЕРМОГРАФИИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗЛУЧЕНИЯ ПРОДУКТОВ ГОРЕНИЯ В СРЕДНЕМ ИК-ДИАПАЗОНЕ

USING NARROW-BAND OPTICAL FILTER TO TERMOGRAPHY FOR RADIATION RESEARCH COMBUSTION PRODUCTS IN THE MIDDLE- IR RANGE

Агафонцев М.В.[1], Лобода Е.Л.[1], Рейно В.В.[2]
Agafontsev M.V.[1], Loboda E.L.[1], Reyno V.V.[2]

[1] Томский государственный университет, Россия, Томск

[1]Tomsk State University, Russia, Tomsk

loboda@mail.tsu.ru

[2] Институт оптики атмосферы СО РАН, Россия, Томск

[2]Institute of Optics and Atmosphere SD of RAN, Russia, Tomsk

reyno@iao.ru

Ключевые слова: температура, пламя, ИК-излучение, спектрограф , ИК-камера.

Keywords: temperature, flame, infrared, spectrograph, IR-camera.

Аннотация: В работе представлены спектры излучения пламени, образующегося при горении различных горючих материалов и дается обоснование применимости различных узких спектральных интервалов в среднем ИК-диапазоне для регистрации полей температуры в пламени и экранированных пламенем объектов.

Abstract: The paper presents the emission spectra of the flame produced by combustion of different fuels and provides the rationale for the applicability of various narrow spectral intervals in the middle-IR range for recording temperature fields in the flame and flame shielded facilities.

Традиционно при экспериментальном исследовании процессов горения применяют значительное количество термопар для определения полей температуры в пламени. При этом приходится жертвовать «чистотой эксперимента», т.к. термопары вносят возмущение в исследуемую среду, обеспечивают отвод тепла из зоны химической реакции по свободным концам и обладают инерционностью, которая может значительно ограничивать скорость регистрации протекающих процессов. Современные методы термографии позволяют отказаться от применения большого числа термопар и при этом получить хорошее пространственное разрешение с высокой детализацией по времени. Однако, применение термографии связано с рядом трудностей, вызванных необходимостью определения оптических характеристик пламени (коэффициенты излучения и пропускания) [1, 2], выборе спектрального интервала, влиянии слоя пламени на регистрацию экранированных им объектов [1]. Например, при исследовании горения растительных горючих интервалов в диапазоне длин волн 2.5-2.7 мкм

наблюдается зависимость коэффициента излучения пламени от влагосодержания горючих материалов [2].

В мире методы термографии в основном применяются при исследовании ограждающих конструкций зданий, электротехнического и теплового оборудования, что связано с определением температур твердых тел и с определением градиентов температуры по отношению к температуре воздуха окружающей среды. Также термографию применяют в медицине и при оценке поведения микроэлектронных устройств, [3] и в задачах неразрушающего контроля нагруженных конструкций в авиационной технике [4]. В [5] даны спектры излучения пламени, образующегося при горении растительных горючих материалов и результаты исследований излучения от фронта пожара на длинах волн 3,6; 4,8; 4,2 мкм, а в [6] представлены спектры излучения и особенности ИК-измерений для различных газов, в том числе паров воды и углекислого газа, разогретых до 2000 К.

В данной работе приводятся результаты экспериментальных исследований по определению в среднем ИК-диапазоне спектральных характеристик пламени, образующегося при горении различных горючих материалов и делается вывод с рекомендациями по выбору различных спектральных интервалов для решения ряда практических задач с применением методов ИК-диагностики.

В качестве горючих материалов использовались: растительные горючие материалы (хвоя сосны, кедра, полевые растения), древесины сосны, березы и кедра, и топлива типа:- каменный уголь сорта ДО, спирт, керосин, бензин, дизельное топливо, пропано-бутановая смесь. Масса образцов растительных горючих материалов (хвоя кедра, сосны, полевые растения) составляла 50 г, масса древесины сосны, березы и кедра - 200 г, масса каменного угля – 300 г, объем горючих жидкостей – 20 мл.

Регистрация спектра излучения пламени осуществлялась спектрографом SOLAR TII MS2001i с диапазоном измерений 2,0÷5,3 мкм. Измерения производились с расстояния 1 м от пламени. Температура в пламени контролировалась при помощи термопары типа ХА с диаметром спая 500 мкм. Постоянная времени термопары составляла ≈1,0 с, что обеспечивало осреднение пульсаций температуры в пламени. При горении растительных горючих материалов частотные спектры флуктуаций температуры характеризуются характерными пиками в области частот 2÷7 Гц [2]. Погрешность измерения температуры в пламени не превышала 10%. В соответствии с максимальными значениями показаний термопары в пламени производилась регистрация спектра излучения модели абсолютно черного тела (АЧТ) с соответствующей температурой и на таком же расстоянии 1 м. В качестве модели АЧТ использовался излучатель

АЧТ-45/100/1100 Омского завода ОАО НПП «Эталон» с диапазоном изменения температуры от 573 К до 1373 К.

На рис. 1 приведены осредненные по времени регистрации спектры излучения пламени (кривая 2): образующегося при горении указанных выше горючих материалов и спектр излучения АЧТ (кривая 1) при температуре, соответствующей максимальной температуре в пламени при горении соответствующих горючих материалов. Эти спектры получены при одинаковых условиях и масштабах проведения экспериментов.

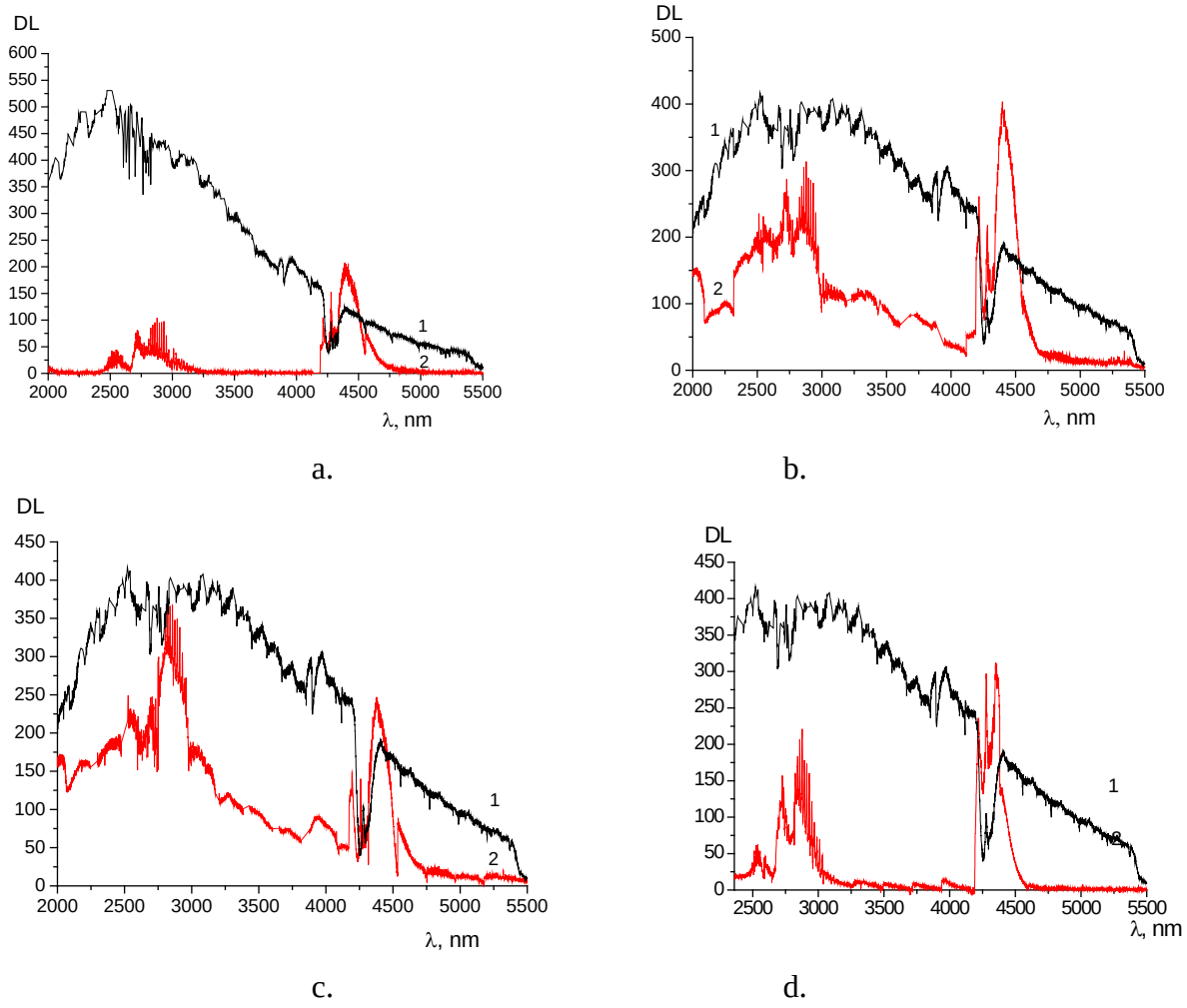


Рис. 1 – Спектры излучения АЧТ (кривая 1) и пламени (кривая 2), образующегося при горении a – пропан-бутановой смеси, b – бензина, c – керосина, d –спирта.

Анализируя рис. 1 и состав продуктов горения исследуемых топлив можно сделать вывод, что наиболее мощные линии излучения соответствуют парам воды и углекислому газу, образующимся при горении. Это наиболее ярко выражено в спектрах излучения для пропан-бутановой смеси и спирта. В случае горения других горючих материалов в спектре излучения пламени присутствует излучение разной интенсивности в диапазоне длин волн 2-4 мкм. Это

излучение обусловлено в большей степени излучением конденсированных продуктов горения (сажи и дыма), а интенсивность излучения связана с концентрацией газов в продуктах горения.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Для решения задачи по определению полей температуры в пламени необходимо применение узкополосных фильтров, в полосу пропускания которых будут попадать полосы излучения продуктов горения, интенсивность которых не превышает интенсивность излучения АЧТ для максимальной температуры в пламени.
2. Для рассмотренных в данной работе видов горючих материалов (пропан-бутановая смесь, бензин, керосин, спирт, сосновые, березовые и кедровые дрова, хвоя сосны и кедра) целесообразно использовать спектральный интервал 2,5-3,0 мкм для определения полей температуры в пламени.
3. Для регистрации объектов, экранированных пламенем образованным при горении рассмотренных в статье горючих материалов, целесообразно использовать спектральный интервал 3,3-4,0 мкм. При использовании спектрального интервала 2,5-3,0 мкм при регистрации излучения экранированного пламенем объекта, в интегральную величину регистрируемого излучения, излучение от пламени будет вносить значительный вклад, что следует учитывать при расчетах истинных значений.
4. Использование спектрального интервала 4,0-4,7 мкм нецелесообразно для измерения температуры пламени.

Работа выполнена при поддержке Гранта Президента РФ № МД-5754.2015.1, гранта РФФИ № 15-01-00513_а и Программы ОФН РАН «Фундаментальные проблемы электродинамики и волновой диагностики атмосферы».

Литература

1. Loboda E.L., Reyno V.V., Vavilov V.P. The Use of Infrared Thermography to Study the Optical Characteristics of Flames from Burning Vegetation // Infrared Physics and Technology 67 (2014). P. 566-573.
2. Лобода Е.Л., Рейно В.В. Влияние коэффициента излучения пламени на измерение температур ИК - методами при горении лесных и степных горючих материалов при различном влагосодержании. Частотный анализ изменения температуры // Оптика атмосферы и океана, 2011, № 11. С. 1002-1004.
3. W. Huang, K. Skadron, S. Gurumurthi, R.J. Ribando, M.R. Stan Differentiating the Roles of IR Measurement and Simulation for Power and Temperature-

Aware Design Performance Analysis of Systems and Software, 2009. ISPASS 2009. IEEE International Symposium Digital Object Identifier: 10.1109/ISPASS.2009.4919624 Publication Year: 2009

4. В.П. Вавилов Инфракрасная термография и тепловой контроль. – М.: ИД Спектр, 2009. – 544 с.
5. J. Meléndez, J. M. Aranda, A. J. de Castro, F. López Measurement of forest fire parameters with multi-spectral imaging in the medium infrared // Quantitative InfraRed Thermography Journal Vol. 3, Issue 2, 2006. PP. 183-199.
6. W.T. Rawlins, W.G. Lawrence, W.J. Marinelli, M.G. Allen Hyperspectral infrared imaging of flames using a spectrally scanning fabry-perot filter // 2nd Joint Meeting of the U.S. Sections of the Combustion Institute. March 2001. Pp. 1-13.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ВИХРЕВОГО СЛЕДА САМОЛЕТА ИЗ ДАННЫХ, ИЗМЕРЯЕМЫХ ЛИДАРОМ «STREAM LINE»

И.Н. Смалихо[1], В.А. Банах[1]

[1]Институт оптики атмосферы СО РАН, 634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1, Россия

smalikho@iao.ru, banakh@iao.ru

Ключевые слова: когерентный доплеровский лидар, самолетный вихрь

Предложен метод оценивания параметров вихревого следа самолета (координат осей и циркуляций вихрей) из исходных данных, измеряемых импульсным когерентным доплеровским лидаром «Stream Line». Путем численного моделирования найдены оптимальные параметры измерения, при которых возможно получение информации о самолетных вихрях, несмотря на характерный для этого лидара низкий уровень эхосигнала. Метод апробирован в эксперименте на летном поле аэропорта Томска. Результаты обработки экспериментальных данных вполне соответствуют теоретическим расчетам для типа самолетов, задействованных в этом эксперименте.

Наилучшим техническим средством для экспериментального исследования вихревых следов самолетов является 2-микронный импульсный когерентный доплеровский лидар (ИКДЛ) [1], во многом благодаря достаточно высокому отношению сигнал-шум (SNR), реализующемуся в пограничном слое атмосферы до расстояний не менее 1 км. По сравнению с этим лидаром у 1,5-микронного ИКДЛ «Stream Line» [2,3] SNR более чем на порядок меньше, но в тоже время частота следования зондирующих импульсов в 30 раз выше, что позволяет использовать для аккумуляции (усреднения) исходных лидарных данных значительно большее число импульсов при одном и том же временном разрешении. Так как для лидара «Stream Line» всегда реализуется условие $\mathrm{SNR} \ll 1$, описанный в главе 5 монографии [1] метод огибающих скорости для обработки данных 2-микронного ИКДЛ с целью получения оценок самолетных вихрей не применим в случае лидара «Stream Line».

В настоящей работе исследуется возможность получения информации о вихревом следе самолета из исходных данных, измеренных лидаром «Stream Line». Разработана стратегия измерения и предложен метод оценивания координат осей самолетных вихрей и их циркуляции. Представлены результаты тестовых измерений лидаром «Stream Line» на летном поле аэропорта Томска.

Для получения информации о самолетных вихрях из данных ИКДЛ необходимо во время измерения использовать сканирование зондирующим пучком попеременно вверх-вниз в вертикальной плоскости перпендикулярно линии движения самолета, когда со временем t изменяется угол места φ. Исходными данными, измеряемыми лидаром «Stream Line», является

массив оценок корреляционных функций нормированного комплексного лидарного сигнала $\hat{C}(lT_s, R_k, \varphi_m; n')$, где $l = 0, 1, ..., 6$; $T_s = B^{-1}$ - интервал считывания; B = 50 МГц – частотная полоса пропускания приемника; $R_k = R_0 + k\Delta R$ - расстояние от лидара; $k = 0, 1, ..., K-1$; $\Delta R = cT_s / 2$ = 3м; c - скорость света; $\varphi_m = m\Delta\varphi$ - угол места; $m = 0, 1, ..., M-1$; $\Delta\varphi = \omega_s \Delta T$ - разрешение по углу сканирования со скоростью ω_s; $\Delta T = N_a / f_P$; N_a - число лазерных импульсов, используемых для аккумуляции данных [4], f_P = 15 кГц – частота следования импульсов и $n' = 1, 2, 3, ...$ - номер сканирования. Воспользовавшись приведенной в [4] формулой (5), из $\hat{C}(lT_s, R_k, \varphi_m; n')$ можно получить массив оценок доплеровских спектров $\hat{S}_D(V_{l'}, R_k, \varphi_m; n')$, где $V_{l'} = (l' - L'/2)\delta V$, $l' = 0, 1, 2, ..., L'-1$, L' - число спектральных каналов, $\delta V = (\lambda / 2)B / L'$ - шаг по скорости и λ = 1,5 мкм – длина волны. Затем получают оценки радиальных скоростей $\hat{V}_r(R_k, \varphi_m; n')$ в точке максимума доплеровского спектра, т.е. $\max\{\hat{S}_D(V_{l'}, R_k, \varphi_m; n')\} = \hat{S}_D(\hat{V}_r, R_k, \varphi_m; n')$.

С использованием численного моделирования мы определили наиболее оптимальные параметры измерения вихрей, генерируемых приземляющимся самолетом на высоте не более 50 м, лидаром «Stream Line»: расстояние между лидаром и взлетно-посадочной полосой около 300 м, фокусное расстояние зондирующего пучка F = 300 м, N_a = 1500, ω_s = 2^0/с и M = 76. Учитывая, что частота повторения импульсов f_P = 15 кГц, время измерения ΔT = 0,1 с, разрешение по углу сканирования $\Delta\varphi$ = $0{,}2^0$, максимальный угол места $\varphi_{M-1} = (M-1)\Delta\varphi$ = 15^0 и продолжительность одного сканирования $T_{\text{scan}} = M\Delta T$ = 7,6 с.

Предложенный нами алгоритм оценивания параметров вихревого следа самолета из измеренного массива $\hat{V}_r(R_k, \varphi_m; n')$ заключается в следующем. Пусть, начиная с номера сканирования $n' = n_0 + 1$ и до $n' = n_0 + N$ массив лиданых оценок радиальной скорости содержит информацию о самолетных вихрях. Чтобы избежать влияния фонового ветра, получаем новый массив данных $\tilde{V}_r(R_k, \varphi_m; n) = \hat{V}_r(R_k, \varphi_m; n_0 + n) - \hat{V}_r(R_k, \varphi_m; n_0)$, где $n = n' - n_0 = 1, 2, ..., N$. На рис.1(а) приведен пример для распределения $\tilde{V}_r(R_k, \varphi_m; 2)$, полученного из измерений лидаром «Stream Line» на летном поле аэропорта Томска после пересечения плоскости сканирования самолетом Б737 на высоте 37 м. Видно, что на расстояниях между 250 и 300 м от лидара имеет место эффект пары самолетных вихрей на распределение радиальной скорости.

Для получения оценок координат осей правого и левого самолетных вихрей, введем функции $E(R_k;n)$, $\varphi_{\max}(R_k;n)$ и $\varphi_{\min}(R_k;n)$, определяемые с использованием алгоритма: $\max_{\varphi}\{\tilde{V}_r(R_k,\varphi_m;n)\}=\tilde{V}_r(R_k,\varphi_{\max};n)$; $\min_{\varphi}\{\tilde{V}_r(R_k,\varphi_m;n)\}=\tilde{V}_r(R_k,\varphi_{\min};n)$ и $E(R_k;n)=[\tilde{V}_r(R_k,\varphi_{\max};n)]^2+[\tilde{V}_r(R_k,\varphi_{\min};n)]^2$, где максимумы и минимумы находятся в пределах диапазона углов φ_m для каждого расстояния R_k. На рисунках 1(б) и 1(в) показаны $E(R_k;2)$, $\varphi_{\max}(R_k;2)$ и $\varphi_{\min}(R_k;2)$, полученные из данных рисунка 1(а). Видно, что $E(R_k;2)$ имеет два ярко выраженных пика. Из результатов проведенных нами численных исследований следует, что положения дальнего и ближнего пиков совпадает с расстояниями между лидаром и осью правого $R_{C1}(n)$ и левого $R_{C2}(n)$ самолетных вихрей соответственно, а углы $[\varphi_{\max}(R_{C1};n)+\varphi_{\min}(R_{C1};n)]/2$ и $[\varphi_{\max}(R_{C2};n)+\varphi_{\min}(R_{C2};n)]/2$ равны угловым координатам оси, соответственно, правого $\varphi_{C1}(n)$ и левого $\varphi_{C2}(n)$ вихря.

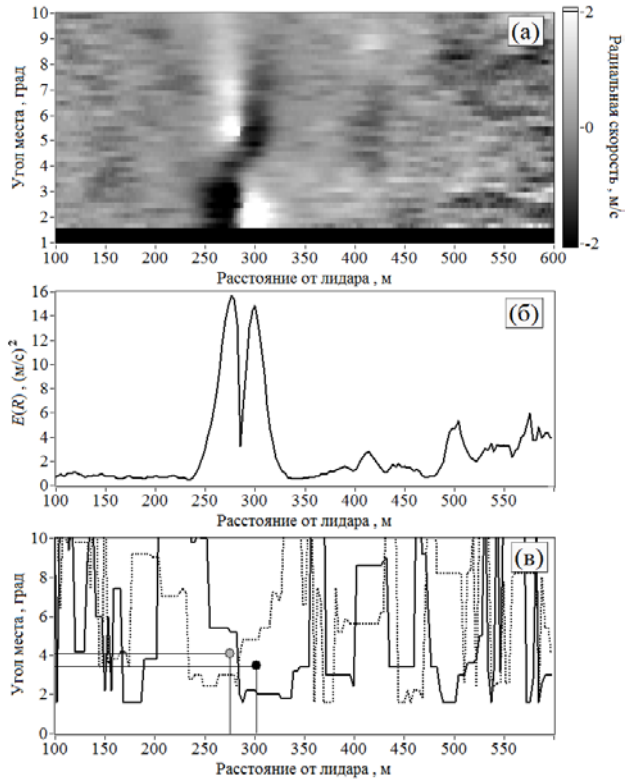


Рис.1. Распределение разности оценок радиальных скоростей $\tilde{V}_r(R_k,\varphi_m;2)$ (а) и соответствующие ему функции (б): $E(R_k;2)$, (в): $\varphi_{\max}(R_k;2)$ (сплошная кривая) и $\varphi_{\min}(R_k;2)$ (пунктирная кривая)

Следующим шагом обработки лидарных данных является получение оценок циркуляции правого $\hat{\Gamma}_1$ и левого $\hat{\Gamma}_2$ самолетного вихря. Мы предлагаем циркуляции вихрей определять путем минимизации функционалов $\rho(\Gamma_1)$ и $\rho(\Gamma_2)$, т.е. с помощью процедуры: $\min\{\rho(\Gamma_i)\}=\rho(\hat{\Gamma}_i)$, где $\rho(\Gamma_i)=\sum_m[\tilde{V}_r(R_{Ci},\varphi_m;n)-\bar{V}_r(R_{Ci},\varphi_m\,|\,\Gamma_1,\Gamma_2)]^2$, $\bar{V}_r(R_{Ci},\varphi_m\,|\,\Gamma_1,\Gamma_2)$ - радиальная скорость, теоретически рассчитываемая с использованием приведенных в [1] формул при произвольных значениях циркуляции правого Γ_1 и левого Γ_2 самолетных вихрей.

Для тестирования описанного выше метода оценивания параметров самолетных вихрей из данных, измеряемых лидаром «Stream Line», мы провели эксперимент на летном поле аэропорта Томска 9-го июля 2014 года. Лидар был установлен на расстоянии 315 метров от взлетно-посадочной полосы. За время непрерывного измерения этим лидаром с 05:00 до 07:10

местного времени четыре самолета Б737-800 пересекли плоскость сканирования зондирующим пучком на высоте около 37 м.

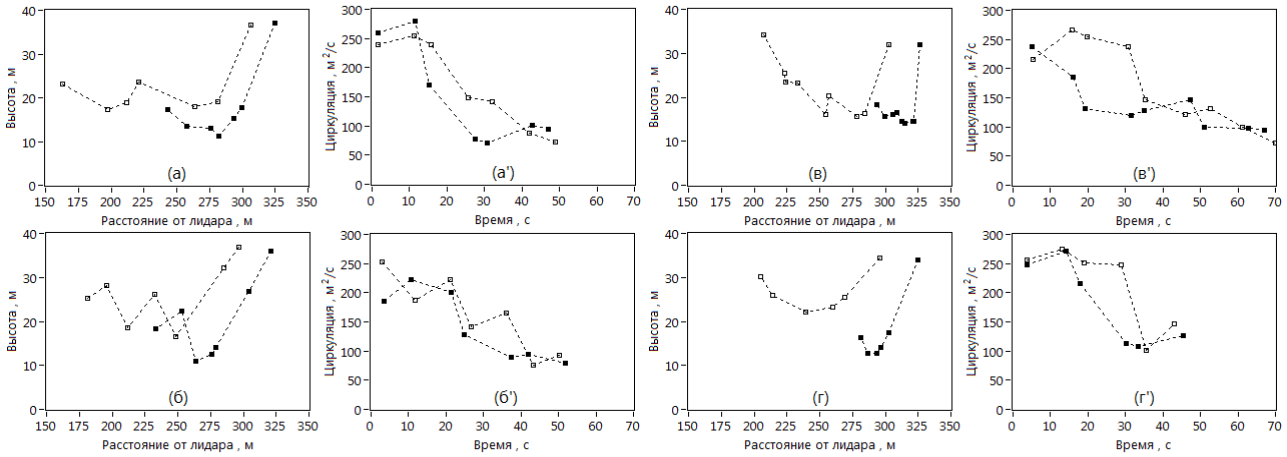


Рис.2. Траектории осей (а, б, в, г) и эволюция циркуляции (а’, б’, в’, г’) левого (светлые квадратики) и правого (черные квадратики) вихрей, генерируемых самолетами Б737 над летным полем аэропорта Томска 09.07.2014. Время пересечения самолетами плоскости сканирования зондирующим пучком лидара «Stream Line»: 05:09:21 (а, а’); 05:20:06 (б, б’); 06:20:00 (в, в’); 07:02:20 (г, г’)

На рис.2 представлены конечные результаты обработки данных, измеренных лидаром «Stream Line». Согласно данным этого рисунка, оценки начальных расстояний между осями правого и левого вихрей и оценки начальной циркуляции в среднем составляют, соответственно, 25 м и 245 м^2/с, что хорошо согласуется с теоретическими значениями этих величин, рассчитываемых по приведенным в [5] формулам. Показанные на рис.2 траектории и циркуляции вихрей характерны для случая их генерации на небольших высотах [1]. Время жизни вихревого следа, образуемого за самолетом данного типа, порядка 1 мин. Эти результаты указывают на принципиальную возможность получения оперативной и достоверной информации о самолетных вихрях из данных, измеряемых лидаром «Stream Line».

Авторы признательны А.В. Фалицу и В.В. Рейно за помощь в проведении эксперимента. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 14-17-00386).

1. *Banakh V.A., Smalikho I.N.* Coherent Doppler wind lidars in a turbulent atmosphere. Boston – London: Artech House, 2013. 248 p.
2. *Pierson G., Davies F., Collier C.* An analysis of performance of the UFAM Pulsed Doppler lidar for the observing the boundary layer // J. Atmos. and Ocean. Technol. 2009. V. 26. N 2. P. 240-250.
3. *Банах В.А., Смалихо И.Н., Фалиц А.В., Белан Б.Д., Аршинов М.Ю., Антохин П.Н.* Совместные радиозондовые и доплеровские лидарные измерения ветра в пограничном слое атмосферы // Оптика атмосф. и океана. 2014. Т.27. № 10. С. 911-916.
4. *Банах В.А., Брюер А., Пичугина Е.Л., Смалихо И.Н.* Измерения скорости и направления ветра когерентным доплеровским лидаром в условиях слабого эхосигнала // Оптика атмосф. и океана. 2010. Т. 23. №5. С. 333-340.
5. *Gerz T., Holzäpfel F., Darracq D.* Commercial aircraft wake vortices // Prog. in Aeros. Scien. 2002. V. 38. P. 181-208.

ESTIMATION OF AIRCRAFT WAKE VORTEX PARAMETERS FROM DATA MEASURED BY A LIDAR “STREAM LINE”

I.N. Smalikho, V.A. Banakh

Institute of Atmospheric Optics SB RAS, 1, Academician Zuev square, Tomsk, 634055, Russia

smalikho@iao.ru, banakh@iao.ru

Keywords: coherent Doppler lidar, aircraft wake vortex

A method for estimation of aircraft wake vortex parameters (coordinates of axis and circulation of vortices) from raw data measured by a pulsed coherent Doppler lidar “Stream Line” has been offered. By numerical simulation we found optimal measurement parameters, with which it is possible to obtain an information about the wake vortices, despite the low level of echo signal inherent to this lidar. The method was tested in an experiment at the airfield of Tomsk airport. The results of the experimental data processing are consistent with theoretical calculations for the type of aircrafts involved in this experiment.

ОЦЕНКИ ВЕТРА И ТУРБУЛЕНТНОСТИ АТМОСФЕРЫ ИЗ АНАЛИЗА ИЗОБРАЖЕНИЙ ИСТОЧНИКОВ СВЕТА И ТОПОГРАФИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ.

А.Л.Афанасьев[1], В.А.Банах[1], А.П.Ростов[1]

[1] *Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск,*

afanasiev@iao.ru, banakh@iao.ru, rostov@iao.ru

Ключевые слова: скорость ветра, турбулентность, видеоизображение, пространственно-временная корреляция.

Аннотация

Представлены одновременные оценки бокового ветра и интенсивности атмосферной турбулентности классическим методом лазерного просвечивания и пассивным оптическим методом из анализа излучения рассеянного на природных или искусственных топографических объектах в условиях естественного дневного освещения. Метод пассивного зондирования не требует искусственного светового источника и заключается в формировании некогерентных изображений естественных окружающих объектов при солнечном освещении и анализе искажений наведенных турбулентностью между объектом и плоскостью наблюдения. На одной и той же измерительной трассе проведено сравнение оценок интегральных значений среднего поперечного ветра и структурной характеристики показателя преломления воздуха обоими методами. Оптические измерения интегральных характеристик сопровождались независимыми локальными акустическими измерениями с использованием ультразвукового термоанемометра.

Оптические методы просвечивания [1-3]основаны на анализе пространственно-временных искажений параметров зондирующего излучения, обусловленных турбулентными флуктуациями показателя преломления воздуха. При реализации метода измерения скорости ветра регистрируются временные флуктуации сигналов и делаются оценки их пространственных перемещений под воздействием ветрового переноса. Для когерентного лазерного излучения методы просвечивания реализуются с применением взаимного корреляционного анализа флуктуаций интенсивности в двух приемных точках. Классический метод имеет ограничения на длину измерительной трассы в силу эффекта насыщения мерцаний.

В качестве активного оптического измерителя использовался макет корреляционного трассового анемометра [4]. В основе работы прибора реализован способ оценки интегральной скорости ветра по временному сдвигу взаимной корреляционной функции флуктуаций интенсивности лазерного излучения в двух точках, разнесенных в приемной плоскости перпендикулярно трассе. Скорость ветра оценивалась по сдвигу максимума взаимных корреляционные функций сигналов, а структурная характеристика C_n^2 - по дисперсии флуктуаций. Отметим, что классический метод просвечивания требует размещения источника и приемника на противоположных концах оптической трассы и подразумевает процедуру их взаимного наведения, что делает его недостаточно оперативным при измерениях интегрального

в заданном направлении ветра для многих практических приложений.

С целью оценки ветровых характеристик пассивным методом применялся подход [5], основанный на анализе излучения рассеянного на природных или искусственных топографических объектах в условиях естественного дневного освещения. Метод заключается в формировании некогерентных изображений и анализе их искажений вызванных атмосферной турбулентностью между объектом и плоскостью наблюдения.

Оптическая система экспериментального варианта пассивного измерителя бокового ветра состоит из двух приемных объективов диаметром 10 см, принимающих естественный свет, рассеянный окружающим пейзажем и пространственно разнесенных в поперечной к линии визирования плоскости на фиксированное расстояние 17 см. Изображения, формируемые совмещенными полями зрения двух объективов приемной системы, проецируются системой линз и зеркал на фотоприемную матрицу скоростной видеокамеры, сопряженную с компьютером. В качестве объектов корреляционного анализа использовались временные ряды флуктуаций центров тяжести выделенных блоков пикселей видеоизображения. Примеры получаемых изображений, искаженных турбулентными флуктуациями показателя преломления воздуха и выбор анализируемых блоков показаны на рис. 1.

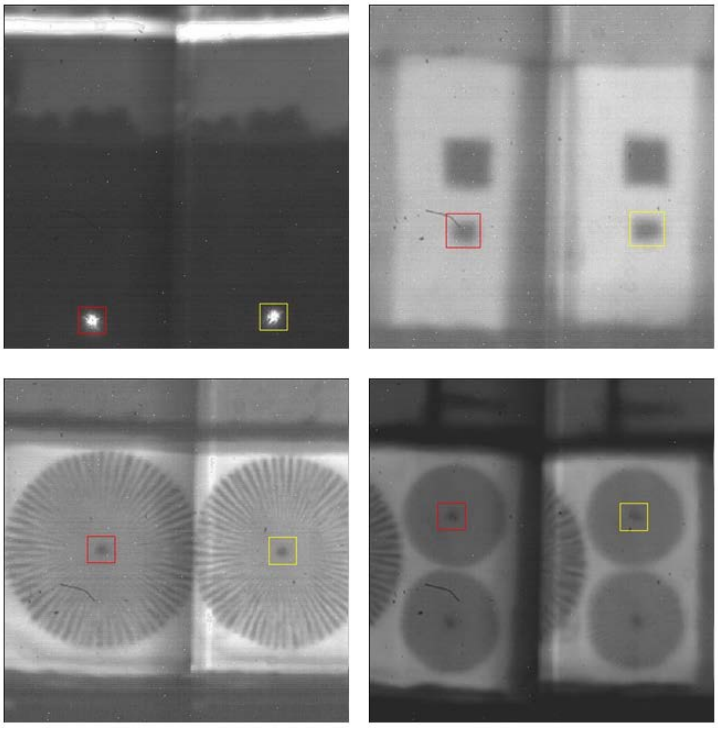


Рис. 1. Изображения объектов, формируемые стереоскопической приемной системой.

Для анализа изображений использован кросскорреляционный алгоритм. На рис. 2 показан пример изменения сдвига максимума корреляции во времени. Для более точной оценки положения максимума применялась сплайн аппроксимация вершины корреляционной кривой.

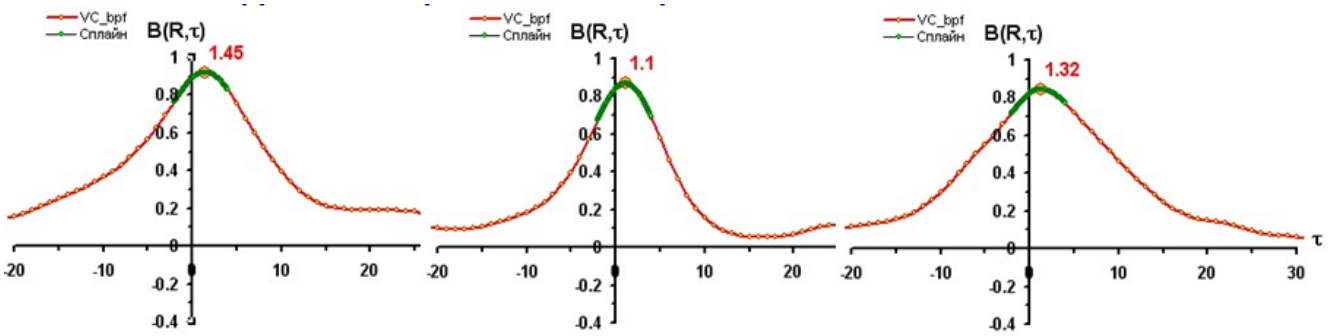


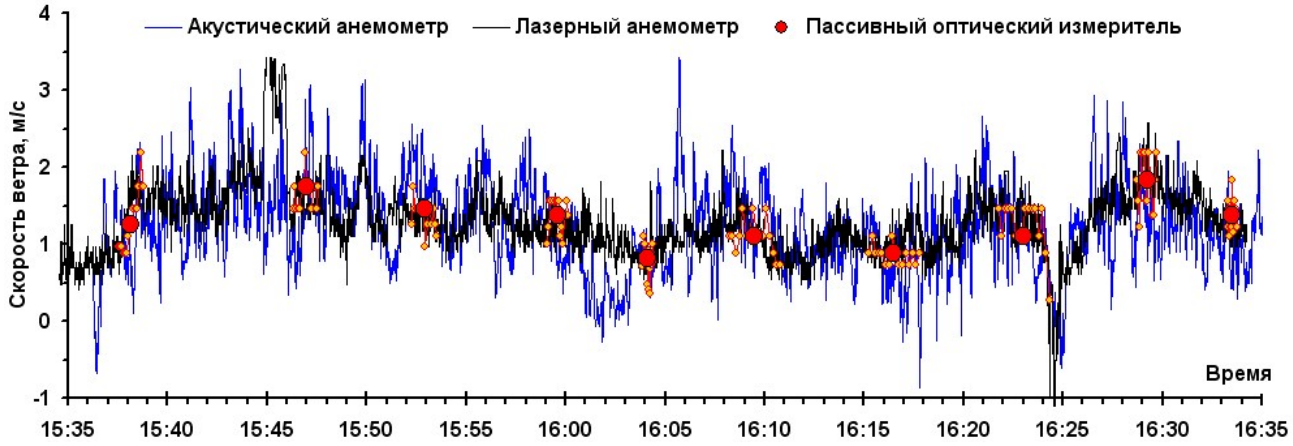
Рис. 2. Изменение временной задержки максимума взаимной корреляции центров тяжести блоков изображений левого и правого объективов.

Видеозапись неподвижного удаленного объекта с частотой 125 кадров в секунду проводилась в приземном слое над ровной подстилающей поверхностью на дистанции 470 м и сопровождалась независимыми акустическими измерениями ветра. При обработке в изображениях левого и правого объективов выделялся один и тот же участок размером 20x20 пикселей. Размер 1пс изображения соответствует 2мм на мишени. Угловое поле зрения выделенного блока 87 мкрад.

По задержке максимума взаимной корреляции флуктуаций энергетических центров тяжести выделенных блоков, с учетом пространственного разноса приемных объективов и частоты кадров видеосъемки, проводились оценки скорости перемещения оптических неоднородностей поперек поля зрения приемной системы.

Таким образом, информация о скорости поперечного к лучу зрения ветра, извлекается из измерений пространственно- временных флуктуаций локальных наклонов волнового фронта или градиентов фазы световых волн в пределах диаметров приемных апертур. В отличие от турбулентных мерцаний интенсивности, флуктуации фазы, приобретаемые при распространении в атмосфере от рассеивающего объекта до наблюдателя, не насыщаются с увеличением дистанции и мощности турбулентности, характеризуемой структурной характеристикой флуктуаций показателя преломления C_n^2. Это существенно уменьшает ограничения по дальности измерений.

Проведено сравнение одновременных измерений интегрального поперечного ветра активным и пассивным оптическими методами на одной и той же измерительной трассе. На рис. 3 представлен пример оценок интегральной поперечной скорости ветра и структурной характеристики C_n^2, приведены синхронные данные локальных акустических измерений. На протяжении часового интервала данные полученные оптическими методами удовлетворительно согласуются между собой, также прослеживается совпадение динамики интегральных и локально измеренных характеристик.



а)



б)

Рис. 3. Оценки интегральных значений среднего поперечного ветра а) и структурной характеристики показателя преломления воздуха б) активным и пассивным оптическими методами и ультразвуковым термоанемометром.

Проведенные эксперименты показали практическую возможность использования подобных пассивных измерений для оценки интегральных значений поперечного ветра и структурной характеристики показателя преломления в атмосфере.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект №15-05-04210.

ЛИТЕРАТУРА

1. Lawrence R.S., Ochs G.R., and Clifford S.F. Use of scintillations to measure average wind across a light beam // Applied Optics. 1972. 11(2). pp. 239–243.

2. Wang T-i., Ochs G.R., Lawrence S. Wind measurements by the temporal cross-correlation of the optical scintillations // Applied Optics. 1981. V.20. pp.4073-4081.

3. Wang T-i. Optical flow sensor using a fast correlation algorithm. 2003. United States Patent No. US 6,611,319 B2.

4. Afanasiev A.L., Banakh V.A., Rostov A.P. Estimate of wind velocity from optical measurements in atmosphere // Atmospheric and Ocean Optics. Proc. SPIE. – 2002. – V.5027. – P.136-144.

5. Shapira J., Porat O., Livneh M., Wies Z., Heflinger D., Fastig S., Glick Y., Engel A. Atmospheric cross-wind and turbulence measurements using turbulence –induced scintillations Proc. SPIE – 2010. V.7684. doi: 10.1117/12.849982.

ОПТИЧЕСКИЙ ТРАССОВЫЙ ИЗМЕРИТЕЛЬ ФЛУКТУАЦИЙ АТМОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ И СКОРОСТИ ВОЗДУШНОГО ПОТОКА

А.П. Ростов

Институт оптики атмосферы, Томск.

rostov@iao.ru

Ключевые слова: оптика, оптика атмосферы, атмосферная турбулентность, скорость ветра, микроконтроллер.

Рассматривается вариант построения простого макета трассового измерителя атмосферной турбулентности и скорости воздушного потока.

При проведении натурных экспериментов в приземном слое атмосферы часто требуется знание значений уровня атмосферной турбулентности и, перпендикулярного к трассе, средней скорости воздушного потока. Для этих целей используются различные приборы и методы: дифференциальный измеритель турбулентности (ДИТ) [1], Boundary Layer Scintillometer LAS900 компании ScinTec [2], акустические анемометры-термометры [1]. Эти приборы недешевы и часто недоступны. Здесь описывается создание простого и недорогого прибора, работающего в приземном слое атмосферы на трассах до 500м.

Для определения атмосферной турбулентности используется структурная постоянная показателя преломления Cn^2. Известна ее простая зависимость от ненасыщенных флуктуаций интенсивности сферической волны лазерного излучения на трассах до 500м

$$C_n^2 = \frac{1}{0.3} \sigma_r^2 k^{-7/6} L^{-11/6}, \qquad (1)$$

Где:

$\sigma_r^2 = \frac{< I^2 >}{< I >^2}$ - относительная дисперсия флуктуаций интенсивности лазерного пучка,

$k = 2\pi/\lambda$ - волновое число, L - длина трассы.

Этот метод несомненно имеет преимущество перед градиентными и другими локальными измерителями за счет пространственного усреднения и работоспособности при малых градиентах температуры и скорости ветра, когда локальные измерители дают большую погрешность.

Измерение скорости перпендикулярного к трассе воздушного потока базируется на сдвиге корреляционной функции флуктуаций интенсивности, полученной из двух, расположенных на небольшом расстоянии, фотоприемников. Сдвиг максимума взаимной корреляционной функции (ВКФ) получается из-за «замороженности» атмосферной турбулентности на коротких временных промежутках или, по другому, поле турбулентности переносится ветром как неизменное целое за малый промежуток времени квантования сигнала равный 168 мкс. Измерив сдвиг ВКФ в квантах времени дискретизации сигнала, легко можно вычислить поперечную к трассе скорость ветра.

$$V_{+} = \frac{l}{tn} \qquad (2)$$

где: l – расстояние между приемниками,

t – период квантования сигнала от фотоприемников,

n – сдвиг максимума ВКФ в квантах дискретизации.

Эти методы практически не требуют калибровки. Приемлемые результаты получаются из физики процесса.

Структурная схема макета такого прибора и его процессорного модуля показана на рис.1. При современной комплектации такой прибор можно построить за 2 -3 дня.

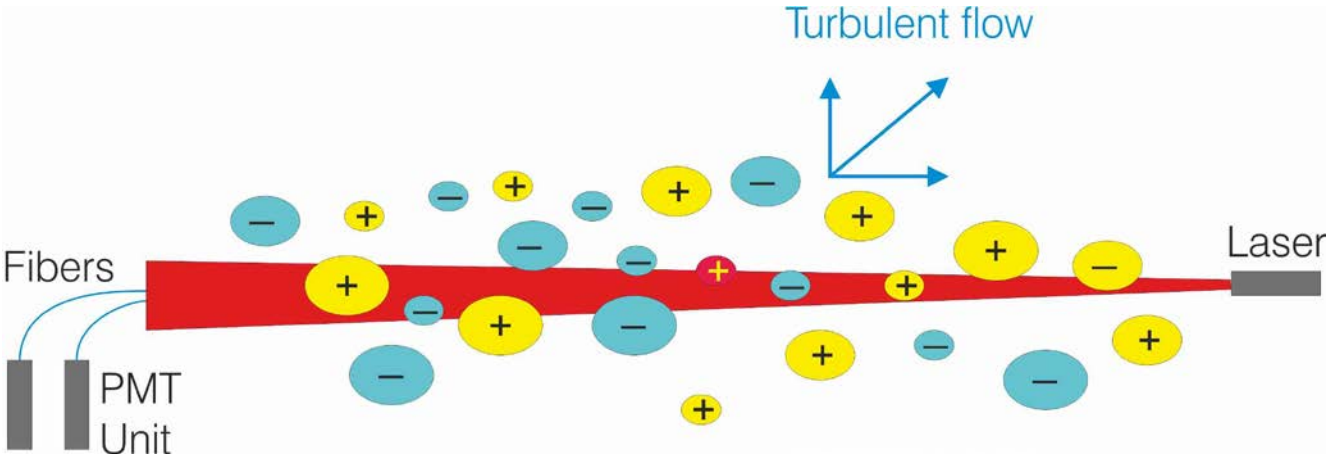


Рис.1. Структурная схема измерителя Cn^2 и скорости воздушного потока.

В измерителе был применен лазер от лазерной указки с длиной волны 0.63нм и мощностью излучения не более 5 мВт.

Для макета прибора был разработан процессорный модуль на основе микроконтроллера ATmega-128 компании ATMEL [3]. Его структурная схема показана на рис. 2.

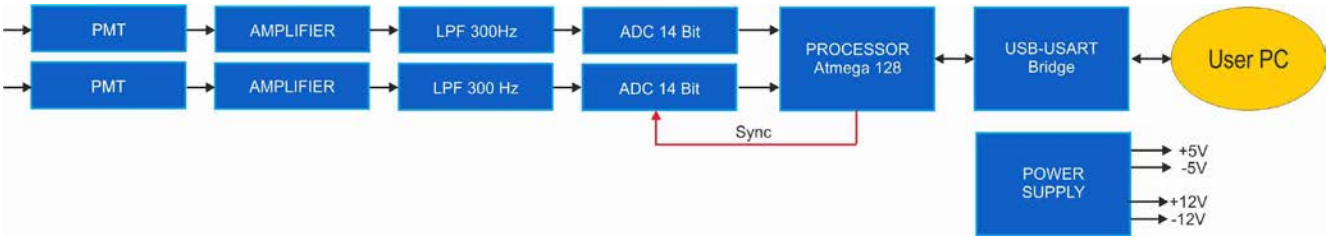


Рис.2. Структурная схема процессорного модуля прибора.

Приборы ATmega128 являются 8-разрядными CMOS микроконтроллерами с AVR усовершенствованной RISC архитектурой. Выполняя большинство команд за один тактовый цикл, микроконтроллеры ATmega обеспечивают производительность 1 MIPS на каждый мегагерц тактовой частоты, что позволяет разработчикам оптимизировать потребление, зависящее в основном от тактовой частоты.

AVR ядро базируется на усовершенствованной RISC архитектуре, с регистровым файлом быстрого доступа, содержащим 32 регистра общего назначения, непосредственно связанных с арифметико-логическим устройством (ALU), и мощной системой команд. За один тактовый цикл из регистрового файла извлекаются два операнда, выполняется команда и результат записывается в регистр назначения. Такая высокоэффективная архитектура обеспечивает производительность почти в десять раз большую, чем стандартные CISC микроконтроллеры.

Все процессы нашего модуля синхронизированы частотой от кварцевого генератора равной 14.7456 МГц. Сигналы с ФЭУ приемного канала подаются на входной усилитель – преобразователь ток – напряжение и далее на ФНЧ 6 порядка с частотой среза 300 Гц. Они выполнены на операционных усилителях. Далее отфильтрованное напряжение подается на два 14-битный АЦП AD7894 компании Analog Devices [4]. Их запуск делается синхронно с частотой 5.9 кГц, которая определяет квант времени при вычислении ВКФ. По команде «сделать измерение» два блока данных с АЦП размером 1000 14-битных слов записываются во внутреннее ОЗУ. Далее они передается через USB интерфейс на компьютер пользователя для дальнейшей обработки и регистрации в реальном времени.

Все внутреннее программное обеспечение написано на языке ассемблера и содержит чуть более 900 инструкций. Прибор поддерживает достаточное количество команд необходимых для его настройки и проверки.

Питается прибор от стабилизированного источника питания +/-12 В и +/-5 В. Напряжения стабилизированы линейными стабилизаторами, что значительно уменьшает уровень помех на измерительные тракты.

Графический интерфейс пользователя написан на языке Lab View и содержит все необходимые элементы для оперативной настройки и управления прибором.

Конструктивно прибор выполнен по пространственно распределенной схеме. Лазер устанавливается в поле на нужном расстоянии от приемного павильона. Лазерное излучение направляется в сторону павильона на два, пространственно разнесенные на 5мм, оптоволокна, по которым излучение попадает в блок ФЭУ с усилителями. Далее, уже электрический сигнал поступает на две печатные платы, где расположены основные электронные компоненты прибора.

Литература:

1. Антошкин Л.В., Ботыгина Н.Н., Емалеев О.Н., Коняев П.А. Лукин В.П., . Гладких, В.А., Мамышев В.П., Одинцов С.Л. Одновременные измерения структурной характеристики показателя преломления атмосферы оптическим и акустическим методами // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т.24. №10ю С. 852-857

2. http://www.scintec.com

3. http://www.atmel.com

4. http://www.analog.com

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МАТРИЦ ОБРАТНОГО РАССЕЯНИЯ СВЕТА ОБЛАКОВ ВЕРХНЕГО ЯРУСА С ПОМОЩЬЮ ПОЛЯРИЗАЦИОННОГО ЛИДАРА

И.В. Самохвалов[1], Б.В. Кауль[1,2]

[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет

[2]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

kaul@iao.ru, lidar@mail.tsu.ru

Ключевые слова: поляризационный лидар, матрица обратного рассеяния света, облака верхнего яруса, методика, анализ погрешности

Аннотация

Приводится сравнительный анализ погрешностей двух методик определения матрицы обратного рассеяния света облаков верхнего яруса наземным поляризационным лидаром.

Кристаллические облака верхнего яруса заметно влияют на радиационный баланс в атмосфере. При оценке количества радиации проходящей через кристаллические облака необходимо учитывать ориентацию частиц [1]. Даже неплотное облако сильно ориентированных частиц вносит большой вклад в отражение радиации. Важную роль эффект ориентации частиц имеет в задачах лазерного зондировании из космоса [2].

Для оценки степени ориентации частиц необходимо определить матрицу обратного рассеяния света (МОРС) [3,4]. Для чего требуется получить, в общем случае, лидарные сигналы для 4-х состояний поляризации зондирующего лазерного излучения при 4-х положениях поляризационных элементов в приёмном канале. В [4] предложено для определения МОРС регистрировать одновременно двумя детекторами два ортогонально поляризованных потока рассеянного назад излучения (назовём-*методика 2д)*. Объем измерительной информации в этой методике 24 массива сигналов (отсчетов) по высоте.

В статье группы авторов из США [5] МОРС определялась с использованием методики существенно отличной от описанной в [4]. В [5] при каждой комбинации поляризационных приборов (в приёмном и передающем каналах) регистрируется один сигнал как функция высоты. Обозначим ее как «*методика 1д*». При ее использовании, с учетом симметрий МОРС, достаточно получить 10 массивов лидарных сигналов. На первый взгляд *«методика 1д»,* кажется предпочтительнее - требуется меньший объем измерений. Однако, на точность измерений влияют как статистические характеристики исследуемого объекта и атмосферного канала, так и измерительной аппаратуры. Насколько это влияние существенно при использовании той или иной методики обсуждается в данной работе.

В общем случае, для определения МОРС необходимо получить от 9 до 16 лидарных сигналов. При этом предполагается, что за время зондирования облако «заморожено». На самом деле микроструктура облачных частиц с течением времени изменяется, меняется

плотность облака, тем самым изменяется и абсолютное значение коэффициента обратного рассеяния M_{11}. Следовательно, точность определения элементов МОРС будет зависеть от структуры облака, порядка измерений и способа усреднения полученных результатов.

Для оценки влияния этих факторов на точность определения элементов МОРС рассмотрим результаты численного эксперимента. Зададим МОРС на высоте z в виде

$$\mathbf{M}(z) = M_{11}(z)\begin{pmatrix} 1 & 0.2 & 0 & 0 \\ 0.2 & 0.8 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -06 & 0.1 \\ 0 & 0 & -0.1 & -0.4 \end{pmatrix}$$

и проведем расчеты лидарных сигналов N_{nk} при различных атмосферных ситуациях.

Пусть вследствие изменчивости энергии зондирующего импульса, прозрачности атмосферы от лидара до исследуемого объёма облака, коэффициента обратного рассеяния $M_{11}(z)$ количество фотоимпульсов, приходящих с высоты z, изменяется с течением времени квазислучайно, как это представлено на рис.1.

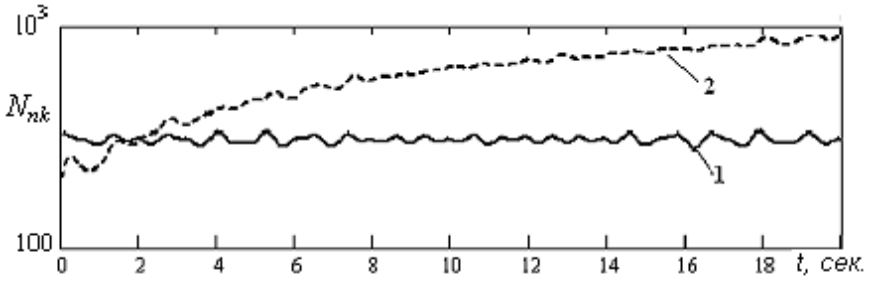


Рис. 1 - Изменчивость количества отсчетов $N_{nk}(z,t)$, приходящих от слоя на высоте z: 1- плотность облачности остается неизменной, но имеются случайные отклонения от среднего около 5%; 4 – плотность облака линейно увеличивается во время измерения.

Предположим, что частота повторения импульсов лазера ν = 10Гц и после каждого импульса происходит смена комбинаций поляризационных приборов в каналах передатчика и приемника в соответствии с установленным выше порядком. Таким образом, *n*-ый цикл измерений 16-ти величин $N_{nk}(z,t)$, позволяющий рассчитать МОРС по «*методике 1∂*», начинается в момент времени $t = 0{,}1(n-1)16 + 0{,}1(k-1)$ и происходит за 1,6 секунды (заметим, что *n* изменяется от 1 до 10, а *k* – от 1 до 16). Используя данные рис.1, произведем расчеты величин $N_{nk}(z,t)$ для десяти таких циклов при каждой из двух ситуаций. К полученным значениям N_{nk} добавим статистический шум, имея в виду пуассоновскую статистику дробового шума по формуле $F_{nk} = N_{nk} + \varsigma_{nk}$, где ς_{nk} - случайные числа, определенные в интервале $\left[-\sqrt{\bar{N}_{nk}}, +\sqrt{\bar{N}_{nk}}\right]$. Десять массивов по 16 величин F_{nk} будем считать исходными данными для определения МОРС на заданной высоте z.

В таблице №1 приведены результаты восстановления нормированной матрицы $\mathbf{m}_n$ в десяти последовательных «измерениях» для двух моделей временного хода величины сигнала (рис.1). Последние столбцы - элементы $\mathbf{m}_\Sigma$, усредненные по десяти реализациям.

Таблица 1 - Восстановление нормированной МОРС по данным численных «экспериментов» для двух атмосферных ситуаций (1,2), изображенных на рис.1 (*методика 1д*)

m_{ij}	Модель **m**	Ситуация 1										
		n=1	n=2	n=3	n=4	n=5	n=6	n=7	n=8	n=9	n=10	$\mathbf{m}_\Sigma$
m_{11}	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**
m_{12}	**0,2**	**0.19**	**0.34**	**0.34**	**0.19**	**0.15**	**0.20**	**0.22**	**0.25**	**0.27**	**0.27**	**0.20**
m_{13}	0,0	-0.08	0.09	0.07	0.09	0.03	0.07	0.15	-0.12	-0.04	-0.05	0.00
m_{14}	0.0	0.04	0.06	0.03	0.26	0.21	0.03	0.00	-0.12	-0.12	0.05	0.03
m_{22}	**0.8**	**1.43**	**1.07**	**1.15**	**1.20**	**0.83**	**1.00**	**0.98**	**0.93**	**1.89**	**0.62**	**0.88**
m_{23}	0.0	-0.05	0.21	0.21	0.13	0.00	-0.09	-0.07	-0.04	-0.05	0.11	0.00
m_{24}	0.0	-0.1	-0.11	-0.12	0.11	-0.02	0.12	0.03	0.29	-0.42	0.28	0.03
m_{33}	**-0.6**	**-0.34**	**-0.41**	**-0.41**	**-0.57**	**-1.16**	**-0.55**	**-0.50**	**-0.61**	**-0.33**	**-0.46**	**-0.56**
m_{34}	**0.1**	**0.26**	**-0.12**	**-0.11**	**0.05**	**-0.37**	**0.44**	**0.00**	**-0.06**	**0.41**	**-0.17**	**0.01**
m_{44}	**-0.4**	**-0.82**	**-0.26**	**-0.25**	**-0.69**	**-0.22**	**-0.47**	**-0.09**	**-0.16**	**-1.34**	**-0.79**	**-0.42**

		Ситуация 2										
m_{11}	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**
m_{12}	**0,2**	**0.19**	**0.32**	**0.33**	**0.18**	**0.19**	**0.20**	**0.20**	**0.21**	**0.20**	**0.21**	**0.21**
m_{13}	0,0	-0.08	0.07	0.06	0.04	0.02	0.02	0.04	-0.04	-0.01	-0.01	0.02
m_{14}	0.0	0.04	0.04	0.02	0.12	0.01	0.01	0.00	-0.03	-0.01	0.02	0.01
m_{22}	**0.8**	**1.43**	**1.14**	**1.18**	**0.61**	**0.83**	**0.85**	**0.87**	**0.84**	**0.84**	**0.78**	**0.85**
m_{23}	0.0	**-0.05**	**0.18**	**0.17**	**0.05**	**0.01**	**-0.03**	**-0.01**	**0.00**	**-0.01**	**0.03**	**0.01**
m_{24}	0.0	-0.01	-0,09	-0.10	0.05	0.00	0.04	0.01	0.07	-0.08	0.06	0.01
m_{33}	**-0.6**	**-0.34**	**-0.59**	**-0.59**	**-0.69**	**-0.90**	**-0.64**	**-0.60**	**-0.66**	**-0.58**	**-0.61**	**-0.64**
m_{34}	**0.1**	**0.26**	**-0.04**	**-0.04**	**0.01**	**-0.06**	**0.21**	**0.07**	**0.06**	**0.13**	**0.03**	**0.08**
m_{44}	**-0.4**	**-0.82**	**-0.41**	**-0.41**	**0.48**	**-0.37**	**-0.46**	**-0.33**	**-0.37**	**-0.54**	**-0.51**	**-0.46**

Если в качестве меры расхождения между модельной МОРС **m** и восстановленной $\mathbf{m}_\Sigma$ ввести величину невязки модуль $|\Delta\mathbf{m}| = |\mathbf{m}_\Sigma - \mathbf{m}|$, то получим для *ситуации 1* $|\Delta\mathbf{m}| \cong 0.14$, а для *ситуации 2* $|\Delta\mathbf{m}| \cong 0.09$. Это совершенно неудовлетворительные результаты, так как отклонения от модели значительны. Причины две: первая- недостаточная статистика отсчетов $\overline{N}_{nk} \cong 300$; вторая- наличие ошибки в определении элемента M_{11}, которая влияет на точность вычисления нормированной матрицы **m.**

Избежать отмеченных неприятностей позволяет методика двух детекторов *(методика 2д)* [4]. Рассеянное излучение проходит через поляризационную приставку, конечным элементом которой является прибор, разделяющий его на два взаимно ортогонально поляризованных световых потока, и регистрируется двумя детекторами. Для каждого из двух сигналов записывается уравнение лазерного зондирования для вектора - параметра Стокса. Уравнения разнятся квантовыми эффективностями детекторов κ_1 и κ_2 и приборными векторами, которые описывают факт регистрации ортогонально поляризованных компо-

нентов лидарного сигнала. Это позволяет использовать при вычислении элементов нормированной МОРС **m** относительные величины, которые включают коэффициент, равный отношению квантовых эффективностей детекторов $\alpha = \kappa_2 / \kappa_1$. Все остальные скалярные величины, входящие в уравнение локации, в том числе и элемент M_{11} сокращаются. Напомним, что речь идет о расчете МОРС для одного строба на высоте z.

В таблице №2 представлен результат численного эксперимента по зондированию наиболее неблагоприятной атмосферной ситуации (см. рис.1, кривая 2).

Таблица 2- Результаты восстановления МОРС в численном эксперименте по зондированию облака в атмосферной ситуации № 2 с применением «*методики 2д*»

m_{ij}	Модель **m**	Ситуация 2 (рис.1)										
		n=1	n=2	n=3	n=4	n=5	n=6	n=7	n=8	n=9	n=10	$\mathbf{m}_\Sigma$
m_{11}	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
m_{12}	0.2	0,18	0.20	0.19	0.22	0.18	0.21	0.20	0.20	0.21	0.19	0.20
m_{13}	0,0	-0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
m_{14}	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
m_{22}	0.8	0.71	0.79	0..78	0.92	0.71	0.86	0.81	0.80	0.83	0.73	0.79
m_{23}	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
m_{24}	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0. 00	0.00
m_{33}	-0.6	-0.46	-0.62	-0.62	-0.62	-0.63	-0.58	-0.64	-0.56	-0.62	-0.61	-0.59
m_{34}	0.1	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
m_{44}	-0.4	-0.35	-0.43	-0.38	-0.42	-0.39	-0.43	-0.41	-0.39	-0.40	-0.41	-0.40

Сравнение с результатами таблицы №1 *(ситуация 2)* показывает существенное преимущество «методики 2д», поскольку $|\Delta\mathbf{m}| \cong 0.014$.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ в рамках «Программы повышения конкурентоспособности ТГУ», гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-4714.2014.5, РНФ (Соглашение № 14-27-00022).

1. K. Masuda and H. Ishimoto. Influence of particle orientation on retrieving cirrus cloud properties by use of total and polarized reflectances from satellite measurements, J. Quant. Spetrosc. Radiat. Transfer 85, 183–193 (2004).

2. Креков Г.М., Крекова М.М., Самохвалов И.В. Оценка сигналов орбитального лидара при зондировании слоистых облаков. Исследование Земли из космоса. 1986. № 6. С. 77.

3. Кауль Б.В., Волков С.Н., Самохвалов И.В. Результаты исследований кристаллических облаков посредством лидарных измерений матриц обратного рассеяния света (МОРС) // Оптика атмосферы и океана. 2003. Т. 16. № 4. С. 354–361.

4. B.V. Kaul, I.V. Samokhvalov , S.N. Volkov. Investigating Particle Orientation in Cirrus Clouds by Measuring Backscattering Phase Matrices with Lidar. J. Appl. Opt. **43**. (36), 6620-6628 (2004)

5. Matthew Hayman, Scott Spuler, Bruce Morley, and Joseph Van Andel Polarization lidar operation for measuring backscatter phase matrices of oriented scatterers Optics Express, Vol. 20, Issue 28, pp. 29553-29567 (2012) http://dx.doi.org/10.1364/OE.20.029553.

СРАВНЕНИЕ МЕТОДА ФИЗИЧЕСКОЙ ОПТИКИ С МЕТОДОМ GOM2 И ПРЯМЫМ РЕШЕНИЕМ УРАВНЕНИЙ МАКСВЕЛЛА МЕТОДОМ FDTD

А.В. Коношонкин[1,2], Н.В. Кустова[2], А.Г. Боровой[1,2], H. Okamoto[3], K. Sato[3], Y. Hagihara[3], H. Ishimoto[4], K. Masuda[4]

[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет

634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

[2]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

[3]Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University,

Kasuga, Fukuoka 816-8580, Japan

[4] Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency

Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan

sasha_tvo@iao.ru, kustova@iao.ru, borovoi@iao.ru, okamoto@riam.kyushu-u.ac.jp, sato@riam.kyushu-u.ac.jp, hiroishi@mri-jma.go.jp, masuda@mri-jma.go.jp

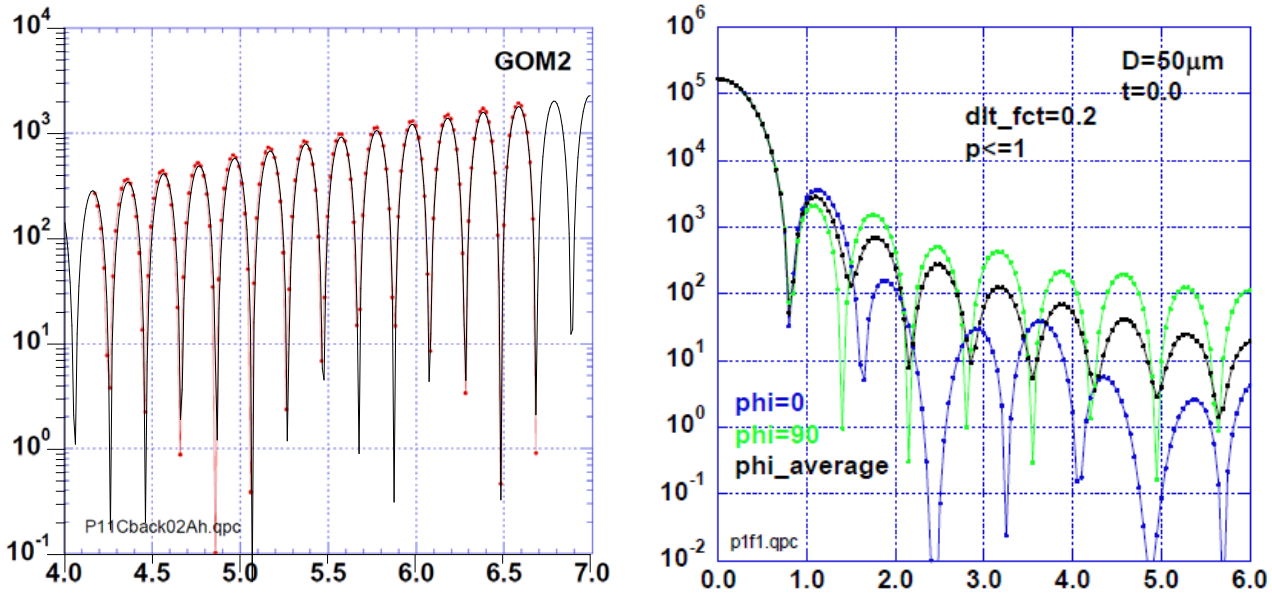
Ключевые слова: физическая оптика, GOM2, FDTD, рассеяние света, перистые облака

Проведено сравнение решения задачи рассеяния света на гексагональной ледяной пластинке, полученного методом физической оптики, решения, полученного методом GOM2, и точного решения уравнений Максвелла, полученного методом FDTD. Сравнение показало, что интенсивность рассеянного света и коэффициент экстинкции, рассчитанные методом физической оптики и методом GOM2 демонстрируют отличное согласие. Хорошее совпадение с точным решением подтверждает возможность использования метода физической оптики для решения задачи рассеяния света на частицах с характерным размером больше 30 мкм.

Метод физической оптики [1], основанный на алгоритме трассировки пучков, разработан в Институте оптики атмосферы им. В.Е. Зуева. Он предназначен для решения задачи рассеяния света на многогранных ледяных кристаллических частицах с характерными размерами от 30 до 1000 микрон[2]. Данный метод был протестирован на соответствие принципу взаимности [3], а также была показана его сходимость к методу геометрической оптики для крупных частиц [4].

В докладе представляется новые результаты сравнения разработанного в Институте оптики атмосферы им. В.Е. Зуева метода физической оптики с разработанным в Kyushu University (Япония) под руководством доктора K. Masuda методом GOM2[5]. Также представлено сравнение с точным решением уравнений Максвелла, полученным методом FDTD в Meteological Research Institute (Япония) доктором H. Ishimoto. Результаты сравнения показывают отличное согласие методов.

Для сравнения метода физической оптики с методом GOM2 решалась задача рассеяния света на гексагональной ледяной пластинке диаметром 50 микрон, высота которой варьировалась от 4 до 7 микрон. Показатель преломления n=1.3117, длина волны падающего света 0.532 мкм. Свет падает под прямым углом на шестиугольную грань. На рисунке 1, *а* представлена зависимость интенсивности рассеянного в направлении строго назад света, решение полученное методом физической оптики представлено черной линией, методом GOM2 – красной. Видно хорошее согласие результатов.



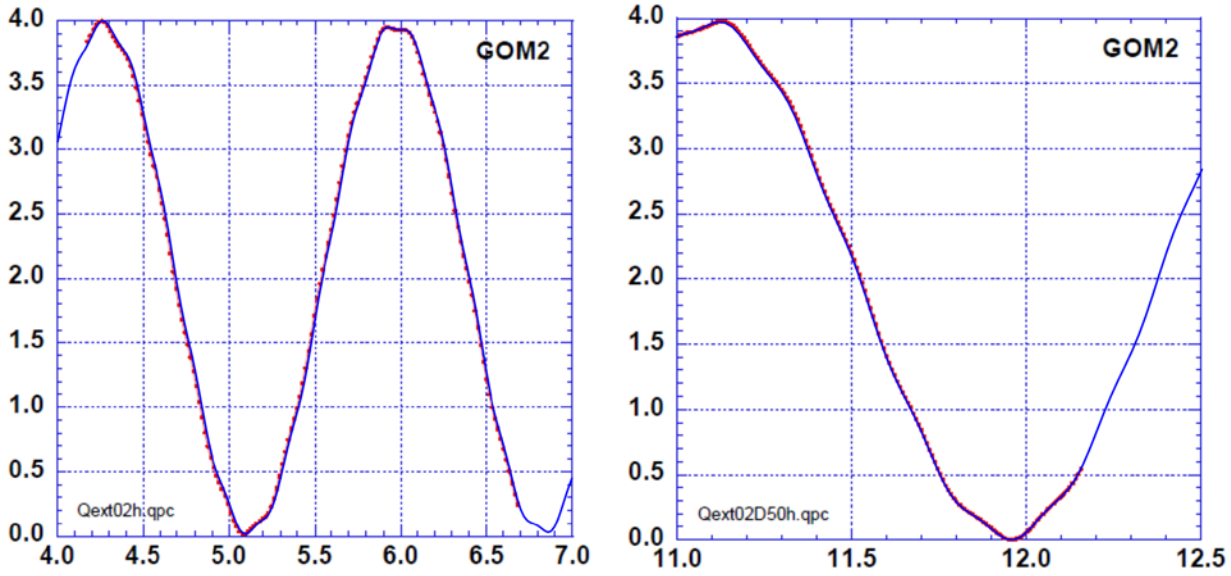
а) Толщина пластиник, мкм **б) Угол рассеяния, град**

Рис. 1. Сравнение интенсивности полученной методом физической оптики и методом GOM2 в зависимости от толщины пластинки (а) и от угла рассеяния, град (б).

На рисунке 1, *б* представлена интенсивность рассеянного в окрестности назад света для внешней зеркальной компоненты. Синей линей представлено решение, полученное в плоскости, проходящей через противоположные вершины шестигранных граней, зеленой – в плоскости, перпендикулярной боковой грани кристалла, черной – среднее значение при вращении частицы вокруг оси симметрии. Метод физической оптики представлен сплошными линиями, GOM2 – точками. Видно отличное согласие методов.

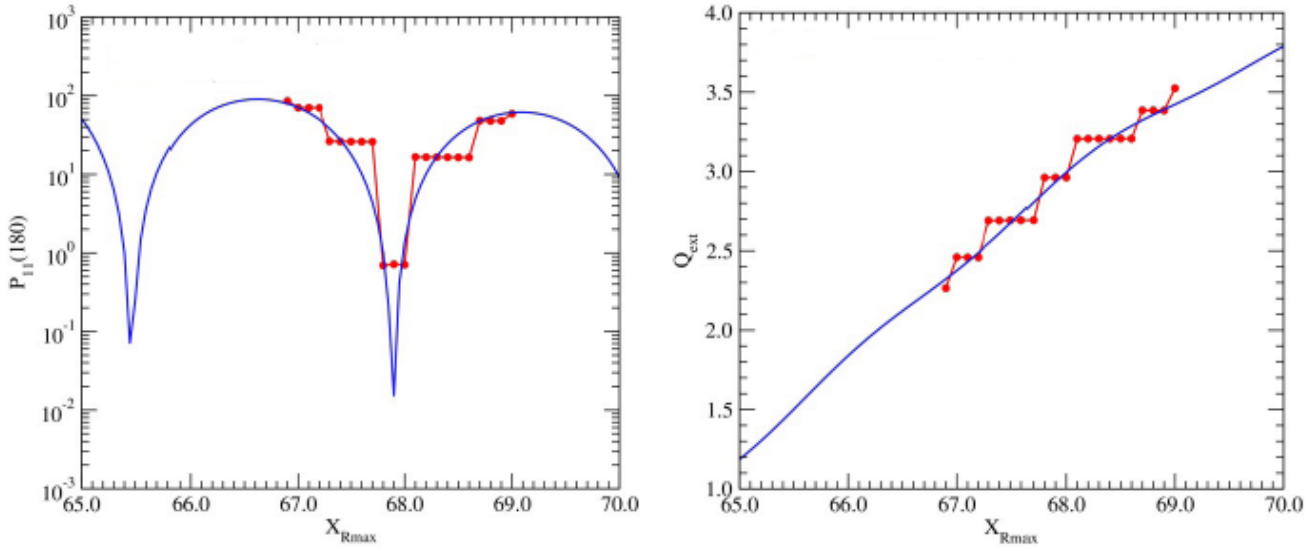
На рисунке 2 представлен коэффициент экстинкции (сечение экстинкции, деленное на площадь проекции) в зависимости от высоты пластинки. Решение методом физической оптики представлено синей линией, методом GOM2 – красной. Видно хорошее согласие. Полученные результаты не противоречат аналитической формуле, позволяющей дать оценку периоду колебаний [6]

$$\frac{2\pi \times (m_{real} - 1) \times \Delta h}{\lambda} = 2\pi . \qquad (2)$$



***а*)** **Толщина пластиник, мкм** ***б*)** **Толщина пластиник, мкм**

Рис. 2. Сравнение коэффициента экстинкции полученного методом физической оптики и методом GOM2 в зависимости от толщины пластинки.



***а*)** **Характерный размре, отн.ед.** ***б*)** **Характерный размре, отн.ед.**

Рис. 3. Сравнение интенсивности в направлении назад (*а*) и коэффициента экстинкции (*б*), полученных методом физической оптики и методом FDTD в зависимости от характерного размера.

Большой интерес представляет сравнение метода физической оптики с точным решением уравнений Максвелла, представленное на рисунке 3. Точное решение уравнений Максвелла было получено методом FDTD, в котором присутствует некоторый шаг сетки Δ, выбранный в расчете равным $\lambda/14.7$. В связи с чем, вариация по размерам возможна только кратно этому шагу. На рисунке 3, *а* представлена интенсивность рассеянного света в направлении строго назад в зависимости от характерного размера

$$X_{R\max} = \frac{2\pi R_{\max}}{\lambda}, \qquad (2)$$

где $R_{\max} = 1/2\sqrt{D^2 + h^2}$ и $h = 0.5680D$.

На рисунке 3, *б* представлено сечение экстинкции в зависимости от характерного размера. Решение, полученное методом физической оптики представлено на рисунке 3 синим цветом, точное решение – красным. Видно очень хорошее согласие.

Заключение

Непосредственное сравнение разработанного в Институте оптики атмосферы им. В.Е. Зуева метода физической оптики с методом физической оптики, используемым в Kyushu University методом GOM2 показало их отличное согласие. Проведенное сравнение с точным решением задачи рассеяния света, полученным методом FDTD в Meteological Research Institute доктором H. Ishimoto, в совокупности с имеющимся сравнением с геометрической оптикой полностью доказывает правомочность использования разработанного метода физической оптики для решения задачи рассеяния света на ледяных кристаллических частицах размерами от 30 до 1000 микрон.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 15-05-06100, № 15-55-53081), частичной поддержке Российского научного фонда (соглашение № 14-27-00022), при финансовой поддержке гранта президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-4714.2014.5, при поддержке Гранта президента РФ (МК-6680.2015.5) и при поддержке Министерства образования и науки РФ по программе повышения конкурентоспособности ТГУ.

1. *Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N.* The physics-optics approximation and its application to light backscattering by hexagonal ice crystals// J.Quant.Spectrosc.Radiat.Transfer. 2014. V.146. P.181-189.
2. *Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N.* Backscattering by hexagonal ice crystals of cirrus clouds // Optics Letters. 2013. Vol. 38. No.15. P. 2881-1884.
3. *Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N.* Backscattering reciprocity for large particles // Optics Letters. 2013. V. 38, No. 9. P. 1485-1487.
4. *Коношонкин А.В., Кустова Н.В., Боровой А.Г.* Граница применимости приближения геометрической оптики для решения задачи обратного рассеяния света на квазигоризонтально ориентированных гексагональных ледяных пластинках // Оптика атмосф. и океана. 2014. Т27. №8 С. 705-712.
5. *Masuda K., Ishimoto H., and Mano Y.* Efficient method of computing a geometric optics integral for light scattering by nonspherical particles // Papers in Meteorology and Geophysics. 2012. V. 63, P. 15–19.
6. *Mishchenko M.I.* Scattering, Absorption, and Emission of Light by Small Particles. Cambridge: Cambridge University Press, 2002, 239 p.

ИНТЕРФЕРЕНЦИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ В ОБРАТНОМ РАССЕЯНИИ СВЕТА НА ЛЕДЯНЫХ КРИСТАЛЛАХ НЕИДЕАЛЬНОЙ ФОРМЫ

Н.В. Кустова[1], А.Г. Боровой[1,2], А.В. Коношонкин[1,2]

[1]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

[2]Национальный исследовательский Томский государственный университет

borovoi@iao.ru, kustova@iao.ru, sasha_tvo@iao.ru

Ключевые слова: рассеяние света, лидары, перистые облака

Обратное рассеяние света ледяными кристаллами перистых облаков, как известно, вызвано эффектом уголкового отражения. В данном сообщении показано, что уголковое отражение имеет сложную интерференционную структуру, зависящую от формы кристаллов. В частности, неидеальность формы кристаллов приводит к росту деполяризационного отношения

Несмотря на многолетние лидарные исследования перистых облаков как с земли, так и из космоса, теоретическая задача обратного рассеяния света на ледяных кристаллах перистых облаков не решена до настоящего времени [1]. При современном уровне вычислительной техники матрицы рассеяния света на атмосферных ледяных кристаллах могут эффективно рассчитываться только в приближении геометрической оптики, где не учитываются волновые свойства света. Полученные таким образом матрицы рассеяния света используются для расчетов переноса радиации (т.е. многократного рассеяния) в кристаллических облаках, где требуется знать матрицу рассеяния света во всех направлениях рассеяния, но нет больших требований к ее разрешению по направлениям рассеяния. При лидарных измерениях, напротив, требуется знать матрицу рассеяния света в узком интервале углов рассеяния вокруг направления рассеяния назад, но с высокой точностью. Проблема расчета матриц обратного рассеяния осложняется тем, что в направлении рассеяния назад приближение геометрической оптики неприменимо, так как приводит к сингулярностям, т.е. к бесконечно большим значениям интенсивности света. Как показано в наших предыдущих работах [2, 3], это связано с тем, что ледяные кристаллы обладают свойствами двумерных уголковых отражателей. Поэтому в последние годы мы перешли к приближению физической оптики, в котором вышеуказанные сингулярности не появляются. К настоящему времени мы разработали численный алгоритм приближения физической оптики и впервые в мире провели вычисления матриц обратного рассеяния света на ледяных кристаллах [4–7].

Вместе с тем, основные параметры, характеризующие лидарные сигналы, а именно, деполяризационное отношение, спектральное отношение и лидарное (т.е. экстинкция /обратное рассеяние) отношение, рассчитанные нами для ледяных гексагональных столбиков и пластинок

в приближении физической оптики, оказались заметно отличными от этих величин, наблюдаемых экспериментально. В данном сообщении мы устраняем это несоответствие за счет предположения, что форма кристаллов, встречающихся в природе, не идеальна. А именно, мы показываем, что решающее влияние на величину обратного рассеяния оказывают два фактора. Во-первых, если в кристалле существуют прямые углы между гранями кристалла, то в этом случае преобладающим является уголковое обратное рассеяние, сформированное, в конечном итоге, этими перпендикулярными гранями. Во-вторых, уголковое обратное рассеяние имеет сложную интерференционную структуру и поэтому оказывается чрезвычайно чувствительным к небольшому нарушению перпендикулярности между гранями. Поэтому неидеальность формы кристалла играет важную роль в обратном рассеянии света.

1. Рассеянное поле в окрестности направления рассеяния назад для гексагональных ледяных кристаллов идеальной формы.

Как нами показано, основной вклад для хаотических ориентированных кристаллов в направлении рассеяния назад вносят пучки, показанные на рис. 1.

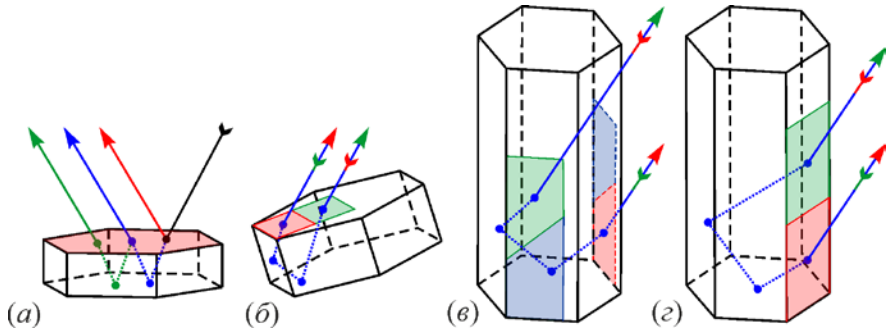
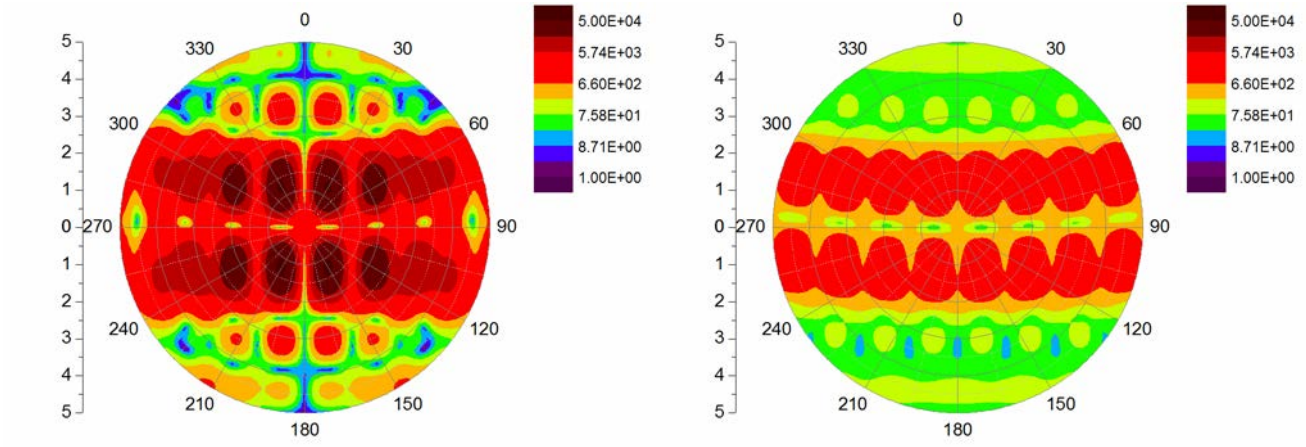


Рис. 1. Плоскопараллельные пучки, дающие основной вклад в обратное рассеяние.



(*а*) (*б*)

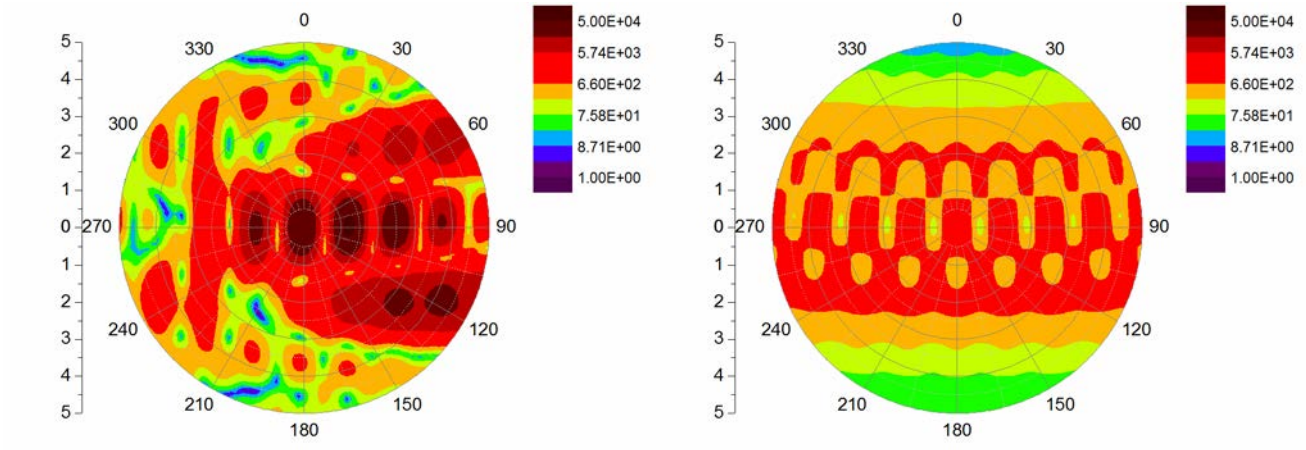
Рис. 2. Интенсивность рассеянного света для траекторий (*в*) рис.1 в окрестности направления рассеяния назад для гексагонального столбика с диаметром 30 мкм и высотой 73.64 мкм, наклоненного к направлению падения под углом 32.22°. Длина волны 0.532 мкм и коэффициент преломления 1.3116. Деполяризационное отношение в центре дифракционной картины равно 0 (*а*) и 15.05 (*б*).

На рис. 2, *а* представлено распределение интенсивности рассеянного света в окрестности направления рассеяния назад для гексагонального столбика с фиксированной ориентацией в пространстве. В направлении рассеяния назад, как показывает расчет, эти пучки оказываются в противофазе. В результате их вклад близок к нулю в обратном направлении рассеяния (в центре рисунка). Но пучки оказываются в фазе и усиливают друг друга при некоторых других углах рассеяния. В результате вокруг направления рассеяния назад возникают яркие пятна, показанные на рисунке. Таким образом, интерференция между пучками привела к затуханию обратного рассеяния в направлении строго назад, что компенсируется усилением рассеяния в определенных направлениях.

При изменении ориентации кристалла такие интерференционные картины изменяются обычно сложным образом. В частности, на рис. 2, *б* показано распределение интенсивности рассеянного света по углам рассеяния, усредненное по поворотам кристалла относительно его главной оси. Как показали наши численные расчеты, оказалось, что поворот кристалла незначительно изменил интерференционную картину рис. 2, *а*. Из этого факта следует общий вывод, что подавление обратного рассеяния за счет интерференции оказывается устойчивым эффектом и сохраняется при хаотической ориентации кристаллов.

2. Рассеянное поле в окрестности направления рассеяния назад для гексагональных ледяных кристаллов неидеальной формы

Однако ситуация изменяется, если незначительно исказить прямой угол между гранями кристалла. Для достаточно крупных кристаллов искажение формы кристаллов приведет к заметному сдвигу фазы между пучками и, соответственно, уничтожит эффект подавления обратного рассеяния, который имел место для идеальных кристаллов.



(*а*) (*б*)

Рис. 3. То же, что и на рис. 2 при скошенных основаниях кристалла под углом 0.5°. Деполяризационное отношение в центре дифракционной картины равно 650.63 (*а*) и 19.23 (*б*).

Таким образом, мы впервые показали, что неидеальность формы кристаллов существенно изменяет как интенсивность, так и поляризацию света, рассеянного в направлении назад. Полученные здесь рекордные значения деполяризационных отношений относятся только к фиксированной ориентации кристаллов. При хаотической ориентации кристаллов, как известно, деполяризационное отношение не может превышать единицу. Но неидеальность формы кристаллов увеличит полученное нами ранее значение 0.2–0.3 до экспериментально наблюдаемых величин порядка 0.5–0.7.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 15-05-06100, № 15-55-53081), частичной поддержке Российского научного фонда (соглашение № 14-27-00022), гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-4714.2014.5, гранта Президента РФ № МК-6680.2015.5 и программы 5-100 Минобрнауки РФ в ТГУ.

1. *Yang P.and Liou K.N.* "Light scattering and absorption by nonspherical ice crystals" In: A.A. Kokhanovsky Light Scattering Reviews. Chichester: Springer-Praxis, 2006, P. 31-71.
2. *Borovoi A., Grishin I., and Oppel U.* Backscattering peak of hexagonal ice columns and plates // Opt. Lett. 2000. V. 25. P. 1388-1390.
3. *Borovoi A.G., Kustova N.V., Oppel U.G.* Light backscattering by hexagonal ice crystal particles in the geometrical optics approximation // Opt. Eng. 2005. V.44, No. 7. P. 07128.
4. *Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N., Okamoto H.* Backscattering Mueller matrix for quasi-horizontally oriented ice plates of cirrus clouds: application to CALIPSO signals // Opt. Exp. 2012. V.20, No. 27. P. 28222-28233.
5. *Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N.* Backscattering reciprocity for large particles // Opt. Lett. 2013. V. 38, No. 9. P. 1485-1487.
6. *Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N.* Backscattering by hexagonal ice crystals of cirrus clouds // Opt. Lett. 2013. V. 38, No. 15. P. 2881-2884.
7. *Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N.* The physics-optics approximation and its application to light backscattering by hexagonal ice crystals// J.Quant.Spectrosc.Radiat.Transfer. 2014. V.146. P.181-189.

ЗОНДИРОВАНИЕ СЛАБОКОНТРАСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ПРИВОДНОЙ АТМОСФЕРЫ

В.В. Брюханова[1], В.С. Шаманаев[2]

[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет

[2]Институт оптики атмосферы СО РАН

leo@mail.tsu.ru, shvs@iao.ru

Ключевые слова: лидар, многократное рассеяние, приводная дымка

Аннотация. В докладе обсуждаются возможность обнаружения слабоконтрастных неоднородностей приводной атмосферы по лидарным сигналам, численное моделирование которых осуществлялось на основе приближении двукратного рассеяния.

Зондирование как атмосферы, так и гидросферы достаточно часто бывает сопряжено с влиянием приводной дымки на формирование лидарного сигнала. Атмосферная дымка является наиболее типичным аэрозольным образованием для пограничного слоя атмосферы и оказывает существенное влияние на процесс распространения излучения в них.

В лидарный сигнал от оптически плотных образований вносят вклад фотоны, претерпевшие не только однократное, но и многократное рассеяние. Один из способов описания такого лидарного сигнала основан на использовании приближения двукратного рассеяния [1].

Оптические характеристики атмосферных дымок меняются в широком диапазоне, что объясняется многообразием их микрофизических свойств [2]. Наиболее полно специфику дисперсной среды отражает функция распределения частиц по размерам. Распределение частиц дымки имеет выраженный бимодальный характер [3]. Воздух морских дымок обеднен субмикронной фракцией частиц и содержит больше гигантских солевых частиц, нежели континентальные дымки [4]. В морских аэрозолях преобладают ядра соли, обычно содержится меньше частиц, но они имеют большие размеры. Индикатриса рассеяния морских дымок за счет грубодисперсной фракции в видимой области спектра достаточно вытянута в области малых углов [4].

Коэффициент ослабления приводной дымки экспоненциально убывает с высотой [2]. Большой вклад в концентрацию частиц в морской дымке дают малые частицы; видимость в большей степени определяется частицами с радиусом, близким к 0.3 мкм. Частиц с размерами больше 10 мкм настолько мало, что ими обычно пренебрегают [2].

Функция распределения частиц морской дымки по размерам может быть описана [5] гамма-распределением

$$f(a) = \frac{1}{\Gamma(\mu+1)} \mu^{\mu+1} \frac{a^{\mu}}{r^{\mu+1}} e^{-\mu\frac{a}{r}} \quad , \tag{1.15}$$

где $\Gamma(x)$ – гамма-функция, a – радиус облачных капель, μ – параметр формы, r – модальный радиус. Вследствие бедности субмикронной фракцией морская дымка более разрежена, чем континентальная.

В задачах локационного исследования облаков основными оптическими характеристиками являются показатели рассеяния и обратного рассеяния. Для видимого диапазона длин волн они однозначно задаются спектром размеров частиц

$$\sigma = N \int_0^{\infty} \pi a^2 K(\rho) f(a) da,$$

$$\sigma_{\pi} = N \int_0^{\infty} \pi a^2 K_{\pi}(\rho) f(r) dr,$$

где N – счетная концентрация частиц, а $K(\rho)$ и $K_{\pi}(\rho)$ – соответственно, факторы эффективности рассеяния и обратного рассеяния, $\rho=2\pi a/\lambda$ - дифракционный параметр. Спектр размеров частиц также связан с водностью облаков

$$q = \frac{4}{3} N q_0 \int_0^{\infty} \pi a^3 f(a) da.$$

В докладе приводятся результаты численного моделирования лидарного сигнала в приближении двукратного рассеяния от верхнего слоя моря с неоднородной поверхностью для первой (λ=1.064 мкм), второй (λ=0.532 мкм) и третьей (λ=0.355 мкм) гармоник лазера на алюмо-иттриевом гранате. Предполагалось, что на трассе зондирования присутствует дымка (модель М Дейрменджана). Значения индикатрисы и коэффициента рассеяния были рассчитаны с помощью программы [7]. Размер неоднородностей принимался равным 0.5 метра. Для исследования влияния неоднородностей на профиль лидарного сигнала контрастность рассеяния принималась равной 5 и 10 %.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ в рамках «Программы повышения конкурентоспособности ТГУ».

1. *Зуев В.Е., Кауль Б.В., Самохвалов И.В., Кирков К.И., Цанев В.И.* Лазерное зондирование индустриальных аэрозолей. Новосибирск: Наука, 1986. 188 с.
2. *Зуев В.Е., Кабанов М.В.* Современные проблемы атмосферной оптики, т.4: Оптика атмосферного аэрозоля. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 253 с.
3. *Зуев В.Е.* Прозрачность атмосферы для видимых и инфракрасных лучей. М.: Сов. радио, 1966. 318 с.
4. *Кабанов М.В., Панченко М.В., Пхалагов Ю.А., Веретенников В.В., Ужегов В.Н., Фадеев В.Я.* Оптический свойства прибрежных атмосферных дымок. Новосибирск: Наука, 1988. 280 с.

5. *Хргиан А.Х.* Физика атмосферы. М.: изд-во МГУ, 1986. 328 с.
6. *Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В.* Атмосферный аэрозоль. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 224 с.
7. Program PolyMie to calculate optical properties (phase function or matrix, extinction and absorption coefficients) of water droplet clouds // INTAS project 01-0239. [Web–сайт]. Updated: May, 2005. URL: http://osmf.sscc.ru/~smp/INTAS_01-0239/main.html. (дата обращения 17.05.2012)

NOISE REDUCTION FOR LIDAR RETURNS USING ELECTRO-OPTIC LIGHT SHUTTER IN LASER SENSING OF CLOUDS

Senior lecturer Nikolay S. Kirillov*
National Research Tomsk State University, 36 Lenin Avenue, Tomsk, 634050, Russia

ABSTRACT

The paper reports the results of strobing the lidar signal by an electro-optical shutter (EOS). Remote sensing lidar technique is classified as detecting the weak signal under strong background noise. For effectively reducing the noise of lidar return signal, strobing the lidar signal by an electro-optical shutter (EOS) is employed. In paper discuss the possibility to reduce the backscattered signal power in the near field to improve the signal-to-noise ratio in atmospheric sensing in the daytime.

Keywords: Lidar; dynamic range compression; electro-optic light shutter, near-field optical return, SNR.

*a kns68@mail.tsu.ru; phone +7 905 991-1812; http://rff.tsu.ru

ПРОГРАММНАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ ОБРАБОТКИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ ПО ПОЛЯРИЗАЦИОННОМУ ЛАЗЕРНОМУ ЗОНДИРОВАНИЮ ОБЛАКОВ ВЕРХНЕГО ЯРУСА

И.В. Самохвалов[1], С.Н. Волков[1,2], И.Д. Брюханов[1], А.В. Коношонкин[1,2], И.В. Животенюк[1], А.П. Стыкон[1]

[1] Национальный исследовательский Томский государственный университет

634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

[2] Институт оптики атмосферы им В.Е. Зуева СО РАН, 634021, г. Томск, пл. Ак. Зуева, 1

lidar@mail.tsu.ru

Ключевые слова: перистые облака, матрица обратного рассеяния, лазерное поляризационное зондирование, приведение к собственному базису

Аннотация.

Описывается методика определения оптических и геометрических характеристик облаков. Обсуждаются проблемы обработки результатов экспериментов по поляризационному лазерному зондированию атмосферы. Описывается методика приведения матриц обратного рассеяния света перистых облаков, полученных на высотном лидаре ТГУ, к плоскости симметрии, связанной с преимущественной ориентацией кристаллов. Экспериментальные данные сопоставляются с результатами численного моделирования матриц обратного рассеяния света в рамках приближения физической оптики, а также с метеорологической обстановкой над лидаром на высотах расположения перистых облаков.

Современное аппаратное и программное обеспечение, а также методики проведения экспериментов и их обработки предоставляют учёным широкий спектр возможностей для исследований атмосферы Земли. Однако, вопреки имеющемуся инструментарию, исследователи по-прежнему не располагают моделью земной атмосферы, в полной мере описывающей явления и процессы, происходящие в ней. Одним из таких факторов, остающихся без учёта, является пространственная ориентация несферических кристаллов льда в облаках верхнего яруса (ОВЯ) [1]. Эти облака играют значительную роль в климатообразовании ввиду своей значительной горизонтальной протяжённости. Ориентация частиц в ОВЯ существенно влияет на радиационный баланс Земли, являясь, поэтому, величиной, необходимой для учёта в моделях распространения солнечного излучения через атмосферу Земли.

Дистанционная оценка преимущественной ориентации ледяных кристаллов в облаках возможна при использовании метода поляризационного лазерного зондирования атмосферы (ПЛЗА). Этот метод основан на анализе изменений состояния поляризации излучения лазера после его взаимодействия с исследуемой средой [2]. Он реализован в высотном поляризационном лидаре НИ ТГУ, позволяющем получить полную матрицу обратного

рассеяния света (МОРС) ОВЯ [3]. Это преимущество обеспечено проведением 16 измерений высотных профилей интенсивности лидарного сигнала в ходе каждой серии измерений. В основе методики обработки экспериментальных данных лежит уравнение лазерного зондирования для мощности сигнала в приближении однократного рассеяния [4]. Методика оценки параметров микроструктуры облаков основана на экспериментальном определении их МОРС и сопоставлении с матрицами, рассчитанными теоретически для заданных характеристик кристаллических частиц льда в облаках.

В теоретических расчётах МОРС в качестве плоскости референции, как правило, выбирают плоскость, в которой лежат направление в зенит и ось симметрии кристаллической частицы (гексагональная пластинка или столбик). Одним из примеров такого теоретического расчёта является база данных [5], построенная сотрудниками Института оптики атмосферы СО РАН под руководством А.Г. Борового. В ней сведены МОРС монодисперсных облаков, рассчитанные в рамках приближения физической оптики в зависимости от размеров и пространственной ориентации (рисунок 1). При расчёте использовалось эмпирическое соотношение толщины и эффективного диаметра гексагональной пластинки: $h \approx 2{,}02D^{0{,}449}$ [6].

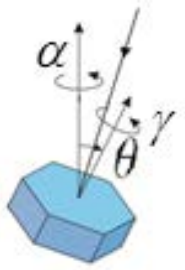


Рисунок 1 – Параметры положения в пространстве гексагональной ледяной пластинки: α – угол поворота пластинки вокруг вертикальной оси, θ – угол наклона нормали пластинки относительно вертикали, γ – угол поворота пластинки вокруг своей нормали [7].

В то же время экспериментальные МОРС получают в базисе, связанном с конкретным лидаром. Существенной проблемой при сопоставлении экспериментально и теоретически полученных МОРС облаков является необходимость приведения их к общему базису. Для этого при обработке экспериментальных данных необходимо совместить плоскость зеркальной симметрии ансамбля кристаллических частиц в облаке с плоскостью рассеяния [2]:

$$\mathbf{M}'(h) = R(\varphi)\mathbf{M}\left(h\right)R(\varphi), \qquad (1)$$

где $\mathbf{M}'\left(h\right)$ – преобразованная МОРС облака, расположенного на высоте h, $R(\varphi)$ – матрица поворота, φ – азимутальный угол плоскости зеркальной симметрии ансамбля частиц с

плоскостью референции, $\mathbf{M}(h)$ – МОРС облака, определённая экспериментальным путём и пронормированная на элемент M_{11}. В результате МОРС принимает блочно-диагональную форму:

$$\mathbf{M}'(h)=\begin{pmatrix} 1 & b & 0 & h \\ b & e+f & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -e+f & d \\ h & 0 & -d & c \end{pmatrix}, \qquad (2)$$

в которой её элементы принимают значения от –1 до 1, что делает матрицы пригодными для сопоставления между собой и с рассчитанными теоретически. Условием выполнения преобразования (1) является равенство нулю элементов m'_{13}, m'_{23} и m'_{24} блочно-диагональной матрицы $\mathbf{M}'(h)$ [8]. Поскольку элементы матрицы $\mathbf{M}(h)$ получены из эксперимента, а значит, их элементы определены с ошибками, в таком виде это условие не выполняется. Дополнительными условиями для корректного определения угла преобразования φ являются неравенства:

$$m'_{12} \le 0, \quad a'_{22} + a'_{33} \ge 0\,. \qquad (3)$$

Вследствие тех же ошибок определения элементов матрицы $\mathbf{M}(h)$ эти условия также не всегда могут выполняться.

Выполнение операции приведения МОРС облаков к плоскости вертикальной симметрии при обработке экспериментальных данных программно реализовано С.Н. Волковым [9]. Программное обеспечение позволяет скорректировать лидарный сигнал на последействие и просчёты фотоэлектронных умножителей лидарного приёмника, носящие статистический характер, а также уменьшить статистический шум сигнала, обусловленный характером работы ФЭУ в режиме счёта фотонов, и вычесть фон. Кроме того, реализована возможность калибровки сигнала по молекулярному реперу на заданном высотном интервале атмосферы. Сложность использования при обработке экспериментальных данных, получаемых с помощью поляризационного лидара НИ ТГУ, описанного программного продукта состоит в том он адаптирован для обработки данных, поставляемых поляризационным лидаром Ханбатского Национального университета (Респ. Корея) [10]. Методика работы этого лидара, в отличие от первого, включает в себя только 9 измерений, поскольку в его поляризационных приставках передающего и приёмного каналов отсутствуют полуволновые пластинки для поворота плоскости референции на 90°. В настоящей работе выполнена адаптация программного продукта к обработке данных лидара НИ ТГУ.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ в рамках «Программы повышения конкурентоспособности ТГУ», Фонда Д. Зимина «Династия» и Благотворительного фонда В. Потанина.

1. Кауль Б.В., Самохвалов И.В. Физические факторы, определяющие пространственную ориентацию частиц кристаллических облаков //Оптика атмосферы и океана. 2008. Т. 21. № 1. С. 27–34.
2. Кауль Б.В., Волков С.Н., Самохвалов И.В. Результаты исследований кристаллических облаков посредством лидарных измерений матриц обратного рассеяния света (МОРС) // Оптика атмосферы и океана. 2003. Т. 16. № 4. С. 354–361.
3. Самохвалов И.В., Кауль Б.В., Насонов С.В., Животенюк И.В., Брюханов И.Д. Матрица обратного рассеяния света зеркально отражающих слоев облаков верхнего яруса, образованных кристаллическими частицами, преимущественно ориентированными в горизонтальной плоскости // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 5. С. 403–411.
4. Зуев В.Е., Кауль Б.В., Самохвалов И.В. и др. Лазерное зондирование индустриальных аэрозолей. Новосибирск: Наука, 1986. 192 с.
5. ftp.iao.ru/pub/GWDT/Physical_optics/Backscattering/Quasi-horisontally_oriented_plate/partially_averaged/M_0.532_0.dat.
6. Auer A., Veal D. The dimension of ice crystals in natural clouds // J. Atm. Sci. 1970. V. 27. № 6. P. 919–926.
7. Коношонкин А.В. Рассеяние света на гексагональных ледяных кристаллах перистых облаков в приближении физической оптики: Автореф. дис. канд. физ-мат. наук. Томск: НИ ТГУ и ИОА СО РАН. Томск, 2013. 23 с.
8. Волков С.Н. Оптические характеристики облаков верхнего яруса по данным лидарного зондирования: Автореф. дис. канд. физ-мат. наук. Томск: ИОА СО РАН. Томск, 2004. 20 с.
9. Volkov S.N., Samokhvalov I.V., Cheong H.D., and Kim D. Investigation of East Asian clouds with polarization light detection and ranging // Appl. Opt. 2015. V. 54, №. 11, P. 3095–3105.
10. Волков С.Н., Самохвалов И.В., Kim D. Поляризационный лидар нового поколения для определения параметров атмосферы на основе измерения матриц обратного рассеяния аэрозолем и облаками // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Материалы XX Международного симпозиума [Электронный ресурс], 2014. Томск: Издательство ИОА СО РАН, 2014. 1 CD-ROM. С. С376–С378.

МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОБЛАЧНОСТИ ПО ЦИФРОВОЙ СТЕРЕОСЪЕМКЕ С ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

А.И. Чуличков[1,2], М.С. Андреев[1,2], А.П. Медведев[2], О.В. Постыляков[2]

[1]Физический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, [2]Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН

oleg-postylyakov@yandex.ru

Облачность, нижняя граница облачности, измерение характеристик облачности, дистанционное зондирование, стереосъемка

В работе предлагается и исследуется метод измерения высоты облаков по стереопаре их изображений, полученных с помощью двух цифровых фотокамер. Предложен метод определения параметров ориентации фотокамер по ночным изображениям звездного неба. Для вычисления расстояния до облака используется сдвиг изображения фрагмента облака как целого. Выделение выбранного фрагмента на фотографиях выполняется с применением методов морфологического анализа изображений. При стереобазе 60 м и съемке с разрешением 1200 пикселей в поле зрения 60^{O} погрешность не превышает 10% при высоте облаков менее 4 км. Оптимизация параметров фотосъемки, в том числе увеличение стереобазы, может существенно повысить достигнутую точность определения высоты нижней границы облачности. Приведены примеры определения нижней границы облачности на макете экспериментальной установки в сравнении с данными лазерного дальномера.

METHOD OF DETERMINATION OF HEIGHT OF CLOUD BASE USING GROUND-BASED STEREOPHOTOGRAPHY

A.I. Chulichkov[1,2], M.S. Andreev[1,2], A.P. Medvedev[2], O.V. Postylyakov[2]

[1]M.V. Lomonosov Moscow State University, [2]A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS

oleg-postylyakov@yandex.ru

Clouds, cloud base, measuring the characteristics of the cloud, remote sensing, stereoscopic

The paper proposes and investigates a method of measuring the height of the cloud base using the stereo pair of images taken using two digital cameras. The method of determination of camera orientation parameters required to solve the problem uses images of the night star sky. To calculate the distance to the cloud the image shift of a fragment of the cloud as a whole is used. The selection of the fragment in the photos is performed using methods of morphological image analysis. When the stereo base is 60 m and taking pictures with a resolution of 1200 pixels in the field of view of 60^{O} the error does not exceed 10% at the height of the cloud bottom less than 4 km. Optimization the parameters of photography, including increase the stereo base, can significantly improve the accuracy of the estimation the height of the cloud bottom. Examples of estimation of the height of cloud bottom on the layout of the experimental setup are compared with the measurements of the laser range finder.

Введение

Облачность оказывает существенное воздействие на земную климатическую систему, участвуя в гидрологическом цикле и влияя на радиационный баланс земной атмосферы. Она существенно ограничивает возможности оптического дистанционного зондирования нижней тропосферы из космоса и оказывается явлением, количественные оценки характеристик которого, необходимы для возможно более точного дистанционного исследования нижней тропосферы с поверхности Земли [1, 2, 9].

Для решения задач дистанционного определения характеристик облачности разрабатываются различные методы в оптическом и радио диапазонах. Наиболее распространенные автоматические методы измерения нижней границы облачности основаны на измерении времени запаздывания эхо-сигнала, отраженного облаком, относительно зондирующего сигнала, излученного передатчиком. Другим способом измерения расстояния до объектов является стереоскопический [7, 8]. Он основан на анализе изображений объекта, полученных из нескольких точек наблюдения. При практической реализации метода основные трудности состоят в определении координат и ориентации оптических осей фотокамер, используемых для получения изображений, и в реализации автоматических алгоритмов нахождения изображений одной точки объекта на разных изображениях. Один из способов преодоления этой трудности основан на использовании зависимости изменений размеров объекта при его фотографировании камерой с изменяющимся фокусным расстоянием [10]. Метод использует зависимость изменения масштаба объекта изображения при изменении фокусного расстояния объектива камеры в зависимости от расстояния до объекта.

В настоящей работе предлагается и исследуется метод измерения высоты облаков по стереопаре их изображений, полученных с помощью цифровых фотокамер. Для определения ориентации фотокамер используются изображения звездного неба, которые обрабатываются для получения необходимых параметров ориентации фотокамер с помощью методов теории измерительно-вычислительных систем [3]. В стандартных методах стереофотограмметрии для вычисления расстояния до объекта требуется указание соответствующих точек на стереопаре изображений. В настоящей работе для оценки этого расстояния используется сдвиг изображения фрагмента облака как целого, этот сдвиг определяется разностью координат изображения облака на первом и втором снимках стереопары. Для оценки величины сдвига применяются методы морфологического анализа изображений [4].

1. Математическая модель стереопары изображений

Экспериментальная установка, для которой разрабатывается представляемый метод определения нижней границы облаков, состоит из двух цифровых фотокамер, расположенных

на одном высотном уровне, направленных в зенит и разнесенных на несколько десятков метров. Опишем математическую модель формирования изображения фиксированной точки облака. С каждой фотокамерой свяжем декартову систему координат, в которой ось O_iZ_i направлена вертикально вверх и совпадает с ее оптической осью, горизонтальная ось O_iX_i проходит через центры камеры и направлена от камеры S_L к камере S_R, i=1,2. Кроме того, считается, что обе фотокамеры имеют одно и то же увеличение, направления координатных осей O_1X_1 и O_2X_2 камер в плоскости изображений совпадают, а оси O_1Y_1 и O_2Y_2 параллельны.

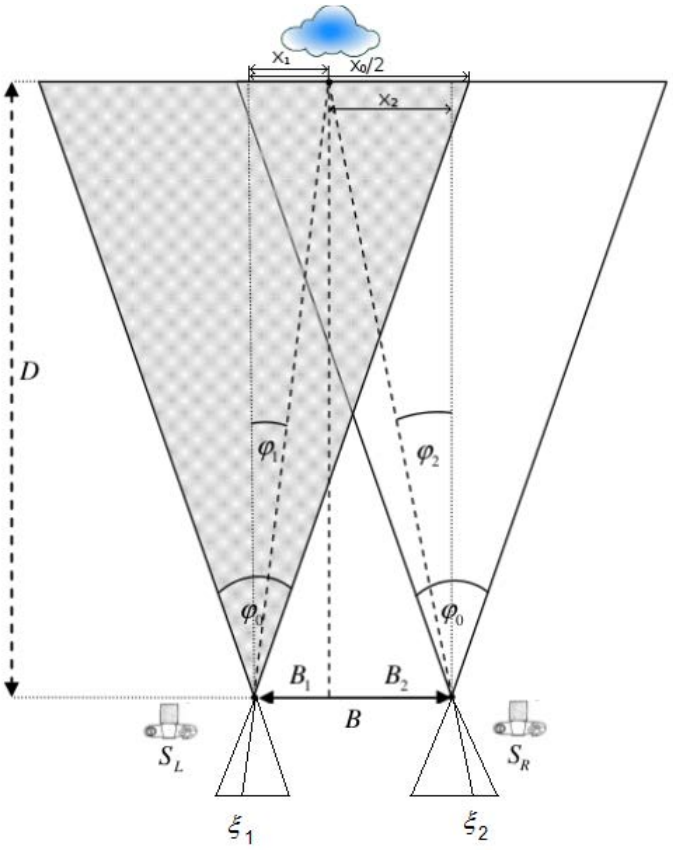


Рис.1. Схема формирования изображений точки облака двумя фотокамерами.

Пусть облако расположено в зените на высоте D, расстояние между фотокамерами по горизонтальной оси равно B. Пусть, кроме того, x_0 - горизонтальный размер пространственной области на высоте D, изображаемой фотокамерой, φ_0 - угол обзора камеры, см. рисунок 1. Тогда расстояние до облака вычисляется по формуле

$$D = \frac{x_0}{2tg\left(\frac{\varphi_0}{2}\right)}. \qquad (1)$$

Выберем точку облака (на рисунке 1 для наглядности и простоты эта точка лежит в плоскости, проходящей через оптические оси обеих камер). Обозначим x_1 и x_2 координаты выбранной точки облака вдоль осей O_1X и O_2X в системе координат первой и второй камер

соответственно. Для точки облака, расположенной в плоскости оптических осей, выполнено равенство $|x_1 - x_2| = B$. Поэтому вместо (1) имеем

$$D = \frac{Bx_0}{2tg\left(\frac{\varphi_0}{2}\right)|x_1 - x_2|}. \qquad (2)$$

В формуле (2) наблюдаемыми являются параметры B (стереобаза), φ_0 (угол обзора фотокамеры) и отношение $\frac{x_0}{|x_1 - x_2|}$, равное отношению $\frac{\xi_0}{|\xi_1 - \xi_2|}$ размера кадра ξ_0 к модулю разности координат изображений выбранной точки облака на первом и втором кадре $|\xi_1 - \xi_2|$. Итак, формула для вычисления высоты облака есть

$$D = \frac{B\xi_0}{2tg\left(\frac{\varphi_0}{2}\right)|\xi_1 - \xi_2|}. \qquad (3)$$

2. Юстировка относительного положения фотокамер

На практике не удается обеспечить достаточно точное для решения поставленной задачи позиционирование фотокамер. Поэтому был предложен подход к юстировке относительного положения осей и высоты расположения одной из камер относительно другой (эталонной) по специально выбранным тестовым объектам. В качестве тестового объекта было выбрано звездное небо. Изображения облака с одной из камер с использованием оцениваемых по тестовой фотосъемке параметров преобразовывалось к виду, который оно имело бы при идеальной юстировке её положения относительно эталонной фотокамеры.

Звезды можно считать бесконечно удаленными точечными объектами, поэтому их изображения на фотокамерах, оси координат которых совмещены в соответствии с указанными выше требованиями, должны быть полностью идентичными, то есть координаты изображений одной и той же звезды на левой и правой камерах должны совпадать. Если этого не происходит, то камеры не юстированы должным образом. Вместо совмещения осей координат поворотами камер найдем такое преобразование координат второй камеры, при котором изображения бесконечно удаленных объектов будут совпадать. Более подробно подход к юстировке положения камер изложен в работе [6].

3. Определение сдвига изображения облака на втором снимке относительно первого

Для определения высоты облака по формуле (3) необходимо знать отношение $\frac{\xi_0}{|\xi_1 - \xi_2|}$, равное отношению размера кадра к сдвигу изображения выбранной точки облака на втором

снимке относительно первого. В настоящей работе вместо сдвига некоторой выделенной точки облака определяется величина сдвига целого фрагмента изображения. Для этого на первом и втором изображениях следует выделить один и тот же фрагмент облака, и определить величину сдвига первого фрагмента относительно второго. Этот сдвиг и дает значение модуля разности $|\xi_1 - \xi_2|$ для формулы (3).

Для решения этой задачи на первом кадре выделяется фрагмент изображения облака, и на втором карде следует найти положение фрагмента, максимально схожего с выделенным фрагментом. Поскольку изображения одного и того же объекта, сформированные разными фотокамерами, могут отличаться по яркости, для поиска схожих изображений фрагмента в настоящей работе применялись методы морфологического анализа изображений [4]. Более подробно подход рассмотрен в работе [5].

Результаты нахождения фрагментов изображений облаков, схожих по форме, приведены на рисунке 2. На них представлена стереопара изображений. На левом изображении в рамке содержится выбранный фрагмент изображения облака, на правом – в рамке фрагмент, наиболее близкий по форме к выбранному на левом изображении.



Рис. 2. Стереопара изображений облаков несогласованных по выдержке. Рамками отмечены фрагменты, наиболее близкие по форме.

4. Оценка погрешности определения расстояния до облака

При неточно заданных параметрах фотосъемки погрешность определения *D* из соотношения (3) можно оценить по формуле

$$\Delta D = \sqrt{\left(\frac{\partial D}{\partial B}\Delta B\right)^2 + \left(\frac{\partial D}{\partial \xi_0}\Delta \xi_0\right)^2 + \left(\frac{\partial D}{\partial \varphi_0}\Delta \varphi_0\right)^2 + \left(\frac{\partial D}{\partial \xi_1}\Delta \xi_1\right)^2 + \left(\frac{\partial D}{\partial \xi_2}\Delta \xi_2\right)^2} .$$

В таблице 1 приведены относительные погрешности определения высоты облаков для пары камер с полем зрения, известным с точностью $\pm 0.5^{O}$, и точностью определения стереобазы

± 0.1 м в зависимости разрешения камер, стереобазы и высоты облаков. Точность определения высоты облаков уменьшается с увеличением расстояния до них, что, очевидно, связано с тем, что на фотографиях сравниваются угловые положения фрагментов облака, разница которых уменьшается при увеличении расстояния до объекта. Как видно из расчетов, увеличение разрешения камер и увеличение стереобазы ведет к повышению погрешности. При стереобазе 60 м и съемке с разрешением 1600x1200 пикселей в поле зрения 60^{O} погрешность не превышает 10% до высот облаков 4 км.

Таблица 1. Относительная погрешность определения высоты нижней границы облака в зависисмости от его высоты, базы стереосъемки, разрешения камер для поля зрения камер около 60^{O}.

Высота облака	0.7 км	1.2 км	2.0 км	4.0 км		0.7 км	1.2 км	2.0 км	4.0 км
База	640x480 пикселей					1600x1200 пикселей			
17 м	15%	27%	42%	83%		6%	10%	17%	34%
30 м	8%	14%	24%	47%		3%	6%	9%	19%
60 м	4%	7%	12%	24%		2%	3%	5%	10%

5. Экспериментальный стенд

Для отработки методик определения наличия, высоты и скорости движения облаков на крыше ИФА им. А.М. Обухова РАН был собран экспериментальный стенд на основе двух цифровых фотоаппаратов Canon S70 (рисунки 3 и 4). Фотоаппараты были установлены стационарно на расстоянии 17 м в брызгозащитных кожухах и направлены в зенит. Какая-либо аппаратура для точного выбора направления визирования камер не использовалась. Расстояние между фотокамерами было ограничено размерами крыши. Для выполнения синхронной съемки и передачи данных на компьютер (используется Notebook DELL Latitude E4300), управление фотоаппаратами осуществляется по интерфейсу USB специально написанной программой. Поскольку стандарт USB не позволяет подсоединять к компьютеру устройства, расположенные на расстоянии больше 5 метров, для подключения одного фотоаппарата используется специальный кабель с двумя USB модуляторами/демодуляторами (на схеме - USB Long Line Transmitter).



Рис. 1. Расположение фотокамер на крыше ИФА РАН.

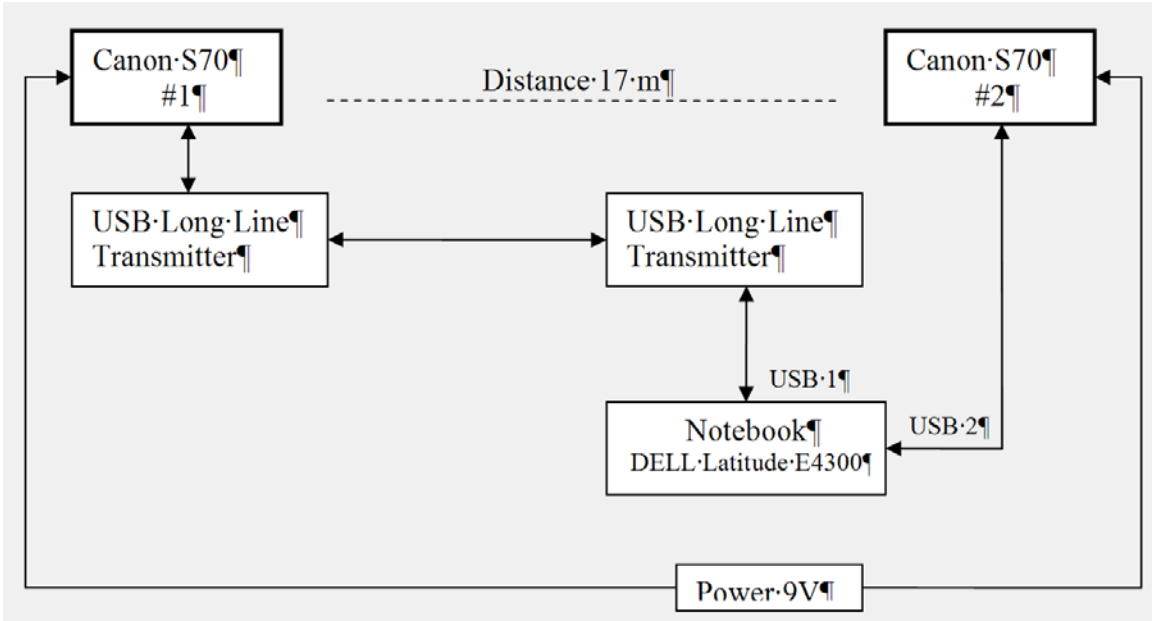


Рис.4. Схема экспериментального стенда.

Программа управления стереосъемкой осуществляет периодическое получение двух синхронных стереопар с интервалом 7 секунд, что позволяет путем анализа изображений определить как высоту, так и скорость движения облаков. При этом для юстировки направлений визирования фотоаппаратов, в ночное время производится съемка звездного неба.

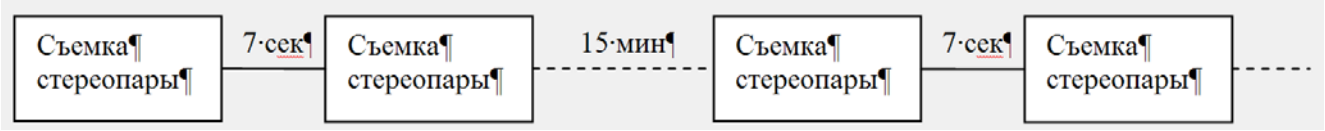


Рис. 5. Циклограмма стереосъемки. Съемку с разрешением 7 сек предполагается использовать для определения скорости движения облаков.

6. Примеры оценки нижней границы облачности

Разработанная методика была опробована на серии стереоснимков, полученных на описанном выше экспериментальном стенде. Съемка проводилось с разрешением 640x480 пикселей при фокусном расстоянии 28 мм в эквиваленте 35 мм пленки. Поле зрения составляло около 60^{O}.

В таблице 2 приведены результаты юстировки фотокамер по изображениям четырех звезд. В первом столбце дан номер звезды, второй и третий содержат координаты звезды на первом снимке (в пикселях), четвертый и пятый – ее координаты на втором снимке. По этим координатам оценен вектор аффинных преобразований, Шестой и седьмой столбцы дают оценки координат звезд на втором снимке, а восьмой и девятый – значения ошибок в вычислении этих координат. Надежность гипотезы о существовании аффинной связи между изображениями звезд в данном случае равна $\alpha\left(\vec{\xi}_0\right)=0.3$, что позволяет принять эту гипотезу.

Таблица 2. Результаты применения аффинного преобразования, параметры которого (4) получены по результатам юстировки фотокамер по изображениям четырех звезд (координаты даны в пикселях матрицы фотоаппарата).

№ звезды	Координата $\xi_1(j)$	Координата $\eta_1(j)$	Координата $\xi_2(j)$	Координата $\eta_2(j)$	Оценка $\xi_2(j)$	Оценка $\eta_2(j)$	Ошибка $\xi_2(j)$	Ошибка $\eta_2(j)$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
j=1	843	798	734	735	736	735	-2	0
j=2	935	792	829	721	825	720	4	1
j=3	1141	572	1093	533	1094	533	-1	0
j=4	1016	483	1009	481	1007	480	2	1

Для валидации результатов проводилось одновременное измерение высоты с помощью ручного лазерного дальномера ЛПР-1. Дальномер ЛПР-1 позволяет определять расстояние до двух первых отражающих объектов, находящихся в зоне от 145 м до 5000 м с погрешностью не более 10м. Результаты оценок нижней границы облачности по стереосъемке и данным лазерного дальномера приведены в таблице 3. Параметры съемки облачности выбирались

камерами в автоматическом режиме и не всегда совпадали. Полученные результаты подтверждают работоспособность предложенных подходов. При этом реальная погрешность оказалась заметно меньше расчетной, что, по-видимому, связано с завышенными оценками погрешности параметров фотоаппаратуры.

Таблица 3. Сравнение результатов измерения расстояния до нижней границы фрагмента облака двумя методами. Разрешение камер 640x480 пикселей.

Измерение по стереопарам		Данные лазерного дальномера ЛПР-1
Время измерения	Высота, м	Высота, м
6.05.2014, 17:10	750 ± 110	740
7.05.2014, 10:15	900 ± 150	900
14.05.2014, 14:35	2260 ± 850	2085
15.05.2014, 10:20	3020 ± 2000	3900
01.08.2014, 11:45	3020 ± 2000	3400
06.08.2014, 18:45	2260 ± 850	2800
08.08.2014, 14:30	1290 ± 320	1240
11.08.2014, 16:02	1810 ± 700	2000
13.08.2014, 12:00	3020 ± 2000	2035
15.08.2014, 13:00	1290 ± 320	1600

Заключение

Рассмотрена методика экспериментального определения нижней границы облачности по стереосъемке с использованием простой и недорогой аппаратуры. Предложен метод обработки результатов, который может быть использован для автоматической обработки результатов измерений и получения высоты нижней границы облаков. При стереобазе 60 м и съемке с разрешением 1600x1200 пикселей в поле зрения 60^{O} погрешность не превышает 10% до высоты облаков 4 км. Оптимизации параметров фотосъемки, в том числе увеличении стереобазы, может существенно повысить достигнутую точность определения высоты нижней границы облачности. С использованием результатов выполняемой съемки в дальнейшем возможна разработка метода автоматической оценки скорости движения нижнего яруса облаков и бальности облачности.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 14-07-00409 и 14-05-90012.

Литература

1. Иванов В.А., Постыляков О.В. Оценка интегрального содержания NO_2 в пограничном слое атмосферы по наблюдениям рассеянной в зените солнечной радиации. Оптика атмосеры и океана, 2010, т. 23, №6, с. 471-475.

2. Иванов В.А., Елохов А.С., Постыляков О.В. О возможности оценки объема выбросов NO2 в городах по зенитным спектральным наблюдениям рассеянной солнечной радиации вблизи 450 нм. Оптика атмосеры и океана, 2012, т. 25, № 6, с. 539–543. (Ivanov V.A., Elokhov A.S., Postylyakov O.V. On the possibility of estimating the volume of NO2 emissions in cities using zenith spectral observations of diffuse solar radiation near 450 nm. Atmos. and Ocean. Optics, 2012, 25, No 6, 539–543)
3. Пытьев Ю. П. Методы математического моделирования измерительно-вычислительных систем. - М.: ФИЗМАТЛИТ. 2012, 428 с.
4. Пытьев Ю.П., Чуличков А.И. Методы морфологического анализа изображений - М.: ФИЗМАТЛИТ, 2010, 336 с.
5. Andreev M.S., Chulichkov A.I., Emilenko A.S., Medvedev A.P., Postylyakov O.V. Estimation of cloud height using ground-based stereophotography: Methods, error analysis and validation. Proc. of SPIE Vol. 9259, 92590, 2014, doi: 10.1117/12.2069800.
6. Andreev M., Chulichkov A.I., Medvedev A.P., Postylyakov O.V. Estimation of cloud base height using ground-based stereo photography: Method and first results. Proc. SPIE, Vol 9242, 924219, 2014, doi: 10.1117/12.2069824.
7. Hartley R., Zisserman A. Multiple View Geometry in Computer Vision. Cambridge University Press 2004, 672 с.
8. Walcher H. Position sensing – Angle and distance measurement for engineers, Second edition, Butterworth-Heinemann Ltd., 1994.
9. O.V. Postylyakov, A.N. Borovski. Measurements of formaldehyde total content using DOAS technique: a new retrieval method for overcast. - Proc. of SPIE Vol. 9259, 925918.1, 2014, doi: 10.1117/12.2069595.
10. S.V. Zuev, N.P. Krasnenko. Determination of cloud base height using the passive monostatic method. - Proc. of SPIE Vol. 6936 69360N-6. doi: 10.1117/12.783155.

КАЛИБРОВКА И ПОВЕРКА ПОРТАТИВНОГО ИЗМЕРИТЕЛЯ ВЫСОТЫ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОБЛАЧНОСТИ

А.И. Гришин, А.В. Крючков

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

В статье рассмотрены проблемы калибровки и поверки портативного измерителя высоты нижней границы облачности. Проанализированы характерные особенности условий эксплуатации калибровочных комплектов. Выявлена и обоснована возможность разработки методики для использования компактного поверочного устройства. На основе проведенного исследования авторами предлагается технический способ реализации, формулируются основные характеристики, источники и пределы погрешностей.

К ВОПРОСУ О КАЛИБРОВКЕ МАЛОГАБАРИТНОГО ИЗМЕРИТЕЛЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ

А.В. Крючков, А.И. Гришин

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

В статье ставится задача рассмотреть возможность калибровки малогабаритного измерителя метеорологической дальности видимости, методами отличными от метода прямого сличения. В результате анализа авторы впервые в литературе доказывают, что возможно использовать для этого ГСО, в качестве средства для калибровки измерителя МДВ.

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ФОРМ ОБЛАЧНОСТИ НА ОСНОВЕ АКТИНОМЕТРИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

С.В. Зуев, Н.П. Красненко, Е.С. Карташова

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН

zuev@imces.ru, krasnenko@imces.ru, sunny@imces.ru

Облачность, прямая радиация, рассеянная радиация.

Предлагается подход к параметризации основных форм облачности путем анализа величин интенсивности прямой и рассеянной солнечной радиации.

Климат любой территории на земном шаре формируется под воздействием большого числа процессов, имеющих сложные обратные связи. При этом особое внимание требуется уделять механизмам взаимодействия полей облачности и радиации, поскольку климат имеет сильную чувствительность к ним [1]. Облачность напрямую влияет на радиационный баланс поверхности Земли, являясь естественным его регулятором. При этом различные формы и виды облачности по-разному влияют на величину интенсивности прямой и рассеянной радиации. Наряду с восстановлением характеристик облачности по спутниковым данным актуальной представляется задача их восстановления по данным наземных наблюдений.

Величина интенсивности приходящей к поверхности Земли как прямой, так и рассеянной коротковолновой солнечной радиации зависит не только от высоты стояния Солнца и коэффициента прозрачности атмосферы, но и от параметров облачности, таких как ее количество и распределение по небосводу, высота верхней и нижней границы, вертикальная и горизонтальная протяженность и др. При этом каждая форма облачности имеет свои характерные и обычные особенности в части оптической толщины, которые можно разделить по признаку "просвечивающие – непросвечивающие облака" [2]. Используя такой подход, каждый вид облачности можно описать специфическим, характерным только для нее, влиянием на величину интенсивности приходящей прямой и рассеянной радиации (амплитудные признаки облачности). Для примера, на рис. 1 показан суточный ход суммарной Q и рассеянной D радиации, на которых можно уверенно выделить моменты влияния разных форм облачности на величину их интенсивности.

В таблице представлена степень влияния различных форм облачности на величину интенсивности прямой S и рассеянной D солнечной радиации.

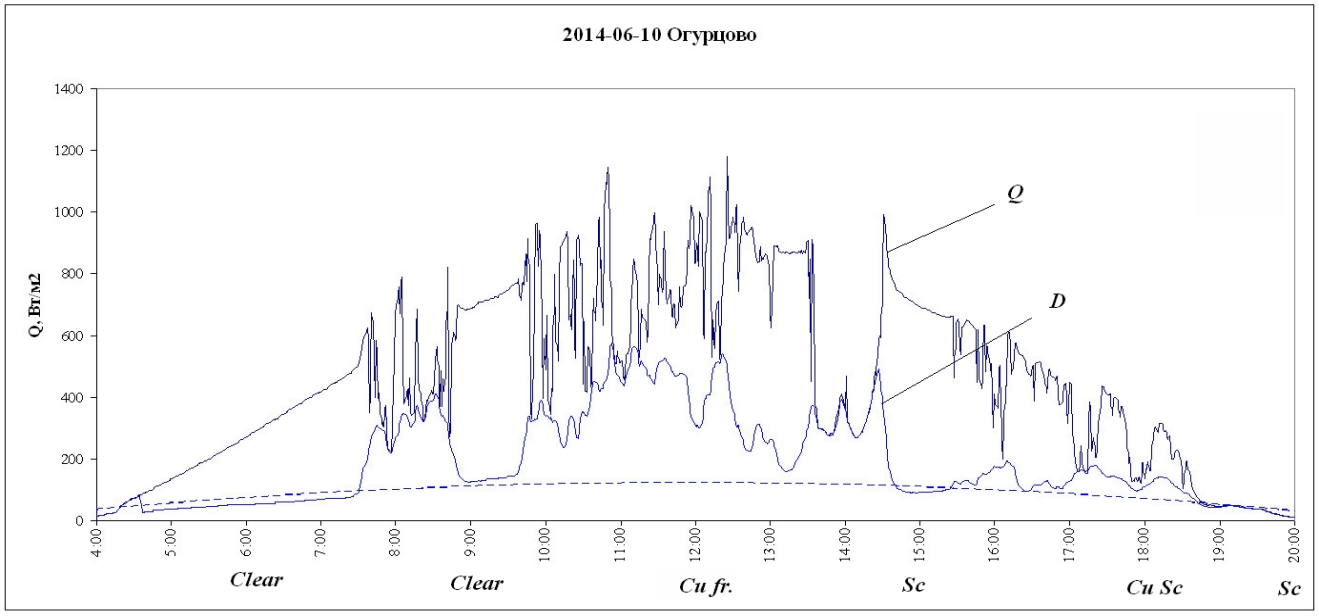


Рис. 1. Пример суточного хода суммарной *Q* и рассеянной *D* радиации

Таблица

Форма облаков	Уменьшение *S*			Увеличение *D*			
	Слабое	Значи-тельное	Сильное	Слабое	Значи-тельное	Сильное	Не влияет или уменьшает
Ci	X			X			
Cc	X			X			
Cs	X			X			
Ac		X			X		
As			X		X	X	
Ns			X				X
Sc			X		X		
St		X	X		X	X	
Cu			X		X	X	
Cb			X	X			X

Таким образом, весь диапазон суточного хода прямой *S'* и рассеянной *D* радиации можно разбить на амплитудные зоны влияния различных форм облачности, в пределах которых они могут влиять на величину интенсивности прямой и рассеянной радиации (рис. 2 и 3, соответственно). В аналитическом виде такое разбиение можно выразить следующим образом:

для *Ci Cc Cs*: $\begin{cases} S' = (0{,}8 \div 1) \cdot S'_{max} \\ D = (1 \div 1{,}5) \cdot D_{cl}; \end{cases}$

для *Ac As*: $\begin{cases} S' = 0 \vee (0 \div 0{,}8) \cdot S'_{max} \\ D = (2{,}5 \div 5) \cdot D_{cl}; \end{cases}$

для *Sc St:* $\begin{cases} S' = 0 \vee (0 \div 0{,}5) S'_{max} \\ D = (1{,}5 \div 2{,}5) \cdot D_{cl}; \end{cases}$

для *Ns*: $\begin{cases} S' = 0 \vee S'_{max} \\ D = (0{,}5 \div 1) \cdot D_{cl}; \end{cases}$

для *Cu Cb*: $\begin{cases} S' = 0 \vee S'_{max} \\ D = (1 \div 1{,}5) \cdot D_{cl}, \end{cases}$

где S'_{max} и D_{cl} – интенсивность прямой и рассеянной радиации для безоблачного неба.

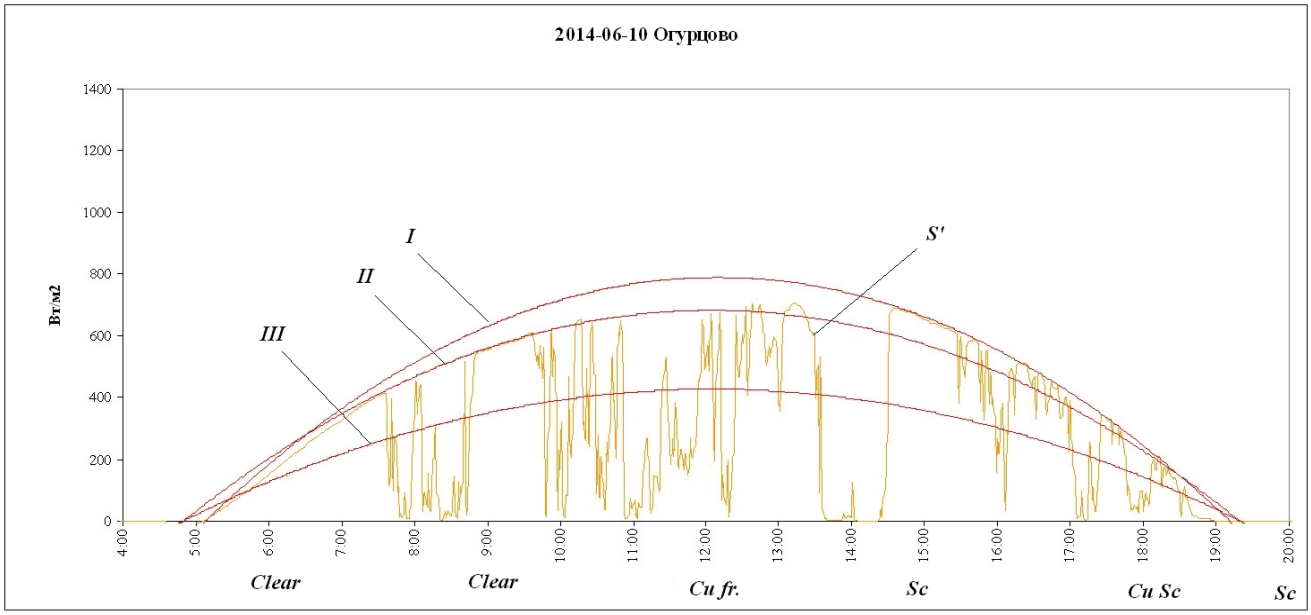


Рис. 2. Зоны влияния различных форм облачности на величину прямой радиации *S'* (III – зона сильного влияния, II-III – зона значительного влияния, I-II – зона слабого влияния)

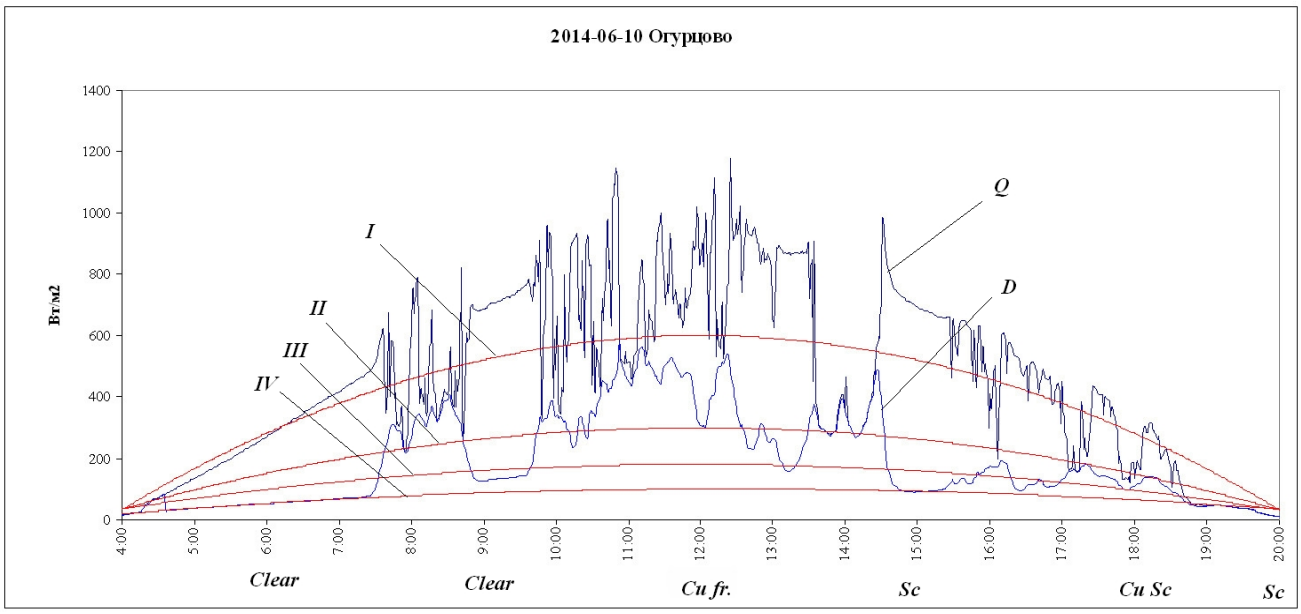


Рис. 3. Зоны влияния различных форм облачности на величину рассеянной радиации *D* (I-II – зона сильного влияния, II-III – зона значительного влияния, III -IV – зона слабого влияния)

Следовательно, используя только признаки оптической толщины, влияющие на величину интенсивности прямой и рассеянной радиации, становится возможным параметризировать различные типы облачности по ярусам. Кроме амплитудных, разные типы облачности формируют свои временные признаки, зависящие от их морфологических характеристик, таких как равномерность сплошного покрова или чередование темных и светлых участков на нем, наличие просветов или отдельных облаков, волокнистость строения и др. Используя временные признаки, каждую форму облачности можно описать специфической, характерной только для нее, частотой смены степени покрытия солнечного диска облаками для прямой радиации (Солнце открыто - закрыто, просвечивает – не просвечивает) или частотой уменьшения - увеличения величины интенсивности рассеянной радиации в определенных зонах влияния за некоторые промежутки времени, что позволит, совместно с амплитудными признаками, параметризировать облачность не только по ярусам, но и по форме.

1. *Зуев В.Е., Титов Г.А.* Оптика атмосферы и климат. Томск: Изд-во "Спектр" ИОА СО РАН, 1996. 272 с.

2. Атлас облаков / Федер. служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет), ГГО им. А.И. Воейкова ; [Д. П. Беспалов и др. ; ред.: Л. К. Сурыгина]. – С-Пб : Д’АРТ, 2011. – 248 с.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТЕЙ ИЗМЕРЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ВОДЫ ПРИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ФЕМТОСЕКУНДНЫХ ИСТОЧНИКОВ ИЗЛУЧЕНИЯ НА КОРОТКИХ ТРАССАХ

Суханов А.Я.*

**Институт оптики атмосферы СО РАН, Россия, Томск*

say@iao.ru

Аннотация. Рассматриваются возможности измерений содержания водяного пара при зондировании на трассе 100-200 м с использованием источников суперконтинуального излучения.

В работе [1] были рассмотрены возможности применения зондирования искусственных аэрозолей на коротких трассах с использованием фемтосекундных источников, при этом алгоритм восстановления функций распределения частиц по размерам прошел проверку, как на модельных, так и на экспериментальных данных. Проведение такого эксперимента открывает возможности для дальнейших исследований в области применения фемтосекундных лазеров и эффекта возникновения суперконтинуального излучения в задачах зондирования атмосферы. В наших ранних работах [2] развивается направление, связанное с применением схемы Lidar-DOAS для зондирования молекулярной атмосферы. Типичная схема DOAS зондирования была применена для пространственно разрешенных измерений концентрации NO_2 и H_2O при использовании широкополосного источника излучения. В качестве такого источника в данной работе предлагается оценить применимость фемтосекундных лазеров, основываясь на спектрах суперконтинуума полученных в эксперименте [1] в задаче восстановления концентрации воды. Следует учесть, что спектр суперконтинуума образующийся в атмосфере является вариативной функцией от длины волны, и в проведенных экспериментальных измерениях имеет довольно изрезанный вид (рисунок 1 а), а не гладкий [3-6]. Тем не мене ведутся работы направленные на формирование суперконтинуума с заданными характеристиками в нелинейных волноводах и атмосфере, с высокой степенью, гладкости по спектру, когерентности и поляризации [5-8]. Хотя в указанных работах [7-10] достигаемые уровни энергии в импульсах генерируемых в световодах десятки микроджоулей в импульсе, что достаточно мало для атмосферных применений на больших трассах. В настоящее время на лабораторных стендах достигнуты энергии суперконтинуума до 1 мДж [11-13]. Создан лабораторный образец источника суперконтинуума, обеспечивающий генерацию широкополосного излучения с энергией импульсов до 1 мДж при сохранении временной структуры импульсов накачки на

наносекундном масштабе длительностей. Нами далее будут рассмотрены возможности восстановления концентрации воды при зондировании вдоль трассы длиной 100-200 м, с учетом гладкого и изрезанного спектра суперконтинуума. В качестве таких спектров взяты спектры полученные экспериментально.

Довольно сильные линии поглощения воды находятся в районе 0.9 – 1 мкм (рисунок 1 б). Нами был выбран диапазон 0.9 – 0.98 мкм в качестве рабочего диапазона для определения концентрации воды. Поглощение молекулами воды рассчитывалось с использованием базы данных Hitran 2012.

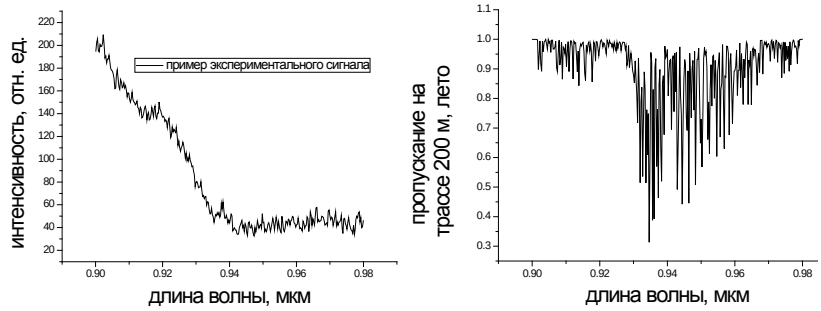


Рисунок 1 – Спектр атмосферного пропускания на трассе 200 м, атмосферная модель – лето, средние широты (а), пример спектра суперконтинуума (б).

Упрощенно уравнение зондирования на пропускание можно записать следующим образом:

$$I(\lambda_i) = I_0(\lambda_i)\exp\left(-\int_0^R \left(\beta_{ext}^{aer}(\lambda_i,h)+\beta_{sct}^{mol}(\lambda_i,h)\right)dh\right)\int_{\lambda_i-\Delta\lambda}^{\lambda_i+\Delta\lambda} f_i(\lambda)\exp\left(-\int_0^R \beta_{abs}^{H_2O}(\lambda,h)dh\right)d\lambda\,, \quad (1)$$

где $\beta_{ext}^{aer}(\lambda_i,h)$ - ослабление излучения обусловленное аэрозольным поглощением и рассеянием, $\beta_{sct}^{mol}(\lambda_i,h)$ - молекулярное рассеяние, $I_0(\lambda_i)$ - интенсивность излучения суперконтинуума на длине волны λ_i, $f_i(\lambda)$ - аппаратная функция приемника, $\beta_{abs}^{H_2O}(\lambda,h)$ - поглощение обусловленное водяным паром. Такое уравнение можно использовать и в схеме с топографической мишенью отражателем, если принять отражательную способность в интервале 0.9 – 0.98 мкм как постоянную с соответствующим коэффициентом отражения. Еще более упростив уравнение до однородной трассы можно записать с учетом концентрации воды:

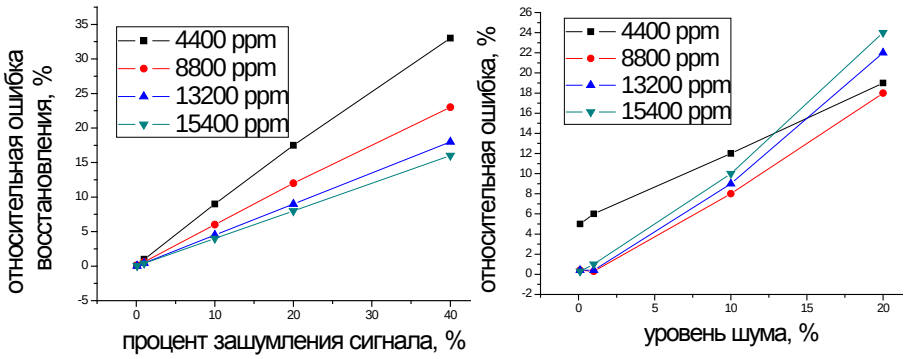
$$I(\lambda_i) = I_0(\lambda_i)\exp\left(-\beta_{ext}(\lambda_i)R\right)\int_{\lambda_i-\Delta\lambda}^{\lambda_i+\Delta\lambda} f_i(\lambda)\exp\left(-\alpha_{abs}^{H_2O}(\lambda,T,P)\cdot n\cdot R\right)d\lambda\,, \quad (2)$$

где n - концентрация воды, $\beta_{ext}(\lambda_i)$ - ослабление обусловленное молекулярным рассеянием и аэрозольным ослаблением, $\alpha_{abs}^{H_2O}(\lambda,T,P)$ - поглощение водой на длине волны λ.

Аэрозольное ослабление от длины волны считается слабо осциллирующей функцией, как и спектр суперконтинуума в сравнении с поведением коэффициента поглощения воды. Решением уравнения будет усредненное относительное содержание воды (в ppm) вдоль трассы зондирования при известных значениях температуры и давлении. Для определения концентрации осуществляется минимизация следующего функционала:

$$\sum_{i=1}^{n}\left(I(\lambda_i) - I_0(\lambda_i)\exp\left(-\beta_{ext}^{aer}(\lambda_i)R\right)\int_{\lambda_i-\Delta\lambda}^{\lambda_i+\Delta\lambda} f_i(\lambda)\exp\left(-\alpha_{abs}^{H_2O}(\lambda,T,P)\cdot n\cdot R\right)d\lambda\right)^2 \xrightarrow[n]{} \min \qquad (3)$$

Аэрозольное пропускание считается как модельное или заранее известное. Далее будут проведены оценки возможности восстановления относительной концентрации воды при наличии случайной погрешности в сигнале, а также при использовании в качестве спектра суперконтинуума сглаженного измеренного спектра (рисунок 2 а).



а б

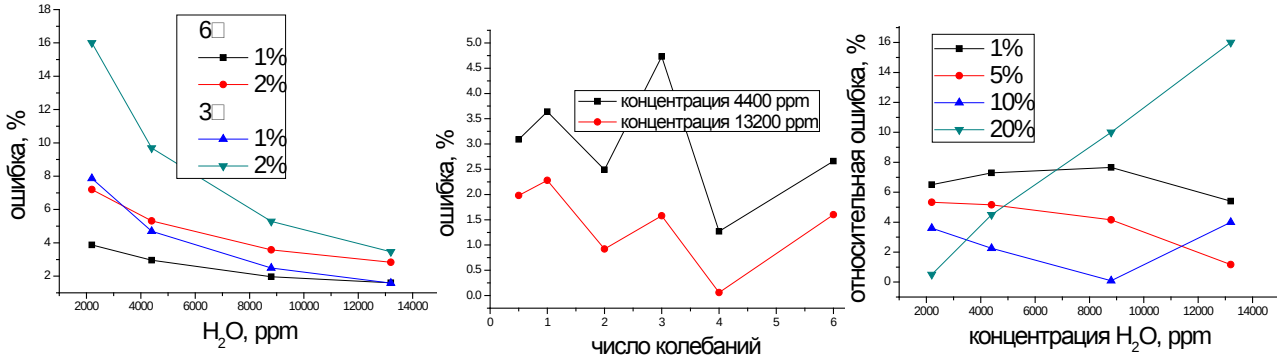
Рисунок 2 – Ошибка восстановления концентрации воды при указанном модельном уровне и зашумлении измеренного спектра (а) с использованием точного спектра суперконтинуума, Ошибка восстановления концентрации воды при использовании сглаженного спектра в качестве референсного спектра суперконтинуума

Погрешности даны для различных уровней относительного содержания воды. Во всех случаях восстановление приводило к занижению модельной концентрации при увеличении уровня шума, таким образом, возможна коррекция реального значения большей величиной в зависимости от уровня шума. Дальнейшие эксперименты связаны с определением концентрации воды с учетом того, что в качестве референсного падающего спектра суперконтинуума берется сглаженный спектр самого измеренного сигнала, при этом размер окна сглаживания 20 (эксперименты показали что меньший или больший размер окна сглаживания дает большую ошибку), в таком случае получаемая концентрация умножается на коэффициент 2 (рисунок 2б). Исходный минимизируемый функционал (3) преобразуется путем

замены $I_0(\lambda_i)$ на $a \cdot I_s(\lambda_i)$, где параметр a - настраивающий масштабирующий параметр, $I_s(\lambda_i)$ - сглаженный спектр сигнала.

В данном случае с ростом концентрации и ошибки происходит завышение определения концентрации, уровень ошибки восстановления напрямую соотносится с уровнем шумов в сигнале. При низком уровне концентрации воды, точность восстановления снижается. Умножение концентрации на коэффициент 2 связано с усреднением самого сигнала и в том числе сильно осциллирующей части сигнала, обусловленного поглощением водой.

Далее рассматриваются ошибки с учетом использования изрезанного суперконтинуального излучения, а также при наличии систематической ошибки в виде медленно осциллирующей функции, в качестве такой функции была взята синусоида. Следует отметить, что рост ошибки восстановления прямопропорционален уровню амплитуды синусоиды (рисунок 3 а).



а б в

Рисунок 3 – Ошибки восстановления концентрации воды при заданных уровнях на трассе 100 м туда и обратно, или на трассе 200 м (а). Зависимость ошибки восстановления концентрации воды от количества колебаний в синусоиде (б). Зависимость относительной ошибки восстановления концентрации воды для различных уровней шумов, если в качестве референсного спектра брать сглаженный (в).

Таким образом, влияние медленно осциллирующей систематической погрешности существенно для низких концентраций воды, что вполне логично, при этом следует ожидать высоких погрешностей в связи с влиянием аэрозольной компоненты, так как она и будет давать основной вклад в систематическую медленно осциллирующую часть спектра. Также это следует учесть при зондировании с использованием топографической мишени или облачного аэрозоля в качестве отражателя. Важной задачей при этом остается формирование стабильного суперконтинуального излучения с известным видом распределения энергии по длине волны.

Литература

1. *Matvienko G.G., Oshlakov V.K., Stepanov A.N., Sukhanov A.Ya.* Modelling of radiative transfer by the Monte Carlo method and solving the inverse problem based on a genetic algorithm according to experimental results of aerosol sensing on short paths using a femtosecond laser source // Quantum Electronics. 2015 V. 45. №2. P. 145 – 152.

2. *Креков Г.М., Крекова М.М., Суханов А.Я.* Оценка потенциальных возможностей широкополосного лидара для дистанционного зондирования молекулярной атмосферы. // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 05. С. 482-493.

3. Фемтосекундная атмосферная оптика. Под ред. С.Н.Багаева, Г.Г.Матвиенко (Новосибирск: изд-во СО РАН, 2010).

4. *Апексимов Д.В., Гейнц Ю.Э., Землянов А.А., Кабанов А.М., Матвиенко Г.Г., Степанов А.Н., Захаров Н.С., Холод С.В.* Распространение мощного ультракороткого лазерного импульса на горизонтальной атмосферной трассе. // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 11. С. 1035-1041.

5. *Голубцов И.С., Кандидов В.П., Косарева О.Г.* Коническая эмиссия мощного фемтосекундного лазерного импульса в атмосфере // Оптика атмосферы и океана. 2001. Т. 14. № 05. С. 335-348.

6. *Голубцов И.С., Кандидов В.П., Косарева О.Г.* Начальная фазовая модуляция мощного фемтосекундного лазерного импульса как средство управления его филаментацией и генерацией суперконтинуума в воздухе // Квантовая электроника. 2003. Т. 33. С. 525 - 530.

7. *Кобцев С.М., Кукарин С.В., Фатеев Н.В.* Генерация поляризованного суперконтинуума в квазиэллиптических световодах малого диаметра // Квант. Электроника. 2003. Т. 33. № 12. С. 1085–1088.

8. *Кобцев С.М., Кукарин С.В., Фатеев Н.В.* Управление шириной спектра фемтосекундного континуума, генерируемого в световоде малого диаметра // Квант. Электроника. 2002. Т. 32. № 1. С. 11–13.

9. *Желиков А.М.* Да будет белый свет: генерация суперконтинуума сверхкороткими лазерными импульсами //Успехи Физических наук. 2006. Т. 176. № 6. С. 623 – 649.

10. *Багаев С.Н., Денисов В.И., Захарьяш В.Ф., Клементьев В.М., Кобцев С.М., Корель И.И., Кузнецов С.А., Кукарин С.В., Пивцов В.С., Смирнов С.В., Фатеев Н.В.* Спектральные и временные характеристики суперконтинуума в оптических волокнах с перетяжкой // Квант. Электроника. 2004. Т. 34 № 12. С. 1107–1115.

11. *Kobtsev S.M., Smirnov S.V.* Modelling of high-power supercontinuum generation in highly nonlinear, dispersion shifted fibers at CW pump // Optics Express. 2005. V. 13. N. 18. P.6912-6918

12. *Kobtsev S.M. , Smirnov S.V.* Coherent properties of super - continuum containing clearly defined solitons // Optics Express. 2006. V. 14. P. 3968 – 3980.

13. *Cumberland B.A., Travers J.C., Popov S.V., Taylor J.R.* 29 W high power CW supercontinuum source // Opt. Express. 2008. V. 16. P. 5954 - 5962.

ЛАЗЕРНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ОБЛАКОВ В ТЕРАГЕРЦОВОМ СПЕКТРАЛЬНОМ ДИАПАЗОНЕ

А.А. Лисенко[1,2], Г.Г. Матвиенко[1,2], Б.А. Каргин[3,4], Е.Г. Каблукова[4], В.В. Кубарев[5]

[1]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г.Томск, Россия;
[2]Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия;
[3]Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия;
[4]Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия
[5]Институт ядерной физики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Рассматривается возможность использования Новосибирского лазера на свободных электронах в качестве источника терагерцового излучения для дистанционного зондирования приземной атмосферы. В диапазоне 40–250 $см^{-1}$ решена задача выбора спектральных участков зондирования. Выполнен численный эксперимент по моделированию сигнала терагерцового лидара на базе Новосибирского ЛСЭ, отраженного нижней кромкой облаков для конкретных начальных и граничных оптико-геометрических условий и степени ослабления сигнала на трассе зондирования. Получены оценки дальности зондирования нижней границы облачности в выбранных окнах прозрачности атмосферы в зависимости от удельного содержания осажденной воды на трассе зондирования. Проведены экспериментальные исследования взаимодействия излучения Новосибирского лазера на свободных электронах (ЛСЭ) на длине волны 130 мкм в окне прозрачности атмосферы с модельным аэрозольным облаком, имеющим известную функцию распределения капель по размерам. Приведено сопоставление экспериментальных результатов с теоретическими расчетами, полученными при решении лидарного уравнения для условий эксперимента.

ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЯ КАЧЕСТВЕННОГО СОСТАВА И СВОЙСТВ РАСТВОРЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПО ГИДРООПТИЧЕСКИМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ ПРИ ФРАКЦИОННОЙ ФИЛЬТРАЦИИ В ПРИРОДНОМ ВОДОЕМЕ

П. В.Постникова

Институт вычислительного моделирования СО РАН

Россия, 660036 Красноярск, Академгородок, 50/44

polina@icm.krasn.ru

Ключевые слова: растворенное органическое вещество, показатель поглощения, относительная удельная флуоресценция, энергетический выход флуоресценции

Аннотация: В статье рассматриваются изменения гидрооптических параметров, характеризующих качественный состав растворенного органического вещества (РОВ), при фракционной фильтрации через крупные (4.5 мкм и 1, 76 мкм) и мелкие (0.9 мкм) фильтры. В качестве объекта исследования был выбран водоем лессового типа - озеро Ханка с высоким содержанием взвешенных неорганических частиц. Для оценки изменений в состав РОВ были отобраны параметры: показатель степень экспоненты спектра поглощения, удельный показатель поглощения, относительный удельный выход флуоресценции, относительная удельная флуоресценция. Результаты работы показали, что при фильтрации меняется не только содержание органического вещества в процессе адсорбции на поверхности взвеси, но еще и качественный состав.

Органическое вещество в значительной мере влияет на экологическое состояние природных водных экосистем, выполняя одну из важнейших функций в физико-химических процессах, происходящих в водоеме, которые могут быть причиной уменьшения концентрации кислорода и, в конечном итоге, загнивания водоема.

Изменения, происходящие с органическим веществом, в основном связаны с жизнедеятельностью бактерий. Микроорганизмы, населяющие воду, превращают сложные органические вещества в более простые; выделяющаяся при этом энергия служит источником существования микроорганизмов. По этой причине органические вещества играют значительную роль в биологическом кругообороте вещества.

Многообразие состава и свойств органического вещества, сложность его определения обуславливают недостаточную изученность его распределения в природных водах.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Растворенному органическому веществу свойственен быстрый рост поглощения с уменьшением длины волны в видимой области спектр. По данным [3] известно, что показатель поглощения света растворенным органическим веществом в морской воде аппроксимируется экспоненциальной зависимостью $\kappa(\lambda)=Ke^{-\mu\lambda}$, где K – коэффициент пропорциональности, μ - коэффициент, характеризующий наклон спектральной кривой поглощения, значение которого не остается постоянным для различных водоемов.

Изучение изменений интенсивности флуоресценции РОВ совместно с гидрооптическими характеристиками позволяет получить дополнительные данные, дающие возможность судить о качественном изменении состава и свойств РОВ на исследованной акватории [4]. Наиболее предпочтительно определять качественные характеристики РОВ через удельные показатели:

удельный показатель поглощения $к_{уд}$, который определяется из закона Бугера-Бера для кюветы единичной длины $к_{уд}(\lambda)=к(\lambda)/С_{РОВ}$;

относительный энергетический выход флуоресценции РОВ $B_{о\ РОВ}= k_1\ I_{\ РОВ}/[1-exp(-кl)]$,

относительная удельная флуоресценция $P_{о\ РОВ} =k_1 I_{\ РОВ}/С_{РОВ}$

где k_1– коэффициент пропорциональности; к – показатели поглощения света на длине волны возбуждающего излучения всего РОВ, $м^{-1}$; $I_{РОВ}$- флуоресценция ОВ на 500 нм, $С_{РОВ}$- концетрация РОВ, мг/л, *l* – толщина слоя, м.

Исследования проводились на оз. Ханка, которое характеризуется наличием большого количества терригенной взвеси (до 154 мг/л). Пробы воды отбирались в различных районах озера - открытая часть, прибрежная часть, устья рек.

Для фильтрации использовались параллельно три фильтра: трековые фильтры на лавсановой основе с диаметром пор 4.5 мкм, 1.76мкм, 0.9мкм.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

В оз. Ханка количество терригенной взвеси в среднем составляет $24\text{-}50\cdot10^9$ част./л при расстоянии между частицами от 30 до 40 мкм [5, 6]. Средний размер частиц в озере составлял 1.46 мкм при пределах изменения 1.34-1.61 мкм. На рисунке 1 приведена зависимость доли адсорбированного компонента РОВ от размеров пор фильтров. Для данного водоема доля адсорбированного органического вещества составляет до 90 % от общего содержания РОВ.

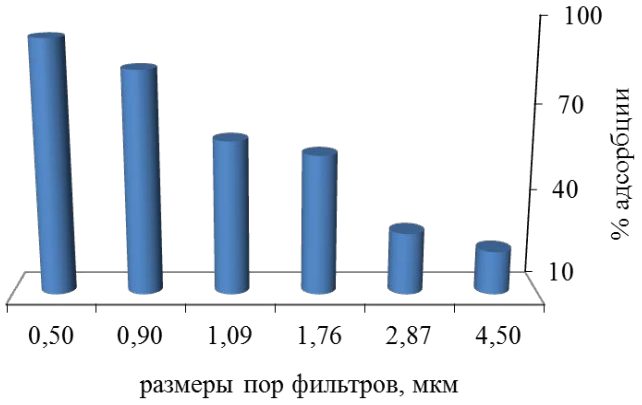


Рис. 1. Изменение средней доли адсорбированного органического вещества при фильтрации через фильтры с разными диаметрами пор

В ходе исследований было подмечено, что при фильтрации через фильтры с разными диаметрами пор меняется и показатель степени экспоненты спектра поглощения μ (рис. 2).

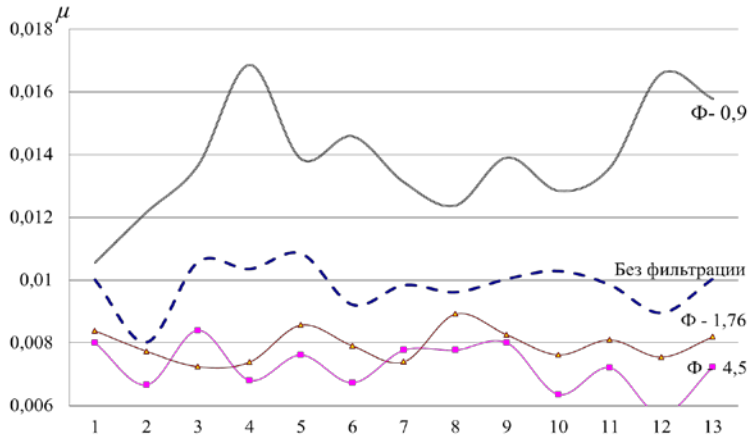


Рис. 2. Динамика изменения показателя степени экспоненты спектра поглощения при фильтрации с разными размерами пор фильтров (пунктирная линия – уровень μ для пробы без фильтрации)

При фильтрации через крупные фильтры (4.5 и 1.76 мкм) μ фильтратов ниже μ пробы и, следовательно, с более крупными частицами удаляется (при адсорбции) органическое вещество с более высоким μ. При фильтрации через мелкие фильтры (0.9 мкм) μ фильтратов идет выше, чем μ пробы, что свидетельствует об адсорбции на мелких частицах (менее 0.9 мкм) органического вещества с более высоким μ.

На рисунке 3 приведены изменения удельных показателей качественного состава ОВ, а также флуоресценция на 500 нм для трех станций при фильтрации. При закономерном снижении абсолютных величин показателей поглощения и флуоресценции для фильтратов, удельные показатели резко возрастают для фильтрата 0,9 мкм. Учитывая, что именно этот фильтр убирает основную долю взвешенного минерального веществ из фильтрата, можно предположить, что процесс адсорбции РОВ на частицах взвеси идет избирательно и органическое вещество, адсорбированное на частицах, имеет другой спектральный характер поглощения (смещение максимума поглощения в длинноволновую область), а также сорбируется определенная фракция ОВ с более низким энергетическим выходом флуоресценции.

В работе было рассмотрено соотношение показателя μ и относительного энергетического выхода флуоресценции ($B_{отн}$), который характеризует количество флуоресцирующей части РОВ (рис. 4). При фильтрации через крупные фильтры уменьшение $B_{отн}$ может происходить как по причине снижения доли флуоресцирующей фракции РОВ в растворе (о чем свидетельствует и более низкий μ), так и за счет удаления при фильтрации органических соединений с высокими абсолютными энергетическими выходами флуоресценции $B_{отн}$.

Процесс адсорбции на граничной поверхности ведет не только к перераспределению количества, но также и к дифференцировке состава и свойств органического вещества в воде, что

не может не сказаться на динамике и продукционных характеристиках бактериопланктона.

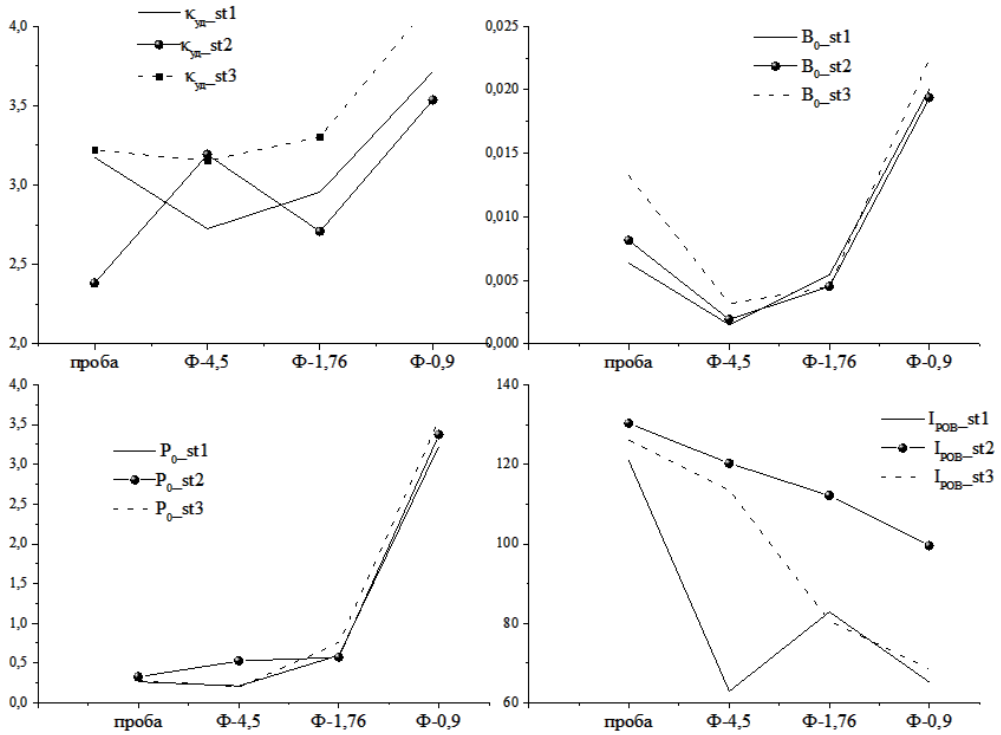


Рис.3. Изменение удельных показателей поглощения ($к_{уд}$), относительного энергетического выхода флуоресценции $B_{o,}$ относительной удельной флуоресценции P_{o} , а также флуоресценция ОВ на 500 нм ($I_{РОВ}$) при фильтрации для трех станций оз. Ханка

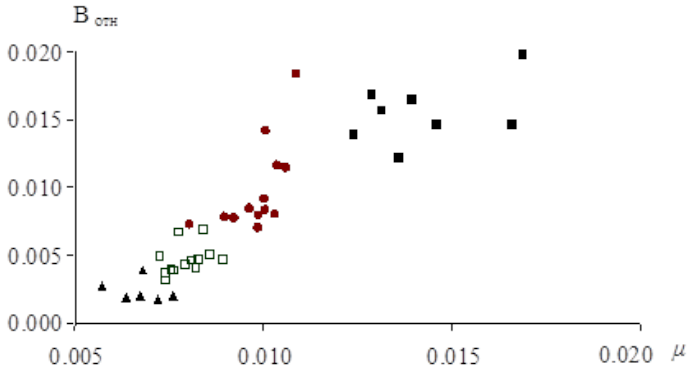


Рис. 4. Связь показателя μ и относительного энергетического выхода флуоресценции ($B_{отн}$) при фильтрации через фильтры с разным диаметром пор: •-проба; ▲-фильтрат через 4.5 мкм; □ - фильтрат через 1.76 мкм; ■- фильтрат через 0.9 мкм

1. Kalle K. Zum Problem der Meereswasserfarbe // Ann. Hydrol. Mar. Mitt. – 1938. – Bd. 66, N 1. – S. 38–43.
2. Kalle K. The problem of the Gelbstoff in the Sea // Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev. – 1966. – V. 4. – P. 91–104.
3. Ерлов Н.Г. Оптика моря. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 248 с.
4. Кондратьев К.Я., Поздняков Д.В. Оптические свойства природных вод и дистанционное зондирование фитопланктона. – Л.: Наука, 1988. – 181 с.
5. Апонасенко А.Д., Лопатин В.Н., Филимонов В.С., Щур Л.А. Изучение структуры водных экосистем на основе границ раздела фаз взвесь-вода // Сибирский экологический журнал. – 1996. - № 5. – С. 387–396.
6. Darnell R.M. Organic detritus in relation to the estuarine ecosystem // Estuaries. Ed. G.H. Sanff. – Publ. AAAS. – 1967. – V. 83. – P. 376–382.

ASSESSMENT OF CHANGES IN THE QUALITATIVE COMPOSITION AND PROPERTIES OF DISSOLVED ORGANIC MATTER ON HYDRO OPTICAL CHARACTERISTICS WHEN FRACTIONAL FILTRATION OF NATURAL WATER

Abstract: the paper discusses the changes hydro optical parameters that characterize the qualitative composition of dissolved organic matter (DOM), when fractional filtering on large (4.5 μm and 1, 76 μm) and small (0.9 μm) filters. As the object of investigation, was selected the reservoir loess type - lake Khanka with a high content of suspended inorganic matter. To assess changes in the composition of the DOM were selected 4 of the parameters: the indicator of the degree exponent of the absorption curve, the specific absorption coefficient, the relative specific fluorescence, relative specific yield of fluorescence. The work showed that when filtering is changing not only the content of organic matter through the process of adsorption on the surface of the suspension, but also the composition. It is indicated a selective adsorption process in natural waters.

ТРАССОВЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ЗАГРЯЗНЕНИЙ МЕТОДОМ ДОАС

С.С. Смирнов[1,2], П.П. Гейко[1,2], И.В. Самохвалов[1]

[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия
[2]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск, Россия

Проведены длительные трассовые измерения ряда загрязнителей атмосферы: SO_2, NO_2, O_3 и др. с помощью нелазерного газоанализатора, работающего в УФ-области спектра. Принцип работы газоанализатора основан на методе дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии. В качестве источника излучения использована ксеноновая лампа высокого давления и УФ-светодиоды.

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СКР-ГАЗОАНАЛИЗАТОРА ДЛЯ КОНТРОЛЯ ГАЗОВЫХ ЗАГРЯЗНЕНИЙ АТМОСФЕРЫ

Д.В. Петров[1,2], И.И. Матросов[1], А.А. Тихомиров[1]

[1]ФГБУН Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН

[2]Национальный исследовательский Томский государственный университет

dpetrov@imces.ru; mii@imces.ru; tikhomirov@imces.ru

Ключевые слова: спектроскопия, спонтанное комбинационное рассеяние света, газоанализ.

Аннотация. Показано, что основной проблемой при создании стационарного СКР-газоанализатора предназначенного для контроля газовых загрязнений атмосферы является обеспечение требуемой интенсивности сигналов СКР. Представлены технические решения, обеспечивающие достижение требуемой чувствительности (~ 50–100 ppb), которые связаны с сжатием анализируемой газовой среды и увеличением интенсивности возбуждающего лазерного излучения.

В лаборатории экологического приборостроения ИМКЭС СО РАН на протяжении последнего десятилетия ведется разработка стационарного газоанализатора, основанного на спектроскопии спонтанного комбинационного рассеяния света (СКР). Газоанализатор такого типа обладает рядом преимуществ перед существующими аналогами: одновременный контроль с помощью одного лазера с фиксированной длиной волны всех молекулярных составляющих, содержание которых превышает порог чувствительности аппаратуры, возможность диагностики газовых сред с неизвестным компонентным составом, отсутствие расходных материалов, а также относительная оперативность получения результата анализа. Необходимо отметить, что несмотря на известные трудности, связанные со слабостью сигналов СКР, уже достигнуты определенные результаты при разработке версии СКР-газоанализатора для природного газа «СКР-02», который способен в непрерывном режиме контролировать все молекулярные компоненты природного газа, содержание которых превышает 50-100 ppm [1, 2]. Помимо этого коллективом разработана и апробирована на атмосферном и выдыхаемом человеком воздухе версия газоанализатора «СКР-03», обладающего чувствительностью менее 1 ppm по метану [3]. Однако, несмотря на то, что это является рекордной экспериментально подтвержденной чувствительностью для такого типа газоанализаторов, для целей экологического контроля газовых загрязнений атмосферы необходима чувствительность не менее уровня мгновенных предельно допустимых концентраций (ПДК), что на 1-2 порядка выше. В настоящей работе представлена оценка возможности создания такого СКР-газоанализатора.

В табл. 1 приведен перечень основных наиболее распространенных компонентов атмосферного воздуха и потенциальных газовых примесей, контроль которых необходим.

Таблица 1. Комбинационные частоты (ν) и относительные нормированные дифференциальные сечения рассеяния (σ) основных атмосферных компонентов [4]

Компонент	ν ($см^{-1}$)	σ
Азот	2331	1
Кислород	1555	1
Водород	4156	3.9
Оксид углерода	2143	0.9
Пары воды	3652	3
Углекислый газ	1388 1285	1.1 0.8
Метан	2917 1535	8 0.1
Оксид углерода	2143	0.8
Оксид азота	1877	0.4
Диоксид азота	1320	13
Метанол	2846	5
Диоксид серы	1151	4
Аммиак	3334	6.1
Формальдегид	3121	>1
Сероводород	2611	6.8
Бензол	3070	14
Толуол	1003	>1

Согласно значениям ПДК для обозначенных в данной таблице компонентов требуемая чувствительность газоанализатора должна быть на уровне ~50÷100 ppb.

Анализ таблицы также показывает, что все данные компоненты являются молекулярными и имеют в области частотных сдвигов 0÷4200 $см^{-1}$ характерные колебательно-вращательные полосы СКР и соответственно могут быть определены. Таким образом, основной трудностью при создании СКР-газоанализатора для контроля газовых загрязнений атмосферы является обеспечение требуемой интенсивности сигналов СКР. Однако согласно соотношению для интенсивности линий СКР [4] она может быть, в частности, повышена за счет:

1) увеличения мощности возбуждающего (лазерного) излучения;

2) увеличения концентрации рассеивающих частиц в рассеивающем объеме.

Такое повышение чувствительности может быть обеспечено, как путем использования лазера с более высокой выходной мощностью, так и за счет использования специальной кюветы с многократным прохождением лазерного луча непосредственно через малый рассеивающий объем [5], а также за счет сжатия анализируемой газовой среды.

Опыт работы с макетом «СКР-03» свидетельствует о том, что при прочих равных условиях, при мощности лазера 1 Вт, давлении анализируемой смеси 40 атм и однопроходной кювете достигнутая чувствительность по метану составила 1 ppm (дифференциальное сечение

σ~8). В свою очередь, в разрабатываемой системе предполагается использование лазера мощностью 10 Вт, многопроходной кюветы (20 проходов), а также сжатия анализируемой газовой среды до 100 атм.

Таблица 2. Параметры макетов газаонализаторов «СКР-03» и «СКР-04*»

Параметр	**СКР-03 [3]**	**Разрабатываемый газоанализатор (СКР-04*)**
Мощность лазера (I)	1 Вт	10 Вт
Количество проходов (n)	1	20
Давление (P)	40 атм	100 атм
Угол сбора (Ω)	без изменения	без изменения
Сечение рассеяния (σ) компонента для оценки чувствительности	8 (CH_4)	0,4 (NO)
Достигнутая чувствительность (U)	1 ppm	–

Оценим возможность достижения чувствительности ~50÷100 ppb по требуемым газовым компонентам. Поскольку предельная чувствительность (U) это величина пропорциональная обратному значению сигнал/шум ($\frac{S}{N}$), то

$$\frac{U'}{U} \sim \frac{\frac{S}{N}}{\frac{S'}{N'}}, \quad (1)$$

где знаком штрих помечены величины в оцениваемой системе, а без него – величины известной системы с экспериментально подтвержденной чувствительностью. Поскольку в данном соотношении шумы, в первом приближении, определяются только собственными шумами используемого фотоприемника, то можно принять эти значения равными, поскольку в разрабатываемом газоанализаторе будет использоваться абсолютно аналогичный фотоприемник. Принимая это во внимание и подставляя в выражение (1) значение сигнала, эквивалентное интенсивности линий СКР, получим:

$$\frac{U'}{U} \sim \frac{S}{S'} = \frac{In\sigma P\Omega}{I'n'\sigma'P'\Omega'}, \quad (2)$$

где I – мощность возбуждающего излучения, n – количество проходов лазерного излучения в кювете, σ – дифференциальное сечение рассеяния, P – давление газовой среды в кювете, Ω – телесный угол сбора рассеянного излучения. Учитывая, что угол Ω также будет неизменным, подставим в (2) значения, приведенные в табл. 2. При этом данную оценку целесообразно провести для компонента с минимальным дифференциальным сечением (~0,4 для оксида азота). Таким образом, получаем

$$U' \approx U \frac{In\sigma P\Omega}{I'n'\sigma'P'\Omega'} \approx 1ppm \cdot \frac{1Bm \cdot 1 \cdot 8 \cdot 40atm}{10Bm \cdot 20 \cdot 0{,}4 \cdot 100atm} \approx 40\,ppb\,. \qquad (3)$$

Исходя из (3), можно заключить, что поскольку у остальных газовых компонентов, перечисленных в табл. 1, сечения рассеяния выше, то их значения минимально обнаружимой концентрации будут еще ниже, и, соответственно, их превышение над уровнем ПДК будет зафиксировано.

Таким образом, проведенные оценки показывают, что создание универсального многокомпонентного стационарного СКР-газоанализатора для контроля газовых загрязнений атмосферы является вполне реальной задачей.

Работа выполняется в рамках ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014-2020 годы» (Соглашение № 14.607.21.0030, уникальный идентификатор ПНИ RFMEFI60714X0030).

1. *Булдаков М.А., Королев Б.В., Матросов И.И., Петров Д.В., Тихомиров А.А.* СКР-газоанализатор состава природного газа // Журнал прикладной спектроскопии. 2013. Т. 80. № 1. С. 128-132.
2. *Булдаков М.А., Королев Б.В., Корольков В.А., Матросов И.И., Петров Д.В., Тихомиров А.А.* Анализ природного газа методом спектроскопии спонтанного комбинационного рассеяния света // Оптический журнал. 2013. Т.80. №7. С. 27-32.
3. *Петров Д.В., Матросов И.И., Тихомиров А.А*. Высокочувствительный СКР-спектрометр газовых сред // Журнал прикладной спектроскопии. 2015. Т. 82. № 1. С. 124-128.
4. *Шрёттер Х., Клёкнер Х.* Сечения комбинационного рассеяния в газах и жидкостях // Спектроскопия комбинационного рассеяния света в газах и жидкостях / Ред. А. Вебер. М.: Мир, 1982. С. 154–202.
5. *Петров Д.В., Булдаков М.А., Матросов И.И.* Исследование оптических схем возбуждения спектров СКР газовых сред // Известия вузов. Физика. 2012. Т. 55. № 9/2. С. 132-133.

ПЕРЕНОСНОЙ АНАЛИЗАТОР ПАРОВ РТУТИ НА ОСНОВЕ ЛАМПЫ С ЕСТЕСТВЕННЫМ ИЗОТОПНЫМ СОСТАВОМ

А.И. Абрамочкин, В.А. Корольков, Н.Г. Мутницкий, В.В. Татур, А.А. Тихомиров

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт мониторинга климатических и экологических систем Сибирского отделения Российской академии наук

asa@imces.ru, tatur@imces.ru, tikhomirov@imces.ru

Ключевые слова: ртуть, анализ, поперечный эффект Зеемана

Представлено описание переносного анализатора концентрации паров ртути в атмосферном воздухе, работающего на основе метода дифференциального поглощения, в котором в качестве источника излучения применена газоразрядная капиллярная лампа с естественным изотопным составом ртути. Для получения двух длин волн излучения используется поперечный эффект Зеемана.

В 80-х годах прошлого века в ИМКЭС СО РАН был разработан оптический анализатор паров ртути РГА-11, принцип действия которого основан на методе дифференциального поглощения с использованием продольного эффекта Зеемана для расщепления спектральной линии излучения лампы (λ = 253,7нм) на две длины волны [1-2]. В качестве источника излучения использовалась капиллярная лампа типа ВСБ-1, заполненная изотопом ртути ^{204}Hg. Прибор был занесен в Госреестр средств измерений и в течение более 10 лет выпускался малой серией. Аналогичный прибор под маркой РА-915 выпускается в настоящее время малыми сериями в различных модификациях фирмой ООО "Люмекс" [3].

Многолетний опыт эксплуатации газоанализаторов РГА-11 показал, что их основным недостатком является недостаточно высокая долговременная стабильность метрологических характеристик, обусловленная неконтролируемым временным дрейфом параметров излучения лампы и системы регистрации оптических сигналов. К недостаткам газоанализатора следует также отнести наличие в приборе дорогостоящего фотоупругого модулятора поляризации.

В начале 2000-х годов на основе изотопной ртутной газоразрядной лампы в ИМКЭС СО РАН был создан экспериментальный образец газоанализатора с использованием поперечного эффекта Зеемана [4-6]. В этом случае в качестве линии излучения, попадающей в полосу поглощения атмосферной ртути – λ_{on}, использовалась несмещенная линейно-поляризованная π компонента, а в качестве линий излучения λ_{off} – линейно-поляризованные излучения σ^+ и σ^- компонент, которые при значении магнитной индукции B = 1 Тл смещались на края линии поглощения атмосферной ртути. Использование всех компонент излучения лампы с линейной поляризацией позволило исключить из оптической схемы прибора фотоупругий модулятор поляризации. Успешная эксплуатация этой модификации прибора позволила сделать предположение о возможности создания подобного прибора при использовании в качестве

источника излучения газоразрядной лампы на основе ртути природного состава, поскольку к этому времени одной из проблем являлось изготовление таких ламп (необходим дорогостоящий изотоп ртути). Хотя в последнее время появилось сообщение о возобновлении изготовления таких ламп в НИЦ "Курчатовский институт" [7].

На рис. 1 показаны спектральные характеристики линий ртути естественного состава в окрестностях λ = 253,7 нм в поперечном магнитном поле с индукцией B = 1,56 Тл, полученные путем расчета. При расчете спектров π и σ компонент учитывались только те изотопы ртути, линии которых наиболее существенно определяют контур суммарной линии излучения. По оси абсцисс отложены отклонения $\Delta\Omega$ от частоты ω_0 частот σ компонент, смещения которых пропорциональны индукции магнитного поля B. Как видно из рисунка, «вытеснение» σ компонент из контура линии поглощения природной ртути позволяет реализовать метод дифференциального поглощения, когда основной линией излучения является π компонента, а опорными – суммарное излучение σ компонент.

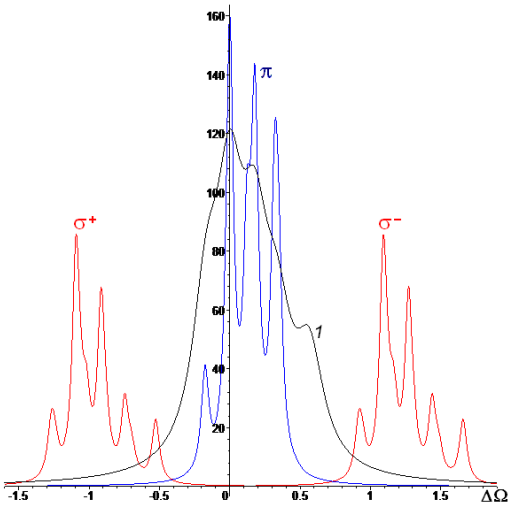


Рис. 1. Спектральные характеристики атомов ртути в области 254 нм: *1* – суммарный контур линии поглощения ртути природного состава; π, σ^+ и σ^- – относительные интенсивности зеемановских компонент газоразрядной лампы, рассчитанные для случая поперечного эффекта Зеемана при B = 1,56 Тл.

В настоящее время нами разработан экспериментальный образец нового портативного газоанализатора ртути с использованием поперечного эффекта Зеемана на основе ртутной капиллярной лампы с естественным составом ртути. Оптическая схема этого прибора приведена на рис. 2. Термостабилизированная ртутная газоразрядная лампа низкого давления помещена в магнитное поле постоянного магнита NS. Линза Л1 преобразует световой поток лампы в параллельный поток, который содержит π и обе σ компоненты. При этом несмещенная π компонента линейно поляризована вдоль направления магнитного поля (вертикально в плоскости рисунка), а σ^+ и σ^- компоненты линейно поляризованы в направлении перпендикулярном направлению магнитного поля (перпендикулярно к плоскости рисунка). Поляризационный компенсатор ПК, в виде плоскопараллельной кварцевой пластинки,

установленный в потоке излучения, позволяет при необходимости выравнивать поток π и суммарный поток обеих σ компонент, путем поворота этой пластинки вокруг оси, перпендикулярной плоскости рисунка. Фазовая полуволновая пластинка ФП и призма Глана ПГ образуют поляризационный модулятор. Поворотом фазовой пластинки вокруг оптической оси достигается азимутальный поворот плоскости поляризации π и σ компонент, при этом призма Глана, установленная неподвижно, пропускает далее либо только одну π компоненту, либо одновременно обе σ компоненты. Для контроля выравнивания интенсивностей исходящих излучений π (I_3) и σ (I_4) компонент и их последующего детектирования (регистрации) в потоке излучения установлены поворотные зеркала ЗП1,ЗП2, которые направляют эти излучения на линзу Л4 и далее на фотодетектор Д. На рисунке зеркала ЗП1,ЗП2, изображены во включенном положении.

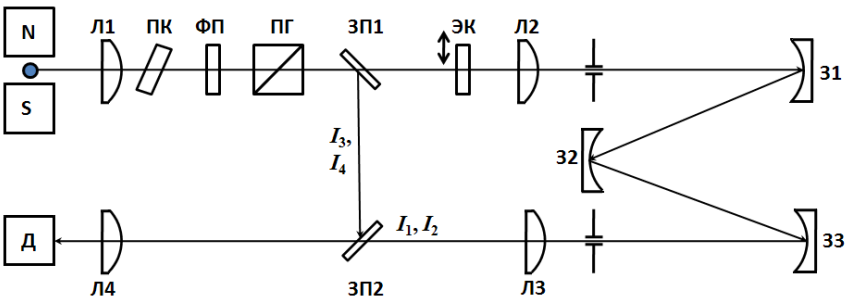


Рис. 2. Оптическая схема прибора. NS – постоянный магнит с ртутной лампой низкого давления; Л1–Л4 – линзы; ЗП1, ЗП2 – поворотные зеркала; ПК – поляризационный компенсатор; ФП – фазовая пластина λ/2; ПГ – призма Глана; ЭК – эталонная кювета с известной концентрацией паров ртути; З1 – З3 – зеркала; 9 – фотоприемник (фотодиод).

В режиме измерения зеркала ЗП1,ЗП2 выводятся из потока, и излучения (I_3) и (I_4) поступают на линзуЛ2, проектирующую изображение источника излучения на верхней (входной) диафрагме. Далее поток расширяется и падает на сферическое зеркало З1. Отраженный от зеркала З1 поток падает на зеркало З2, на котором зеркало З1 создает изображение источника. Далее зеркало З2 направляет поток излучения на зеркало З3, которое создает изображение источника в плоскости выходной (нижней) диафрагмы.

Диафрагмы (входная и выходная), сферические зеркала З1, З2 и З3 образуют внешнюю многоходовую кювету газоанализатора. Изменением наклона зеркал З1 и З3 внешняя кювета может быть настроена на 4, 8, 12 или 16 проходов, при этом ее эффективная длина будет составлять 1600, 3200, 4800 или 6400 мм. Во внешней кювете происходит поглощение излучения лампы атомами ртути, содержащимися в анализируемом воздухе. При этом величина полезного сигнала пропорциональна эффективной длине внешней кюветы. Излучения (I_1) и (I_2), выходящие из внешней кюветы (из нижней диафрагмы), поступают на линзу Л3, преобразуется в параллельный поток, который через линзу Л4 поступает на фотодетектор Д.

Таким образом, в измерительном канале газоанализатора можно зарегистрировать потоки излучения π и σ компонент (I_3) и (I_4), прошедшие по короткому пути, когда зеркала ЗП1

и ЗП2 включены, и потоки излучений (I_1) и (I_2) этих компонент, прошедшие по длинному пути, когда зеркала ЗП1 и ЗП2 выключены и включена внешняя кювета газоанализатора. Эти четыре сигнала позволяют вычислить концентрацию паров ртути N_{Hg} во внешней кювете по следующему соотношению

$$N_{Hg} = K\ln\left(\frac{I_1}{I_2}\frac{I_4}{I_3}\right)$$

где K – коэффициент пропорциональности.

Процесс измерения можно ускорить, если использовать непрерывное вращение фазовой пластинки. Предварительно необходимо с помощью поляризационного компенсатора ПК, выровнять значения потоков π и суммы σ компонент, прошедших по короткому пути. При этом, после прохождения излучения через внешнюю кювету, на фотоприемнике может быть выделен переменный сигнал пропорциональный концентрации паров ртути.

Для калибровки прибора предусмотрено введение в измерительный канал эталонной кюветы ЭК с известной концентрацией паров ртути.

Отличительной особенностью данной модификаци ртутного газоанализатора является поляризационный компенсатор ПК, который позволяет выравнивать π и сумму σ компонент, а также использование в качестве фотодетектора специализированного на длину волны 253,7 нм фотодиода марки SG01S вместо ранее применяемых ФЭУ. Применение фотодиода позволяет значительно уменьшить габариты устройства, его энергопотребление и повысить надежность газоанализатора. Расчетный диапазон измеряемых концентраций паров ртути (30÷30000) нг/м^3.

Работа поддержана Соглашением № 14.607.21.0030 (уникальный идентификатор ПНИ RFMEFI60714X0030) в рамках ФЦП "Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014-2020 годы".

Литература

1. *Антипов А.Б., Генина Е.Ю., Кашкан Г.В., Мельников Н.Г.* Ртутный мониторинг // Оптика атмосф. и океана. 1994. Т. 7. № 11-12. С. 1630-1635.
2. *Антипов А.Б., Генина Е.Ю., Головацкий Ю.А.* Газоанализатор РГА и его применение для ртутного мониторинга окружающей среды // Оптика атмосф. и океана. 2002. Т. 15, № 1. С. 81-86.
3. *URL*: http://www.lumex.ru/catalog/ra-915-m.php (дата обращения 30.01.2015).
4. *Азбукин А.А., Булдаков М.А., Королев Б.В., Корольков В.А., Матросов И.И., Тихомиров А.А.* Портативный оптический анализатор концентрации паров ртути ДОГ-05 // ПТЭ. 2006. № 5. С. 142-143.
5. *Булдаков М.А., Матросов И.И., Тихомиров А.А., Королев Б.В.* Портативный оптический анализатор паров ртути в атмосферном воздухе ДОГ-05 // Безопасность в техносфере. 2011. № 1. С. 11-15.
6. *Азбукин А.А., Булдаков М.А., Занин В.В., Королев Б.В., Корольков В.А., Матросов И.И., Татур В.В., Тихомиров А.А.* Переносной газоанализатор паров ртути в воздухе // Материалы Международного симпозиума «Ртуть в биосфере: эколого-геохимические аспекты» (Россия, М.: ГЕОХИ РАН, 7-9 сентября 2010 г.). С. 341-345.
7. *Вязовецкий Ю.*В. Получение изотопа фотохимическим методом // ЖТФ. 2012. Т. 85. № 5. С.24-28.

ДИСТАНЦИОННОЕ ОБНАРУЖЕНИЕ СЛЕДОВ ВЫСОКОЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ

С.М. Бобровников[1, 2], Е.В. Горлов[1, 2], В.И. Жарков[1], Ю.Н. Панченко[3]

[1]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

[2]Национальный исследовательский Томский государственный университет

634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

[3]Институт сильноточной электроники СО РАН

634055, г. Томск, пр. Академический, 2/3

E-mail: bsm@iao.ru, gorlov_e@mail.ru, zharkov@iao.ru, ypanchenko@sibmail.com

Ключевые слова: высокоэнергетические материалы, следы, лазерная фрагментация, лазерно-индуцированная флуоресценция.

Аннотация. Представлены результаты исследования возможности дистанционного обнаружения следов высокоэнергетических материалов с помощью метода лазерной фрагментации/лазерно-индуцированной флуоресценции (ЛФ/ЛИФ). Приведены экспериментальные данные дистанционной визуализации следов тринитротолуола, гексогена, тротил-гексогена, октогена и тетрила на расстоянии 5 м с помощью сканирующего лидарного обнаружителя следов высокоэнергетических материалов.

В проведенных ранее исследованиях [1–4] авторами была экспериментально доказана возможность дистанционного обнаружения *паров* высокоэнергетических материалов (ВЭМ) в атмосфере с помощью метода лазерной фрагментации/лазерно-индуцированной флуоресценции (ЛФ/ЛИФ). Дальность обнаружения составила более 10 метром при чувствительности обнаружения порядка 10^{-12} г/см^3.

Дальнейшие работы по исследованию возможностей ЛФ/ЛИФ-метода позволили обосновать применимость этой технологии для обнаружения *следов* ВЭМ и сформулировать направления исследований для решения задачи создания дистанционного обнаружителя следов ВЭМ.

В период с 2012 по 2013 г. усилиями трех институтов Сибирского отделения Российской академии наук[*] был разработан и изготовлен действующий макет лидара для дистанционного обнаружения следов ВЭМ. Принцип действия лидара основан на использовании комбинации эффектов лазерной фрагментации молекул ВЭМ и лазерно-индуцированной флуоресценции NO-фрагментов, возбуждаемых из второго колебательного уровня (v” = 2) основного

[*] Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева (г. Томск), Институт сильноточной электроники (г. Томск) и Институт проблем химико-энергетических технологий (г. Бийск).

электронного состояния $X^2\Pi$ на нулевой колебательный уровень (v’ = 0) возбужденного электронного состояния $A^2\Sigma^+$. При этом, предположительно, образование фрагментов идет как в твердой фазе следа, так и в парах над поверхностью, возникающих в результате лазерной десорбции вещества следа.

Общий вид лидара представлен на рис. 1.

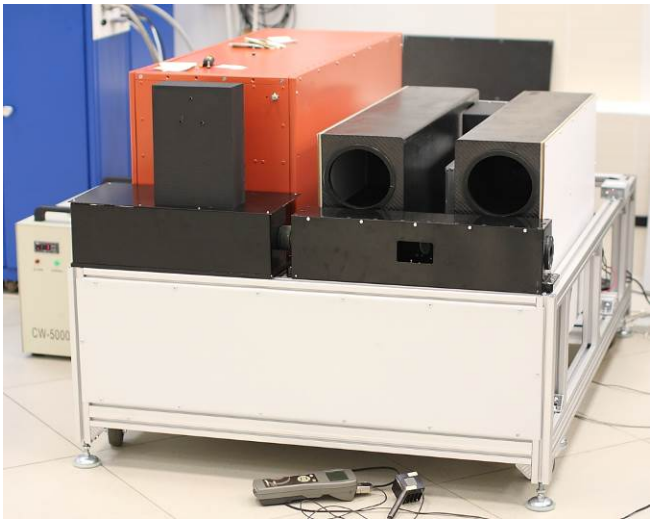


Рис. 1. Общий вид лидара.

Функционально лидар состоит из источника возбуждающего излучения; системы спектральной фильтрации зондирующего излучения; системы формирования лазерного пучка; системы приема и спектральной селекции оптического сигнала; 64-канальной системы фотодетектирования и системы сбора и обработки информации.

В качестве источника возбуждающего излучения в лидаре используется перестраиваемый эксимерный KrF-лазер с узкой линией генерации, способный настраиваться на частоту резонансного перехода $A^2\Sigma^+$ (v’ = 0) ← $X^2\Pi$ (v” = 2) в голове полосы поглощения P_{12} молекулы NO [5]. Эта же частота используется для десорбции и фрагментации молекул ВЭМ следа.

Для очистки спектра излучения лазера от паразитного излучения свечения разряда и вынужденного антистоксова излучения оптических элементов резонатора предусмотрена система спектральной фильтрации выходного излучения.

Система формирования лазерного пучка предназначена для формирования строки подсвета в области сканирования.

Система приема и спектральной селекции оптического сигнала обнаружения состоит из двойного монохроматора, предназначенного для спектрального выделения полосы флуоресценции молекулы NO ($A^2\Sigma^+$ (v’ = 0) → $X^2\Pi$ (v” = 0)) на длине волны 226,5 нм и подавления линии несмещенного рассеяния возбуждающего излучения.

Многоканальная система фотодетектирования, выполненная на основе комбинации двух 32-анодных ФЭУ H7260-04 (Hamamatsu Photonics), позволяет получить 64 пикселя изображения строки подсвета, соответствующих пространственному разрешению вдоль строки в зоне обследования порядка 1 см. Процесс фотодетектирования в каждом пикселе осуществляется в режиме счета фотонов с временным разрешением 5 нс.

Система сбора и обработки информации принимает данные от системы фотодетектирования и отправляет их на хранение. Программа визуализации сигнала производит восстановление картины лидарного отклика в области сканирования и выделяет области картины с превышением сигнала над шумом по заданному критерию обнаружения.

Обследование поверхности объекта осуществляется за счет последовательного перемещения горизонтальной строки лазерного подсвета в направлении сверху вниз.

В ходе испытаний лидара была проведена серия экспериментов по исследованию возможности дистанционной визуализации следов ВЭМ на поверхности объекта.

Эксперименты проводились по схеме, представленной на рис. 2. В зоне обнаружения на расстоянии 5 м от лидара устанавливался объект с закрепленным на его поверхности образцом со следами ВЭМ. Далее производилось последовательное сканирование области обследования.

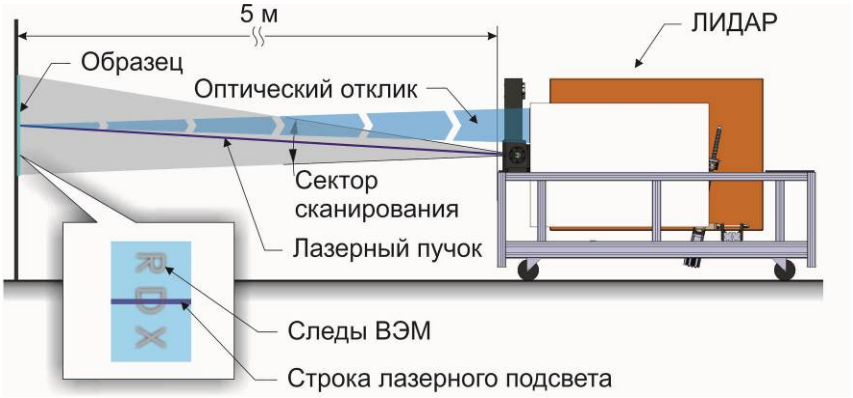


Рис. 2. Схема экспериментов по дистанционной визуализации следов ВЭМ.

Следы ВЭМ наносились на поверхность алюминиевой фольги в виде аббревиатуры названия соответствующего ВЭМ: тринитротолуол – “TNT”, гексоген – “RDX”, тротил-гексоген – “C-B”, октоген – “HMX”, тетрил – “TET”. Поверхностная концентрация частиц ВЭМ в следах составляла 1 мкг/см^2, размер надписи – 7 см × 22 см, расположение – вертикальное (рис. 3).

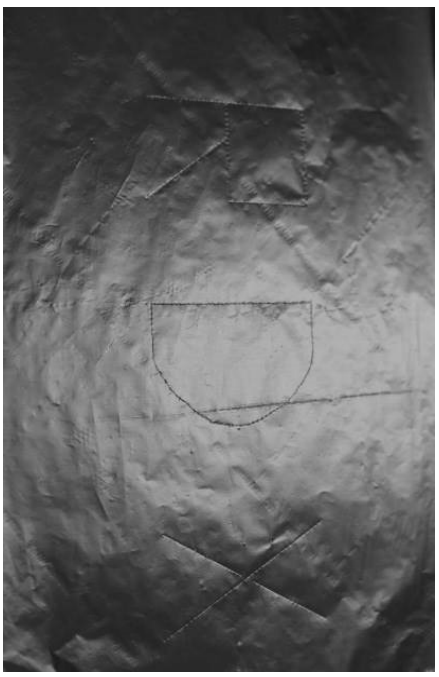


Рис. 3. Образец со следами гексогена, нанесенными в виде аббревиатуры “RDX”.

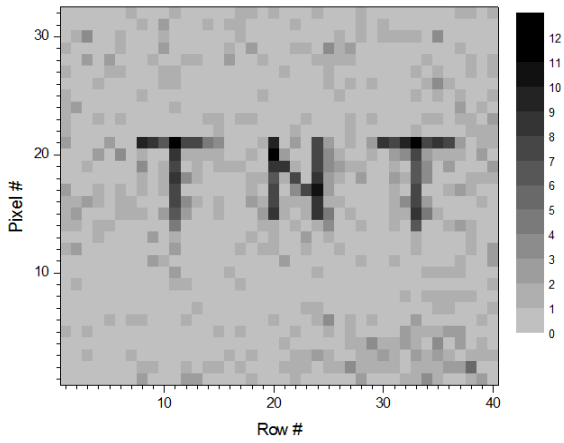
Регистрация оптического отклика велась в режиме счета фотонов. При объеме накопления сигнала по 50-ти лазерным импульсам на строку, количестве строк подсвета равным 40 и частоте следования лазерных импульсов 50 Гц время обследования поверхности образцов составило 30 с.

Все измерения проводились при плотности энергии в лазерном импульсе равной 13 мДж/см^2.

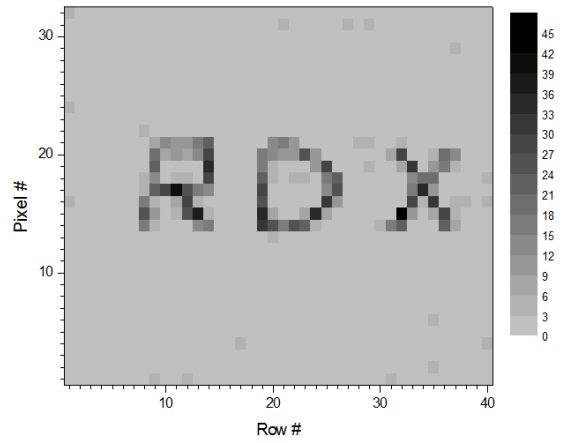
Результаты экспериментов представлены на рис. 4. Для регистрации оптического сигнала использовался один из двух 32-анодных ФЭУ. На рисунке переменная “*Pixel #*” обозначает соответствующий номер канала многоанодного ФЭУ, переменная “*Row #*” – номер строки подсвета. В правой части рисунков приведена шкала яркости, показывающая величину зарегистрированных сигналов в числах фотоотсчетов.

Проведенные исследования показали перспективность метода ЛФ/ЛИФ для создания детекторов, которые позволят дистанционно на расстоянии нескольких метров обнаруживать следовые количества взрывчатых веществ с возможностью визуализации мест их локализации на поверхностях предметов.

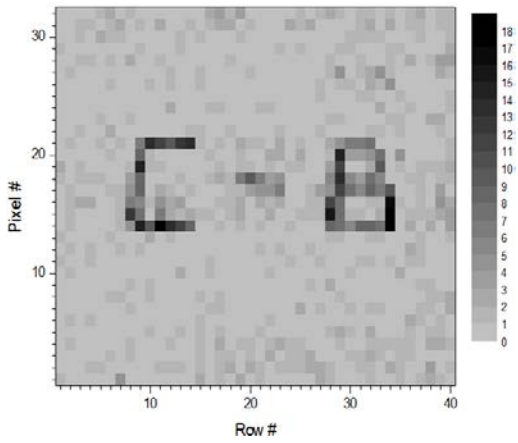
Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ для государственной поддержки молодых российских ученых (Договор № 14.Y30.15.6286-МК).



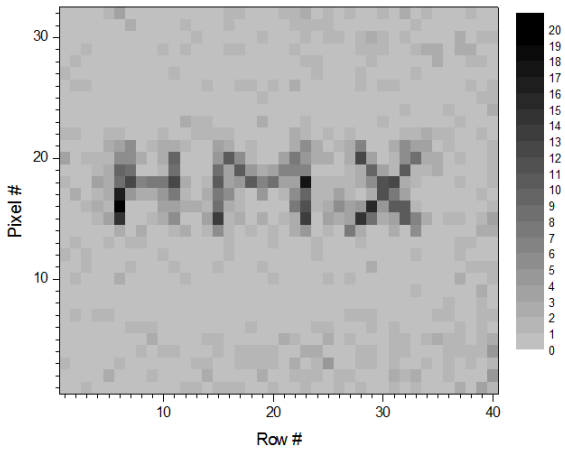
а)



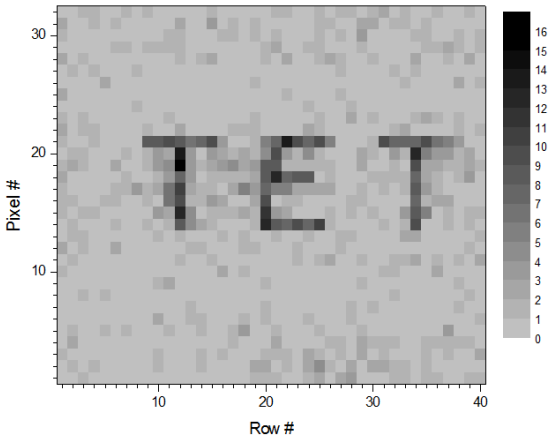
б)



в)



г)



д)

Рис. 4. Результаты дистанционной визуализации следов ВЭМ на алюминиевой фольге:
а) тринитротолуол, б) гексоген, в) тротил-гексоген, г) октоген, д) тетрил.

1. *Бобровников С.М., Горлов Е.В.* Лидарный метод обнаружения паров взрывчатых веществ в атмосфере // Оптика атмосф. и океана. 2010. Т. 23, № 12. С. 1055–1061.
2. *Бобровников С.М., Горлов Е.В., Жарков В.И.* Сканирующий УФ-лидар для обнаружения взрывчатых веществ // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Материалы XVIII международного симпозиума. Томск: Издательство ИОА СО РАН. 2012. С. С21-С24.
3. *Бобровников С.М., Горлов Е.В., Жарков В.И.* Лидар для обнаружения взрывчатых веществ // Изв. вузов. Физика. 2012. №9/2. С. 276–279.
4. *Бобровников С.М., Горлов Е.В., Жарков В.И., Панченко Ю.Н.* Оценка пороговой чувствительности лидарной системы для обнаружения паров нитросоединений // Изв. вузов. Физика. 2013. №8/3. С. 275–278.
5. *Панченко Ю.Н., Андреев М.В., Бобровников С.М., Горлов Е.В., Дударев В.В., Иванов Н.Г., Лосев В.Ф., Павлинский А.В., Пучикин А.В., Жарков В.И.* Узкополосная перестраиваемая лазерная система для лидарного комплекса // Изв. вузов. Физика. 2012. Т. 55 №6. С. 13–18.

ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ СОДЕРЖАНИЯ ГАЗОВ В ТОЛЩЕ ТРОПОСФЕРЫ МЕТОДОМ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ В УСЛОВИЯХ ОБЛАЧНОСТИ

О.В. Постыляков[1], А.Н. Боровский[2], В.А. Иванов[2,3]

[1]Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН; [2]Национальный научно-исследовательский центр мониторинга озоносферы Белорусского государственного университета; [3]НИИ ПФП им. А.Н. Севченко БГУ, Минск

oleg-postylyakov@yandex.ru

Атмосферные газы, атмосферный формальдегид, атмосферный диоксид азота, дифференциальная спектроскопия, оптическое дистанционное зондирование в облачных условиях, облака, атмосферные загрязнения

С 2008 года на Звенигородской научной станции и в двух пунктах, расположенных на территории Москвы, ИФА им. А.М. Обухова РАН ведет измерения интегрального содержания (ИС) газов в тропосфере по методике дифференциальной спектроскопии. Для этого используются измерения рассеянного солнечного излучения, приходящего из зенита (ZDOAS) или из нескольких направлений (MAXDOAS), в видимой и УФ областях спектра в течении всего светового дня. В работе рассматриваются возможности распространения алгоритма восстановления ИС двуокиси азота и формальдегида на наблюдения в облачных условиях. В условиях сплошной облачности при нижней границе облачности, расположенной выше пограничного слоя атмосферы (ПСА) возможно определение ИС формальдегида с точностями около 5% в отсутствии снега, 10-20% при установившемся снежном покрове, а также о 30-40% при неустановившемся снежном покрове, при условии, что есть информация о нижней границе облачности, но не известна её оптическая толща. Если дополнительно известна оптическая толща облачности, то ожидается снижение погрешностей до менее 5% для летнего сезона, до 5-10% для зимнего сезона и около 25-35% для переходного периода. В случае пересечения облачности с пограничным слоем ожидается существенное увеличение погрешностей.

Облачность существенно ограничивает возможности оптического дистанционного зондирования нижней тропосферы из космоса, кардинально ослабляя излучение, несущее информацию о слое атмосферы, находящемся ниже облаков, по сравнению с излучением, отраженным облаками. Измерения рассеянного излучения, выполняемые с поверхности Земли не подвержены такому влиянию облачности, ведущему к кардинальному уменьшению отношения сигнал/шум, однако, задача усложняется необходимостью получения информации об оптических свойствах облачности в период измерений и проведения длительных расчетов рассеяния излучения в облачном слое.

ИФА им. А.М. Обухова РАН с 2008 года ведет измерения интегрального содержания (ИС) газов в тропосфере по методике дифференциальной спектроскопии (DOAS [8]). Для этого используются измерения рассеянного солнечного излучения, приходящего из зенита (ZDOAS) или из нескольких направлений (MAXDOAS), в видимой и УФ областях спектра в течении всего светового дня. Измерения рассчитаны на исследования антропогенных, повышенных уровней загрязнения с источниками в пограничном слое атмосферы (ПСА). Полученные

предварительные результаты показали применимость метода для исследований двуокиси азота в ясных и облачных условиях [1, 2, 7] и исследований формальдегида в ясных условиях [5].

Для распространения метода определения содержания формальдегида (HCHO) на условия сплошной облачности были выполнены радиационные расчеты по модели переноса радиации MCC++ [3] при различных сценариях оптических свойств атмосферы и поверхности и найдены послойные воздушные массы [3]. Оценка $\hat{V}$ ИС формальдегида может быть найдена, используя оцениваемую по DOAS методике наклонную толщу газа X, как

$$\hat{V} = \frac{1}{\int \tilde{m}(h) \cdot \tilde{k}(h) dh} \cdot X , \qquad (1)$$

где $\tilde{m}(h)$ - оценка послойной воздушной массы [3] слоя, расположенного на высоте h, $\tilde{k}(h)$ - форма нормированного вертикального профиля HCHO, $\int \tilde{k}(h) dh = 1$. Погрешности в расчете $\hat{V}$ в облачных условиях связны, в основном, с неопределенностями и ошибками в задании сценария облачности. Мы рассмотрели два основных уровня информации об облачности: известна или не известна оптическая толща облачности (см. Рис.1 и 2). Во всех случаях мы считали, что известны высота нижней границы облачности и альбедо подстилающей поверхности. Высота нижней границы облачности может быть взята, например, из метеосводок или получена разрабатываемым нами методом стереосъемки [4]. Альбедо поверхности в отсутствии его резких изменений, которые связаны, как правило, с выпадением снега, может быть получено по данным спутниковой аппаратуры MODIS. В отсутствии информации об альбедо из-за его возможных резких изменений между съемкой, выполняемой MODIS, следует использовать оценки погрешностей, данные на рисунках 1 и 2 в сценариях в). Оптическая толща облачности в определенных случаях может быть получена из DOAS измерений при наличии специально выполняемой калибровки [6, 9].

В условиях сплошной облачности при нижней границе облачности, расположенной выше пограничного слоя атмосферы (ПСА) возможно определение ИС формальдегида с точностями около 5% в отсутствии снега, 10-20% при установившемся снежном покрове, а также о 30-40% при неустановившемся снежном покрове, при условии, что есть информация о нижней границе облачности, но не известна её оптическая толща. Если дополнительно известна оптическая толща облачности, то ожидается снижение погрешностей до менее 5% для летнего сезона, до 5-10% для зимнего сезона и около 25-35% для переходного периода. В случае пересечения облачности с пограничным слоем ожидается существенное увеличение погрешностей.

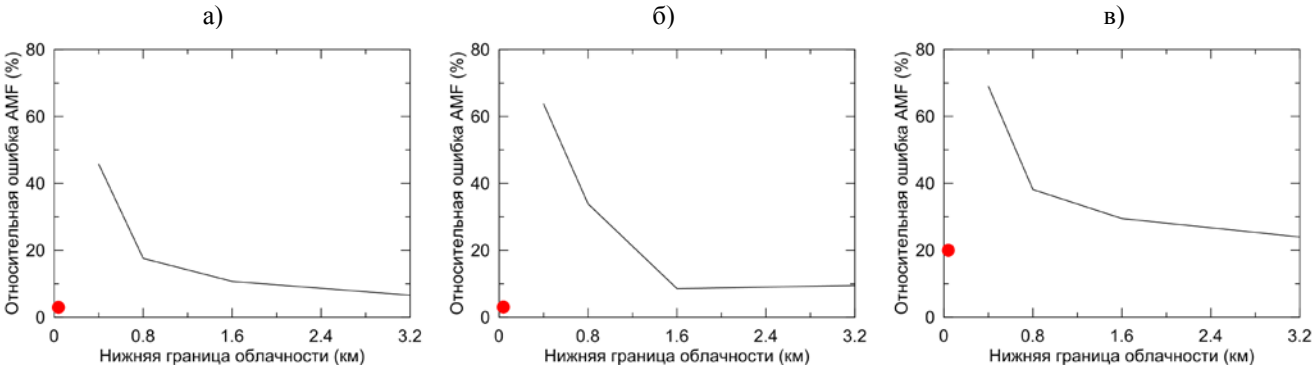


Рис. 1. Типичная ошибка расчета ВМ (AMF) формальдегида для различных сезонов при известной высоте и неизвестной оптической толще облачности. а) зимние условия: альбедо поверхности 37%, высота ПСА 400 м, б) летние условия: альбедо поверхности 5%, высота ПСА 1000 м, в) «переходный» период: неустановившийся снежный покров – альбедо поверхности не известно, возможны его вариации от 5% до 37%, высота ПСА 400 м. Красной точкой отмечена погрешность для ясных условий.

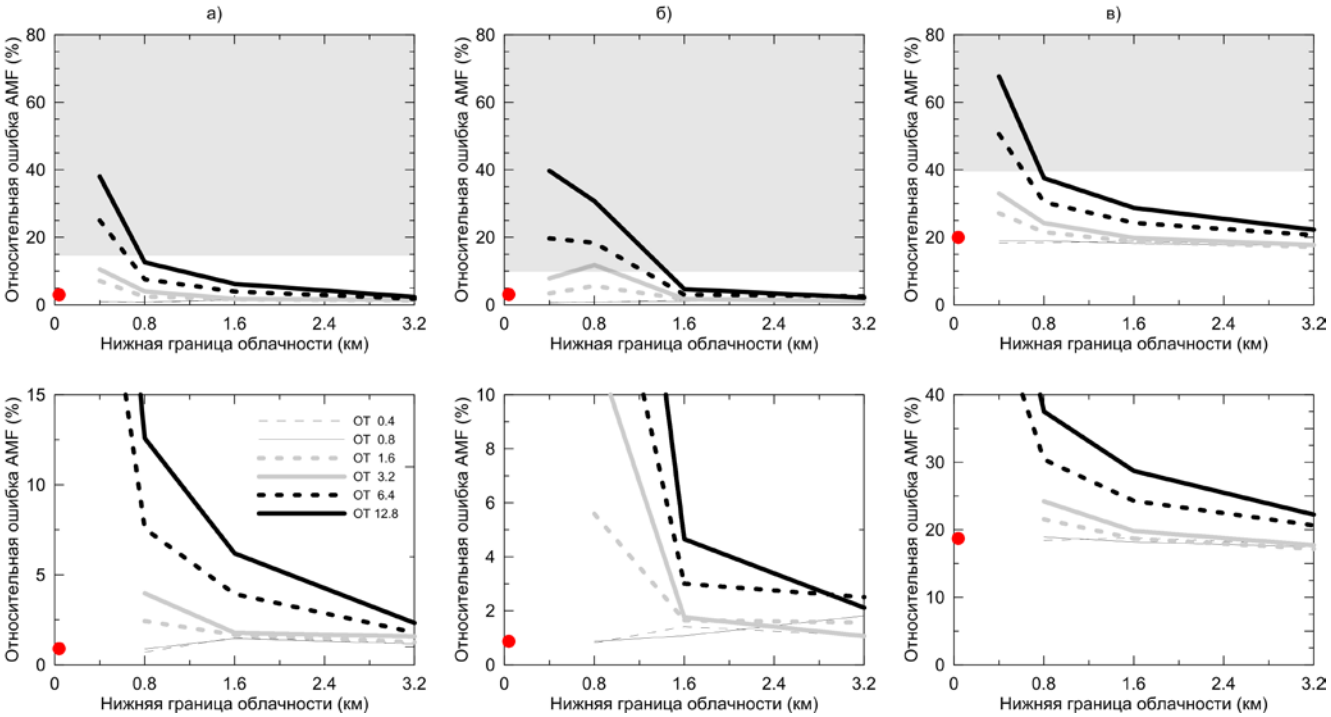


Рис. 2. Типичная ошибка расчета ВМ (AMF) формальдегида для различных сезонов при известных высоте и оптической толще (ОТ) облачности. На верхнем и нижнем рядах рисунков показаны одинаковые графики в разных масштабах. Условия наблюдения а), б), в) те же, что на Рис. 1. Красной точкой отмечена погрешность для ясных условий.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №14-05-90012.

Литература

1. *Иванов В.А., Постыляков О.В.* Оценка интегрального содержания NO2 в пограничном слое атмосферы по наблюдениям рассеянной в зените солнечной радиации. *Оптика атмосферы и океана*, 2010, 23. №6, 471-474.
2. *Иванов В.А., Елохов А.С., Постыляков О.В.* О возможности оценки объема выбросов NO2 в городах по зенитным спектральным наблюдениям рассеянной солнечной радиации вблизи 450 нм. *Оптика атмосферы и океана*, 2012, 25, *№* 6, 544–549.
3. *Постыляков О.В.* Модель переноса радиации в сферической атмосфере с расчетом послойных воздушных масс и некоторые ее приложения. *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана.* 2004, 40, № 3, 314–329.
4. *Чуличков А.И., Андреев М.С., Голицын Г.С., Еланский Н.Ф., Медведев А.П., Постыляков О.В.* Об определении нижней границы облачности по цифровой стереосъемке с поверхности Земли. *Метеорология и гидрология*, 2015, №12, в печати.
5. *Borovski, A.N., Dzhola, A.V., Elokhov, A.S., Grechko, E.I., Postylyakov, O.V. and Kanaya, Y.* First measurements of formaldehyde integral content at Zvenigorod Scientific Station. *Int. J. of Remote Sensing*, 2014, 35, №15, 5609-5627. doi:10.1080/01431161.2014.945011.
6. *Gielen, C., Van Roozendael, M., Hendrick, F., Pinardi, G., Vlemmix, T., De Bock, V., De Backer, H., Fayt, C., Hermans, C., Gillotay, D., and Wang, P.* "A simple and versatile cloud-screening method for MAX-DOAS retrievals" *Atmospheric Measurement Techniques, 2014*, 7, 3509-3527, doi:10.5194/amt-7-3509-2014.
7. *Kanaya, Y., Irie, H., Takashima, H., Iwabuchi, H., Akimoto, H., Sudo, K., Gu, M., Chong, J., Kim, Y. J., Lee, H., Li, A., Si, F., Xu, J., Xie, P.-H., Liu, W.-Q., Dzhola, A., Postylyakov, O., Ivanov, V., Grechko, E., Terpugova, S. and Panchenko, M.* Long-term MAX-DOAS network observations of NO2 in Russia and Asia (MADRAS) during the period 2007–2012: instrumentation, elucidation of climatology, and comparisons with OMI satellite observations and global model simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2014, №.14, 7909-7927. doi:10.5194/acp-14-7909-2014.
8. *Platt, U., Stutz, J.* Differential Optical Absorption Spectroscopy, Principles and Applications, *Springer, Berlin,* 2008.
9. *Wagner, T., Apituley, A., Beirle, S., Dörner, S., Friess, U., Remmers, J., and Shaiganfar, R.* "Cloud detection and classification based on MAX-DOAS observations" Atmospheric Measurement Techniques,2014, 7, 1289-1320. doi:10.5194/amt-7-1289-2014.

ИЗМЕРЕНИЯ ИНТЕГРАЛЬНОГО СОДЕРЖАНИЯ ФОРМАЛЬДЕГИДА В ТРОПОСФЕРЕ МЕТОДОМ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ НА ЗВЕНИГОРОДСКОЙ НАУЧНОЙ СТАНЦИИ

А.Н. Боровский[1], О.В. Постыляков[1], Иванов В.А. [2], Y. Kanaya[3], А.С. Елохов[1], А.В. Джола[1], Е.И. Гречко[1]

[1]Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, [2] Национальный научно-исследовательский центр мониторинга озоносферы Белорусского государственного университета, [3]Department of Environmental Geochemical Cycle Research, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

alexander.n.borovski@gmail.com, oleg.postylyakov@gmail.com, ivanov@list.ru, yugo@jamstec.go.jp, elokhov@mail.ru, dzhola@yandex.ru, eigrechko@gmail.com

формальдегид; дистанционное зондирование; методика DOAS; загрязнения атмосферы

С 2008 года на Звенигородской научной станции по методике MAX-DOAS ведутся измерения интегрального содержания (ИС) формальдегида (HCHO) в тропосфере. Ранее разработанный алгоритм восстановления ИС формальдегида доработан с целью использования дополнительной информации об альбедо подстилающей поверхности и высоты пограничного слоя атмосферы. В данной работе мы представляем предварительные результаты анализа наблюдений ИС формальдегида в период с 2010 по 2012 гг., оценки влияния Московского мегаполиса на качество воздуха в Звенигороде и зависимости ИС формальдегида от температуры. Наблюдающаяся температурная зависимость обусловлена, по-видимому, увеличением образования формальдегида из неметановых летучих органических соединений, эмиссии которых повышаются с ростом температуры воздуха.

Формальдегид (HCHO) является короткоживущим продуктом окисления летучих органических соединений и тесно связан с их природными и антропогенными источниками. Главным источником формальдегида является окисление метана и других летучих органических соединений (ЛОС). Поскольку метан в атмосфере перемешан практически равномерно, его окисление свободными радикалами приводит к образованию фонового содержания HCHO на уровне $0.2–0.8\times10^{16}$ мол×см$^{-2}$ [1]. Принимая во внимание тот факт, что формальдегид разрушается в основном окислением свободными радикалами в течение нескольких часов, прямые источники формальдегида и повышенные содержания других короткоживущих ЛОС могут влиять на локальные содержания HCHO. Поэтому случаи с содержаниями HCHO, превышающими некоторый фоновый уровень, могут интерпретироваться как локальные загрязнения атмосферы ЛОС.

Поскольку формальдегид имеет сильные полосы поглощения в ультрафиолетовой области спектра, его содержание может быть измерено оптическими методами дистанционного зондирования, в том числе методами дифференциальной спектроскопии (DOAS).

В 2008 году на Звенигородской научной станции (ЗНС) Институтом физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН начаты спектральные измерения рассеянной солнечной радиации, приходящей из нескольких направлений по методу MAX-DOAS с использованием аппаратуры Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC). Мы разработали новый алгоритм восстановления содержания HCHO по измеряемым MAX-DOAS прибором спектрам [1]. Метод применим для наблюдений в ясных условиях. Обновленная версия алгоритма учитывает информацию об альбедо подстилающей поверхности и высоты пограничного слоя атмосферы (ПСА) в момент измерений по данным модели HYSPLIT [2].

Для анализа изменчивости формальдегида мы отобрали измерения, проводившиеся в моменты с облачностью менее 20% с декабря 2009 по март 2013. Полученные интегральные содержания (ИС) HCHO в пограничном слое атмосферы приведены на Рис. 1. Основные вариации содержания HCHO наблюдаются в пределах $0–8\times10^{16}$ мол×см$^{-2}$. Редкие случаи превышения значений $7–8\times10^{16}$ мол×см$^{-2}$ будут анализироваться на предмет наличия облачности в момент наблюдений. Отрицательные значения содержания HCHO в некоторые зимние периоды (показаны серым) могут быть следствием шума измерения, ошибок в определении содержания формальдегида в наклонном столбе атмосферы или неточности моделей атмосферы или альбедо, используемых при расчетах коэффициентов воздушных масс по модели MCC++[3–5].

На Рис. 1, где изменчивость содержания формальдегида приведена вместе с изменчивостью температуры, заметна связь содержания HCHO и температуры воздуха. Для иллюстрации температурной зависимости содержания формальдегида мы разделили данные о содержании формальдегида на группы по температуре воздуха с шагом в 10°C (Рис. 2, а-д).

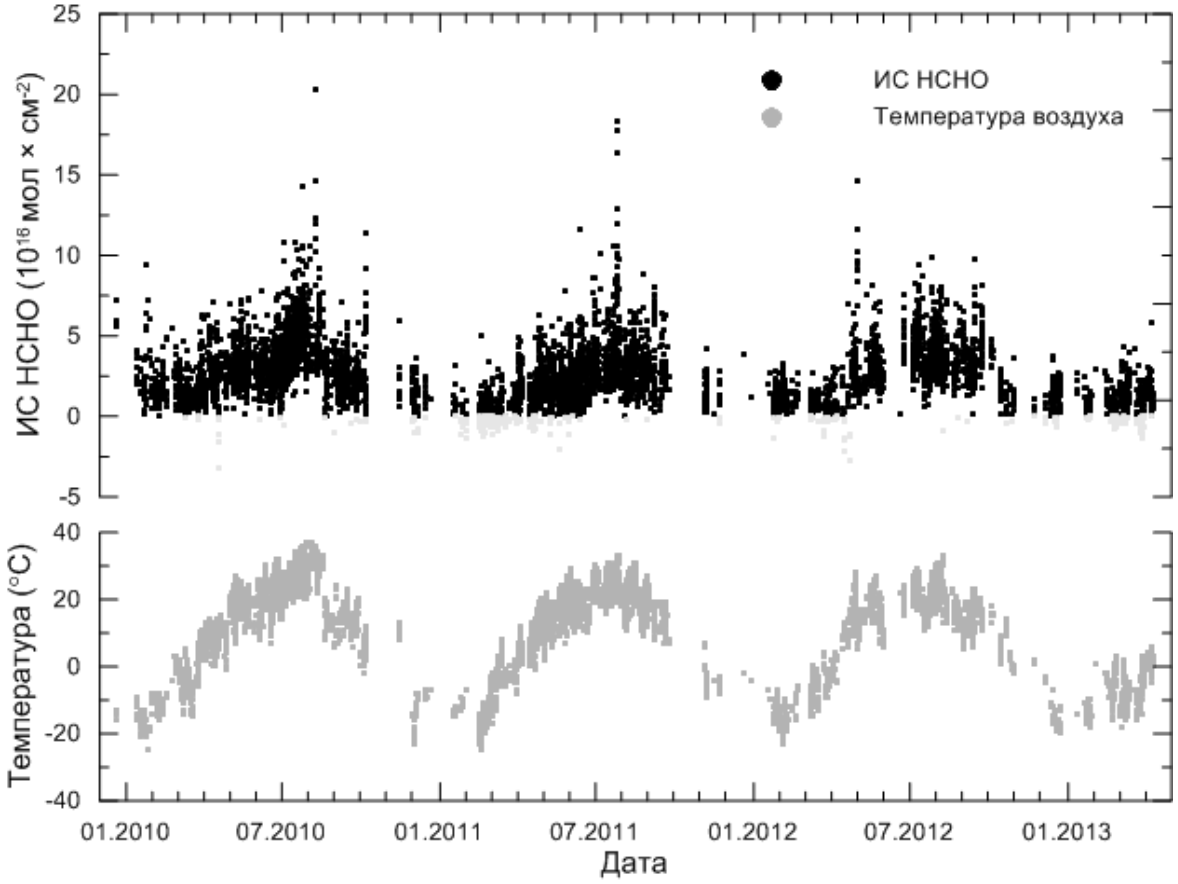


Рис. 1. Интегральное содержание HCHO в ПСА и температура воздуха.

Для количественной оценки зависимости содержания формальдегида от температуры воздуха мы разделили данные на группы по направлениям ветра с шагом 90° и построили линейную аппроксимацию этой зависимости для каждой из групп (Рис. 2, е). Температурная зависимость для различных направлений ветров имеет похожие значения наклона линий (7.5–9.3×10^{14} мол×$см^{-2}$×$°C^{-1}$). Повышение содержания формальдегида с ростом температуры воздуха, вероятно, является следствием увеличения эмиссий главного источника формальдегида – неметановых ЛОС.

Сильное влияние на качество воздуха оказывает Московский мегаполис: повышенные содержания формальдегида при всех температурах соответствуют переносу воздушных масс из Москвы в ЗНС. Средний сдвиг содержания формальдегида в период преобладания ветров восточных направлений относительно содержания в период преобладания ветров западных направлений составляет порядка 0.85×10^{16} мол×$см^{-2}$.

Мы благодарны NOAA ARL за предоставленный доступ к данным моделей HYSPLIT. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант №14-47-00049).

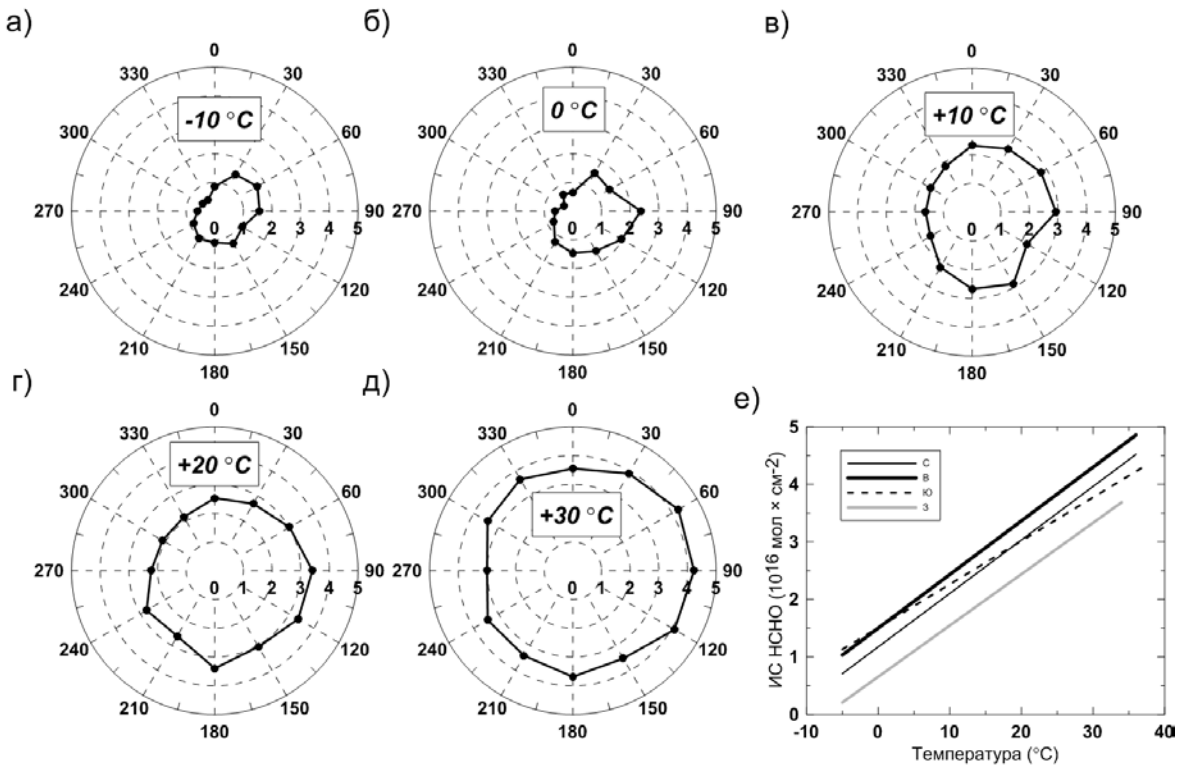


Рис. 2. а)-д) Зависимость интегрального содержания HCHO в ПСА (10^{16} мол×см$^{-2}$) от направления ветра при различных температурах; е) линейная аппроксимация зависимости интегрального содержания HCHO в ПСА от температуры воздуха при различных направлениях ветра.

1. *Borovski, A.N., Dzhola, A.V., Elokhov, A.S., Grechko, E.I., Postylyakov, O.V. and Kanaya, Y.* First measurements of formaldehyde integral content at Zvenigorod Scientific Station // Int. J. of Remote Sensing. 2014. V.35. №15. P. 5609-5627. doi:10.1080/01431161.2014.945011.

2. *Draxler, R.R. and Rolph, G.D.* HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php) // NOAA Air Resources Laboratory. 2013. Silver Spring: MD.

3. *Иванов В.А., Постыляков О.В.* Оценка интегрального содержания NO2 в пограничном слое атмосферы по наблюдениям рассеянной в зените солнечной радиации // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23. №6. С.471-474.

4. *Постыляков О.В.* Модель переноса радиации в сферической атмосфере с расчетом послойных воздушных масс и некоторые ее приложения // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2004. Т. 40. № 3. С. 314–329.

5. *Kanaya, Y., Irie, H., Takashima, H., Iwabuchi, H., Akimoto, H., Sudo, K., Gu, M., Chong, J., Kim, Y. J., Lee, H., Li, A., Si, F., Xu, J., Xie, P.-H., Liu, W.-Q., Dzhola, A., Postylyakov, O., Ivanov, V., Grechko, E., Terpugova, S. and Panchenko, M.* Long-term MAX-DOAS network observations of NO2 in Russia and Asia (MADRAS) during the period 2007–2012: instrumentation, elucidation of climatology, and comparisons with OMI satellite observations and global model simulations. Atmospheric Chemistry and Physics. 2014. №.14. P.7909-7927. doi:10.5194/acp-14-7909-2014.

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ, ВЫПАДАЮЩИХ В ВИДЕ ГРАДА, С ПОМОЩЬЮ ОПТИЧЕСКОГО ОСАДКОМЕРА

В.В. Кальчихин, А.А. Кобзев, В.А. Корольков, А.А. Тихомиров

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт мониторинга климатических и экологических систем Сибирского отделения Российской академии наук

vvk@imces.ru, kaa@imces.ru, kor@imces.ru, tikhomirov@imces.ru

Ключевые слова: атмосферные осадки, град, оптический осадкомер.

Аннотация. Рассмотрены особенности использования метода получения и анализа теневых изображений частиц осадков для измерения характеристик града. Представлено описание метода и работы измерительной схемы нового оптического осадкомера. Приведены оценки возможностей прибора и перспективы его применения для измерения характеристик града.

С точки зрения приборного обеспечения задачи получения метеорологической информации – определение характеристик атмосферных осадков, выпадающих в виде града, до сих пор является сложной проблемой. В целом, сложность изучения града связывают, прежде всего, с редкостью и малой длительностью такого вида осадков, а также с быстрым таянием выпавших градин. Кроме того, многообразие зарегистрированных случаев, разнообразная внешняя форма, внутреннее строение и широкий диапазон размеров градин затрудняют их классификацию. Хотя на сегодняшний день существует ряд приборов и методов для измерения града, на наш взгляд, их недостатки не позволяют надежно производить измерения с учетом современных требований к метеорологической информации, например, в агрометеорологии. В данной работе приведено описание работы оптического осадкомера с точки зрения оценки возможностей его применения для измерения основных характеристик града.

Как известно, град – это твердые осадки, выпадающие в теплое время года при положительной температуре воздуха [1]. Наиболее характерными параметрами градин являются их форма, размер, плотность и скорость падения. Внутреннее строение градин определяется условиями среды как в области их зарождения, так и на всем пути до столкновения с подстилающей поверхностью.

Рассмотрим некоторые особенности строения градин, которые нельзя оставить без внимания при определении их основных характеристик.

В силу особенностей зарождения внутреннее строение градин представляет собой лед определенной степени прозрачности (и, соответственно, плотности) или же чередующиеся слои прозрачного и матового льда, а крупные градины формируются из смерзшихся в полете мелких ледяных частиц. Средняя плотность льда варьируется в широких пределах от 0,3 г/см^3 до 0,95 г/см^3, при средней плотности 0,8–0,9 г/см^3 [1].

Наименьший диаметр градин составляет величину порядка 1 мм. Несмотря на значительные размеры наиболее крупных из зарегистрированных градин, в большинстве случаев распределение градин по размерам может быть описано одновершинной кривой с максимумом в диапазоне диаметров 5–10 мм [1].

Терминальная скорость падения градин зависит от их плотности, размера и формы. Градины диаметром в области 10 мм имеют скорость падения 10–15 м/с [2]. С ростом размера скорость падения увеличивается до 50 м/с.

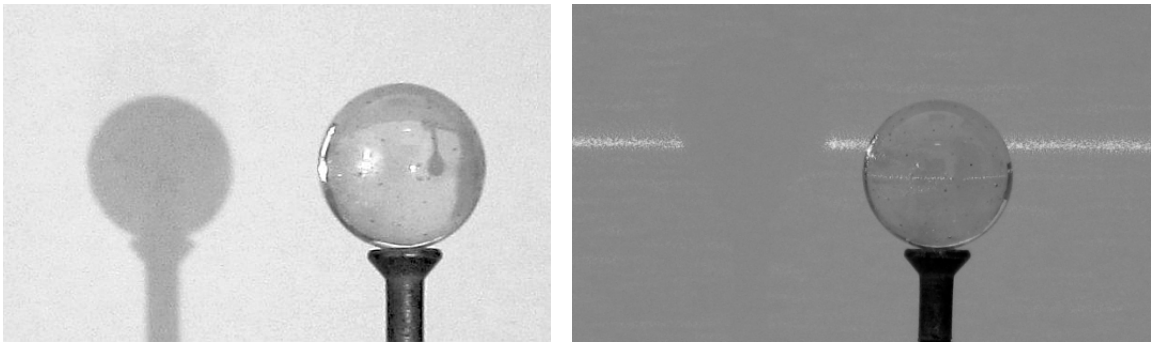
Как отмечено выше, форма градин может быть самой разнообразной. Различают сферические, эллипсоидальные, дискообразные, конической и неправильной формы. Чем меньше размер градины, тем ближе их форма к сферической.

Приборы, традиционно используемые для определения интегральных характеристик осадков, служат для определения суммы и интенсивности града в пересчете на выпавший объем жидкости. Однако на практике гораздо большее значение имеет получение оценки разрушающей силы града, которая определяется количеством и кинетической энергией градин. То есть наибольший практический интерес представляют приборы, обеспечивающие определение начала и окончания выпадения града, подсчет количества градин, выпавших в единицу времени (интенсивности), а также измерение их среднего и максимального размера. При этом большое значение имеет возможность автономной автоматической работы, а также получение метеорологической информации в режиме реального времени. Исходя из этих соображений, имеет смысл рассмотреть различные подходы для определения скоростей и размеров градин. Одним из таких подходов является, например, применение модификаций микрофонного метода, состоящего в определении массы градин по величине импульса, который образуется при ударе о мембрану микрофона [3]. Такой подход применяется и в приборах, которые работают на основе преобразования вертикального импульса падающих частиц осадков в электрический сигнал. При этом допускается предположение, что амплитуда электрического сигнала пропорциональна диаметру регистрируемых частиц осадков. Современные приборы, реализующие измерение капель дождя на основе этого подхода, например, [4] и [5] не пригодны для проведения измерения характеристик града. Основным недостатком этих приборов является низкая точность измерений, обусловленная зависимостью импульса удара от места падения частиц на чувствительный элемент, а также от того, покрыт он слоем воды или нет.

Наиболее совершенный подход для определения основных характеристик града – это применение оптических методов измерения частиц атмосферных осадков. Приборы,

функционирующие на основе оптических методов, могут быть классифицированы исходя из используемых в них оптических явлений и конструктивных особенностей.

В основе работы оптического осадкомера, созданного в Лаборатории экологического приборостроения ИМКЭС СО РАН, лежит метод получения и анализа теневых изображений падающих частиц атмосферных осадков, например, градин [6]. Основой метода является эффект, проявляющийся в том, что ледяные частицы, как и капли дождя при освещении их точечным источником оптического излучения, в результате отражения, поглощения и рефракции образуют тень, по размерам которой можно судить о размерах сечения частиц осадков (см. рис. *а*). Для реализации данного метода плоский горизонтальный коллимированный световой поток от источника попадает на линейный массив светочувствительных элементов (линейный сенсор), формируя измерительный канал. Размер измерительной площадки определяется размером открытой части измерительного канала, через которую проходят частицы осадков, и составляет 48×100 мм. Частицы осадков пересекают световой поток, вызывая затенение элементов линейного сенсора (рис. *б*). Высокая частота сканирования сенсора (порядка 20 кГц) обеспечивает возможность многократного измерения горизонтального сечения тени каждой частицы по мере ее прохождения сквозь измерительную площадку. Количество измерений тени (сканов) каждой частицы определяется ее вертикальным размером и скоростью падения.



а *б*

Рис. Формирование тени от стеклянного шара: а – точечным источником света; б – коллимированным световым пучком прямоугольного сечения.

Оптический осадкомер способен регистрировать гидрометеоры размером от 0,5 мм. Максимальный размер частиц ограничен линейными размерами измерительного канала. Максимальная частота сканирования линейного сенсора обеспечивает надежное измерение градин во всем диапазоне регистрируемых размеров.

Поскольку град, как правило, сопровождается жидкими осадками различной интенсивности, то важно иметь возможность определять время начала и окончания выпадения

града. Для этого осуществляется контроль размеров частиц, их терминальных скоростей падения, а также положения пика распределения частиц по размерам. Из сравнения зависимостей скоростей падения частиц для градин [2] и капель дождя [7], следует, что детектирование частиц осадков размером более 7 мм или скоростей падения более 10 м/с можно считать началом выпадения града. В случае выпадения мелких градин с размерами в интервале 1–7 мм признаком наличия града является смещение значения пика в распределении частиц осадков по размерам из области значений 1–2 мм в область 5 мм и более.

Таким образом, в работе выделены основные характеристики града, которые следует определять для формирования соответствующей метеорологической информации. Кратко представлены методы, применимые для измерения параметров выпадающих градин. Рассмотрена возможность применения оптического осадкомера, работающего на основе метода получения и анализа теневых изображений частиц осадков, для определения основных характеристик града. Проведен анализ характерных особенностей осадков, выпадающих в виде града, позволяющих с высокой степенью надежности отличать их при измерениях от жидких осадков. Полученные оценки технических возможностей оптического осадкомера для измерения града свидетельствуют о перспективности применения данной технической реализации для широкого круга научных и практических задач, связанных с определением характеристик атмосферных осадков, выпадающих в виде града, без существенной модернизации.

Работа выполнена в рамках госзадания на выполнение фундаментальных научных исследований по теме № VIII.80.2.2 (№ госрегистрации 01201353360). Исследования поддержаны грантом Президента Российской Федерации (МК-3298.2015.5).

1. *Литвинов И.В.* Структура атмосферных осадков. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 154 с.
2. *Женев Р.* Град. Гидрометеоиздат, Л: 1966. 106 с.
3. *Dennis A.S., Smith Jr.P.L., Peterson G.A.P., McNeil R.D.* Hailstone size distributions and equivalent radar reflectivity factors computed from hailstone momentum records // J. Appl. Meteor. 1971. V. 10. P. 79–85.
4. Vaisala RAINCAP Sensor Technology [Электронный ресурс]: Vaisala. URL: http://www.vaisala.com/Vaisala%20Documents/Technology%20Descriptions/RAINCAP_Technology.pdf (дата обращения: 11.03.2015).
5. *Baltas E. A., Mimikou M. A.* The use of the Joss-type disdrometer for the derivation of Z-R relationships // Proceedings of ERAD. 2002. P. 291-294.
6. *Кальчихин В.В., Кобзев А.А., Корольков В.А., Тихомиров А.А.* Оптико-электронный двухканальный измеритель осадков // Оптика атмосф. и океана. 2011. Т. 24, №11. С. 990-996.
7. *Gunn R., Kinzer G.D.* The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air // J. Atmos. Oceanic Technol. 1949. V. 6. P. 243-248.

ЧИСТО ВРАЩАТЕЛЬНЫЙ КР-ЛИДАР ИМКЭС СО РАН ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ НИЖНЕЙ АТМОСФЕРЫ

В.В. Герасимов[1,2], В.В. Зуев[1,2,3], В.Л. Правдин[1], Д.П. Нахтигалова[1], А.В. Павлинский[1]

[1]ФГБУН Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН
[2]Томский государственный университет
[3]Томский политехнический университет

gvvsnake@mail.ru; vvzuev@imces.ru; pravdin@imces.ru; amila@sibmail.com; wf@inbox.ru

Ключевые слова: КР-лидар, дистанционное зондирование, температура, тропосфера, стратосфера.

Аннотация. Представлен, разработанный в ИМКЭС СО РАН (г. Томск), чисто вращательный КР-лидар для восстановления вертикальных профилей температуры нижней атмосферы (3–12.5 км). Приведены общая схема и основные характеристики элементов лидара. В качестве примера представлен вертикальный профиль температуры, полученный в результате ночных измерений 2 октября 2014 г. В алгоритме восстановления температурного профиля использовались линейная и два типа простейших нелинейных калибровочных функции.

На территории Содружества Независимых Государств (СНГ) действуют всего несколько стационарных и сезонных лидарных станций. Часть их них входит в лидарную сеть СНГ **CIS-LiNet**: стационарные станции в Минске (53.92°N, 27.38°E, Беларусь), Москве (55°N, 37°E), Сургуте (61.25°N, 73.50°E), Томске (56.48°N, 85.05°E) и Владивостоке (43.01°N, 131.9°E); стационарная станция горного базирования в с. Теплоключенка (42.5°N, 78.4°E , Кыргызстан); сезонная мобильная станция на озере Байкал (51.44°N, 105.06°E); стационарная станция корабельного базирования во Владивостоке [1, 2]. Стационарный и мобильный лидарные комплексы функционируют и в Санкт-Петербурге (59.95°N, 30.32°E) [3]. На всех перечисленных станциях проводятся измерения параметров аэрозолей тропосферы и стратосферы, на двух их них в Минске и в Институте оптики атмосферы им В.Е. Зуева СО РАН (ИОА СО РАН, Томск) зондируется стратосферный озон. Также на Сибирской лидарной станции ИОА СО РАН проводятся измерения температуры стратосферы [4]. Тем не менее, лидарных измерений температуры тропосферы ни на одной из вышеупомянутых станций не проводилось.

В лаборатории геосферно-биосферных взаимодействий ИМКЭС СО РАН был разработан и построен чисто вращательный КР-лидар (ЧВКР-лидар) для восстановления вертикальных профилей температуры тропосферы. Основные элементы (блок-схема) данного лидара представлены на рис. 1, основные характеристики передающей и приёмной систем, а также системы регистрации сигналов лидара приведены в таблице 1. В качестве источника излучения используется генератор третьей гармоники LG103 (λ = 354.67 нм) лазерного комплекса с лазером накачки LQ529B (Nd:YAG, λ = 1064 нм) ЗАО “Солар ЛС” (Минск, Беларусь).

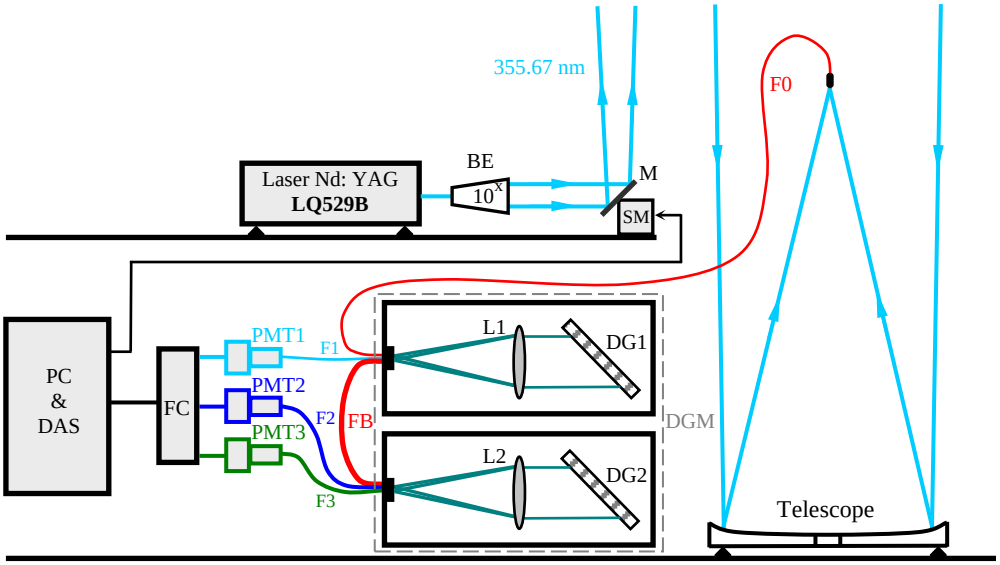


Рис. 1. Блок-схема лидара ИМКЭС СО РАН: PC&DAS – система обработки сигналов; FC – счетчик фотонов; PMT1 – PMT3 – фотоэлектронные умножители; F0 – F3 – оптические волокна; FB – жгут из четырех волокон, соединяющих блоки двойного монохроматора; L1, L2 – линзы; DG1, DG2 – дифракционные решетки; DGM – двойной монохроматор; BE – коллиматор, увеличивающий исходный диаметр лазерного пучка в 10 раз; M – поворотное зеркало; SM – шаговый двигатель.

Для выделения полос спектральных линий с противоположными температурными зависимостями в стоксовой и антистоксовой ветвях ЧВКР-спектра молекул азота и кислорода (полезный сигнал) используется двойной монохроматор, собранный по схеме Литроу. Схема размещения оптических волокон F0 – F3, FB (рис. 1) на входах и выходах монохроматора аналогична схеме, впервые предложенной в [5]. Монохроматор обеспечивает подавление паразитного упругого сигнала в ~10^7 раз. Система регистрации разработана в ИМКЭС СО РАН.

Таблица 1. Основные характеристики приёмо-передающей системы и системы регистрации сигналов.

Передающая система лидара	
Лазер	
Тип	Nd:YAG, третья гармоника
Модель	LQ529B
Длина волны, нм	354.67
Частота следования импульсов, Гц	20
Энергия импульса, мДж	105
Длительность импульса, нс	13
Расходимость, мрад	0.3
Приёмная система лидара	
Телескоп	
Тип	прямофокусный
Диаметр приемного зеркала, мм	500
Фокусное расстояние, мм	1500
Отношение: диаметр зеркала/фокусное расстояние	1/3
Поле зрения, мрад	0.4
Монохроматор	
Линзы L1, L2	
Диаметр/фокусное расстояние линз, мм	130/300
Дифракционные решетки DG1, DG2:	
Штрихов/мм	2100
Порядок дифракции	2
Угол блеска, град.	48.151

Оптоволокно	
Диаметр входного волокна F0, мм	0.55 (FG 550 UER)
Диаметр волокон между блоками монохроматора FB и F1, мм	0.6 (FT 600 UMT)
Диаметр выходных волокон F2, F3, мм	1.5 (FT 1.5 UMT)
Система регистрации сигналов	
Фотоэлектронные умножители PMT1 – PMT3	Hamamatsu R7207-01
Счетчик фотонов	PHCOUNT_4
Число каналов	4 (используется 3)
Скорость счета, МГц	до 200
Пространственное разрешение, м	24
Число стробов	3072

На рис. 2–4 представлены вертикальные профили температуры, восстановленные из лидарных сигналов, полученных в результате ночных измерений 2 октября 2014 г. В алгоритме обработки сигналов применялось сглаживание исходных лидарных сигналов методом переменного скользящего среднего как первого, так и второго порядков. Не смотря на уменьшение пространственного разрешения, сглаживание второго порядка позволяет, во-первых, уменьшить абсолютную и относительную ошибки измерений, и, во-вторых, определить высоту начала усреднения фонового сигнала (рис. 2–3). На рис. 2 температурные профили восстановлены с помощью функции $T = T(Q)$, полученной из калибровочной функции $Q = Q(T)$, линейной по обратной температуре $1/T$:

$$\ln Q(T) = A + \frac{B}{T} \quad \Leftrightarrow \quad T(Q) = \frac{B}{\ln Q - A}, \qquad (1)$$

где Q – отношение обратно рассеянных суммарных сигналов двух полос ЧВКР-спектра молекул азота и кислорода с противоположными температурными зависимостями, T – температура в кельвинах, A и B – калибровочные константы лидара.

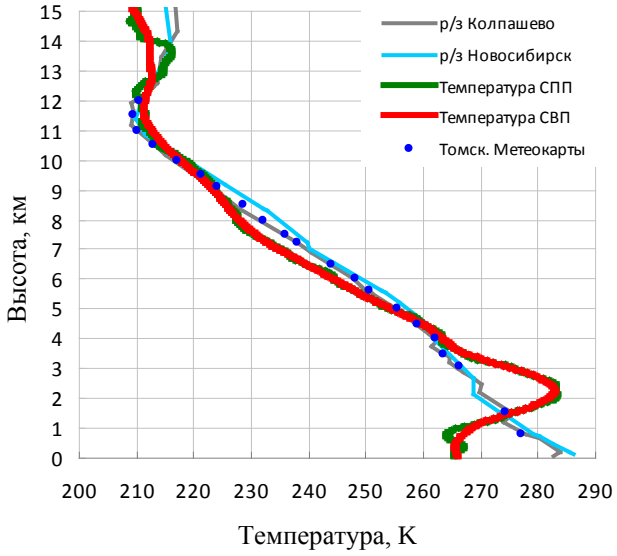


Рис. 2. Вертикальные профили температуры в сравнении с профилями шар-зондов (р/з) Новосибирска и Колпашева; данные по температуре над Томском восстанавливались с помощью метеорологических карт; СПП – сглаживание первого порядка, СВП – сглаживание второго порядка.

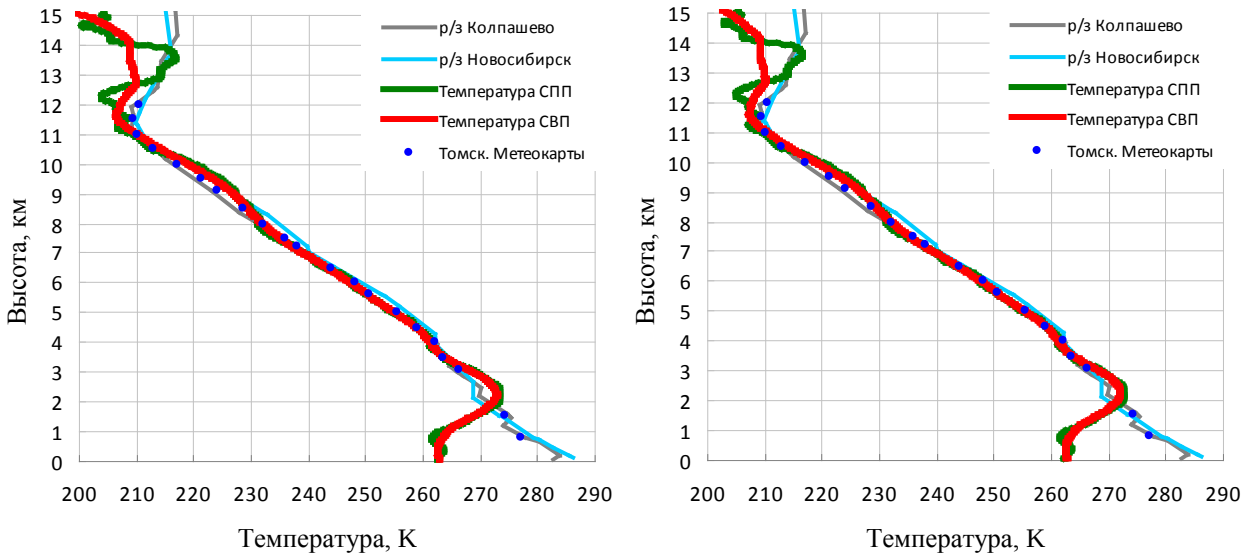


Рис. 3. Вертикальные профили температуры, восстановленные с помощью нелинейной калибровочной функции (2) (слева), и функции (3) (справа).

На рис. 3 температурные профили восстановлены с помощью нелинейных калибровочных функций, учитывающих проникание паразитных как упругого, так и КР сигналов в ближайший к упругой лазерной линии лидарный температурный канал:

$$\ln Q(T) = A + \frac{B}{T} + \frac{C}{T^2} \quad \Leftrightarrow \quad T(Q) = \frac{2C}{-B + \sqrt{B^2 + 4C\left(\ln Q - A\right)}}, \tag{2}$$

$$\ln Q(T) = A + \frac{B}{T} + CT \quad \Leftrightarrow \quad T(Q) = \frac{2B}{(\ln Q - A) + \sqrt{(\ln Q - A)^2 - 4BC}}, \tag{3}$$

где A, B и C – калибровочные константы лидара, определяемые с помощью метода наименьших квадратов при сравнении с данными шар-зондов станций городов Новосибирск и Колпашево.

Работа выполнена в рамках ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014—2020 годы» по приоритетному направлению «Рациональное природопользование», мероприятие 1.3, Соглашение № 14.607.21.0030, уникальный идентификатор ПНИ RFMEFI60714X0030; и в рамках Программы «Научный фонд им. Д.И. Менделеева Томского государственного университета».

1. Chaikovsky A., Balin Yu., Elnikov A., Tulinov G., Plusnin I., Bukin O., Chen B. CIS-LiNet - lidar network in CIS countries // Geophysical Research Abstracts. 2005. V. 7. P. 03687(1)–03687(3).
2. Chaikovsky A., Ivanov A., Balin Yu., Elnikov A., Tulinov G., Plusnin I., Bukin O., Chen B. Lidar network CIS-LiNet for monitoring aerosol and ozone in CIS regions // Proc. of SPIE. 2006. V. 6160. P. 616035(1)–616035(9).
3. Донченко В.К., Самуленков Д.А., Мельникова И.Н., Борейшо А.С., Чугреев А.В. Лазерные системы Ресурсного центра СПбГУ. Возможности, постановка задач и первые результаты // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 3. С. 122–132.
4. Зуев В.В., Бурлаков В.Д. Сибирская лидарная станция: 20 лет оптического мониторинга стратосферы. Томск: Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН, 2008. 226 с.
5. Ansmann A., Arshinov Yu., Bobrovnikov S., Mattis I., Serikov I., Wandinger U. Double-grating monochromator for a pure rotational Raman lidar // Proc. of SPIE. 1999. V. 3583. P. 491–497.

СПЕКТРАЛЬНЫЙ ВКЛАД КОМПОНЕНТОВ ОЗЁРНОЙ ВОДЫ В ПОКАЗАТЕЛЬ ОСЛАБЛЕНИЯ СВЕТА В РАЗНОТИПНЫХ ВОДОЁМАХ АЛТАЙСКОГО КРАЯ

И.А. Суторихин, В.И. Букатый, О.Б. Акулова

Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул, Россия

sia@iwep.ru, v.bukaty@mail.ru, akulova8282@mail.ru

Ключевые слова: озёра, показатель ослабления света, чистая вода, взвесь, жёлтое вещество, хлорофилл.

В работе рассматривается влияние основных компонентов озёрной воды, включая чистую воду, хлорофилл, жёлтое вещество, органо-минеральную взвесь, на спектральное ослабление света (на длинах волн 430, 550 и 670 нм) в поверхностном слое трёх водоёмов Алтайского края – озёр Лапа, Красиловское и Бол. Островное в различные сезоны 2014 г. Используемые длины волн 430 и 670 нм характеризуются максимальным поглощением хлорофиллом в данном спектральном диапазоне, а длина волны 550 нм соответствует области высокой прозрачности исследуемой озёрной воды. Исследования оптических свойств поверхностного слоя озёр показали, что наибольшие значения показателя ослабления света наблюдаются на оз. Бол. Островное по сравнению с двумя другими озёрами.

Природные водоёмы представляют собой сложную физико-химико-биологическую систему, которая содержит в себе множество разнообразных компонентов − чистую воду, растворённые органические и неорганические соединения, органо-минеральную взвесь, от присутствия которых вода (океаническая, морская и озёрная) сильно рассеивает и поглощает свет [1–6]. На основании этого, с учётом вклада основных компонентов озёрной воды, влияющих на спектральный показатель ослабления света $\varepsilon(\lambda)$, его можно будет записать следующим образом, используя спектральную физическую модель ослабления света, которая впервые предложена О.В. Копелевичем [2]

$$\varepsilon(\lambda) = \kappa_{хл}(\lambda) + \kappa_{жв}(\lambda) + \sigma_{мол}(\lambda) + \sigma_{вз}(\lambda) + \kappa_{чв}(\lambda), \quad (1)$$

где $\kappa_{хл}(\lambda)$ и $\kappa_{жв}(\lambda)$ – показатели поглощения хлорофиллом и жёлтым веществом, $\sigma_{мол}(\lambda)$ – показатель молекулярного рассеяния чистой водой, $\sigma_{вз}(\lambda)$ − показатель рассеяния органо-минеральной взвесью, $\kappa_{чв}(\lambda)$ − показатель поглощения чистой водой, λ – длина волны света. В выражении (1) показатель поглощения хлорофиллом рассчитывался по формуле

$$\kappa_{хл}(\lambda) = \kappa_{уд.хл}(\lambda)\, C_{хл}\,. \quad (2)$$

Здесь $C_{хл}$ – концентрация хлорофилла "а", в мг/м^3, $\kappa_{уд.хл}(\lambda)$ – удельный показатель поглощения хлорофиллом, в м^2/мг, его значения приведены в работе [2]. Для расчётов $\kappa_{чв}(\lambda)$ используются табличные данные [7], а для $\sigma_{мол}(\lambda)$ – взяты из работы [2].

Как видно из выражения (1) спектральное ослабление света описывается с помощью трёхпараметрической модели. Так как $\sigma_{мол}(\lambda)$ и $\kappa_{чв}(\lambda)$ принимаются постоянными для различных природных вод (т.е. не зависящими от температуры воды), то изменчивость $\varepsilon(\lambda)$

определяется изменчивостью концентрации хлорофилла, жёлтого вещества и содержания взвеси, что проявляется по-разному от длины волны падающего света.

Физическая модель ослабления света даёт возможность выявить механизм формирования рассеивающих и поглощающих свойств озёрной воды в оптическом диапазоне и оценить для реальных ситуаций различные характеристики этих свойств, для которых отсутствуют или недостаточно экспериментальных данных.

В отличие от ранее указанных работ, где параметр $\sigma_{вз}(\lambda)$ считался известным по данным спектральных измерений, а параметр $\kappa_{жв}(\lambda)$ определялся разностью между $\varepsilon(\lambda)$ и суммой остальных параметров, нами впервые предложен другой подход. Так как в нашем эксперименте определялся параметр $\kappa_{жв}(\lambda)$, то спектральный показатель рассеяния взвесью $\sigma_{вз}(\lambda)$ можно найти из выражения (1) по формуле

$$\sigma_{вз}(\lambda) = \varepsilon(\lambda) - [\kappa_{хл}(\lambda) + \kappa_{жв}(\lambda) + \sigma_{мол}(\lambda) + \kappa_{чв}(\lambda)]. \quad (3)$$

В результате во всех озёрах основной максимальный вклад в показатель ослабления света вносит взвесь. Зимой вклад взвеси варьирует в пределах 54–71%, весной диапазон расширяется от 28 до 92%, летом − 34 до 90%, а осенью происходит заметное уменьшение вклада взвеси – от 11 до 77%.

Жёлтое вещество даёт максимальный вклад в показатель ослабления света весной (вклад взвеси варьирует в пределах 6–59% и осенью – 17– 59%). Зимой диапазон значений составил 25–36%, летом – 5–42%.

Чистая вода вносит несущественный вклад в ослабление света при λ = 430 нм во всех водах и составляет не более 0,1%, но резко увеличивается при λ = 670 нм, где вклад чистой воды в поверхностном слое оз. Лапа составил 16% (весной), оз. Красиловское – 13% (осенью) и оз. Бол. Островное – 5,8% (зимой).

Вклад хлорофилла в ослабление света максимален летом, его значения варьируют в широком диапазоне от 1 до 35% и осенью – от 1 до 43%. Весной вклад хлорофилла находился в диапазоне 1–17%, зимой наблюдался минимальный вклад – 0,4–10%.

Молекулярное рассеяние света чистой водой не вносит ощутимый вклад и составляет 0,1%.

Авторы выражают благодарность заведующему лабораторией водной экологии ИВЭП СО РАН В.В. Кириллову за помощь в работе и н.с. А.В. Котовщикову за данные измерений концентрации хлорофилла.

Работа выполнена при поддержке Междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН 131. «Математическое и геоинформационное моделирование в задачах мониторинга окружающей среды и поддержки принятия решений на основе данных стационарного,

мобильного и дистанционного наблюдения» и программы Президиума РАН 4.2 «Комплексный мониторинг современных климатических и экосистемных изменений в Сибири».

1. *Ерлов Н.Г.* Оптика моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 248 с.
2. *Оптика океана /* Под ред. Монина А.С. − Т. 1. Физическая оптика океана. − М.: Наука, 1983. – 372 с.
3. *Шифрин К.С.* Введение в оптику океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 278 с.
4. *Маньковский В.И.* Основы оптики океана (методическое пособие) // Изд-во МГИНАНУ, Севастополь, 1996. − 119 с.
5. *Маньковский В.И.* Спектральный вклад компонентов морской воды в показатель ослабления направленного света в поверхностных водах Средиземного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2011. – № 5. – С. 14 – 29.
6. *Апонасенко А.Д.* Количественные закономерности функциональной организации водных экосистем в связи с их дисперсной структурой: дисс…. докт. физ.-мат. наук. Красноярск, 2001. − 316 с.
7. *Pope R.M., Fry E.S.* Absorption spectrum (380-700 nm) of pure water. II Integration cavity measurements // Appl. Optics. – 1997. – 36, № 33. – P. 8710 – 8723.

СУТОЧНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СПЕКТРАЛЬНОГО ПОКАЗАТЕЛЯ ОСЛАБЛЕНИЯ СВЕТА В БЕССТОЧНОМ ОЗЕРЕ НА РАЗЛИЧНЫХ ГЛУБИНАХ

У.И. Янковская, И.А. Суторихин, В.И. Букатый, О.Б. Акулова

Институт водных и экологических проблем СО РАН (Барнаул, Россия)

zalaeva@iwep.ru, sia@iwep.ru, v.bukaty@mail.ru, akulova8282@mail.ru

Результаты суточных наблюдений по изучению динамики спектрального показателя ослабления света (ε, $м^{-1}$) на оз. Красиловское в июне 2013 г. и мае 2014 г. показали, что для летних измерений ε по вертикали озера кривая, характеризующая динамику этой величины в придонном слое, находилась в противофазе с соответствующей кривой для поверхностного слоя; для весенних - в поверхностных и придонных пробах имеются сдвиги максимумов измеренной величины ε по времени.

Результаты обработки показали существенные различия зависимости и корреляции исследуемых гидрооптических характеристик водоёма, что, прежде всего, связано с сезонными изменениями самих изучаемых параметров озера и протекающих внутриводоёмных процессов, непосредственно влияющих на них.

Ключевые слова: показатель ослабления света, температура воды, хлорофилл, озеро, суточные измерения.

Целью работы является изучение суточной динамики спектрального показателя ослабления света на разных глубинах озера Красиловское (Алтайский край).

Исследование показателя ослабления света ε необходимо для решения ряда задач, связанных с экологической оценкой состояния и функционирования водных экосистем [1, с. 6 – 9], [2, с. 14], [3, с. 10], что актуально для многочисленных озёр Алтайского края.

В качестве объекта исследования выбрано надпойменное бессточное озеро Красиловское, расположенное в древней долине стока на правобережье реки Оби (абсолютная высота 220 м) и находящееся на расстоянии около 60 км от г. Барнаула. Площадь зеркала озера равна 0,8 $км^2$, максимальная глубина – 6 м. Питание водоема происходит за счет поверхностных и грунтовых вод [4, с. 114].

Суточные наблюдения проводились 18-19 июня 2013 года и 28-29 мая 2014 года на северном берегу озера, где располагается учебно-научная база Алтайского государственного университета. Пробы воды отбирались в пелагиали водоёма, глубина в месте отбора проб составила 5,5 м (в июне 2013 г.) и 6 м (в мае 2014 г.). В результате было проведено более 2000 серий измерений спектральной прозрачности воды в диапазоне 400-800 нм на спектрофотометре ПЭ-5400УФ. Показатель ослабления света **ε** в воде рассчитывался в соответствии с законом Бугера по следующей формуле:

$$\varepsilon = (1/\ell) \cdot \ln (1/T),$$

где ℓ − рабочая длина кюветы, $T = I / I_0$ – прозрачность в относительных единицах, I, I_0 − интенсивности прошедшего и падающего света, соответственно.

Для примера на рисунках 1 и 2 представлены результаты измерений показателя ослабления света на длине волны 430 нм по всем горизонтам озера в течение суток в июне 2013г. и мае 2014 г., соответственно.

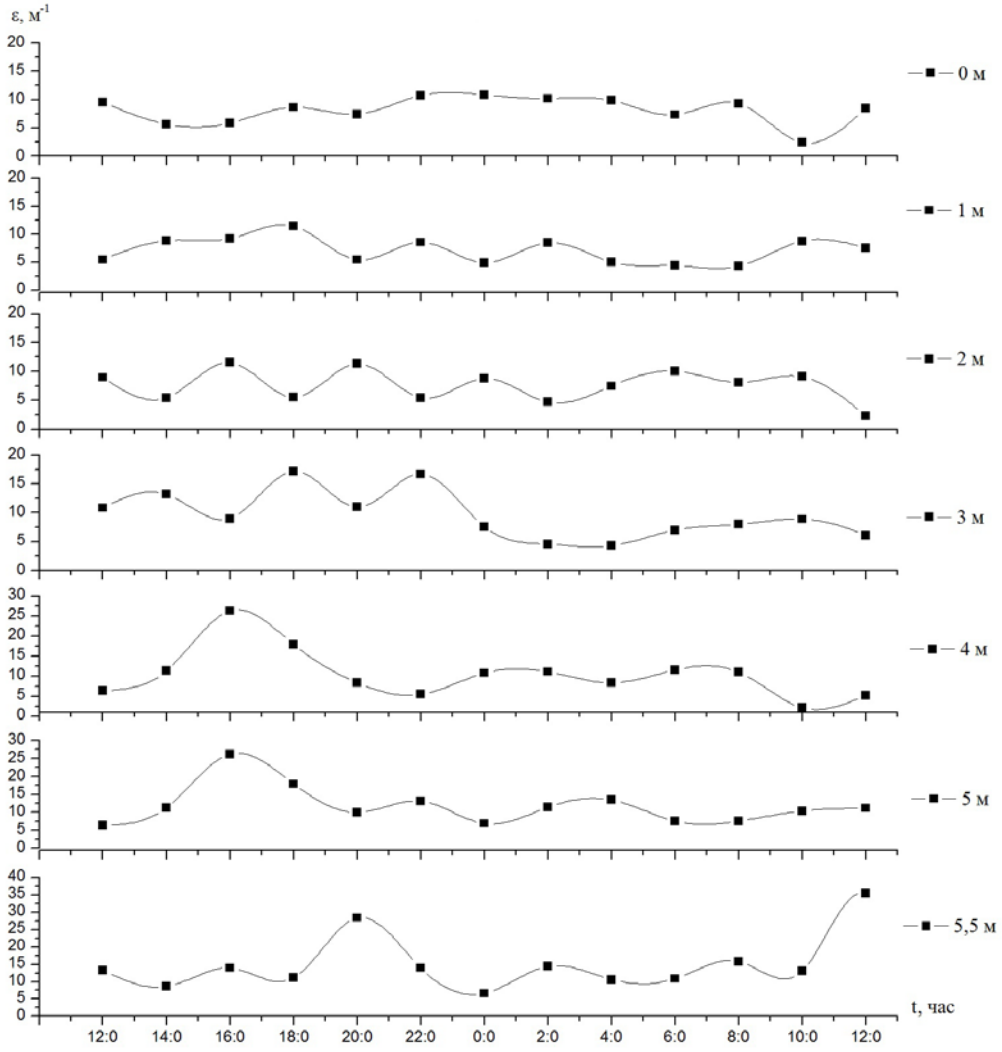


Рис.1. Суточная динамика показателя ослабления света ε на длине волны 430 нм на разных глубинах озера Красиловское 18-19 июня 2013 г.

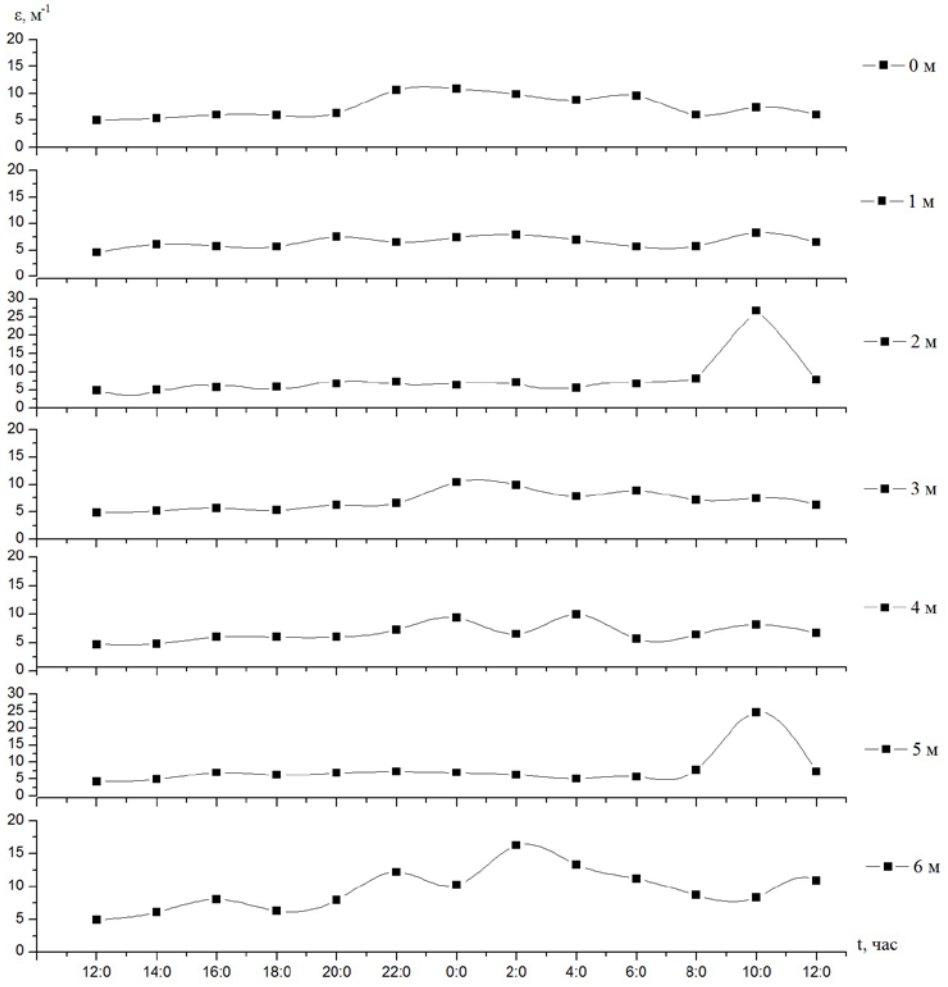


Рис. 2. Суточная динамика показателя ослабления света ε на длине волны 430 нм на разных глубинах озера Красиловское 28-29 мая 2014 г.

Максимальные значения показателя ослабления света при измерениях летом 2013 г. в поверхностном слое озера зарегистрированы в полдень, 10-00 часов вечера и в полночь 18 июня, но с резким падением в 10-00 часов утра 19 июня. Это может быть связано, прежде всего, с физическими процессами, проходящими на водоразделе вода − атмосфера.

В придонном слое водоёма (на границе водораздела вода − донные отложения) наибольшие значения показателя ослабления отмечены 18.06.2013 в 20-00 и 19.06.2013 в 12-00. Резких минимумов не наблюдалось.

Для глубин 4 и 5 метров максимум показателя ослабления света приходится на 18.06 в 16-00.

Результаты измерений ε в мае 2014 года показали следующее: резких максимумов и минимумов показателей ослабления света в воде для поверхностного слоя и глубин 1, 3 и 4 метра не наблюдается. На глубинах 2 и 5 метров имеется выраженный максимум, приходящийся на 29.05.2014 в 10-00. В придонном слое максимумы изучаемой величины отмечены 28.05.2014 в 22-00, 29.05.2014 в 02-00 и 12-00.

Среднесуточная глубина по диску Секки, определяющая относительную прозрачность, выражаемая в единицах длины, по данным летних измерений составила 1,5 м, весенних − 1 м.

Среди гидрофизических параметров водных экосистем особое место занимает температура. Важным фактором формирования термического режима озёр является их морфология – размер и глубина [5, с. 125 – 126]. Суточная динамика температуры воды во многом определяет суточные миграции гидробионтов (растений, животных и микроорганизмов), населяющих морские и пресноводные водоёмы [6, с. 133]. В течение суток проводились непрерывные измерения температуры воды. В июне 2013 г. данные получены с помощью многопараметрического автоматического зонда YSI 6600 V2-4, в мае 2014 г. − автоматизированного многопараметрического измерительного комплекса «АПИК». Неравномерное вертикальное распределение этой величины в озере связано с прямой термической стратификацией (увеличением температуры воды от поверхности ко дну) в летний период, что характерно для водоёмов умеренных широт. При этом максимальные значения Т для летних измерений 2013 года в поверхностном слое отмечены в полдень и 18-00 часов 18 июня, минимальные – 19 июня в 6-00 и 8-00. В придонном слое наибольшие значения зафиксированы в полдень и вечером – 18 июня в 20-00. Это может быть связано с миграцией планктонных организмов в течение дня, которые, в свою очередь, зависят от динамики температуры воды и освещённости. Для весенних измерений 2014 года наблюдалось равномерное вертикальное распределение температуры воды в озере. Понижение значений данной величины в поверхностном слое зафиксировано в 02-00 часов 29 мая, в придонном слое - в полдень 28 мая и 10-00 часов 29 мая. Для глубины 1 метр имеется максимум температуры воды, приходящийся на 06-00 часов 29 мая.

Концентрацию хлорофилла «а» (С, мг/м^3) определяли стандартным спектрофотометрическим методом согласно ГОСТу 17.1.4.02-90. Фильтрация проб озерной воды для измерения концентрации хлорофилла «а» проводилась каждые 6 часов in situ. Максимальные значения концентрации хлорофилла «а» за сутки отмечены в 06-00 и полдень 19 июня на глубине 4 метра, а в полдень 29 мая на глубинах 1 и 3 метра.

Работа выполнена при поддержке Междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН 131 «Математическое и геоинформационное моделирование в задачах мониторинга окружающей среды и поддержки принятия решений на основе данных стационарного, мобильного и дистанционного наблюдения» и Программы Президиума РАН 4.2 «Комплексный мониторинг современных климатических и экосистемных изменений в Сибири».

Авторы выражают благодарность сотрудникам ИВЭП СО РАН: к.б.н., н.с. А.В. Котовщикову за предоставленные данные концентрации хлорофилла, м.н.с. А.В. Дьяченко за

температурные данные; студентам и магистрантам АлтГУ: Д. Сазыкину, И. Тунникову, С. Чугрееву, В. Терещенко, О. Орловой, С. Семакиной за помощь в отборе проб и проведении измерений коэффициента пропускания.

Библиографический список

1. Шифрин, К.С. Введение в оптику океана/ К.С. Шифрин. - Л.: Гидрометеоиздат, 1983.
2. Оптика океана. Т. 1. Физическая оптика океана. / Под ред. А.С. Монина. — М.: Наука, 1983.
3. Маньковский, В.И. Основы оптики океана: Методическое пособие /В.И. Маньковский. - Севастополь: Изд-во МГИНАНУ, 1996.
4. Лузгин, Б.Н. Происхождение Красиловского озера/ Б.Н. Лузгин. - Известия АлтГУ − №4, 1998.
5. Тимченко, В.М. Экологическая гидрология водоёмов Украины/ В.М. Тимченко. - Киев: Наукова думка, 2006.
6. Биологический энциклопедический словарь/ Гл. ред. М. С. Гиляров; Редкол.: А. А. Бабаев, Г. Г. Винберг, Г. А. Заварзин и др. — 2-е изд., исправл. -М.: Сов. Энциклопедия, 1986.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ КАРТИРОВАНИЕ СОДЕРЖАНИЯ УГЛЕРОДОСОДЕРЖАЩИХ ГАЗОВ И ФЛОРЕСЦЕНТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК В ПОВЕРХНОСТНОЙ ВОДЕ ЮЖНОГО БАЙКАЛА

Д.А.Пестунов, А.М.Шамрин, В.П.Шмаргунов, В.М.Домышева*, М.В. Сакирко*, М.В.Панченко

Институт оптики атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН, Томск, Россия,

* Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

pmv@iao.ru, hydrochem@lin.irk.ru,

Ключевые слова: Южный Байкал, углекислый газ, метан, флуоресценция

Аннотация. С 5 по 11 августа 2014 г. проводились измерения, которые охватывали всю литоральную зону южной котловины озера Байкал. Здесь определялись флуоресцентные характеристики, концентрация биогенных элементов, парциальное давление углекислого газа и метана в поверхностном слое воды и приводном слое атмосферы. Непрерывные измерения по ходу судна углекислого газа и метана в поверхностной воде и в атмосфере осуществлялись судовым мобильным комплексом, который был дополнен проточным флуориметром. Выявлено, что основные черты хода потоков и разницы парциального давления газов, а так же флуоресцентных характеристик водной биоты вполне соответствуют ранее полученным на обсерватории БАЛО результатам многолетних измерений для летнего периода.

Газообмен углеродосодержащих газов в системе «атмосфера - подстилающая поверхность» являются одним из наиболее важных регуляторов радиационного режима планеты [1]. Значительное внимание специалистов сосредоточено на изучении этих процессов на региональном масштабе. Озеро Байкал, являющееся уникальным природным объектом, и в этом аспекте представляет особый интерес. С 2002 года на побережье Южного Байкала нами проводятся регулярные циклы комплексных измерений для разных сезонов года (научно-исследовательский стационар ЛИН СО РАН, Байкальская атмосферно-лимнологическая обсерватория СО РАН (БАЛО)). К настоящему времени в литоральной зоне Байкала в поверхностной воде были исследованы характерные проявления суточного хода биогенных элементов, растворенных газов и потоков CO_2 [2-4], а также сделана оценка общего бюджета потока углекислого газа для всего периода открытой воды [5]. С лета 2012 года комплексные исследования были дополнены синхронным измерением концентрации метана в атмосфере, воде и его потоков в системе «атмосфера-вода». Учитывая, что основной объем данных наших наблюдений был получен только в одном наблюдательном пункте, возникает вопрос о возможности применения этих результатов к литоральной зоне Южного Байкала в целом. В 2014 году впервые удалось осуществить специальную комплексную экспедицию для подробного исследования пространственной изменчивости характеристик воды в целом для южной литорали озера.

С 5 по 11 августа 2014 г. с борта научно-исследовательского судна "И.Д. Папанин" нами были проведено пространственное картирование, которое охватывало в разрезе всю

литоральную зону южной котловины озера Байкал. Здесь определялись флуоресцентные характеристики, концентрация биогенных элементов, парциальное давление углекислого газа и метана в поверхностном слое воды и приводном слое атмосферы. Непрерывные измерения по ходу судна углекислого газа и метана в поверхностной воде и в атмосфере осуществлялись судовым мобильным комплексом [6], который был дополнен проточным флуориметром. Градуировка проточного флуориметра была проведена на основе сопоставления данных синхронных измерений базового флуориметра, применяемого нами во всех измерениях с 2004 г. (вставка на рис.1). Для описания пространственной картины направления потоков CO_2 и CH_4, как и ранее [7], использованы измеренные значения разности парциальных давлений газов dP_g в поверхностной воде и в приводной атмосфере, которые определяют *знак и амплитуду* потока ($dP_g = P_w – P_{at}$). В период экспедиции в заранее выбранных пунктах в течение 12-24 часов проводились измерения потоков CO_2 и CH_4 с применением плавающей камеры [5].

На рис. 1-3 представлены данные проведенного картирования в литорали Южного Байкала. Анализируя полученные данные, прежде всего,отметим, что все исследуемые величины в открытой литорали укладываются в диапазон межсуточных и межгодовых вариаций, которые регистрируются в течение многих лет в летний период в БАЛО. Исключение составляют аномально отличающиеся данные, которые наблюдались в закрытых бухтах, предназначенных для стоянки судов, где даже визуально в поверхностной воде и в донных отложениях отмечена высокая степень загрязнения нефтяными отходами и бытовым мусором.

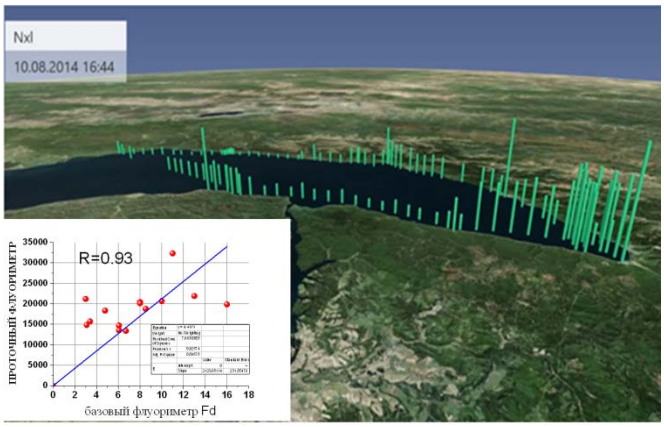


Рисунок1. Пространственное распределение величины флуоресцентного сигнала (относительные единицы), на вставке – сопоставление результатов синхронных измерений флуоресцентных характеристик поверхностной воды на 2-х приборах

dP_g углекислого газа по всей трассе наблюдений (и величины потоков данным камерных измерений в ряде пунктов) имеет отрицательные значения и следовательно указывает на сток CO_2 на водную поверхность (рис.2). Отметим, что минимальные отрицательные значения разности парциальных давлений между водой и атмосферой были зафиксированы в истоке

Ангары и на станции у пос. Маритуй, которые, по-видимому, связаны с подъемом глубинных вод, обогащенных CO_2.

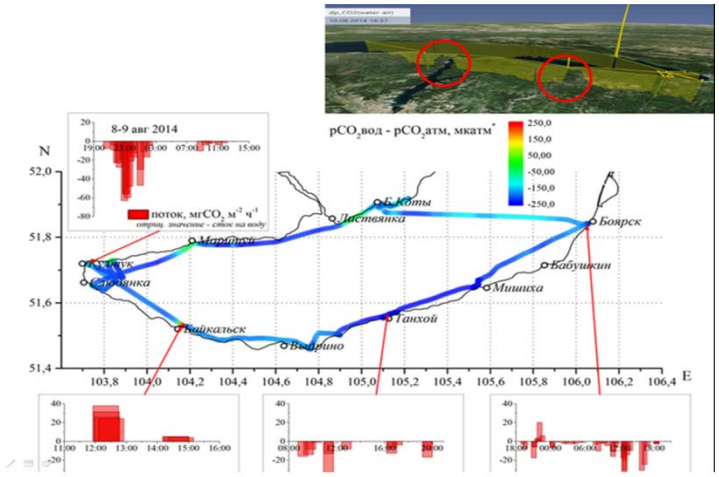


Рисунок 2. Пространственное распределение направления потоков CO_2 в системе «атмосфера-вода». На вставках приведены потоки, измеренные камерным методом.

По всей литорали южной котловины озера Байкала парциальное давление метана превышало атмосферное. Зарегистрированные значения варьируют в диапазоне от 2.3 до 50 мкатм, в то время как в приводной атмосфере (2 м над уровнем воды) содержание метана практически постоянно и не превышало 1.88 - 1.9 мкатм, т.е. по всему пространству наблюдался выход метана в атмосферу (рис.3).

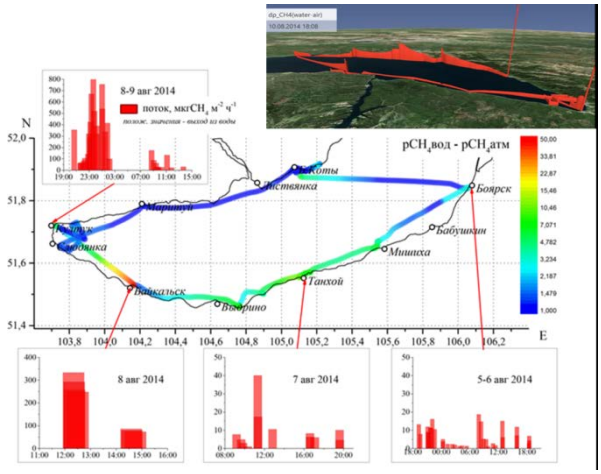


Рисунок 4. Пространственное распределение направления потоков CH_4 в системе «атмосфера-вода»,на вставках - потоки, измеренные камерным методом.

Опуская подробный анализ, следует заключить, что основные черты суточного хода потоков и величины dP_g, а так же распределение флуоресцентных характеристик вполне соответствуют ранее полученным представлениям и вполне пригодны для описания процесса газообмена в летний период для открытой литорали Южного Байкала.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 14-05-00277а), Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле

РАН № 10 и экспедиционных грантов СО РАН

Литература

1. Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change © Intergovernmental Panel on Climate Change 2012-594c.

2. Домышева В.М., Сакирко М.В., Пестунов Д.А., Панченко М.В. Сезонный ход процесса газообмена CO2 в системе "атмосфера - вода" в литорали Южного Байкала. 1. Гидрологическая весна. // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23. № 12. С. 1067-1074.

3. Домышева В.М., Сакирко М.В., Пестунов Д.А., Панченко М.В. Сезонный ход процесса газообмена CO2 в системе "атмосфера - вода" в литорали Южного Байкала. 2. Гидрологическое лето. // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 09. С. 737-742.

4. Домышева В.М., Сакирко М.В., Пестунов Д.А., Панченко М.В. Сезонный ход процесса газообмена CO2 в системе «атмосфера–вода» в литорали Южного Байкала. 3. Осень. // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 09. С. 826–832.

5. Mikhail Panchenko, Dmitry Pestunov, MariyaSakirko, Valentina Domysheva «Air-Water Carbon Dioxide Exchange in the Littoral Zone of Lake Baikal (Ice-Free Period)» //International Journal of Geosciences. 2013,4,1339-1345

6. Мобильный комплекс для исследования пространственного распределения потоков газов в системе "атмосфера - вода": патент №149753. Пестунов Д.А., Панченко М.В., Шамрин А.М; заявлен 24.06.14.

7. Домышева В.М., Усольцева М.В., Сакирко М.В., Пестунов Д.А., Шимараев М.Н., Поповская Г.И., Панченко М.В. Пространственное распределение потоков углекислого газа, биогенных элементов и биомассы фитопланктона в пелагиали оз. Байкал в весенний период 2010–2012 гг.. // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 06. С. 539–545.

СОДЕРЖАНИЕ БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДЕ ЮЖНОГО БАЙКАЛА В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

М.В.Сакирко[1], В.М.Домышева[1], Д.А.Пестунов[2,3], О.Г.Нецветаева[1], М.В.Панченко[2].

[1]Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, [2]Институт оптики атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН, г. Томск, [3]Томский политехнический университет, г. Томск

hydrochem@lin.irk.ru, pmv@iao.ru

Ключевые слова: Южный Байкал, фосфаты, нитраты, кремний.

Аннотация: Оптические характеристики байкальской воды и их межгодовая, сезонная и суточная изменчивость зависит от содержания планктона, взвесей органического и неорганического вещества, а так же растворенных химических соединений. В работе анализируются результаты комплексного исследования пространственного распределения биогенных элементов на акватории Южного Байкала в августе 2014 года. К биогенным элементам относятся азот, фосфор и кремний. Проведено сопоставление результатов пространственных измерений с данными многолетних наблюдений, полученных в литоральной зоне на научно-исследовательском стационаре ЛИН СО РАН для летних условий.

Рассеивающие и поглощающие свойства байкальской воды практически полностью определяются концентрацией взвесей органического и неорганического происхождения. Вертикальная динамика оптических характеристик воды наиболее сильно проявляется в активной верхней зоне, где наблюдается заметный сезонный ход прозрачности [1]. Основными особенностями химического состава байкальских вод являются постоянство содержания главных ионов и относительно низкая концентрация биогенных элементов и органического вещества.

К главным ионам, определяющим минерализацию и ионный состав воды, относятся гидрокарбонаты, сульфаты, хлориды, ионы кальция, магния, натрия и калия. Еще в середине прошлого столетия К.К. Вотинцев указывал на постоянство концентрации главных ионов по акватории, по глубине и по сезонам года [2]. К биогенным элементам относятся азот, фосфор и кремний. Содержание биогенных элементов и органического вещества в воде Байкала имеет ярко выраженную вертикальную стратификацию и закономерную сезонную и межгодовую динамику. Вертикальное распределение биогенных элементов в воде Байкала характеризуется постоянным ростом их содержания с глубиной (напр. рис.1).

К настоящему времени исследователи Байкала располагают огромным объемом многолетней информации о концентрациях биогенных элементов и их межгодовой, сезонной и суточной изменчивости для всей акватории озера [3].

Известно, что сезонные особенности содержания концентрации биогенных элементов наиболее сильно проявляются в амплитудах суточных ритмов, которые наблюдаются круглый год. В формировании суточного хода биогенных элементов ведущая роль принадлежит биологическим процессам, протекающим в озере, и в устойчивых погодных условиях в дневные

и вечерние часы с ростом биомассы фитопланктона концентрация биогенных элементов уменьшается.

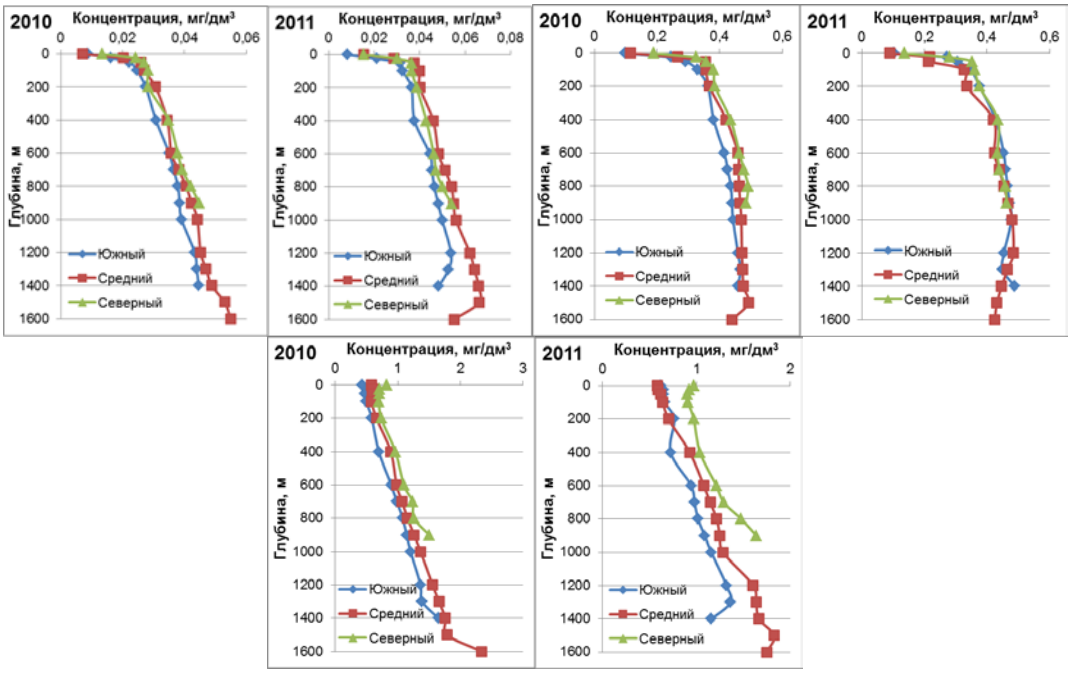


Рисунок 1. Вертикальное распределение фосфатов (А), нитратов (Б) и кремния (В) в водной толще разных частей Байкала в августе 2010-2011 гг.

Начатая в 2002 году серия комплексных исследований процессов газообмена CO_2 в системе «атмосфера-вода» в литоральной зоне Южного Байкала на научно-исследовательском стационаре ЛИН СО РАН позволила более детально выявить основные черты сезонного и суточного хода (см. напр. рис.2, 3) биогенных элементов в поверхностной воде озера [4]. Поскольку эти измерения были проведены в одном наблюдательном пункте, и, соответственно, основные выводы базируются на этих многолетних данных, неизбежно возникает вопрос о применимости наших выводов и оценок для всей литоральной зоны.

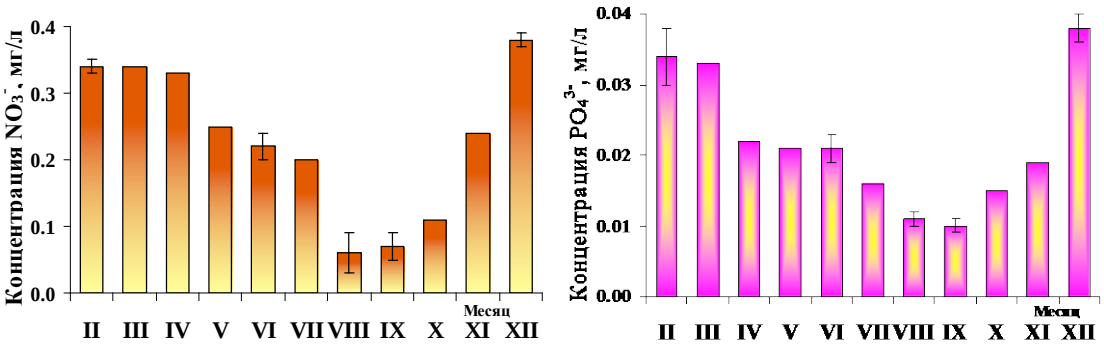


Рисунок 2. Динамика среднемесячной концентрации, $NO3^-$ и PO_4^{3-} в поверхностной воде литорали оз. Байкал в открытый период 2004-2010 гг.

В августе 2014 года для оценки пространственного распределения биогенных элементов были проведены измерения, которые охватывали в разрезе всю акваторию южной котловины озера Байкал. В литорали пространственный разрез был осуществлен на научно-

исследовательском судне (НИС) "И.Д. Папанин" и в пелагиали на НИС «Академик В.А. Коптюг». Следует отметить, что в различных точках в литорали озера отбор проб воды проводился через 3 часа в течение суток и на иллюстрациях представлены среднесуточные величины. В пелагиали на гидрологических станциях проводился только разовый отбор проб в разные периоды суток. Понятно, что в определенной мере на анализируемую пространственную изменчивость концентраций может повлиять суточный ход. Но известно, что к концу июля - началу августа активная фотосинтетическая деятельность летнего комплекса планктона обуславливает снижение содержания нитратов в августе до 0,02-0,04 мг/л, фосфатов до 0,010-0,015 мг/л, и, соответственно, их суточная динамика выражена слабо (см. рис.3).

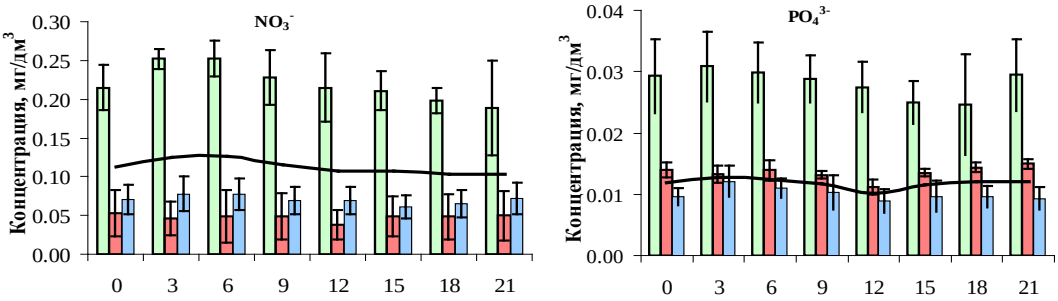


Рисунок 3. Суточный ход концентрации нитратов и фосфатов в поверхностной воде в летний период (зеленый-июль, красный-август, синий-сентябрь)2008 г.

На рисунке 4 представлена общая картина пространственного распределения биогенных элементов, полученная в период наблюдений с 5 по 11 августа 2014 г. на двух исследовательских судах.

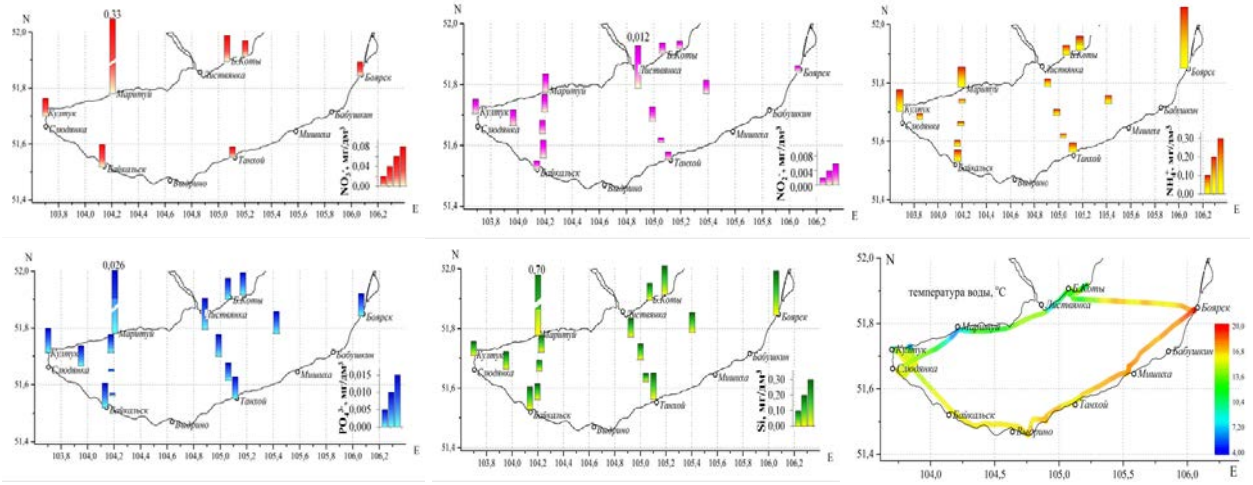


Рисунок 4. Пространственное распределение концентрации биогенных элементов (в литорали приведены среднесуточные значения) и температуры в поверхностном слое воды Южного Байкала в августе 2014 г.

Отметим, что содержание кислорода в августе в разных точках литорали изменялось от 9.5 до 12.9 мг/л, насыщение им воды не опускалось ниже 107%. Концентрация диоксида углерода составила 0.4-1.4 мг/л. Содержание биогенных элементов низкое: нитратов – 0.01-0.11 мг/л , нитритов – 0.001-0.005 мг/л, аммонийного азота – 0-0.10 мг/дм^3 мг/л, фосфатов – 0.005-

0.013 мг/дм^3 мг/л , кремния – 0.08-0.28 мг/л. (рис. 4). На отдельных станциях в пелагиали озера концентрация биогенных элементов была меньше. По содержанию биогенных элементов следует выделить станцию у пос. Маритуй, где концентрация нитратов, фосфатов, кремния была в 2-3 раза выше, а насыщение воды кислородом ниже (101 %), чем на остальных станциях. Температура воды здесь снижалась до 4°С, в то время как на других станциях она изменялась от 9.2 до 19.3°С, что, по-видимому, было связано с подъемом глубинных вод. Суммируя результаты проведенных измерений, можно заключить, что в целом наблюдающиеся концентрации биогенных элементов в поверхностной воде Южного Байкала вполне соответствуют данным многолетних измерений в летних условиях, полученных в литоральной зоне на научно-исследовательском стационаре ЛИН СО РАН.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 14-05-00277а), Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН № 10 и экспедиционных грантов СО РАН

Литература

1. Коханенко Г.П., Иванов В.Г., Шерстянкин П.П. Взаимосвязь обратного рассеяния и ослабления света в верхних слоях воды озера Байкал. // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т. 20. № 07. С. 593-598.

2. Вотинцев К.К. Гидрохимия озера Байкал. М.: Изд-во АН СССР. 1961.–310 с.

3. Домышева В.М. 7.5. Гидрохимия // Байкал: природа и люди : энциклопедический справочник / под ред. чл.корр. А.К.Тулохонова // Часть II. Озеро Байкал: среда обитания, биота и экосистема. Глава 7. Физико-химическая характеристика среды обитания гидробионтов. ed. Улан-Удэ: ЭКОС. Изд-во БНЦ СО РАН 2009. С. 70-72.

4. Mikhail Panchenko, Dmitry Pestunov, Mariya Sakirko, Valentina Domysheva. Air-Water Carbon Dioxide Exchange in the Littoral Zone of Lake Baikal (Ice-Free Period) //International Journal of Geosciences. 2013, 4, P. 1339-1345

ИЗМЕРИТЕЛЬНЫЕ ГАЗОАНАЛИТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ БАЙКАЛЬСКОЙ АТМОСФЕРНО-ЛИМНОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

Д.А. Пестунов[1,2], А.М. Шамрин[1], В.П. Шмаргунов[1],М.В. Панченко[1]

[1]Институт оптики атмосферы им.В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск

[2]Томский политехнический университет, г. Томск

pest@iao.ru, shamrin.ar@yandex.ru, vpsh@iao.ru, pmv@iao.ru

Ключевые слова: измерительный комплекс, газообмен "атмосфера-вода", камерный метод, эквилибратор, сбор данных.

Аннотация: В работе представлен современный состав стационарного и мобильного аппаратно-программных газоаналитических комплексов Байкальской атмосферно-лимнологической обсерватории СО РАН (БАЛО), которые постоянно дополняется новым измерительным и вспомогательным оборудованием.

Работы Байкальской атмосферно-лимнологической обсерватории СО РАН (БАЛО) нацелены на комплексное исследование процессов газообмена углеродосодержащих газов в системе «атмосфера-вода».

Основа формирования обсерватории и первые измерения потоков CO_2 были начаты нами в 2002 году на базе научно-исследовательского стационара Лимнологического Института СО РАН, расположенного на западном побережье южной котловины озера Байкал (51°54'С.Ш. 105°04' В.Д.). С этого момента непосредственно во время эксплуатации комплекса в течение всех лет ведется модернизация аппаратурного состава, методики измерения потоков газа с применением камерного метода и парциального давления газов в воде. В настоящее время достигнута определенная логически завершенная реализация аппаратно-программного комплекса.

Необходимость изучения процессов газообмена не только в условиях стационара, но и по всей акватории Байкала на научно-исследовательских судах поставила множество новых аппаратурных задач, которые были реализованы в созданном мобильном комплексе [1] (рис.1). Выносной пункт БАЛО в котором размещен стационарный комплекс располагается на оконечности пирса на расстоянии около 30 метров от берега. Для измерения потока газов в системе "атмосфера-вода" используется полупогружная проветриваемая камера. Камера накрывает над 0.8 кв. м площади воды воздушную полость объемом 300 литров. Линейные размеры продиктованы чувствительностью метода и устойчивостью камеры на воде. Величина потока определяется по скорости изменения концентрации исследуемого газа от атмосферного давления газа в воздушной полости камеры за определенный промежуток времени. Проветривание внутреннего воздушного объема камеры осуществляется автоматически принудительным продувом атмосферным воздухом через компенсирующие трубы насосом

центробежного типа, который имеет высокую производительность и не запирает тракт. Промежуток между подачей атмосферного воздуха в камеру выбирается по величине потока CO_2: если величина потока не превышает 10мгСО2 $м^{-2}$ $ч^{-1}$, то 1 раз час, в других случаях каждые 30 минут [2].

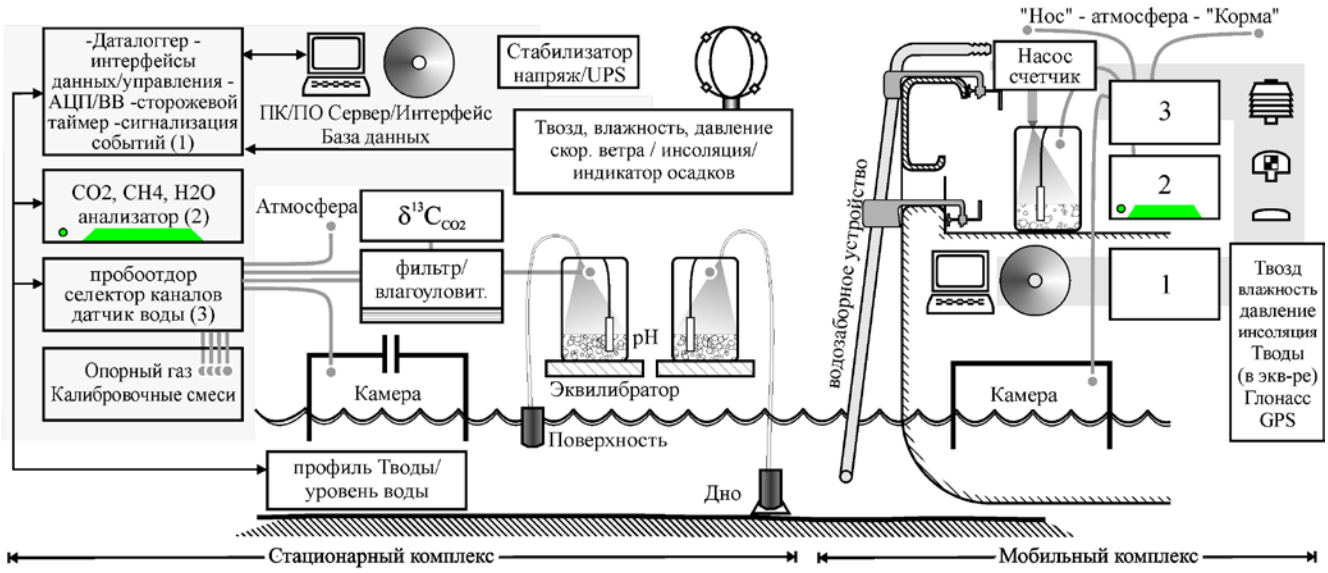


Рис1. Современный состав стационарного и мобильного комплексов

Что бы не допустить искажения парциального давления исследуемого газа внутри камеры, из-за поступления атмосферного воздуха обусловленного изменением внутреннего воздушного объема камеры при развитом волнении, в ее конструкцию введены 3 компенсирующие дополнительные открытые емкости. Суммарный объем, величина которого была определена эмпирически, составляет 30 литров. В мобильном комплексе используется постоянно закрытая камера, которая при необходимости проветривается вручную.

Для измерения парциального давления газов в воде в рутинном режиме используется эквилибратор. Принцип работы «эквилибратора» заключается в измерении вовнутреннем объеме камеры исследуемого газов условиях, когда парциальное давление газа в непрерывно прокачиваемой исследуемой воде находится в равновесии с воздухом внутри камеры. В наших приборах скорость прокачки воды около 10 л/мин. Равновесное парциальное давление исследуемого газа в воздушной фазе измеряется с помощью имеющихся газоанализаторов. Ведется контроль температуры (DS18b20, Maxim Integrated Products, Inc, США) и pH (Эконикс, Россия) воды, использующихся при расчете концентрации исследуемого газа.

В стационарном комплексе задействованы два идентичных эквилибратора [3], пробы воды, в которые подаются с поверхностного и придонного слоев. Часть воздуха, находящегося в камере эквилибраторов («Дно» и «Поверхность») и из приводной атмосферы направляются в

специальное заборное устройство, где пропускаются через поглотитель КОН в течение 1,5-2 часов (около 100 литров) с целью последующего определения изотопного состава ($\delta^{13}C$ CO_2), [4].

Для определения промежутка времени необходимого для достижения равновесного значения парциального давления исследуемого газа в камере эквилибратора (выхода на режим) была проведена серия тестовых экспериментов. Зарегистрированную зависимость парциального давления от времени для различных концентраций газа в воде мы аппроксимировали экспоненциальным законом. Оценки показали, что постоянная времени τ для используемых эквилибраторов, составила 3 и 16 минут для CO_2 и CH_4, соответственно. При применении этих приборов в стационарном варианте, когда в течение многих суток происходит непрерывная прокачка воды, а измерения содержания газа осуществляются каждый час, такое время выхода на режим вполне приемлемо. Совершенно иные параметры необходимы при измерении пространственного распределения газа, и главным образом метана, в поверхностной воде с борта движущегося НИС. Здесь длительное время выхода на равновесное парциальное давление эквилибратора в мобильном комплексе существенно сказывается на пространственном разрешении. В настоящее время нам пока не удалось техническими средствами снизить τ_{CH4} до приемлемого значения. Оценивая постоянную времени по эмпирическим постоянными данным измерений по трем крайним точкам во время движения судна делается соответствующий обратный пересчет для привязки к координатам местности с ошибкой около 2 км. Понятно, что при обнаружении аномальных значений метана в воде судно возвращается и конкретная точка определяется при его многократном проходе в предполагаемом месте на малом ходу.

В обоих комплексах пробы воздуха со всех точек отбора (атмосфера, камера, эквилибратор, калибровочные смеси) подаются на один газоанализатор поочередно через селектор каналов (3 на рис.1). В задачи системы управления (1 на рис.1) входят: прием команд с ПК, их дешифрировка и исполнение, опрос датчиков, преобразование, усиление и оцифровка аналоговых сигналов, сбор данных и их передача на ПК, управление исполнительными устройствами, слежение за работоспособностью системы, временное сохранение измеряемых параметров. Съем и отображение данных осуществляется посредством ПК с установленной на нем специальной программой (ПО) через порт связи. ПО позволяет вести опрос газоаналитического и другого измерительного оборудования (газоанализаторы Picarro, Licor, Оптэк, Vaisala; pH-метры Эксперт; GPS по формату NMEA-183 и др.) подключенных к ПК, записывать все измеряемые параметры в базу данных. Написаны скрипты на языке LabTalk для

доступа к удаленной базе данных комплекса, для фильтрации, пересчета и отображения данных в реальном времени.

Оценивая накопленный опыт проведения измерений на данном этапе отметим, что специфика этой работы не позволяет создать полностью автоматическую систему, с управлением только с помощью удаленного доступа. На сегодня работоспособность комплекса нуждается в присутствии оператора, который периодически контролирует состояние оборудования, в первую очередь, исправность газовых и водных магистралей. В ряде случаев возникает необходимость оперативного ремонта (или отогрева в зимних условиях) водоподводящих коммуникаций или подъем камер с поверхности во время сильного волнения или ветра.

Наблюдения проводятся измерительными циклами продолжительностью 2-3 недели в разные гидрологические сезоны. Выбор режима измерений продиктован следующими соображениями. С одной стороны, в этот период укладывается чередование нескольких синоптических циклов, температурный режим воды не претерпевает больших изменений и, следовательно, можно рассчитывать на получение репрезентативных данных для конкретного гидрологического сезона. С другой стороны короткая серия измерений позволяет минимизировать материальные затраты.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 14-05-00277а), Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН № 10 и экспедиционных грантов СО РАН

Литература

1. Мобильный комплекс для исследования пространственного распределения потоков газов в системе "атмосфера - вода": патент №149753. Пестунов Д.А., Панченко М.В., Шамрин А.М; заявлен 24.06.14.

2. Панченко М.В., Домышева В.М., Пестунов Д.А., Сакирко М.В., Заворуев В.В., Новицкий А.Л. Экспериментальные исследования процессов газообмена CO_2 в системе «атмосфера – водная поверхность» оз. Байкал (постановка эксперимента). // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т. 20. № 05. С. 448-452

3. Пестунов Д.А., Шмаргунов В.П., Панченко М.В. Измеритель содержания CO_2, растворенного в воде //Приборы и техника эксперимента, 2008, №5 стр.143-145

4. D.A. Pestunov, V.M. Domysheva, N.L. Padalko, E.V. Chernikov, M.I. Prazdnichnykh, A.G. Tumakov, M.V. Panchenko. Diurnal behavior of the carbon dioxide flux and change in the isotopic ratio $d^{13}C$ in surface and near-bottom water in littoral of lake Baikal // Proceedings of SPIE. 2014. V.9292. P. 92922X-1 - 92922X-8

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЙ ХРОНОЛОГИЙ ДАВЛЕНИЯ ГАЗОВ СПИЛОВ ХВОЙНЫХ ДЕРЕВЬЕВ СИБИРСКОГО РЕГИОНА

Б.Г.Агеев[1], А.Н.Груздев[2], В.А.Сапожникова[1].

[1]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева Сибирского отделения Российской академии наук,

Россия, 634021, пл. Академика Зуева1, Томск

[2]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук, Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., 3

ageev@asd.iao.ru, a.n.gruzdev@mail.ru , sapo@asd.iao.ru

Ключевые слова: давление, CO_2, H_2O, циклические вариации, кольца деревьев

Аннотация

Исследование хронологий газов, вакуумно-экстрагированных из древесины годичных колец деревьев, дает возможность по-новому взглянуть на роль этих газовых компонентов. До недавнего времени считалось, что газ в стволах деревьев необходим для увеличения диаметра ствола без затраты биомассы. Результаты наших экспериментов показывают, что пористая структура древесины способна ежегодно аккумулировать газовую составляющую ствола, в которую включены пары воды и выдыхаемый клетками CO_2. Исследование таких естественных газовых хронологий позволяет выявить целый ряд особенностей, в частности, найти связь хронологий парциальных давлений CO_2 и паров H_2O с циклическим изменением общего давления этих компонентов.

1.Введение.

Дерево, ежегодно формируя годичное кольцо, подстраивается под изменяющиеся внешние условия, что отражается как на хронологиях изотопных отношений компонентов, так и на хронологиях ширин годичных колец [1]. Реконструкциям климата по таким хронологиям посвящен огромный материал. Однако сложность понимания протекающих в биологических объектах химических и физических процессов не дает возможности описания реальной картины математическими моделями, в полной мере отражающими влияние окружающей среды на рост и развитие дерева [2]. В данной работе мы приводим результаты анализа длинных рядов погодичного содержания CO_2 и H_2O, вакуумно-экстрагированных из спилов хвойных деревьев, произраставших в одном районе. Анализ показал наличие статистически значимой корреляции 4-летних вариаций общего давления экстрагированных под вакуумом проб и содержания CO_2 в кольцах 300-летней лиственницы.

Полученные результаты могут быть использованы при расчетах баланса углерода и определении параметров дыхания ствола. Мы полагаем, что погодичные вариации содержания

CO_2 можно использовать как маркер погодичного изменения общего давления газовых составляющих в кольцах спилов.

2. Материалы и методы.

В настоящей работе проведено сравнение распределений (хронологии) CO_2 и H_2O по кольцам двух спилов хвойных деревьев. Исследовались пробы газа, вакуумно экстрагированные из колец спила лиственницы (*Larix sibirica* Ledeb.) и кедра (*Pinus sibirica* Du Tour), произраставших в Томской области. Хвойные деревья более уязвимы к воздействию техногенных примесей по сравнению с листопадными видами из-за многолетнего накопления токсикантов на листовом аппарате [3], поэтому сравнение результатов исследование CO_2- и H_2O- хронологий листопадного хвойного дерева (лиственницы) с вечнозеленым (кедром) представляет определенный интерес. Для измерений содержания газов применялся лазерный оптико-акустический (ОА) метод с использованием автоматизированного газоанализатора на базе перестраиваемого CO_2-лазера [4] . Результатом исследования газовой пробы, извлеченной под вакуумом из древесины годичного кольца (десорбированная проба), являлся файл с записью величины ОА сигналов поглощения пробы на длинах волн излучения лазера. Предварительная калибровка ОА детектора позволяла определять парциальное давление исследуемых газов. Навески древесины помещались в экспозиционные камеры, в которых создавался кратковременный вакуум. Создание вакуума в экспозиционных камерах контролировалось манометром, так, чтобы при откачке сохранялось одинаковое минимальное давление. Давление десорбированной пробы газа в каждой экспозиционной камере также фиксировалось манометром.

Для оценки периодических вариаций в хронологиях CO_2 и H_2O в кольцах спилов и их изменений во времени применялся спектральный и кросс-спектральный анализ высокого разрешения по методу максимальной энтропии, вейвлетный анализ и техника цифровой фильтрации временных рядов. При выполнении спектрального и кросс-спектрального анализа из анализируемых данных исключались долговременные тренды. Для выделения циклических оставляющих использовался также Фурье-анализ из пакета программ ORIGIN.

3.Результаты

В настоящей работе мы акцентируем внимание на колебаниях давления в древесине годичных колец лиственницы и на корреляции содержания CO_2 с давлением в кольцах спила. На рис. 1 представлены результаты измерений давления газовых проб в экспозиционных камерах и содержания CO_2 в древесине колец 300-летней лиственницы. Видно, что тренды имеют

одинаковый характер: с возрастом дерева происходит накопление CO_2 и увеличение его давления, особенно заметное после 1980 г.

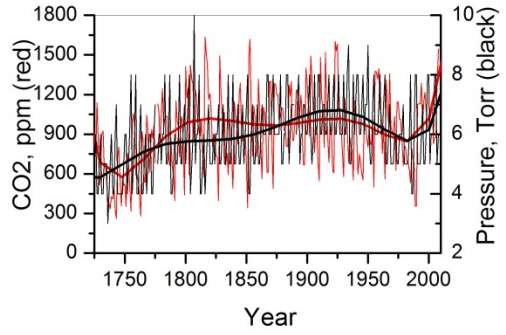


Рис.1 Тренды (полиномиальная аппроксимация) давления газовых проб в экспозиционных камерах (черная кривая) и содержание CO_2 (красная кривая) в годичных кольцах 300-летней лиственницы.

Для выявления периодических колебаний был проведен Фурье-анализ полученных хронологий (пакет программ ORIGIN) (рис. 2). Отчетливо выделяются вариации с периодом 4 года, кроме 2-летних.

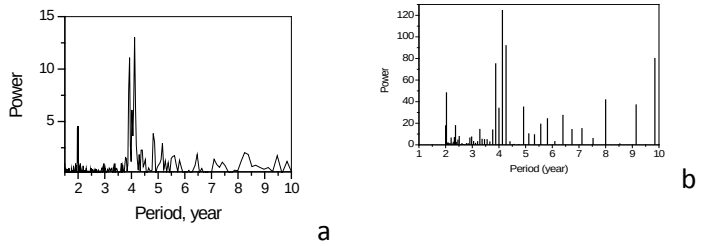


Рис.2. Результат Фурье- анализа хронологий общего давления газа в древесине колец лиственницы (a) и погодичного распределения содержания CO_2 в кольцах лиственницы (b).

Функция корреляции между хронологиями CO_2 и давления в древесине колец оказалась периодической, с периодом 4 года при достаточно большом сдвиге рядов.

Автокорреляционная функция CO_2 - хронологии также периодическая, с периодом 4 года. Таким образом, во всех полученных хронологиях содержания CO_2 и хронологиях общего давления газа, фиксируемого в экспозиционных камерах, присутствуют вариации с периодом 4 года. Функция корреляции между хронологиями H_2O и давления в экспозиционных камерах также периодическая, с периодом 4 года даже при достаточно большом сдвиге рядов.

Мы предположили, что в разные периоды роста дерева отдельные характеристики ствола могут изменяться. Применение техники спектрального анализа высокого разрешения позволило проследить изменение циклических компонент с ростом дерева. На рис. 4 приведены спектры содержания CO_2 и H_2O в годичных кольцах лиственницы для первой и второй половин полного периода жизни дерева. Видно, что в древесине колец с возрастом в высокочастотной области сохраняются колебания содержания CO_2 и H_2O с периодами 2, 3 и 4 года, тогда как вариации с бо̀льшими периодами претерпевают изменения.

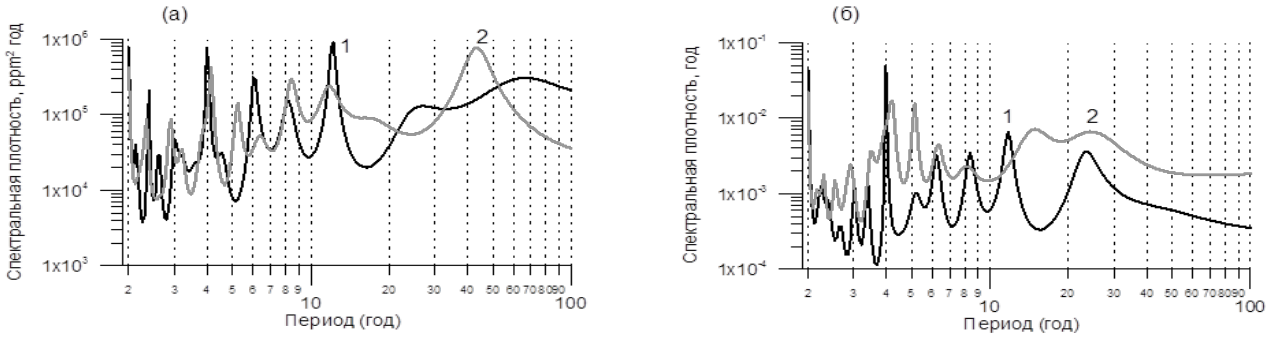


Рис. 4. Спектры содержания CO_2 (а) и H_2O (б) в древесине колец 300-летней лиственницы в периоды 1722-1865 гг. (1) и 1865-2008 гг. (2).

Следует подчеркнуть еще одну особенность поведения хронологий CO_2 в спилах, взятых в одном регионе: кроме отчетливо фиксируемого короткопериодного цикла наблюдается заметный рост CO_2 с возрастом дерева. Особенно большое количество экстрагированного под вакуумом CO_2 было обнаружено в древесине колец спила живой сосны (до 6000 ppm). Таким образом, исследования показали, что: 1) пористая структура древесины способна ежегодно аккумулировать компоненты стволового газа, в которые входят вода и выдыхаемый клетками CO2; 2) вариации общего давления газа в древесине колец с периодом 4 года можно соотнести с вариациями парциальных давлений выдыхаемого клетками CO_2 и паров транспирационной воды; 3)хвойные деревья одного региона, как листопадные (лиственница), так и вечнозеленые (кедр) характеризуются короткопериодными циклами содержания CO_2 и паров воды с периодами 2,- 3- и 4 года ; 4) короткопериодные циклы сохраняются в течение всей жизни листопадных и вечнозеленых хвойных деревьев, тогда как долгопериодные циклы непостоянны.

Работа выполнена в рамках Проекта VIII.80.1.3. Программы фундаментальных исследований государственных академий наук

Литература

1. *McCarroll, D., Loader N.J.* Stable isotopes in tree rings// Quaternary Science Reviews, 2004.V.23. P. 771 - 801.

2. *Cook E.R., Pederson N.* Dendroclimatology, Developments in Paleoenvironmental Research / M.K. Hughes et al. (eds.).Springer Science+Business Media B.V. 2011

3. *Собчак Р.О.,Куровская Л.В.* Морфофункциональные особенности видов хвойных в условиях урбанизированной среды. // Вестник Томского государственного университета. 2009. № 327 .С. 214-217

4. *Ageev B. , Ponomarev Yu. , Sapozhnikova V. , Savchuk D.* A Laser Photoacoustic Analysis of Residual CO 2 and H 2 O in Larch Stems // Biosensors 2015.№ 5.P. 1-12.

ТЕРМОЛИНЗОВЫЙ ОТКЛИК ДВУХКОМПОНЕНТНОЙ ЖИДКОСТИ

Иванов В.И.[1], Иванова Г.Д.[1], Хе В.К.[1]

[1]ФГБОУ ВПО «Дальневосточный государственный университет путей сообщения», Хабаровск, Россия (680021, Хабаровск, ул. Серышева, 47), e-mail: tmeh@festu.khv.ru

Метод тепловой линзы широко используется для исследования нелинейных сред и оптической диагностики материалов. В стандартной схеме светоиндуцированная тепловая линза рассчитывается при учете только радиального теплового потока, что применимо для толстой кюветы, когда поперечный размер луча много меньше длины (толщины) кюветы. В данной работе предлагается новая схема с тонкослойной кюветой, толщина которой значительно меньше размера светового пучка. В результате точного аналитического решения задачи в работе получено выражение для стационарного термолинзового отклика среды с учетом термолинзы в окнах кюветы. Полученные результаты актуальны для оптической диагностики дисперсных жидкофазных сред, в т.ч. термооптической спектроскопии.

Ключевые слова: самовоздействие излучения, тепловая линза, оптическая нелинейность

Светоиндуцированная линза часто используется для исследования нелинейно-оптических свойств сред, а также в различных методах оптической диагностики материалов [1-6]. Наиболее детально разработан метод тепловой линзы, достаточно давно применяемый в термооптической спектрометрии [1-3]. Образованная лазерным пучком в среде линза увеличивает расходимость формирующего ее пучка (или пробного – в двухлучевой схеме), что регистрируется фотоприемником. Обычно в стандартной схеме тепловая задача рассчитывается при учете только радиального теплового потока, что применимо для толстой кюветы, когда поперечный размер луча много меньше длины (толщины) кюветы. Однако в ряде случаев возникает необходимость исследования тонкопленочных образцов. Такие задачи могут быть обусловлены, например, интегрально-оптическим исполнением экспериментальной схемы (с целью миниатюризации измерительной ячейки).

В данной работе теоретически исследовано тепловое самовоздействие (термолинзовый отклик) гауссова пучка излучения в тонкослойной кювете.

Рассмотрим однолучевую схему измерения термолинзового сигнала (Рис. 1). Пусть среда с коэффициентом поглощения α находится в тонкой кювете толщиной d. Для гауссова пучка распределение интенсивности падающего излучения в плоскости, перпендикулярной оптической оси z:

$$I = I_0 \exp(-r^2(z)/r_1^2(z)), \quad (1)$$

где $r_1(z) = r_0\sqrt{1+\left(\frac{\lambda z}{\pi r_0^2}\right)^2}$ - радиус пучка на расстоянии z от перетяжки, r – расстояние от оси

пучка, λ - длина волны излучения, r_0 - радиус пучка в перетяжке, I_0 - интенсивность излучения на оси в плоскости перетяжки пучка.

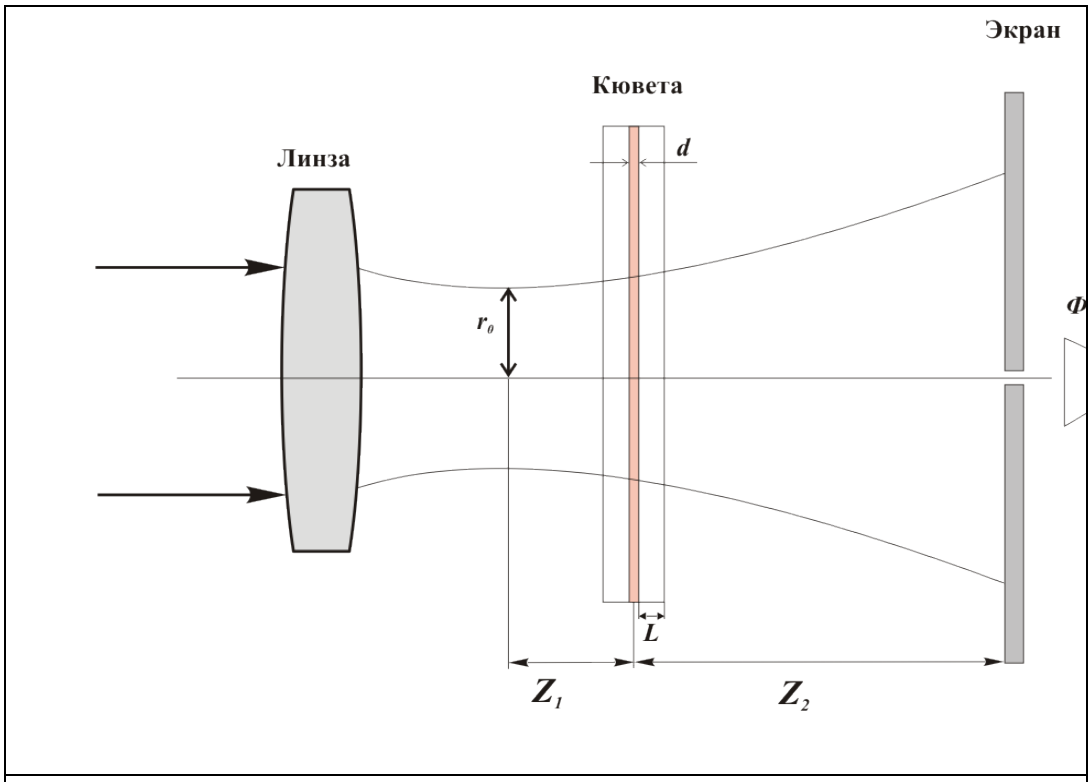


Рис. 1. К расчету термолинзового отклика среды в тонкослойной цилиндрической кювете (см. текст)

Термолинзовый сигнал определяется изменением приосевой интенсивности излучения за экраном

$$\theta_C(t) = \frac{I(t) - I(0)}{I(0)}. \qquad (2)$$

Для нахождения параметров тепловой линзы рассмотрим тепловую задачу нагрева среды лазерным пучком. Считая, что для малых толщин слоя среды d и окна кюветы L ($d, L << r_1$) можно пренебречь радиальным (вдоль r) тепловым потоком, получаем из одномерную тепловую задачу:

$$c_m \rho_m \partial T_m / \partial t = -\chi_m \partial^2 T_m / \partial z^2 + \alpha I_0 \exp(-r^2 / r_1^2(z_1)), \qquad (3)$$

где c_m, ρ_m - удельные теплоемкость и плотность среды, T_m - температура среды, χ_m - коэффициент теплопроводности среды.

Аналогично рассматривается тепловая задача для температуры в окне кюветы T_w:

$$c_w \rho_w \partial T_w / \partial t = -\chi_w \partial^2 T_w / \partial z^2, \qquad (4)$$

где c_w, ρ_w, χ_w-теплофизические параметры материала окна.

Граничные условия на границе кювета-воздух соответствуют, например, конвективному теплообмену:

$$\chi_w(\partial T_w / \partial z)_{z=L+d/2} = \gamma(T_c - T_0). \quad (5)$$

где γ, T_0-соответственно коэффициент конвективного теплообмена и температура внешней среды, $T_c = T_w(L + d/2)$. На границе раздела среда кювета имеем условия равенства температур и тепловых потоков:

$$T_m(d/2) = T_w(d/2). \quad (6)$$

$$\chi_m(\partial T_m / \partial z)_{z=d/2} = \chi_w(\partial T_w / \partial z)_{z=d/2}. \quad (7)$$

В стационарном режиме имеем следующие решения системы (3-7) для распределения температур в среде T_m^s и окне кюветы T_w^s:

$$T_m^s = T_0 + T(d/2) + \alpha I(r)\chi_m^{-1}\left\{(d/2)^2 - z^2\right\}, \quad (8)$$

$$T_w^s = T_0 + T(d/2) + \alpha d I(r)\chi_w^{-1}\left\{(d/2) - z\right\}, \quad (9)$$

$$T(d/2) = \alpha I(r) d\left(\gamma^{-1} - L\chi_w^{-1}\right). \quad (10)$$

Для расчета термолинзового сигнала используем выражение для линзовой прозрачности кюветы [10]:

$$T = 1 - \frac{2(z_1/l_0)\Phi_n(0)}{\left(1 + z_1^2/l_0^2\right)\left(1 + 3z_1^2/l_0^2\right)} \quad (11)$$

(9)

где $l_0 = \pi r_0^2 / \lambda$, $\Phi_{nl}(0)$ - нелинейный набег фаз в оптической ячейке на оси пучка. Последний включает два вклада, обусловленных термолиной в слое среды и в окнах кюветы:

$$\Delta\Phi_{nl}^m(0) = 2\int_0^{d/2}\left(\frac{\partial n_m}{\partial T}\right)\Delta T_m^s(z, r=0)\,dz. \quad (12)$$

$$\Delta\Phi_{nl}^w(0) = 2\int_{d/2}^{(d/2+L)}\left(\frac{\partial n_w}{\partial T}\right)\Delta T_w^s(z, r=0)\,dz, \quad (13)$$

где $\left(\frac{\partial n_m}{\partial T}\right)$ и $\left(\frac{\partial n_w}{\partial T}\right)$ постоянные для нелинейной среды и материала окна соответственно.

Используя (9-11), получаем:

$$\Delta\Phi_{nl}^m(0) = \alpha I_0 d^2\left\{\gamma^{-1} - L\chi_w^{-1} + d\chi_m^{-1}/6\right\}\left(\frac{\partial n_m}{\partial T}\right). \quad (14)$$

$$\Delta\Phi_{nl}^{w}(0)=\alpha I_0 dL\left\{\gamma^{-1}-L\chi_w^{-1}+\chi_m^{-1}(L+d)\right\}\left(\frac{\partial n_w}{\partial T}\right)\alpha I_0 \qquad (15)$$

Окончательно для стационарного термолинзового сигнала имеем выражение:

$$\theta_C(t=\infty)=\frac{2\left(z_1/l_0\right)\left[\Delta\Phi_{nl}^{m}(0)+\Delta\Phi_{nl}^{w}(0)\right]}{\left(1+z_1^2/l_0^2\right)\left(1+3z_1^2/l_0^2\right)}. \qquad (16)$$

Полученное выражение показывает влияние на величину отклика как теплофизических параметров среды и материала кюветы, так и геометрических размеров оптической ячейки с жидкостью.

В данной работе предлагается новая схема термолинзового эксперимента с тонкослойной кюветой, толщина которой значительно меньше размера светового пучка. В результате точного аналитического решения тепловой задачи в работе получено выражение для стационарного термолинзового отклика среды с учетом термолинзы в окнах кюветы. Применение данной схемы предпочтительнее для микрокювет с жидкофазными средами, поскольку в таких кюветах существенно ослаблено влияние конвекции на процесс измерения. Полученные результаты актуальны для нелинейной оптики дисперсных жидкофазных сред, а также для оптической диагностики таких сред (в т.ч. термооптической спектроскопии) [3-8].

Список литературы

1. *Сухоруков А.П.* Дифракция световых пучков в нелинейных средах // Соросовский образовательный журнал.1996. №5. С. 85-92.

2. *Иванов В.И., Иванова Г.Д., Хе В.К.* Влияние термодиффузии на термолинзовый отклик жидкофазной дисперсной среды// Физико-химические аспекты изучения кластеров, наноструктур и наноматериалов, межвуз. сб. науч. тр. / под общей редакцией В. М. Самсонова, Н.Ю. Сдобнякова. Тверь: Твер. гос. ун-т, 2013. Вып. 5. С. 112-115.

3. *Иванов В.И., Иванова Г.Д., Хе В.К.* Термолинзовая спектроскопия двухкомпонентных жидкофазных сред // Вестник Тихоокеанского государственного университета. 2011. № 4. С. 039-042.

4. *Иванов В.И., Кузин А.А., Ливашвили А.И.* Термоиндуцированное самовоздействие гауссова пучка излучения в жидкой дисперсной среде // Вестник Новосибирского государственного университета. Серия: Физика. 2010. Том 5. № 1. С. 5-8.

5. *Окишев К.Н., Иванов В.И., Климентьев С.В., Кузин А.А., Ливашвили А.И.* Термодиффузионный механизм нелинейного поглощения суспензии наночастиц // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23. № 2. С. 106-107.

6. *Иванов В.И., Ливашвили А.И.* Электрострикционный механизм самовоздействия излучения в жидкости с наночастицами // Вестник Новосибирского государственного университета. Серия: Физика. 2009. Т. 4. № 2. С. 58-60.

7. *Иванов В.И., Ливашвили А.И., Окишев К.Н.* Термодиффузионный механизм изменения оптического пропускания двухкомпонентной среды // Известия высших учебных заведений. Приборостроение. 2008. Том 51. № 3. С. 50-53.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ МИКРОСТРУКТУРЫ АЭРОЗОЛЯ ПО ДАННЫМ СОЛНЕЧНОЙ ФОТОМЕТРИИ ПРИ ОГРАНИЧЕНИИ СПЕКТРАЛЬНОГО ДИАПАЗОНА ИЗМЕРЕНИЙ

В.В. Веретенников, С.С. Меньщикова

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск

vvv@iao.ru, mss@iao.ru

Ключевые слова: аэрозольная оптическая толщина, микроструктура аэрозоля, обратные задачи

Исследовано влияние верхней границы спектрального диапазона λ_{max}, в котором проводятся измерения пропускания атмосферы, на результаты восстановления параметров микроструктуры аэрозоля при решении обратной задачи солнечной фотометрии по данным численного моделирования и натурных экспериментов. В численном эксперименте использована модель аэрозоля, образованного субмикронной (*f*) и грубодисперсной (*c*) фракциями частиц. Величина λ_{max} выбиралось в интервале от 1, 052 до 3,973 мкм. Для решения обратной задачи применялся метод интегральных распределений. Показано, что при ограничении спектрального интервала происходит недооценка вклада больших частиц в аэрозольном распределении. В частности, при λ_{max} = 1,246 мкм на фоне уменьшения объемной концентрации аэрозоля (до 18% при λ_{max} = 1,246 мкм) потери при восстановлении концентрации частиц с- фракции могут достигать 42%.

Известно, что спектральные характеристики ослабления излучения аэрозолем наиболее чувствительны к частицам тех размеров, какова длина волны света. В реальной атмосфере размеры аэрозольных частиц могут варьировать в широком диапазоне, от нанометрового до субмиллиметрового. Для повышения информационного содержания методов солнечной фотометрии по определению микрофизических свойств атмосферного аэрозоля необходимо адекватное расширение спектрального интервала измерений аэрозольной оптической толщины (АОТ), что технически не всегда осуществимо. Кроме того, выбор спектрального интервала в реальной атмосфере определяется окнами прозрачности атмосферы.

Измерения ослабления света, прошедшего дисперсную среду, содержащую частицы, размеры которых намного превышают длину волны оптического излучения, являются малоинформативными относительно распределения таких частиц по размерам. Причина этого заключается в фундаментальной особенности коэффициента ослабления, который с увеличением размера частицы приближается к величине ее удвоенного поперечного сечения. Как следствие, в пределе в оптических измерениях будет содержаться информация только о суммарном геометрическом сечении больших частиц.

В докладе исследовано влияние положения максимальной длины волны $\lambda_{\max}$, на которой выполнены измерения спектрального пропускания атмосферы, на результаты восстановления параметров микроструктуры аэрозоля при решении обратной задачи солнечной фотометрии по данным численного моделирования и натурных экспериментов.

Для восстановления микроструктуры аэрозоля был применен численный алгоритм обращения спектральных измерений АОТ $\tau(\lambda)$ [1], который базируется на использовании интегральной функции распределения частиц по размерам. В качестве искомой рассматривается функция $S(r)$, определяющая суммарное геометрическое сечения частиц с радиусом, большим, или равным r. При решении обратной задачи в [1] осуществляется переход к конечно-разностному аналогу интегрального уравнения относительно функции распределения $S(r)$

$$\sum_{j=1}^{n} Q_j(\lambda) S_j = \tau(\lambda), \tag{1}$$

где $S_j = S(r_j)$ - значения искомой функции в узлах r_j, $j = 1,\ldots, n$; коэффициенты $Q_j(\lambda)$ находятся по формулам

$$Q_j(\lambda) = \overline{K}_j(\lambda) - \overline{K}_{j-1}(\lambda), \tag{2}$$

$$\overline{K}_j(\lambda) = \frac{1}{r_{j+1} - r_j} \int_{r_j}^{r_{j+1}} K(\lambda, r) dr, \; j = 1,\ldots,n; \quad \overline{K}_0(\lambda) = 0, \tag{3}$$

$K(\lambda, r)$ - фактор эффективности ослабления света на длине волны λ частицей радиуса r. Обратная задача сводится к минимизации функционала невязки для уравнения (1) на множестве векторов $\overline{S} \in M_n = \{\overline{S} : \overline{S} \in R^n, \quad C \geq S_1 \geq S_2 \geq \ldots \geq S_n \geq 0\}$. Вектор восстановленного решения $\overline{S}_\delta$ используется для расчета микроструктурных параметров, таких как объемная концентрация, геометрическое сечение и средний радиус аэрозольных частиц.

Для численного моделирования при решении прямой и обратной задачи выбирались аэрозольные распределения, которые соответствовали среде, образованной двумя фракциями частиц, субмикронной (f) и грубодисперсной (c) (см. подробности в [2]). За счет вариаций микроструктурных параметров отдельных фракций и соотношения между их вкладами в суммарный ансамбль частиц обеспечивалось разнообразие аэрозольных моделей.

В качестве примера на рис.1 представлены результаты восстановления интегральной функции распределения по размерам $S(r)$ из спектральных измерений АОТ $\tau(\lambda)$ при различном выборе максимальной длины волны $\lambda_{\max}$. Кривая *1* описывает точную функцию

распределения $S(r)$. Для рассматриваемой модели относительная доля частиц грубодисперсной фракции составляет около 20% в геометрическом сечении и 54% в суммарном объеме.

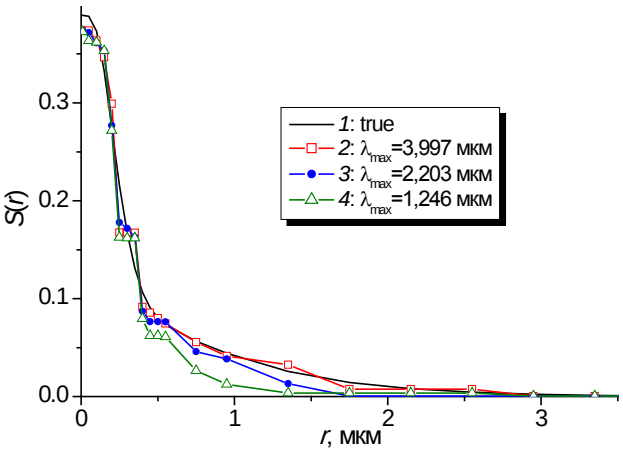


Рис. 1

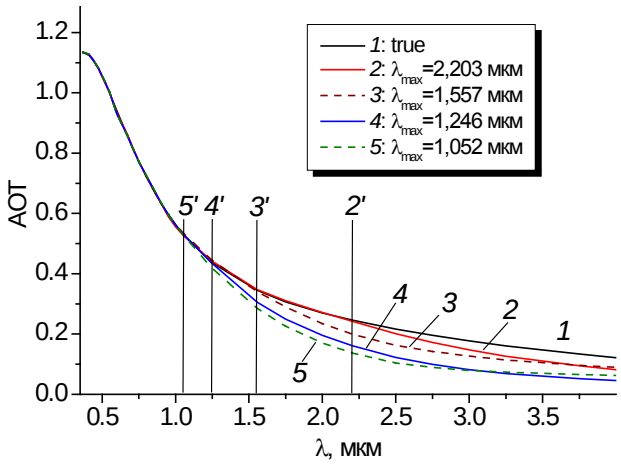


Рис. 2

Рис. 1. Аэрозольные распределения $S(r)$, восстановленные при решении обратной задачи для спектральных измерений АОТ $\tau(\lambda)$ при вариациях максимальной длины волны λ_{max}.

Рис. 2. Спектральные зависимости $\tau(\lambda)$, рассчитанные по аэрозольным распределениям, восстановленным при решении обратной задачи для различных значений λ_{max}.

Видно, что с уменьшением λ_{max} происходит перестройка дисперсного состава в восстановленных распределениях при сохранении практически неизменным полного геометрического сечения частиц. Наиболее заметным оказывается уменьшение содержания частиц грубодисперсной фракции.

Для количественной оценки влияния λ_{max} на точность решения обратной задачи в таблице приведены значения восстановленных микроструктурных параметров субмикронной и грубодисперсной фракций аэрозоля и полного ансамбля.

Из представленных в таблице данных следует, что влияние λ_{max} в наибольшей степени отражается на микроструктурных параметрах частиц грубодисперсной фракции. При λ_{max} = 1,052 мкм сечение $S^{(c)}$ понижается на 20%. Влияние λ_{max} более выражено в изменчивости объемной концентрации частиц. На фоне общего понижения объемного содержания аэрозоля (до 18%) потери при восстановлении параметра $V^{(c)}$ могут достигать 42% (λ_{max} = 1,246 мкм). Одновременно уменьшается относительное содержание грубодисперсного аэрозоля в суммарном объеме частиц с 54% до 41 – 44%. Средний радиус частиц грубодисперсной фракции $r_s^{(c)}$ снижается с 1,3 до 0,9 мкм, или на 30%.

Таблица. Микроструктурные параметры аэрозоля, восстановленные по результатам обращения АОТ $\tau(\lambda)$ в численном эксперименте в зависимости от выбора λ_{max}

Параметры	точные данные	λ_{max} = 3,977 мкм	λ_{max} = 2,203 мкм	λ_{max} = 1,246 мкм	λ_{max} = 1,052 мкм
S	0,389	0,374	0,374	0,373	0,364
$S^{(f)}$	0,316	0,299	0,298	0,312	0,306
$S^{(c)}$	0,073	0,075	0,076	0,061	0,058
V, см^3/м^2	0,232	0,229	0,203	0,179	0,191
$V^{(f)}$, см^3/м^2	0,106	0,103	0,100	0,106	0,107
$V^{(c)}$, см^3/м^2	0,126	0,126	0,102	0,073	0,084
r_s , мкм	0,447	0,460	0,406	0,361	0,393
$r_s^{(f)}$, мкм	0,251	0,258	0,252	0,255	0,262
$r_s^{(c)}$, мкм	1,295	1,270	1,008	0,902	1,093

На рис. 2 представлены спектральные зависимости АОТ $\tau(\lambda)$, рассчитанные по восстановленным распределениям $S(r)$ (кривые *2 – 5*). Примечательно, что, несмотря на заметную разницу в микроструктурных параметрах, восстановленных при вариациях λ_{max}, рассчитанные зависимости АОТ, практически совпадают с поведением модельной функции $\tau(\lambda)$ (кривая *1*) на спектральных интервалах, в пределах которых решалась обратная задача. При $\lambda > \lambda_{max}$ наблюдается более быстрый спад восстановленных зависимостей $\tau(\lambda)$ по сравнению с модельной кривой *1*. Ключевым фактором, обуславливающим наблюдаемые особенности в поведении $\tau(\lambda)$, является недооценка вклада больших частиц при решении обратной задачи на ограниченном спектральном интервале

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-4714.2014.5.

1. Веретенников В.В. Обратные задачи солнечной фотометрии для интегральных аэрозольных распределений. I. Теория и численный эксперимент в субмикронной области размеров частиц // Оптика атмосферы и океана. 2006. Т. 19, № 4, С. 294-300.

2. Веретенников В.В. Обратные задачи солнечной фотометрии для интегральных аэрозольных распределений. II.Разделение на субмикронную и грубодисперсную фракции // Оптика атмосферы и океана. 2006. Т. 19, № 4, С. 301-307.

АЛГОРИТМ ВОССТАНОВЛЕНИЯ МИКРОСТРУКТУРЫ АЭРОЗОЛЯ ПО ДАННЫМ СОЛНЕЧНОЙ ФОТОМЕТРИИ НА ОСНОВЕ ГИБРИДНОЙ МОДЕЛИ

В.В. Веретенников, С.С. Меньщикова

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск

vvv@iao.ru, mss@iao.ru

Ключевые слова: аэрозольная оптическая толщина, микроструктура аэрозоля, обратные задачи

Рассмотрены особенности определения микроструктуры аэрозоля из спектральных измерений аэрозольной оптической толщины, связанные с малой информативностью решения в области больших частиц. Такие условия реализуются в случаях, когда в аэрозоле присутствуют частицы, размеры которых намного превышают длины волн измерений. Предложен модифицированный алгоритм обращения АОТ, в котором используется гибридная модель микроструктуры аэрозоля. Модель включает описание дисперсного состава аэрозоля в информативной области размеров на основе интегральной функции распределения, дополненное параметрическим представлением микроструктуры больших частиц. Эффективность разработанного алгоритма исследована методом численного моделирования. Представлены результаты применения алгоритма к обработке данных натурных экспериментов.

В рамках метода интегральных распределений в [1] показана низкая информативность измерений аэрозольной оптической толщины $\tau(\lambda)$ относительно больших частиц в случае недостаточно широкого спектрального интервала измерений. Это находит отражение в недооценке вклада больших частиц при решении обратной задачи без учета дополнительной априорной информации об искомом решении в области размеров, превышающих максимальную из длин волн, на которых проводятся измерения.

Эффективным инструментом для повышения точности решения обратной задачи служит привлечение дополнительной априорной информации. Рассмотрим возможный способ доопределения задачи обращения спектральных измерений АОТ в области больших частиц применительно к методу интегральных распределений.

Используя для описания дисперсного состава аэрозоля, как и ранее [1], интегральную функцию распределения $S(r)$, ограничимся нахождением решения на «усеченном» интервале, где функция $S(r)$ может быть восстановлена с приемлемой точностью при заданном значении $\lambda_{\max}$ (область A). Если положить точку r_{n1} в качестве границы области A, то вклад частиц, принадлежащих области A, в АОТ можно представить в виде

$$\tau_A(\lambda) = \sum_{j=1}^{n1-1} Q_j(\lambda) S_j - \overline{K}_{n1-1} S_{n1} . \qquad (1)$$

Особенности в дисперсном составе больших частиц на интервале $r_{n1} < r \le r_n$ (область B) будут слабо проявляться в спектральной зависимости $\tau(\lambda)$. Поэтому вклад больших частиц в АОТ можно учесть в рамках модельных представлений с использованием априорной информации. Как правило, распределения по размерам больших частиц имеют вид гладких, монотонно убывающих функций.

Предположим, что в качестве микроструктурной модели таких частиц рассматривается функция распределения геометрического сечения $s_B(r) = Bs_{B0}(r)$. Вклад больших частиц, принадлежащих области B, в оптическую толщину определяется выражением

$$\tau_B(\lambda) = B\int_{r_{n1}}^{r_n} K(\lambda, r)s_{B0}(r)dr\,, \tag{2}$$

а их суммарное сечение на интервале $r_{n1} < r \le r_n$ равно

$$S_B = B\int_{r_{n1}}^{r_n} s_{B0}(r)dr\,. \tag{3}$$

С другой стороны заметим, что по смыслу функции $S(r)$ величина $S_{n1} = S(r_{n1})$ также определяет геометрическое сечение частиц с радиусом, большим, или равным r. Поэтому, полагая $S_B = S_{n1}$, можно связать параметр B микроструктурной модели больших частиц с компонентой S_{n1} искомого вектора:

$$B = S_{n1} / \int_{r_{n1}}^{r_n} s_{B0}(r)dr\,. \tag{4}$$

При этом вклад в АОТ частиц малоинформативной области B можно параметризовать следующим образом

$$\tau_B(\lambda) = S_{n1}\overline{K}_B(\lambda)\,, \tag{5}$$

где множитель

$$\overline{K}_B(\lambda) = \int_{r_{n1}}^{r_n} K(\lambda, r)s_{B0}(r)dr \Big/ \int_{r_{n1}}^{r_n} s_{B0}(r)dr \tag{6}$$

имеет смысл полидисперсного фактора эффективности ослабления света в области B.

В итоге, располагая информацией о значении интегрального распределения $S(r)$ в точке r_{n1} и средней по области B величине фактора эффективности ослабления, мы можем получить оценку вклада больших частиц в аэрозольное ослабление света.

Наконец, объединяя (1) и (5), получим следующее уравнение относительно компонент «укороченного» вектора $S = (S_1, S_2, ..., S_{n1})$:

$$\sum_{j=1}^{n1-1} Q_j(\lambda) S_j + [\overline{K}_B(\lambda) - \overline{K}_{n1-1}(\lambda)] S_{n1} = \tau_A(\lambda) + \tau_B(\lambda) = \tau(\lambda). \qquad (7)$$

Нетрудно заметить, что множитель, стоящий перед последней из искомых компонент S_{n1}, отличается от обычного множителя $Q_{n1}(\lambda) = \overline{K}_{n1}(\lambda) - \overline{K}_{n1-1}(\lambda)$ в уравнении (1) из [1] заменой среднего на отрезке $[r_{n1}, r_{n1+1}]$ фактора эффективности $\overline{K}_{n1}(\lambda)$ средним фактором эффективности $\overline{K}_B(\lambda)$ в области *B*.

Таким образом, для построения уравнения (7) нами использована гибридная модель, которая включает представление дисперсного состава аэрозоля в информативной области размеров на основе интегральной функции распределения, дополненное параметрическим описанием микроструктуры больших частиц.

Таблица. Микроструктурные параметры аэрозоля, восстановленные при обращении АОТ с использованием модифицированного алгоритма

Параметры	точные данные	λ_{max} = 1,557 мкм	λ_{max} = 1,246 мкм	λ_{max} = 1,052 мкм
S	0,389	0,372	0,373	0,375
$S^{(f)}$	0,316	0,297	0,302	0,299
$S^{(c)}$	0,073	0,075	0,071	0,076
V, см^3/м^2	0,232	0,230	0,225	0,231
$V^{(f)}$, см^3/м^2	0,106	0,102	0,104	0,102
$V^{(c)}$, см^3/м^2	0,126	0,128	0,121	0,129
r_s , мкм	0,447	0,464	0,454	0,463
$r_s^{(f)}$, мкм	0,251	0,258	0,259	0,255
$r_s^{(c)}$, мкм	1,295	1,281	1,281	1,281

В таблице представлены примеры восстановления микроструктурных параметров аэрозоля при обращении АОТ $\tau(\lambda)$ в численных экспериментах с использованием модифицированного уравнения (7). При моделировании граничное значение r_{n1} в (7) выбиралось из интервала 0,55 –

0,95 мкм. В качестве аппроксимационной модели $s_B(r)$ в области $r_{n1} < r \le r_n$ рассматривалось степенное распределение с показателем ν = 2.

Сравнивая данные таблицы с результатами [1], можно заключить, что параметры микроструктуры, которые восстановлены с помощью исходного алгоритма из измерений τ(λ) в широком спектральном интервале (λ_{max} = 3,977 мкм), могут быть определены приблизительно с такой же точностью при уменьшении λ_{max} до 1,052 мкм за счет доопределения обратной задачи с использованием модифицированного уравнения (7). При этом снизились ошибки определения геометрического сечения $S^{(c)}$ (с 20 до 4%) и объемной концентрации $V^{(c)}$ (с 42 до 3 – 4%.) грубодисперсных частиц при обращении в узком спектральном интервале (λ_{max} = 1,052 мкм).

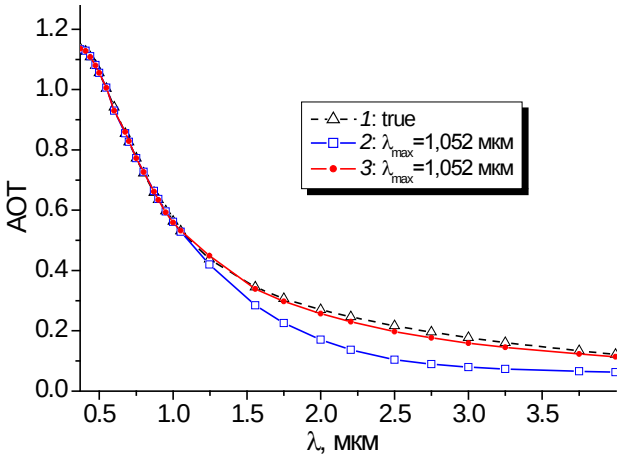


Рис. 1

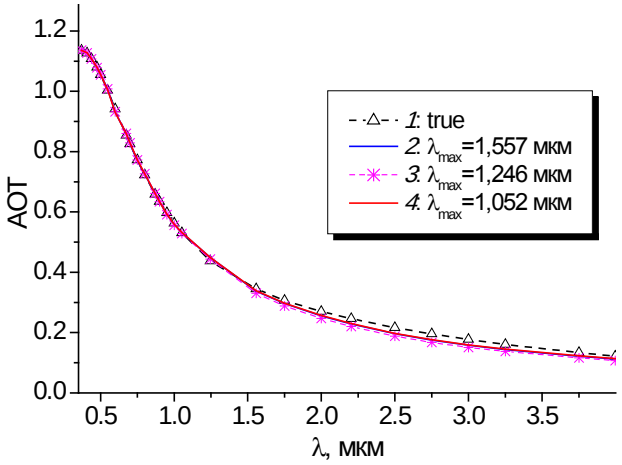


Рис. 2

На рис. 1 представлен спектральный ход τ(λ), рассчитанный по распределениям $S(r)$, которые восстановлены с помощью исходного (кривая *2*) и модифицированного (кривая *3*) алгоритмов при λ_{max} = 1,052 мкм. Видно, что при λ > 1,052 мкм, кривая *3*, в отличие от кривой *2*, сохраняет высокую степень близости к точной зависимости τ(λ) (кривая *1*). Максимальное расхождение не превышает 10%. Для сравнения на рис. 2 представлены спектральные зависимости τ(λ), восстановленные при выборе других значений λ_{max}. Видно, что, в отличие от результатов [1], все рассчитанные зависимости, практически совпадают.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-4714.2014.5.

1. Веретенников В.В. Меньщикова С.С. Восстановление параметров микроструктуры аэрозоля по данным солнечной фотометрии при ограничении спектрального диапазона измерений (Наст. сб-к.)

ДИНАМИКА ОПТИКО-МИКРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ АТМОСФЕРНОЙ ДЫМКИ ПРИ СТУПЕНЧАТОМ ИЗМЕНЕНИИ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

Р.Ф. Рахимов, В.С. Козлов, В.П. Шмаргунов

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск

e-mail: { temur, vkozlov, vpsh}@iao.ru

Ключевые слова: аэрозоль, оптические и микрофизические характеристики, поляризационный спектронефелометр, вариации влажности воздуха

В Большой аэрозольной камере ИОА СО РАН, наполненной приземным воздухом, проведены в октябре 2014г. исследования изменчивости оптико-микрофизических свойств атмосферного аэрозоля под воздействием ступенчатого роста/уменьшения относительной влажности воздуха в диапазоне 50-90%. Показано, что с ростом влажности для частиц микро- (30-100нм) и среднедисперсной (100-370нм) фракций устойчиво наблюдаются выраженное укрупнение частиц и одновременное уменьшение их показателей преломления и поглощения. Однако для крупнодисперсных (370-600нм) частиц рост влажности обнаруживает специфичный эффект увеличения показателя преломления от 1.60 до 1.66, а значения показателя поглощения низки (~ 10^{-5}) и малоактивны при увлажнении. Эффективный радиус частиц (165-195нм) и альбедо однократного рассеяния (0.71-0.83) варьируют синхронно с изменениями влажности воздуха. Коэффициенты ослабления и поглощения в первые 2-е суток измерений изменялись синхронно с влажностью, однако на 3-и сутки влияние влажности на коэффициент поглощения не проявилось. Возможной причиной специфичных конденсационных особенностей может служить воздействие вариаций влажности на приток/отток в оптически активный диапазон размеров частиц менее 30нм и более 600нм, имеющих различный физико-химический состав.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-01983.

Введение. В последние годы все более актуальной становится задача детального изучения радиационно-значимых характеристик атмосферного аэрозоля, определяющих воздействие аэрозоля на радиационный форсинг в атмосфере и климатические изменения [1]. В значительной степени эти характеристики (альбедо однократного рассеяния и др.) обусловлены сажевой компонентой в составе аэрозоля, генерируемой многочисленными природными и антропогенными процессами горения углеводородных материалов [2]. В изменчивости атмосферного аэрозоля важную роль играют вариации такого локального фактора, как относительная влажность воздуха [3]. Процессы ассимиляции и взаимодействия в составе аэрозольного вещества сильнопоглощающей сажевой и слабопоглощающей водной компонент являются определяющими для формирования и динамики физико-химического состава аэрозоля и его оптических свойств. В Большой аэрозольной камере ИОА СО РАН объемом 1800м^3 (БАК) проведен эксперимент по изучению динамики радиационно-значимых оптических и микрофизических характеристик приземного атмосферного аэрозоля при

контролируемом ступенчатом изменении относительной влажности воздуха в пределах 50-90%. В работе анализируются особенности конденсационной трансформации микрофизического состава, рассеивающих и поглощающих свойств аэрозоля.

Аппаратура и методика исследований. В Большую аэрозольную камеру замкнутого объема закачивался снаружи приземный атмосферный аэрозоль с высоты 10м над прилегающей поверхностью. Аэрозоль из БАК поступал в проточном режиме в увлажнитель воздуха (над подогреваемым слоем воды), в котором относительная влажность воздуха *RH* изменялась по программе дискретно 50(10)90% в сторону роста или убывания, и затем проходил в камеру спектронефелометра. На каждой временной ступеньке в течение 3-6 часов поддерживались фиксированные значения *RH*. Спектронефелометр АПСН-02 производил каждые 7-10 мин измерения коэффициентов углового аэрозольного рассеяния $\beta(\lambda_i, \theta_j)$ для длин волн λ_i = 455, 525, 585, 630 нм, углов рассеяния θ_j= 15, 45, 110, 135, 165° и двух ортогональных состояний поляризации на уровне молекулярного рассеяния света с погрешностью 3% [4]. Эксперимент выполнялся непрерывно в течение 3-х суток эволюции аэрозоля в БАК. По данным измерений решалась обратная задача [5] и для фракций микро- (30-100 нм), средне- (100-370 нм) и крупнодисперсных (370-600 нм) частиц определялись распределения сечения и объема частиц по размерам и их комплексные показатели преломления. По теории Ми рассчитывались эффективный размер частиц, коэффициенты аэрозольного ослабления и рассеяния, локационного рассеяния, альбедо однократного рассеяния.

Результаты измерений. Анализ полученных данных показал, что методика ступенчатого изменения влажности позволяет получить усредненные по влажности значения анализируемых характеристик, повышая устойчивость результатов решения обратной задачи. Из объемных распределений частиц по размерам следует, что конденсационное обводнение частиц в поле возрастающей влажности сопровождалось ростом суммарного объема и модального радиуса частиц от 240 до 270нм. При возрастании *RH* сдвиг максимума распределения в область крупных размеров более значителен, чем на стадии уменьшения влажности, что согласуется с изменениями наклона зависимостей эффективного радиуса частиц r_{ef} (рис.1). Представленные на рис. 1,2 зависимости иллюстрируют характерную трансформацию конденсационного типа, обусловленную обводнением частиц. Эффективный радиус частиц r_{ef} ~165-195нм, альбедо однократного рассеяния ω ~0.71-0.83, лидарное отношение *Lr* ~0.24-0.33 и коэффициент локационного рассеяния β_π (рис. 2) изменяются синхронно с вариациями относительной влажности *RH*, что открывает возможности параметризации связей этих параметров с влажностью.

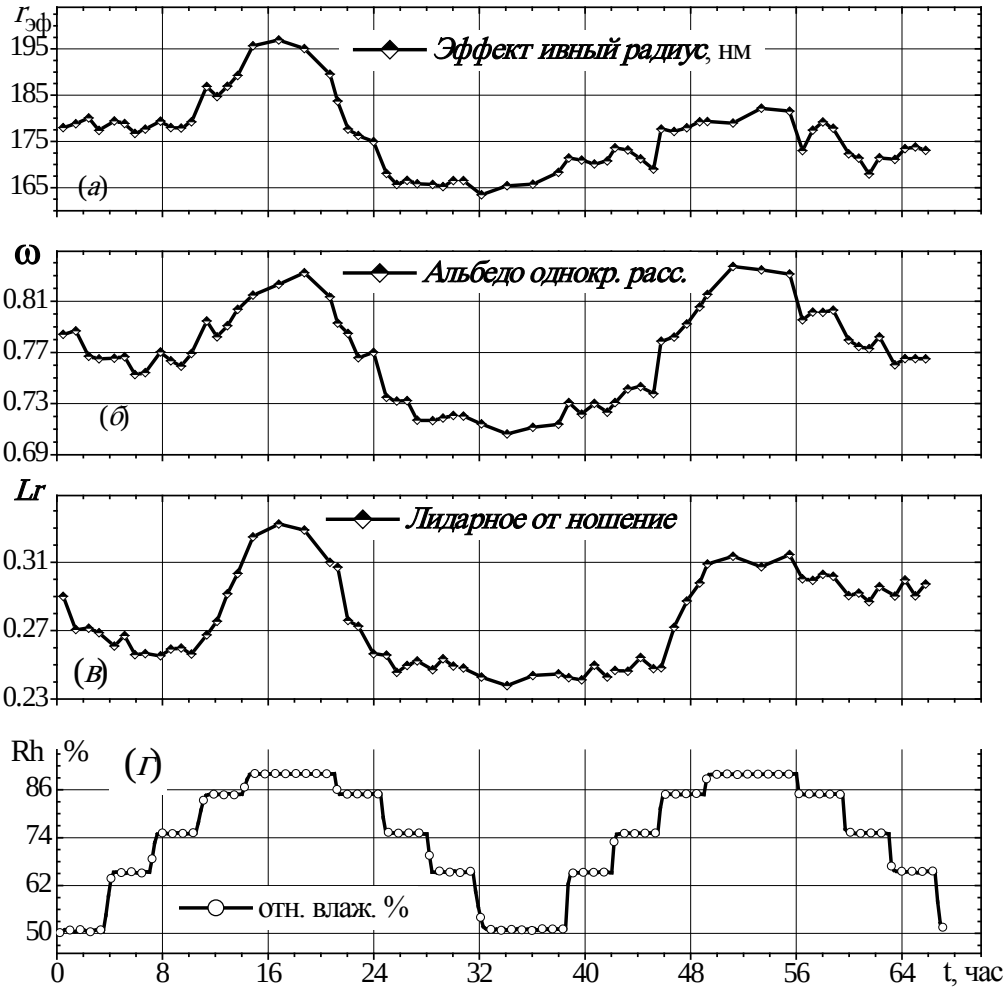


Рис.1. Конденсационная динамика эффективного радиуса частиц (а); альбедо однократного рассеяния (λ=550нм) (б); лидарного отношения (в) при вариациях относительной влажности (г) от 50 до 90 %.

Конденсационный тип изменчивости также проявился для показателей поглощения микро- (χ_1~0.3-0.7) и среднедисперсных (χ_2~0.02-0.05) частиц аэрозоля, и показателей преломления (n_1~2.05-2.55; n_2~1.42-1.49), но эти параметры изменяются в противофазе с *RH* (рис.3). Однако для крупнодисперсных (370-600нм) частиц рост *RH* обнаруживает необычный эффект увеличения показателя преломления n_3 от 1.60 до 1.66, при этом значения показателя поглощения низки (χ_3~10^{-5}-10^{-4}) и малоактивны при увлажнении.

Столь специфичная реакция показателя преломления крупных частиц m_3 на влажность, наблюдаемая в течение 2.5 суток синхронно с *RH*, возможно связана с тем, что: а) повышение влажности стало источником дополнительного притока в оптически активный диапазон размеров “оптически жестких” (m_1~2.4) микродисперсных частиц сажевой природы, активно мигрирующих за счет коагуляции по спектру размеров; б) и/или оптически жесткие частицы

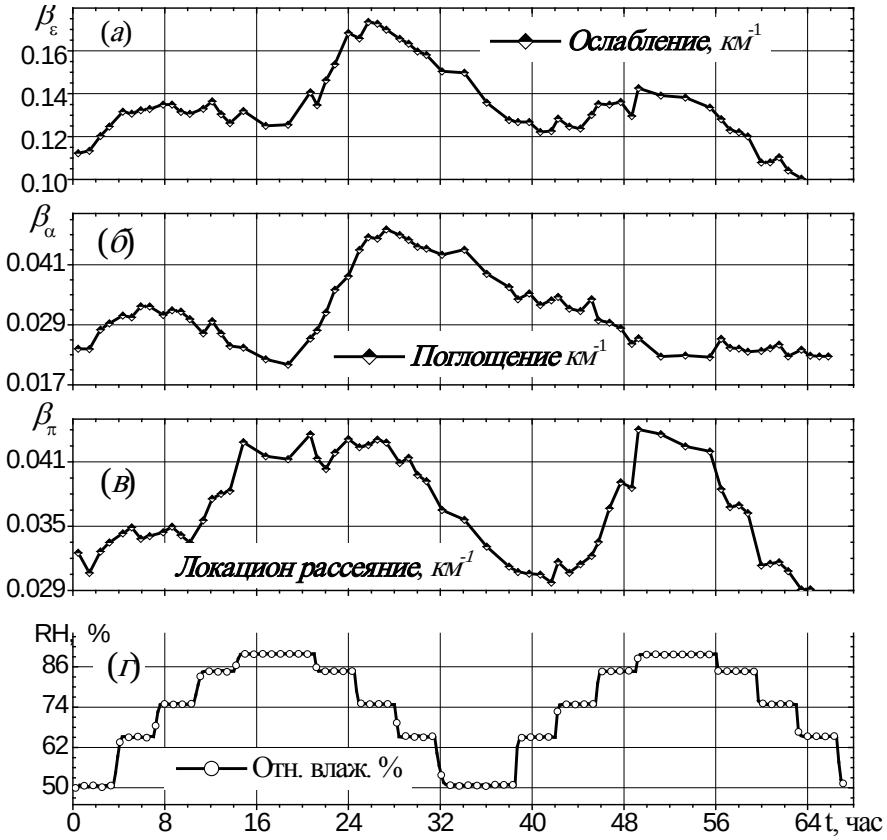


Рис. 2. Конденсационная динамика: а) объемного коэффициента ослабления β_ε, б) коэффициента поглощения β_α, в) локационного рассеяния β_π при увеличении относительной влажности (г)

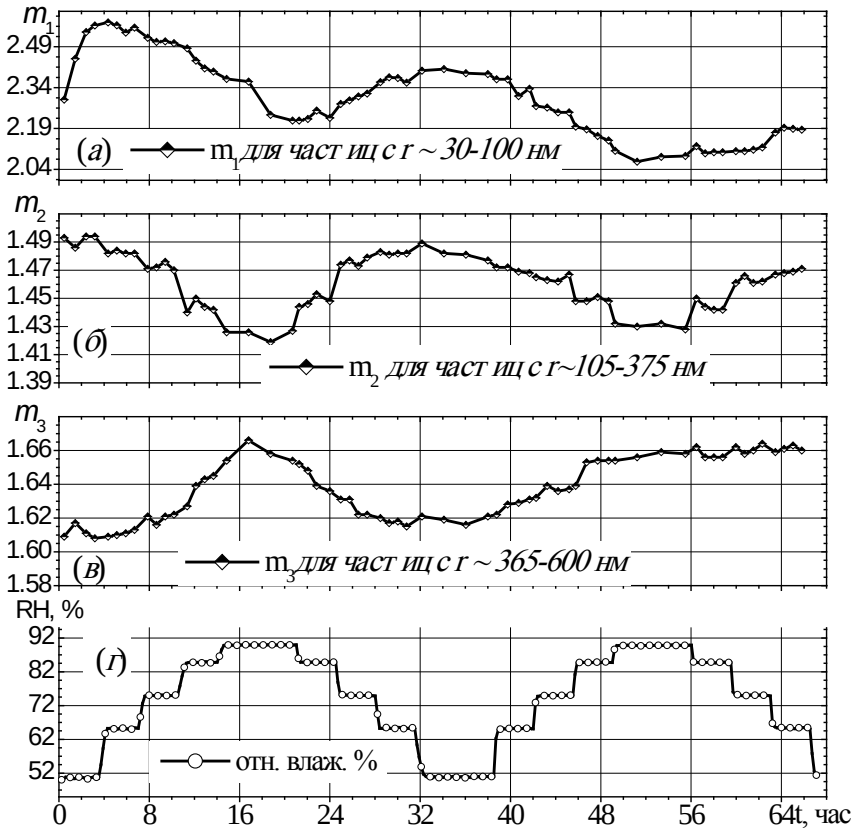


Рис.3. Динамика показателей преломления тонкодисперсной фракции (а), среднедисперсной фракции (б), крупнодисперсной фракции (в) при вариациях *RH*.

крупнее 600нм (“пылевой”) природы, имеющие очень малую концентрацию, все-таки вовлекаются в процесс увлажнения, и обеспечивают наблюдаемую динамику изменения m_3. Коэффициенты ослабления и поглощения в первые 2-е суток измерений изменялись синхронно с влажностью, однако на 3-и сутки влияние влажности на коэффициент поглощения не проявилось (рис.2). Возможной причиной такой неустойчивости конденсационных особенностей также могло послужить воздействие вариаций влажности на приток/отток в оптически активный диапазон размеров частиц менее 30нм и более 600нм, имеющих различный физико-химический состав и в различной степени участвующих в процессах трансформации.

Заключение. Нефелометрические исследования атмосферного аэрозоля при ступенчатом изменении относительной влажности воздуха показали неоднородность состава и физико-химических свойств частиц, проявившуюся в вариациях комплексного показателя преломления (КПП) и микроструктуры частиц. В приближении фракций микро-, средне- и крупнодисперсных частиц аэрозоля с различными значениями КПП впервые изучена влажностная динамика радиационно-значимых параметров аэрозоля. Показано, что для многих анализируемых параметров влажностная динамика носит конденсационный характер, т.е. обязана обводнению частиц, с синхронными, либо в противофазе, изменениями от влажности. Однако особенности изменчивости показателя преломления крупных частиц и коэффициента аэрозольного поглощения специфичны, и могут быть обусловлены притоком в оптически активный диапазон размеров под воздействием влажности частиц менее 30 нм и более 600 нм.

Литература

1. *Кондратьев К.Я.* Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 2. Прямое и косвенное воздействие на климат // Оптика атмосферы и океана. 2002. Т. 15. № 04. С. 301-320

2. *Кондратьев К.Я., Григорьев Ал. А.* Лесные пожары как компонент природной экодинамики. // Оптика атмосферы и океана. 2004. Т. 17. № 04. С. 279-292.

3. *Георгиевский Ю.С., Розенберг Г.В.* Влажность как фактор изменчивости аэрозоля // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1973. Т. 9. N 2. С. 126-137.

4. *Козлов В.С., Шмаргунов В.П., Тумаков А.Г., Панченко М.В., Рахимов Р.Ф.* Угловой поляризационный спектронефелометр APSN-02 для изучения оптико-микрофизических свойств атмосферного субмикронного аэрозоля // Аэрозоли Сибири. XVIII Рабочая группа: Тезисы докладов. Томск: Изд-е ИОА СО РАН. 2011. С.78.

5. *Рахимов Р.Ф., Макиенко Э.В.* Некоторые методические дополнения к решению обратной задачи для восстановления параметров дисперсной структуры дымов смешанного состава // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т.23. № 3. С.183-190.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИЙ АЭРОЗОЛЯ И САЖИ В ТРОПОСФЕРЕ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

[1]В.С. Козлов, [1]М.В. Панченко, [2]J.-D. Paris, [2]P. Nédélec, [1]Д.Г. Чернов, [1]В.П. Шмаргунов

[1]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томске

[2]Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, IPSL, Paris, France

[2] Laboratoire d'Aerologie, Toulouse, France

e-mail: {vkozlov, pmv, chernov, vpsh}@iao.ru, Jean-Daniel.Paris@lsce.ipsl.fr

Ключевые слова: субмикронный аэрозоль, концентрации аэрозоля и сажи (Black Carbon), вертикальные профили, пространственная изменчивость, тропосфера, Российская Арктика

15-17 октября 2014г. в рамках Российско-Французского проекта YAK-AEROSIB выполнен цикл полетов самолета-лаборатории ИОА СО РАН ТУ-134 "Оптик" в районах Западной Сибири и Российской Арктики (55.0–74.8°N, 61.3–82.9°E). В полетах производились измерения массовых концентраций субмикронного аэрозоля и сажи в тропосфере до высоты 8.5 км. Полные пределы вариаций концентраций аэрозоля составили 0.3÷20 мкг/м^3 и сажи 0.02÷1 мкг/м^3. В приполярных широтах 71-74.8°N наблюдались более низкие уровни содержания аэрозоля 0.8÷6 мкг/м^3 и сажи 0.02÷0.3 мкг/м^3. Сравнение результатов самолетного зондирования в 2008 и 2014г.г. показало, что в Западной Субарктике в вертикальных профилях значения концентраций аэрозоля и сажи до 6 раз превышали наблюдаемые в Восточной Субарктике (0.3-1 мкг/м^3 и 10-50 нг/м^3). Превышение средних интегральных концентраций сажи и аэрозольной оптической толщи составило в среднем 2-2.5 раза (0.16 мг/м^2; 0.02). В районе Карского моря на высотах 0.5-2 и 4-6 км превышение содержания аэрозоля в западном секторе по сравнению с восточным составило в среднем в 2 раза, а для сажи достигало 7 раз на высотах 1-2 км (0.25÷0.035 мкг/м^3). Средние интегральные концентрации аэрозоля и сажи превысили ~ в 1.3 раза их значения в более чистом восточном районе моря (0.31 мг/м^2; 0.049). Полученные оценки свидетельствуют об убывании концентраций аэрозоля и сажи в приполярных широтах Российской Арктики в направлении с запада на восток. Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (Соглашение № 14.604.21.0100 - уникальный идентификатор RFMTFI60414X0100), проекта №23 Программы фундаментальных исследований Президиума РАН.

1. Введение. Корректные оценки радиационно- климатических изменений в субарктических регионах нуждаются в знании пространственно-временной изменчивости содержания аэрозоля и сажи в тропосфере [1]. Актуальность задачи возрастает в связи со значительным воздействием сажесодержащего аэрозоля, поступающего в Арктику при дальнем переносе воздушных масс, на изменения климата на планете [2]. Для исследования тропосферы удаленных приполярных районов обычно используются методы спутниковых наблюдений [3] и самолетного зондирования [4,5], используемые для верификации и описания физико-химических процессов, создания эмпирических моделей тропосферного аэрозоля [6]. В октябре 2014г. выполнен цикл полетов самолета-лаборатории ИОА СО РАН ТУ-134 "Оптик" [7] в районах Западной Сибири и Российской Арктики (55.0–74.8°N, 61.3–82.9°E) по маршрутам:

Новосибирск-Салехард; Салехард-Карское море (восточный сектор, севернее п. Диксон)-Салехард; Салехард-Карское море (западный сектор, южнее о. Новая Земля)-Салехард; Салехард-Новосибирск. На борту самолета выполнялись непрерывные измерения коэффициента аэрозольного рассеяния (массовой концентрации субмикронного аэрозоля) и массовой концентрации сажи. Для обследованного региона получены 14 пространственных вертикальных разрезов тропосферы до высоты 8.5 км, разнесенных по горизонтали. Исследованы особенности пространственной изменчивости вертикальных профилей аэрозольных характеристик и интегральных по столбу атмосферы концентрации сажи M_{BC} (col) и аэрозольной оптической толщи рассеяния τ_{scat} (AOT) на длине волны 0.53 мкм. Проведено сопоставление полученных данных с результатами самолетного зондирования тропосферы в приполярных северо-восточных регионах Сибири в июле 2008 г. по программе POLARCAT.

2. Результаты самолетного зондирования. Нефелометр ФАН, размещенный на борту самолета-лаборатории, регистрировал непрерывно коэффициент углового рассеяния сухой основы частиц $\mu\ (45°)$ (Мм$^{-1}$ср$^{-1}$) на длине волны 0.51 мкм с чувствительностью на уровне молекулярного рассеяния света, используемый для определения массовой концентрации субмикронного аэрозоля M_A (мкг/м^3). Массовая концентрация сажи M_{BC} (мкг/м^3) измерялась с помощью аэталометра МДА-03 разработки ИОА СО РАН, с чувствительностью ~10 нг/м^3 при прокачке через прибор 30л воздуха.

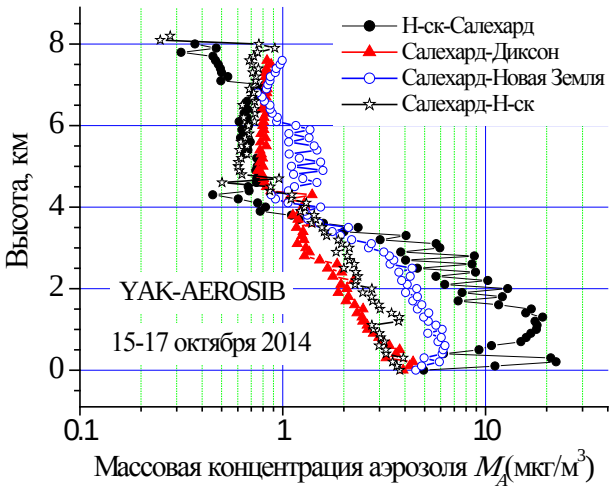


Рис. 1. Вертикальные профили концентрации аэрозоля в полетах к Карскому морю.

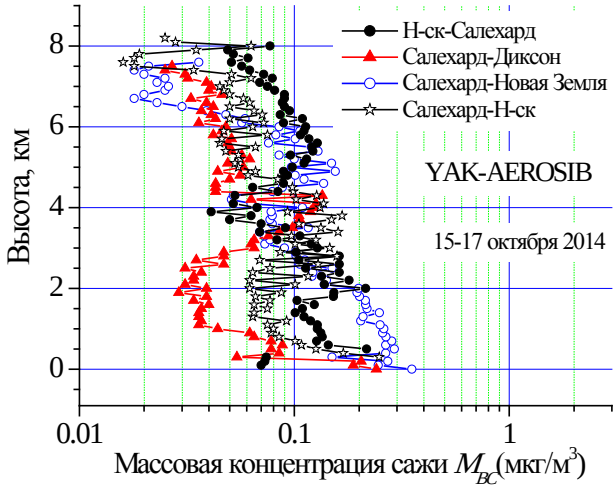


Рис. 2. Вертикальные профили концентрации сажи в полетах к Карскому морю.

Вертикальные профили концентраций аэрозоля и сажи приведены на рис. 1,2. Форма профилей для всех маршрутных полетов, включая приполярные широты (Салехард-Диксон, Салехард- о.Новая Земля) характеризовалась уменьшением концентраций с ростом высоты и проявлением локальных максимумов на высотах 0.5-2 км и 4-6 км. По этим признакам форма вертикальных профилей качественно отличается от наблюдавшейся нами в 2008г. при

выполнении полетов в северо-восточные районы Российской Арктики по программе POLARCAT (на маршруте Хатанга-Чокурдах-Певек-Чокурдах, в приполярных широтах 70-72°N). В этих полетах в условиях очень высокой прозрачности атмосферы и низких аэрозольных концентраций на всех высотах нами были зафиксированы инвертированные вертикальные профили (возрастание концентраций аэрозоля и сажи с высотой) (рис.4).

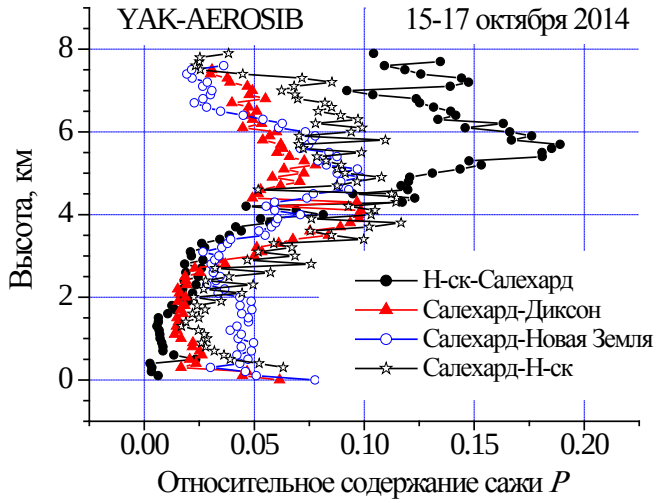


Рис. 3. Вертикальные профили относительного содержания сажи P в полетах к Карскому морю.

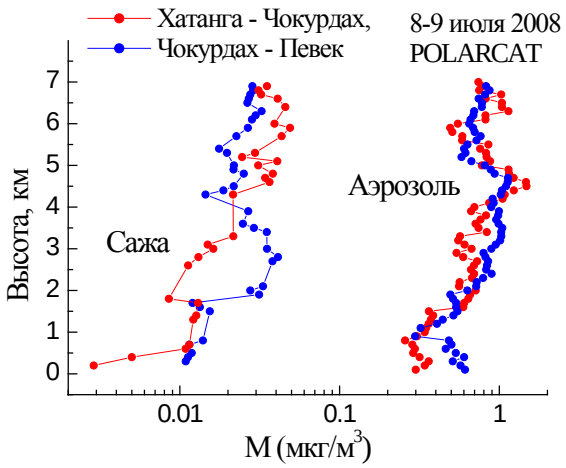


Рис. 4. Вертикальные профили концентрации аэрозоля и сажи в приполярных широтах в 2008г.

Подобные профили концентрации M_{BC}, нетипичные для полетов в средних широтах, также были зафиксированы весной 2008г. при полетах над Аляской по программе POLARCAT–ARCPAC в условиях загрязненных арктических воздушных масс и влияния шлейфов дымов лесных пожаров из районов южной России и северо-восточной Сибири [5].

В полетах 2014г. полные пределы вариаций M_A и M_{BC} составили 0.25-20 мкг/м^3 и 0.02-1 мкг/м^3. В приполярных широтах (71-74.8°N) концентрации в приземном слое уменьшаются ~ в 3 раза, что приводит к сужению вариаций до 0.8-6 мкг/м^3 - для аэрозоля, 0.02-0.3 мкг/м^3 - для сажи. На высотах до 2 км наибольшие концентрации M_A наблюдались в полете Новосибирск-Салехард, наименьшие – Салехард – Диксон. Для высот 4-6 км повышенные значения M_A соответствовали полетам к Карскому морю, а минимальные – среднеширотным полетам. Однако для M_{BC} на высотах 0.5-2 и 4-6 км наибольшие концентрации приходились на полет Салехард- о. Новая Земля, а наименьшие - полету Салехард- Диксон. В вертикальном профиле относительного содержания сажи P для всех полетов наблюдается максимум на высотах 4-6 км (рис. 3), который составляет 0.10-0.18 для полетов в средних широтах, снижается до 0.10 для западного сектора моря и 0.07 – для восточного сектора. Максимумы повышенного содержания сажи P свидетельствуют в пользу того, что на высотах 4-6 км происходил дальний перенос сажесодержащих аэрозолей.

Анализ вертикальных профилей аэрозоля и сажи показал, что западный сектор Карского моря вблизи о. Новая Земля более загрязнен, чем восточный сектор около п. Диксон. В полете к о.Новая Земля ярко выражены максимумы концентраций на высотах 0.5-2 и 4-6 км. Однако в полете к п. Диксон наблюдается лишь слабый максимум M_{BC} на высоте 5 км, а на высоты 0.5-2 км даже приходится минимум концентрации сажи (рис.2). На указанных высотах превышение M_A в западном секторе Карского моря по сравнению с восточным сектором составляет в среднем в 2 раза, а для M_{BC} может достигать 7 раз на высотах 1-2 км (0.25÷0.035 мкг/м^3).

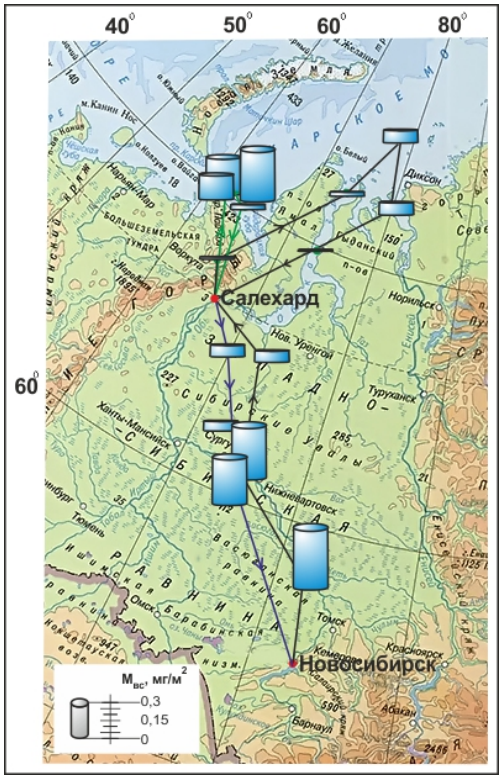


Рис. 5. Карта интегральной концентрации M_{BC} (col) в столбе атмосферы в полетах к Карскому морю.

Оценки интегральной концентрации сажи и аэрозоля показали, что в западном районе Карского моря средние значения M_{BC} (col) ~ 0.36 мг/м^2 (рис. 5) и AOT ~ 0.063 превысили ~ в 1.3 раза их значения в более чистом восточном районе около п. Диксон (0.31 мг/м^2; 0.049) .

Сравнение результатов самолетного зондирования YAK-2014 (Западная Субарктика России) и POLARCAT-2008 (Восточная Субарктика России) позволило установить особенности сходства и различий для двух регионов вертикальных профилей в приполярных широтах. Наряду с кардинальным отличием формы профилей проявились сильные различия концентраций аэрозоля и сажи. Летом 2008г. в Восточной Субарктике на приполярной трассе протяженностью более 2500 км

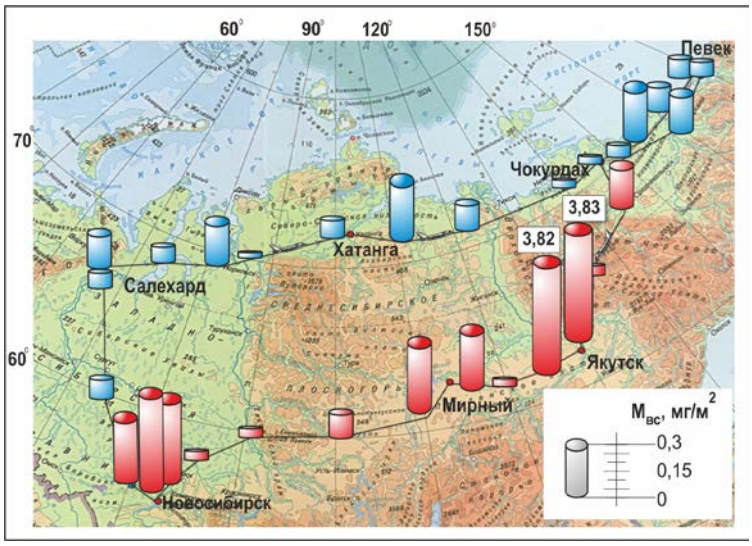


Рис. 6. Карта интегральной концентрации M_{BC} (col) в стол-бе атмосферы в полетах POLARCAT- июль 2008г.

реализовались условия очень высокой прозрачности атмосферы и концентрации аэрозоля и сажи в профилях были предельно низкими, составляя 0.3-1 мкг/м^3 и 10-50 нг/м^3. В приполярных широтах в районе Карского моря содержание аэрозоля и сажи существенно превышало (до 6 раз по приземным значениям) уровни концентраций в полете

POLARCAT-2008. Средние интегральные концентрации сажи M_{BC} (col) ~0.34мг/м^2 и AOT ~0.056 в среднем в 2-2.5 раза превышали наблюдаемые в 2008г. (0.16 мг/м^2; 0.02) (рис. 6).

Полученные оценки свидетельствуют об убывании концентраций аэрозоля и сажи в направлении с запада на восток в приполярных широтах Российской Арктики. По-видимому, это объясняется тем, что количество антропогенных источников эмиссии аэрозоля и сажи в атмосферу на Европейской территории России значительно больше, чем в восточных регионах страны, а также особенностями дальнего переноса загрязнений в Арктику.

Заключение. На основе самолетного зондирования тропосферы Восточной и Западной Субарктики России в 2008 и 2014г.г. исследованы особенности пространственной изменчивости вертикальных профилей дифференциальных и интегральных (по толще атмосферы) концентраций аэрозоля и сажи. Сравнение результатов самолетного зондирования в 2008 и 2014г.г. показало, что в Западной Субарктике в вертикальных профилях значения концентраций аэрозоля и сажи до 6 раз превышали наблюдаемые в Восточной Субарктике (0.3-1 мкг/м^3 и 10-50 нг/м^3). Превышение средних интегральных концентраций сажи и аэрозольной оптической толщи составило в среднем 2-2.5 раза (0.16 мг/м^2; 0.02). В районе Карского моря на высотах 0.5-2 и 4-6 км превышение содержания аэрозоля в западном секторе по сравнению с восточным составило в среднем в 2 раза, а для сажи достигало 7 раз на высотах 1-2 км (0.25÷0.035 мкг/м^3). Средние интегральные концентрации аэрозоля и сажи превысили ~ в 1.3 раза их значения в более чистом восточном районе моря (0.31 мг/м^2; 0.049).

Литература

1. *Кондратьев К.Я.* Атмосферный аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 1. Свойства аэрозоля различных типов // Оптика атмосферы и океана. 2004. Т. 17. № 01. С. 5-24.
2. *Zhou Cheng, Penner J.E., Flanner M.G., Bisiaux M.M., Edwards R., McConnell J.R.* Transport of black carbon to polar regions: Sensitivity and forcing by black carbon // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39. P. L22804 (1–6).
3. *Kim, S.-W., S.-C. Yoon, J. Kim, and S.-Y. Kim.* Seasonal and monthly variations of columnar aerosol optical properties over East Asia determined from multi-year MODIS, LIDAR, and AERONET sun/sky radiometer measurements // Atmospheric Environment 41. 2007. 1634–1651. doi:10.1016/j.atmosenv.2006.10.044.
4. *Чернов Д.Г., Козлов В.С., Панченко М.В., Шмаргунов В.П.* Влияние лесных пожаров на аэрозольный состав тропосферы в субарктических регионах Сибири // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: сборник докладов XIX Международного симпозиума [Электронный ресурс]. – Томск: Издательство ИОА СО РАН, 2013. – 1 CD-ROM, C120-C123.
5. *Spackman J.R., Gao R.S., Neff W.D., Schwarz J.P. et al.*, Aircraft observations of enhancement and depletion of black carbon mass in the springtime Arctic // Atmospheric Chemistry and Physics. 2010. 10:9667-9680.
6. *Panchenko, M. V., Zhuravleva, T. B., Terpugova, S. A., Polkin, V. V. and Kozlov V. S.* An empirical model of optical and radiative characteristics of the tropospheric aerosol over West Siberia in summer // Atmos. Meas. Tech. 2012. 5. 1513-1527. (www.atmos-meas-tech.net/5/1513/2012/ doi:10.5194/amt-5-1513-2012)
7. *Анохин Г.Г., Антохин П.Н., Аршинов М.Ю. и др.* Самолет-лаборатория Ту-134 "Оптик" // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 9. С. 805-816.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ САЖИ ПО РАЗМЕРАМ В СУБМИКРОННОМ АЭРОЗОЛЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ НЕФЕЛОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ КОЭФФИЦИЕНТОВ УГЛОВОГО РАССЕЯНИЯ

В.С. Козлов, Р.Ф. Рахимов, В.П. Шмаргунов
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск
e-mail: {vkozlov, temur, vpsh}@iao.ru

Ключевые слова: субмикронный аэрозоль, концентрация сажи (Black Carbon), распределение BC по размерам, нефелометрическая методика оценки концентрации сажи из измерений коэффициентов углового светорассеяния

В работе впервые показана возможность определения концентрации сажи и ее распределения по размерам в субмикронном аэрозоле по данным поляризационных спектронефелометрических измерений углового аэрозольного рассеяния. При апробации подхода проведено сопоставление данных одновременных нефелометрических и аэталометрических измерений концентрации BC в древесном дыме. На основе измерений 40 поляризационных компонент спектральных коэффициентов углового рассеяния решалась обратная задача и определялись значения аэрозольных факторов заполнения и показателей поглощения для субфракций микро- (радиусы 30-100нм), средне- (100-430нм) и крупнодисперсных (430-770нм) частиц. Затем в приближении однородной объемной внутренней смеси BC и непоглощающего вещества производились оценки полной концентрации сажи, ее распределения по размерам, относительного содержания сажи. Анализ показал, что при длительной эволюции дымового аэрозоля нефелометрические и аэталометрические оценки содержания сажи удовлетворительно согласуются между собой. Различия составили в среднем около 16% при вариации концентраций в диапазоне 30÷1000 мкг/м^3. Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (Соглашение № 14.604.21.0100 - уникальный идентификатор RFMTFI60414X0100), гранта РФФИ № 15-05-01983.

1. Введение. Оценки радиационно- значимых характеристик атмосферного аэрозоля нуждаются в получении различными методами корректной информации о массовой концентрации и распределении по размерам основной поглощающей компоненты аэрозольного вещества (сажа, Black Carbon) [1,2]. Актуальность задачи возрастает в последние годы в связи со значительным воздействием сажесодержащего аэрозоля, поступающего в Арктику при дальнем атмосферном переносе воздушных масс на изменения климата на планете.

В настоящее время для измерения содержания сажи в атмосферном аэрозоле широко применяются фильтровые методы аэталометрии и фотометрии аэрозольного поглощения [3,4] и метод интегрирующей сферы [5]. Первые измерения распределения сажи по размерам выполнялись с помощью многокаскадных импакторов частиц в сочетании с интегрирующей сферой [5]. В последние годы для измерения спектров размеров поглощающего вещества активно используется метод SP-2 индуцированного испарения отдельных частиц в лазерном

пучке [6]. В ИОА СО РАН совместно с ИХКГ СО РАН разработан новый метод и создан спектрометр для измерения распределения ВС по размерам в субмикронных частицах [7], сочетающий диффузионную батарею для селекции частиц и аэталометр для измерения ВС.

В работе анализируется разработанная методика определения концентрации сажи и ее распределения по размерам в субмикронном аэрозоле на основе данных поляризационной спектронефелометрии рассеянного света.

2. Спектронефелометрическая методика определения концентрации сажи. Составными частями подхода являются: 1) нефелометрические измерения коэффициентов углового аэрозольного рассеяния; 2) определение на основе решения обратной задачи объемных аэрозольных факторов заполнения и комплексных показателей преломления частиц для субфракций микро- (с радиусами r=30-100 нм), средне- (100-430 нм) и крупнодисперсных (430-770 нм) частиц; 3) вычисления массовых концентраций сажи для каждой субфракции частиц в приближении однородной внутренней смеси сажи с непоглощающим веществом аэрозоля.

2.1. Поляризационная спектронефелометрия и решение обратной задачи. Созданный в ИОА СО РАН спектронефелометр АПСН-02 [8] выполняет измерения коэффициентов аэрозольного рассеяния для длин волн 460, 530, 590 и 630 нм, углов рассеяния 15, 45, 110, 135, 165° и двух ортогональных состояний поляризации. Высокая чувствительность прибора обеспечивает на уровне молекулярного рассеяния света регистрацию 40 компонент вектора измерений с погрешностью 3% в течение 3-7 мин. Апробация методики проводилась на основе измерений в смешанном дыме сосны, создаваемом при сочетании режимов пламенного горения и тления материала в Большой аэрозольной камере ИОА объемом 1800 м^3 [9]. В течение 2-х суток эволюции дыма производились одновременные измерения коэффициентов углового рассеяния (нефелометр [8]) и концентрации сажи (аэталометр МДА [4]).

По данным нефелометрических измерений решалась обратная задача в 3 - фракционном приближении субмикронного аэрозоля [9] и вычислялись объемные распределения частиц по размерам dV_i/dr и комплексные показатели преломления каждой фракции частиц $m_i = n_i - i\chi_i$, где n_i и χ_i - показатели преломления и поглощения вещества частиц (i =1,2,3).

2.2. Определение концентрации сажи и ее распределения по размерам. Из распределений частиц по размерам dV/dr рассчитывались аэрозольные факторы заполнения V_i(мкм^3/см^3) для микро-, средне- и крупнодисперсной субфракций частиц. Отметим, что по данным

нефелометрии $V_i = V_{Ai} + V_{BCi}$, т.е. эти значения соответствуют сумме непоглощающей V_{Ai} и поглощающей V_{BCi} компонент аэрозольного вещества. При этом предполагается, что поглощение в основном определяется сажей (ВС), т.е. оценивается в эквивалентах ВС.

По правилу однородной внутренней смеси в частицах непоглощающего вещества с сажей показатели поглощения смеси равны χ_i (0.53 мкм) = $(V_{BC\,i} / V_i)\,\chi_{BC}$, (1)

где $V_{BC\,i}$ – факторы заполнения для сажи; показатель поглощения вещества сажи χ_{BC} = 0.74 [10]. Из (1) при известных значениях χ_i и V_i могут быть вычислены факторы заполнения V_{BCi} для каждой i- фракции и соответствующие им массовые концентрации сажи M_{BCi}, а также значения полной концентрации сажи M_{BC} и относительного содержания сажи P_i во фракциях:

$$V_{BCi} = (\chi_i / \chi_{BC})\, V_i; \quad M_{BCi} = \rho_{BC}\, V_{BCi}; \quad M_{BC} = \Sigma M_{BCi}; \quad P_{Vi} = V_{BCi} / V_i = \chi_i / \chi_{BC}, \quad (2)$$

где плотность вещества сажи ρ_{BC} = 1.85 г/см^3 [11].

На основе правила однородной внутренней смеси для показателей преломления частиц трех фракций $n_i = (V_{A\,i} / V_i)\, n_{Ai} + (V_{BC\,i} / V_i)\, n_{BC}$, (3)

с учетом (2) могут быть также рассчитаны для каждой субфракции показатели преломления непоглощающего вещества аэрозоля n_{Ai}: $n_{Ai} = (n_i V_i - V_{BC\,i}\, n_{BC}) / (V_i - V_{BC\,i})$, где показатель преломления сажи n_{BC} = 1.83 [10].

Рис. 1-3 иллюстрируют динамику во времени вычисленных с помощью уравнений (1-3) полной концентрации сажи, распределения сажи и ее относительного содержания по размерам в дыме.

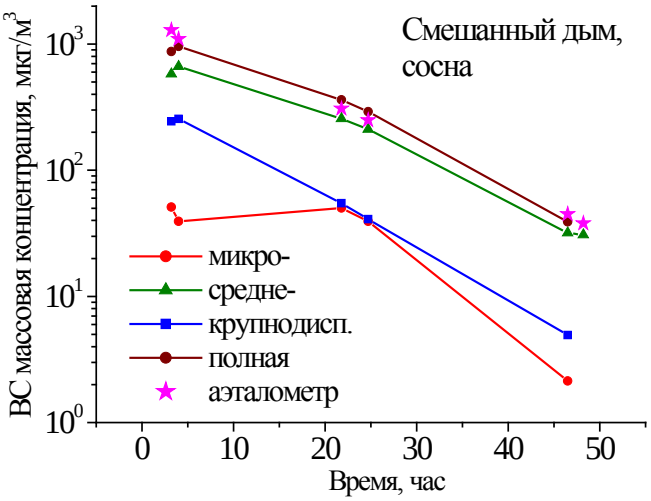


Рис. 1. Временная динамика полной и пофракционных концентраций сажи M_{BCi} для смешанного древесного дыма. Звездочки- данные одновременных измерений полной концентрации сажи аэталометром МДА.

Наибольшая масса сажи содержится в частицах среднедисперсного диапазона. В микро- и крупнодисперсных частицах концентрации сажи значительно (до 10 крат) ниже. Сравнение нефелометрических оценок полной концентрации сажи с данными аэталометрических

измерений (звездочки на рис. 1) показало, что результаты двух независимых методов удовлетворительно согласуются между собой. Различия при вариации M_{BC} в диапазоне 30÷1000 мкг/м^3 составили в среднем около 16%. Полученный результат позволяет использовать нефелометрическую методику для оценки характеристик сажесодержащего аэрозоля.

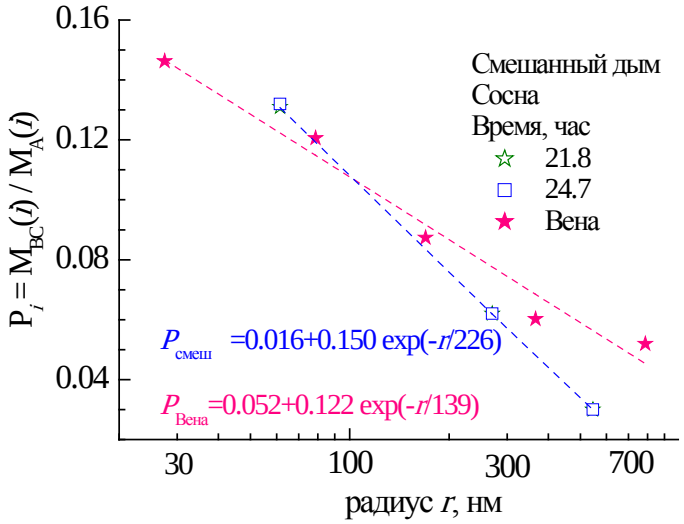


Рис. 2. Распределение относительного содержания сажи по размерам в древесном дыме после его 1-суточного "старения". Звездочки- данные [6] для приземного аэрозоля в г. Вена, 1991г. (импакторные измерения).

Значения относительного содержания сажи P в смешанном дыме (прямоугольники) характеризуется сильным уменьшением поглощающих свойств частиц от P =0.15 до 0.03 с увеличением среднего размера для трех субфракций частиц (рис.2). Вывод об уменьшении аэрозольного поглощения частиц при их укрупнении согласуется с данными для реального аэрозоля в г. Вена [6], полученными импакторным методом (звездочки на рисунке соответству-

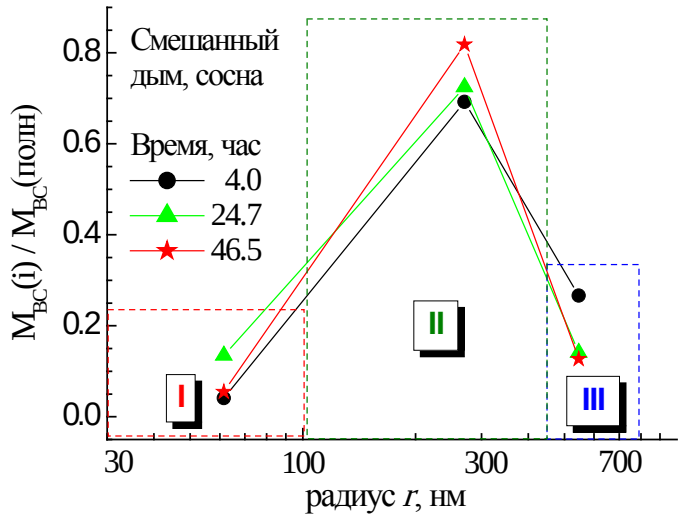


Рис. 3. Распределения нормированных концентраций сажи $M_{BC\ i}$ / M_{BC} *(total)* по размерам для трех фракций дымового аэрозоля (долевой вклад) на различных стадиях временной эволюции.

ют средним радиусам частиц для 5 каскадов импактора). Зависимости хорошо описываются экспоненциальными функциями *P* от радиуса частиц.

Нормированные распределения сажи по размерам (рис. 3) показывают, что форма распределений массы сажи устойчива во времени и характеризуется максимумом в среднедисперсном диапазоне размеров, составляя 70-83% полной концентрации, тогда как на микро- и крупнодисперсный диапазоны приходятся 5-15% и 12-26% массы сажи.

Заключение. Результаты выполненных исследований показали, что разработанный нефелометрический подход перспективен для независимых оценок характеристик сажесодержащего поглощающего аэрозоля.

Литература

1. *Кондратьев К.Я.* Атмосферный аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 1. Свойства аэрозоля различных типов // Оптика атмосферы и океана. 2004. Т. 17. № 01. С. 5-24.

2. *Bond T. C., S. J. Doherty, D. W. Fahey et al.* Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment J. Geophys. Res. Atmos. // 2013.118. Issue 11. P.5380-5552. doi: 10.1002/jgrd.50171.

3. *Bond T. C., Anderson T. L., Campbell D.* Calibration and intercomparison of filter-based measurements of visible light absorption by aerosols // Aerosol Sci. and Technol. 1999. 30. P. 582–600.

4. *Козлов В.С., Шмаргунов В.П., Полькин В.В.* Спектрофотометры для исследования характеристик поглощения света аэрозольными частицами // Приборы и техника эксперимента. 2008. №5. С. 155-157.

5. *Hitzenberger R. and Tohno S.* Comparison of black carbon (BC) aerosols in two urban areas – concentrations and size distributions // Atmos. Environ. 2001. 35. P. 2153-2167.

6. *Stephens M., Turner N., Sandberg J.* Particle identification by laser-induced incandescence in a solid-state laser cavity // Applied Optics. 2003. 42(19):3726–3736.

7. *Козлов В. С., Шмаргунов В. П., Панченко М. В., Козлов А. С., Малышкин С. Б.* Спектрометр для измерения распределения по размерам поглощающего вещества в субмикронном аэрозоле // Приборы и техника эксперимента. 2013. № 5. С. 142-143.

8. *Козлов В.С., Шмаргунов В.П., Тумаков А.Г., Панченко М.В., Рахимов Р.Ф.* Угловой поляризационный спектронефелометр APSN-02 для изучения оптико-микрофизических свойств атмосферного субмикронного аэрозоля // Аэрозоли Сибири. XVIII Рабочая группа: Тезисы докладов. Томск: Изд-е ИОА СО РАН. 2011. С.78.

9. *Рахимов Р.Ф., Козлов В.С., Тумаков А.Г., Шмаргунов В.П.* Оптические и микрофизические свойства смешанного дыма по данным поляризационных спектронефелометрических измерений. // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 01. С. 59-68.

10. *В.Е. Зуев, Г.М. Креков* Оптические модели атмосферы. В сб.: Современные проблемы атмосферной оптики. Т.2. Ленинград: Метеоиздат. 1986. 256 с.

11. *Gelencser, A.*: Carbonaceous aerosol, Springer, Dordrecht, The Netherlands, 2004.

МОНИТОРИНГ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ САЖИ ПО РАЗМЕРАМ В ПРИЗЕМНОМ АЭРОЗОЛЕ НА ОСНОВЕ ДИФФУЗИОННОГО МЕТОДА

[1]В.С. Козлов, [1]В.П. Шмаргунов, [1]М.В. Панченко, [1]Д.Г. Чернов, [2]А.С. Козлов, [2]С.Б. Малышкин

[1]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск

[1]Институт химической кинетики и горения им. В.В. Воеводского СО РАН, г. Новосибирск

e-mail: {vkozlov, vpsh, pmv, chernov}@iao.ru, kozlov@kinetics.nsc.ru, msb@ngs.ru

Ключевые слова: субмикронный аэрозоль, концентрация сажи (Black Carbon), диффузионный спектрометр сажи, распределение BC по размерам, мониторинг

В работе анализируются результаты мониторинговых измерений распределения сажи по размерам в субмикронном приземном аэрозоле, впервые начатых в 2013г. на Аэрозольной станции ИОА СО РАН (Академгородок, юго-восточная окраина г. Томска). Показано, что в сезонной динамике среднемесячных распределений сажи по размерам (в приближении одномодальной логнормальной функции) при переходе от зимнего к летнему сезону наблюдаются тенденции уменьшения объемного медианного диаметра и амплитуды распределения. Исследования выполнялись с помощью разработанных в ИОА СО РАН и ИХКГ СО РАН диффузионного метода и спектрометра сажи, использующих 8-секционную диффузионную батарею в качестве селектора частиц и аэталометр МДА для измерений концентрации сажи, с последующим решением обратной задачи. Проводится анализ результатов мониторинга, оцениваются преимущества нового подхода по сравнению с известными в мире методиками.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (Соглашение № 14.604.21.0100 - уникальный идентификатор RFMTFI60414X0100).

Введение. Для корректной оценки альбедо однократного рассеяния атмосферного аэрозоля в видимой области спектра, определяющего воздействие частиц на радиационный форсинг и климатические изменения на планете, необходимо проведение регулярных измерений и изучение пространственно- временной изменчивости распределений сажи (Black Carbon) по размерам [1,2]. Для определения содержания сажи в аэрозоле в настоящее время широко применяются фильтровые методы аэталометрии и фотометрии аэрозольного поглощения и метод интегрирующей сферы [3-5]. Первые измерения распределения сажи по размерам выполнялись с помощью многокаскадных импакторов частиц в сочетании с интегрирующей сферой [5]. В последние годы для измерения спектров размеров поглощающего вещества активно используется SP-2 метод индуцированного испарения отдельных частиц в лазерном пучке [6]. В ИОА СО РАН совместно с ИХКГ СО РАН в последние годы разработан диффузионный метод и создан спектрометр сажи для измерения распределений BC по

размерам в субмикронных частицах [7], сочетающий диффузионную батарею для селекции частиц и аэталометр для измерения BC.

В работе на основе мониторинговых измерений в приземном слое атмосферы анализируются результаты апробации созданного метода и спектрометра сажи для определения распределения сажи по размерам в субмикронном аэрозоле.

Диффузионный спектрометр сажи и методика мониторинговых измерений. На Аэрозольной станции ИОА СО РАН (Академгородок, юго-восточная окраина г. Томска) был установлен в 2013г. диффузионный спектрометр сажи и начались мониторинговые измерения распределения сажи по размерам в приземном аэрозоле. Основой диффузионного метода определения распределения BC по размерам является сочетание диффузионного селектора частиц (8- секционная диффузионная батарея сетчатого типа) и аэталометра МДА–02 (Многоволновой Дифференциальный Аэталометр) разработки ИОА, который измеряет концентрации сажи на секциях дифбатареи. Комплекс работает в проточном режиме при прокачке воздуха с аэрозолем через дифбатарею и аэталометр (рис.1).

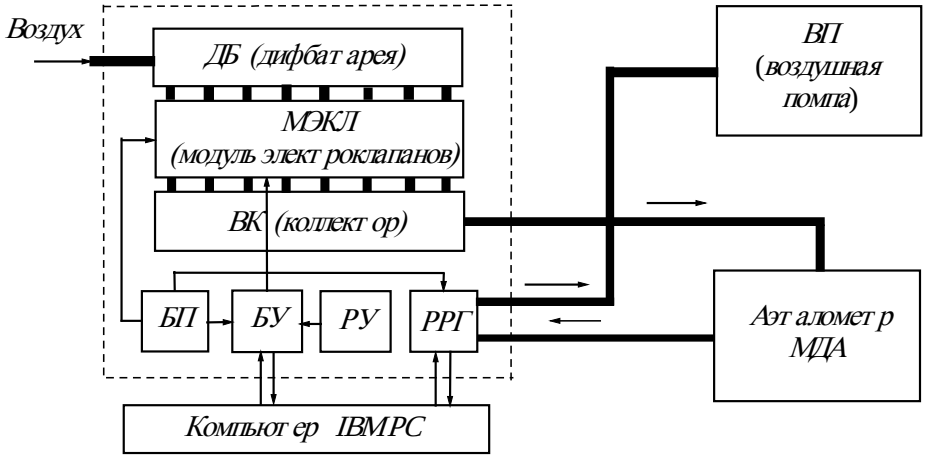


Рис. 1. Блок-схема диффузионного спектрометра сажи. Здесь *БП* - модули питания, *БУ* - блок управления, *РУ* - панель ручного управления, *РРГ* - регулятор расхода воздуха.

Диффузионная батарея осуществляет для каждой секции *ДБ* известное с высокой точностью в диффузионном приближении удаление частиц различных размеров за счет их захвата наборами сеток (рис. 2). Блок управления производит в автоматическом режиме последовательное переключение клапанов на секциях *ДБ* и подачу аэрозоля в аэталометр *МДА* для измерений концентраций сажи на каждой секции. Аэталометр МДА-02 предварительно интеркалибровался с аэталометром MAAP 5012 (Thermoscientific Inc., USA) на основе одновременных измерений концентрации сажи в приземном аэрозоле. Полученная информация

о полной концентрации сажи и 7 “секционных” концентрациях используется для решения обратной задачи и определения распределения сажи по размерам. Дополнительно создана программа вычислений в приближении одномодальной логнормальной функции.

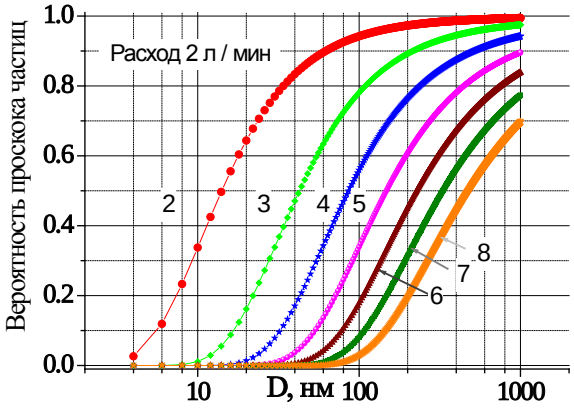


Рис. 2. Вероятности проскока частиц от размера для разных секций при скорости воздуха 2л/мин.



Рис. 3. Общий вид спектрометра сажи (в центре блок *ДБ*, справа аэталометр *МДА-02*.

Управляющая программа компьютера задает периодичность включения прибора, расход воздуха, длительность прокачки пробы аэрозоля для каждой секции *ДБ*. Созданный спектрометр сажи имеет следующие технические характеристики: 1) высокое временное разрешение (оперативность), время цикла измерений– от 30 мин; 2) высокое разрешение по спектру размеров (дискретность)– 10 нм; 3) широкий диапазон размеров– 10÷1000 нм; 4) высокая статистическая обеспеченность– мониторинговый режим; 5) низкая погрешность восстановления концентраций сажи по каналам– ±2%; 6) высокая концентрационная чувствительность аэталометра– 5 нг·м$^{-3}$; 7) расход воздуха– 1÷4 л/мин; 8) погрешность регулирования расхода воздуха – ±2%; 11) мобильность спектрометра– габариты селектора 200×300×260 мм, вес 10 кг.

Важными преимуществами развитого диффузионного метода по сравнению с известными подходами и приборами являются отсутствие возмущающего воздействия на физико-химический состав анализируемых частиц и хорошо апробированный математический аппарат описания диффузии аэрозолей и решения обратной задачи. Поскольку при селекции в изменчивости дисперсного состава участвуют частицы всех размеров, то это обеспечивает высокое разрешение (дискретность) результатов по спектру размеров. Сравнительный анализ различных методов позволяет сделать заключение о перспективности применения диффузионного подхода и спектрометра сажи для мониторинговых измерений распределения сажи по размерам в составе атмосферного аэрозоля.

Результаты мониторинговых измерений. В 2014-2015 г.г. на Аэрозольной станции ИОА выполнялись в режиме мониторинга измерения распределения сажи по размерам через каждые 2 часа, с длительностью цикла измерения 1.3ч. На рис.5 приведены среднемесячные распределения объема сажи по размерам за период измерений. Плотность вещества сажи принята равной 1.85 г/см^3. Показано, что в сезонной динамике происходит монотонное изменение параметров распределения сажи, выступающее в пользу возможности параметризации годового хода. При переходе от зимнего периода года к летнему сезону в 2014г. проявляется устойчивая тенденция уменьшения объемного медианного диаметра сажи D_m в среднем в пределах от 240 нм до 174 нм (в 1.38 раза) (рис. 5а).

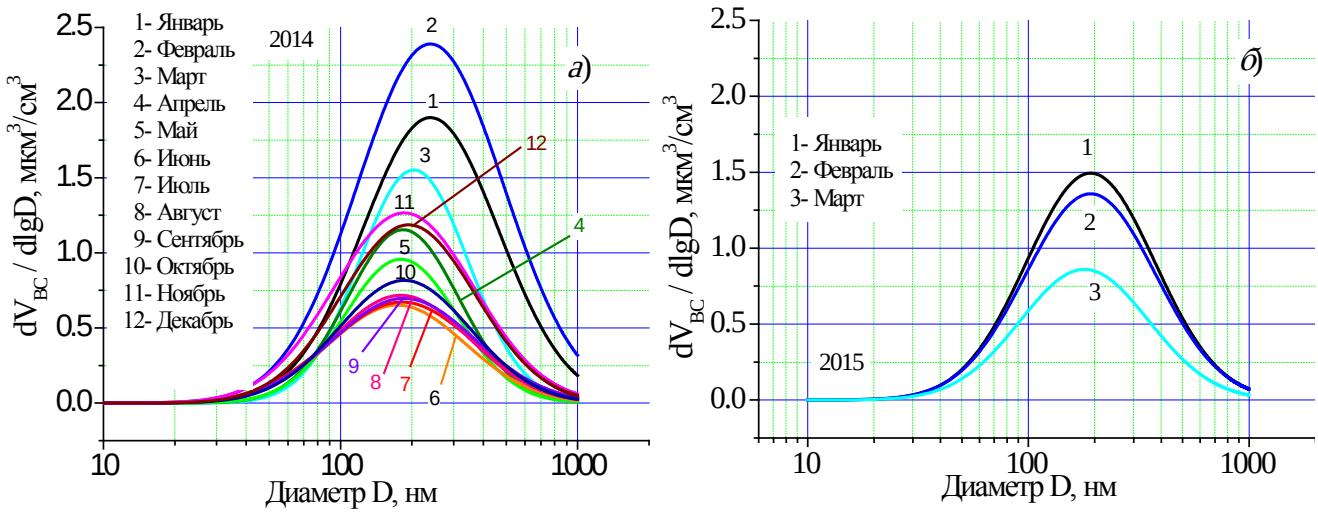


Рис. 5. Среднемесячные объемные распределения сажи по размерам в 2014 г. (а) и 2015 г. (б).

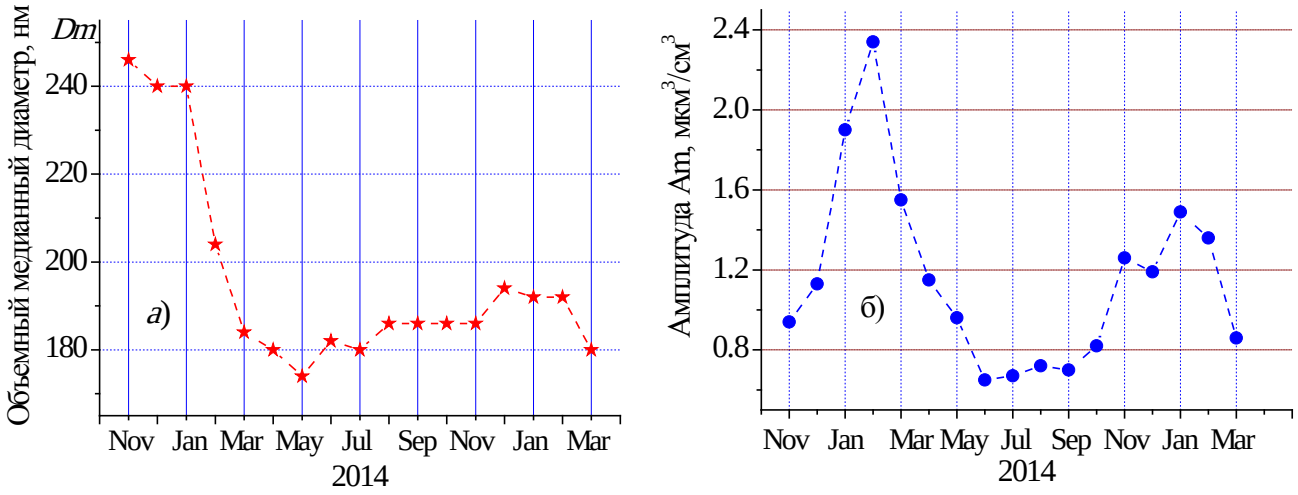


Рис. 6. Динамика среднемесячных значений медианного диаметра сажи D_m и амплитуды распределения A_m по результатам мониторинговых измерений.

По мере завершения отопительного сезона к лету происходит сильное убывание (в 3.6

раза) амплитуды распределения сажи A_m (рис.6б), пропорциональное сезонному уменьшению полной среднемесячной концентрации сажи. Сезонная изменчивость от зимы к лету полуширины распределения сажи по размерам менее устойчива, однако проявляет в 2014 г. тенденцию уменьшения $ln\sigma_g$ от ~ 0.71 в феврале до ~0.55 в мае. Более детальное изучение особенностей сезонной динамики распределения сажи по размерам и поиск ее аналитической параметризации нуждается в продолжении рядов мониторинговых наблюдений распределения сажи по размерам.

Заключение. Впервые в мировой практике выполнены длительные мониторинговые измерения распределения сажи по размерам в приземном атмосферном аэрозоле в регионе Западной Сибири. По результатам мониторинга с помощью разработанного диффузионного метода и созданного спектрометра сажи установлены особенности сезонной изменчивости распределения ВС в частицах в диапазоне размеров 10-1000 нм. Развиваемый подход обеспечивают невозмущающий контроль свойств поглощающего вещества в аэрозоле с высоким размерным разрешением и оперативностью, обладает рядом преимуществ по сравнению с известными в литературе методами и перспективен для изучения свойств сажи в атмосфере и в составе антропогенных эмиссий различной природы (промышленность, транспорт, авиация и др.).

Литература

1. *Кондратьев К.Я.* Атмосферный аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 1. Свойства аэрозоля различных типов // Оптика атмосферы и океана. 2004. Т. 17. № 01. С. 5-24.

2. *Bond T. C., S. J. Doherty, D. W. Fahey et al.* Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment J. Geophys. Res. Atmos. // 2013.118. Issue 11. P.5380-5552. doi: 10.1002/jgrd.50171.

3. *Bond T. C., Anderson T. L., Campbell D.* Calibration and intercomparison of filter-based measurements of visible light absorption by aerosols // Aerosol Sci. and Technol. 1999. 30. P. 582–600.

4. *Козлов В.С., Шмаргунов В.П., Полькин В.В.* Спектрофотометры для исследования характеристик поглощения света аэрозольными частицами // Приборы и техника эксперимента. 2008. №5. С. 155-157.

5. *Hitzenberger R. and Tohno S.* Comparison of black carbon (BC) aerosols in two urban areas – concentrations and size distributions // Atmos. Environ. 2001. 35. P. 2153-2167.

6. *Stephens M., Turner N., Sandberg J.* Particle identification by laser-induced incandescence in a solid-state laser cavity // Applied Optics. 2003. 42(19):3726–3736.

7. *Козлов В. С., Шмаргунов В. П., Панченко М. В., Козлов А. С., Малышкин С. Б.* Спектрометр для измерения распределения по размерам поглощающего вещества в субмикронном аэрозоле // Приборы и техника эксперимента. 2013. № 5. С. 142-143.

СООТНОШЕНИЕ ВКЛАДОВ РЕГИОНАЛЬНЫХ, ГОРОДСКИХ И ЛОКАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ В ЗАГРЯЗНЕНИЕ АТМОСФЕРЫ МЕГАПОЛИСОВ В МЕСТАХ С РАЗЛИЧНОЙ СТЕПЕНЬЮ АНТРОПОГЕННОЙ НАГРУЗКИ

А.С.Емиленко[1], А.А.Исаков[1], В.М.Копейкин[1], Ван Генчень[2]

[1]Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН, Москва

emilas@list.ru, kopeikin@ifaran.ru

[2]Институт физики атмосферы АН Китая, Пекин

wgc@mail.iap.ac.cn

Ключевые слова: коэффициент направленного светорассеяния, концентрация сажи, локальные, городские и региональные источники аэрозоля.

Анализируются результаты круглосуточных синхронных измерений коэффициента направленного светорассеяния и концентрации сажи, выполненных в период с 1985 по 2014 год в Москве, Подмосковье, регионе Кавказских Минеральных Вод, в Пекине и в фоновой обсерватории Син Лун.

В докладе рассматриваются результаты круглосуточных измерений коэффициента направленного светорассеяния под углом 45 градусов на длине волны 510 нм ($D(45^0)$) и синхронных круглосуточных измерений концентрации сажи, точнее «черного углерода» (BC). Наблюдения проводились синхронно на фоновых региональных станциях и в городах. Для городов Северного Кавказа фоновой станцией была Кисловодская Высокогорная научная станция ИФА им. А.М. Обухова РАН (КВНС). Станция расположена в 20 км к югу от Кисловодска на плато Шад Жат Маз на высоте 2000 м над уровнем моря. Для Москвы фоновой станцией является Звенигородская научная станция ИФА РАН (ЗНС), расположенная в 55 км на северо-запад от центра Москвы. Фоновая станция для Пекина находится на горе Син Лун в 150 км северо-восточнее столицы Китая на высоте 1000 м над уровнем моря.

На рис.1 показан средний суточный ход $D(45^0)$ в городе Кисловодске в зимний и летний сезоны 1987 года в сопоставлении с данными синхронных измерений на КВНС. Зимой в Кисловодске отчетливо выражены утренний (примерно в 9 часов) и вечерний (18-21 часов) максимумы концентрации аэрозоля. Как следует из рис.1, летом внутрисуточная изменчивость выражена слабо. Данные рисунка и анализ других результатов измерений [1,2], показывают, что в зимний сезон загрязнение воздушного бассейна Кисловодска определяется местными источниками, а летом источниками регионального масштаба. Информация о других годах содержится в табл.1, где представлены данные, усредненные за месячные циклы измерений для летних, осенних и зимних месяцев в 1985-1989 гг.

В зимний сезон наблюдается отличие уровней загрязнения в Кисловодске и на КВНС в 3 – 5 раз. В летние месяцы уровни концентрации аэрозоля отличаются всего в 1.3 -1.9 раза.

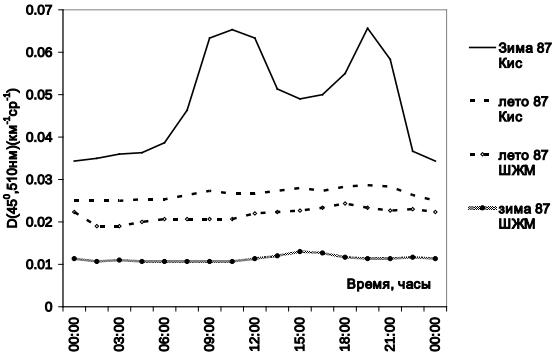


Рис.1. Сравнение средних суточных ходов концентрации сбм аэрозоля в городе Кисловодске и на горе Шад Жат Маз (ШЖМ) в летний и зимний периоды 1987 года.

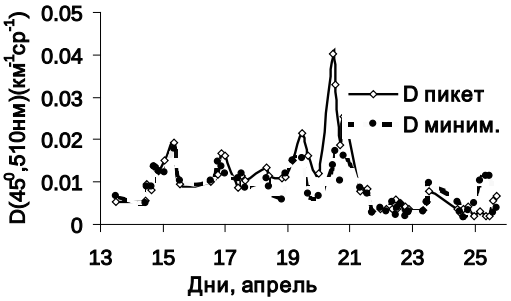


Рис.2. Сопоставление коэффициентов направленного светорассеяния аэрозоля в стационарном пункте в Кисловодске в санатории Пикет и минимальных значений маршрутных измерений по данным апреля 2000 года.

Таблица 1 Сопоставление средних за месячный цикл измерений концентраций сбм аэрозоля в Кисловодске и на КВНС в теплый и холодный периоды года по данным синхронных измерений в 1985 -1989 годах

Год	1985	1985	1986	1986	1986	1987	1988	1988	1989
Месяц	VIII	X	II	VIII	IX	VII	II	VII	VII
$M_{кис}$,мкг/м^3	33	39	45	29	27	24	41	24	32
$M_{шжм}$,мкг/м^3	26	13	10	20	18	17	8	15	17
$M_{кис}$/ $M_{шжм}$	1.3	3.1	4.5	1.5	1.5	1.5	5.5	1.7	1.9

На рис.2 представлены результаты сравнения временных зависимостей $D(45^0)$ для цикла маршрутных измерений в апреле 2000 года в курортных городах Северного Кавказа [1]. Один нефелометр был установлен стационарно в городе Кисловодске вдали от локальных источников загрязнения. Второй был смонтирован на автомобиле, перемещавшемся по всем курортным городам как сравнительно чистым, так и находящимся в зоне интенсивных локальных источников аэрозоля. На рис.2 минимальные значения $D(45^0)$ за цикл измерений сравниваются с данными в стационарной точке. Эти минимальные значения хорошо согласуются с результатами измерений в Кисловодске, за исключением отрезка времени с 19 по 22 апреля, когда в Кисловодске проходило сжигание сухой травы и веток.

На рис.3. представлены результаты синхронных измерений концентрации сажи в Москве и на ЗНС в апреле 2014 года. Измерения проводились в период массового сжигания во всей Московской области деревьев, пораженных короедом. При этом средние концентрации BC в Москве и на ЗНС за весь цикл измерений отличались всего лишь в 1.4 раза. Как показали результаты предыдущих измерений, концентрации сажи в Москве и ЗНС при преобладании

влияния городских и локальных источников отличаются в 2.5 -3 раза, и таких высоких уровней содержания сажи в фоновой точке на ЗНС, как на рис.3, не наблюдается. Таким образом, в апреле преобладали региональные источники сажи.

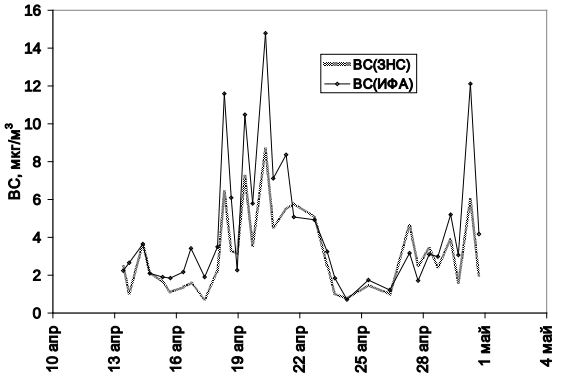


Рис.3. Сопоставление временной изменчивости концентраций сажи (BC) в Москве на крыше здания ИФА и на ЗНС в апреле 2014.

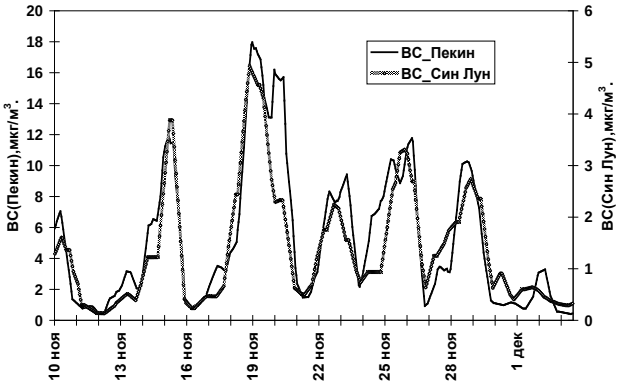


Рис.4. Синхронные измерения концентрации сажи (BC) в Пекине и в горной местности в 150 км на северо-восток от Пекина в 2014 году.

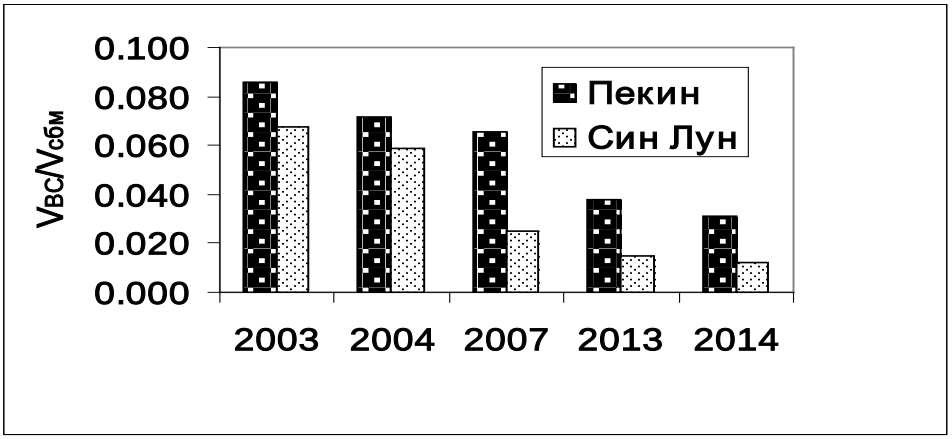


Рис.5. Сопоставление междугодичной изменчивости относительного содержания сажи в тонкодисперсном аэрозоле в Пекине и на горе Син Лун.

На рис.4 проведено сравнение синхронных измерений концентрации сажи в Пекине и горной обсерватории в период с 9 ноября по 5 декабря 2014 года. В 2003, 2004 и 2007 годах, наряду с синхронными измерениями концентрации сажи, проводились синхронные измерения $D(45^0)$. Было выявлено, что в Пекине средняя за цикл измерений объемная концентрация тонкодисперсного аэрозоля в 1.5 – 2 раза превышает измеренную концентрацию в фоновой горной точке, в то время как концентрация сажи в Пекине превышает фоновую в 3.5 - 4 раза. В горной местности практически отсутствуют локальные антропогенные источники примесей.

Концентрации сажи и субмикронного аэрозоля определяются только региональными источниками и трансформаций аэрозоля в процессе переноса воздушной массы.

Как видно из рис.5, в период с 2003 по 2013 годы, как на фоновой станции, так и в Пекине существенно уменьшилось относительное содержание сажи. Объемная концентрация аэрозоля в диапазоне размеров 0.05 – 0.6 мкм связана с измеряемым нефелометром параметром простым эмпирическим соотношением $V(мм^3/м^3) = D(45^0,510нм)$ $(ср^{-1}км^{-1})$ [2]. Для расчета отношения объемных концентраций сажи и аэрозоля $V_{BC}/V_{сбм}$ плотность частиц сажи принималась равной $1.8г/см^3$ [3]. В Пекине наряду с региональными источниками существуют локальные и городские, в которых относительное содержание сажи существенно выше, чем в региональных [4]. Поэтому относительное содержание сажи на горе Син Лун примерно в 1.5 раза меньше, чем в Пекине.

Таким образом, сравнение фоновых уровней содержания аэрозоля и сажи с уровнями в центре города позволяет выделить доминирующий вид источника загрязнения. Для Кисловодска зимой это городские источники, а для всего региона Северного Кавказа летом и для Пекина и Москвы в течение всего года это региональные источники. Основное качественное отличие концентрации аэрозоля на фоновых станциях от пунктов наблюдения, расположенных в центре города – существенно более низкое относительное содержание сажи в тонкодисперсной фракции аэрозоля.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (гранты 13-05-00956_а, 14-05-91160-ГФЕН)

1. *I.B.Belikov, I.G.Granberg, E.M.Dobryshman, A.F.D'yachkov, N.F.Elansky, A.S.Emilenko, V.V.Kopeikin, and E.V.Fokeeva.* En-Route Measurements of Atmospheric Pollution in the Region of Caucasus Mineral Waters // Izvestiya,Atmospheric and Oceanic Physics, V. 37, Suppl. 1, 2001, pp. S102-S109.

2. *Panchenko M.V., Sviridenkov M.A., Terpugova S.A., Kozlov V.S.* Active spectral nephelometry as a method for the study of submicron atmospheric aerosols // International Journal of Remote Sensing. 2008. V.29. P.2567-2583.

3. *Свириденков М.А., Емиленко А.С., Копейкин В.М., Ван Генчень.* Трансформация оптических свойств и микроструктуры аэрозоля во время смогового эпизода в Пекине // Оптика атмосферы и океана. 2006. Т. 19. № 6. С. 522–525.

4. *Емиленко А.С., Копейкин В.М.* Сравнение синхронных измерений концентрации сажи и субмикронного аэрозоля в регионах с различной степенью антропогенной нагрузки // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 6. С. 535-540.

ИССЛЕДОВАНИЕ СПЕКТРОВ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ И КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ СВЕТА В ВОДЕ И ХЛОРОФИЛЛЕ «А» ПРИ ВОЗБУЖДЕНИИ ЛАЗЕРНЫМИ ИМПУЛЬСАМИ ФЕМТОСЕКУНДНОЙ ДЛИТЕЛЬНОСТИ

Ю. С. Бирюкова[1], А. А. Ильин[1,2], А. Ю. Майор[2], С. С. Голик[1,2]

[1]*Дальневосточный федеральный университет, 690950, Россия, Владивосток, ул. Суханова, д. 8*

[2]*Институт автоматики и процессов управления, Дальневосточное отделение РАН, 690041, Россия, Владивосток, ул. Радио, д. 5*

mebius0112@yandex.ru, triplecks@mail.ru, mayor@iacp.dvo.ru, golik_s@mail.ru

Ключевые слова: Комбинационное рассеяние, люминесценция, вода, хлорофилл «а».

Аннотация: Исследованы спектры комбинационного рассеяния, возбуждаемые лазерными импульсами фемтосекундной длительности в дистиллированной и водопроводной воде, а также спектры люминесценции водных растворов, содержащих растворенные органические вещества и хлорофилл «а».

Спектроскопия комбинационного рассеяния является мощным методом для качественного и количественного анализа органических веществ и биологических объектов. Значительное внимание в настоящее время сфокусировано на использовании фемтосекундных лазерных импульсов в спектроскопии комбинационного рассеяния (КР) и люминесцентном анализе [1,2]. Преимущество данных методов заключается в том, что можно проводить неразрушающую диагностику, позволяющую делать выводы об изменении свойств объекта без термических эффектов и связанных с ними повреждений [2-4]. Также, возможно обнаружение содержания составляющих компонентов биологических образцов в очень малых концентрациях и возможность отслеживать изменения их молекулярных состояний. Благодаря высокой пиковой и малой средней интенсивности импульсного излучения стало возможным надёжно измерять слабый нелинейный отклик химических и биологических объектов, а также получать хорошее соотношение сигнал/шум при минимальном воздействии на биологические объекты за время облучения $\tau \leq 100$ фс [5]. Выбор объектов исследования обусловлен тем, что фитопланктон является одним из наиболее чувствительных к загрязнению компонентов морских экосистем, а изучение соотношений между различными пигментами фитопланктона позволяет судить о преобладании той или иной группы водорослей в морской воде. Следовательно, характеризует физиологическое состояние популяции фитопланктона. Основную роль в процессе фотосинтеза играет хлорофилл «а», поэтому его содержание является главной характеристикой активности всей популяции фитопланктона.

Измерения проводились на экспериментальном комплексе, в состав которого входит усилитель SpitfireProXP40F-5W, обладающий следующими параметрами: центральная длина волны λ=800 нм, длительность импульса τ=40 фс, максимальная энергия E_{max}=7 мДж, частота следования импульсов до 1 кГц. В кристалле BBO основная гармоника преобразуется во вторую гармонику (400 нм, 1 мДж) при длительности < 100 фс. Затем импульс на центральной длине волны 400 нм с диаметром пучка 12 мм направлялся с помощью системы зеркал на кювету с образцом. Сигнал КР и люминесценции вещества образца по оптоволоконному кабелю направлялся на входную щель спектрометра Maya 2000 Pro (Ocean Optics), обеспечивающего регистрацию спектра в диапазоне 200-1100 нм, с разрешением 1 нм. Все спектры измерялись под углом 90 градусов относительно луча лазера. Каждый спектр был накоплен спектрометром в течение времени экспозиции в 3 с.

На рисунке 1 представлен график зависимости интенсивности линии комбинационного рассеяния света в воде в зависимости от энергии фемтосекундных импульсов длительностью <100 фс.

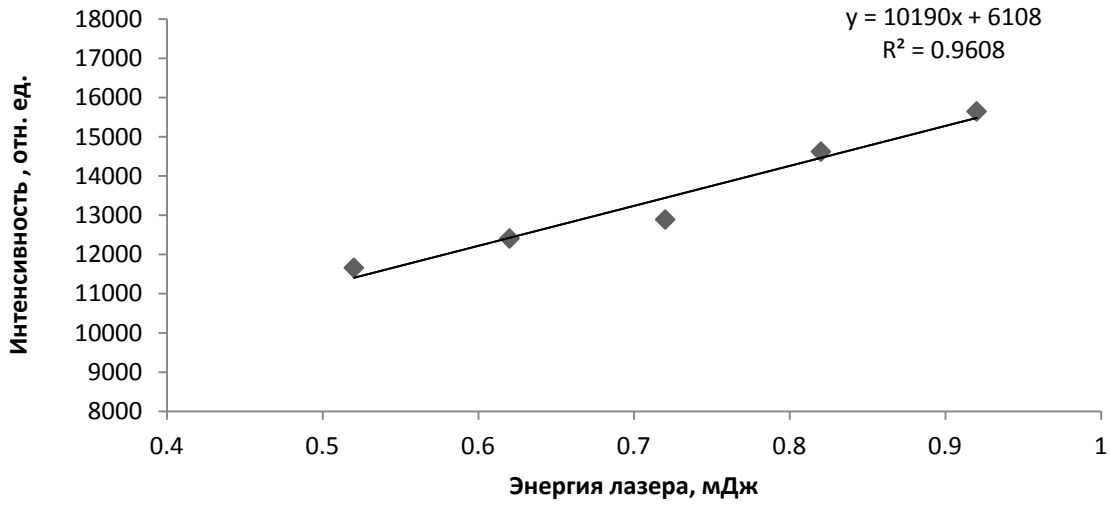


Рисунок 1. График зависимости интенсивности линии комбинационного рассеяния света в воде от энергии фемтосекундного лазера.

Из рисунка 1 получена линейная зависимость интенсивности линии комбинационного рассеяния света в воде от энергии фемтосекундного лазера, в диапазоне энергий от 0,52 мДж до 0,92 мДж.

На рисунке 2 изображены спектры комбинационного рассеяния света в воде при различных значениях энергии в импульсе.

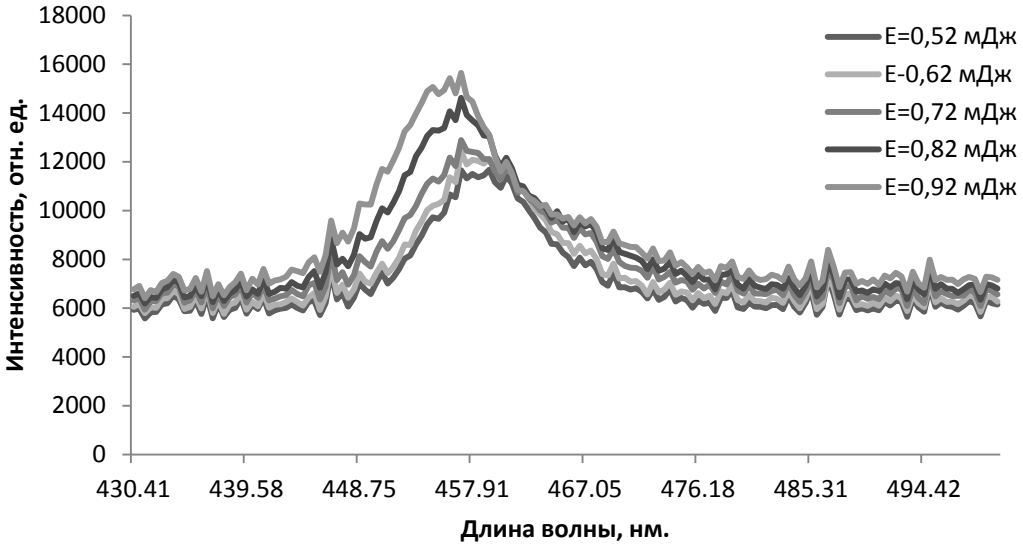


Рисунок 2. Смещение центральной длины волны пика КР в воде в антистоксовую область.

На рисунке 2 наблюдается смещение центральной длины волны пика комбинационного рассеяния света в воде в антистоксовую область при увеличении интенсивности лазерного излучения. Значения полуширин линий КР возрастают с увеличением интенсивности лазерного излучения. На рисунке 3 представлены спектры люминесценции и комбинационного рассеяния света дистиллированной и водопроводной воды, полученные при одинаковых параметрах установки: энергия в импульсе E= 0,52 мДж, длина волны лазера λ=400нм, время экспозиции спектрометра τ=3 сек.

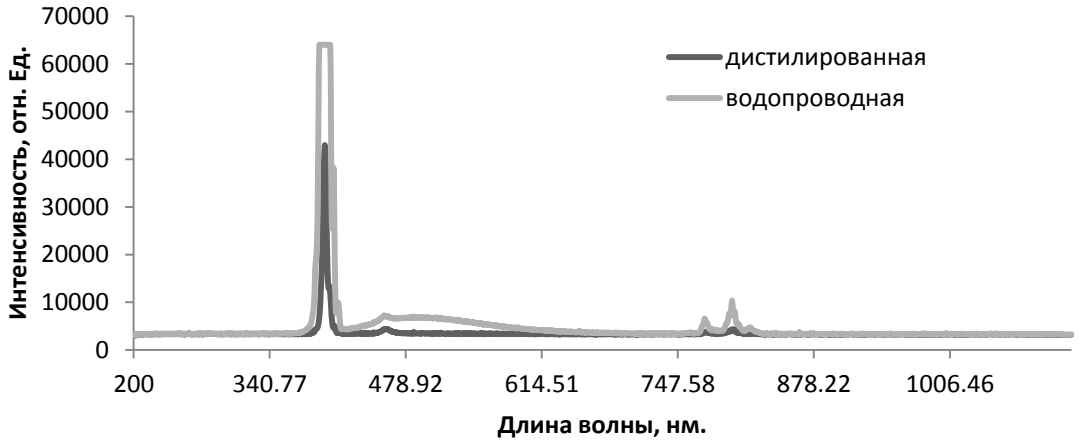


Рисунок 3. Спектры люминесценции и комбинационного рассеяния света для дистиллированной и водопроводной воды.

На данном спектре (см. рис. 3) наблюдается широкополосная линия люминесценции в спектре водопроводной воды, обусловленная наличием растворенных в воде органических

веществ. В спектрах люминесценции водного раствора хлорофилла «а» зарегистрирована линия с центром на длине волны 674 нм и полушириной Δλ=17,3 нм. На рисунке 4 представлена зависимость интенсивности линии люминесценции хлорофилла «а» на центральной длине волны 674 нм от числа лазерных импульсов.

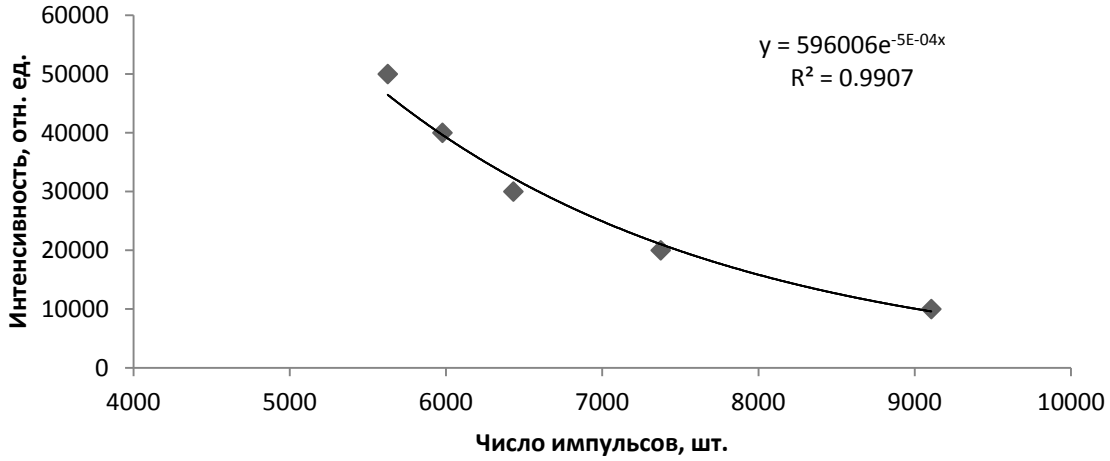


Рисунок 4. Зависимость интенсивности флуоресценции линии хлорофилла «а» от числа лазерных импульсов.

Путем аппроксимации графика получена убывающая экспоненциальная кривая, характеризующая нелинейное затухание интенсивности флуоресценции в зависимости от количества лазерных импульсов, прошедших сквозь кювету с раствором хлорофилла «а».

Исследование спектров комбинационного рассеяния выполнено в ДВФУ при поддержке гранта Российского научного фонда (соглашение № 14-50-00034), спектры хлорофилла «а» получены с использованием оборудования центра коллективного пользования ЛаМИ ИАПУ ДВО РАН.

Список литературы:

1. *Ph. Kukura, D.W. Mccamant and R.A. Mathies.* Femtosecond Stimulated Raman Spectroscopy// Annual Review of Physical Chemistry. 2007. № 58. P. 461-488.

2. *D.R. Arslanova, T.V. Abakumova, T.P. Gening, A.A. Sisoljatin, T.S. Barisheva*. Influence of femtosecond laser irradiation at erythrocytes in vitro// Laser Medicine. 2011. № 15. P. 107.

3. *P.G. Kryukov.* Ultrashort-pulse lasers// Quantum electronics. 2001. № 31. P. 95–119.

4. *K.L. Miller, I.V. Sergeev, D.P. Dvoretsky.* Effects of low intensity red and distant infra-red laser irradiation on the blood// Regional Haemodynamics and Microcirculation. 2011. № 10. P. 90-94.

5. *I. Stadler, R. Evans, B. Kolb, J.O. Naim, V. Narayan, N. Buehner, R.J. Lanzafame.* In vitro effects of low-level laser irradiation at 660 nm on peripheral blood lymphocytes// Lasers Surg. Med. 2011. № **27**. P. 255–261.

ЗАВИСИМОСТЬ ИНТЕНСИВНОСТИ СПЕКТРАЛЬНЫХ ЛИНИЙ ОТ ЭНЕРГИИ ИМПУЛЬСА В ФЕМТОСЕКУНДНОЙ ЛАЗЕРНОЙ ИСКРОВОЙ СПЕКТРОСКОПИИ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ ЖЕЛЕЗА

С.С.Голик[12], А.А. Ильин[12], М.Ю.Бабий[1], Ю.С. Бирюкова[1], В.В. Лисица[1], К.А. Шмирко[2]

[1]Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, ул. Суханова 8

[2]Институт автоматики и процессов управления Дальневосточного отделения РАН, г. Владивосток, ул. Радио 5

ssgolik@gmail.com, triplecks@mail.ru, symbiossis@gmail.com, mebius0112@yandex.ru, snap06@googlemail.com, shmirko.konstantin@gmail.com, o_bukin@mail.ru

Ключевые слова: фемтосекундная плазма, вода, железо, спектр

Аннотация. Исследовано влияние энергии в импульсе на временную эволюцию интенсивности сплошного и линейчатого спектров плазмы, генерируемой на поверхности водных растворов железа сфокусированным излучением титан-сапфирового лазера с длиной волны 800 нм, длительностью импульса 45 фс и диапазоном энергий 3-7 мДж. Получены калибровочные графики и рассчитан предел обнаружения для определения железа в воде данным методом.

Лазерная искровая спектроскопия (ЛИС) является мощным методом для in-situ анализа различных сред и объектов [1-3]. В работах [4, 5] было показано, что ЛИС метод имеет большой потенциал в качестве инструмента для геохимического анализа и мониторинга окружающей среды. Однако, не смотря на то, что данный метод имеет ряд преимуществ перед другими методами, предел обнаружения для многих элементов при возбуждении плазмы импульсами наносекундной длительности находится на ppm уровне [1, 2], что не удовлетворяет его применению для мониторинга следовых концентраций химических элементов в природных водах и, в частности, морской воды. Мониторинг следовых концентраций химических элементов в морской воде имеет важное значение, так в работе [6] было показано, что искусственное добавление в воду малых концентраций растворенного железа привело к массовому цветению фитопланктона, являющегося основой пищевой цепи и потребляющего значительную часть нитратов и углекислого газа. Вышесказанное обуславливает необходимость мониторинга следовых концентраций железа в диапазоне 10^{-4} - 10^{-6} г/л. В настоящее время метод ЛИС с одноимпульсным возбуждением плазмы импульсами наносекундной длительности обеспечивает предел обнаружения железа в воде порядка 10^{-2} г/л [2] и с использованием импульсов фемтосекундной длительности с энергией 1 мДж порядка 3.4×10^{-3} г/л [7]. Известно, что механические и термодинамические параметры плазмы лазерного пробоя сильно различаются при переходе с импульсов наносекундной длительности к фемтосекундной [8, 9]. Для плазмы, генерируемой импульсами фемтосекундной длительности

температура и электронная плотность значительно ниже, чем для наносекундной длительности, в результате чего интенсивность сплошного спектра существенно ниже [10]. Так же при переходе к фемтосекундной длительности импульса меняется и временные зависимости интенсивностей сплошного и линейчатого спектра плазмы [11, 12]. Для повышения предела обнаружения в ЛИС используется техника временного стробирования, где оптимальные величины задержки регистрации сигнала относительно лазерного импульса *td* и времена экспозиции сигнала *tg* зависят от определяемого элемента и способа возбуждения плазмы на поверхности образца. В нашей предыдущей работе [7] были получены оптимальные *td и tg,* а так же рассчитаны пределы обнаружения для ряда химических элементов, включая железо для импульсов с энергией до 1 мДж. Для повышения интенсивности линейчатого спектра в ЛИС возможно использовать увеличение плотности мощности излучения на поверхности образца как при помощи более острой фокусировки [13], так и при увеличении энергии лазерных импульсов. В данной работе исследуется зависимость интенсивности линейчатого и сплошного спектра плазмы, при возбуждении фемтосекундными импульсами на поверхности водного раствора железа с энергиями импульса до 7 мДж. На рисунке 1 представлена схема экспериментальной установки.

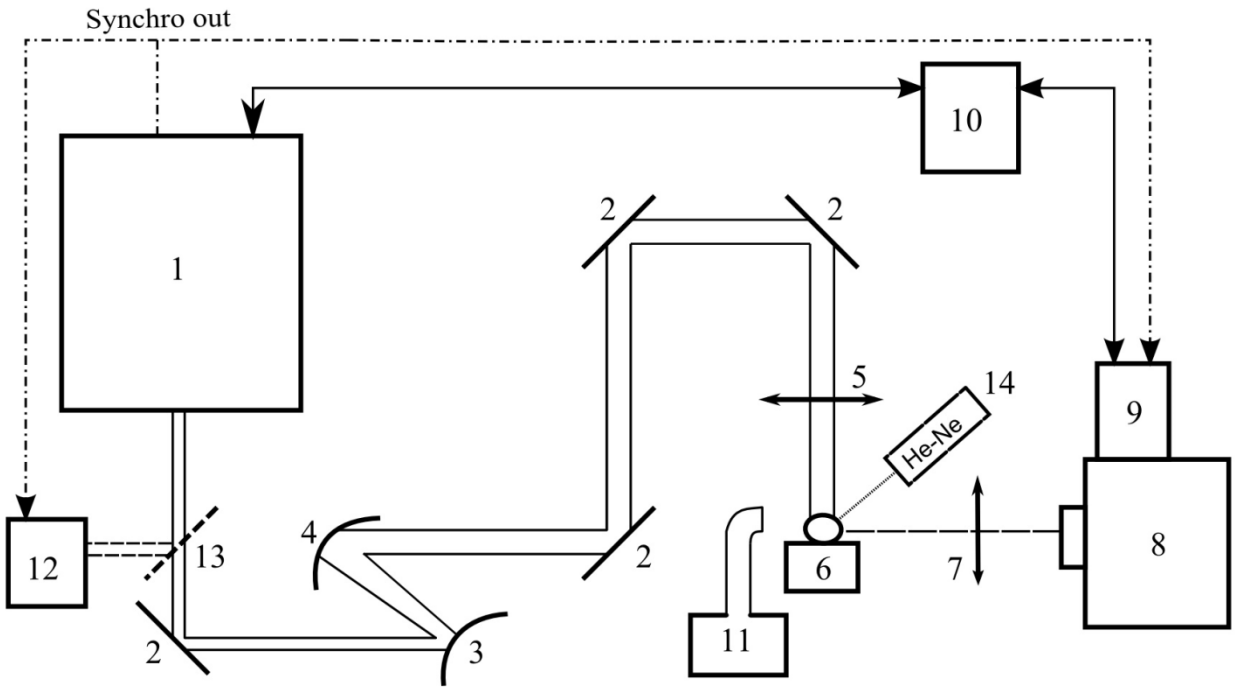


Рисунок 1. 1 – лазер, 2 – поворотные зеркала, 3,4 -1,5х телескоп, 4 – линза, 6 – образец, 7-линза, 8 – монохроматор, 9 – ПЗС камера с ЭОП, 10 – персональный компьютер, 11 –аспиратор, 12 – автокоррелятор, 13- зеркало на откидной держалке.

На рисунке 2 представлены графики зависимости интенсивности сплошного спектра плазмы на длине волны 369 нм и линии железа на длине волны 371 нм от энергии лазерных импульсов.

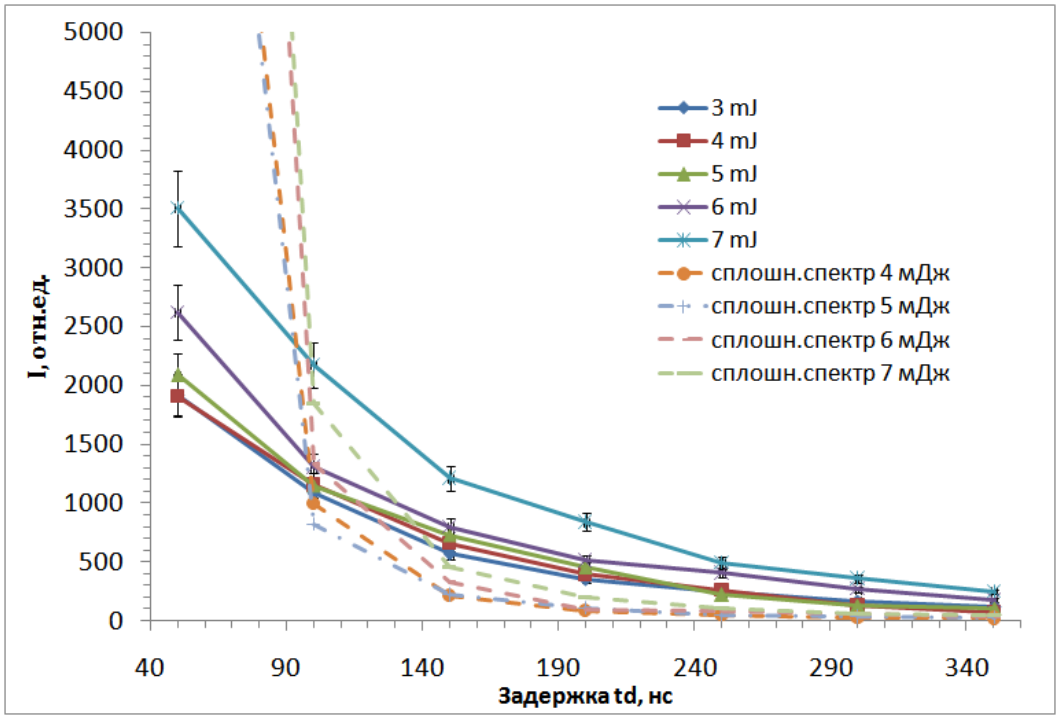


Рисунок 2. Зависимости интенсивности сплошного спектра плазмы на длине волны 369 нм и линии железа на длине волны 371 нм от энергии лазерных импульсов.

Длительность импульса во всех измерениях оставалась неизменной 45 фс, время экспозиции tg составляло 50 нс, накопление осуществлялось по 200 спектрам при частоте следования импульсов 50 Гц. Из рисунка 2 видно, что максимальное увеличение интенсивности линии наблюдается для энергии импульса 7 мДж, поэтому предел обнаружения железа в воде измерялся для данного значения энергии.

На рисунке 3 представлен калибровочные графики для определения концентрации железа в воде используемым методом для эмиссионной линии Fe I (371 нм) для задержек td = 160 нс и 190 нс. Предел обнаружения (LOD, limits of detection) рассчитывался по известному методу $LOD = 3\sigma_n/S$, где σ_n – стандартное отклонение холостой пробы (в данном случае дистиллированной воды) и S – наклон калибровочной кривой (получен из рисунка 2) [1]. Таким образом, рассчитанные пределы обнаружения составили 2.6 мг/л для td = 160 нс и 3.0 мгg/л для td = 190 нс. Сравнение данного предела обнаружения с полученным ранее в [7] показало, что увеличение энергии привело к улучшению предела обнаружения железа в воде.

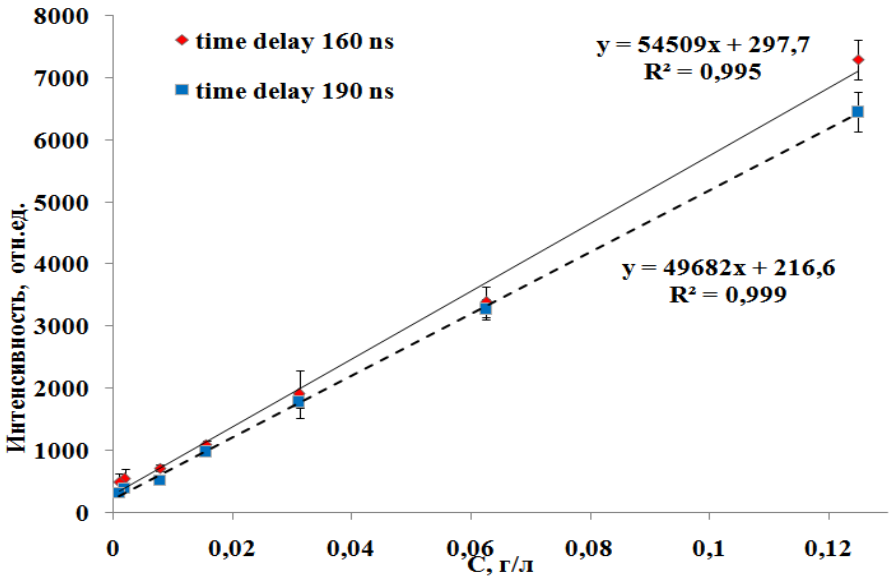


Рисунок 3. Калибровочный график для определения концентрации железа в воде.

Исследование временно-разрешенных спектров выполнено в ДВФУ при поддержке гранта Российского научного фонда (соглашение № 14-50-00034), калибровочные графики получены с использованием оборудования центра коллективного пользования ЛаМИ ИАПУ ДВО РАН.

Цитируемая литература:

1. *Cremers D.A., Radziemski L.J.* Handbook of Laser-Induced, Breakdown Spectroscopy. New York: John Wiley & Sons. 2006.

2. *Miziolek A.W., Palleschi V., Schechter I., et al.* Laser Induced Breakdown Spectroscopy (LIBS): Fundamentals and applications. Cambridge: Cambridge University Press. 2006.

3. *Singh J.P., Thakur S.N.* Laser-Induced Breakdown Spectroscopy. Amsterdam: Elsevier Science. 2007.

4. *Tian Y., Wang Z., Han X., et al.* Comparative investigation of partial least squares discriminant analysis and support vector machines for geological cuttings identification using laser-induced breakdown spectroscopy// Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy. 2014. № 102. P. 52–57.

5. *Michel A. P., Chave A. D.* Single pulse laser-induced breakdown spectroscopy of bulk aqueous solutions at oceanic pressures: interrelationship of gate delay and pulse energy //Appl. Optics. 2008, V. 47. №31. P. 122.

6. *Coale K. H., Johnson K. S., Steve E. F., et al.* A massive phytoplankton bloom indused by an ecosystem scale iron fertilization experiment in the equatorial Pacific Ocean //Nature. 1996. № 383. P. 495.

7. *Golik S.S., Bukin O.A., Ilyin A.A., et al.* Determination of detection limits for elements in water by femtosecond laser-induced breakdown spectroscopy//Journal of Applied Spectroscopy. 2012. № 79. P. 471.

8. *Noack J., Hammer D. X., Noojin G. D., et al.* Energy balance of optical breakdown in water at nanosecond to femtosecond time scales // Appl. Phys. B. 1999. V. 68. P. 271-280.

9. *Sirven J. B, Bousquet B., Canioni L., et al.* Qualitative and quantitative investigation of chromium-polluted soils by laser-induced breakdown spectroscopy combined with neural networks analysis// Spectrochim. Acta B. 2006. № 59. P. 1033.

10. *Sarpe-Tudoran C., Assion A., Wollenhaupt M., et al.* Plasma dynamics of water breakdown at a water surface induced by femtosecond laser pulses//Appl. Phys. Let. 2006 . V.88. P. 261109 -261109-3.

11. *Ilyin A. A., Sokolova E. B., Golik S. S., et al.* Time evolution of emission spectra from plasmas produced by irradiation of seawater surfaces by a femtosecond laser //Journal of Applied Spectroscopy. 2012. № 78 (6). P. 861.

12. *Piñon V., Anglos D.* Optical emission studies of plasma induced by single and double femtosecond laser pulses// Spectrochim. Acta B. 2009. № 64. P. 950-960.

13. *Golik S.S., Ilyin A .A., Kolesnikov A. V., et al.* The influence of laser focusing on the intensity of spectral lines in femtosecond laser-induced breakdown spectroscopy of liquids // Technical Physics Letters. 2013. № 39. P. 702.

УДК 551.501.8:551.526.6 (282.255.6)

СПУТНИКОВЫЕ И НАТУРНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ

Каримов К.А., Алибаева Г.К.

Институт физико-технических проблем и материаловедения НАН КР

Email: karkaz@rambler.ru, gulnaz8726@inbox.ru.

Ключевые слова. Температура воды, спутниковая альтиметрия, натурные измерения.

Аннотация. В работе проведен сравнительный анализ данных натурных измерений и данных спутниковых измерений поверхностной температуры воды озера Иссык-Куль.

Введение. Спутниковая альтиметрия нашла широкое применение в океанологии для получения информации о распределении температуры поверхности океанов, морей и озер. Спутниковые измерения широко применяется в определении динамики вод, вихревых структур, взвесей, фитопланктона, нефтяных загрязнений и др. Измерения со спутников позволяют получить продольные профили уровневой поверхности моря, а также осуществлять его измерения, в тоже время позволяют учитывать вертикальные движения Земной коры и другие геологические задачи [1,2].

Результаты эксперимента. Для изучения водных поверхностей обычно используются радиолокаторы с длинами волн от 1,11 см (частота f = 27 ГГц) до 30 см (частота f = 1 ГГц).

Если рассмотреть отраженный сигнал от океанической поверхности, то в нем отражающая поверхность по сравнению с диаграммой направленности антенн альтиметра считается безгранично большой.

Для внутренних, ограниченных размерами водоёмов, таких как Рыбинское, Горьковское водохранилище, закрытое горами и ограниченное размерами озеро Иссык-Куль и ряд других внутренних водоемов отражающая поверхность не безгранична. Для них нужны совершенно другие подходы к интерпретации отраженных сигналов.

Форма импульса при совместном отражении от суши и воды для ограниченных водоемов определяется двумя или даже тремя членами. Известно, что сигнал излучаемый со спутника и отраженный от сложной поверхности воды и суши вблизи диаграммы направленности засвечивания антенной состоит из трех частей (см.Рис.1.):

$$\boldsymbol{P}_{\text{отр}}(\boldsymbol{t}) = \boldsymbol{P}_{\text{воды}}(\boldsymbol{t}) + \boldsymbol{P}_{\text{суши}}(\boldsymbol{t}) + \boldsymbol{P}_{\text{слики}}(\boldsymbol{t})$$

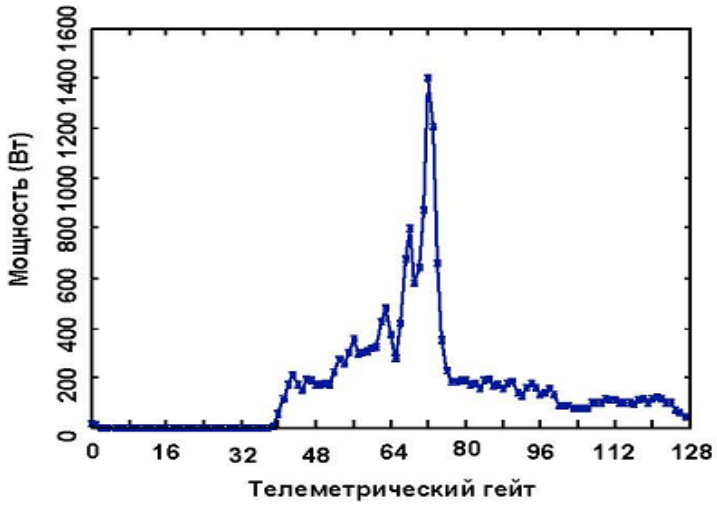


Рис.1. Формы импульсов в прибрежной зоне и внутреннем водоеме (совместное отражение суши и воды)

Боковые отражения сигнала, идущие от суши увеличивают мощность отраженного сигнала от воды, что приводит к систематическим ошибкам измерения во внутренних водоемах. Сигнал отраженный только океанической поверхностью равен: $P_{отр}(t) = P_{воды}(t)$

Если рассматривать отраженный сигнал от океанической поверхности, то в нем отражающая поверхность по сравнению с диаграммой направленности антенн альтиметра считается безгранично большой.

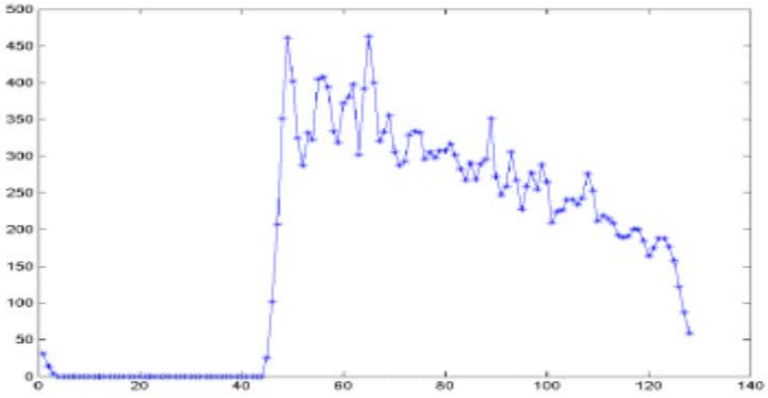
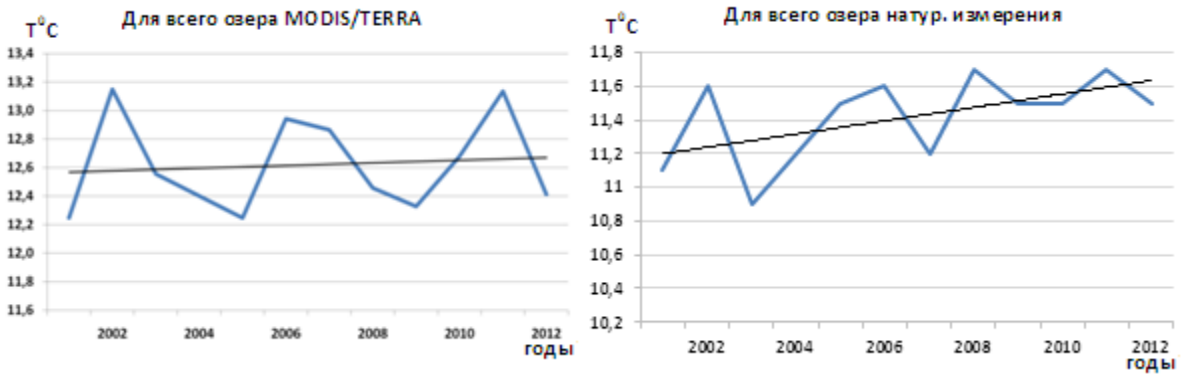


Рис.2. Формы телеметрических импульсов в открытом океане.

Аппроксимация телеметрического импульса вдоль отраженного трека описывается формулой Брауна.

Использовать спутниковую альтиметрию можно как в прибрежной зоне над сушей так и над водной поверхностью внутренних водоемов. По нашим данным к внутреннему водоему можно отнести закрытое горами озеро Иссык-Куль.

В целом можно сказать, что за счет боковых отражений от суши сигнал принятый альтиметром получится систематически выше, по сравнению с безграничной морской или океанской гладью воды [2].Для измерения температуры воды во внутренних водоемах (в частности таковыми условно можно принять озера Иссык-Куль) для зимнего и летнего сезона формула Брауна не пригодна, нужен более продуктивный адаптивный ретрекинг. Конкретный пример сравнения данных со спутника MODIS/TERRA и данных натурных измерений на побережье озера Иссык-Куль приведен на рисунке 3.



РисРис.3.Тренды среднегодовых температур поверхностной воды озера Иссык-Куль по данным MODIS/TERRA и наземные измерения за период 2001-2012 гг.

На рисунке 3. приведены результаты спутниковых измерений, полученные с инструмента MODIS/TERRA и натурных измерений температуры термометром поверхностной воды озера Иссык-Куль по стандартной методике КыргызГидроМета.[3] Средние значения и экстремальные значения температуры поверхностной воды озера Иссык-Куль по спутниковым измерениям превышают данные по натурным измерениям на 1,5-2,0^{0}C средние значения температуры и на 3^{0}C экстремальные значения. Такое расхождение температур по спутниковым и натурным измерениям указывает на систематическую погрешность до 2-3^{0}C спутниковых измерений относительно натурных .

Заключение.

1. Полученные данные со спутника MODIS/TERRA по сравнению с натурными измерениями имеют статистические различия в пределах 2-3^{0}C. Эти различия не могут быть объяснены классическими законами отражения сигнала альтиметром от открытого океана.

2. Отраженный сигнал от береговой линии считывает двойное отражение, одно от суши, другое от воды. Такой ретрекинг отраженного сигнала может быть описан в рамках закономерностей от внутренних водоемов. Поэтому все закономерности ретрекинга по озеру Иссык- Куль можно описывать считывая его не только закрытым водоемам, но и как внутренним водоемом со всеми присущими для внутренних водоемов свойствами.

Литература.

1. Лаврова О. Ю., Костяной А. Г.,. Лебедев С.А, Митягина М. И., Гинзбург А. И., Шеремет Н.А. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. Москва, 2011.
2. Троицкая Ю.И., Рыбушкина Г.В., Соустова И.А., Баландина Г.Н., Костяной А. Г.,. Лебедев С.А., Панютин А.А., Филина Л.В. спутниковая альтиметрия внутренних водоемов. Таруса,15-20 февраль, 2011.
3. Шабунин Г.Д., Шабунин А.Г. Современный режим поверхностной температуры озера Иссык-Куль по данным MODIS/TERRA.// ТРУДЫ 2-го международного симпозиума по наблюдению Земли для засушливых и полузасушливых зон «Центральная Азия: взгляд из космос». Иссык-Куль, 9-12-сентября, 2014г.

МНОГОВОЛНОВОЙ АЭРОЗОЛЬНЫЙ ЛИДАР
I. КОНЦЕПЦИЯ, ОПТИЧЕСКАЯ СХЕМА, ИЗЛУЧАТЕЛЬ, ПРИЕМНИКИ ИЗЛУЧЕНИЯ

Г.П. Коханенко[1], А.В. Климкин[1], А.Н. Куряк[1], Г.В. Симонова[2], К.Ю. Осипов[1], Ю.Н. Пономарев[1]

[1] Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН,

634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

[2]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН

634021, г. Томск, пр. Академический, 10/3

E-mail: kokh@iao.ru, tosha@asd.iao.ru, kurjak@iao.ru, galina_simonova@inbox.ru, osipov@iao.ru, yupon@iao.ru

Ключевые слова: аэрозольный лидар, лазер, оптическая схема, спектроанализатор

Рассмотрена концепция многоволнового аэрозольного лидара, работающего на основе явления лазерно-индуцированной флуоресценции. Разработана оптическая схема, в которой используются 3 длины волны: 532 нм, 355 нм и 266 нм, генерируемые лазерной системой.

Излучение на 3-х длинах волн коллимируется в единый соосный пучок, специально сконструированным коллиматором.. Возбуждаемая лазерным излучением флуоресценция атмосферного аэрозоля регистрируется ьногоканальным спектроанализатором. По временной и спектральной зависимости сигнала флуоресценции анализируется химический состав аэрозоля естественного и антропогенного происхождения.

МНОГОВОЛНОВОЙ АЭРОЗОЛЬНЫЙ ЛИДАР
II. ОБЩАЯ КОНСТРУКЦИЯ, ОСНОВНЫЕ ОПТИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ УЗЛЫ И УПРАВЛЕНИЕ ИМИ

Г.П. Коханенко, А.В. Климкин, К.Ю. Осипов, А.Н. Куряк, А.Н. Грицута, Ю.Н. Пономарев

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН,

634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

E-mail: kokh@iao.ru, tosha@asd.iao.ru, osipov@iao.ru, kurjak@iao.ru, yupon@iao.ru

Ключевые слова: аэрозольный лидар, оптика, механика, программное обеспечение

В докладе рассмотрена общая конструкция многоволнового аэрозольного лидара автомобильного базирования. Детально описаны основные оптико-механические узлы: платформа для размещения приемно-передающей оптики, выдвижной сканатор для нескольких рабочих длин волн видимого и УФ диапазонов, система подъема и управления сканатором от компьютера, система переключения оптических каналов. Приведены технические характеристики по времени подготовки лидара к работе, сформулированы требования к управлению его ключевыми узлами. Рассмотрена структура программного обеспечения работой лидара.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЧАСТИЦ ПО РАЗМЕРАМ ДЛЯ РАЗНЫХ ТИПОВ АЭРОЗОЛЬНОГО ЗАМУТНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

[1]В.Н. Ужегов, [2]М.А. Свириденков

[1]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия;
[2]Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

uzhegov@iao.ru; sviridenkov@ifaran.ru

Ключевые слова: аэрозольное ослабление излучения, обратная задача, микроструктура

Аннотация: Для некоторых типов замутнений были рассчитаны усредненные спектральные зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления радиации β(λ) в диапазоне длин волн λ: 0.45 - 3.9 мкм. Исходный массив данных получен при измерениях спектральной прозрачности приземной атмосферы на трассе длиной 1 км. При классификации учитывались соотношение аэрозольного ослабления излучения в ИК и видимой областях спектра и метеорологическая дальность видимости. Для 36 типов спектральных зависимостей коэффициентов β(λ) была решена обратная задача и восстановлены распределения частиц по размерам в диапазоне радиусов от 0.05 до 7 мкм. Для частиц разных фракций исследовались закономерности изменчивости спектров размеров в зависимости от типов аэрозольного замутнения атмосферы.

Исходные данные. С 2003 по 2006 гг. в период с марта по ноябрь на восточной окраине г. Томска были организованы круглосуточные (раз в два часа) измерения спектральной прозрачности атмосферы $T(\lambda)$ на горизонтальной трассе длиной L = 1 км с помощью автоматизированного фильтрового двухканального фотометра [1], работающего в 11 участках спектра в диапазоне длин волн λ: 0.45 – 3.91 мкм. По полученным значениям $T(\lambda)$ с помощью статистической методики [2], выделялись коэффициенты аэрозольного ослабления β(λ), из которых был сформирован общий массив, насчитывающий 5944 реализаций.

Целью работы является определение роли частиц разных размеров в формировании спектральной зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления при разных типах аэрозольных замутнений, наблюдаемых в пункте измерений.

Метод обработки эмпирических данных. На первом этапе обработки данных весь массив данных был разбит на подмассивы (см. рис. 1) в зависимости от соотношения P=β(3.9)/β(0.55) (массивы 1-7) и от величины ослабления β(0.55) (массивы I-VI). Границы массивов 1-7, для которых величина отношения P составляла: 0.2; 0.3; 0.4; 0.5; 0.6 и 0.75, представлены на рис.1 цветными прямыми, выходящими под разным углом из точки начала координат. Точки, соответствующие массиву 1 и лежащие ниже черной прямой на рис.1, принадлежат к классу замутнений с минимальными величинами аэрозольного ослабления излучения в ИК диапазоне длин волн. Альтернативой массиву 1 выступает массив 7, для которого точки на рис.1 лежат выше розовой прямой. Эти ситуации характеризуются максимальными значениями аэрозольного ослабления в ИК области спектра, наблюдавшимися в ходе эксперимента. Вторым критерием разбиения общего массива данных на подклассы

служила величина аэрозольного ослабления на длине волны 0.55 мкм (массивы I-VI), которая является аналогом метеорологической дальности видимости *Sm*= 3.9/β(0.55). Границы массивов I-VI, для которых величина β(0.55) составляла: 0.1; 0.2; 0.3; 0.5 и 0.8 км$^{-1}$, представлены на рис.1 вертикальными прямыми. Число реализаций, попавших в эти подмассивы, приведено в табл. 1.

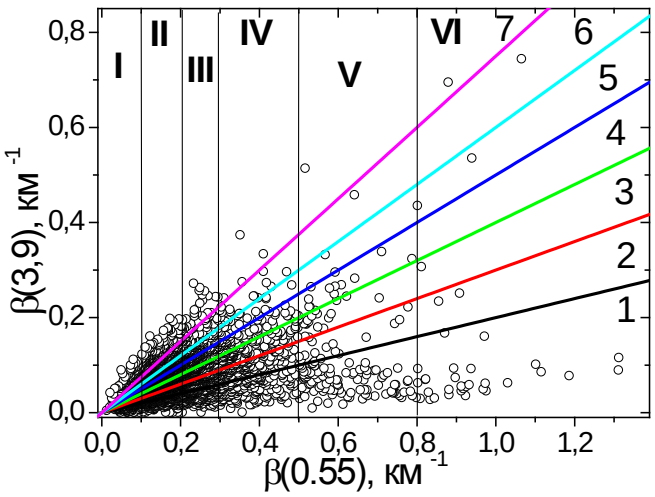


Рис. 1. Корреляционная связь между коэффициентами аэрозольного ослабления оптического излучения на длинах волн 0.55 и 3.9 мкм и типы замутнения атмосферы в зависимости от соотношения β(3.9) / β(0.55) (массивы 1-7) и от величины ослабления β(0.55) (массивы I-VI).

M1\ M2	I	II	III	IV	V	VI	∑
1	56	203	199	**159**	**99**	**30**	**746**
2	80	361	235	139	17	0	**832**
3	140	549	**246**	130	19	0	**1084**
4	203	**595**	192	79	10	0	**1079**
5	174	509	155	22	5	0	**865**
6	222	394	84	18	2	0	**720**
7	**271**	291	50	4	2	0	**618**
∑	**1146**	**2902**	**1161**	**551**	**154**	**30**	**5944**

Табл. 1. Число реализаций коэффициентов β(λ), полученных для каждого из типов замутнений атмосферы, соответствующих данным, приведенным на рис. 1.

На втором этапе для каждого полученного подмассива были рассчитаны усредненные спектральные коэффициенты аэрозольного ослабления радиации β(λ) (36 зависимостей). На третьем этапе для полученных спектральных зависимостей коэффициентов β(λ) с помощью алгоритма [3] была решена обратная задача по определению распределений частиц по размерам в диапазоне радиусов от 0.05 до 7 мкм.

Результаты и их обсуждение. На рис. 2 и 3 представлены полученные результаты для массивов 1 и 7 соответственно. На рис. 2а и 3а приведена спектральная зависимость коэффициентов β(λ), где метеорологическая дальность видимости Sm выступает, как параметр. На рис. 2б и 3б представлено решение обратной задачи в виде *dV/d(lnr)* для соответствующих же коэффициентов β(λ). Результаты, приведенные на рис. 2 и 3 показывают, что при возрастании замутнения воздуха происходит рост концентрации всех размеров частиц $r > 0.1$ мкм. В условиях очень плотных замутнений (как правило, дымы удаленных от пункта наблюдений лесных и торфяных пожаров) на функции *dV/d(lnr)* (массив 1, рис. 2 а и 2 б),

отчетливо видны три аэрозольные фракции с максимумами в диапазонах *r*: 0.3-0.4, 1-1.2 и 3-4 мкм.

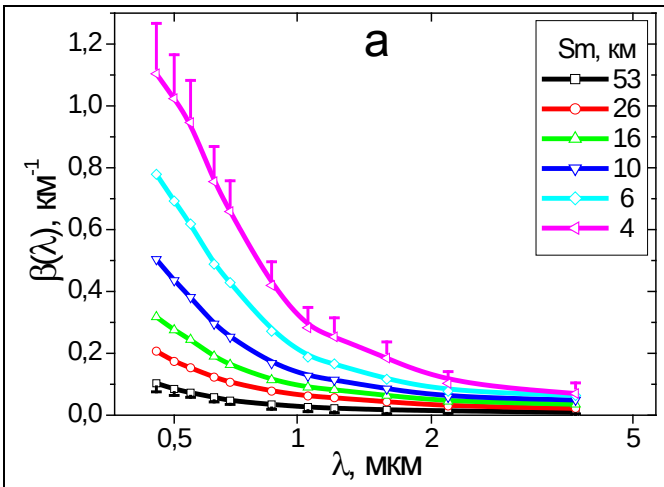


Рис. 2а. Изменение коэффициентов β(λ) при изменении Sm для массива 1.

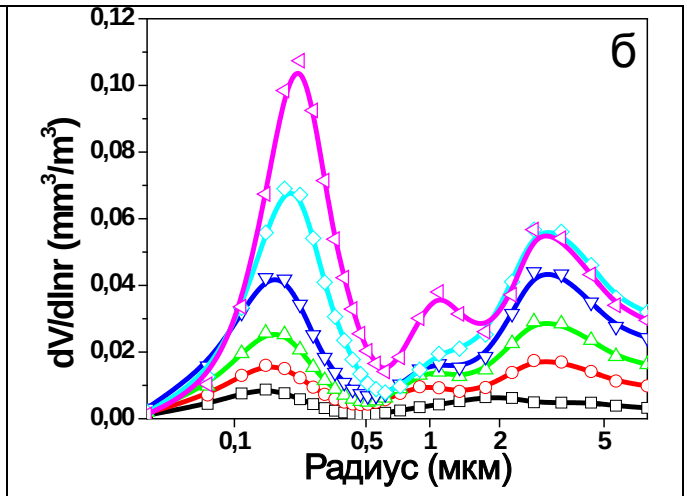


Рис. 2б. Изменение распределения объемов частиц при изменении Sm для массива 1.

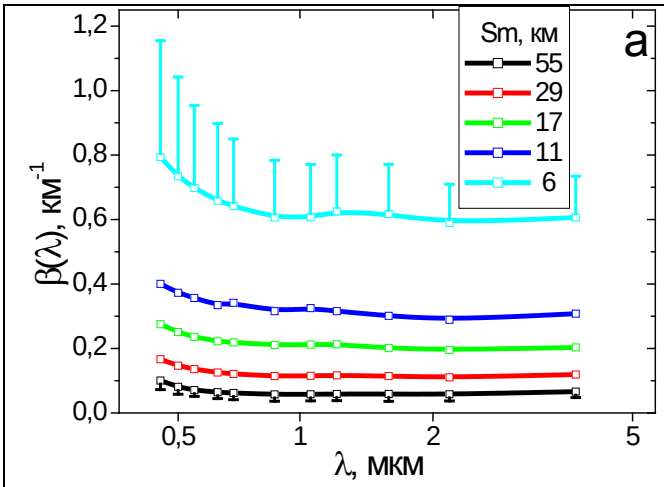


Рис. 3а. Изменение коэффициентов β(λ) при изменении Sm для массива 7.

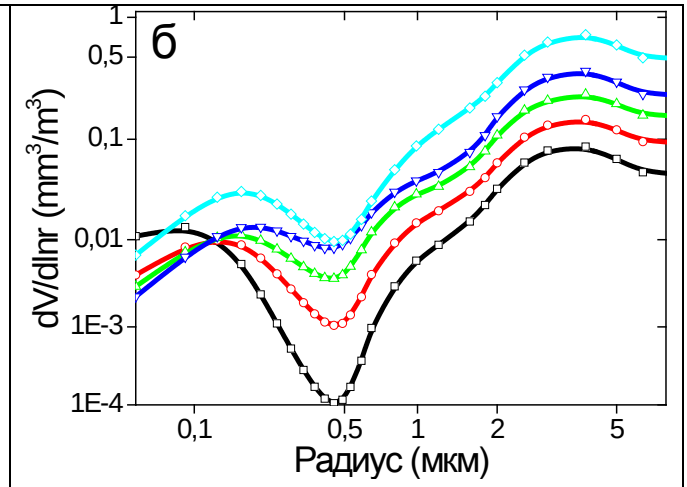


Рис. 3б. Изменение распределения объемов частиц при изменении Sm для массива 7.

На рис. 4 (массив I) в качестве параметра использовано отношение *P*=β(3.9)/β(0.55). Заметим, что массив I получен в очень чистой атмосфере при метеорологической дальности видимости *Sm* > 40 км. Для ситуаций, приведенных на рис.4 одна и та же метеорологическая дальность видимости реализуется при различных замутнениях в ИК диапазоне длин волн. В этом случае компенсационным механизмом для получения таких зависимостей является противофазная изменчивость субмикронного (*r* - 0.1-0.7 мкм) и грубодисперсного аэрозоля *r* > 1.5 мкм.

Для каждой реализации β(λ) были рассчитаны суммарные объемные концентрации и эффективные радиусы субмикронной (диапазон r_{FM}: 0.07 - 0.62 мкм) и грубодисперсной (r_{CD}:

0.62 -5.5 мкм) фракций аэрозоля. Оказалось что объемная концентрация субмикронной фракции практически функционально и линейно связана с параметром $\Delta\beta = \beta(0.45) - \beta(3.9)$ (коэффициент корреляции – 0.993), а объемная концентрация грубодисперсной фракции еще более тесно связана с ослаблением радиации на длине волны 3.9 мкм (коэффициент корреляции – 0.999).

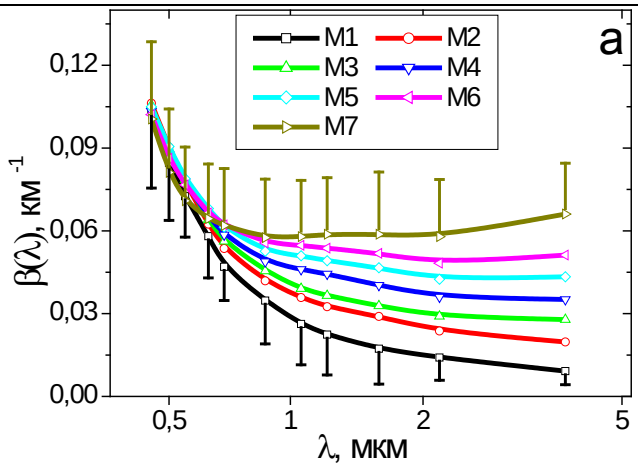


Рис. 4а. Изменение коэффициентов β(λ) при изменении параметра P=β(3.9)/β(0.55) для массива I при Sm>40 км.

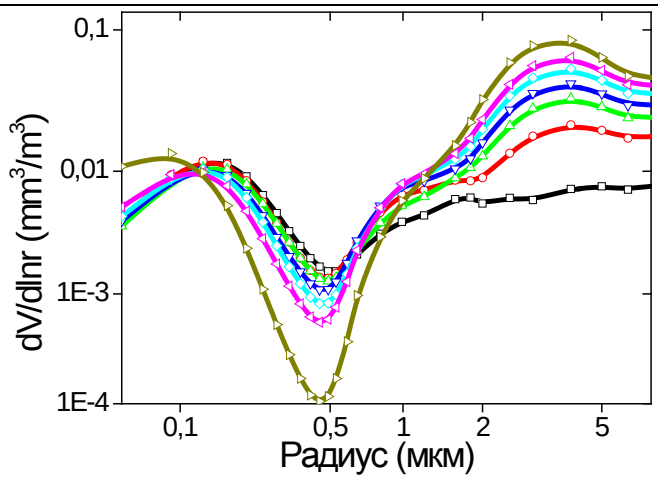


Рис. 4б. Изменение распределения объемов частиц при изменении параметра P=β(3.9)/β(0.55) для массива I при Sm>40 км.

Связь эффективных радиусов r_{FM} субмикронной фракции с параметром $\Delta\beta$ приведена на рис. 5а, а на рис. 5б представлена корреляционная зависимость r_{CD} с параметром β(3,9).

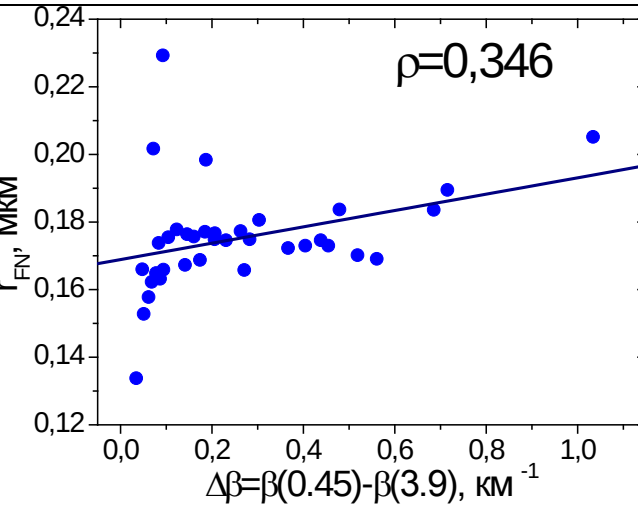


Рис. 5а. Изменение эффективного радиуса субмикронной фракции аэрозольных частиц с ростом параметра Δβ.

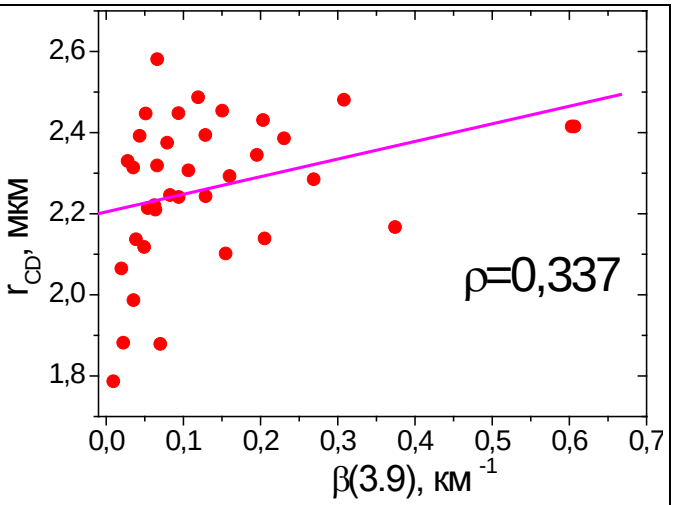


Рис. 5б. Изменение эффективного радиуса грубодисперсной фракции аэрозольных частиц с ростом коэффициентов β(3.9).

1. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Щелканов Н.Н. Автоматизированный многоволновой измеритель спектральной прозрачности приземной атмосферы // Оптика атмосф. и океана. 1992. Т. 5. № 6. С. 667-671.
2. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н. Статистический метод разделения коэффициентов общего ослабления ИК радиации на компоненты // Оптика атмосф. и океана. 1988. Т. 1. № 10. С. 3-11.
3. Свириденков М.А. Определение характеристик атмосферного аэрозоля по спектральным измерениям прозрачности и малоуглового рассеяния // Оптика атмосферы и океана. 2001. Т. 14. № 12. С. 1115-1118.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проект 13-05-00956) и Программы №18 Президиума РАН

ИЗМЕРЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ОЗОНА В НИЖНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ - ВЕРХНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ

А.А. Невзоров, В.Д. Бурлаков, Ю.В. Гриднев, С. И. Долгий, А.В. Невзоров, О.А. Романовский

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева Сибирского отделения РАН пл. Академика Зуева, 1, 634021, г. Томск, Россия

e-mail: naa@iao.ru

Ключевые слова: атмосфера, лидар, озон.

Приводится описание лидара на базе которого ведутся измерения озона. Рассматривается алгоритм восстановления концентрации озона с учетом аэрозольной коррекции, используя метод дифференциального поглощения, с его результатом работы в виде профилей озона в сравнении с моделью Крюгера и данными спутника IASI.

Для исследования вертикального распределения озона (ВРО) в верхней тропосфере-нижней стратосфере в составе Сибирской лидарной станции (СЛС) разработан и введен в режим измерений лидар для измерения концентрации озона в верхней тропосфере–нижней стратосфере . Зондирование осуществляется по методу дифференциального поглощения и рассеяния на паре длин волн 299/341 нм, соответственно, первая и вторая стоксовые компоненты ВКР преобразования 4-ой гармоники Nd:YAG-лазера (266 нм) в водороде.

На рисунке 1 приведена блок-схема лидара. В качестве источника лазерного излучения используется 4-ая гармоника (266 нм) основной частоты излучения Nd:YAG лазера (модель LS-2134UT фирмы LOTIS TII, Минск) с последующим ее ВКР-преобразованием в водороде в первую (299 нм) и вторую (341 нм) стоксовые компоненты.

Рассмотрим алгоритм расчета вертикального распределения озона с учетом аэрозольной коррекции. Исходные выражения для определения концентрации озона при лидарном зондировании атмосферы методом дифференциального поглощения вид:

$$n(H) = \underbrace{\frac{1}{2\{k_{on}(H,T) - k_{off}(H,T)\}}}_{A} \cdot$$

$$\cdot \left\{ \underbrace{\frac{d}{dH}\left[\ln \frac{N_{off}(H)}{N_{on}(H)}\right]}_{B} - \underbrace{\frac{d}{dH}\ln\left[\frac{\beta^a_{off}(H) + \beta^m_{off}(H)}{\beta^a_{on}(H) + \beta^m_{on}(H)}\right]}_{C} - \underbrace{2\cdot\left[\alpha^a_{off}(H) - \alpha^a_{on}(H)\right]}_{D} - \underbrace{2\cdot\left[\alpha^m_{off}(H) - \alpha^m_{on}(H)\right]}_{F} \right\}$$

где на соответствующих длинах волн (на линии поглощения – *on* и вне линии поглощения – *off*); *N(H)* – зарегистрированный эхо-сигнал; α^a - коэффициент ослабления аэрозольного рассеяния; β^a – коэффициент обратного аэрозольного рассеяния; α^m - коэффициент ослабления молекулярного рассеяния; *k* – коэффициент поглощения; *n(H)* – концентрация озона.

В выражении А используются коэффициенты поглощения $k_{on}(H)$, $k_{off}(H)$. Согласно [1] реальные изменения температуры в атмосфере могут вызвать изменения коэффициента поглощения озона при увеличении ошибки 9%. Поэтому в алгоритме восстановления ВРО целесообразно использовать коррекцию на температурную зависимость $k_{on}(H,T)$, $k_{off}(H,T)$. Значения коэффициентов поглощения озона в зависимости от температуры для разных длин волн приведены в таблице 1 [2,3].

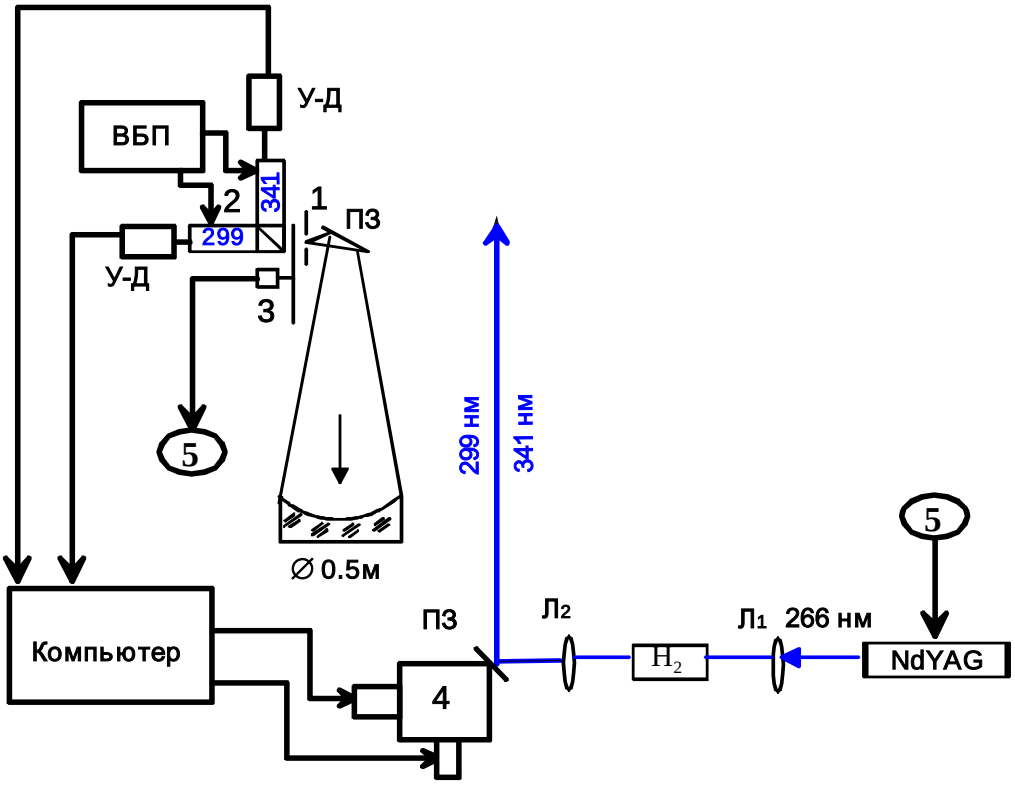


Рисунок 1. Блок-схема озонового лидара

1 – полевая диафрагма; 2 – кювета спектральной селекции с ФЭУ; 3 – механический обтюратор; 4 – автоматизированный юстировочный узел выходного зеркала; 5 – система синхронизации времени срабатывания обтюратора и посылки лазерных импульсов; Nd:YAG – твердотельный лазер; Н2 – ячейка ВКР – преобразования с водородом; УД – усилители-дискриминаторы; ВБП - высоковольтные блоки питания; ПЗ – поворотные зеркала, Л1 и Л2 – линзы.

Таблица 1 – Сечения поглощения озона (см^2) для диапазона 218 – 295 К на длинах волн зондирования озона.

Длина волны, нм	Температура, К				
	218	228	243	273	295
On line					
299	$4.1\ 10^{-19}$	$4.1\ 10^{-19}$	$4.25\ 10^{-19}$	$4.3\ 10^{-19}$	$4.6\ 10^{-19}$
Off line					
341	$6\ 10^{-22}$	$6\ 10^{-22}$	$6\ 10^{-22}$	$6\ 10^{-22}$	$1.2\ 10^{-21}$

При больших значениях аэрозольного наполнения атмосферы обратное аэрозольное рассеяние в несколько раз превышает молекулярное, что при неучтенных рассеивающих и ослабляющих свойствах атмосферы на зондирующих длинах волн дает существенные искажения восстановленного озонового профиля [4,5]. В рассматриваемом алгоритме расчета ВРО аэрозольная коррекция учитывается в выражениях *C* и *D* введением реального распределения отношения рассеяния $R_{off}(H)$, в то время как в обычной «невозмущенной» атмосфере расчет ВРО можно проводить при значениях $R_{off}(H)=1$. Математически преобразованные выражения *C*, *D* и *F*:

$$C = \frac{d}{dH}\left\{\ln\left[\left(\frac{\lambda_{off}}{\lambda_{on}}\right)^{x}\cdot\left[1-\frac{1}{R_{off}(H)}\right]+\frac{1}{R_{off}(H)}\cdot\left(\frac{\lambda_{off}}{\lambda_{on}}\right)^{4}\right]\right\}$$

$$D = 2\cdot 0.04\cdot\left\{\beta^{a}_{off}(H)\cdot\left[1-\left(\frac{\lambda_{off}}{\lambda_{on}}\right)^{x}\right]\right\} = 2\cdot 0.04\cdot\left\{\left[R_{off}(H)-1\right]\cdot\beta^{m}_{off}(H)\cdot\left[1-\left(\frac{\lambda_{off}}{\lambda_{on}}\right)^{x}\right]\right\}$$

$$F = 2\cdot 0.119\cdot\beta^{m}_{off}(H)\cdot\left[1-\left(\frac{\lambda_{off}}{\lambda_{on}}\right)^{4}\right],$$

где на соответствующих длинах волн λ (на линии поглощения – *on* и вне линии поглощения – *off*); $R_{off}(H)$ – реальное распределение отношения рассеяния; *x* – параметр характеризует размер частиц; $\beta^{\alpha}_{off}(H)$ – коэффициент обратного аэрозольного рассеяния;$\beta^{m}_{off}(H)$ – коэффициент обратного молекулярного рассеяния.

При восстановлении лидарных сигналов на длинах волн зондирования 299/341 нм необходимо учитывать большую концентрацию аэрозоля в диапазоне высот 0-20 км. Для расчета в алгоритм введены среднеширотные сезонные модельные значения высотного распределения температуры и коэффициента обратного молекулярного рассеяния для зимы и лета. Примеры восстановленных профилей озона с аэрозольной коррекцией за 2014 и 2015 гг. на рисунке 2.

Результаты лидарных измерений на длинах волн 299 и 341 нм согласуются с модельными оценками, которые указывают на приемлемые точности зондирования озона в диапазоне высот около 6-18 км. В настоящее время ведутся работы по оптимизации оптических и фотоэлектронных элементов системы регистрации лидарных сигналов с целью повышения потолка зондирования и улучшения точности измерений, в качестве преобразователя 4-ой

гармоники установлен более эффективный и сравнительно простой в эксплуатации кристалл BBO. Стоит отметить, что восстановленные профили высотного распределения концентрации озона больше тяготеют к профилям спутниковых данных, чем к модели Крюгера.

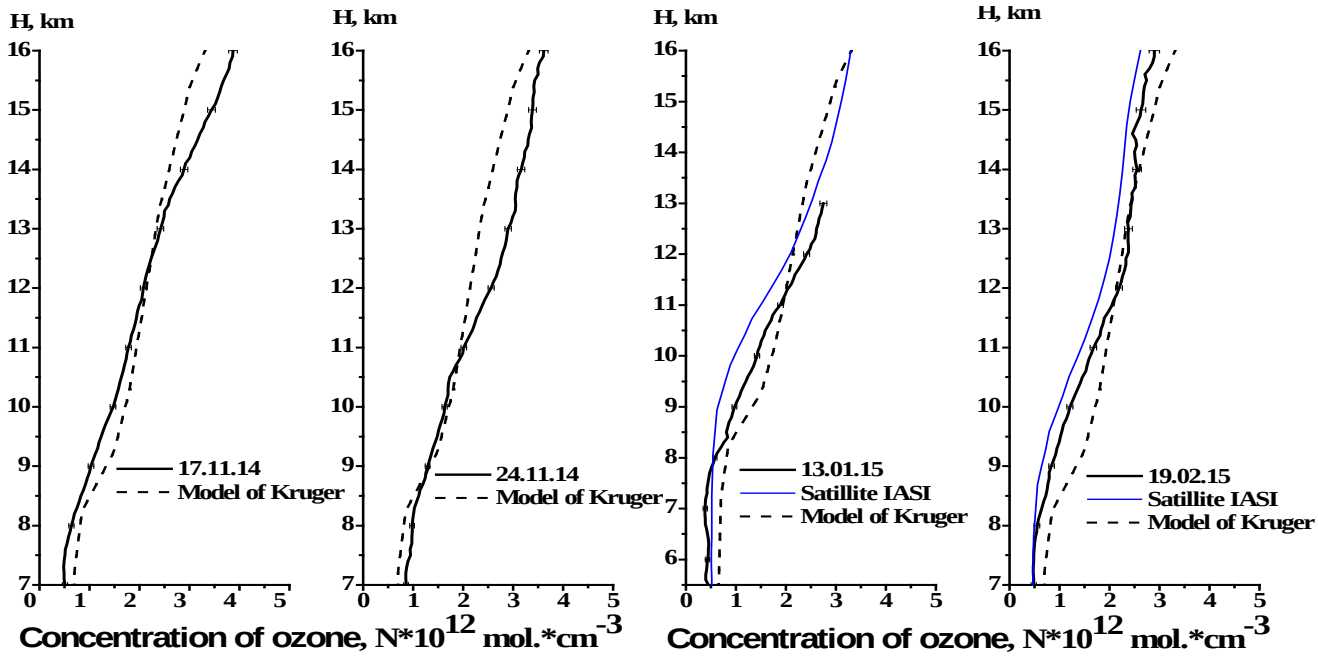


Рисунок 2. – Восстановленные профили вертикального распределения озона за 2014 и 2015 гг. на паре длин волн 299/341 нм

Работа выполнена при финансовой поддержке Миннауки и Образования (Соглашение № 14.604.21.0100), Российского научного фонда (Соглашение № 14-27. 00022) и гранта президента РФ по поддержке ведущих научных школ (НШ – 4714.2014.5).

Литература

1. В.Н. Маричев, А.В. Ельников О методе лазерного зондирования атмосферного озона на длинах волн 308 и 532 нм // Оптика атмосферы и океана, 1, №5, 1988, с.77-82.

2. Zhu, H; Qu, ZW; Grebenshchikov, SY; et al. The Huggins band of ozone: Assignment of hot bands. - JOURNAL OF CHEMICAL PHYSICS Volume**:** 122 Issue: **2** Article Number: 024310 DOI: 10.1063/1.1825380 Published: JAN 8 2005

3. Ельников А.В., Зуев В.В. Двухчастотное лазерное зондирование озона стратосферы в условиях ее сильного аэрозольного наполнения. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. № 10. С. 1050.

4. Бондаренко С.Л., Ельников А.В., Зуев В.В. Влияние оптических характеристик аэрозоля на результаты лазерного зондирования озона при аэрозольной коррекции исходных данных. // Оптика атмосферы и океана. 1993. Т. 6. № 10. С. 1268-1277.

5. В.В. Зуев, В.Д. Бурлаков, С.И. Долгий, А.В Невзоров. Лидар дифференциального поглощения для зондирования озона в верхней тропосфере – нижней стратосфере. //Оптика атмосферы и океана. 2008. Т. 21. № 10. С. 880-883.

МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ АТМОСФЕРНЫХ ВЗВЕСЕЙ В ОКРЕСТНОСТЯХ НЕФТЕПЕРЕРАБАТЫВАЮЩЕГО (ПАВЛОДАР, РЕСПУБЛИКА КАЗАХСТАН) И НЕФТЕХИМИЧЕСКОГО (ТОМСК, РОССИЯ) ПРОИЗВОДСТВ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Е.А. Филимоненко, А.В. Таловская, Т.А. Шахова

Национальный исследовательский Томский политехнический университет

filimonenkoea@mail.ru, talovskaj@yandex.ru, tatyanags29@yandex.ru

Ключевые слова: нефтеперерабатывающий и нефтехимический заводы, твердый осадок снега, пылевая нагрузка, лантаноиды

Аннотация. В статье рассматриваются результаты исследования пылевого загрязнения снежного покрова в окрестностях Павлодарского нефтеперерабатывающего и Томского нефтехимического заводов в 2014 г. По результатам исследования установлено, что уровень среднесуточного притока твердых атмосферных аэрозолей на снежный покров в окрестностях Томского нефтехимического завода составляет 52,0±2,5 мг/м^2·сут, а в окрестностях Павлодарского нефтеперерабатывающего завода – 14,0±1,6 мг/м^2·сут, что соответствует низкой степени загрязнения территории. Установлено, что эмиссия лантаноидов в окрестностях нефтеперерабатывающего завода имеет техногенный источник. Также в статье обсуждаются результаты расчетов величин среднесуточного притока Br, Sb, La, Ce, Sm и Nd с пылевыми взвешенными частицами в атмосферном воздухе на снежный покров в окрестностях нефтеперерабатывающего и нефтехимического заводов.

Нефтепереработка и нефтехимия являются одними из базовых отраслей современной мировой промышленности, в том числе в России и в Республике Казахстан. При этом независимые экологические научные исследования [1-3] наравне с данными государственных служб, ответственных за экологический надзор [4, 5], говорят о значительном негативном влиянии выбросов нефтеперерабатывающих и нефтехимических заводов на качество атмосферного воздуха. Однако наибольшее внимание уделяется внештатным и залповым выбросам заводов [3], а также выбросам заводов, работающих с использованием относительно устаревших технологий. Тогда как существует недостаток экспериментальной информации о степени воздействия на атмосферный воздух нефтеперерабатывающих и нефтехимических производств, функционирующих на технологическом уровне выше среднего по России. Ввиду этого оценка загрязнения снежного покрова как индикатора качества воздуха в окрестностях одного из самых современных нефтеперерабатывающих заводов Республики Казахстан и нефтехимического завода России позволит получить информацию, которая может быть адаптирована впоследствии для оценки эколого-геохимического состояния территорий в окрестностях других производств, модернизирующихся до современного технологического уровня.

В качестве объектов исследования были выбраны Павлодарский нефтеперерабатывающий завод (Республика Казахстан) и Томский нефтехимический завод (Россия). В их окрестностях в марте 2014 г. был осуществлен отбор проб снега, согласно [6, 7]. Предметом исследований является твердый осадок снега, представляющий собой осевшие нерастворимые частицы атмосферных аэрозолей. Общее количество проб составило 10 (по пять проб в окрестностях каждого из рассматриваемых промышленных предприятий), которые были проанализированы в ядерно-геохимической лаборатории Международного инновационного научно-образовательного центра «Урановая геология» кафедры геоэкологии и геохимии ТПУ инструментальным нейтронно-активационным анализом на содержание 28 химических элементов. Согласно ранее проведенным исследованиям в окрестностях Томского нефтехимического завода [8, 9], Павлодарского нефтеперерабатывающего завода [10] и литературным данным о специфичности повышенных концентраций La, Ce, Sm, Pr, Nd, Gd в выбрасываемых взвешенных веществах от нефтеперерабатывающих и нефтехимических заводов Хьюстона (США) [3, 11] и Пуэртолано (Испания) [12] в данной статье рассматриваются такие химические элементы как Br, Sb, La, Ce, Sm и Nd.

По результатам исследования установлено, что уровень среднесуточного притока твердых атмосферных аэрозолей на снежный покров в окрестностях Томского нефтехимического завода, составляющий 52,0±2,5 мг/м^2·сут, в 3,7 раза выше аналогичной величины в окрестностях Павлодарского нефтеперерабатывающего завода – 14,0±1,6 мг/м^2·сут, при этом установленные значения соответствуют низкой степени загрязнения территории, согласно [6].

Уровни содержания химических элементов в твердых частицах атмосферных аэрозолей, накопленных в снежном покрове в окрестностях нефтеперерабатывающего и нефтехимического заводов, представлены в таблице 1.

Таблица 1

Содержание* химических элементов в твердом осадке снега из окрестностей Павлодарского нефтеперерабатывающего (ПНПЗ) и Томского нефтехимического (ТНХЗ) заводов в 2014 г., мг/кг

Территория	Br	Sb	La	Ce	Nd	Sm
ПНПЗ	12,5±0,4	1,8±0,1	74,3±16,0	50,8±2,5	19,8±2,9	10,8±2,1
ТНХЗ	5,6±0,4	3,0±0,3	28,3±2,1	63,7±4,8	23,0±1,5	4,3±0,3

* среднее арифметическое, рассчитанное по 5 пробам, ± стандартная ошибка среднего

Сравнение средних содержаний химических элементов в пробах твердого осадка снега из окрестностей Павлодарского нефтеперерабатывающего и Томского нефтехимического заводов с помощью критериев непараметрической статистики позволило установить, что пробы из окрестностей Павлодарского нефтеперерабатывающего завода характеризуются значимо

более высокими содержаниями Br, La и Sm. Тогда как пробы твердого осадка снега из окрестностей Томского нефтехимического завода отличаются повышенными концентрациями Sb и Ce, при отсутствии различий в уровнях содержания Nd между рассматриваемыми территориями.

Установленные величины отношений La/Ce, La/Nd и La/Sm в пробах твердого осадка снега в окрестностях нефтеперерабатывающего завода, составляющие в среднем 1,5; 3,8 и 6,9 соответственно и значимо отличающиеся от природных пропорций (La/Ce = 0,41; La/Nd = 0,78; La/Sm = 3,63 [13]), указывают на то, что эмиссия лантаноидов имеет техногенный источник. Зафиксированные нами отношения лантаноидов согласуются с результатами, полученными при изучении взвешенных веществ в атмосферном воздухе (PM10 и PM2.5) в окрестностях нефтеперерабатывающего завода в центральной Испании (Пуэртолано) [2], а также соответствуют аналогичным величинам при залповых выбросах нефтеперерабатывающего завода в США (Хьюстон) [3]. Тогда как отношения La/Ce (0,4), La/Nd (1,2) и La/Sm (6,6) в пробах твердого осадка снега из окрестностей нефтехимического завода контрастно отличаются от проб из зоны воздействия нефтеперерабатывающего завода, а также в целом соответствуют аналогичным отношениям в местных почвах (La/Ce = 0,4; La/Sm = 4,5 [14]).

В пробах твердого осадка снега из окрестностей нефтехимического завода установлены значимые парные корреляции La-Ce и La-Sm, а для проб из окрестностей нефтеперерабатывающего завода дополнительно к указанным корреляционным парам зафиксированы такие значимые корреляционные связи, как Ce-Sm, Sb-La, Sb-Ce и Sb-Sm. В комплексе с тем фактом, что концентрации Sb в пробах твердого осадка снега из окрестностей нефтехимического завода значимо выше (в 1,7 раза) аналогичных величин вблизи нефтеперерабатывающего завода, то это, вероятно, может указывать на специфику эмиссии сурьмы при технологических процессах, присутствующих в нефтехимическом переделе бензинов и отсутствующих в их первоначальном производстве.

Величина среднесуточного притока химических элементов в составе твердых нерастворимых атмосферных аэрозолей на снежный покров является важной характеристикой аэротехногенной нагрузки при проведении оценки эколого-геохимического состояния территории, так как данный параметр учитывает и величину пылевой нагрузки, и уровни содержания химических элементов. Результаты расчета среднесуточного притока Br, Sb, La, Ce, Sm и Nd с пылевыми взвешенными частицами в атмосферном воздухе на снежный покров в окрестностях нефтеперерабатывающего и нефтехимического заводов представлены в таблице 2.

Таблица 2

Среднесуточный приток * химических элементов составе твердых нерастворимых атмосферных аэрозолей на снежный покров в окрестностях Павлодарского нефтеперерабатывающего (ПНПЗ) и Томского нефтехимического (ТНХЗ) заводов в 2014 г., мг/км^2·сут

Территория	Br	Sb	La	Ce	Nd	Sm
ПНПЗ	177±12	26±8	1017±42	706±103	262±25	149±7
ТНХЗ	292±26	155±19	1461±95	3295±230	1187±55	223±15

* среднее арифметическое, рассчитанное по 5 пробам, ± стандартная ошибка

Уровни среднесуточного притока La и Sm с частицами твердых нерастворимых атмосферных аэрозолей на снежный покров в окрестностях рассматриваемых нефтеперерабатывающего и нефтехимического завода сопоставимы согласно результатам сравнения выборок на основе расчета непараметрических статистических критериев. Тогда как величины среднесуточного притока Br, Sb, Ce и Nd с пылевыми взвешенными частицами в атмосферном воздухе на снежный покров значимо выше (от 1,7 до 6,0 раз) в окрестностях Томского нефтехимического завода, что свидетельствует о более высокой аэротехногенной нагрузке на данную территорию в сравнении с территорией вблизи Павлодарского нефтеперерабатывающего завода.

Таким образом, по результатам проведенных в 2014 г. исследований микроэлементного состава твердых нерастворимых атмосферных аэрозолей, накопленных в снежном покрове в окрестностях Павлодарского нефтеперерабатывающего и Томского нефтехимического заводов, были установлены уровни содержания в них химических элементов, специфичных для выбросов от данных типов производств (Br, Sb, La, Ce, Sm и Nd). Также были определены уровни среднесуточного притока указанных химических элементов с атмосферными взвесями на снежный покров в окрестностях нефтеперерабатывающего и нефтехимического производств, которые определяют величины аэротехногенных нагрузок на данные территории.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта BP Exploration Operating Company Limited.

Литература:

1. *Московченко Д. В.* Нефтегазодобыча и окружающая среда: эколого-геохимический анализ Тюменской области. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1998. 112 с.
2. *Moreno T., Querol X., Alastuey A., Gibbons W.* Identification of FCC refinery atmospheric pollution events using lanthanoid- and vanadium-bearing aerosols // Atmos. Environ., 2008. V. 42. P. 7851-7861.
3. *Bozlaker A., Buzcu-Güven B., Fraser M.P., Chellam S.* Insights into PM10 sources in Houston, Texas: Role of petroleum refineries in enriching lanthanoid metals during episodic emission events // Atmos. Environ., 2013. V. 69. P. 109-117.

4. *Адам А.М., Коняшкин В.А., Тарасов И.Г., Лунева Ю.В.* Экологический мониторинг: Доклад о состоянии и охране окружающей среды Томской области // Департамент природных ресурсов и охраны окружающей среды Томской области, ОГБУ «Облкомприрода». Томск: Дельтаплан, 2014. 194 с.
5. *Панин М.С.* Загрязнение окружающей среды: Учебное пособие / Под ред. И.О. Байтулина. Алматы: Раритет. 2011. 667 с.
6. *Сает Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П., Смирнова Р.С.* Геохимия окружающей среды. Москва: Недра, 1990. 335 с.
7. Методические рекомендации по геохимической оценке загрязнения территорий городов химическими элементами. / Под ред. С.В. Григоряна. М.: ИМГРЭ, 1982. 111 с.
8. *Язиков Е.Г.* Экогеохимия территорий Западной Сибири: монография / Saarbrucken: LAP LAMBERT Academic Publisching GmbH £ Co. KG. Germany, 2011. 360 с.
9. *Talovskaya A.V., Filimonenko E.A., Yazikov E.G., Nadeina L.V.* Contamination monitoring of snow cover in the vicinity of Tomsk petrochemical plant. Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering. // Russian Federation; Novosibirsk: Code 110711 V. 9292, 2014, A. № 929236.
10. *Панин М.С., Ажаев Г.С.* Геохимическая характеристика твердых атмосферных выпадений на территории г. Павлодара Республики Казахстан по данным изучения загрязнения снегового покрова. Томск. Вестник ТГУ. 2006. № 292-1. С. 163-170.
11. *Kulkarni P., Chellama S., Fraser M.P.* Lanthanum and lanthanides in atmospheric fine particles and their apportionment to refinery and petrochemical operations in Houston, TX // Atmos. Environ., 2006. V. 40. P. 508–520.
12. *Querol X., Viana M., Alastuey A., Amato F., Moreno T., Castillo S., Pey J., J. de la Rosa, A. Sanchez de la Campa, Artinano B., Salvador P., Garcia Dos Santos S., Fernández-Patier R., Moreno-Grau S., Negral L., Minguillon M.C., Monfort E., Gil J.I., Inza A., Ortega L.A., Santamaria J.M., Zabalza* Source *J. O*rigin of trace elements in PM from regional background, urban and industrial sites of Spain. // Atmos. Environ., 2007. V. 41. P. 7219–7231.
13. *Виноградов, А. П.:* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, 1962. № 7. с. 555-571.
14. *Язиков Е.Г., Таловская А.В., Жорняк Л.В.* Оценка эколого-геохимического состояния территории г. Томска по данным изучения пылеаэрозолей и почв: монография. Томск: Изд-во ТПУ, 2010. 264 с.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА ДИСПЕРСИИ СКОРОСТИ ВЕТРА ПО ДАННЫМ АКУСТИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

О.Ф. Капегешева[1], Н.П. Красненко[2,3], М.В. Тарасенков[4], Л.Г. Шаманаева[4]

[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет

[2]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН

[3]Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники

[4]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

E-mail: kapegesheva_o_@mail.ru; krasnenko@imces.ru; tmv@iao.ru; sima@iao.ru

Ключевые слова: акустическое зондирование, пограничный слой атмосферы, пространственно-временная динамика дисперсии скорости ветра.

В докладе анализируется пространственно-временная динамика дисперсии трех компонентов скорости ветра в пограничном слое атмосферы по результатам измерений доплеровским мини-содаром. На протяжении периода измерений, значения дисперсии *x*- и *y*-компонентов скорости ветра лежали в интервале $0{,}001 \le D_x, D_y \le 10$ м^2/с^2; для *z*-компонента $0{,}001 \le D_z \le 1{,}2$ м^2/с^2. Отмечался их рост в утренние часы (около 11:00 местного времени) и в вечернее время (с 18:00 до 22:00 местного времени), что объясняется прогревом и последующим охлаждением земной поверхности, которые сопровождаются усилением движения воздушных масс. В ночное время (с 00:00 до 5:00 местного времени), $0{,}01 \le D_z \le 0{,}56$ м^2/с^2, что хорошо согласуется с имеющимися в литературе данными.

Информация о пространственно-временной динамике скорости ветра, ее среднего значения и дисперсии в пограничном слое атмосферы (ПСА) имеет как фундаментальное [1, 2], так и прикладное значение [3]. Она необходима при изучении динамики атмосферных процессов, для прогноза состояния воздушного бассейна, оценки переноса загрязняющих примесей, расчете потоков тепла и количества движения, построении моделей ПСА, и составлении метеорологических прогнозов погоды. Данные о ветре также используются в расчетах конструкционных нагрузок различных высотных сооружений, для обеспечения безопасности взлета и посадки самолетов в аэропортах, при разработке оптических систем связи, локации, дальнометрических и лидарных устройств.

Применению содаров (акустических локаторов) для измерения скорости ветра в ПСА посвящено большое количество работ. Обзор литературы приведен, например, в [4]. Гораздо меньше работ посвящено содарным измерениям и анализу дисперсии скорости ветра в ПСА. В большинстве из них рассматривается высотная зависимость дисперсии вертикального компонента скорости ветра (см, например обзор [5]).

В докладе анализируется пространственно-временная динамика дисперсии трех компонентов скорости ветра в ПСА по результатам измерений доплеровским мини-содаром AV4000 [6]. Рабочая частота мини-содара составляла 4900 Гц, длительность импульса

излучения 60 мс, излучение последовательно посылалось в трех направлениях – вертикально и под углами α = 14° к вертикали в двух взаимно ортогональных плоскостях.

Анализировались данные измерений в 40 стробах z_j вертикальной протяженностью $\Delta z = 5$ м в диапазоне высот 20–200 м. Дисперсия скорости ветра для *x*-, *y*-, *z*-компонентов рассчитывалась по следующим формулам:

$$\sigma_x^2(z_j) = D_x(z_j) = \left\langle \left(V_x'(z_j)\right)^2 \right\rangle = \frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}\left(V_{xij} - \left\langle V_x(z_j)\right\rangle\right)^2,$$

$$\sigma_y^2(z_j) = D_y(z_j) = \left\langle \left(V_y'(z_j)\right)^2 \right\rangle = \frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}\left(V_{yij} - \left\langle V_y(z_j)\right\rangle\right)^2,$$

$$\sigma_z^2(z_j) = D_z(z_j) = \left\langle \left(V_z'(z_j)\right)^2 \right\rangle = \frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}\left(V_{zij} - \left\langle V_z(z_j)\right\rangle\right)^2.$$

Здесь $V_{xij}, V_{yij}, V_{zij}$ – значения *x*-, *y*-, *z*-компонентов скорости ветра в *j*-том стробе для *i*-того измерения в серии, штрихами обозначены пульсации соответствующих компонентов скорости ветра, а угловые скобки означают усреднение по ансамблю реализаций [7]. Обрабатывались серии из *N* = 150 профилей, что обеспечивало усреднение за 10-минутный период измерения.

Измерения проводились в течение 6 суток в осенний период с 12 по 17 сентября. На рисунке 1*а-в* представлена пространственно-временная динамика дисперсии *x*- (*а*), *y*- (*б*) и *z*-компонентов (*в*) скорости ветра, измеренных 13 сентября с 11:00 до 22:00 местного времени. Из рисунка видно, что дисперсия растет с высотой, что отмечалось также в [3, 4]; при этом для *x*- и *y*-компонентов, она лежит в интервале от $0{,}001 \le D_x, D_y \le 10$ м^2/с^2, а для *z*-компонента $0{,}001 \le D_z \le 1{,}2$ м^2/с^2, что хорошо согласуется с данными [3–5].

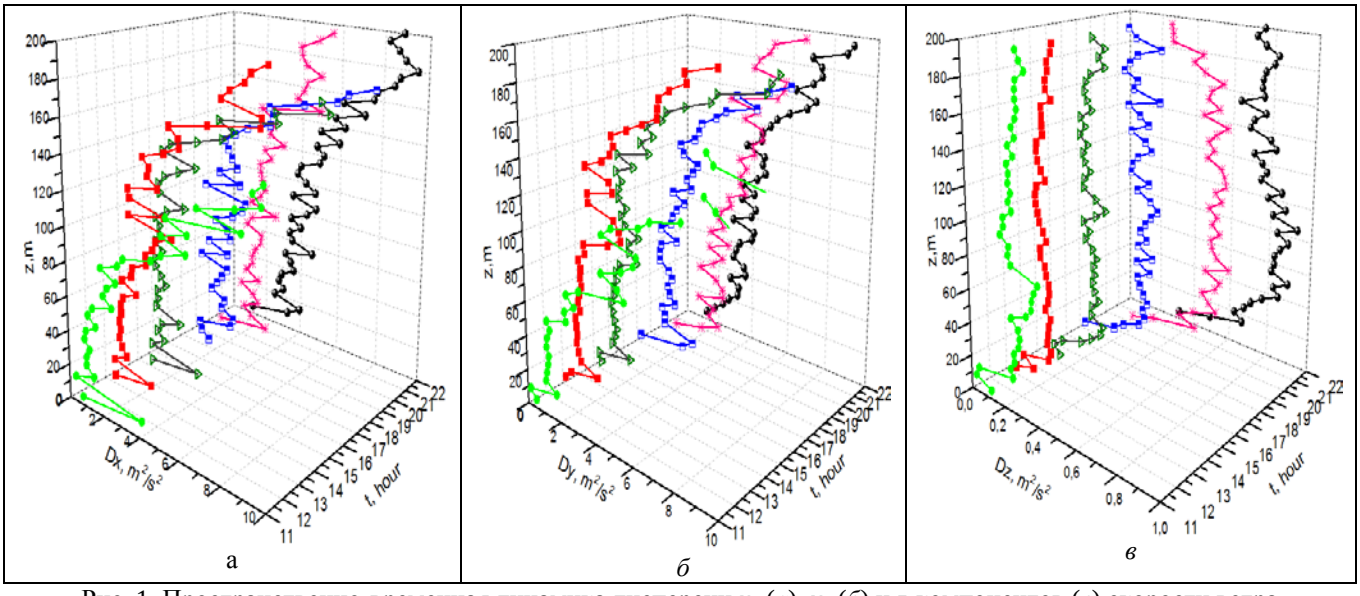


Рис. 1. Пространственно-временная динамика дисперсии *x*- (*а*), *y*- (*б*) и *z*-компонентов (*в*) скорости ветра

Из рис. 1, *а* и *б* видно, что максимальное значение дисперсия *x*- и *y*-компонентов имеет в утренние часы (в 11:00 утра местного времени). Это объясняется тем, что солнечные лучи начинают лучше прогревать поверхность земли именно в утренние часы, что приводит к усилению движения воздушных потоков и как следствие, к увеличению дисперсии. Также прослеживается рост D_x и D_y в вечернее время (с 18:00 до 22:00 местного времени), что объясняется уже охлаждением земной поверхности. Наблюдается также заметный рост D_x и D_y с высотой, что согласуется с используемыми в настоящее время моделями высотного хода этих параметров, согласно которым их рост описывается степенной зависимостью.

Из рис. 1, *в* видно, что D_z максимальна в вечерние часы, при этом до 18:00 местного времени она не имеет ярко выраженного высотного хода, а с 20:00, уменьшается с ростом высоты. Аналогичная высотная зависимость также наблюдалась в [8]. На протяжении всего дня измерений, дисперсия лежала в интервале $0{,}01 \le D_z \le 1{,}2$ м^2/с^2.

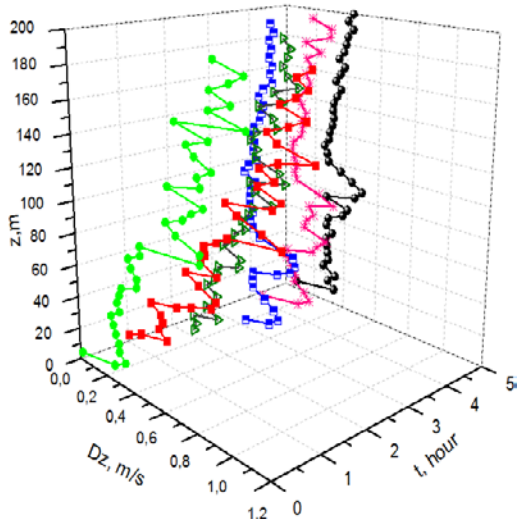


Рис. 2. Пространственно-временная динамика дисперсии вертикального компонента скорости ветра в ночное время

На рис. 2 показана пространственно-временная динамика дисперсии вертикального компонента скорости ветра, построенная по результатам измерений 17 сентября в ночное время (с 00:00 до 5:00 местного времени). Видно, что дисперсия в ночное время меньше, чем днем, и лежит в интервале $0{,}001 \le D_z \le 0{,}56$ м^2/с^2, что хорошо согласуется с результатами работ [9–10]. Так, по данным работы [10], в ночное время, в условиях стабильной атмосферы она имела значения $D_z \le 0{,}5$ м^2/с^2 , которые увеличивались с высотой.

1. *Бызова Н.Л., Иванов В.И., Гаргер Е.К.* Турбулентность в пограничном слое атмосферы. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1989. 263 с.
2. *Атмосфера. Справочник.* Ленинград: Гидрометеоиздат, 1991. 509 с.
3. *Астапенко П.Д., Баранов А.М., Шварев И.М.* Авиационная метеорология. Москва: Транспорт, 1985. 262 с.

4. *Coulter R.L., Kallistratova M.A.* Two decades of progress in sodar technique // Meteorology and Atmospheric Physics. 2004. V. 85. Nos. 1–2. P. 3–19.
5. *Coulter R.L.* Remote sensing of micromrteorological quantities // Proceedings 11th ISARS. Rome. 2002. P. 321–327.
6. *http://minisodar.org.*
7. *Капегешева О.Ф., Красненко Н.П., Шаманаева Л.Г.* Анализ пространственно-временной динамики скорости ветра в пограничном слое атмосферы // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Материалы XX Международного симпозиума. [Электронный ресурс]. - Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2014. CD-ROM. С. D118 – D121. ISBN 978-5-94458-145-7.
8. *Coulter R.L.* A case study of turbulence in the stable nocturnal boundary layer // Boundary-Layer Meteorology. 1990. V. 52. P. 75–91.
9. *Coulter R.L., Martin T.J.* Effects of stability on the profiles of vertical velocity and its variance in katabatic flow // Boundary-Layer Meteorology. 1996. V 81. P. 23–33.
10. *Kouznetsov R., Kramar V.F., Kallistratova M.A.* The vertical structure of turbulent momentum flux in the lower part of the atmospheric boundary layer // Meteorologische Zeitschrift. 2007. V. 16. No. 4. P. 367–373.

ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ АЭРОЗОЛЯ В РАЗНЫХ СЛОЯХ ТРОПОСФЕРЫ ФОНОВОГО РАЙОНА ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: СЕЗОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЗОНДИРОВАНИЯ В 2011-2013 ГГ.

Б.Д.Белан, Т.М.Рассказчикова, Д.В.Симоненков, Г.Н.Толмачев

Институт оптики атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН, г. Томск

bbd@iao.ru, simon@iao.ru, tgn@iao.ru

Ключевые слова: атмосферный аэрозоль, ионный состав, концентрация, дисперсность.

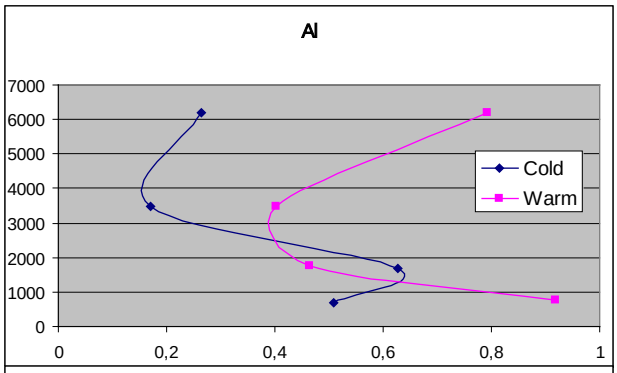
Аннотация. В данной работе представлены данные о вертикальном распределении концентраций элементов в аэрозоле и их сезонных особенностях, полученные в ходе лётных экспериментов самолёта-лаборатории Ту-134 «Оптик» в 2011 - 2013 гг. над районом Караканского бора в южной части правобережья Новосибирского водохранилища. Временная продолжительность каждого из полетов составляет около 2-х часов. Отбор проб производится на фильтры Петрянова АФА-ХП-20 на высотах и в слоях 7000–5500, 4000–3000, 2000–1500 и 1000–500 метров.

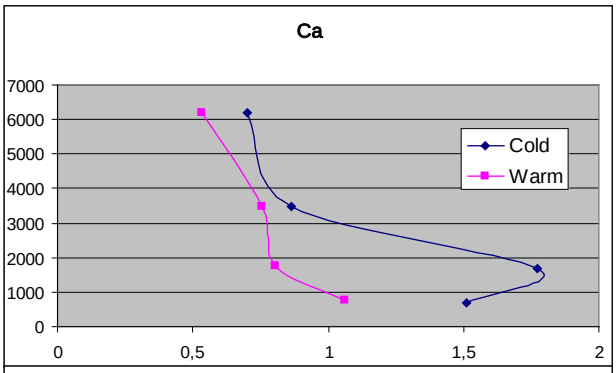
Зондирование атмосферы на самолете-лаборатории Ту-134 «Оптик» проводится, начиная с марта 2011 года, с почти ежемесячной периодичностью в тропосферном слое от 500 до 7000 м над Караканским бором, расположенном юго-западнее Новосибирска на правом берегу Новосибирского водохранилища вблизи границы Новосибирской области с Алтайским краем.

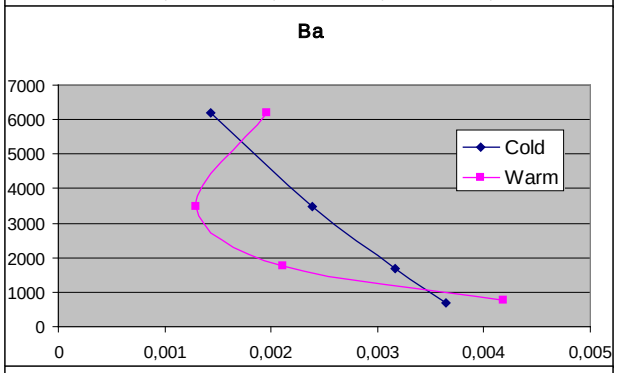
В этом фоновом районе зондирование производится на высотных эшелонах и слоях: 7000-5500, 4000-3000, 2000-1500, 1000-500 м. За 2011-2013 гг. в 25 лётных экспериментах нового самолета-лаборатории над отмеченным районом производился отбор проб атмосферного аэрозоля на фильтры АФА-ХП-20 с их последующим ежегодным анализом в Лаборатории мониторинга окружающей среды при Томском госуниверситете на содержание элементов методом атомно-эмиссионной спектроскопии. Средняя интенсивность (периодичность) лётных экспериментов за весь отмеченный период находилась в рамках 1-1,5 месяца. Количество полученных и проанализированных за 3 года проб аэрозоля позволяет получить среднесезонные профили концентраций элементов в составе аэрозоля за этот период.

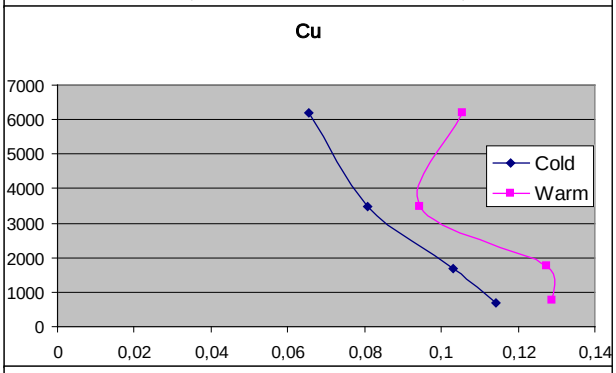
Основываясь на следующих критериях: наличие/отсутствие снегового покрова поверхности земли в сочетании с относительно устойчивым переходом через 0°С среднесуточной температуры, с отчасти интуитивно-субъективной коррекцией границы сезонного перехода в зависимости от режима осадков, силы и направления ветра, все отмеченные случаи лётных экспериментов были отнесены к тёплому или холодному сезону или периоду года – в каждой выборке по 12-13 случаев.

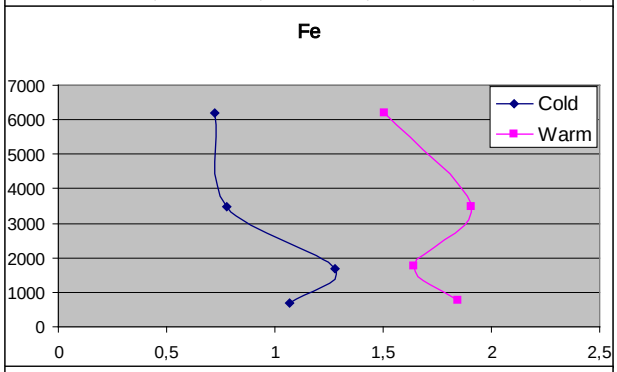
Для 20 элементов в каждом сезоне и эшелоне зондирования рассчитаны средние значения, которые представлены на графиках ниже, в мкг/м^3.

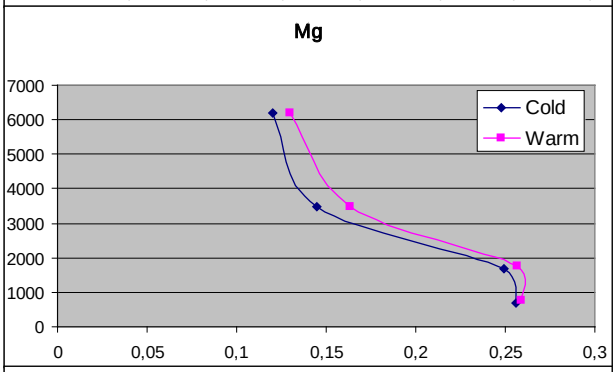

Al
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
0,2
0,4
0,6
0,8
1
Cold
Warm

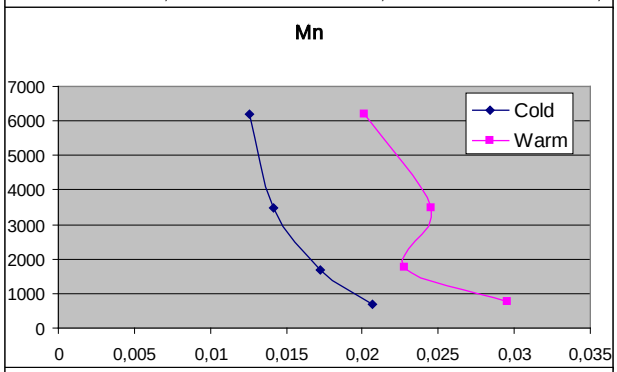

Ca
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
0,5
1
1,5
2
Cold
Warm

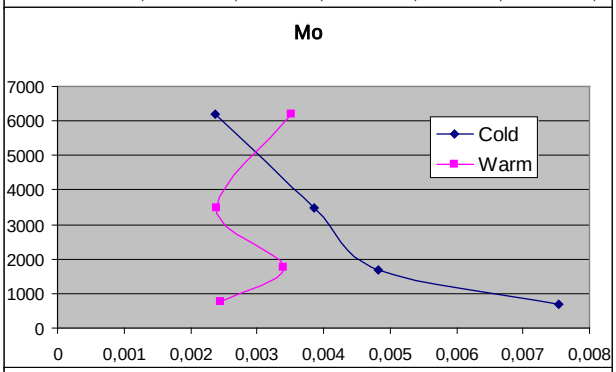

Ba
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
0,001
0,002
0,003
0,004
0,005
Cold
Warm

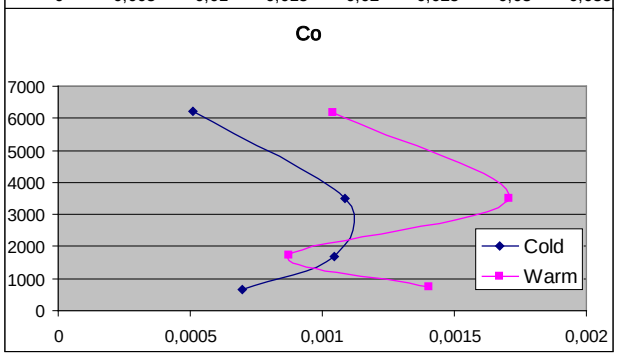

Cu
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
0,02
0,04
0,06
0,08
0,1
0,12
0,14
Cold
Warm

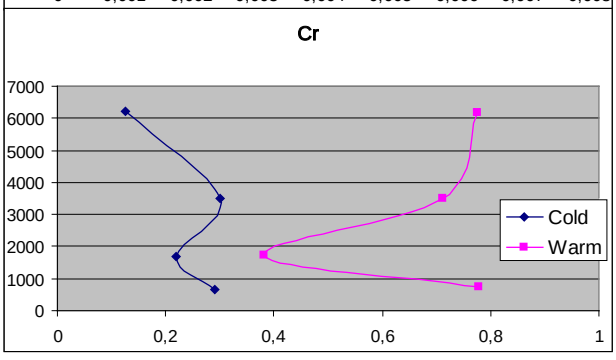

Fe
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
0,5
1
1,5
2
2,5
Cold
Warm

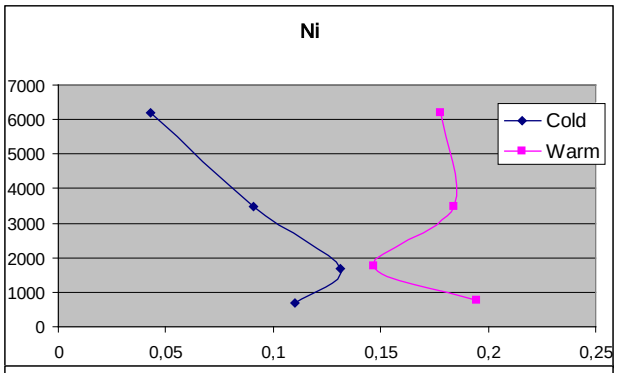

Mg
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
0,05
0,1
0,15
0,2
0,25
0,3
Cold
Warm

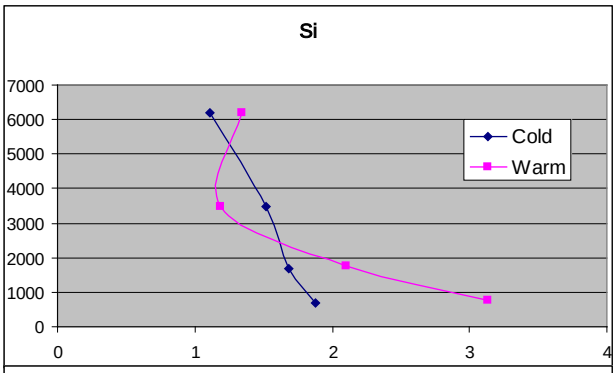

Mn
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
0,005
0,01
0,015
0,02
0,025
0,03
0,035
Cold
Warm

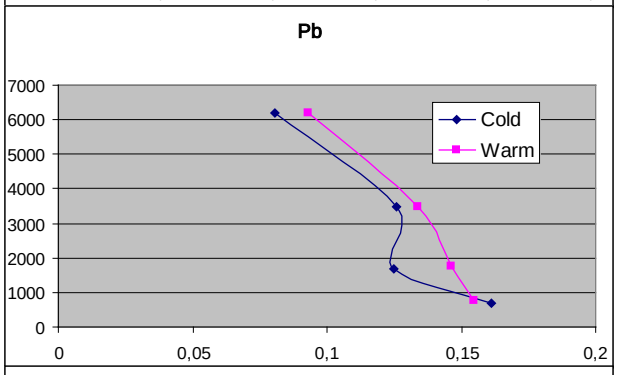

Mo
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
0,001
0,002
0,003
0,004
0,005
0,006
0,007
0,008
Cold
Warm

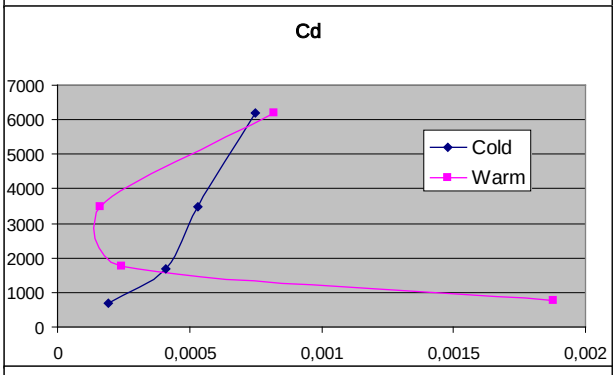

Co
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
0,0005
0,001
0,0015
0,002
Cold
Warm

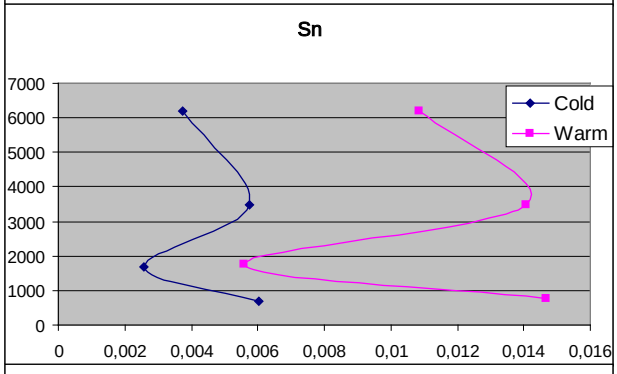

Cr
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
0,2
0,4
0,6
0,8
1
Cold
Warm

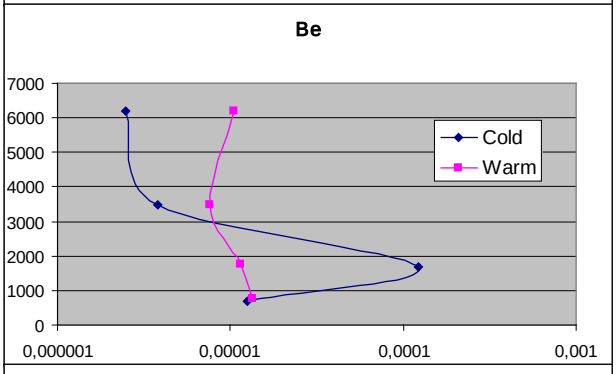

Ni
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
0,05
0,1
0,15
0,2
0,25
Cold
Warm

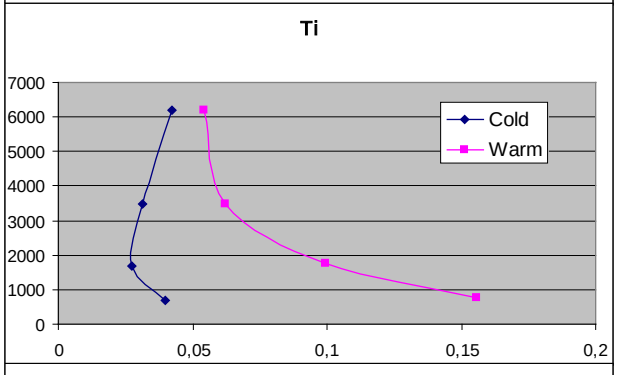

Si
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
1
2
3
4
Cold
Warm

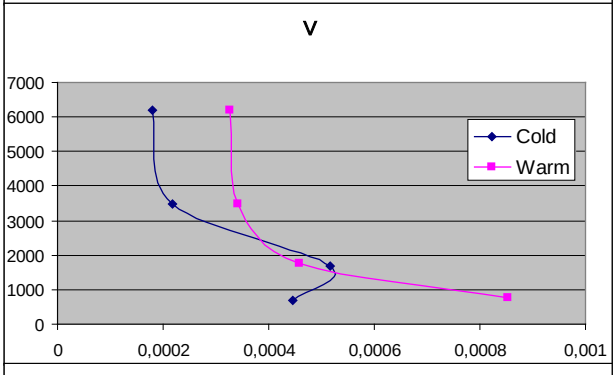

Pb
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
0,05
0,1
0,15
0,2
Cold
Warm

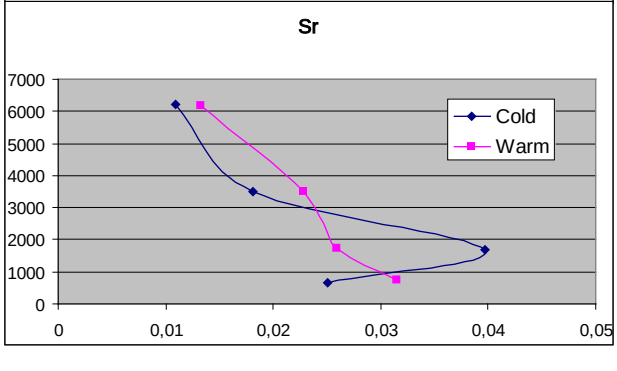

Cd
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
0,0005
0,001
0,0015
0,002
Cold
Warm

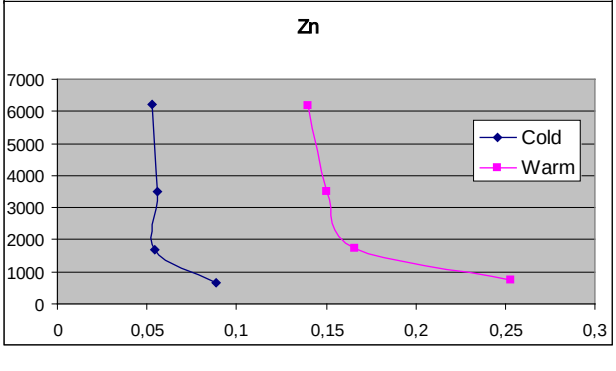

Sn
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
0,002
0,004
0,006
0,008
0,01
0,012
0,014
0,016
Cold
Warm


Be
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0,000001
0,00001
0,0001
0,001
Cold
Warm


Ti
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
0,05
0,1
0,15
0,2
Cold
Warm


V
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
0,0002
0,0004
0,0006
0,0008
0,001
Cold
Warm


Sr
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
0,01
0,02
0,03
0,04
0,05
Cold
Warm


Zn
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
0,05
0,1
0,15
0,2
0,25
0,3
Cold
Warm

Согласно осреднённым результатам в рассматриваемом фоновом районе в целом наблюдается вполне закономерное вертикальное распределение аэрозоля: с высотой концентрации убывают. Более часто встречающиеся зимой в пограничном слое инверсии задают тенденцию пика в эшелоне 1500-2000 м для холодного периода. Также логичен порядок общих кривых: меньшие концентрации зимой и большие – летом, когда открыт почвенный источник, определяющий значительную часть аэрозольной массы в атмосфере фонового района. По этой же причине взаиморасположение и устойчивость формы профилей отдельных элементов и ионов может указать нам доминирующий источник происхождения этих компонентов в аэрозоле фонового района.

К антропогенным элементам зимнего происхождения, очевидно, относятся молибден и кальций. Прослеживаются также близкие «зимние» источники для стронция и бериллия, склонные накапливаться в пограничном слое, вероятно, под инверсиями. Подобный же высотный тренд имеется в холодный период для алюминия, железа, никеля, хотя по абсолютной величине их концентрации в среднем не достигают «летних» значений, что, однако, может быть связано с более эффективным удалением аэрозоля в целом снеговыми осадками зимой по сравнению с летним вымыванием.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН №18, программы ОНЗ РАН №5, междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН №70 и №131, грантов РФФИ № 14-05-00526, №14-05-00590, №14-05-93108, госконтрактов Минобрнауки №14.604.21.0100 (идентификационный номер RFMTFIBBB210290), и №14.613.21.0013 (идентификационный номер RFMEFI61314X0013), Фонда глобальных исследований окружающей среды для Национальных институтов Министерства окружающей среды Японии.

ГРАНУЛОМЕТРИЯ АТМОСФЕРНОЙ ВЗВЕСИ ЗЕЙСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО ЗАПОВЕДНИКА (АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

К.С. Голохваст[1], Л.Н. Червова [2], В.В. Кодинцев[3], В.В. Чайка[1], И.Э. Памирский[4]

[1]Дальневосточный федеральный университет, Владивосток

[2] Государственный природный заповедник "Зейский", Зея

[3] Амурская государственная медицинская академия, Благовещенск

[4]Благовещенский государственный педагогический университет, Благовещенск

Аннотация

Приведены первые результаты гранулометрического исследования частиц атмосферных взвесей, содержавшихся в пробах снега из Зейского государственного заповедника зимой 2013/2014 гг. Показано, что снеговые пробы, отобранные в 5 станциях, содержат частицы размером менее 10 мкм в экологически незначительных концентрациях (до 4 %). В целом, на всех станциях отбора преобладают частицы 3-го (10-50 мкм) и 6-го (400-700 мкм) размерных классов. Частицы на всех станциях отбора обладают относительно невысокой удельной площадью поверхности – от 401,87 до 4720,22 см²/см³. Можно сделать вывод, что с точки зрения микроразмерного загрязнения атмосферы, Зейский государственный заповедник относится к территориям с благоприятными условиями.

Ключевые слова: взвеси, Зейский заповедник, снег, микрочастицы

Введение

Заповедники как природоохранные территории подразумевают отдаление от промышленных центров и, в следствии этого не испытывают техногенного пресса.

Однако, при исследовании некоторых заповедников Дальнего Востока (Бастак и Ботчинский) [Голохваст и др., 2013, 2014], в пробах снежного покрова нами были определены характерные техногенные микрочастицы (соединения W, Ti, Pb, Fe, Ba, шлаковые частицы и спеков).

В данной работы рассмотрена одна из этих территорий Амурской области - Зейский государственный природный заповедник, как малоизученный в этом отношении и расположенный вдали от промышленных центров.

Материалы и методы

В данной работе с использованием лазерной гранулометрии нами исследованы атмосферные взвеси в осадках, собранные в Зейском заповеднике.

Заповедник был создан 3 октября 1963 года, занимает площадь 99 430 га и расположен на восточной оконечности хребта Тукурингра. Севернее находится Верхнезейская низменность, южнее – Амуро-Зейское плато. На территории заповедника обитают: млекопитающие - 52 вида, птицы - 240, амфибии и рептилии - 4 и 3 вида, мохообразных - 297, лишайников - 160, грибов - 158, сосудистых растений - 728. Территория Зейского заповедника вытянута с юго-востока на северо-запад на 50 км, ширина ее составляет в среднем 25 км. Рельеф заповедника преимущественно горный, долины рек каньонообразные. Высоты хребта колеблются от 400 до 1443 м над уровнем моря. Климат резко континентальный с чертами муссонного.

Отбор снега был произведен на территории заповедника и на сопредельной территории в конце февраля 2013 года.

Таблица 1

Описание точек отбора на территории Зейского заповедника

Точки отбора	Описание точки отбора
1	К. «Тёплый», юго-восточный склон хр. Тукурингра
2	Северная граница заповедника, р. Гилюй у перевоза, северо-восточный склон хр. Тукурингра
3	Руч. Нижний Чимчан у кордона
4	Водораздел в 200 м от к. «34-й»
5	Окрестности к. «Двадцатый», по феномаршруту

Пробы (атмосферные садки в виде снега), во избежание вторичного загрязнения антропогенными аэрозолями, отбирались во время снегопадов или сразу после его окончания. Для чистоты эксперимента снег помещали в стерильные контейнеры вместимостью 3 л. Когда снег в контейнерах полностью растаивал (объем растопленной пробы составлял 390-400 мл), из каждого образца после взбалтывания набирали по 60 мл жидкости и анализировали на лазерном анализаторе частиц Analysette 22 NanoTec (Fritsch) [Голохваст и др., 2011].

Результаты и обсуждение

Пробы снега отбирались зимой (февраль) 2013 г. (табл. 1 и 2).

Таблица 2

Распределение частиц по фракциям в пробах снега из различных районов Зейского заповедника.

Класс	∅, мкм	Точки отбора проб				
1	менее 1	1	2	3	4	5
2	1-10	**2-3** 2 %	**2-5** 2 %			
		4-6 2 %				
3	10-50	**7-20** 82 %		**9-18** 96%	**10-18** 100%	**8-20** 19%
4	50-100					**50-80** 13%
5	100-400		**40-200** 26 %			**90-120** 7%
						120-180 14%
6	400-700	**350-500** 14 %	**300-700** 72 %			**350-500** 48%
7	Более 700			**800-1000** 4%		

Как видно из данных таблицы 2, самые мелкие по размеру частицы (менее 10 мкм) в экологически значимых количествах не обнаруживаются. Максимальное количество (4 %) таких частиц отмечено на станции 1.

Подавляющее число частиц относятся к 3 и 6 размерным классам (рис. 2).

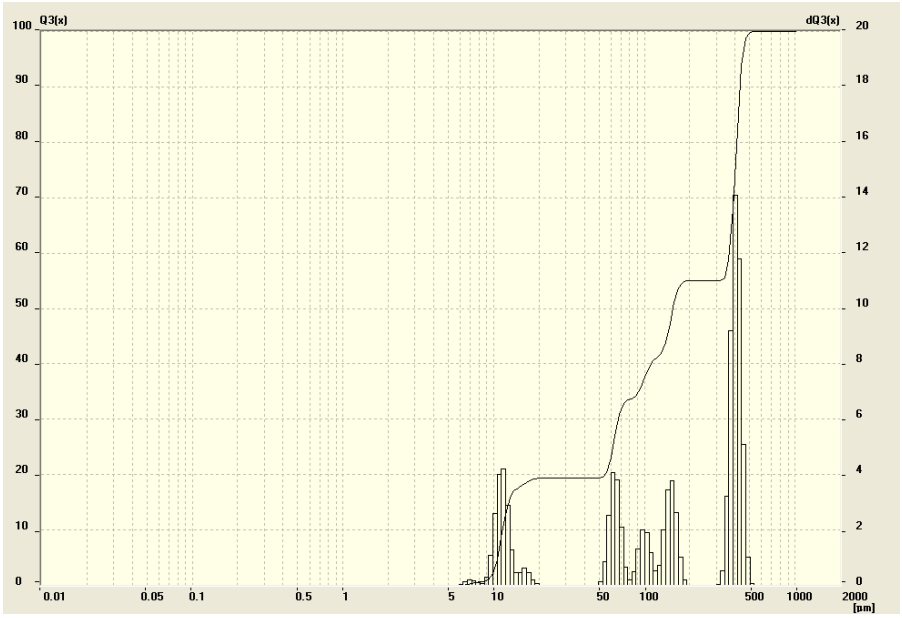


Рис. 2. Распределение частиц по размеру и их доля (%) в типовом образце взвеси со станции 5.

Более подробные характеристики частиц со всех станций отбора приведены в таблице 3.

Таблица 3

Морфометрические параметры частиц взвеси, содержавшихся в пробах снега из различных районов Зейского заповедника

Параметры /район	1	2	3	4	5
Средний арифметический диаметр, мкм	70,42	360,25	42,98	13,38	223,02
Мода, мкм	13,04	427,23	12,56	15,12	396,66
Медиана, мкм	13,39	392,5	12,64	13,17	154,74
Отклонение, мкм²	20120,37	25019,72	27640,67	3,19	30240,64
Среднеквадратичное отклонение, мкм	141,84	158,17	166,25	1,79	173,89
Коэффициент отклонения, %	201,38	43,91	386,78	13,38	77,97
Удельная поверхность, см²/см³	4421,54	401,87	4720,22	4563,98	1326,13

Как мы видим из таблицы 3, средний арифметический размер частиц взвесей является достаточно крупным. Практически во всех точках, кроме станции 4, размеры частиц относят их к группе "неингалибельных", т. е. не попадающих в дыхательные пути животных, и, в частности, человека. Частицы на всех станциях отбора обладают относительно невысокой удельной площадью поверхности – от 401,87 до 4720,22 см²/см³. Это может быть расценено как благоприятный аспект для обитающих на этой территории животных.

Заключение

Результаты данной работы свидетельствуют о том, что в сезон отбора (2013-2014 гг.) Зейский заповедник не содержит в своей атмосфере опасные для биоты микрочастицы. Это обусловлено отдаленность Зейского заповедника от крупных населенных пунктов и промышленных предприятий. Ближайший город Зея с населением около 24 000 человек находится южнее на расстоянии от 16 до 70 км (в крайней северной точке) от границ заповедника и не оказывает сколько-нибудь серьезного влияния на атмосферу данной природоохранной территории. Преимущественный перенос воздушных масс в зимний период – северо-восточный. Тем не менее, по результату исследования отчетливо видно, что точки 1 и 5 (окрестности кордонов, к тому же, с постоянным проживанием) имеют большее загрязнение, чем более удаленные.

Работа выполнена при поддержке Научного Фонда ДВФУ, Гранта Русского

географического общества и Министерства образования и науки Российской Федерации (уникальный идентификатор работ RFMEFI59414X0006).

Список литературы

1. Голохваст К. С., Ревуцкая И. Л., Лонкина Е. С., Чекрыжов И. Ю., Памирский И. Э., Гульков А. Н., Христофорова Н. К. Первые данные по вещественному составу атмосферных взвесей государственного заповедника «Бастак» и их экологическое значение // Экология человека, 2013. № 5. С. 24-28.
2. Голохваст К.С., Костомаров С.В., Костомарова И.В., Никифоров П.А., Чайка В.В., Середкин И.В., Чекрыжов И.Ю., Романова Т.Ю., Карабцов А.А. Первые сведения о составе атмосферных взвесей Ботчинского государственного заповедника (Хабаровский край) по данным загрязнения снежного покрова // Химия в интересах устойчивого развития, 2014. №5. С. 437-443.

Лидарные измерения верхней и средней атмосферы на основе новой конфигурации МЛВЗ.

Институт прикладной геофизики имени академика Е.К. Федорова

Галкин К.А., Губко П.А., Иванов М.С., Тасенко С.В., Тулинов Г.Ф.

В период с 16 по 19 марта был проведен ряд ночных лидарных зондирований атмосферы. Лидар, при помощи которого велись зондирования, был предварительно модернизирован. В настоящий момент имеется возможность параллельного использования 4 телескопов, а также абсолютно синхронных измерений в двух высотных диапазонах: 0 – 30 км (Рамановское рассеяние) и 30 – 90 км (релеевское рассеяние). Проведены уникальные измерения. Полученные данные позволяют построить температурный профиль до высоты 96 км, а также получить непрерывный ряд температурных профилей до высоты 65 - 70 км с разрешением по времени порядка минуты.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА ВОЗДУХА МЕТОДОМИ ЛАЗЕРНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ И КАНОНИЧЕСКОГО КОРРЕЛЯЦИОННОГО АНАЛИЗА

Кистенев Ю.В., Борисов А.В., Шаповалов А.В., Никифорова О.Ю.*

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования «Национальный исследовательский Томский государственный университет»

Российская Федерация, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева Сибирского отделения Российской академии наук

634055, Российская Федерация, г. Томск, площадь Академика Зуева, 1

E-mail: yuk@iao.ru, borisov@phys.tsu.ru, shpv@phys.tsu.ru, nik@iao.ru

Ключевые слова: спектры поглощения, канонический корреляционный анализ, пробы выдыхаемого воздуха.

Аннотация

Канонический корреляционный анализ адаптирован к задаче определения состава смеси однокомпонентных молекулярных газов, содержащихся в пробах выдыхаемого воздуха. Для решения этой задачи рассматривались модельные спектры, которые представляли собой линейные комбинации спектров однокомпонентных молекулярных газов с заданными коэффициентами (процентным содержанием компонент), взятыми из баз данных HITRAN, HITEMP, GEISA. Применение канонического корреляционного анализа позволяет представить спектр смеси в виде вектора, координатами которого являются доли однокомпонентных газов в составе смеси.

Исследование летучих метаболитов в пробах выдыхаемого воздуха (ПВВ) перспективно для диагностики различных заболеваний [1]. Классические методы анализа многокомпонентных газовых смесей предполагают выбор спектральных каналов для определения концентраций отдельных компонентов и определение концентрации каждого компонента по прямому поглощению или методом дифференциального поглощения, однако наличие шума измерений и неточность коэффициентов поглощения отдельных компонентов часто вынуждают использовать метод подбора квазирешения, методы регуляризации или байесовских оценок [2].

В данной работе канонический корреляционный анализ (ККА) адаптирован к задаче определения компонентного состава ПВВ. Для решения этой задачи ККА применялся к модельным спектрам ПВВ, которые представляли собой линейные комбинации спектров однокомпонентных молекулярных газов (СОМГ) с заданными коэффициентами (процентным содержанием компонент), взятых из баз данных HITRAN, HITEMP, GEISA, и добавлением шума. В качестве спектров молекулярных газов использовались пары воды (H_2O), углекислый

газ (CO_2), перекись водорода (H_2O_2), метан (CH_4), этан (C_2H_6), монооксид углерода (CO), оксид азота (N_2O), аммиак (NH_3). Применение ККА представляет собой процедуру нахождения коэффициентов линейной комбинации СОМГ из условия ее максимальной корреляции с модельным спектром ПВВ.

Рассмотрим множество СОМГ X_i, указанных выше, которые назовем эталонными. Для удобства расчетов упорядочим СОМГ в соответствии с конечной последовательностью

$$\xi : i \to (H_2O, CO_2, H_2O_2, CH_4, C_2H_6, CO, N_2O, NH_3)$$

При необходимости последовательность ξ может быть расширена.

Составим из спектров последовательности ξ линейную комбинацию:

$$\mathbf{U} = \sum_i \alpha_i \mathbf{X}_i . \quad (1)$$

Здесь α_i - искомые коэффициенты, характеризующие процентное содержание компонент молекулярных газов $\mathbf{X}_i$ в $\mathbf{U}$.

В соответствии со стандартным подходом, применяемым в ККА [2], обозначим модельный спектр ПВВ через $\mathbf{Y}$

$$\mathbf{V} = \beta \mathbf{Y} . \quad (2)$$

Величина β в данной задаче записана из соображений удобства.

Коэффициенты α_i и β находятся из условия максимальной корреляции между $\mathbf{U}$ и $\mathbf{V}$.

Нами проведена серия расчетов компонентного состава модельных спектров с различным процентным содержанием компонент. Модельные спектры $\mathbf{Y}$ строились следующим образом:

$$\mathbf{Y} = \sum_i (\gamma_i + \mathbf{\Delta}_i)\mathbf{X}_i , \quad (3)$$

где γ_i - процентное содержание компонент молекулярных газов $\mathbf{X}_i$ в модельном спектре ПВВ, а $\mathbf{\Delta}_i$ - квадратная матрица, являющаяся моделью шумов различной природы.

Рассмотрим пример использования ККА на модельных спектрах, состоящих из 5 и 7 компонент входящих в ξ. Пусть согласно (3) имеются модельные спектры с заданными процентными содержаниями компонент:

$$\{\gamma_i\}_1 = (0;0;1;3;5;2;1;0) , \quad (4)$$

$$\{\gamma_i\}_2 = (2;4;1;3;0;2;1;2) . \quad (5)$$

На рис. 1 показан модельный спектр (3) с коэффициентами (4) в случае отсутствия шума. При этом коэффициенты α_i и β равны:

$$\{\alpha_i\}_1 = 10^5 \cdot (0.0\ ; 0.0\ ; 1.9107\ ; 5.7320\ ; 9.5533\ ; 3.8213\ ; 1.9107; 0.0)\ ,\ \{\beta\}_1 = 1.9107 \cdot 10^5\ , \qquad (6)$$

т.е. $\{\alpha_i / \beta\}_1 \approx \{\gamma_i\}_1$. При добавлении 10% шума внешний вид спектра (рис. 1) практически не изменится, а коэффициенты становятся равными:

$$\{\alpha_i\}_1 = 10^5 \cdot (-0.0\ ; -0.0\ ; 1.9408\ ; 5.6883\ ; 9.5409\ ; 3.8611\ ; 1.9155\ ; -0.0001)\ ,\ \{\beta\}_1 = 1.8216 \cdot 10^5\ , \qquad (7)$$

т.е. $\{\alpha_i / \beta\}_1 \approx \{\gamma_i\}_1$.

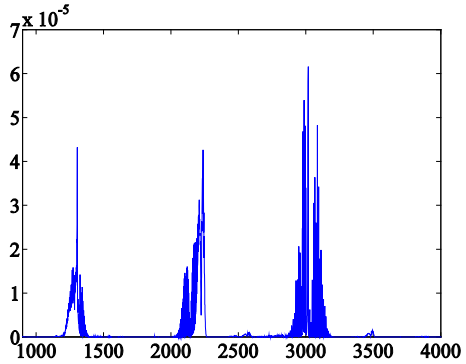


Рис. 1. Зависимость поглощения модельного спектра (3) с коэффициентами (4) без шума.

На рис. 2 показан модельный спектр (3) с коэффициентами (5) в случае отсутствия шума.

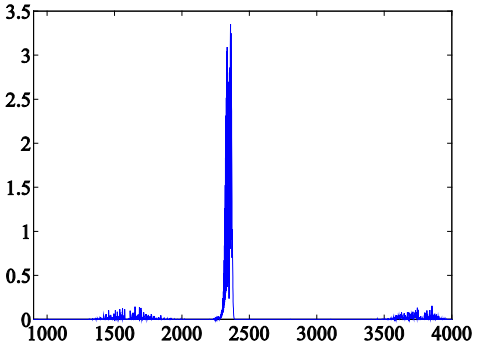


Рис. 2. Зависимость поглощения модельного спектра (3) с коэффициентами (5) без шума.

При этом коэффициенты α_i и β равны:

$$\{\alpha_i\}_2 = (7.9301; 15.8602\ ; 3.9651\ ; 11.8952; -0.0; 7.9301; 3.9651; 7.9301)\ ,\ \{\beta\}_2 = 3.9651\ , \qquad (8)$$

т.е. $\{\alpha_i / \beta\}_2 \approx \{\gamma_i\}_2$, как показывают расчеты, примерно с такой же точностью, как и в первом случае. При добавлении 10% шума внешний вид спектра практически не изменится, а коэффициенты станут равны:

$$\{\alpha_i\}_2 = (7.9448\ 15.8602; 44.8885; 40.2591; 32.3430; 45.2315; 12.4558; 35.8785)\ ,\ \{\beta\}_2 = 3.7707\ ,$$

т.е. коэффициенты $\{\alpha_i / \beta\}_2$, соответствующие молекулярным газам H_2O, CO_2, не меняются, а остальные коэффициенты не совпадают. Это связано с тем, что в случае модельного спектра (3) с коэффициентами (5) процентный вклад шума в спектр смеси определяется вкладом компонент

H_2O и CO_2 и этот шум значительно больше того, который присутствует при рассмотрении модельного спектра (3) с коэффициентами (4). Отметим, что очень малые значения в (6)-(8) означают, что этих компонент нет в соответствующих смесях.

Таким образом, в результате применения ККА спектр смеси ПВВ можно заменить набором чисел α_i (вектором), характеризующих процентное содержание СОМГ в ПВВ.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке ФЦП ИР, контракт №14.578.21.0082 (уникальный идентификатор прикладных научных исследований и экспериментальных разработок RFMEFI57814X0082).

Литература

1. Kistenev Yu.V., Bukreeva E.B., Bulanova A.A., Kuzmin D.A., Tuzikov S.A., Yumov E.L. Laser spectroscopy and chemometric study the specific features of air exhaled by patients with lung cancer and chronic obstructive pulmonary disease//Physics of Wave Phenomena. 2014. V. 22. № 3. P. 210-215.
2. Козинцев В.И., Белов М.Л., Городничев В.А., Федотов Ю.В. Лазерный оптико-акустический анализ многокомпонентных газовых смесей. М.: Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана, 2003, 352 с.
3. Krzanowski, W. J. Principles of Multivariate Analysis: A User's Perspective. New York: Oxford University Press, 1988.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ ПОДХОД К АНАЛИЗУ СОСТАВА МНОГОКОМПОНЕНТНЫХ ГАЗОВЫХ СМЕСЕЙ

Кистенев Ю.В., Борисов А.В., Шаповалов А.В.

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования

«Национальный исследовательский Томский государственный университет»

Российская Федерация, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

E-mail: yuk@iao.ru borisov@phys.tsu.ru shpv@phys.tsu.ru

Ключевые слова: метод главных компонент, метод независимых компонент, спектральный анализ многокомпонентных смесей

Аннотация

В работе рассматривается возможность решения обратной спектроскопической задачи для многокомпонентных газовых смесей, основанной на использовании метода главных компонент. По результатам анализа выявлены варианты использования метода главных компонент для оценки концентраций компонент смеси.

В работе рассматривается статистический подход к анализу состава многокомпонентных газовых смесей, основанный на использовании метода главных компонент (МГК). МГК применялся для анализа спектральных данных [1], в том числе, для диагностики заболеваний человека на основе анализа спектра поглощения выдыхаемого воздуха (ПВВ) [2], в первую очередь для выявления информативных признаков: достоинством МГК является переход к новому пространству признаков, размерность которого может быть значительно меньше исходного.

Исследование состава сложных сигналов, например, многокомпонентных газовых смесей возможно с помощью анализа независимых компонент (АНК), который осуществляет разложение наблюдаемых случайных переменных в линейную комбинацию независимых случайных величин [1]. Основными предположениями, используемыми в данном методе, являются независимость компонент, и то, что их распределение отлично от нормального.

В работе рассматривается возможность решения обратной спектроскопической задачи для многокомпонентных газовых смесей, основанного на использовании МГК. Принципы применения МГК и АНК аналогичны, однако МГК дает лучшее соответствие между базисных спектров и спектров поглощения молекулярных газов. Выделение базисных спектров производилось на основе групп модельных данных, созданных с использованием базы данных HITRAN.

В качестве модели спектра поглощения многокомпонентных газовых смесей $\mathbf{Y}_i$ использовалась линейная комбинация спектров отдельных ее компонент $\mathbf{X}_j$:

$$\mathbf{Y}_i = \sum_{j=1}^{L} r_{ij}\mathbf{X}_j . \quad (1)$$

Здесь r_{ij} - случайное число, распределенное по компоненте j в соответствии с некоторой заданной плотностью. Отметим, что вектора $\mathbf{Y}_i$, $\mathbf{X}_j$ имеют одинаковую размерность.

Сформируем из спектров (1) группу модельных спектров и поставим задачу выделения базисных спектров для каждого из множеств этой группы. Обозначим такие множества следующим образом:

$$\{\mathbf{Y}_i\}_s . \quad (2)$$

Здесь s – тип множества, соответствующий конкретному распределению r_{ij}.

Для решения поставленной задачи воспользуемся МГК, с помощью которого получим главные компоненты множеств $\{\mathbf{Y}_i\}_s$. Максимально возможное число главных компонент в множестве $\{\mathbf{Y}_i\}_s$ равно числу элементов в нем. При наличии скрытых зависимостей, количество главных компонент может быть уменьшено. Подходы, применяемые для оценки числа необходимых главных компонент, как правило, являются эвристическими. Предположим, что число главных компонент совпадает с количеством базисных спектров в множестве $\{\mathbf{Y}_i\}_s$.

По результатам расчетов МГК для модельных данных можно сделать следующие выводы:

1. С помощью МГК множеству спектров $\{\mathbf{Y}_i\}_s$ можно сопоставить множество спектров $\{\mathbf{Z}_i\}_s$ обладающее следующими свойствами:

1) Для каждого множества $\{\mathbf{Z}_i\}_s$ найдется такое подмножество $\{\mathbf{Z}_k\}_s$ базисных спектров, количество которых равно максимальному количеству спектров молекулярных газов, из которых было построено это множество.
2) Ковариационная матрица, полученная с помощью МГК, для множества $\{\mathbf{Z}_i\}_s^m$ имеет блочную структуру

$$\begin{pmatrix} \mathbf{I} & 0 \\ 0 & \mathbf{C} \end{pmatrix}, \quad (3)$$

где $\mathbf{I}$ - единичная матрица, размерность которой равна числу базисных спектров, а $\mathbf{C}$ - матрица ковариаций.

3) Каждый элемент $\mathbf{Z}_k$ множества $\{\mathbf{Z}_k\}_s^m$, является линейной функцией соответствующего ему спектра молекулярных газов $\mathbf{X}_j$, из которых было создано множество $\{\mathbf{Y}_i\}_s^m$.

2. Анализ показал, что при добавлении шума свойства группы модельных данных выполняются не полностью, так как в зависимости от величины шума, некоторые элементы $\mathbf{Z}_k$ подмножества $\{\mathbf{Z}_k\}_s^m$ не будут иметь линейную зависимость от соответствующих им спектров молекулярных газов.

В расчетах использовались спектры поглощения $\mathbf{X}_j$ следующих газов: метан (CH_4), ацетилен (C_2H_2), углекислый газ (CO_2), тетрафторид углерода (CF_4), трихлорметан ($CHCl_3$), оксид азота (N_2O), аммиак (NH_3), пары воды (H_2O), оксид азота (NO_2). Ниже представлен пример использования МГК для трех многокомпонентных спектров: в первом 2 компоненты, во втором 6, в третьем 4 (рис. 1). Применив МГК, получим два базисных спектра молекулярных газов (H_2O, CO_2) и спектр смеси в отсутствие этих газов (рис. 2).

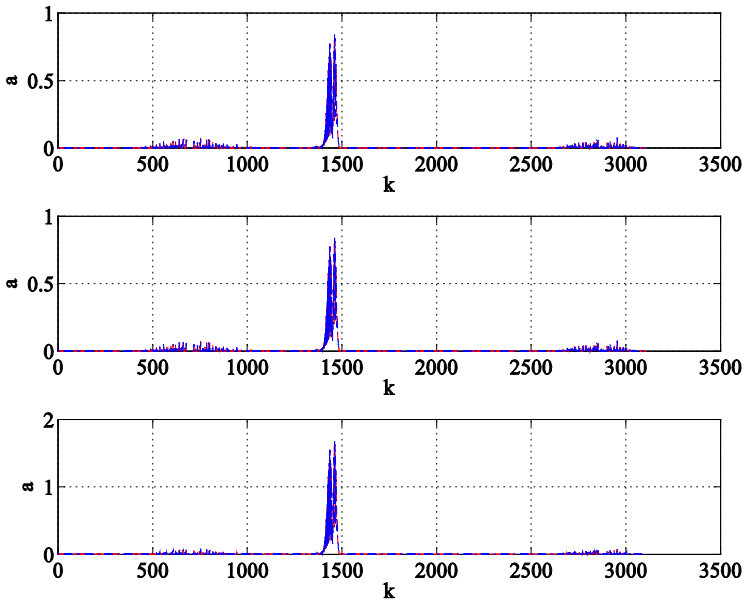


Рис. 1 - Зависимость поглощения в относительных единицах от волнового числа для трех многокомпонентных спектров.

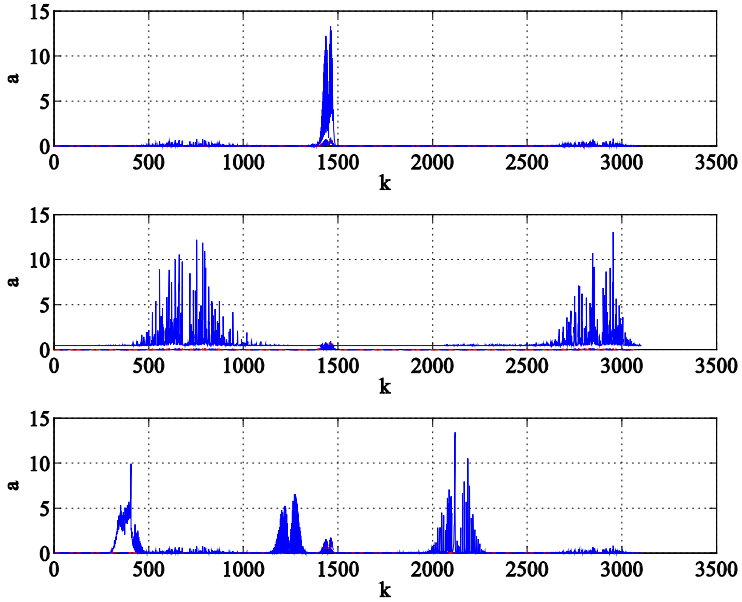


Рис. 2 - Зависимость поглощения в относительных единицах от волнового числа для спектров, получившихся в результате использования МГК.

Таким образом, практические задачи применения МГК к анализу состава многокомпонентных газовых смесей сформулируем следующим образом:

1. Имеется спектр поглощения многокомпонентной газовой смеси, полученный экспериментально и предполагаются известными компоненты (молекулярные газы), входящие в его состав. Составим из спектров молекулярных газов линейные комбинации в соответствии с (1). Применив к такому множеству спектров МГК, находим базисные спектры, с помощью которых можно определить концентрации каждого молекулярного газа в экспериментальном спектре.

2. Имеется спектр поглощения многокомпонентной газовой смеси, полученный экспериментально, и предполагается, что в этом спектре присутствует одна или несколько компонент. С помощью МГК можно узнать наличие этих компонент в смести и их концентрацию.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке ФЦП ИР, контракт №14.578.21.0082 (уникальный идентификатор прикладных научных исследований и экспериментальных разработок RFMEFI57814X0082).

Литература

1. Воронцов К.В. Лекции по методам оценивания и выбора моделей. 2007. www.ccas.ru/voron/download/Modeling.pdf.

2. Kistenev Yu.V., Bukreeva E.B., Bulanova A.A., Kuzmin D.A., Tuzikov S.A., Yumov E.L. Laser spectroscopy and chemometric study the specific features of air exhaled by patients with lung cancer and chronic obstructive pulmonary disease//Physics of Wave Phenomena. 2014. V. 22. № 3. P. 210-215.

СРАВНЕНИЕ МЕТОДОВ КЛАССИФИКАЦИИ ПРИ АНАЛИЗЕ СЛОЖНЫХ ГАЗОВЫХ СМЕСЕЙ БИОЛОГИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ МЕТОДАМИ ЛАЗЕРНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ

Кистенев Ю.В., Шаповалов А.В., Вражнов Д.А.*, Николаев В.В.*, Никифорова О.Ю.**

Национальный исследовательский Томский государственный университет

Российская Федерация, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

*ООО «Томсклаб», 634055, г. Томск, пр-т Академический, д. 8/8

**Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева Сибирского отделения Российской академии наук

634055, Россия, г. Томск, площадь Академика Зуева, 1

E-mail: yuk@iao.ru, borisov@phys.tsu.ru, shpv@phys.tsu.ru, denis.vrazhnov@gmail.com, vik-nikol@bk.ru, nik@iao.ru

SVM, SIMCA, метод главных компонент, лазерная спектроскопия, анализ газовых смесей

Аннотация:

В работе представлены результаты сравнения качества работы двух классификаторов – SVM (Support Vector Machine или метод опорных векторов) и SIMCA (Soft Independent Modelling of Class Analogies или Формальное независимое моделирование аналогий классов) на модельных данных профилей спектров поглощения выдыхаемого человеком воздуха. Показана возможность улучшения качества работы классификатора SVM в случае предварительной обработки входных данных методом главных компонент.

В работе рассматривается проблема сравнительного анализа биологических объектов на основе данных анализа профилей спектров поглощения газовых биопроб. Стандартным подходом решения поставленной задачи является разделение спектра поглощения на компоненты, вычисление их концентраций и поиск уникальной комбинации концентраций компонент для данной группы биологических объектов [1]. Данный метод решения сопряжен с рядом трудностей, таких, как невозможность качественного разделения смеси на компоненты, сложный вид комбинаций различных компонент. Альтернативным методом поиска маркера является известные в машинном обучении алгоритмы классификации данных или обучения с учителем.

В данной работе проводилось сравнение классического метода классификации SIMCA [2] и одного из наиболее широко используемых методов машинного обучения SVM [3]. В качестве входных данных использовались экспериментальные данные и модельные данные, зашумленные аддитивным белым шумом различной величины. Также, приводятся результаты

сравнения классификаторов с учетом предварительной обработки исходных данных методом главных компонент (МГК), позволяющего выделить информативные участки спектра.

В методе SIMCA предполагается, что объекты одного класса в пространстве признаков располагаются компактно, поэтому, применяя МГК, можно выделить гиперплоскость, в которой лежат векторы – признаки, соответствующие объектам класса. Далее, каждый вектор обучающего набора можно представить в виде суммы двух векторов – проекции исходного вектора на гиперплоскость и вектора ортогонального гиперплоскости. Эти векторы называются размахом и остатком, соответственно. При помощи обучающей выборки определяются пороги для размахов и отклонений. При тестировании, новый вектор – признаков раскладывается на размах и отклонение, которые сравниваются с пороговыми значениями и принимается решение о принадлежности классу.

К достоинствам метода SIMCA можно отнести следующие свойства: метод не использует при построении классификатора вид распределения, каждый класс моделируется независимо и тестовый объект может быть отнесен к нескольким классам, устойчивость к «проклятию размерности» [4,5], метод обладает регулируемой ошибкой первого рода.

В то же время у метода SIMCA есть свои недостатки: плохо работает для малого количества обучающих примеров, необходима предварительная обработка данных методом главных компонент, результат классификации зависит от выбранного количества главных компонент, но можно выбирать минимальное количество, при котором обучающий набор правильно распознается; метод чувствителен к выбросам данных.

Для сравнительного анализа с методом SIMCA был выбран метод SVM, который хорошо зарекомендовал себя в машинном обучении. Большое количество настраиваемых параметров позволяет производить гибкую настройку классификатора. Кроме того, скорость обучения SVM существенно выше, чем у метода Ada-boost, нейронных сетей, что позволяет быстро переобучать модель в случае добавления в базу обучающих примеров.

Основной идеей метода является перевод исходных векторов - признаков в пространство более высокой размерности с использованием нелинейного функционального преобразования («kernel trick») и поиск разделяющей гиперплоскости с максимальным зазором в этом пространстве. Преимущества SVM: наиболее быстрый метод нахождения решающих функций; решение всегда единственное, поскольку метод сводится к задаче квадратичного программирования в выпуклой области; строится разделяющая полоса максимальной ширины, поэтому можно ввести понятие уверенности классификации.

Недостатки SVM: метод чувствителен к выбросам и шумам; не существует рекомендаций по выбору оптимального ядра в случае неразделимости обучающей выборки.

Для устранения чувствительности классификатора к шумам и выбросам на этапе предварительной обработки применялся МГК.

Для разделения спектров на два класса было смоделированно две выборки имитирующие спектр выдыхаемого воздуха для здоровых людей и с ХОБЛ с различным уровнем шума. Выборка была поделена на две части, одна часть использовалась для обучения, вторая для тестирования. В обучающей выборке было использованно 120 спектров, для тестов 200 спектров. Концентрация водяного пара в смесях составляла 0.9 и 1 % независимо от наличия заболевания. Концентрация углекислого газа составляла 4–6 % в пробах здоровых лиц и 2–4 % в пробах пациентов с ХОБЛ. Концентрация метана во всех пробах соответствует его содержанию в окружающем воздухе 1.7 млн$^{-1}$. NO не был включен в состав газовых проб, т.к. его ожидаемая концентрация составляет не более 0.1 млн$^{-1}$ [6], что соответствует вкладу в суммарное поглощение не более 2–3 % от вклада, обусловленного присутствием водяного пара во всем рассматриваемом диапазоне спектра (900 см$^{-1}$–4000 см$^{-1}$). Концентрации CO и N_2O соответствуют медианам, максимальным и минимальным значениям для взрослых здоровых лиц и пациентов с ХОБЛ в стадии обострения [7]. Кроме того, при расчете спектров поглощения 2 проб пациентов с ХОБЛ добавлено поглощение, обусловленное присутствием этана и перекиси водорода (по 20 млн$^{-1}$ каждого из этих газов).

Результаты работы алгоритмов классификации SVM и SIMCA представлены в таблице 1.

Таблица 1 - Результаты классификации спектров поглощения газовых смесей, имитирующих выдыхаемый воздух здоровых лиц и пациентов с ХОБЛ с различным уровнем шума.

Уровень шума	SVM		PCA + SVM		SIMCA	
	Специфичность	Чувствительность	Специфичность	Чувствительность	Специфичность	Чувствительность
5%	0.9302	0.9784	0.8333	0.9375	1	0.5
10%	0.8583	0.9401	0.8214	0.8311	1	0.5
20%	0.6125	0.9312	0.7	0.7623	0.7623	0.5150

Проведенное сравнение показало эффективность использования классификатора SVM в задаче сравнительного анализа биологических объектов на основе данных анализа профилей спектров поглощения газовых биопроб. Дополнительная предварительная обработка входных данных методом главных компонент улучшает качество работы классификатора SVM.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке ФЦП ИР, контракт №14.578.21.0082 (уникальный идентификатор прикладных научных исследований и экспериментальных разработок RFMEFI57814X0082).

Список литературы

1. *Перегуд Е.А., Горелик Д.О.* Инструментальные методы контроля загрязнения атмосферы. Ленинград: Химия, 1981
2. Chemometrics: Theory and Application / ed. Kowalski B.: American chemical society 1977.
3. *Cortes C., Vapnik V.* Support-vector networks // Machine Learning 1995 v. 20, issue 3, p. 273
4. *Allen T., Ellis R., Petridis M.* Applications and Innovations in Intelligent Systems XVI: Proceedings of AI-2008, The Twenty-eighth SGAI International Conference on Innovative Techniques and Applications of Artificial Intelligence. Springer Science & Business Media 2010, p. 270
5. *Bellman R. E.* Rand Corporation. Dynamic programming. Princeton University Press 1957.
6. *Айвазян С. А., Бухштабер В. М., Енюков И. С., Мешалкин Л. Д.* Прикладная статистика. Классификация и снижение размерности. Москва: Финансы и статистика, 1989. 607 с.
7. *Shorter J.H., Nelson D.D., McManus J.B., Zahniser M.S., Sama S.R, Milton D.K.* Clinical study of multiple breath biomarkers of asthma and COPD (NO, CO2, CO and N2O) by infrared laser spectroscopy //J. Breath Res. 2011. V. 5. 037108.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ СРАВНЕНИЕ СПЕКТРОВ ПОГЛОЩЕНИЯ ГАЗОВЫХ СМЕСЕЙ, ОСНОВАННОЕ НА МЕТОДЕ ПИРСОНА

Кистенев Ю.В., Кузмин Д.А.*, Сандыкова Е.А.*, Шаповалов А.В.

Национальный исследовательский Томский государственный университет
Российская Федерация, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36
*Сибирский государственный медицинский университет, Российская Федерация, 634050, г. Томск, Московский тр. 2
E-mail: yuk@iao.ru, band107@mail.ru, katusha77@sibmail.com

Ключевые слова: спектры поглощения, точечные оценки, критерий Пирсона.

Аннотация

Предложен подход к редукции пространства спектров поглощения, основанный на оригинальном критерии анализа профиля спектров. Данный критерий восходит к известному в статистике критерию Хи-квадрат Пирсона. Введенный критерий позволяет количественно оценить различия спектральных кривых.

Лазерно-акустический метод диагностики (ЛАМ) бронхо-легочных заболеваний (БЛЗ) построен на анализе спектра поглощения лазерного излучения смеси летучих компонент газов, содержащихся в пробе выдыхаемого воздуха (ПВВ) пациента [1], [2]. В данном методе спектр поглощения выступает в роли количественной характеристики состояния пациента и может быть представлен в виде вектора признаков в соответствующем векторном пространстве.

Общая идея диагностики заболеваний состоит в разбиении (классификации) пространства векторов признаков на непересекающиеся области (классы). Каждый класс соответствует одному из видов заболеваний или состоянию здорового пациента. Тогда принадлежность вектора признаков (спектра ПВВ тестируемого пациента) к одному из классов указывает на вид заболевания или его отсутствие. Качество диагностики определяется разделимостью классов в пространстве признаков. Отметим, что спектр поглощения, представленный в виде вектора признаков, может содержать порядка нескольких тысяч спектральных линий на измеряемом интервале частот. Известно, что классификация в пространствах большой размерности связана со значительным повышением трудоемкости вычислений по сравнению с пространствами меньшей размерности, увеличением вклада шумов, а также с проблемой, известной как «проклятие большой размерности» (термин введен Р. Беллманом в 1961 г.). Например, если расстояние между векторами признаков определяется как средний модуль разности по всем компонентам вектора, то при увеличении числа компонент вектора, расстояние будет приближаться к некоторому постоянному значению для всех пар векторов и, тем самым, теряет информативность.

Хотя размерность спектров поглощения как векторов признаков и не является критичной, тем не менее, как видно из приведенного выше, для повышения качества ЛАМ целесообразно проводить предварительную обработку спектров поглощения, редуцируя первичный спектр поглощения, полученный экспериментально, в вектор некоторого другого пространства признаков с меньшей размерностью. Причем редуцированное пространство может иметь природу не связанную непосредственно со спектроскопическими данными. Если удается провести такую редукцию пространства признаков, не нарушая разделимость диагностических классов в новом пространстве, то качество алгоритма диагностики существенно повышается.

В данной работе предложен подход к редукции первичного пространства спектров поглощения, основанный на оригинальном критерии анализа профиля спектров. Данный критерий восходит к известному в статистике критерию Хи-квадрат Пирсона [3]. Введенный критерий позволяет количественно оценить различия спектральных кривых и задается следующим выражением:

$$S = \frac{\sum_i |X_i - Y_i|}{\frac{1}{2}\sum_i |X_i + Y_i|}, \qquad (1)$$

где X_i, Y_i коэффициенты поглощения двух спектральных кривых на одной и той же частоте. Число значений коэффициентов поглощения в сравниваемых спектральных кривых должно быть одинаковым. Ниже представлены результаты применения критерия (1) к анализу спектров ПВВ в области 2.5-4 мкм для пациентов с хронической обструктивной болезнью легких (ХОБЛ) и здоровых добровольцев. Для наглядности представления данных исходный спектральный диапазон был разбит на поддиапазоны. Наиболее информативные спектральные поддиапазоны отбирались визуально по внешнему виду исходного общего графика, отображающего спектры поглощения газовой смеси. Количество коэффициентов поглощения в каждом из выбранных для исследования поддиапазонов (далее - диапазонов) отображено в таблице 1.

Таблица 1 – Количество коэффициентов поглощения (признаков) в отобранных для исследования спектральных диапазонах.

Диапазон	Количество коэффициентов
1	201
3	192
4	115
5	71

На рисунке 1 приведен пример графиков точечных оценок для 2-х наборов спектров поглощения выдыхаемого воздуха, соответствующим 2-м группам добровольцев исследования. Графики были построены с применением критерия (1). Поясним построение графика для одной из групп. По оси абсцисс отложено среднее значение критерия *S* в 1-м диапазоне частот для 1-й группы спектров. Интервал значений на оси абсцисс соответствует среднеквадратичному отклонению значений *S* для исследованной группы спектров. По оси ординат отложено значение *S* для той же группы спектров в 3-м диапазоне частот. В результате на плоскости графика получена точка, для которой указаны среднеквадратичные отклонения по обеим осям. Аналогично отмечена точка для второй группы исследованных спектров. Проведенное исследование для нескольких групп пациентов показало, что совокупность точек на плоскости, отвечающих больных раком лёгких группируются в облако, которое пространственно отделено от здоровых добровольцев. Но при этом все остальные признаки также группируются в облако, в пределах которого нельзя визуально отделить один признак от другого

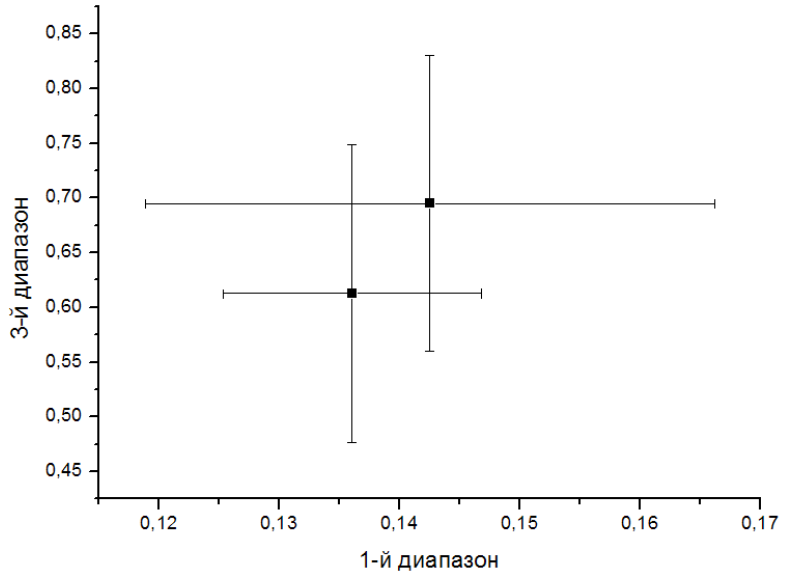


Рисунок 1 – Сравнение признаков 1-го и 3-гоо спектральных диапазонов.

Далее, перед применением критерия (1) по описанной выше методике к исходным спектрам был применен метод главных компонент с целью уменьшения размерности пространства признаков, и исключения неинформативных признаков («шума»). Иллюстрация полученных результатов приведена на рисунке 2.

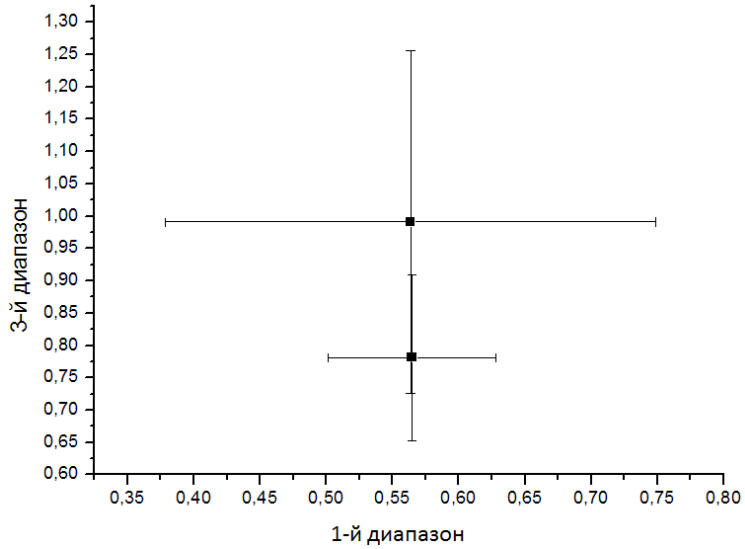


Рисунок 2 – Сравнение признаков 1-го и 3-го спектральных диапазонов после применения МГК.

В заключение отметим, что анализ полученных результатов показал, что применение критерия (1) позволяет оценить степень информативности спектральных диапазонов. В проведенном исследовании наиболее информативным оказался четвертый спектральный диапазон. Первый и пятый диапазоны равноинформативны, наименее информативным оказался третий диапазон.

Также показано, что, как правило, уменьшение размерности пространства признаков с использованием метода главных компонент, т.е. исключение неинформативных признаков («шума») увеличивает «расстояние» между реперной группой здоровых лиц и пациентов с ХОБЛ, что, в свою очередь, повышает качество диагностики больных с ХОБЛ.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке ФЦП ИР, контракт №14.578.21.0082 (уникальный идентификатор прикладных научных исследований и экспериментальных разработок RFMEFI57814X0082).

Литература

1.*Степанов Е.В.* Методы высокочувствительного газового анализа молекул – биомаркеров в исследованиях выдыхаемого воздуха // Труды ИОФАН. №61. 2005. с. 5-47.

2.*Кистенёв Ю.В., Некрасов Е.В., Никифорова О.Ю., Никотин Е.С., Никотина Г.С., Пономарёв Ю.Н., Уразова О.И., Филинюк О.В., Фокин В.А., Янова Г.В. Агеев Б.Г.* Оценка проб выдыхаемого воздуха методом лазерной оптико-акустической спектроскопии у больных туберкулезом лёгких // Бюллетень сибирской медицины. №4. 2012. с. 116-120.

3. *Greenwood P. E., Nikulin M. S.* A guide to chi-squared testing. New York: John Wiley and Sons, 1996.— 280 p.

ПОВЫШЕНИЕ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ СКР-ЛИДАРА ЗА СЧЕТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОБЕРТОНОВ КОЛЕБАТЕЛЬНО-ВРАЩАТЕЛЬНЫХ ПОЛОС СКР НА МОЛЕКУЛАХ КИСЛОРОДА ИЛИ АЗОТА В КАЧЕСТВЕ ОПОРНЫХ СИГНАЛОВ

С.М. Бобровников[1,2], Е.В. Горлов[1,2], В.И. Жарков[1].

[1] Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

[2] Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

E-Mail: bsm@iao.ru; gorlov_e@mail.ru; zharkov@iao.ru

Ключевые слова: лидар, комбинационное рассеяние, газовый анализ, атмосфера.

Аннотация

Рассмотрено влияние колебательно-вращательных полос СКР на молекулах основных составляющих атмосферы (азот и кислород) на чувствительность СКР-лидара. Предложена методика использования в качестве опорного сигнала для измерения низких концентраций химических веществ в атмосфере методом СКР первый обертон колебательно-вращательной полосы СКР на молекулах кислорода или азота.

Использование матричного фотоприемника в приемной оптико-электронной системе СКР–лидара оправданно в связи с возможностью регистрации спектров СКР во всей области частотных сдвигов одновременно [1]. Однако элементы матрицы фотоприемника при детектировании сверхслабых сигналов СКР на малых газовых компонентах будут одновременно подвергаться воздействию мощных оптических сигналов СКР на молекулах основных газовых компонентов атмосферы (азота и кислорода), интенсивности которых на 3–6 порядков выше. Превышение допустимого динамического диапазона изменения сигналов может привести к нелинейному режиму работы фотоприемника, растеканию зарядов по соседним элементам матрицы и, соответственно, к искажению результатов измерений.

С другой стороны, эффект рассеяние излучения интенсивных компонентов спектра СКР-лидарного отклика на дифракционной решетке и других оптических элементах полихроматора будет создавать дополнительный шум в регистрируемом спектре, и ограничивать чувствительность лидарной системы [2]. Именно поэтому для корректного измерения низких концентраций загрязняющих веществ и реализации предельного уровня чувствительности СКР-лидара необходимо блокировать оптические сигналы интенсивных полос СКР на молекулах азота и кислорода на входе в спектрограф. Для этого между телескопом и спектрографом достаточно установить дополнительный интерференционный фильтр, подавляющий полосы СКР на молекулах азота и кислорода и пропускающий рабочие участки спектра (рис. 1). При этом положение центров областей воздействия *Q*-ветвей полос кислорода и азота составляет 1556 $см^{-1}$ и 2331 $см^{-1}$ соответственно, при ширине порядка 300 $см^{-1}$ (кривая 1 на рис. 1). Очевидно, что дополнительный фильтр должен обеспечивать высокий уровень подавления

излучения в области частотных сдвигов от 1400 до-1700 см$^{-1}$ и от 2180 до- 2480 см$^{-1}$ и высокое пропускание в остальном диапазоне области частотных сдвигов (кривая 2 на рис. 1).

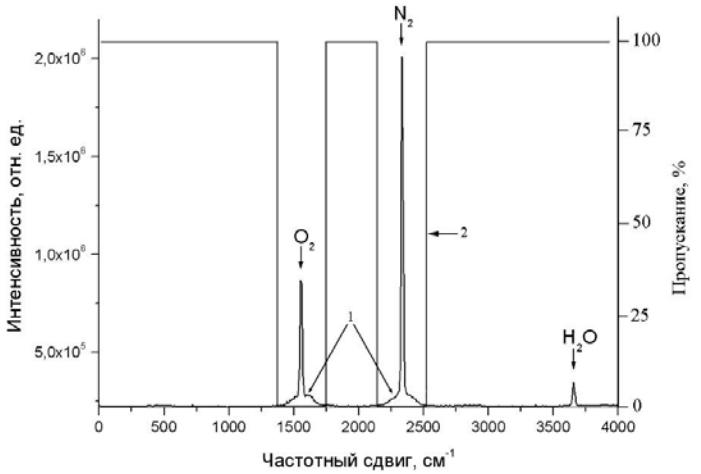


Рис. 1. Спектр СКР на молекулах атмосферного воздуха (кривая 1) и спектральная характеристика дополнительного спектрального фильтра (кривая 2)

Как правило, лидарный метод определения концентрации загрязняющих веществ в атмосфере с помощью эффекта СКР строится на принципе измерения отношения интенсивности сигнала СКР на молекулах i^{ой} компоненты загрязняющих веществ к интенсивности опорного сигнала – сигнала *Q*-ветви колебательно-вращательных полос СКР на молекулах азота (или кислорода). В случае подавления интенсивных откликов колебательно-вращательных полос СКР на молекулах азота и кислорода возникает вопрос о выборе опорного сигнала. Очевидно, что идея использования сигналов СКР на парах воды или углекислом газе не очень подходит, так как концентрация молекул водяного пара и углекислого газа в атмосфере не постоянна. Одноатомные газы не имеют откликов СКР. Остальные постоянные газовые составляющие атмосферы имеют концентрацию ниже, чем пороговая чувствительность метода СКР (таблица 2.3).

Таблица 2.3

Состав сухого воздуха на уровне моря [3]

Газ	Содержание по объему, %
Азот	78,084
Кислород	20,946
Аргон	0,932
Вода	0,5-4
Углекислый газ	0,038-0,043
Неон	$1{,}82\cdot10^{-3}$
Гелий	$4{,}6\cdot10^{-4}$
Метан	$1{,}7\cdot10^{-4}$
Криптон	$1{,}14\cdot10^{-4}$
Водород	$5\cdot10^{-5}$
Закись азота	$5\cdot10^{-5}$
Ксенон	$8{,}7\cdot10^{-6}$

В тоже время, спектр СКР на молекулах азота и кислорода кроме основных колебательно-вращательных полос также содержит и более слабые полосы, обусловленные их обертонами (рис. 2). Так, например, значение отношения сечений СКР *Q*-ветвей первого обертона и основного тона, при возбуждении на длине волны 488 нм, для азота составляет 1×10^{-3}, а для кислорода $3{,}4\times10^{-4}$ [4]. Можно показать, что интенсивности сигналов первых обертонов азота или кислорода будут сравнимы с интенсивностями сигналов СКР на загрязняющих веществах при их концентрациях порядка сотен ppm, что, очевидно, позволит проводить относительные измерения интенсивностей примерно в одном масштабе.

Именно поэтому было предложено использовать в качестве опорного сигнала для измерения низких концентраций химических веществ в атмосфере методом СКР первый обертон колебательно-вращательной полосы СКР на молекулах кислорода или азота [5]. Тогда концентрация загрязняющего вещества в атмосфере найдётся из выражения:

$$C_x = \frac{I_x \cdot \sigma^o \cdot T^o(r) \cdot \eta^o \cdot K^o}{I^o \cdot \sigma_x T_x(r) \cdot \eta_x \cdot K_x} \cdot C^o, \qquad (1)$$

где I – интенсивности откликов СКР; σ – сечения СКР; C – концентрация молекул в атмосфере; $T(r)$ – спектральная прозрачность атмосферы; r – расстояние от лидара до загрязняющего вещества; η – квантовая эффективность фотодетектора; K – коэффициент пропускания приемного оптического тракта лидара. Коэффициенты в уравнение (1) с подстрочным знаком x относятся для загрязняющего вещества, а с надстрочным знаком ^{o} относятся для первого обертона кислорода (азота).

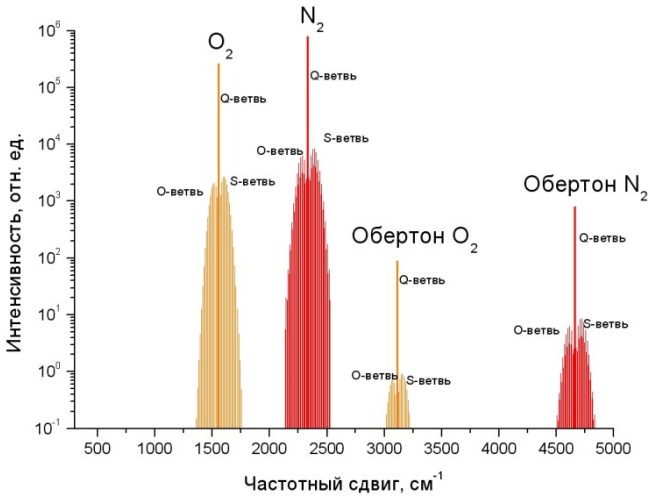


Рис. 2. Колебательно-вращательные полосы СКР на молекулах кислорода и азота воздуха и их первые обертоны

Предложенный способ снижения динамического диапазона изменения сигналов в рабочей спектро-аналитической области матричного фотоприемника позволяет обеспечить оптимальный режим фото детектирования и добиться предельных значений чувствительности СКР-лидара. Очевидно, что СКР-лидарный отклик от первого обертона кислорода, о существовании которого не всегда помнят экспериментаторы (см. Рис.2.), будет ограничивать чувствительность лидара в области частотных сдвигов 3089 $см^{-1}$. Так, например, при равенстве сечений СКР на молекулах химического вещества и азота чувствительность лидара, при возбуждении на длине волны 488 нм, будет ограниченна значением 100 ppm. Обертон азота, к счастью, лежит за пределами области возможных частотных сдвигов и не может повлиять на работоспособность СКР-лидара.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ для государственной поддержки молодых российских ученых (Договор № 14.Y30.15.6286-МК).

1. *Бобровников С.М., Горлов Е.В., Жарков В.И.* Экспериментальная оценка чувствительности СКР-лидара при использовании среднего УФ-диапазона длин волн. // Оптика атмосф. и океана. 2013. Т. 26. № 01. С. 70-74.

2. *Sharpe M. R. and Irish D.* Stray light in diffraction grating monochromators // Optica acta. 1978. V. 25. № 9. P. 861–893.

3. *Gribbin J.* Science: A History (1543-2001). – London.: Penguin Books, 2003. – 648 c.

4. *Булдаков М.А., Королев Б.В., Матросов И.И., Попова Т.Н.* Полосы обертонов в спектрах КРС азота и кислорода // Оптика и спектроскопия. 1987. Т. 63. № 4. С. 775–777.

5. *Жарков В.И., Бобровников С.М., Горлов Е.В.*, Патент (Россия) № 134648. Лидарная система для дистанционного измерения концентраций загрязняющих веществ в атмосфере, номер заявки: № 2013132226 (от 11 июля 2013 г.)

О ФОРМИРОВАНИИ ЯРКОСТИ НЕБА ПРИ ЗАГОРИЗОНТНОМ ПОЛОЖЕНИИ СОЛНЦА

В. П. Галилейский, А. И. Елизаров, Д. В. Кокарев, А. М. Морозов

Институт оптики атмосферы СО РАН, 634021, Россия, г. Томск, площадь Академика Зуева, 1

E-mail: gvp@iao.ru, alex@iao.ru, kdv_02@iao.ru, moroz@iao.ru

Яркость неба, сумерки, атмосфера, молекулярное рассеяние света

В настоящем сообщении рассматриваются некоторые результаты моделирования углового распределения яркости неба для случая молекулярного рассеяния в атмосфере во время гражданских сумерек при зенитных углах Солнца 90° – 94°.

В большинстве известных работ по проблеме моделирования взаимодействия оптического солнечного излучения с атмосферными частицами большое внимание уделяется формированию поля рассеянной в атмосфере радиации при различных положениях Солнца над горизонтом. В работах [1-5] рассмотрены основные механизмы формирования яркости атмосферы за счёт рассеяния солнечного излучения на её частицах уже с учётом геофизических факторов, в том числе и при положении Солнца за горизонтом. Это обстоятельство позволяет выполнить моделирование поля яркости рассеянной земной атмосферой солнечной радиации не только для дневного времени суток, но и для условий сумерек.

Формирование яркости неба в утреннее и вечернее время представляет собой отдельный интерес. Переход ото дня к ночи, и, наоборот, – от ночи ко дню, существенно меняет не только уровень освещённости, но сюда ещё дополнительно включается и геометрический фактор, связанный с изменением затенения солнечного излучения телом планеты.

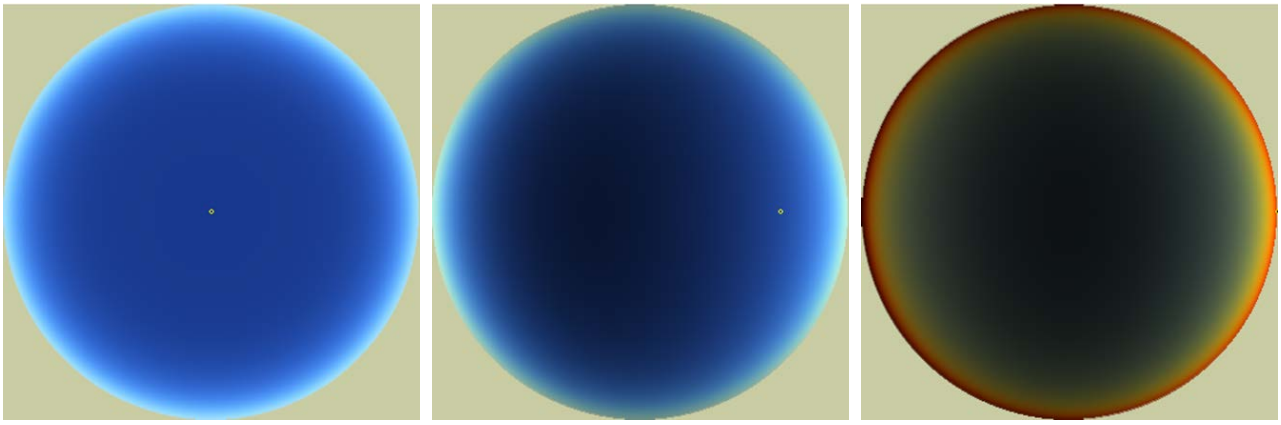
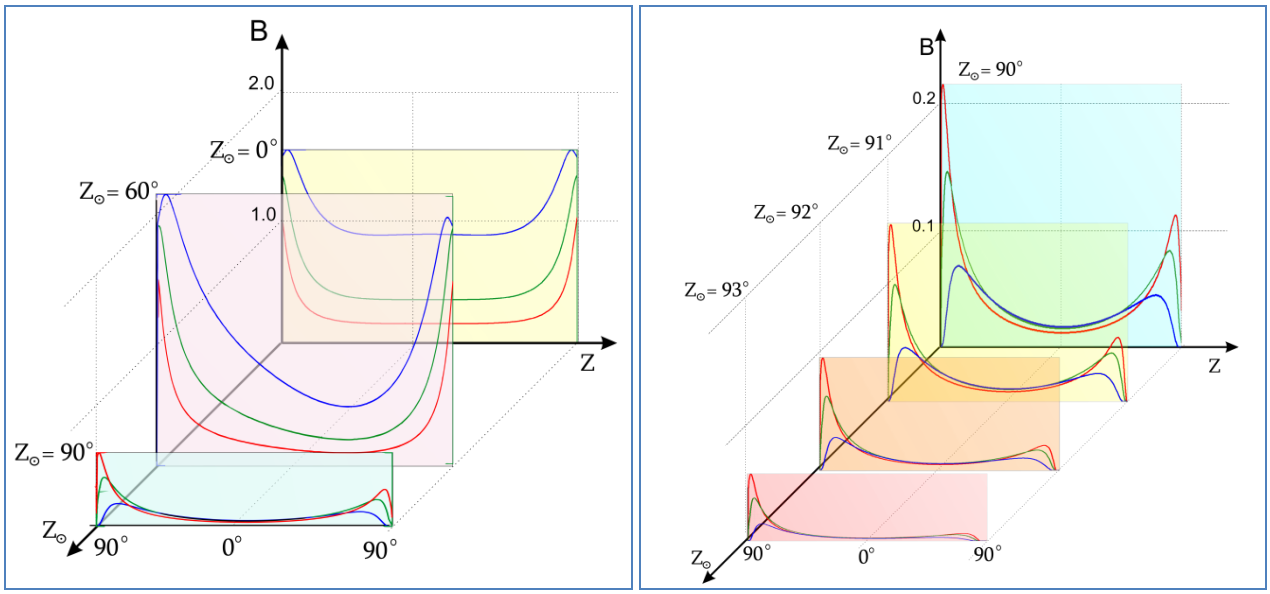


Рис. 1. Результаты вычислений углового распределения яркости неба для трёх положениях Солнца (зенитные углы: 0°, 60° и 90°) для случая молекулярного рассеяния. Результаты вычислений пронормированы на максимальное значение в кадре и представлены в полярных координатах.

В настоящем сообщении рассматриваются некоторые результаты моделирования углового распределения яркости атмосферы для случая гражданских сумерек, а именно: при зенитных углах Солнца 90°–94°. Для вычислений использовался разработанный в ИОА СО РАН программный комплекс «Atmodel» [6]. На Рис. 1 представлены результаты моделирования, выполненные с учётом спектральной чувствительности глаза.



а) б)

Рис. 2. Результаты вычислений распределения яркости атмосферы (в относительных единицах) в плоскости солнечного меридиана при двух положениях Солнца: а) Солнце над горизонтом (день), и б) Солнце за горизонтом (сумерки).

На Рис. 2 представлены результаты вычислений распределения яркости неба в плоскости солнечного вертикала при положении Солнца над и под горизонтом. Результаты этих вычислений в трёх диапазонах видимого диапазона электромагнитного спектра (R,G,B) показывают, что в дневное время:

- максимальное значесние яркости в кадре изображения, при безоблачной погоде и при принебрежимо малом количества аэрозоля в атмосфере, отмечается в пригоризоньной зоне;
- при зенитных углах Солнца от 60° до 80° отмечается максимальное суточное значение яркости атмосферы, которое наблюдается в подсолнечной области неба; при этом, наибольший перепад значений яркости отмечается в плоскости солнечного вертикала между пригоризонтной зоной в подсолнечной области неба и направлением, отстоящем на 90° от Солнца;

– по мере приближения Солнца к околозенитной области неба возрастает значение яркости в синей части спектра и оно носит всё более симметричный характер относительно Солнца.

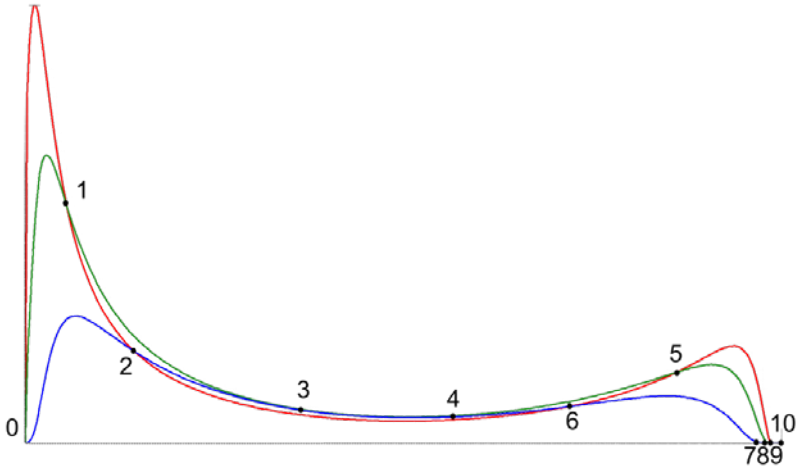


Рис. 3. К вопросу зонирования участков неба по цветовому критерию.

ЗОНА	ТОЧКИ	ПРИОРИТЕТ ЦВЕТА
1.	0 – 1	Красный (R > G, B)
2.	1 – 3	Зелёный (G > R, B)
3.	3 – 4	Синий (B > G, R)
4.	4 – 5	Зелёный (G > R, B)
5.	5 – 9	Красный (R > G, B)
6.	1 – 2	G > R > B
7.	2 – 3	R > B > G
8.	4 – 6	R > B > G
9.	6 – 5	G > R > B
10.	9 – 10	Тёмная зона

По мере приближения Солнца к линии горизонта и при дальнейшем погружении Солнца за его линию отмечается:

– уменьшение яркости неба, но при этом происходит возрастание в доле его яркости излучения в красной области спектра;
– при зенитных углах более 91° в противосолнечной стороне появляется зона с минимальным значением яркости на небе - «тёмная зона»; по мере дальнейшего погружения Солнца за горизонт высота этой зоны увеличивается;
– при зенитных углах Солнца больше 90° в противосолнечной стороне отмечается область, где яркость выше, чем в зените и излучение в этой зоне в красной части спектра заметно превалирует над излучением в синей и зелёной части спектра; указанная область располагается над ранее указанной «тёмной» зоной.

На Рис. 3 приведны профили яркости неба в красном, зелёном и синем интервалах спектра в плоскости солнечного вертикала при зенитном расстоянии Солнца 92°. На этом рисунке можно выделить несколько зон с приоритетным уровнем яркости в красной, зелёной и синей областях спектра. Результаты такого зонирования приведены в таблице.

На Рис. 4 приведены результаты вычислений углового распределения яркости рассеянного солнечного излучения молекулами земной атмосферы. На Рис. 4а приведено изображение, полученное для зенитного угла Солнца 90°, а Рис. 4б,в – для зенитного угла 92°.

СОЛНЕЧНАЯ СТОРОНА	ПРОТИВОСОЛНЕЧНАЯ СТОРОНА

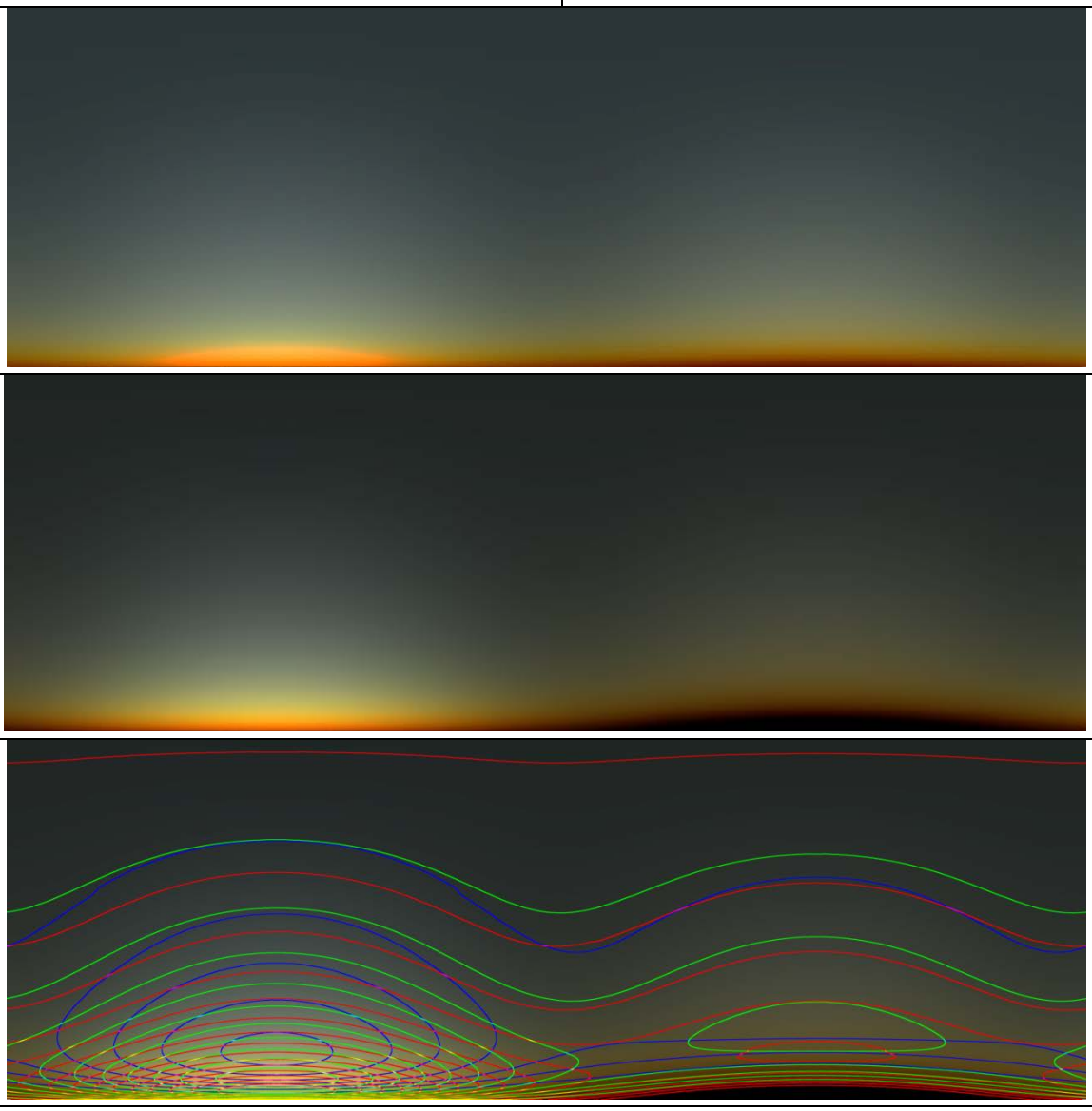


Рис. 4. Результаты вычислений углового распределения яркости атмосферы («всё небо», прямоугольная проекция) при зенитном положении Солнца: а) - 90°, б) и в) - 92°.

Для проведения последующего анализа изображения, в интересах большей наглядности, на Рис. 4в нанесены уровни равной яркости для трёх диапазонов электромагнитного спектра – красного, зелёного и синего в соответствие со спектральной чувствительностью глаза. Анализ изображений на Рис. 4б и в позволяет отметить на этом изображении сектор (в противосолнечном направлении, вблизи горизонта) с резко пониженным значением яркости – «тёмная зона».

В плоскости солнечного вертикала, выше «тёмной зоны», обусловленной проекцией тени планеты на атмосферу, располагается зона повышенной яркости с превалированием красного цвета – это зона оптического явления получившего название «Пояс Венеры».

Литература

1. Журавлёва Т.Б., Насретдинов И.М., Сакерин С.М. Численное моделирование угловой структуры яркости неба вблизи горизонта при наблюдении с Земли. Часть 1.Аэрозольная атмосфера// Оптика атмосферы и океана. 2003. Т. 16, № 5-6. С. 537-545.
2. Hosek L., Wilkie A. An Analytic Model for Full Spectral Sky-Dome Radiance. ACM Transactions on Graphics (Proc. of ACM SIGGRAPH 2012). 2012. V. 31, N 4.
3. Галилейский В.П., Морозов А.М. Яркость атмосферы наблюдаемая с поверхности атмосферы. Деп. ВИНИТИ. № 1172=1387, 1987. 10 с.
4. Arvesen J.C. Solar spectral irradiance at the top of the atmosphere – UV to visible (200–2495 nm). NASA Ames Research Center. 10. Arvesen J.C., Griffin R.N., Jr., Pearson B.D., Jr. Determination of Extraterrestrial Solar Spectral Irradiance from a Research Aircraft // Appl. Opt. 1969. V. 8, N 11. P. 2215–2232.
5. Arvesen J.C. Solar spectral irradiance at the top of the atmosphere – UV to visible (200–2495 nm). NASA Ames Research Center.
6. Галилейский В.П., Зуев К.Г., Морозов А.М. Программа для ЭВМ «AtModel». Государственный реестр программ для ЭВМ, рег. № 2011614925 от 23.06.2011.
7. Галилейский В.П., Гришин А.И., Морозов А.М. Численное моделирование углового распределения яркости рассеянного солнечного излучения в земной атмосфере.// Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26, № 11. С. 1005-1007.

СТРУКТУРА ЛИДАРНОГО СИГНАЛА ОТ ОБЛАЧНОГО СЛОЯ В ПРИБЛИЖЕНИИ ДВУКРАТНОГО РАССЕЯНИЯ

Е.Р. Поскребышев, В.В. Брюханова, И.В. Самохвалов

Национальный исследовательский Томский государственный университет

yegor.poskrebyshev@gmail.com, leo@mail.tsu.ru, lidar@mail.tsu.ru

Ключевые слова: Многократное рассеяние, лидар, капельные облака

Аннотация. В работе обсуждаются результаты численного моделирования лидарного сигнала от облачных слоев различной микроструктуры на основе использования приближения двукратного рассеяния.

Лидарный сигнал от образований малой оптической плотности (оптическая толща $\tau \leq 1$), как правило, обусловлен фотонами, претерпевшими однократное рассеяние. В лидарный сигнал от оптически плотных образований (облака, туманы, плотные дымки) вносят вклад фотоны, претерпевшие не только однократное, но и многократное рассеяние. Один из способов описания такого лидарного сигнала основан на использовании приближения двукратного рассеяния [1]. При лазерном зондировании плотных облаков лазерное излучение сильно ослабляется и, как правило, не достигает верхней границы облака. Однако, если облачный слой характеризуется малой мощностью, то зондирующий импульс будет выходить за пределы облачного слоя. В этом случае лидарный сигнал на приемнике формируется фотонами, однократно рассеянными выше слоя и многократно рассеянными в облачном слое.

Фотоны, претерпевшие первичное рассеяние на участке трассы H_1H_2 в точках с координатами z_r и вторичное рассеяние на частицах среды, расположенных на поверхности эллипсоидов вращения с фокусами в точках O и Z_r с общей вершиной в точке R (рисунок 1), будут поступать в приемную систему с некоторым запаздыванием относительно фотонов, отраженных от верхней границы облака. Таким образом, будет происходить запаздывание сигнала многократного рассеяния относительно сигнала однократного рассеяния, что приведет к ошибке определения границы такого образования.

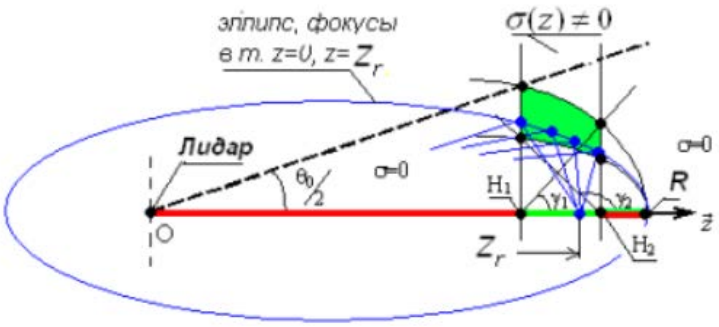


Рисунок 1 – Схема формирования потока лидарного сигнала двукратного рассеяния от облачного слоя [2]

Выражение для мощности лидарного сигнала в приближении двукратного рассеяния имеет вид

$$P(r) = P^{(1)}(r) + P^{(2)}, \quad (1)$$

где $P^{(1)}(r)$ определяется в соответствии с уравнением лазерного зондирования [1], а мощность лидарного сигнала двукратного рассеяния определяется выражением [2]

$$P^{(2)}(r) = \frac{P_0 A c \tau_и H_1}{4\pi r^2} tg\frac{\theta_0}{2} e^{-2\tau(r)} I, \quad (2)$$

где

$$I = \int_{\gamma_1}^{\pi/2} \int_{\xi_2}^{\xi_0} \sigma(\xi)\sigma(\xi_1)\chi(\xi,\gamma)\chi(\xi,\pi-\gamma) tg\frac{\gamma}{2} d\xi d\gamma$$

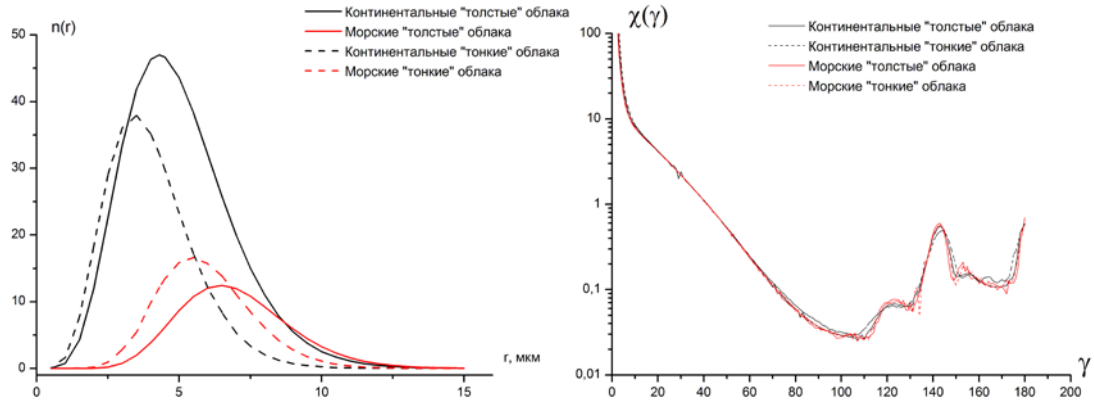
$$\xi_0 = \frac{r-H_1}{H_1 tg\frac{\theta_0}{2}};$$

$$\xi_2 = \frac{r-H_2}{H_1 tg\frac{\theta_0}{2}};$$

$$\gamma_1 = 2arctg\sqrt{1-\frac{H_2-H_1}{r-H_1}}.$$

Численные исследования данного выражения проводились с использованием моделей слоистых облаков, образованных в морских и континентальных воздушных массах [3]. Значения индикатрисы и коэффициента рассеяния были рассчитаны с помощью программы [4].

Континентальные облака имеют более широкий спектр распределения облачных частиц по размерам (рисунок 2 а), чем морские облака. Для сред с достаточно широким распределением частиц по размерам существенное влияние на угловые характеристики оказывает модальный радиус r_{mod} [5]. Значения модальных радиусов и индикатрисы рассеяния рассматриваемых образований (рисунок 2 б) отличаются незначительно.



а) б)

Рисунок 2 – Вид: функции распределения частиц по размерам (а) и индикатриса рассеяния (б) используемых моделей облаков

Рисунок 3 иллюстрирует результаты расчета в соответствии с выражением (1). Нижняя граница принималась равной H=1 км, мощность облачного слоя ΔH=200 м, угол поля зрения приёмной системы лидара – θ_0=1 мрад. Высотный профиль коэффициента рассеяния подоблачной и надоблачной дымки задавался в соответствии с [6]. Расчет осуществлялся до значений $\tau \leq 4$.

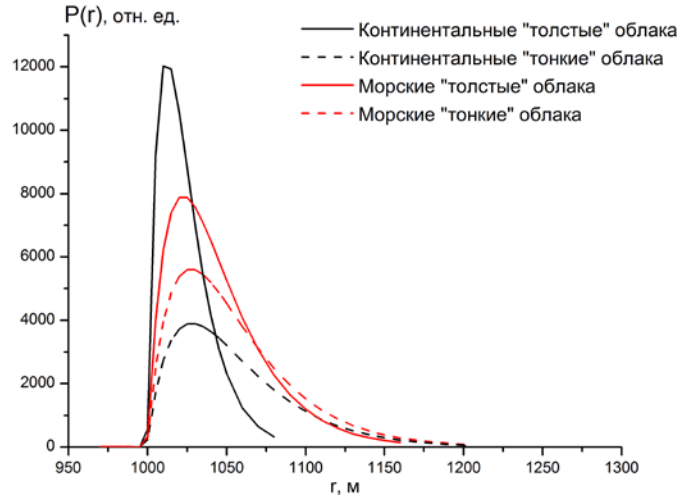


Рисунок 3 – Высотный профиль лидарного сигнала от облачного слоя

На малых глубинах зондирования мощность лидарного сигнала от «толстых» облаков больше, чем от «тонких». Это можно объяснить тем, что значения коэффициента ослабления «толстых» облаков значительно больше значений коэффициента ослабления «тонких». Вследствие большой оптической плотности «толстых» облаков зондирующее излучение не достигает верхней границы такого облачного слоя.

Основной вклад в суммарный лидарный сигнал от облачного слоя вносит сигнал двукратного рассеяния (рисунок 4).

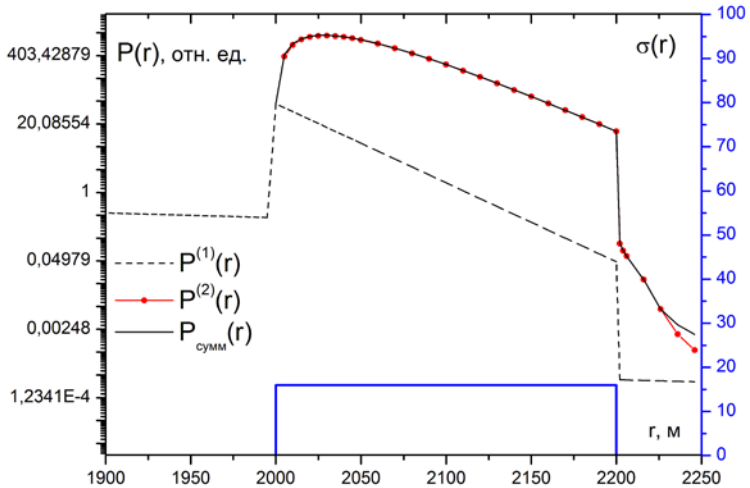


Рисунок 4 – Структура лидарного сигнала от «тонкого» морского облака (H=2км, θ_0=1 мрад). Синим цветом показан высотный ход коэффициента рассеяния облачного слоя.

Как следует из полученных результатов, до облака лидарный сигнал обусловлен лишь однократным рассеянием в дымке. На границе облака этот сигнал резко возрастает, и по мере углубления лазерного импульса в облако мощность принимаемого сигнала однократного рассеяния линейно убывает. Мощность лидарного сигнала однократного рассеяния с расстояний, больших верхней границы облака, значительно меньше, чем из глубины облачного слоя. В то же время, мощность лидарного сигнала двукратного рассеяния убывает более плавно. Т.е. происходит запаздывание лидарного сигнала относительно сигнала однократного рассеяния.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ в рамках «Программы повышения конкурентоспособности ТГУ».

1. *Зуев В.Е., Кауль Б.В., Самохвалов И.В., Кирков К.И., Цанев В.И.* Лазерное зондирование индустриальных аэрозолей. Новосибирск: Наука, 1986. 188 с.
2. *Брюханова В.В.* Лидарный сигнал в приближении двукратного рассеяния от удаленных аэрозольных образований: Автореф. Дис. … канд. физ.-мат. наук. Томск: Национальный исследовательский Томский государственный университет. Томск, 2013. 22 с.
3. Чумаков М.М, Зиновьев И.В., Дмитриева-Арраго Л.Р. Роль эволюции микрофизических свойств облаков в формировании осадков из облаков слоистых форм. URL: http://atm563.phys.msu.su/rus/gidromet_public_html/trudy/thmc3440106.pdf [Web-сайт] Режим доступа: свободный. (дата обращения 01.04.2015)
4. Program PolyMie to calculate optical properties (phase function or matrix, extinction and absorption coefficients) of water droplet clouds // INTAS project 01-0239. [Web–сайт]. Updated: May, 2005. URL: http://osmf.sscc.ru/~smp/INTAS_01-0239/main.html. (дата обращения 17.05.2012)
5. Зуев В.Е., Кабанов М.В. Современные проблемы атмосферной оптики, т.4: Оптика атмосферного аэрозоля. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 253 с.
6. McClatchey R.A., Fenn R.W., Selby J.E.A., et al. Optical properties of the atmosphere (revised). Report AFCRL–71–0279, AFCRL, Bedford, 1971, 98 p.

ВЛИЯНИЕ ВОДНОСТИ КАПЕЛЬНЫХ ОБЛАКОВ НА ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛИДАРНОГО СИГНАЛА ДВУКРАТНОГО РАССЕЯНИЯ

Е.В. Ни, В.В. Брюханова

Национальный исследовательский Томский государственный университет

wolf.ni@yandex.ru, leo@mail.tsu.ru

Ключевые слова: облака, двукратное рассеяние, лидар, степень поляризации сигнала двукратного рассеяния

Аннотация. В докладе обсуждаются результаты численного моделирования распределения интенсивности лидарного сигнала двукратного рассеяния в плоскости регистрации при различных состояниях поляризации зондирующего излучения. Нами выявлено, что отношение степеней поляризации сигнала двукратного рассеяния при зондировании циркулярно и линейно поляризованным излучением постоянно во всей плоскости регистрации. Показано, что увеличение водности облака приводит к увеличению этого отношения.

Основными методами определения микроструктуры облаков являются контактные методы. Однако ими невозможно определить ориентацию частиц в пространстве, из-за внесения изменения в исследуемый объем. Помимо этого контактные методы проводят изменения в определенной области пространства. Метод лазерного зондирования лишен этих недостатков, что делает его предпочтительным при изучении микроструктуры облаков [1, 2].

Достаточно часто для интерпретации лидарных данных используют уравнение лазерного зондирования в приближении однократного рассеяния [1]. Это справедливо для сред, имеющих малую оптическую толщу ($\tau<1$). При исследовании сред с $\tau\geq1$ необходимо учитывать вклад многократно рассеянного излучения, что является непростой задачей.

Вклад многократно рассеянного излучения в лидарный сигнал обусловлен тремя факторами: расстоянием до зондируемого объекта H, угловой апертурой приемника θ_0 и величиной объемного коэффициента ослабления σ. Варьируя угол поля зрения, можно добиться того, чтобы лидарный сигнал был обусловлен только одно- и двукратным рассеянием. Вектор Стокса излучения, характеризующий состояние поляризации, поступающего в приемную систему лидара, представляет собой сумму векторов Стокса однократного и двукратного рассеяния [3]:

$$\vec{S}(r)=\vec{S}^1(r)+\vec{S}^2(r)=P^{(1)}(r)\left[\hat{M}\vec{S}_0+2\sigma r\left(I_1+I_2\right)\right],$$

$$\vec{I}_1=\sigma(r-H)\int_0^{\gamma_1}\int_0^{2\pi}\hat{R}(\varphi)\hat{M}(r,\gamma)\hat{M}(r,\pi-\gamma)\hat{R}(\varphi)\vec{S}^0\operatorname{tg}\frac{\gamma}{2}d\varphi d\gamma,$$

$$\vec{I}_2=\int_{\gamma_1}^{\pi/2}\int_0^{2\pi}\hat{R}(\varphi)\hat{M}(r,\pi-\gamma)\hat{M}(r,\gamma)\hat{R}(\varphi)\vec{S}^0 d\varphi d\gamma,$$

$$\gamma_1 = 2\,\mathrm{arct\,g}\frac{r\mathrm{tg}\frac{\theta_0}{2}}{r-H},$$

где $\hat{M}$ – матрица рассеяния, $\vec{S}_0$ – вектор Стокса зондирующего излучения, $P^{(1)}(r)$ – мощность лидарного сигнала однократного рассеяния, $R(\varphi)$ – оператор поворота плоскости референции на угол φ относительно базиса [4], H – расстояние от лидара до нижней границы облака, r – расстояние до рассеивающего объема, σ – коэффициент рассеяния, θ_0 – угол поля зрения приемной системы лидара.

Одной из важнейших характеристик поляризованного излучения является степень поляризации [1]. При зондировании линейно поляризованным излучением степень поляризации лидарного сигнала двукратного рассеяния равна

$$p = 2\pi\left(\begin{array}{l}\int\limits_0^{\gamma_1} f_{21}(\gamma)f_{12}(\pi-\gamma)/2 + f_{22}(\gamma)f_{22}(\pi-\gamma)/2 - f_{33}(\gamma)f_{33}(\pi-\gamma)/2 - f_{34}(\gamma)f_{43}(\pi-\gamma)/2\,\mathrm{tg}\frac{\gamma}{2}d\gamma + \\ + \int\limits_{\gamma_1}^{\pi/2} f_{21}(\gamma)f_{12}(\pi-\gamma)/2 + f_{22}(\gamma)f_{22}(\pi-\gamma)/2 - f_{33}(\gamma)f_{33}(\pi-\gamma)/2 - f_{34}(\gamma)f_{43}(\pi-\gamma)/2\,d\gamma\end{array}\right),$$

а при зондировании циркулярно поляризованным излучением –

$$p = 2\pi\left(\begin{array}{l}\int\limits_0^{\gamma_1} f_{43}(\gamma)f_{34}(\pi-\gamma) + f_{44}(\gamma)f_{44}(\pi-\gamma)\mathrm{tg}\frac{\gamma}{2}d\gamma + \\ + \int\limits_{\gamma_1}^{\pi/2} f_{43}(\gamma)f_{34}(\pi-\gamma) + f_{44}(\gamma)f_{44}(\pi-\gamma)d\gamma\end{array}\right),$$

где f_{ij} – элементы матрицы рассеяния.

Для расчета поляризационных характеристик сигнала двукратного рассеяния мы отобрали из [6] модели облаков, имеющие практически одинаковый модальный радиус $r_м$, но различный параметр формы μ, связанный с полушириной распределения частиц по размерам (рисунок 1). Параметры распределения выбранных моделей капельных облаков приведены в таблице 1.

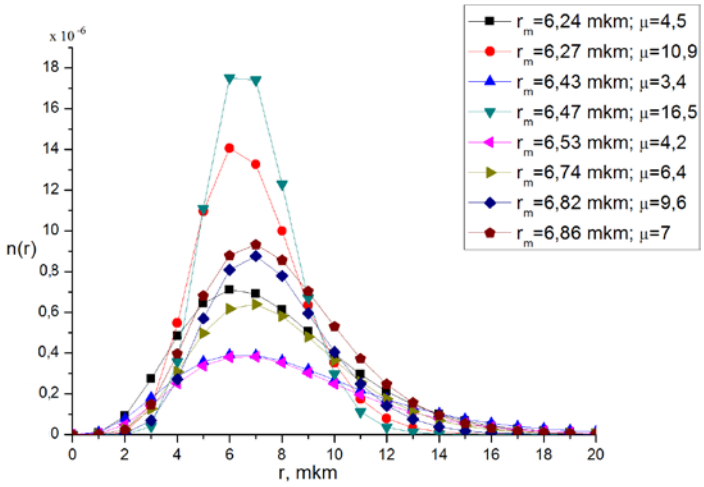


Рисунок 1 – Плотность распределения капель по размерам для различных моделей облаков

Таблица 1 – Параметры микроструктуры отобранных моделей облаков

$r_м$, мкм	μ	N, см$^{-3}$	σ, км$^{-1}$	δ, кг/м$^{-3}$	$S_м$, км
6,74	6,4	28	19,57	80	0,200
6,24	4,5	40	23,94	120	0,163
6,43	3,4	35	19,40	151	0,202
6,47	16,5	140	24,12	223	0,162
6,53	4,2	75	15,91	274	0,246
6,82	9,6	123	20,18	286	0,194
6,27	10,9	182	22,76	310	0,172
6,86	7	149	27,67	478	0,141

На рисунке 2 приведены результаты расчета распределения интенсивности лидарного сигнала двукратного рассеяния в плоскости регистрации при линейно и циркулярно поляризованном зондирующем излучении. Как следует из полученных распределений, анализ влияния размеров капель облака на степень поляризации лидарного сигнала двукратного рассеяния вызывает затруднения.

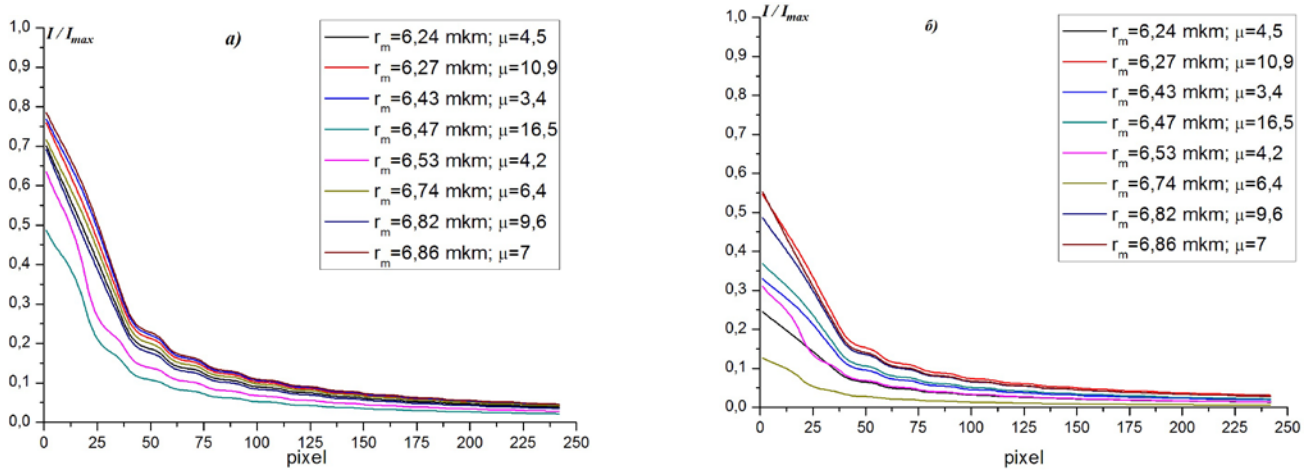


Рисунок 2– Распределение интенсивности лидарного сигнала при зондировании: а) линейно поляризованным излучением; б) циркулярно поляризованным излучением

Поэтому мы рассмотрели отношение значений степени поляризации сигнала двукратного рассеяния ($\Delta=p_{цирк.}/p_{лин.}$). Как показывает анализ, значения Δ не зависит от угла поля зрения приемной системы лидара (рисунок 3а). Это позволяет при обработке экспериментальных данных значительно уменьшить объем обрабатываемой информации.

Еще одна характерная особенность полученных зависимостей заключается в уменьшении значения Δ с уменьшением водности исследуемого облака. Например, дальность видимости облаков с модальным радиусом $r_м$=6,74 мкм и параметром формы μ=6,4 и с модальным

радиусом $r_м$=6,24 мкм и параметром формы μ=4,5 практически не отличаются. В то же время в силу различия полуширины распределения частиц этих облаков по размерам, а следовательно, и размеров частиц, в целом, значения водности этих облаков существенно различаются, как и отношение степеней поляризации лидарного сигнала двукратного рассеяния. Такая же особенность отмечается и в отношении другой пары облаков: 1) $r_м$=6,24 мкм, μ=4,5; 2) $r_м$=6,53 мкм, μ=4,2.

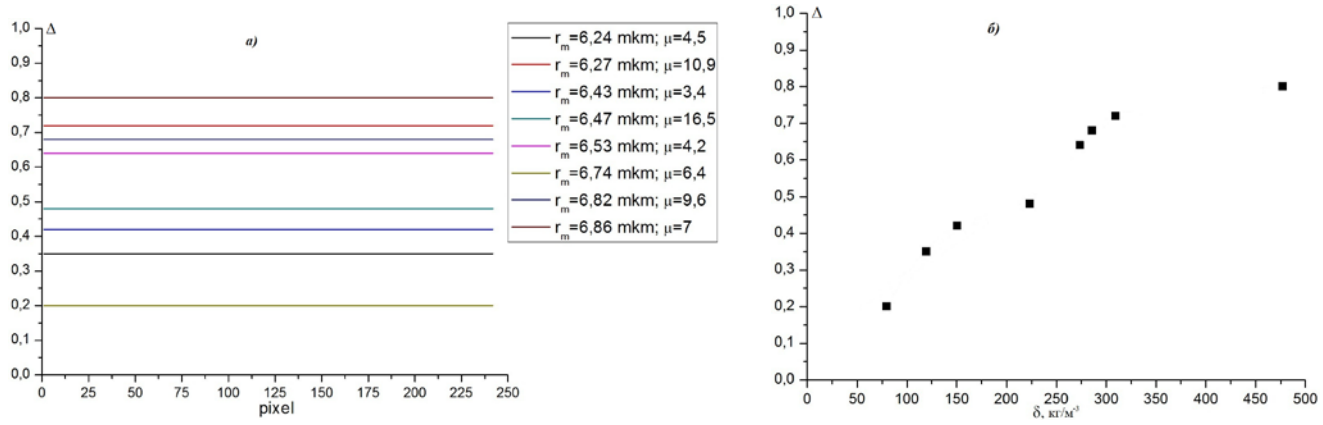


Рисунок 3 – Зависимость отношение значений степени поляризации сигнала двукратного рассеяния при зондировании линейно и циркулярно поляризованным излучением: а) от количества пикселей; б) от водности облака

Установление функциональной зависимости величины от водности облака (рисунок 3б) требует большего массива данных, нежели представлено в данной работе и определяет направление дальнейшего развития наших исследований.

Работа выполнена в рамках Программы повышения международной конкурентоспособности ТГУ.

1. *Зуев В.Е., Кауль Б.В., Самохвалов И.В., Кирков К.И., Цанев В.И.* Лазерное зондирование индустриальных аэрозолей // Новосибирск: Наука, 1986. С.188.
2. Volkov S.N., Samokhvalov I.V., Kim D. Assessing and improving the accuracy of T-matrix calculation of homogeneous particles with point-group symmetries //JQSRT, 2013, Vol. 123. pp. 169-175.
3. *Bryukhanova V.V. Calculation of polarization characteristics of lidar return from clouds in double scattering approach // Proc. SPIE 9292, 20th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 92922C (3 December 2014); doi: 10.1117/12.2075868*
4. *Кауль Б.В., Самохвалов И.В. Теория и результаты лазерного зондирования ориентированных кристаллических частиц в облаках // Оптика атмосферы и океана, 2005, 18, № 12, с.1051–1057.*
5. *A.A. Kokhanovsky. Cloud Optics. Springer. 2006. 283 p.*
6. *Чумаков М.М, Зиновьев И.В., Дмитриева-Арраго Л.Р.* Роль эволюции микрофизических свойств облаков в формировании осадков из облаков слоистых форм. URL: http://atm563.phys.msu.su/rus/gidromet_public_html/trudy/thmc3440106.pdf [Web-сайт] Режим доступа: свободный. (дата обращения 01.04.2015)

О ЛАЗЕРНОМ ЗОНДИРОВАНИИ СЛАБОКОНТРАСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ВЕРХНЕГО СЛОЯ МОРЯ

В.В. Брюханова[1], В.С. Шаманаев[2]

[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет

[2]Институт оптики атмосферы СО РАН

leo@mail.tsu.ru, shvs@iao.ru

Ключевые слова: Лидар, многократное рассеяние, дымка

Аннотация. В работе обсуждаются результаты расчета лидарного сигнала от неоднородной водной поверхности, полученные при авиационном зондировании.

Дистанционные методы исследования гидросферы позволяют определить температуру поверхности воды, характеристики ледового покрова и водной поверхности, наличие загрязнений поверхности океана. Основу оптических методов исследования гидросферы составляет изучение изменчивости характеристик регистрируемых световых полей естественного и искусственного происхождения в результате их взаимодействия с морской средой. Не вызывает сомнений эффективность применения методов лазерного зондирования воды на основе упругого гидрозольного рассеяния для контроля чистоты и стратификации водной массы, батиметрии и оценке интенсивности биологической жизни [1-6]. Так, например, в [3] была предложена методика лидарного определения параметров мелкомасштабного волнения на поверхности моря, которое оказывает существенное влияние на форму подводного эхо-сигнала, а значит, и на результат зондирования. Несомненно, большой вклад в развитие гидрооптического лазерного зондирования внес исследовательский коллектив под руководством А.П. Иванова [7, 8]. Результаты исследований в различных направлениях гидрооптики были отражены в ряде ставших классическими монографий [7-13].

Морская вода является сложной физико-химико-биологической системой. Она содержит растворенные вещества, взвесь, множество мельчайших организмов. Поэтому характеризуются сложностью состава и изменчивостью пространственно-временных характеристик. На практике, как правило, рассматриваются чистая водя, чистая морская воды, растворенное органическое вещество и взвесь [9].

Состав и соотношение твердых веществ, растворенных в морской воде (соленость), практически постоянен во всех точках Мирового океана; ее распределение носит характер широтной зависимости. Несмотря на то, что концентрация растворенного органического вещества в океанической воде примерно на 4 порядка меньше, чем неорганических солей, первые в большей степени влияют на оптические свойства морской воды [10]. Взвесь, содержащуюся в морской воде, составляют частицы биологического, вулканического,

космического происхождения. Этим объясняется чрезвычайное разнообразие состава, формы, размеров частиц.

Ещё одна особенность лазерного зондирования гидрозолей обусловлена их высокой оптической плотностью, что приводит к быстрому ослаблению и не менее быстрой деполяризации лидарных сигналов при углублении зондирующего излучения в исследуемый объем. Так, глубина зондирования лидаром "Макрель" [5] достигала 25 м. Позднее в работе [6] глубину зондирования воды удалось довести до 50 м.

Значения коэффициента рассеяния морской воды меняется в очень широких пределах: от нескольких сотых до единиц обратных метров. Наименьшее значение σ=0.022 м$^{-1}$ (λ=546 нм) измерено в Тихом океане в районе уникально прозрачных вод к северо-западу от острова Раротонга. Типичные значения σ для поверхностных вод открытого океана принимают значения 0.10-0.16 м$^{-1}$, для глубинных – 0.05-0.10 м$^{-1}$. Наибольшее значение σ=2.7 м$^{-1}$ измерено вблизи побережья Перу [11]. Причина такой изменчивости кроется в процессах, формирующих поле взвеси, к которым относятся течения, турбулентность, подъемы и опускания вод, образование частиц биологического происхождения непосредственно в морской воде и поступление частиц из атмосферы, от берегов, рек и т.д. Временная изменчивость поля показателя рассеяния связана с колебаниями состава взвеси в изучаемом объеме, вызванными броуновским движением и мелкомасштабной турбулентностью, временной изменчивостью биологических и динамических факторов. Это приводит к широкому спектру временных флуктуаций коэффициента рассеяния.

Характерной особенностью гидрозольной индикатрисы рассеяния является существенная вытянутость в направлении падающего пучка [7, 9, 10]. Если для молекулярного рассеяния величины световых потоков, рассеянных в переднюю и заднюю полусферы одинаковы, т.е. коэффициент асимметрии Γ=1, то для морской воды он может достигать 60–80 (атмосферные метеообразования имеют Γ<35). Это связано с наличием крупных биологических частиц, определяющих сильную дифракцию вперед. Молекулярное рассеяние может вносить существенный вклад на больших углах рассеяния (более 80% при γ=135°), но с уменьшением угла рассеяния его роль быстро уменьшается (при γ=45° менее 15%, при γ=10° менее 1%) [12].

Индикатриса рассеяния морской воды также резко вытянута в направлении падающего света: угловое распределение рассеянного света определяется главным образом взвешенными частицами. В чистой океанской воде рассеяние молекулами воды составляет всего лишь 7% от общего. Однако на углах, больших 90°, оно играет первостепенную роль, создавая около 2/3

общей интенсивности. В чистых океанских водах для угла 90° интенсивность молекулярного рассеяния составляет 70% от общей интенсивности, а для угла 135 – даже 83 % [12].

Немалую трудность для исследователей представляет неоднородность поверхности моря (например, вызванные ветром). Поэтому при исследовании взаимодействия света с морской поверхностью возникает дополнительный вопрос о том, как происходит формирование лидарного сигнала от взволнованной ветром морской поверхности.

В отличие от атмосферы, рассеяние частицами морской взвеси слабоселективно. Максимум пропускания в чистых океанских водах приходится на сине-зеленый участок спектра, а в мутных водах – смещен в желто-зеленую область спектра [12]. Поэтому для зондирования морской воды, как правило, используются лазеры на алюмо-иттриевом гранате.

Лидарный сигнал от образований малой оптической плотности (оптическая толща $\tau \leq 0.4 \div 1$), как правило, обусловлен фотонами, претерпевшими однократное рассеяние. В лидарный сигнал от оптически плотных образований вносят вклад фотоны, претерпевшие не только однократное, но и многократное рассеяние. Один из способов описания такого лидарного сигнала основан на использовании приближения двукратного рассеяния [13].

В докладе приводятся результаты численного моделирования лидарного сигнала в приближении двукратного рассеяния от верхнего слоя моря с неоднородной поверхностью для первой (λ=1.064 мкм), второй (λ=0.532 мкм) и третьей (λ=0.355 мкм) гармоник лазера на алюмо-иттриевом гранате. Предполагалось, что на трассе зондирования протяженностью 30-100 м присутствует дымка (модель М Дейрменджана). Размер неоднородностей принимался от 0.1 метра. Пространственное разрешение по глубине составляло 0.5 м. Для исследования влияния неоднородностей на профиль лидарного сигнала контрастность рассеяния принималась равной 5 и 10 %.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ в рамках «Программы повышения конкурентоспособности ТГУ».

1. *Hoge F.E., Wright C.W., Krabill W.B., Buntzen R.R., Gilbert G.D., Swift R.N., Yungel J.K., Berry R.E.* Airborne lidar detection of subsurface oceanic scattering layers // Appl. Opt. 1988. V.27. No. 19. P.3969-3977.
2. *Lee K.J., Park Y., Bunkin A., Nunes R., Pershin S., Voliak K.* Helicopter-based lidar system for monitoring the upper ocean and terrain surface // Appl. Opt. 2000. V.41. No.3. P.401-406.
3. *Mitra K., Churnside J.H.* Transient radiative transfer equation applied to oceanographic lidar // Appl. Opt. 1999. V.38. No.6. P.889-895.
4. *Аброскин А.Г., Бункин А.Ф., Власов Д.В., Горбунов А.Л., Миркамилов Д.М.* Натурные эксперименты по лазерному аэрозондированию на установке “Чайка” // Дистанционное зондирование океана. Т.1. Труды ИОФАН. Под ред. Ф.В. Бункина и К. И. Воляка. М.: Наука, 1986. С. 23-39.

5. *Пеннер И.Э., Самохвалов И.В., Шаманаев В.С.* Оптическое зондирование морской фронтальной зоны // Оптика атмосферы. 1988. Т.1. №12. С.60-66.
6. *Букин О.А., Ильичев В.И., Майоров А.Ю., Павлов А.Н., Стафиевский А.Г., Тяпкин В.А.* Судовой гидролидарный комплекс для зондирования верхнего слоя океана // Опт. атмосф. и океана. 1994. Т.7. №10. С.1403-1409.
7. *Иванов А.П.* Физические основы гидрооптики. Минск: Наука и техника, 1975, 503 с.
8. *Зеге Э.П., Иванов А.П., Кацев И.Л.* Перенос изображения в рассеивающей среде. Минск: Наука и техника, 1985. 327 с.
9. *Ерлов Н.* Оптическая океанография. М.: Мир, 1970, 224 е.; Оптика моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1980, 248 с.
10. *Шифрин К.С.* Введение в оптику океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1983, 277 с.
11. *Шифрин К.С., Копелевич О.В., Козлянинов М.В.* Оптика океана. М.: Наука. 1978. 346 с.
12. *Копелевич О.В.* Оптические свойства океанской воды. В кн. "Рассеяние и поглощение света в природных и искусственных дисперсных средах". Минск, 1991, с. 289-309.
13. *Зуев В.Е., Кауль Б.В., Самохвалов И.В., Кирков К.И., Цанев В.И.* Лазерное зондирование индустриальных аэрозолей. Новосибирск: Наука, 1986. 188 с.

О ВЛИЯНИИ МИКРОСТРУКТУРЫ ЗОНДИРУЕМОЙ СРЕДЫ НА ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ДВУКРАТНО РАССЕЯННОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

А.А. Дорошкевич, В.В. Брюханова

Национальный исследовательский Томский государственный университет

antdoro@mail.ru, leo@mail.tsu.ru

Ключевые слова: облака, поляризационные характеристики лидарного сигнала

Аннотация. В докладе рассматривается задача лазерного зондирования капельных облаков коаксиальным лидаром и обсуждаются результаты численного моделирования распределения (в плоскости регистрации) поляризационных характеристик лидарного сигнала от капельных облаков в приближении двукратного рассеяния. Показано, что особый интерес в оценке параметров микроструктуры аэрозольных образований на основе анизотропного рассеяния вызывает механизм трансформации состояния поляризации. Основное внимание уделяется влиянию микроструктуры зондируемой среды на распределение параметров эллипса поляризации излучения второй кратности рассеяния в фокальной плоскости лидара.

За последние десятилетия ученые пришли к выводу, что облачные образования остаются одним из основных источников неопределенностей в формировании климатических прогнозов. [1]. Среди всего многообразия облачности особо стоит выделить перистые облака, влияние которых на погоду и климат были рассмотрены в работе [2]. Тонкие аэрозольные образования такой структуры обычно вызывают нагрев верхних слоев атмосферы, в то время как плотные «циррусы» могут приводить к охлаждению [3]. Радиационные свойства облаков определяются их микроструктурой, в частности фазовым составом, формой и размерами частиц, а в случае их несферичности еще и ориентацией в пространстве. Для одновременной оценки всех этих параметров на практике требуется обширный комплекс методов и приборов.

Методы дистанционного лазерного зондирования позволяют оценить обширный спектр параметров исследуемой среды [4]. В последние десятилетия все актуальнее становятся работы, использующие поляризованное излучение [5-10]. Так, Carswell и Pal впервые экспериментально [5, 6] наблюдали картину распределения интенсивности, полученной при рассеянии в направлении назад пучка линейно поляризованного света на ансамбле сферических частиц. Анизотропную картину распределения интенсивности в фокальной плоскости приемной системы авторы объяснили регистрацией многократно рассеянного на сферических частицах поляризованного излучения. Однако они не смогли дать физическую интерпретацию и математическое описание этого распределения, что затрудняло дальнейшее применение полученных результатов. Позднее Кауль [7], используя приближение двукратного рассеяния, математически описал периферийную часть распределения интенсивности. Он также подчеркнул, что распределение интенсивности рассеянного назад излучения в фокальной плоскости приёмной системы зависит от размеров рассеивающих частиц.

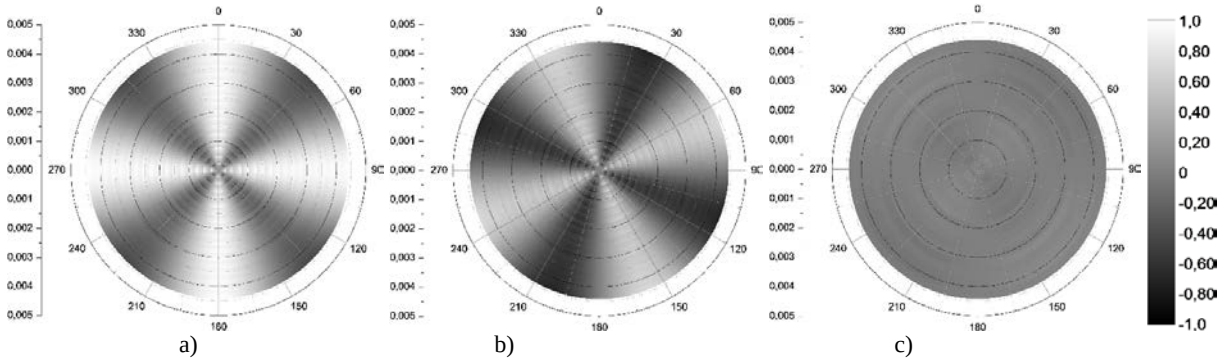
В то же время, Racovic [8] предложил математический аппарат, описывающий распределение интенсивности для обратно рассеянного излучения в приближении двукратного рассеяния, если на пути этого излучения помещен линейный поляризатор. Причем, Racovic дает более детальное описание распределения интенсивности, чем Кауль, который описал только периферийную часть распределения регистрируемого излучения. Полученные теоретически распределения интенсивности схожи с экспериментальными данными Carswell и Pal [5].

Авторы работы [9] вычислили распределение интенсивности в изображении рассеивающего в направлении назад ансамбля сферических частиц, если на пути рассеянного излучения помещен линейный поляризатор. Они предложили ввести параметр, который связывал бы характеристики полученного распределения с размерами частиц в рассеивающей среде. Отметим, что в работе [11] было исследовано влияние размеров частиц капельного облака на параметры распределения степени поляризации в плоскости регистрации в приближении двукратного рассеяния.

Б.В. Каулем и И.В. Самохваловым [12, 13] была предложена теория двукратного рассеяния, позволяющая с достаточной точностью описать лидарный сигнал многократного рассеяния от аэрозольных образований, оптическая толщина которых не превышает 3-4. На данный момент ведутся активные работы по использованию эффекта анизотропного рассеяния для оценки размеров частиц [14-17] в приближении двукратного рассеяния. Вместе с тем как теоретические, так и экспериментальные работы в этом направлении исследований сравнительно немногочисленны и остается еще много нераскрытых вопросов. В частности, как распределены поляризационные характеристики рассеянного назад излучения в плоскости регистрации и какова связь параметров распределения этих характеристик с микроструктурой зондируемой среды.

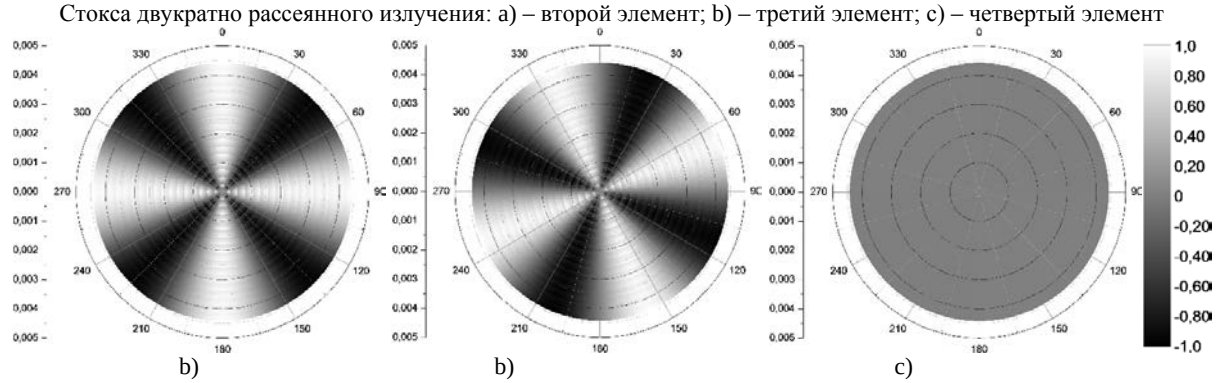
Картина распределение степени поляризации лидарного сигнала двукратного рассеяния от однородного капельного облака зависит от состояния поляризации зондирующего излучения: при линейной поляризации наблюдаются направления преимущественной деполяризации (45°, 135°, 225° и 315°) и полной поляризации (0°, 90°, 180° и 270°); при циркулярной поляризации направлений преимущественной деполяризации не наблюдается [16]. На рисунках 1 и 2 в полярной системе координат приведены картины распределения элементов нормированного вектора Стокса. Согласно результатам расчета [14] четвертый элемент вектора Стокса регистрируемого излучения близок к нулю, что свидетельствует о том, что во все пиксели ПЗС камеры поступает линейно поляризованное излучение. Из анализа второго и третьего элементов вектора Стокса можно сделать вывод, что в областях выраженной поляризации существенно преобладает линейно поляризованное излучение, плоскость поляризации которой параллельна

плоскости поляризации зондирующего излучения. С изменением азимутального угла в пределах 90° плоскость поляризации двукратно рассеянного излучения поворачивается на 180°.



a) b) c)

Рисунок 1. – Картины численно рассчитанного распределения в плоскости регистрации элементов нормированного вектора Стокса двукратно рассеянного излучения: a) – второй элемент; b) – третий элемент; c) – четвертый элемент



b) b) c)

Рисунок 2. – Картины численно рассчитанного распределения в плоскости регистрации элементов нормированного вектора Стокса излучения однократного и двукратного рассеяния: a) – второй элемент; b) – третий элемент; c) – четвертый элемент

Анализ влияния микроструктуры аэрозольного образования на распределение поляризационных характеристик показал [16], что увеличение дисперсии распределения частиц по размерам при постоянном модальном радиусе приводит к увеличению угла наклона степени поляризации лидарного сигнала двукратного рассеяния вдоль радиуса приемной системы лидара. В то же время с увеличением модального радиуса частиц при постоянной дисперсии распределения степень поляризации увеличивается при слабом изменении угла наклона, а при постоянной относительной дисперсии σ/r_0 – степень поляризации существенно не меняется. При этом наличие подоблачной дымки не оказывает существенного влияния на оценку параметров микроструктуры исследуемой аэрозольной среды [17].

Вышеописанные результаты свидетельствуют о возможности оценки параметров микроструктуры аэрозольных образований на основе анализа параметров распределения поляризационных характеристик регистрируемого излучения в фокальной плоскости приемной системы лидара. В этой связи особый интерес представляет анализ механизма трансформации состояния поляризации зондирующего излучения, формирующего анизотропную картину распределения этих характеристик. Для этого в представленной работе предлагается

проанализировать влияние микроструктуры зондируемой среды на распределение параметров эллипса поляризации в фокальной плоскости приемной системы лидара.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ в рамках «Программы повышения конкурентоспособности ТГУ».

1. *Dufresne J.L., Bony S.* An assessment of the primary source of spread of global estimates from coupled ocean-atmosphere models // J. Climate. 2008. No. 21. p. 5135-5144.
2. *Liou K.N.* Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: a global perspective. // Mon. Weather. Rev. 1986. V. 114. P. 1167-1199
3. *Fu Q., Baker M., Harimaun D.L.* Tropical cirrus and water vapor: An effective earth infrared ices feedback // Atmos. Chem. Phys. 2002. No. 2. P. 1-7.
4. *Hinkley E.D., ed.,* Laser Monitoring of the Atmosphere, Springer Verlag, New York, 1976
5. *Carswell A.I., Pal S.R.* Polarization anisotropy in lidar multiple scattering from clouds // Appl. Opt. 1980. V. 19, No. 24. P. 4123-4126
6. *Pal S.R., Carswell A.I.* Polarization anisotropy in lidar multiple scattering from atmospheric clouds // Appl. Opt. 1985. V. 24. No. 21. P. 3464-3471
7. *Кауль Б.В.* Поляризационная анизотропия света, многократно рассеянного сферическими частицами в направлении назад // Опт. атмосф. и океана. 1995. Т. 8. № 10. С. 1428-1434
8. *Racovic M.J., Kattawar G.W.* Theoretical analysis of polarization patterns from incoherent backscattering of light // Appl. Opt. 1998. V. 37. No. 5. P. 3333-3338
9. *Deng Y., Zeng Sh., Luo Q., Zhihong Zh., Fu L.* Numerical study of the effects of scatterer sizes and distributions on multiple backscattered intensity patterns of polarized light // Opt. Let. 2008. V. 33. No. 1. P. 77-79
10. *Volkov S.N., Samokhvalov I.V., Kim D.* Assessing and improving the accuracy of T-matrix calculation of homogeneous particles with point-group symmetries // JQSRT. 2013. V. 123. P. 169-175.
11. *Самохвалов И.В., Брюханова В.В., Дорошкевич А.А., Животенюк И.В.* Коаксиальный лидар многократного рассеяния: распределение степени поляризации излучения в плоскости регистрации // Изв. вузов. Физика. 2012. Т. 55. №9/2, С. 141-142
12. *Самохвалов И.В.* Влияние двукратного рассеяния на поляризационные характеристики эхо-сигналов при лазерном зондировании облаков // Изв. АН СССР Физика атмосферы и океана. 1980. Т. 16. № 6. С. 591-600.
13. *Кауль Б.В., Самохвалов И.В.* Уравнение лазерной локации атмосферы в приближении двукратного рассеяния с учетом поляризационных эффектов // Изв. вузов Физика. 1976. № 1. С. 80-85.
14. *Doroshkevich A.A., Bryukhanova V.V., Samokhvalov I.V., Stykon A.P.* The comparison of the results of numerical modeling and physical model experiment on laser polarization sensing of droplet clouds // Proc. SPIE. 20th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 2014. V. 9292. P. 92922E.
15. *Bryukhanova V.V.* Calculation of polarization characteristics of lidar return from clouds in double scattering approach // Proc. SPIE. 20th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 2014. V. 9292. P. 92922C-1 - 92922C-7.
16. *Дорошкевич А.А., Брюханова В.В., Самохвалов И.В.* О влиянии параметров функции распределения по размерам частиц капельного облака на распределение степени поляризации лидарного сигнала двукратного рассеяния // Материалы Всероссийской конференции “Физика окружающей среды”. 2011. С.146-149
17. *Самохвалов И.В., Брюханова В.В., Дорошкевич А.А., Животенюк И.В.* Коаксиальный лидар многократного рассеяния: распределение степени поляризации излучения в плоскости регистрации// Изв. вузов. Физика. 2012. Т. 55. №9/2. С. 141-142

ОБ ИЗМЕРЕНИИ СТРУКТУРНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРЫ ПАССИВНЫМИ ОПТИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Коняев П.А., Антошкин Л.В., Ботыгина Н.Н., Емалеев О.Н.

Институт оптики атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН, 634021, г. Томск.

E-mail: peter@iao.ru, lant@iao.ru, bnn@iao.ru, eon@iao.ru

Учреждение Российской академии наук

Институт оптики атмосферы им. В.Е.Зуева Сибирского Отделения РАН

634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

Ключевые слова: Атмосферная турбулентность, дрожание изображения.

Аннотация: Доклад посвящен развитию пассивного метода оценки уровня атмосферной турбулентности по дрожанию изображения. Предложено использование высокоскоростной цифровой видеокамеры и эффективных параллельных алгоритмов обработки поступающих кадров для оценивания структурной постоянной показателя преломления в реальном времени. Приводится сравнение результатов, получаемых активным и пассивным оптическими и акустическим методами.

Активная методика оптического просвечивания трассы, основанная на дифференциальном (разностном) измерении дрожания изображения лазерного источника, хорошо зарекомендовала себя как способ оценки структурной постоянной показателя преломления C_n^2 атмосферы [1]. В то же время, представляют несомненный интерес пассивные оптические методы, в которых используются подсвечиваемые естественным светом объекты [2,3]. Настоящая работа посвящена развитию пассивного метода оценивания C_n^2 в реальном времени по измерениям дрожания изображения с помощью высокоскоростной цифровой видеокамеры и быстродействующих алгоритмов обработки.

Описание эксперимента

Оптическая трасса с источником в виде естественного объекта и приёмником, формирующим и регистрирующим изображение объекта, проходила на высоте 2.5 м над подстилающей поверхностью со стороны приёмного устройства и на высоте 2 м со стороны объекта. Протяжённость оптической трассы равнялась 476 м.

Оптическая трасса дифференциального измерителя турбулентности (ДИТ) протяженностью 100 м проходила на высоте 1.65 м над подстилающей поверхностью. Направление осей оптических трасс измерялось из точки расположения приёмного устройства, регистрирующего изображение объекта, подсвечиваемого естественным светом. Расстояние между приёмными устройствами двух измерительных схем – 18 м.

Пассивный метод: В качестве объектов, подсвечиваемых естественным светом, использовались радиальные миры диаметром 60 и 30см и с числом полос 48, 64, 96 (рис.1) для измерений при различных уровнях турбулентности.

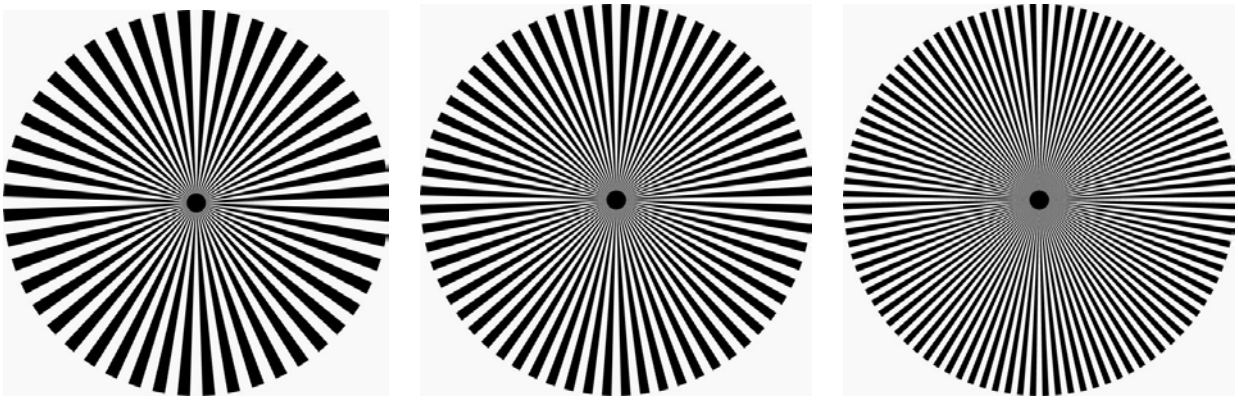


Рис.1. Изображения радиальных мир с числом полос 48, 64, 96 соответственно.

Изображение формировалось телескопом с диаметром входной апертуры 15см. Монохромные кадры размером 640x480 оцифровывались видеокамерой Allied GE-680 с разрядностью 12 бит, временем экспозиции от 30 до 5000 мксек и частотой до 200 кадр/сек и по интерфейсу Gigabit Ethernet вводились в PC компьютер. Оценка дисперсии флуктуаций углов прихода σ^2 осуществлялась путем измерения смещений коротко-экспозиционного изображения фрагментов миры в реальном времени (рис.2). В программном корреляционном датчике сдвига использовались быстродействующие двумерные параллельные алгоритмы из библиотек MKL и IPP Intel © Parallel Studio 2013. Для оценки C_n^2 использовалась формула [2]:

$$C_n^2 = \sigma^2 (2a_0)^{1/3} / (1.1 \cdot L)$$

где $2a_0$ – диаметр входной апертуры D приёмной оптической системы, L – длина оптической трассы.

Активный метод: Для формирования сферической волны на трассе 100 м на выходе излучателя ДИТ (лазерный модуль с длиной волны излучения 0.532 мкм) была установлена диафрагма диаметром 0.31мм. Изображения источника формировались двумя разнесёнными вертикально на 164мм субапертурами приёмного устройства ДИТ диаметром 20мм [1]. Для оценки C_n^2 усреднение проводилось по 60-и секундной реализации. Использование алгоритма скользящего интервала усреднения позволяло измерять значения C_n^2 с шагом в 1 секунду на любой заданной продолжительности цикла измерений.

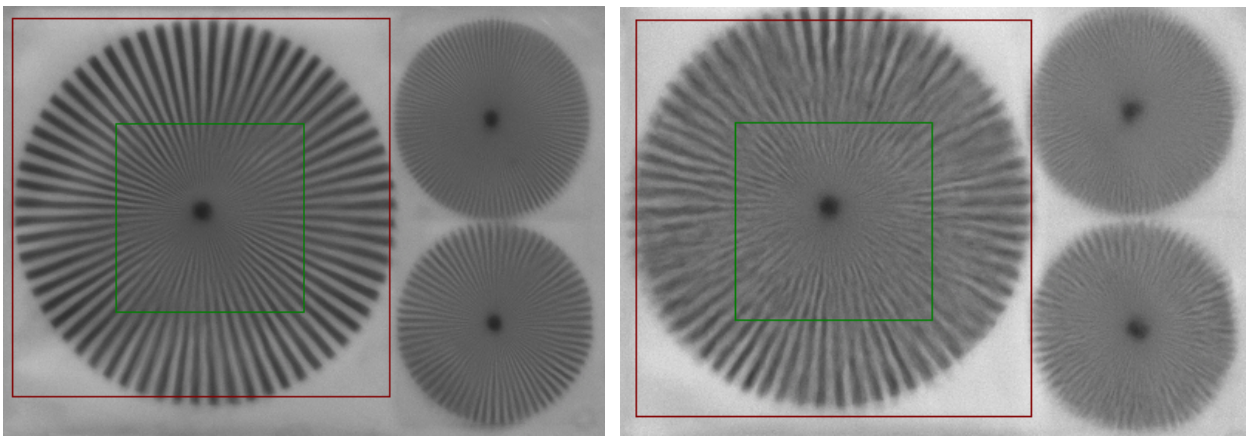


Рис.2. Коротко-экспозиционное (250 мксек) изображение радиальных мир при уровне турбулентности Cn2 = 7.5 10-14 м-2/3, r0 = 1 см, D/r0 = 15 (слева) и Cn2 = 1.1 10-13 м-2/3, r0 = 0.79см, D/r0 = 19 (справа). Квадратами показаны области слежения корреляционного датчика сдвига.

Метео-сопровождение экспериментов осуществлялось с помощью акустической метеостанции “Метео-2” *(ГАА)*, которая располагалась на высоте 1.84 м на расстоянии 26 м от оси оптической трассы ДИТ по горизонтали и на 24 м от излучателя ДИТ в направлении распространения оптического излучения. Для сравнения с оптическими измерениями проводилась оценка C_n^2 из метеоизмерений. Методика и аппаратура были аналогичны тем, которые описаны в статье [1]. Значения C_n^2 оценивались по 60-и секундной реализации и выдавались с интервалом 60 секунд.

Результаты измерений

Одновременные измерения структурной постоянной показателя преломления воздуха двумя оптическими методами и акустическим методом дали следующие результаты: 1) Оба оптических метода, активный и пассивный, дают одинаковые результаты (расхождение не превышает 10%), за исключением областей с максимальными и минимальными значениями C_n^2. 2) Пассивный метод даёт заниженные результаты для максимальных значений C_n^2 и завышенные – для минимальных. 3) Пассивный метод подвержен влиянию посторонних вибраций (проезд автомобилей), что можно заметить на рис.3 на двух участках (15:40 и 16:25), где измерения расходятся очень сильно.

Пассивный метод оценки характеристик атмосферной турбулентности по дрожанию изображения подсвечиваемых естественным светом объектов, несмотря на его минусы, обладает несомненными достоинствами – оперативностью, простотой, дешевизной. Предполагается дальнейшая модификация пассивного метода, аналогичная

дифференциальному методу, применяемому в приборе ДИТ, с целью устранения влияния посторонних вибраций.

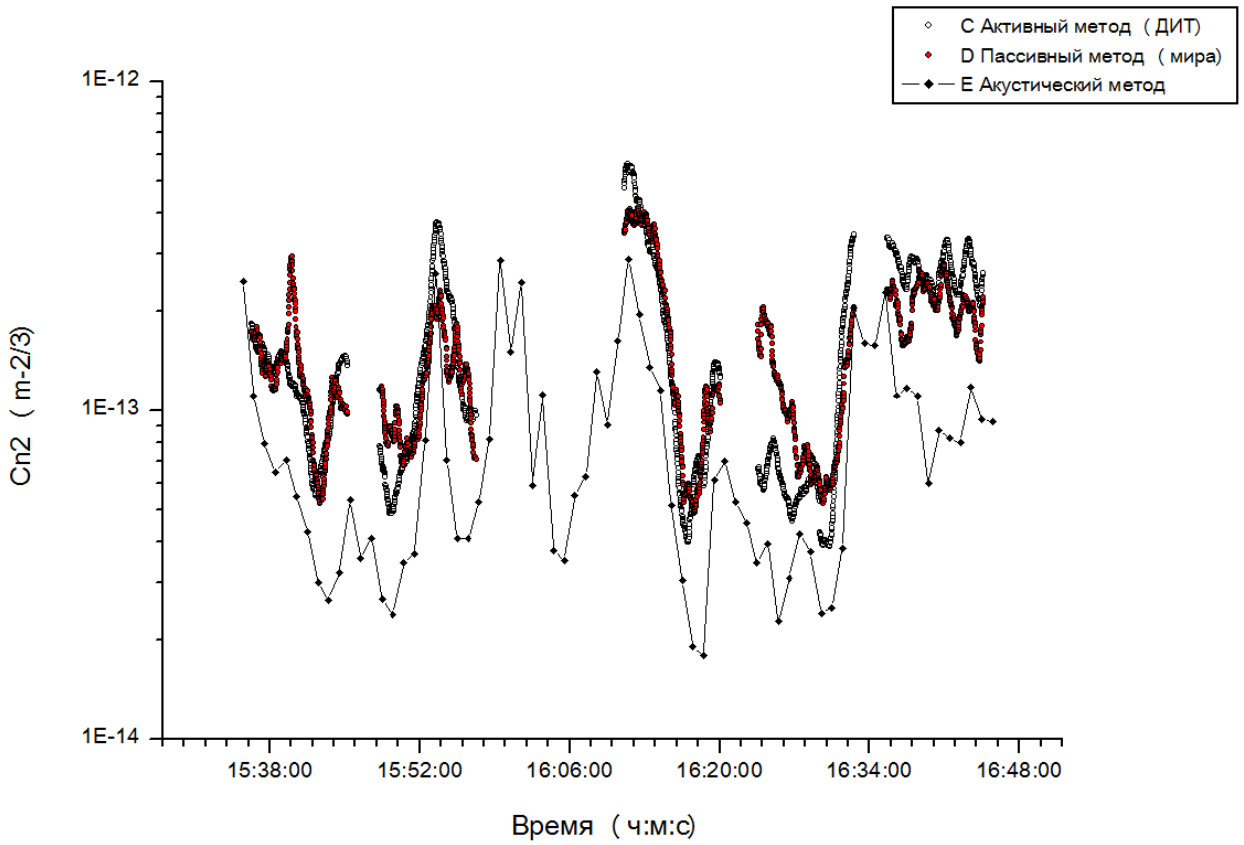


Рис.3. Одновременные измерения структурной постоянной показателя преломления воздуха двумя оптическими методами и акустическим методом.

Предполагается также дальнейшее развитие пассивного метода с целью применения его на приземных трассах с естественными неподвижными объектами – здания, конструкции, деревья и т.д.

Литература

1. В.П.Лукин, Н.Н.Ботыгина, О.Н.Емалеев и др., Одновременные измерения структурной характеристики показателя преломления атмосферы оптическим и акустическим методами, Оптика атмосферы и океана», т 24, . №10, 2011, с. 852-857.

2. Г.А.Андреев, В.М.Кузнецов, В.Э.Цейтлин, Размытие изображений в приземном слое атмосферы из-за флуктуаций угла прихода, Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана», т 7, . №9, 1971, с. 987-990.

3. А.С.Гурвич, И.А.Старобинец, А.М.Черемухин, К методике определения структурной характеристики показателя преломления в атмосфере по изображениям радиальной миры, Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана», т 10, . №4, 1974, с.413-416.

КОМПЬЮТЕРНЫЙ АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ И РАЗВИТИЯ ВНЕПЯТЕННЫХ ВСПЫШЕК ПО ИЗОБРАЖЕНИЯМ СОЛНЕЧНОЙ ХРОМОСФЕРЫ

Коняев П.А., Боровик А.В., Жданов А.А.

Институт оптики атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН, 634021, г. Томск.

Институт солнечно-земной физики СО РАН, 664033, г. Иркутск,

E-mail: peter@iao.ru, aborovik@iszf.irk.ru

Ключевые слова: солнечная хромосфера, внепятенные вспышки.

Аннотация. Для изучения хромосферной активности Солнца в линии Н–альфа предложена методика и алгоритмы построения световых кривых внепятенных солнечных вспышек. Разработано программное обеспечение аппаратно-программного комплекса Байкальской астрофизической обсерватории (БАО) для компьютерного анализа структуры и развития вспышек по цифровым изображениям солнечной хромосферы.

Во время вспышек на Солнце выделяется количество энергии порядка ~10^{32} эрг в течение нескольких десятков минут, что соответствует средней за этот период мощности ~10^{29} эрг/с. Изучение процессов, приводящих к накоплению и высвобождению энергии во время вспышек, является одной из актуальнейших проблем солнечно-земной физики [1]. Большая часть вспышек происходит в активных областях с солнечными пятнами, где магнитное поле в ходе эволюции приобретает сложную структуру. Однако, для понимания природы и механизмов солнечных вспышек в целом, представляют большой интерес также вспышки, возникающие в относительно несложных конфигурациях поля - в спокойных областях без пятен или в факельных площадках с небольшими пятнами - так называемые «внепятенные» вспышки [2].

Процессы активизации хромосферы перед такими вспышками во многом похожи на аналогичные явления в сложных активных областях с пятнами, поэтому изучение внепятенных вспышек и комплексный совместный анализ полученных данных для различных диапазонов длин волн имеет большое значение. В настоящей работе для выполнения этой задачи использован аппаратно-программный комплекс цифровой обработки и анализа фильтрограмм солнечной хромосферы, получаемых на телескопе полного диска Солнца (БАО), разработанный в Институте оптики атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН.

Измерение яркости отдельных участков изображений АО и сопоставление измеренных значений в определённых областях хромосферы в заданное время, состоит из следующих этапов: 1) Предварительная обработка: сбор материала, его оцифровка (если необходимо),

классификация; преобразование файлов изображений из различных стандартных форматов (.spe, .fit, .tif, .gif, .png, .bmp, .jpg) в единый бинарный формат .bao; автоматическое центрирование, измерение и изменение ориентации (поворот), обрезка и приведение к единому размеру, нормировка яркости. 2) Предварительный анализ: автоматическое определение качества изображений, отбор серий фильтрограм для окончательного изучения. 3) Собственно анализ: построение световых кривых, предвспышечный анализ, период вспышки, послевспышечный анализ, исследование достоверности измерений. Все процедуры могут выполняться как в автоматическом, так и в ручном режимах. Поскольку точность измерений динамики яркости вспышек в большой степени зависит от точности привязки изображений, снятых в различные моменты времени, был разработан высокоточный алгоритм корреляционного совмещения фрагментов изображений [3].

Для изучения активности хромосферы в линии Н–альфа была выбрана вспышка 5 июля 2001 года, которая возникла в 05:36 UT в области без пятен на расстоянии ~16.4° от АО №263, ~12.3° от АО №264 и 26.3° №261. За время наблюдений вспышка активизировалась трижды практически на том же месте с интервалом примерно 10-15 минут, т.е. относилась к разряду гомологичных вспышек. Координаты вспышки S07 E20, балл SF (рис.1).

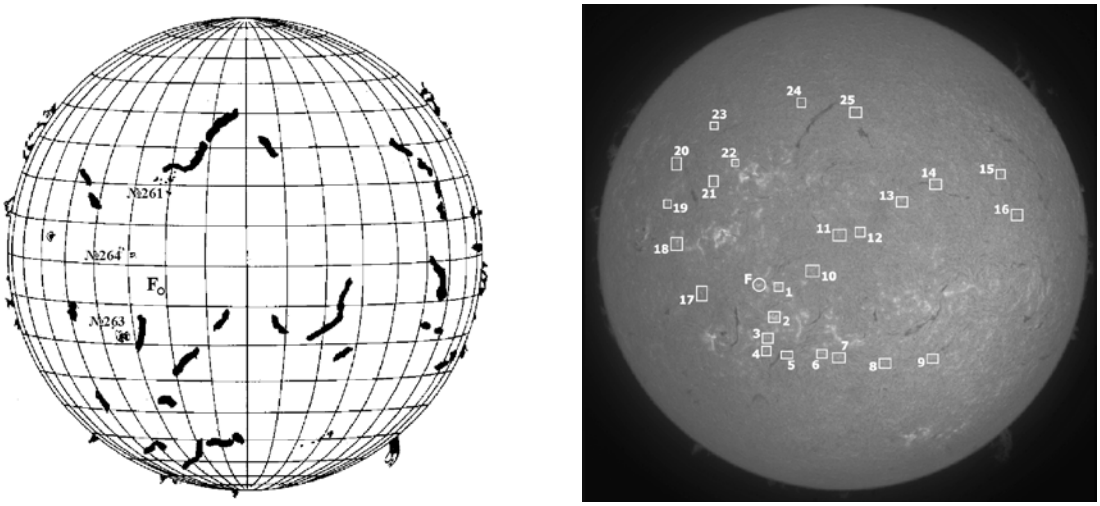


Рис.1 Местоположение вспышки F0 (слева) и карта реперных областей (справа).

Одним из основных этапов изучения солнечных вспышек является построение световых кривых, которые представляют собой кривые изменения яркости, отражающие режим выделения энергии и особенности поведения источника вспышки. Световые кривые разных вспышек существенно отличаются друг от друга. Также ведут себя по-разному и отдельные очаги вспышки (рис.2). Типичная деталь всех световых кривых – присутствие небольших

пиков продолжительностью от нескольких секунд до десятков секунд. Такое поведение было обнаружено в линии Hα, в жестком рентгеновском излучении, в радиоизлучении.

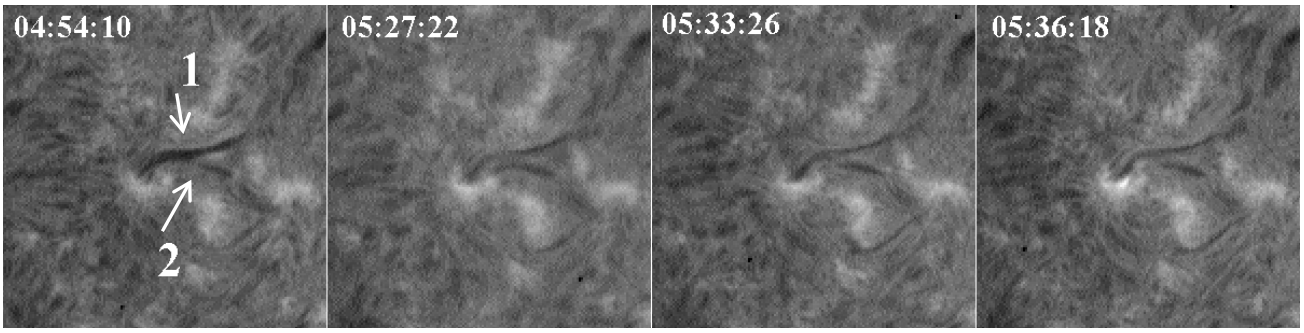


Рис.2 Эволюция волокон перед вспышкой. Кадр 05:36:18 UT - начало вспышки.

Интенсивность вспышки является относительной величиной и выражается в единицах интенсивности прилегающей невозмущенной хромосферы - «опорного репера». Для выбора реперной области необходимо выбирать участки поверхности, имеющие с АО наименьший коэффициент корреляции, так как отдельные области на Солнце могут быть физически связаны с областью вспышки. Эти участки должны также иметь минимальные среднеквадратичные отклонения яркости за время наблюдения. На рис.3 слева отмечены стрелками три таких области, из которых выбрана №13. Световая кривая вспышки (рис.3 справа) имеет послевспышечную область, яркость которой в данном случае превышает довспышечные значения, что может означать сохранение активности. Наиболее достоверную картину развития вспышки дают световые кривые, построенные по максимальной яркости вспышки, нормированной к максимальной или средней яркости реперной области.

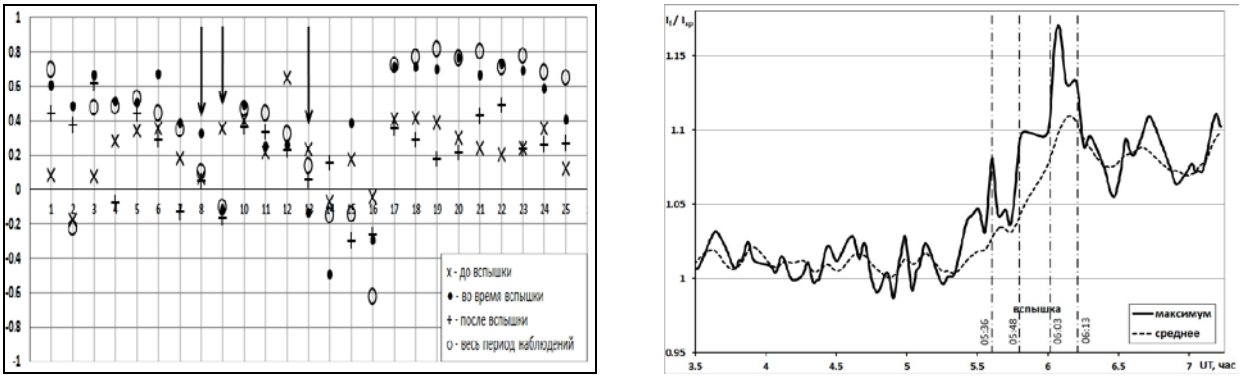


Рис.3 Диаграмма распределения коэффициентов корреляции между реперными областями и областью вспышки (слева) и итоговая световая кривая вспышки (справа).

Колебания яркости вспышек дают представление об особенностях протекания вспышечного процесса и возможных связях вспышки с другими явлениями и событиями на

Солнце, в том числе удаленными от нее на значительные расстояния. Анализ световых кривых и построение матрицы корреляций между активными областями позволяют получать данные о синфазности, сопряженности очагов вспышки и едином источнике энерговыделения (рис.4).

	f	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
f	100%	-52%	-17%	-47%	-5%	44%	65%	30%	59%	-22%	69%	77%	67%	53%	67%	66%	74%	72%	71%	79%	70%	70%	69%	74%	35%
1	-52%	100%	27%	70%	32%	-23%	-46%	-26%	-46%	25%	-60%	-59%	-60%	-41%	-46%	-71%	-54%	-57%	-56%	-62%	-59%	-44%	-56%	-53%	-16%
2	-17%	27%	100%	55%	60%	13%	7%	44%	21%	24%	1%	-3%	15%	-3%	1%	-23%	2%	7%	3%	-4%	9%	10%	5%	-3%	19%
3	-47%	70%	55%	100%	62%	8%	-15%	19%	-13%	42%	-34%	-40%	-22%	-34%	-35%	-56%	-34%	-34%	-32%	-41%	-31%	-19%	-30%	-32%	14%
4	-5%	32%	60%	62%	100%	30%	25%	47%	28%	27%	9%	15%	25%	-4%	8%	-14%	22%	24%	23%	10%	18%	29%	20%	16%	30%
5	44%	-23%	13%	8%	30%	100%	75%	59%	71%	5%	54%	52%	54%	49%	54%	49%	57%	57%	54%	65%	55%	54%	62%	59%	57%
6	65%	-46%	7%	-15%	25%	75%	100%	52%	77%	-13%	67%	68%	71%	59%	70%	71%	78%	72%	70%	82%	72%	68%	77%	76%	55%
7	30%	-26%	44%	19%	47%	59%	52%	100%	66%	24%	62%	44%	71%	21%	32%	24%	53%	50%	54%	53%	57%	52%	58%	47%	48%
8	59%	-46%	21%	-13%	28%	71%	77%	66%	100%	-4%	68%	70%	78%	53%	61%	65%	72%	74%	68%	80%	77%	72%	80%	71%	50%
9	-22%	25%	24%	42%	27%	5%	-13%	24%	-4%	100%	7%	-24%	-6%	-33%	-24%	-40%	-20%	-24%	-17%	-17%	-15%	-25%	-18%	-24%	9%
10	69%	-60%	1%	-34%	9%	54%	67%	62%	68%	7%	100%	70%	80%	34%	49%	60%	73%	71%	72%	79%	76%	64%	76%	72%	49%
11	77%	-59%	-3%	-40%	15%	52%	68%	44%	70%	-24%	70%	100%	77%	58%	67%	78%	79%	85%	80%	80%	77%	83%	82%	83%	47%
12	67%	-60%	15%	-22%	25%	54%	71%	71%	78%	-6%	80%	77%	100%	51%	60%	65%	79%	80%	80%	81%	81%	76%	82%	74%	55%
13	53%	-41%	-3%	-34%	-4%	49%	59%	21%	53%	-33%	34%	58%	51%	100%	87%	68%	61%	66%	56%	67%	57%	60%	61%	57%	37%
14	67%	-46%	1%	-35%	8%	54%	70%	32%	61%	-24%	49%	67%	60%	87%	100%	64%	69%	72%	65%	78%	67%	67%	66%	68%	40%
15	66%	-71%	-23%	-56%	-14%	49%	71%	24%	65%	-40%	60%	78%	65%	68%	64%	100%	73%	79%	70%	77%	71%	68%	75%	74%	37%
16	74%	-54%	2%	-34%	22%	57%	78%	53%	72%	-20%	73%	79%	79%	61%	69%	73%	100%	86%	84%	88%	83%	80%	84%	84%	51%
17	72%	-57%	7%	-34%	24%	57%	72%	50%	74%	-24%	71%	85%	80%	66%	72%	79%	86%	100%	84%	84%	82%	84%	83%	85%	55%
18	71%	-56%	3%	-32%	23%	54%	70%	54%	68%	-17%	72%	80%	80%	56%	65%	70%	84%	84%	100%	83%	78%	82%	80%	80%	52%
19	79%	-62%	-4%	-41%	10%	65%	82%	53%	80%	-17%	79%	80%	81%	67%	78%	77%	88%	84%	83%	100%	83%	77%	85%	83%	52%
20	70%	-59%	9%	-31%	18%	55%	72%	57%	77%	-15%	76%	77%	81%	57%	67%	71%	83%	82%	78%	83%	100%	81%	79%	82%	47%
21	70%	-44%	10%	-19%	29%	54%	68%	52%	72%	-25%	64%	83%	76%	60%	67%	68%	80%	84%	82%	77%	81%	100%	81%	80%	50%
22	69%	-56%	5%	-30%	20%	62%	77%	58%	80%	-18%	76%	82%	82%	61%	66%	75%	84%	83%	80%	85%	79%	81%	100%	81%	55%
23	74%	-53%	-3%	-32%	16%	59%	76%	47%	71%	-24%	72%	83%	74%	57%	68%	74%	84%	85%	80%	83%	82%	80%	81%	100%	49%
24	35%	-16%	19%	14%	30%	57%	55%	48%	50%	9%	49%	47%	55%	37%	40%	37%	51%	55%	52%	52%	47%	50%	55%	49%	100%
25	-17%	21%	49%	39%	40%	11%	14%	36%	14%	4%	9%	-1%	16%	0%	-3%	-9%	12%	4%	12%	5%	13%	15%	6%	1%	27%

Рис.4 Матрица корреляций между активными областями.

Обнаруженные в процессе исследования корреляции между отдельными участками хромосферы могут свидетельствовать о взаимосвязи областей посредством петельных структур. Петельные структуры на Солнце наблюдаются в широком диапазоне длин волн, как в эмиссии, так и в поглощении. Места их локализации могут указывать на связь явлений, происходящих в верхних слоях атмосферы Солнца с процессами на поверхности и в нижних слоях хромосферы.

1. Fletcher L., Dennis B.R., Hudson H.S. et al., An observational overview of solar flares. // Space Science Reviews, 2011, vol. 159, pp. 19-106.

2. А.В.Боровик, Д.Ю.Мячин, В.М.Томозов, Наблюдения внепятенных солнечных вспышек в Байкальской астрофизической обсерватории ИСЗФ СО РАН и их интерпретация, Известия Иркутского Государственного университета, серия Науки о Земле, Иркутск, 2014, №.7, с. 23-45.

3. Коняев П.А., Боровик А.В., Изучение астроклимата Байкальской астрофизической обсерватории оптическими методами, Оптика атмосферы и океана, 2013, т.26, №12, с. 1041-1044.

МОБИЛЬНЫЙ ОПТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС РЕГИСТРАЦИИ СПЕКТРОВ ФЛУОРЕСЦЕНЦИИ ВОДНЫХ СРЕД

И.Г. Нагорный[1,3], П.А. Салюк[2] А.Ю. Майор[3], В.А. Крикун[2]

[1]Дальневосточный федеральный университет, Владивосток

[2]Тихоокеанский океанологический институт им.В.И. Ильичева ТОИ ДВО РАН, Владивосток

[3]Институт автоматики и процессов управления ДВО РАН, Владивосток

флуоресценция, растворенное органическое вещество, фитопланктон

В докладе рассмотрены технические решения, положенные в основу мобильного оптического комплекса для определения параметров растворённого органического вещества в морской воде, содержания пигментов морского фитопланктона и состояния его фотосинтетического аппарата, приведены основные характеристики комплекса.

Методы флуориметрии позволяют оперативно характеризовать два таких важных индикатора экологического состояния естественных вод, как растворенные органические вещества (РОВ) и клетки фитопланктона:определять их концентрацию, состояние фотосинтетического аппарата клеток фитопланктона, типы и стадию деградации молекул РОВ. Получаемые характеристики могут быть использованы при контроле качества естественных и искусственных вод, включая сточные воды, и быть косвенными показателями наличия полезных ископаемых.

Общей тенденцией современного развития аппаратно-программных комплексов, основанных на индуцированной флуоресценции жидких сред, является использование оптоволокон для согласования возбуждающего и принимаемого сигналов флуоресценции, широкое применение светодиодов и отказ от лазерных систем, что удешевляет разрабатываемые системы, уменьшает их массо-габаритные характеристики, уменьшает электропотребление, что в свою очередь позволяет создавать полевые варианты комплексов с несколькими длинами волн возбуждения, автономным питанием, возможностью работы под водой.

Использование многоволнового способа возбуждения спектров флуоресценции проб воды позволяет оперативно анализировать различные типы РОВ в воде, исследовать процессы трансформации молекул РОВ и источники поступления РОВ в воду, повышать точность определения концентрации хлорофилла-а и РОВ, и характеризовать видовой состав и состояние фотосинтетического аппарата клеток фитопланктона. Использование различных схем возбуждения флуоресценции хлорофилла-а при закрытых и открытых реакционных центрах

клеток фитопланктона позволяет определять различные фотофизические параметры клеток фитопланктона.

В работе представлен прибор, совмещающий в себе возможности по определению состояния фотосинтетического аппарата клеток фитопланктона и флуоресценции растворенных органических веществ при многочастотном возбуждении мощными светодиодами и гиперспектральной регистрации. Это позволяет: учесть взаимное влияние регистрируемых сигналов друг на друга, выбрать оптимальные спектральные диапазоны возбуждения и испускания в зависимости от типа вод, разделять различные типы растворенных органических веществ и клеток фитопланктона.На рис.1 представлена блок схема разработанного мобильного аналитического комплекса.

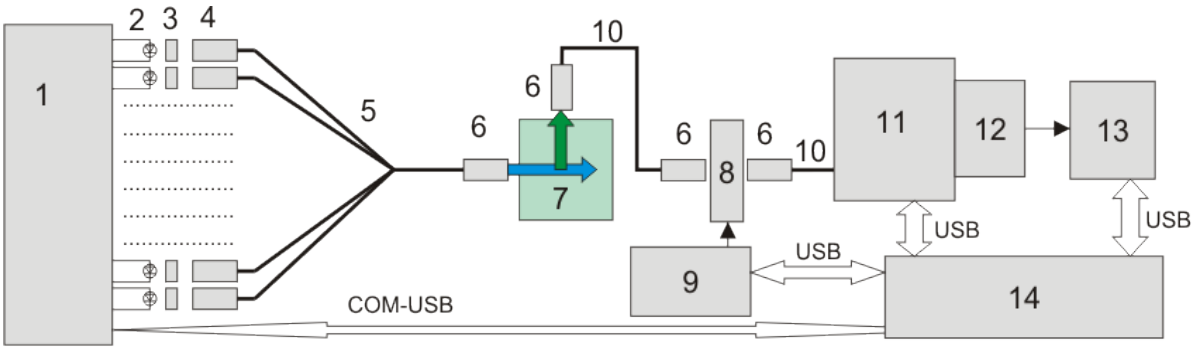


Рис. 1. Блок-схема мобильного аналитического комплекса: 1 - контроллер излучателей, 2 - излучатели (светодиоды), 3 – фильтры ВЧ, 4 – собирающие объективы, 5 – волоконный разветвитель (сумматор) (12 в 1), 6 – коллиматор, 7 – оптическая кювета с исследуемой жидкостью, 8 – управляемая туррель с НЧ фильтрами, 9 – контроллер турели, 10 – световод, 11 – спектрограф, 12 – многоканальный ФЭУ, 13 – АЦП, 14 – компьютер.

Прибор обладает следующими характеристиками.

1. Длины волн возбуждающего излучения для флуоресценции РОВ в диапазоне 240-550 нм, не менее 12 спектральных каналов, спектральное расстояние между каналами более 20 нм, ширина на полувысоте возбуждающего пика не более 10 нм.

Характеристики требуются для возбуждения флуоресценции РОВ различной природы и для отслеживания процессов трансформации молекул РОВ.

2. Длины волн возбуждающего излучения для флуоресценции хл.-а в диапазоне 350-550 нм, не менее 6 спектральных каналов, спектральное расстояние между каналами более 20 нм, ширина на полувысоте возбуждающего пика не более 10 нм.

Характеристики необходимы для активизации различных механизмов передачи энергии в фотосинтетическом аппарате клеток фитопланктона. Это позволит повысить точность

измерений, понизив зависимость от изменчивости видового состава и функционального состояния клеток фитопланктона.

3. Гиперспектральные измерения флуоресценции хл.-а в спектральном диапазоне 650-720 нм; спектральное разрешение менее 3 нм.

Диапазон выбран на основании того, что максимум интенсивности флуоресценции хл.-а находится около 680 нм. Ширина пика на полувысоте составляет около 15-20 нм.

Технические характеристики позволяют измерять «крылья» пика для более точного выделения сигнала флуоресценции хлорофилла-аиз общего сигнала флуоресценции воды.

4. Гиперспектральные измерения флуоресценции РОВ в спектральном диапазоне 250-720 нм; спектральное разрешение менее 10 нм.

Выбранный диапазон необходим для регистрации флуоресценции РОВ различной природы и исследования процессов трансформации молекул РОВ. Спектральное разрешение обеспечит корректное разделение вклада флуоресценции хлорофилла-а и РОВ.

5. Квази-синхронные измерения интенсивности флуоресценции хл.-а и РОВ. Время между измерениями составляет не менее одной минуты. Спектральный диапазон одновременного измерения 650-720 нм. Данный набор характеристик позволяет разделять вклады сигналов флуоресценции хл.-а и РОВ в общий сигнал флуоресценции воды для повышения точности измерений.

6. Измерение флуоресценции хлорофилла-а при открытых и закрытых реакционных центрах.

7. Время полного цикла измерений не превышает 5 минут.

Разработанный прибор позволит решать принципиально новые задачи в области экологического мониторинга, оценки биопродуктивности и поиска предвестников полезных ископаемых, и повысит точность определения регистрируемых параметров.

Работа выполнена при поддержке Минобразования и науки РФ соглашение №14.575.21.006, уникальный идентификатор RFMEFI57514X0063.

ОБНАРУЖЕНИЕ ЭМУЛЬСИЙ НЕФТИ В БЕРИНГОВОМ МОРЕ С ПОМОЩЬЮ АНАЛИЗА СПЕКТРОВ ВОСХОДЯЩЕГО ИЗУЧЕНИЯ МОРЯ В ВИДИМОМ ДИАПАЗОНЕ

П.А. Салюк[1], И.Е. Степочкин[2], Е.Б. Соколова[2,3], В.А. Качур[3], Н.А. Прокуда[4]

[1]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук

[2]Федеральное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Морской государственный университет имени адмирала Г.И. Невельского»

[3]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт автоматики и процессов управления Дальневосточного отделения Российской академии наук

[4]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт химии Дальневосточного отделения Российской академии наук

pavel.salyuk@gmail.com, fizzeg@gmail.com, mastapes@gmail.com, vkachur@gmail.com

Дистанционное зондирование, нефть, спектры яркости моря

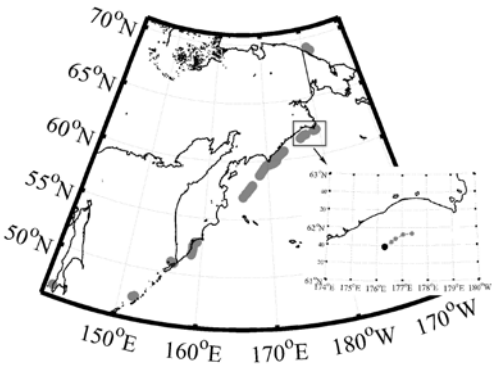
В работе представлен анализ спектрального распределения невязок между регистрируемой и модельной яркостями моря в случае наличия эмульсий нефти в приповерхностном слое.

Введение. Методы дистанционного определения нефтяных разливов на водных поверхностях получили широкое распространение в последние десятилетия. Особенно перспективными являются методы, которые возможно реализовать на искусственных спутниках Земли (ИСЗ), что позволяет проводить практически непрерывный мониторинг выбранных акваторий. Очевидно, что для наилучшей идентификации нефтяных разливов необходимо комплексно использовать измерения в различных диапазонах электромагнитного излучения, полученные как по активной, так и по пассивной схеме зондирования. Каждый из выбранных вариантов дистанционного зондирования со спутника имеет свои недостатки, связанные с ограничением пространственно-временного разрешения наблюдений и проблемами интерпретации данных, определяемые инструментальными особенностями или процессами взаимодействия электромагнитного излучения с веществом. Основным преимуществом использования видимого диапазона для детектирования нефтяных разливов является возможность реализации пассивного зондирования на ИСЗ, двигающихся по полярным орбитам. Это в свою очередь дает возможность за одни сутки получить информацию практически со всей поверхности Земли с достаточным пространственным разрешением (0.5 – 4 км). Кроме этого, данные возможно использовать при любой высоте волн, и в некоторых

случаях, возможно отделять наличие нефтяных пленок от пленок другой природы, и исследовать нефтяные фракции растворенные или эмульгированные в воде. Однако у пассивного оптического зондирования есть и существенные недостатки: во-первых, регистрируемый сигнал не проходит через облака, а во-вторых, интерпретация данных представляет собой сложную задачу, что зачастую приводит к ложным определениям нефтяных разливов. Для частичного решения второго недостатка улучшается спектральное разрешение регистрируемых данных, что позволяет проводить анализ на различных длинах волн видимого диапазона и использовать квазианалитические подходы решения обратных задач дистанционного зондирования.

Цель данной работы – проанализировать спектры восходящего излучения в видимом диапазоне (спектры цвета) от поверхности моря и выявить особенности, позволяющие идентифицировать эмульсии нефти в приповерхностном слое. Для этого в работе проведен совместный анализ данных судовых радиометрических измерений цвета моря, проточных измерений концентраций хлорофилла-а (хл.-а) и окрашенного растворенного органического вещества (ОРОВ) в районе разлива нефти в Беринговом море.

Район проведенного исследования. Во время арктической экспедиции на НИС «Профессор Хлюстин» 5 августа 2013 г. в Беринговом море был обнаружен разлив нефтепродутов, находящихся в виде эмульсий в верхнем слое не глубже 0.5-1 метра (рис. 1).

а) 

б) 

Рис. 1. а – точки маршрута экспедиции, в которых были выполнены радиометрические измерения. Отдельно выделены измерения, которые были проведены в день обнаружения нефтяной пленки; б – наблюдаемые нефтепродукты в пробе воды.

Сразу после обнаружения были отобраны пробы морской воды. С борта судна проведены измерения спектров коэффициента яркости моря (*Rrs*) с использованием ручного гиперспектрального радиометра ASD FieldSpec HandHeld в диапазоне 325-1025 нм с разрешением 1 нм согласно протоколам. Проведены проточные измерения флуоресценции хл.-а и ОРОВ при помощи флуориметра на глубине 5 метров, показавшие, что на данном горизонте

следов наличия нефтепродуктов не обнаружено. В пробах воды, отобранных в приповерхностном слое, следы нефтепродуктов фиксировались с помощью многочастотного лабораторного флуориметра Varian Cary Eclipse на протяжении примерно 12 часов, что соответствует расстоянию около 200 км. Анализы, проведенные в ЦКП «Дальневосточный центр структурных исследований» показали, что вероятным источником поступления наблюдаемых углеводородов является нефть.

Результаты. На рис. 2 показаны все, измеренные в экспедиции, спектры коэффициента яркости моря. Черным цветом отмечены спектры, полученные при прохождении разлива нефтепродуктов. Сплошной черной линией выделен спектр, измеренный при максимальной концентрации углеводородных веществ. Для интерпретации наблюдаемых результатов необходимо рассмотреть связь коэффициента яркости моря с коэффициентами поглощения и рассеяния оптически-активных компонентов (ОАК) морской воды:

$$Rrs(\lambda) \cong b_b(\lambda)/\left(a(\lambda)+b_b(\lambda)\right), \qquad (1)$$

где $a(\lambda)$ – суммарный коэффициент поглощения морской воды и всех ОАК, $b_b(\lambda)$ – суммарный коэффициент обратного рассеяния морской воды и всех ОАК. Видно, что коэффициент яркости обратно пропорционален коэффициенту поглощения и, следовательно, с увеличением концентрации нефти в морской воде, $Rrs(\lambda)$ должен уменьшаться, что и наблюдается на представленных данных.

а) б)

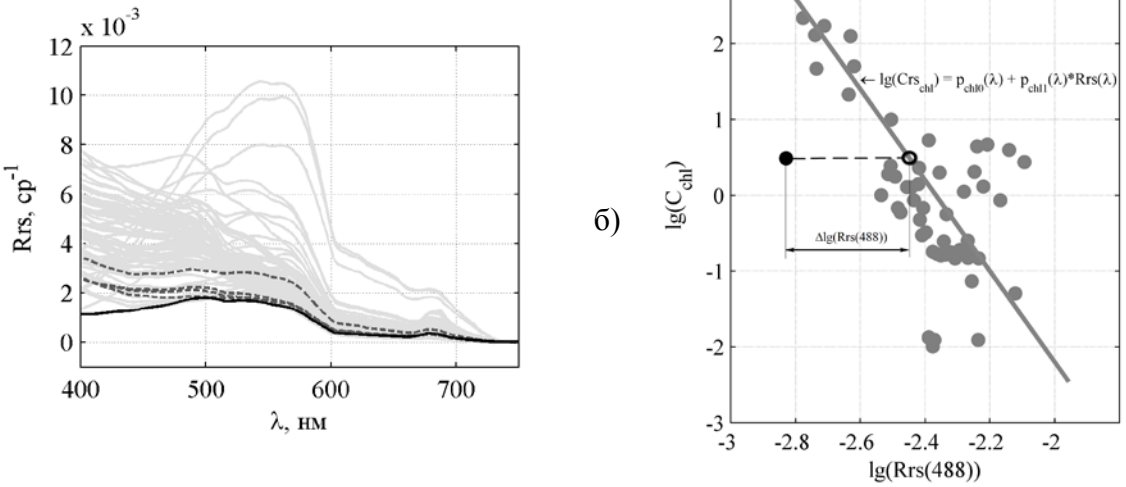


Рис. 2. (а) Спектры коэффициентов *Rrs*, полученные в экспедиции. (б) Пример диаграммы рассеяния десятичного логарифма концентрации хл.-а и десятичного логарифма *Rrs*(488)

На Рис. 3 представлен пример диаграммы рассеяния десятичного логарифма концентрации хл.-а (C_{chl}) и всех значений *Rrs* на длине волны 488 нм. Выброс, отмеченный черной точкой, относится к случаю с максимальной концентрации нефти в верхнем слое моря.

Соответствующая робастная линейная ортогональная регрессия $\lg(C_{chl}) = p_{chl0}(\lambda) + p_{chl1}(\lambda)\cdot\lg(Rrs(\lambda))$ может быть использована, для оценки того, какая концентрация хл.-а должна наблюдаться при чистой воде. Аналогичные вычисления были проведены для всего диапазона 350-750 нм, где для построения регрессии коэффициенты яркости сравнивались с концентрацией хл.-а или ОРОВ. Рассчитаны коэффициенты $k_{chl}(\lambda)$ и $k_{dom}(\lambda)$ при умножении на которые наблюдаемое значение $Rrs(\lambda)$ было равно модельному значению, полученному из соответствующей линейной регрессии:

$$k_{chl}(\lambda) = \frac{\lg(C_{chl}) - p_{chl0}(\lambda)}{p_{chl1}(\lambda)\cdot\lg(Rrs(\lambda))} \quad , \quad k_{dom}(\lambda) = \frac{\lg(C_{dom}) - p_{dom0}(\lambda)}{p_{dom1}(\lambda)\cdot\lg(Rrs(\lambda))} \quad (2)$$

Коэффициенты рассчитывались в случае, если коэффициент детерминации линейной регрессии $R(\lambda)^2_{chl}$ и $R(\lambda)^2_{dom}$ был больше 0.5. На рис. 4 представлены результаты расчета.

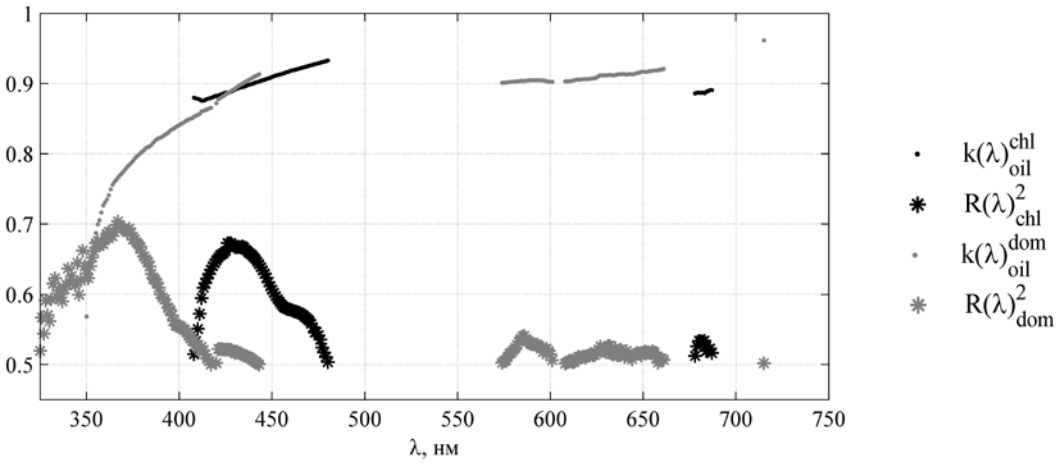


Рис. 4. Спектральная зависимость отношений десятичных логарифмов модельных и наблюдаемых коэффициентов яркости моря при наличии в ней нефтяных эмульсий.

Вид спектрального распределения рассчитанных коэффициентов обратно пропорционален коэффициенту поглощения нефти, который экспоненциально спадает от УФ к видимой области, что согласуется с формулой (1). Таким образом, анализ спектрального распределения невязок между наблюдаемыми и модельными значениями коэффициентов яркости моря может быть использован для избирательной идентификации эмульсий нефти, растворенных в воде вне зависимости от волнового состояния морской поверхности.

Работа выполнена на оборудовании ЦКП «Дальневосточный центр структурных исследований» ИХ ДВО РАН и ЦКП «Лазерные методы исследований конденсированных сред, биологических объектов и мониторинга окружающей среды» ИАПУ ДВО РАН при финансовой поддержке Министерства образования РФ, соглашение № 14.604.21.0093.

ЛИДАРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИКИ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ

В.А. Банах[1], И.Н. Смалихо[1], А.В. Фалиц[1]

[1]Институт оптики атмосферы СО РАН, 634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1, Россия

banakh@iao.ru, smalikho@iao.ru, falits@iao.ru

Ключевые слова: когерентный доплеровский лидар, пограничный слой атмосферы

Разработаны стратегия измерения когерентным доплеровским лидаром «Stream Line» и процедура обработки данных измерения с целью визуализации пространственно-временной структуры поля ветра в пограничном слое атмосферы. Проведено лидарное исследование динамики пограничного слоя в прибрежной зоне озера Байкал. В результате, в частности, установлено, что в этом районе на высоте около 200 м над поверхностью Земли имело место узкое струйное течение большую часть времени нашего десятидневного эксперимента.

Для изучения динамики пограничного слоя атмосферы (ПСА) одним из наиболее эффективным средством является импульсный когерентный доплеровский лидар (ИКДЛ). Использование конического сканирования зондирующим пучком во время измерения таким прибором позволяет визуализировать пространственно-временную структуру поля ветра. При этом важно, чтобы параметры ИКДЛ и выбранная стратегия измерения удовлетворяли необходимым требованиям к точности и пространственно-временному разрешению экспериментальных данных, из которых возможно получение информации о таких явлениях в ПСА, как, например, узкие низкоуровневые струйные течения, сильные ветровые сдвиги и гравитационные волны (внутренние, Гемгольца, горные). Параметры ИКДЛ «Stream Line» [1,2] вполне подходят для решения таких задач.

В настоящей работе разработаны стратегия измерения лидаром «Stream Line» и процедура обработки исходных лидарных данных для получения высотных профилей трех компонент вектора скорости ветра через равные промежутки времени и оценивания характеристик струйных течений, ветровых сдвигов и гравитационных волн (при их наличии в ПСА). Представлены результаты измерений пространственно-временной структуры ветра лидаром «Stream Line», установленном вблизи озера Байкал.

Максимальная дальность измерения скорости ветра лидаром «Stream Line» наземного базирования составляет, в зависимости от концентрации атмосферного аэрозоля, составляет ~ 500 – 2000 м. При фиксированном угле места из исходных данных, измеренных ИКДЛ, можно получить профиль радиальной скорости $\hat{V}_r(R)$ вдоль оптической оси, где R - расстояние от

лидара. Аккумуляция исходных лидарных данных позволяет повысить точность измерения, но с другой стороны увеличение числа зондирующих импульсов приводит к росту продолжительности измерения $\hat{V}_r(R)$. Чтобы восстановить высотные профили компонент вектора скорости ветра $\mathbf{V}(h)=\{V_z(h),V_x(h),V_y(h)\}$, где $h=R\sin\varphi$ - высота, во время измерения ИКДЛ используют коническое сканирование зондирующим пучком вокруг вертикальной оси.

С помощью численного моделирования, учитывающего наличие в атмосфере струйного течения и внутренних гравитационных волн, нами разработана наиболее оптимальная стратегия измерения лидаром «Stream Line»: угол места 45^0; скорость конического сканирования 10^0/с; фокусировка зондирующего пучка на расстояние 500 м; 15000 импульсов, используемых для аккумуляции (продолжительность измерения одного профиля $\hat{V}_r(R)$ составляет 1 с). При этом продолжительность одного полного сканирования 36 с и из 36 последовательно измеренных профилей $\hat{V}_r(R)$ восстанавливаются профили компонент вектора $\mathbf{V}(h)$ (вертикальной составляющей, скорости и направления ветра) с разрешение по высоте 20 м. Профили $\mathbf{V}(h)$ могут быть восстановлены из массива оценок радиальной скорости с использованием метода фильтрованной синусоидальной подгонки (ФСП) [2, 3]. Для увеличения максимальной высоты восстановления $h_{\max}$ (не менее толщины ПСА ~ 1 км) мы модифицировали этот метод путем нахождения максимума фильтрующей функции [2] в окрестности точки максимума из ближайшего слоя, где точность лидарной оценки вектора скорости ветра достаточно высока. Такой подход позволяет увеличить $h_{\max}$ на 10 – 20%.

Известно, что струйное течение в пограничном слое атмосферы, как правило, имеет место поздно вечером, ночью и рано утром, когда температурная стратификация является устойчивой. При этом возможно возникновение внутренней гравитационной волны (ВГВ). Результаты наших неоднократных измерений лидаром «Stream Line» в г. Томске летом 2014 года указывают на наличие низкоуровневого струйного в атмосфере в это время суток, но случаев с ВГВ нами не было зафиксировано.

С 1-го по 10-е августа 2014 года мы проводили эксперимент с лидаром «Stream Line» на Байкальском стационаре ИФМ СО РАН (пос. Боярск). Расстояние между этим стационаром и берегом Байкала примерно 350 м. В эксперименте применялась описанная выше стратегия измерения. К сожалению, из-за дождей нам не удалось выполнить непрерывное измерение лидаром в течение десяти суток (несколько раз измерения прерывались и затем возобновлялись после окончания дождя). Тем не менее, суммарное время измерений составило 140 часов (около 60% времени запланированного эксперимента).

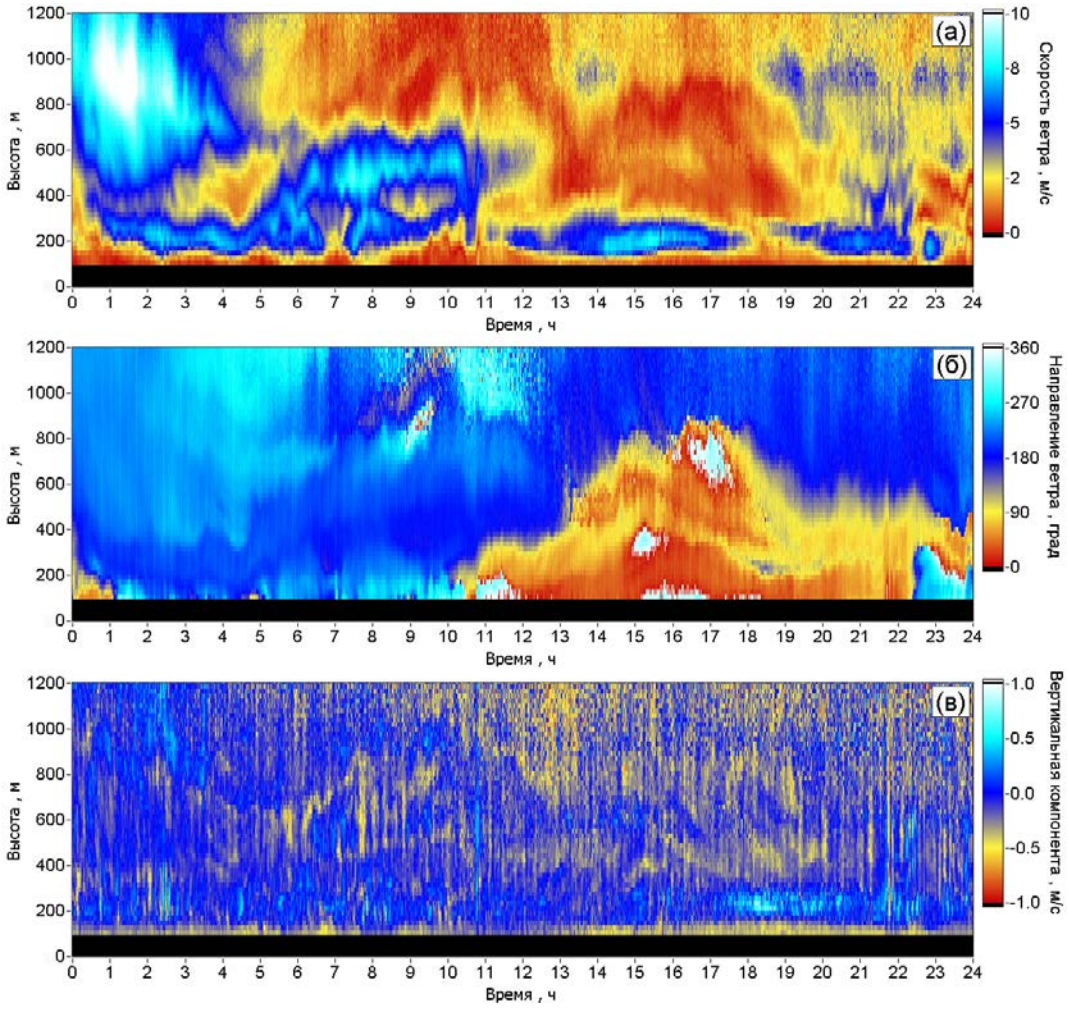


Рис.1. Результаты восстановления высотных профилей скорости ветра (а), угла направления ветра (б) и вертикальной компоненты вектора скорости ветра из данных, измеренных лидаром «Stream Line» 6-го августа 2014 года на Байкальском стационаре ИФМ СО РАН.

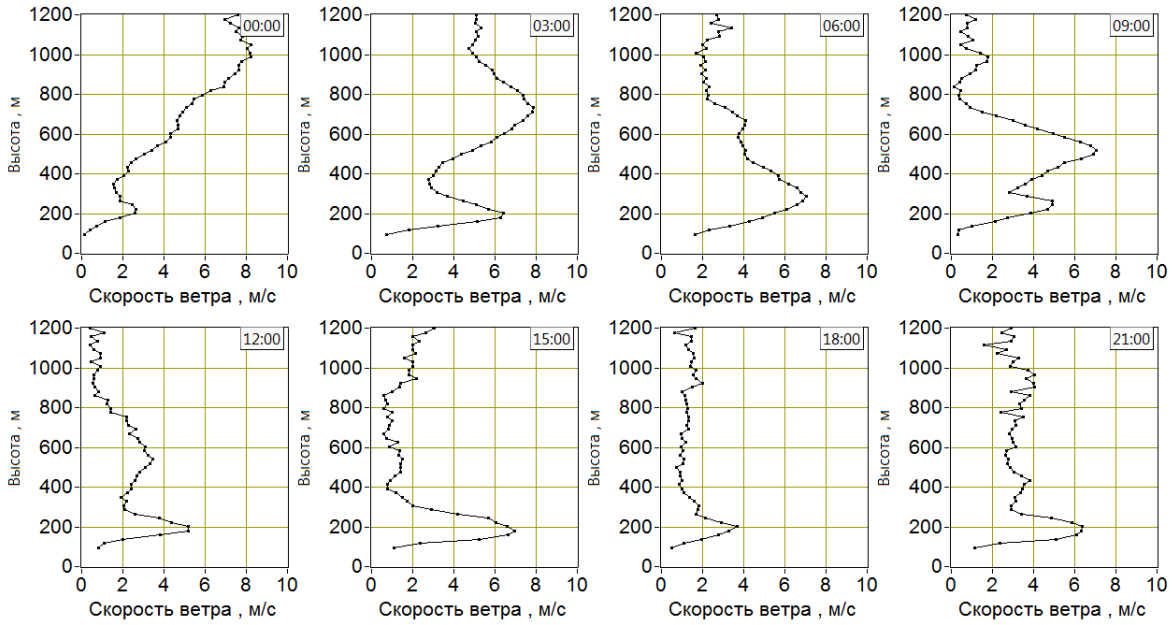


Рис.2. Высотные профили скорости ветра. Данные взяты из рис.1(а)

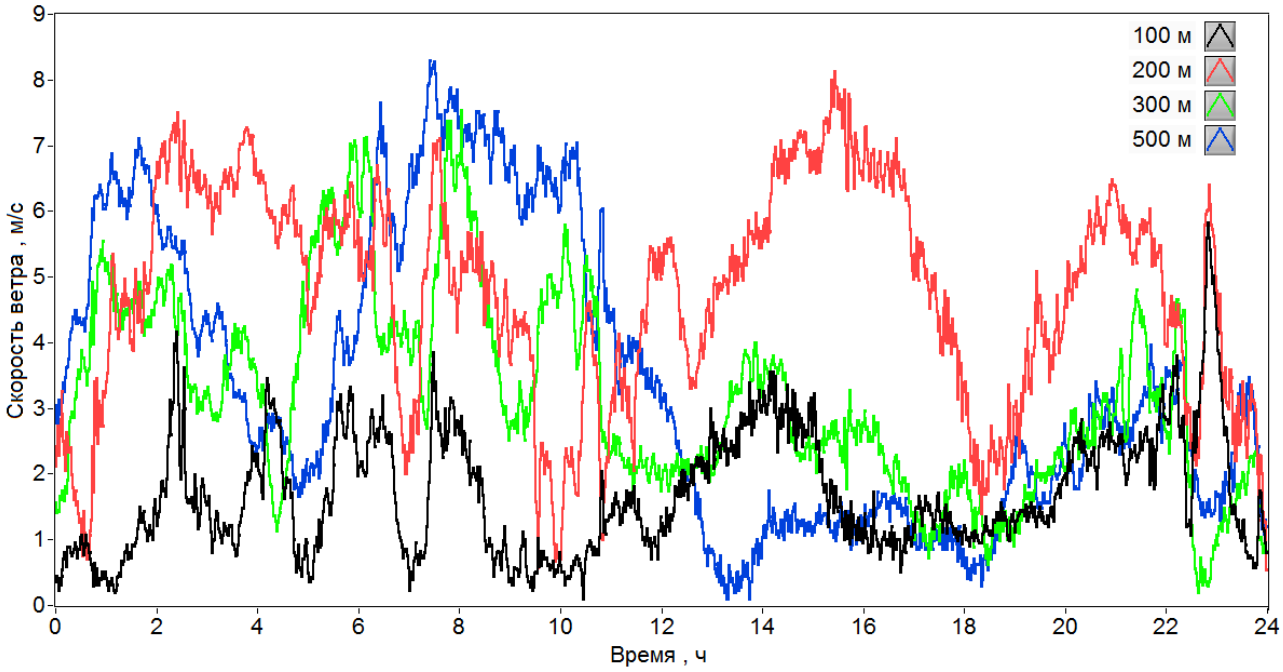


Рис.3. Временные ходы скорости ветра на высотах 100, 200, 300 и 500 м. Данные взяты из рис.1(а)

На рис.1 представлены результаты восстановления высотных профилей скорости, направления и вертикальной составляющей ветра из данных непрерывных измерений лидаром «Stream Line» в течение суток (время указано местное) в ясную погоду. Рисунки 2 и 3 иллюстрируют, соответственно, изменения скорости ветра с высотой в ПСА через каждые 3 часа и временные ходы скорости на различных высотах. Видно, что большую часть времени наблюдается струйное течение с максимумом скорости ветра на высоте ~ 200 м. Из данных рис.3 следует, что на высоте 100 м с примерно 01:30 до 08:30 имели место колебания горизонтальной скорости ветра вокруг 2 м/с с амплитудой около 1 м/с. Период этих колебаний составляет ~ 1,5 ч. Ответ на вопрос о природе и типе такой гравитационной волны требует проведение дальнейшего анализа экспериментальных данных. Согласно всем результатам наших лидарных исследований в прибрежной зоне озера Байкал, большую часть времени измерений (~ 75%), в том числе днем, на высоте около 200 м наблюдалось струйное течение.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 14-17-00386).

1. *Pierson G., Davies F., Collier C.* An analysis of performance of the UFAM Pulsed Doppler lidar for the observing the boundary layer // J. Atmos. and Ocean. Technol. 2009. V. 26. N 2. P. 240-250.
2. *Банах В.А., Смалихо И.Н., Фалиц А.В., Белан Б.Д., Аршинов М.Ю., Антохин П.Н.* Совместные радиозондовые и доплеровские лидарные измерения ветра в пограничном слое атмосферы // Оптика атмосф. и океана. 2014. Т.27. № 10. С. 911-916.
3. *Banakh V.A., Smalikho I.N.* Coherent Doppler wind lidars in a turbulent atmosphere. Boston – London: Artech House, 2013. 248 p.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОГЛОЩЕНИЯ ИК ИЗЛУЧЕНИЯ ДЛЯ ДИАГНОСТИКИ ГАЗОВО-АЭРОЗОЛЬНОЙ СРЕДЫ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

О.К. Войцеховская[1], О.В Егоров[1,2], Д.Е. Каширский[2], О.В. Шефер[3]

[1]Кафедра квантовой электроники и фотоники, Радиофизический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия

[2]Сибирский физико-технический институт им. В.Д. Кузнецова, Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия

[3]Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

vok44@mail.tsu.ru, egorovolegv@mail.ru, kde@mail.tsu.ru, shefer-ol@mail.ru

Ключевые слова: продукты горения, газ, аэрозоль, спектры поглощения

Аннотация. Представлены рассчитанные спектры поглощения смеси газов (H_2O, CO, CO_2, NO, NO_2, и SO_2) и аэрозолей (сажи и Al_2O_3), содержащихся в выхлопах авиационных и ракетных двигателей. На основе модели газово-аэрозольной среды проведено численное исследование спектральной зависимости коэффициента поглощения, при различных соотношениях газовых и аэрозольных составляющих. Установлено влияние микрофизических и оптических свойств компонентов смеси на спектральные особенности поглощения газово-аэрозольной среды.

В настоящее время возросла актуальность фундаментальных исследований в области повышения безопасности транспортных средств, энергетики, военных и гражданских ракет для предотвращения техногенных катастроф. Особое внимание уделяется влиянию продуктов сгорания различных топлив на газовый состав атмосферы Земли, а также изучению пожаров и выбросов вулканов [1, 2]. Многие соединения, содержащиеся в выхлопах, непосредственно участвуют в циклах разрушения озона в атмосфере, а H_2O, H_2SO_4, HNO_3, ионы и сажевые частицы способствуют образованию аэрозолей, влияющих на радиационный баланс Земли. Однако увеличившееся в последние годы число авиакатастроф выдвигает на первое место вопросы предполетной диагностики реактивных двигателей. В данной работе приведены результаты моделирования спектральных характеристик продуктов горения топлив в наиболее пригодных для лазерного зондирования спектральных участках с целью оценки рабочего состояния двигателя.

Оптические методы, включающие в себя активные (измерение ослабления излучения внешнего источника, например лазера) и пассивные (регистрация излучения выхлопа с учетом его прохождения через атмосферу) способы зондирования, относятся к наиболее перспективным неинвазивным методам диагностики выхлопных струй двигателей. Их развитие

требует параллельных исследований спектральных характеристик как молекулярной, так и аэрозольной составляющих сред. Количественный анализ функции пропускания излучения ИК диапазона при его прохождении через неоднородную газово-аэрозольную среду позволяет установить границы значений микрофизических параметров рассеивающих частиц, что определяет целесообразность совместного учета молекулярного поглощения и аэрозольного рассеяния.

Основными газовыми продуктами сгорания топлив являются оксиды: углерода CO_x, водорода HO_x, азота NO_x и сернистых соединений SO_x. В качестве компонентов моделируемых спектральных характеристик выхлопных газов рассмотрены: водяной пар (H_2O), оксиды углерода (CO и CO_2), оксиды азота (NO и NO_2) и диоксид серы (SO_2). Процесс сгорания, как правило, сопровождается эмиссией сажистых аэрозолей, а в случае металлосодержащих топлив добавляется триоксид диалюминия (Al_2O_3).

Молекулярное поглощение рассчитывалось методом line-by-line. Для вычисления спектров пропускания атмосферы (лето средних широт) использовались параметры спектральных линий (ПСЛ) поглощения из базы данных (БД) HITRAN2012 [3]. Моделирование высокотемпературных спектров проводилось с применением БД HITEMP [4] и разработанных нами БД ПСЛ молекул SO_2 и NO_2 [5, 6, 7].

Аэрозольное ослабление рассчитывалось для сферических частиц на основе теории Ми [8]. Оптические свойства частиц характеризует комплексный показатель преломления $\tilde{n} = n + i\chi$, где n определяет преломление, а χ – поглощение частицы. В качестве модели аэрозольной среды рассмотрена совокупность сферических частиц радиусом R (мкм) и концентрацией в единице объема N ($л^{-1}$).

Анализ ряда экспериментальных и теоретических исследований показали, что микрофизические свойства сажи варьируются в широком диапазоне. Из обзора литературных данных выбраны следующие граничные условия: радиус частиц принимает значение от 0,0004 мкм до10 мкм, реальная часть показателя преломления – от 1,5 до 4, мнимая часть показателя преломления (поглощение веществом сажи) – от 0,1 до 1, концентрация частиц сажи – от 10^5 $л^{-1}$ до 10^{10} $л^{-1}$ [9, 10].

На рисунке 1 показаны спектральные значения коэффициента поглощения лазерного излучения (ширина линии 0,01 $см^{-1}$) газами и спектры поглощения десятиметрового слоя приземной атмосферы (сплошная линия на рисунке 1). Рассмотрены три температуры газов в выхлопе двигателя: 400 K, 700 K и 1000 K при размере факела 100 см. Спектральные линии поглощения газов выбраны в микроокнах прозрачности атмосферы и пригодны для

обнаружения лазерными средствами газовых составляющих выхлопа двигателя. Следует заметить, что спектральные линии поглощения водяного пара дают свой вклад практически во всех рассмотренных спектральных диапазонах.

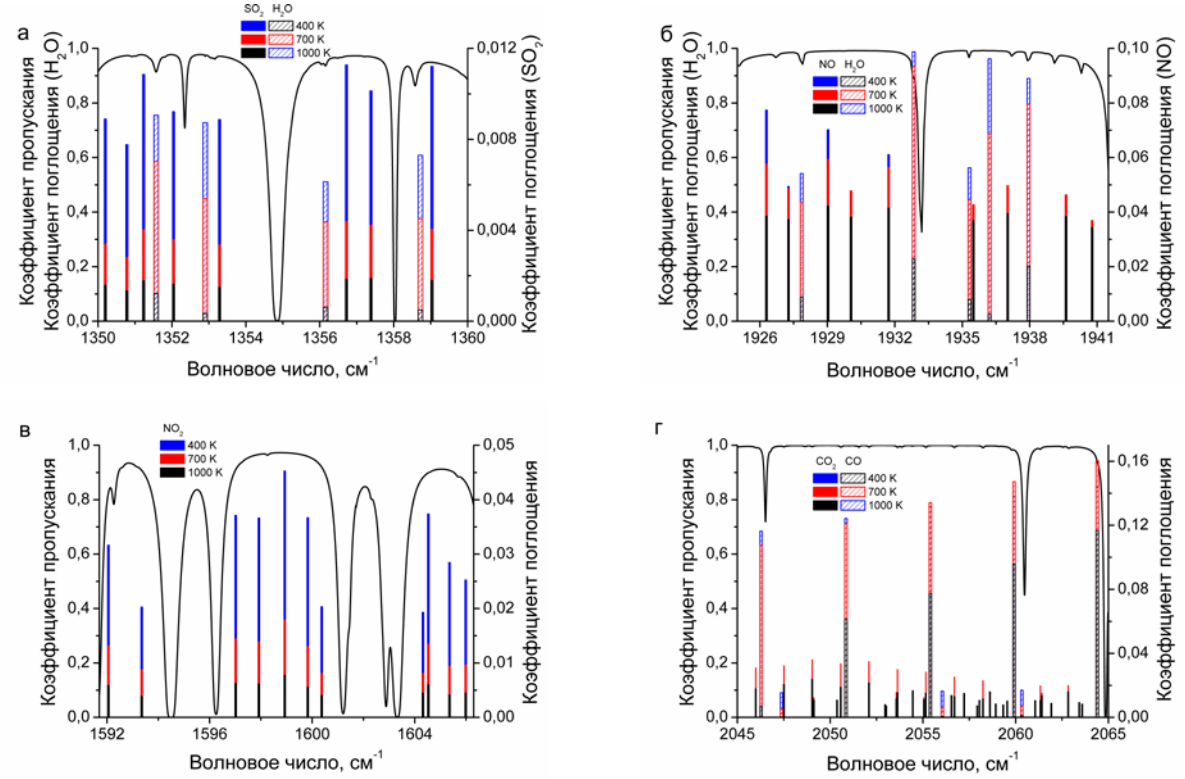


Рисунок 1. Спектральные линии, пригодные для обнаружения газовых составляющих: (*а*) – SO_2 и H_2O, (*б*) – NO и H_2O, (*в*) – NO_2, (*г*) – CO и CO_2.

На рисунке 2 иллюстрируются спектры поглощения сажевых частиц и частиц Al_2O_3, имеющих различные средние размеры.

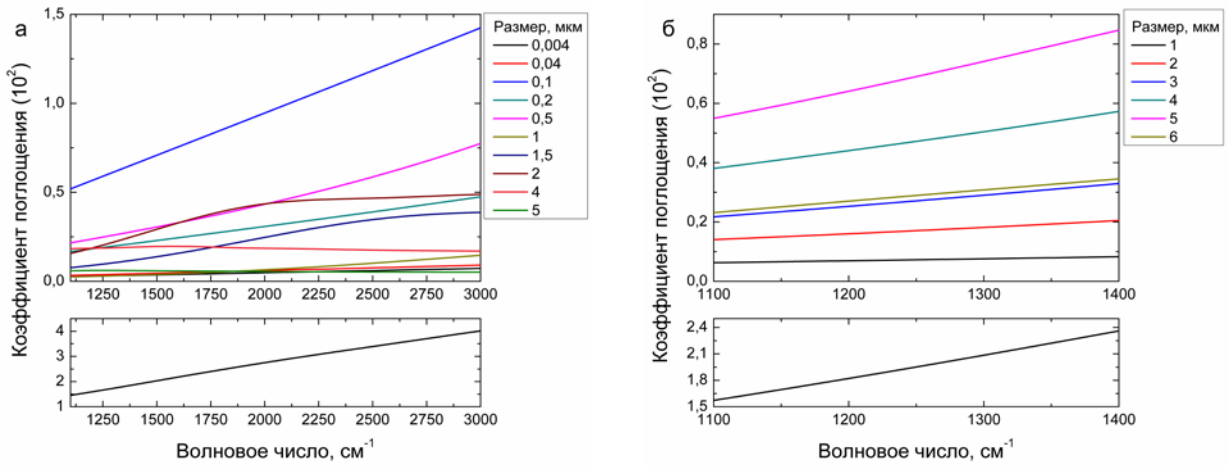


Рисунок. 2. Спектры поглощения частиц сажи (а) и Al_2O_3 (б) различных размеров и их интегральные спектры поглощения.

Максимальное поглощение имеют сажевые частицы с диаметром 100 нм. Рост радиуса частиц Al_2O_3 приводит к увеличению поглощения. Для частиц с радиусом более 5 мкм поглощение уменьшается. По результатам расчетов можно сказать, что определяющими спектральное поведение коэффициента поглощения параметрами являются показатель преломления *n* и радиус частиц *R*.

Проведен численный эксперимент, иллюстрирующий влияние различных факторов (характеристики газовых соединений, микрофизические и оптические свойства аэрозоля и термодинамические свойства среды) на коэффициенты поглощения выхлопов двигателей. Эта информация является необходимой для точного определения термодинамических параметров и состава газово-аэрозольной среды при измерении спектров поглощения лазерного излучения продуктами горения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (рег. № 15-01-03176 а, рег. № 13-07-98027 р_сибирь_а), в рамках задания № 645 (код проекта 4.1349.2014) Минобрнауки РФ.

1. *Mikel D.K., Merrill R., Colby J., and et al.* EPA Handbook: Optical remote sensing for measurement and monitoring of emissions flux. North Carolina: U.S. Environmental Protection Agency, 2011. 222 p.

2. Aviation and the Environment / Ed. J.C. Goodman. New York: Nova Science Publishers, Inc, 2009. 515 p.

3. *Rothman, L.S., Gordon, I.E., Babikov, Y., and et al.* The HITRAN2012 molecular spectroscopic database. // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2013. V. 130. P. 4-50.

4. *Rothman, L.S., Gordon, I.E., Barber, R.J., and et al.* HITEMP, the high-temperature molecular spectroscopic database. // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2010. V. 111. Is. 15. P. 2139-2150.

5. *Voitsekhovskaya O.K., Egorov O.V.* The absorption of sulfur dioxide in the terahertz range at temperatures of 300-1200 K // Moscow University Physics Bulletin. 2013. V. 68. Is. 2. P. 132-138.

6. *Voitsekhovskaya O.K., Kashirskii D.E., Egorov O.V.* Spectroscopic support of laser remote sensing of the sulfur dioxide gas in the jet of the engine exhaust gases // Russian Physics Journal. 2013. V. 56. Is. 4. P. 473-482.

7. *Voitsekhovskaya O.K., Voitsekhovskii A.V., Egorov O.V., Kashirskii D.E.* Optical-physical methods of remote diagnostics of high-temperature gas media // Proc. of SPIE. 2014. V. 9292. 929211.

8. *Борен К., Хафмен Д.* Поглощение и рассеяние света малыми частицами. М.: Мир, 1986. 660 с.

9. *Завелевич Ф.С., Ушаков Н.Н.* Взаимодействие выхлопных струй ракетных двигателей на различных топливах с атмосферой применительно к оценке экологической безопасности запусков ракет и ракет-носителей // Вестник Самарского гос. аэрокосм. ун-та. 2012. Т. 34. № 3. С. 226-234.

10. *Kischkat J., Peters S., Gruska B., and et al.* Mid-infrared optical properties of thin films of aluminum oxide, titanium dioxide, silicon dioxide, aluminum nitride, and silicon nitride // Appl. Opt. 2012. V. 51. P. 6789-6798.

ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНОВ НА АНОМАЛИИ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИНЫ НА ЗВЕНИГОРОДСКОЙ НАУЧНОЙ СТАНЦИИ

Шукуров К.А.

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

karim.shukurov@ifaran.ru

Аннотация. По данным измерений в 2006-2013 гг. аэрозольной оптической толщины на длине волны 500 нм (AOT500) на станции Zvenigorod сети Aeronet, расположенной на Звенигородской научной станции (ЗНС) ИФА РАН и расчетам с помощью модели NOAA HYSPLIT4 обратных траекторий движения элементарных воздушных частиц, методом потенциальных источников PSCF выявлены регионы, оказывающие наибольшее влияние на формирование высоких значений AOT500 на ЗНС. Показано, что потенциальные источники, наиболее тесно связанные с повышенными AOT500 на ЗНС, расположены в Поволжье, на юго-востоке Украины, в Западном Казахстане, в Приаралье и на юге Европы.

Ключевые слова: аэрозоль, потенциальные источники, дальний перенос.

В последнее время актуальна задача определения источников атмосферных примесей, в том числе аэрозоля [1-3]. В настоящей работе по данным об аэрозольной оптической толщине на длине волны 500 нм (AOT500) станции Aeronet Zvenigorod [4,5], расположенной на Звенигородской научной станции (ЗНС) ИФА РАН определяются регионы, влияющие на формирование высоких AOT500 на ЗНС.

Данные и методы анализа

В настоящей работе используются данные измерений (Level 2.0) в 2006 – 2013 гг. AOT500 грубо- (ГД) и тонкодисперсной (ТД) фракций аэрозоля (см рис. 1). Ряды AOT500 обеих фракций получены раздельным почасовым усреднением внутричасовых данных измерений. С помощью траекторной модели NOAA HYSPLIT4 [6,7], использующей данные реанализа метеорологических полей NCEP/NCAR [8], для каждого усредненного AOT500 рассчитывались четыре трехмерные 5-ти суточные обратные траектории (ОТ) движения элементарных воздушных частиц, оканчивающихся над ЗНС на высотах H_0 = 100 м, 500 м, 2500 м и 12500 м, характеризующих различные уровни слоя воздуха, содержащего основную массу тропосферного аэрозоля. Всего рассчитано по 5616 ОТ для каждой из указанных высот.

Для выявления регионов, связанных с высокими уровнями AOT500 на ЗНС, использовался метод PSCF (potential source contribution function) [9], который заключается в нахождении ячеек пространства [ij], для которых велика условная вероятность P_{ij} пребывания в них ОТ воздушных частиц, приходивших в точку наблюдений (ТН), когда в ТН наблюдалось

повышенное содержании атмосферной примеси. Т.е. выявляются максимумы $P_{ij} = A_{ij}/B_{ij}$ [9], где A_{ij} – суммарное время пребывания в ячейке [ij] всех ОТ, при приходе которых в ТН наблюдалось повышенное содержание примеси (выше заданного уровня N_0), B_{ij} – суммарное время пребывания всех ОТ попавших в ячейку [ij]. Чем выше P_{ij}, тем сильнее **влияние** ячейки [ij] на формирование в ТН высоких ($> N_0$) уровней примеси. Величина P_{ij} не всегда связана с мощностью источников в ячейке [ij]: ячейка с маломощными источниками [mn] может влиять на содержание примеси в ТН сильнее, чем ячейка с более мощными источниками[lk], если воздух переносится к ТН чаще от [mn], чем от [lk].

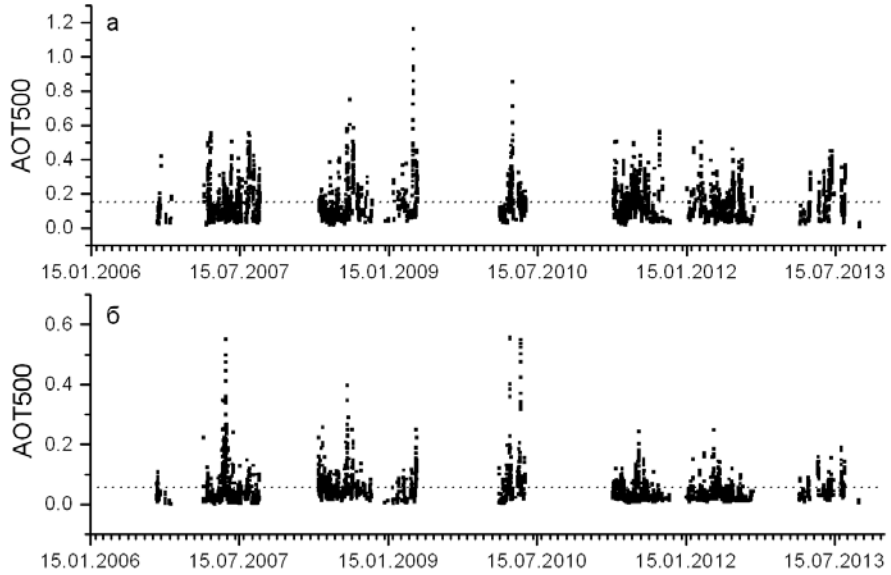


Рис.1. Аэрозольная оптическая толщина на длине волны 500 нм (AOT500) по данным измерений на станции Zvenigorod сети Aeronet в 2006-2013 гг.: а) тонкодисперсная фракция, б) грубодисперсная фракция. Пунктирная линия – 75-ый процентиль распределения lg(AOT500) соответствующей фракции аэрозоля.

Так как первичные источники примесей располагаются, как правило, в приземном слое воздуха, и вся ОТ лежит, как правило, в нешироком диапазоне высот вблизи ее H_0, то высокие значения P_{ij} полученные для уровней 100 м и 500 м могут указывать скорее на сами первичные источники примеси. Высокие P_{ij} для больших высот (2500 м и 12500 м) могут свидетельствовать скорее о вторичных источниках, расположенных на значительных удалениях от тех мест, где примесь образовалась (или поступила в воздух), так как требуется значительное время для подъема примеси на большие высоты, а горизонтальные скорости ветра на больших высотах велики. В данной работе P_{ij} рассчитывались в пространстве 30N – 80N, 40W – 80E с разрешением 1^o по широте и долготе, и визуализировались (см. рис. 2) с помощью ГИС-ПО MeteoInfo [10]. Для обеих фракций аэрозоля в качестве уровня N_0 был выбран 75-ый процентиль распределения lg(AOT500) соответствующей фракции (см. рис.1).

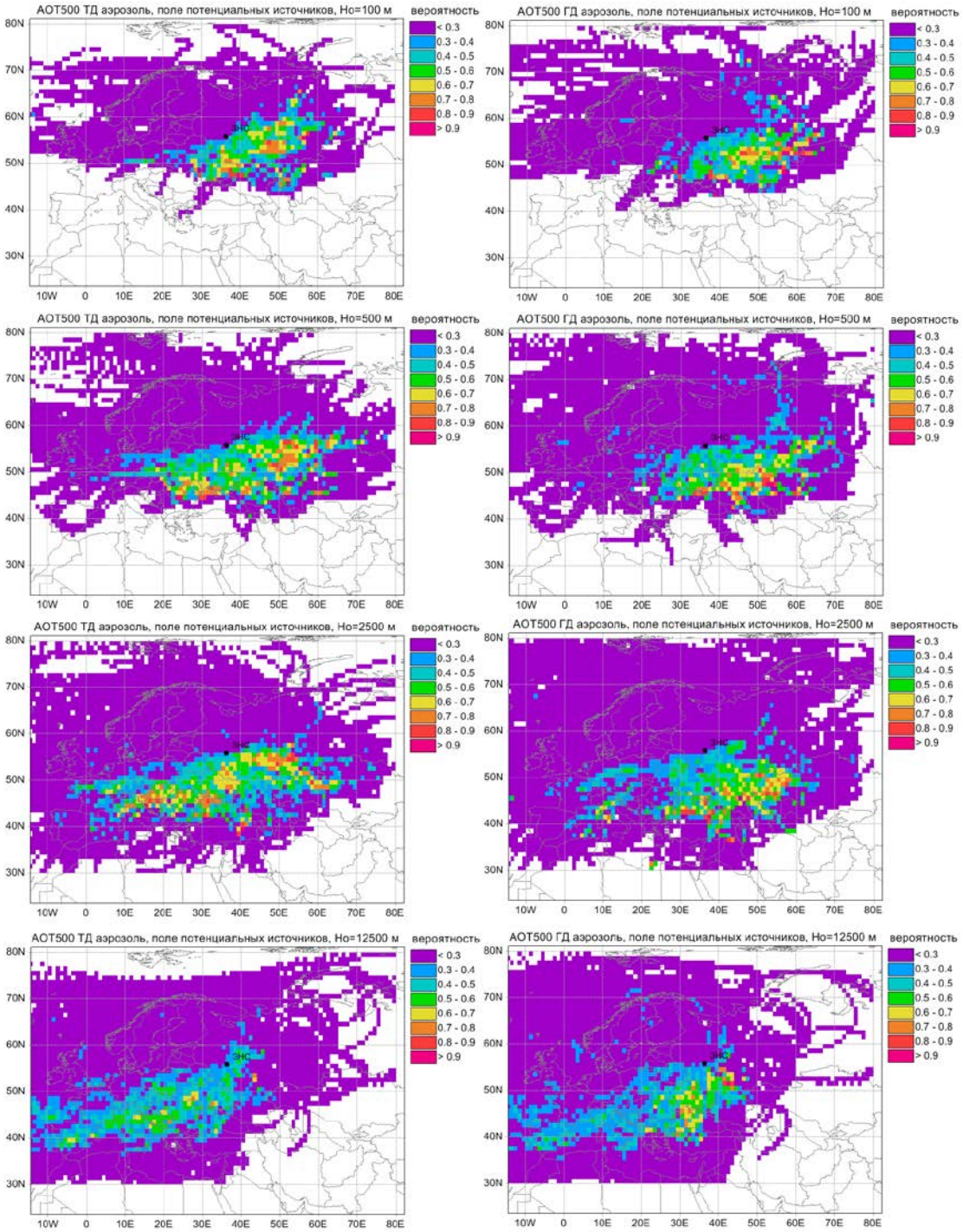


Рис.2. Поля потенциальных источников тонкодисперсного (левая колонка) и грубодисперсного (правая колонка) аэрозолей, влияющих на АОТ500 на ЗНС. Поля построены по массивам ОТ, оканчивающихся на высотах H_0 = 100 м, 500 м, 2500 м и 12500 м.

Результаты

Согласно рис. 2 регионы, лежащие между направлениями на запад и северо-восток от ЗНС, практически не влияют на формирование повышенных значений АОТ500 ТД и ГД фракций

аэрозоля на ЗНС. Наиболее сильно влияют области находящиеся на различных высотах на юго-востоке, юге и юго-западе. На высотах 100 м, 500 м и 2500 м выделяются Поволжье, юго-восток Украины, Западный Казахстан, Приаралье и некоторые области юга Европы.

На большой высоте (12500 м) выраженные потенциальные источники ТД фракции отсутствуют, в то время как для ГД фракции высокое влияние области над западной частью Черного моря и над северной частью Волгоградской области. Эти потенциальные источники, скорее всего, являются вторичными и могут быть связаны с дальним переносом со стороны Турции, юга России и Западного Казахстана.

Список литературы

1. *Kabashnikov V., Milinevsky G., Chaikovsky A, Miatselskaya N., Danylevsky V., Aculinin A., Kalinskaya D., Korchemkina E., Bovchaliuk A., Pietrucsuk A., Sobolevsky P., Bovchaliuk V.* Localization of aerosol sources in East-European region by back-trajectory statistics // International Journal of Remote Sensing. 2014. V. 35. № 19. P.6933-7006.[Электронный ресурс]. URL: http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01431161.2014.960621 (дата обращения 30.03.2015).
2. *Riuttanen L. Hulkkonen M., Dal Maso M. Junninen H., Kulmala M.* Trajectory analysis of atmospheric transport of fine particles, SO_2, NO_x and O_3 to the SMEAR II station in Finland in 1996–2008 // Atmos. Chem. Phys. 2013. V. 13. P. 2153–2164.
3. *Li M., Huang X., Zhu L., Li J., Song Y., Cai X., Xieet S.* Analysis of the transport pathways and potential sources of PM10in Shanghai based on three methods // Science of the Total Environment. 2012. V. 414. P. 525–534.
4. *Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanré D., Buis J.P., Setzer A., Vemote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A.* AERONET – a federated instrument network and data archive for aerosol characterization // Remote Sens. Environ. 1998. V. 66. P. 1–16.
5. *Chubarova N., Nezval'Ye., Sviridenkov I., Smirnov A., Slutsker I.* Smoke aerosol and its radiative effects during extreme fire event over Central Russia in summer 2010 // Atmos. Meas. Tech. 2012. V. 5. P. 557–568.
6. *Draxler R.R., Hess G.D.* An overview of the HYSPLIT_4 modeling system of trajectories, dispersion, and deposition // Aust. Meteor. Mag. 1998. V. 47. P. 295-308.
7. *Draxler R.R., Rolph G.D.* HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php) [Электронный ресурс]. URL: *http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php.* (дата обращения 30.03.2015).
8. *Kistler R., Kalnay E., Collins W., Saha S., White G., Woolen J., Chellian M., Ebisuzaki W., Kana-mitsu M., Kousky V., Van Den Dool H., Jenne R., Fiiorino M.* The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2001. V. 82. P. 247-267.
9. *Ashbaugh, L.L., Malm, W.C., Sadeh W.Z.* A residence time probability analysis of sulphur concentrations at Grand Canyon national park // Atmospheric Environment. 1985. V. 19. № 8. P. 1263-1270.
10. *Wang, Y. Q.* MeteoInfo: GIS software for meteorological data visualization and analysis // Meteorological Applications. 2014. V. 21. P. 360-368.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТЕЙ ИЗМЕРЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ С КОСМИЧЕСКОЙ ПЛАТФОРМЫ IPDA-ЛИДАРОМ С ГЕТЕРОДИННЫМ ПРИЕМНИКОМ

Суханов А.Я.*

**Институт оптики атмосферы СО РАН, Россия, Томск*

say@iao.ru

Аннотация. Оценивается случайная погрешность измерений концентрации парниковых газов при гетеродинном приеме отраженного сигнала IPDA-лидара базирующегося на космической платформе (высота орбиты 450 км). Приводятся параметры лидарной системы, при которых случайная погрешность восстановления приповерхностной относительной концентрации CO_2 достигает 0.2%. Гетеродин прием позволяет существенно снизить мощность излучателя и площадь приемного устройства по сравнению с прямым детектированием.

В работах [1-3] были проведены оценки возможности зондирования малых газовых составляющих CO_2 и CH_4 с борта космической платформы на основе метода IPDA. Определено что влияние многократного рассеяния присутствует только при наличии плотных облачных образований и больших углах приема, при этом увеличивается уровень мощности сигнала на каждой из длин волн, но влияние многократного рассеяния нивелируется при дифференциальной схеме зондирования [1-2]. В качестве метода приема рассматривалось прямое детектирование, в работе [3] рассмотрены также возможности зондирования с применением гетеродинного приема. Кроме того, в [3] отмечается (на то время) недостижимость точности восстановления концентрации углекислого газа 0.2% при заданных параметрах в районе длин волн работы излучателя 1.57 мкм. Наши исследования также направлены на оценки возможностей зондирования концентрации парниковых газов с борта космической платформы лидарными методами (с использованием принципов гетеродинного приема) и создание для этого соответствующего программного обеспечения. Принципы гетеродинирования оптического излучения и гетеродинного лидарного зондирования можно найти в [4-7]. Рассматриваются схемы приема на основе внутрирезонаторного лазерного приема[5], или с использованием фотодиода [7-8].

Принцип гетеродинного приема можно описать следующим образом: на фотодиод, являющимся квадратичным прибором, падает излучение локального осциллятора (LO) и отраженного лидарного сигнала со случайной фазой φ.

$$E_{LO}(t) = E_{LO}\exp(-iw_{LO}t)$$
$$E(t) = E\exp(-i(wt+\varphi)) \qquad (1)$$

Измеряемый на нем фототок i, определяемый интенсивностью падающего на него излучения для монохроматической линейно поляризованной волны будет определяться следующим образом:

$$i(t) = \frac{1}{2} KS \sqrt{\frac{\varepsilon\varepsilon_0}{\mu\mu_0}} \left\langle \left|E_{LO}(t)\right|^2 + \left(E_{LO}(t)E^*(t) + E^*_{LO}(t)E(t)\right) + \left|E(t)\right|^2 \right\rangle, \quad (2)$$

где K - чувствительность фотодиода в А/Вт. Преобразуя данное выражение и выражая через мощность падающий сигнал, получим выходной фототок, где присутствует постоянная часть суммы мощности излучения осциллятора и сигнала и составляющая на разностной частоте:

$$i(t) = K\left(2\sqrt{PP_{LO}}\cos\left((w - w_{LO})t + \varphi\right) + P + P_{LO}\right) \quad (3)$$

Таким образом, возможно усиление лидарного сигнала за счет повышения мощности локального осциллятора, кроме того, появляется возможность за счет перенесения сигнала в низкочастотный диапазон радиоизлучения применить методы спектрального анализа с высоким разрешением. Естественно при этом необходимо соблюдать одинаковую поляризацию и параллельность падающих волн на фотодиод.

К действующим и влияющим на точность измерений фотодиодом шумам относится тепловой шум (или Найквиста), дробовый шум (или Шоттки), фотонный шум. Их можно учесть в следующем выражении:

$$\left\langle \Delta I_N^2 \right\rangle = B\left(2eM^2FK\left(P + P_{LO} + P_b\right) + i_D^2 + i_0^2 + \frac{4k_bT}{R_F} + \left(\frac{u_0}{R_F}\right)^2\right) + \frac{B^3}{3}\left(u_0 2\pi C_d\right)^2 \quad (4)$$

где B - электрическая полоса пропускания, e - элементарный заряд электрона, F - фактор избыточного шума обусловленный внутренними свойствами усилителя, i_D^2 - плотность темнового тока, R_F - сопротивление с обратной связью, i_0^2 - плотность шума входного тока, T - абсолютное значение температуры, u_0^2 - плотность шума входного напряжения, C_d - эквивалентная емкость детектора, включая емкость усилителя и проводки, P_b - фоновый сигнал обусловленный рассеянным и отраженным солнечным излучением или термическим излучением в спектральном диапазоне приема, полностью не устраненными фильтрами, F - фактор избыточного шума, M - коэффициент усиления приемника.

Средняя мощность полезного сигнала на нагрузке фотодетектора в соответствии с (3) будет равна:

$$\left\langle I_s(t)^2 \right\rangle R_f = 2K^2 PP_{LO}R_f \quad (5)$$

Таким образом, отношение сигнал шум можно представить как:

$$SNR = \frac{\left\langle I_s(t)^2 \right\rangle}{\left\langle \Delta I_N^2 \right\rangle} \qquad (6)$$

В настоящее время в инфракрасном диапазоне создаются фотодетекторы на основе гетероэпитаксиальных структур InGaAs/InAlAs/GaSb/GaInAsSb/GaAlAsSb, имеющие низкий уровень темновых токов, высокий уровень чувствительности и обнаружительной способности [9-12]. В работе [9] выделяется два основных вида фотоприемников, с низкими шумами по напряжению менее чем $1\,нВ/\sqrt{Гц}$, но значительными токовыми шумами (единицы $nA/\sqrt{Гц}$), или с самыми низкими токовыми шумами (единицы $фA/\sqrt{Гц}$), но значительными значениями шумов по напряжению (единицы $нВ/\sqrt{Гц}$). Для случая гетеродинирования не имеет смысла рассматривать лавинные фотодиоды с усилением, имеет смысл рассматривать PIN диоды потому можно положить $M = F = 1$.

При расчете формулы (6) максимальное отношение сигнал шум достигается при определенном уровне мощности лазера гетеродина и далее остается постоянной, чем меньше уровень темновых токов, ниже шумы по напряжению и выше динамическое сопротивление фотодиода, тем меньше необходимая мощность излучателя гетеродина. При уровнях сопротивления 1-5 MΩ выгоднее рассматривать фотодиоды второго типа с самыми низкими темновыми шумами. При этом для системы с параметрами из таблицы 1, уровень SNR 1-1.5 достигается при уровнях мощности локального осциллятора 10^{-5}-10^{-4} Вт, и мощности приходящего сигнала $5\cdot10^{-12}$ Вт, с ростом приходящей мощности SNR растет пропорционально. В данном случае в зависимости от эффективного времени приема в пределах 75 – 200 нс, уровень энергии длины волны ON должен быть 0.1-0.3 мДж, для повышения отношения сигнал шум необходимо увеличивать энергию импульса или организовать режим накопления. Для высоты спутника 400 км – 450 км, с учетом основного вклада в рассеянный и отраженный сигнал на низких высотах, можно считать что сигнал рассеяния на высотах 20 – 30 км и выше мал, особенно на длинах волн 2 мкм, тогда частоту импульсов можно принять равной 5-7.5 кГц.

Таблица 1 – Параметры лидарной системы космического базирования

Q, квантовая эффективность	0.8
B, электрическая полоса пропускания, MHz	3
$R = Qe/h\nu$, чувствительность детектора	1.012
τ_L, длина импульса, нс	70
Энергия в импульсе, Дж	1
Расходимость лазерного пучка, мрад	0.1

Поле зрения приемника, мрад	10, 1, 0.1
i_D, плотность темнового тока	160 fA/Hz$^{0.5}$
i_0, плотность шума входного тока	4 fA/Hz$^{0.5}$
u_0, плотность шума входного напряжения	3 nV/Hz$^{0.5}$
T, температура	290 K
R_F, сопротивления с обратной связью	1MΩ
C_{det}, эквивалентная емкость детектора	4 pF
Высота орбиты, км	450
Радиус приемного зеркала, м	0.5
Скорость спутника, км/с	7.64
Отражательная способность	0.0314

Погрешность дифференциальной оптической толщи можно рассчитать по формуле:

$\left\langle \Delta\delta_{gas} \right\rangle = \sqrt{\frac{1}{N}\left(\frac{1}{SNR(\lambda_{on})} + \frac{1}{SNR(\lambda_{off})} \right)}$, где N - число импульсов накопления.

Относительная концентрация газа будет равна:

$p_g(h) = \frac{p_g^m(h)\Delta\tau_g^*}{p(h)\int_0^H p_g^m(h)\Delta K(T(h), p(h))dh}$, где $p_g^m(h)$ - парциальное давление модельного вектора концентрации, $\Delta K(T(h), p(h))$ - дифференциальный коэффициент поглощения, $p(h)$ - давление на высоте h.

Случайная погрешность, обусловленная дифференциальной оптической толщей будет равна:

$$\Delta p_g = \frac{p_m^g(h)}{p(h)\int_0^H p_g^m(h)\Delta K(T(h), p(h))dh}\left\langle \Delta\delta_{gas} \right\rangle$$

Фоновый сигнал в районе 1.5-1.6 мкм взят на основе данных работы [3] при зенитном угле солнца 75º, при этом энергетическая яркость отраженного и испускаемого единицей поверхности излучения изменяется в пределах 1-5 мВт/м^2·нм·ср, для диапазона 2-2.3 мкм взято значение 0.5 мВт/м^2·нм·ср.

Относительная случайная погрешность восстановления концентрации CO_2 на длинах волн ON=1572.025 нм и OFF=1572.2 нм достигает 0.2% при уровне энергий сигналов 0.3 мДж, частоте импульсов 7500 Гц, и полосе пропускания приемника 10 МГц. При понижении энергии сигнала и повышении полосы пропускания приемника случайная ошибка растет пропорционально их значениям.

Литература

1. Matvienko G. G.; Sukhanov A. Ya. Software system for simulation IPDA lidar sensing from space platform // SPIE Proceedings. 2014. V. 9292.

2. Бабченко С.В., Матвиенко Г.Г., Суханов А.Я. Оценки возможностей зондирования парниковых газов CH4 и CO2 над подстилающей поверхностью IPDA лидаром космического базирования. // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 01. С. 37-45.

3. Ehret G., Kiemle C., Wirth M., Amediek A. Space-borne remote sensing of CO2, CH4, and N2O by integrated path differential absorption lidar: A sensitivity analysis // Appl. Phys. 2008. V. 90. P. 593–608.

4. Лазерный контроль атмосферы. Под ред. Э. Д. Хинкли. Издательство «Мир», 1979.

5. Годлевский А. П., Гордов Е. П., Понуровский Я. Я., Фазлиев А. З., Шарин Л. П. Гетеродинный ЛП-Лидар // Квант. электрон. 1986. Т. 13. № 4. С. 863–865.

6. Васильев Ю. С., Громов Ю. Н., Кауфман С. А., Курбатов Л. Н., Привезенцев Н. М., Хайкин Н. Ш., Шамова Г. Т., Юрист Б. В. Гетеродинный прием оптических сигналов на волне 10,6 мкм // Квант. электрон. 1973. Т.16. № 4. С. 86–91.

7. Боровицкий С.И., Горелик Г.С. Гетеродинирование света // Успехи физических наук. 1958. Т. LIX. №. 3. 1956. С. 543-552.

8. Климчук А.Ю., Надеждинский А.И., Понуровский Я.Я., Шаповалов Ю.П., Родин А.В. О возможности создания гетеродинного спектрометра высокого разрешения для ближнего ИК диапазона на основе перестраиваемого диодного лазера // Квантовая электроника. 2012. Т. 42. № 3. С. 244-249.

9. Гаврилов Г.А., Матвеев Б.А., Сотникова Г.Ю. Предельная чувствительность фотоприемного устройства на основе фотодиодов A3 B5 среднего ИК-диапазона спектра // Письма в ЖТФ. 2011. Т. 37. №. 18. С. 50-57.

10. Андреев И.А., Серебренникова О.Ю., Соколовский Г.С., Дюделев В.В., Ильинская Н.Д., Коновалов Г.Г., Куницына Е.В., Яковлев Ю.П. Быстродействующие фотодиоды для средней инфракрасной области спектра 1.2−2.4 мкм на основе гетероструктур GaSb/GaInAsSb/GaAlAsSb с полосой пропускания 2−5 Гц // Физика и техника полупроводников. 2013. Т. 47. №. 8. С. 1109-1115.

11. Андреев И.А., Серебренникова О.Ю., Соколовский Г.С., Дюделев В.В., Ильинская Н.Д., Коновалов Г.Г., Куницына Е.В., Яковлев Ю.П. Быстродействующие p−i−n-фотодиоды для спектрального диапазона 0.9−2.4 μm // Письма в ЖТФ. 2010. Т. 36. №. 9. С. 43-49.

12. Яковлева Н. И., Болтарь К. О., Седнев М. В. Исследование фотодиодных лавинных элементов матричных фотоприемных устройств на основе гетероэпитаксиальных структур InGaAs // Успехи прикладной физики, 2014, Т. 2. № 4. С. 374-382.

АВТОМАТИЗИРОВАННЫЙ ЭКСПЕДИЦИОННЫЙ ПРОТОЧНЫЙ ФЛУОРИМЕТР

В.А. Крикун[1], П.А. Салюк[1,2],

1. Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН

2. Дальневосточный федеральный университет,

kv99@mail.ru, pavel.salyuk@gmail.com

Ключевые слова: флуоресценция фитопланктона, флуориметр, мониторинг водных ресурсов.

Аннотация: В статье описано устройство и принцип работы автоматизированного проточного двухканального флуориметра для исследования флуоресценции растворенных органических веществ и флуоресценции клеток фитопланктона при открытых и закрытых реакционных центрах в морских акваториях с олиготрофным и эвтрофным типом вод.

ВВЕДЕНИЕ

Своевременное проведение мониторинга водных ресурсов, оценка их качества и уровня загрязнения, является необходимым условием для принятия научно обоснованных решений об эффективности природоохранных мер [1-3]. В настоящее время, среди множества методов исследований, приоритетными являются оптические методы, которые позволяют получать исчерпывающую информацию о состоянии водной экосистемы в полевых условиях IN-SITU. При проведении таких исследований, можно получить детальную информацию об экологическом состоянии водной акватории, регистрируя биооптические параметры воды. Биооптические параметрамы воды – это гидрооптические параметры второго рода, изменяющиеся в результате жизнедеятельности биологических организмов. К наиболее важным биооптическим параметрам относят: флуоресценцию хлорофилла “А” фитопланктона, флуоресценцию растворенных органических веществ (РОВ), переменную флуоресценцию фитопланктона при закрытых и открытых реакционных центрах.

Большинство современных флуориметров регистрируют спектры флуоресценции в достаточно широком спектральном диапазоне (как правило, от 300 нм до 800нм) с разрешением не менее 1 нм. Для обеспечения гиперканальности, в такие флуориметры устанавливаются сложные и дорогостоящие спектральные приборы. В частности, флуориметр, описанный в [4] содержит в своем составе сканирующий монохроматор, положение дифракционной решетки в котором может изменяться, под действием вибрации и морской качки. Для получения корректных результатов, механическая часть такого флуориметра требует проведения регулярной калибровки. В флуориметре описанном в [5], используется связка полихроматор – электронно-оптический преобразователь (ЭОП) – ПЗС камера, что исключает необходимость проведения калибровок и увеличивает скорость регистрации

спектра. Однако в [5] используется ЭОП поколения 2+, собственные шумы которого складываются с шумами регистрирующей ПЗС матрицы. Кроме того, при сравнимых параметрах фотокатодов, коэффициент преобразования ЭОП поколения 2+ составляет $3.5*10^4$, в то время как коэффициент усиления умножительной системы ФЭУ достигает 10^8. Следовательно, использование такого флуориметра [5] в олиготрофных водах не эффективно. Кроме того, описанные устройства регистрируют только параметры, описывающие количественное содержание фитопланктона в исследуемой воде, но не регистрируют переменную флуоресценцию – разницу между интенсивностями флуоресценции хлорофилла при открытых и закрытых реакционных центрах (РЦ) клеток фитопланктона. Переменная флуоресценция описывает физиологическое состояние клеток фитопланктона [6-9] и является важным параметром, описывающим экологическое состояние водной экосистемы.

Отдельно следует отметить флуориметр, описанный в [10]. Данный флуориметр отвечает всем требованиям, предъявляемым к современному экспедиционному высокочувствительному флуориметру, однако не лишен и отдельных недостатков. Так, использование цветных оптических стекол в приемных каналах флуориметра отрицательно сказывается на спектральной избирательности прибора, ввиду того, что цветные оптические стекла имеют сложные по форме спектральные характеристики пропускания-поглощения с малой крутизной спада и возрастания. Кроме того, прибор не позволяет регистрировать переменную флуоресценцию.

Предлагаемый нами экспедиционный флуориметр предназначен для исследования состояния фитопланктонных сообществ в морях, океанах и пресных водоемах, кроме этого, флуориметр позволяет изучать процессы воспроизводства растворенных органических веществ клетками фитопланктона, определять растворенные органические вещества терригенного и антропогенного происхождений, анализировать степень их деградации.

УСТРОЙСТВО И ПРИНЦИП РАБОТЫ ПРИБОРА

В приборе реализовано попеременное двухчастотное возбуждение флуоресценции воды с помощью полупроводниковых лазеров с длинами волн 405нм и 532нм, что значительно повышает чувствительность прибора при определении концентрации РОВ. Излучение каждого лазера может быть промодулировано импульсами с заданной длительностью и частотой повторения, что позволяет осуществить регистрацию флуоресценции фитопланктона при закрытых и открытых реакционных центрах. Использование двух каналов регистрации излучения флуоресценции и отсутствие сложных спектральных приборов, удешевляет

стоимость флуориметра и повышает надежность при проведении экспедиционных исследований. Применение высокочувствительных ФЭУ HAMAMATSU R5929 совместно с узкополосными интерференционными фильтрами, позволяет регистрировать слабую флуоресценцию в олиготрофных водах. Использование высокоскоростного АЦП с частотой дискретизации не менее 5МГц на канал позволяет получать детальную информацию о быстро протекающих процессах возникающих под действием модулированного излучения. Флуориметр работает следующим образом. Излучение попеременно генерируется двумя полупроводниковыми лазерами (1,2), управляемыми программируемым генератором сигналов произвольной формы (3) и поступает в проточную оптическую кювету (4), через которую при помощи насоса (5) прокачивается забортная жидкость. Индуцированный в кювете сигнал флуоресценции, при помощи коллиматоров (6,7) пропускается через интерференционные фильтры (8,9) с полосами пропускания 680±10нм и 560нм±10нм. Выделенный интерференционными фильтрами оптический сигнал, преобразуется фотоэлектронными умножителями (10,11), регистрируется при помощи высокоскоростного АЦП Lcard E20-10 (12) и подается на персональный компьютер для дальнейшей обработки.

Проточная оптическая кювета снабжена датчиками измеряющими соленость и температуру (13) морской воды, а также фотодиодом контролирующим интенсивность поступающего лазерного излучения (14).

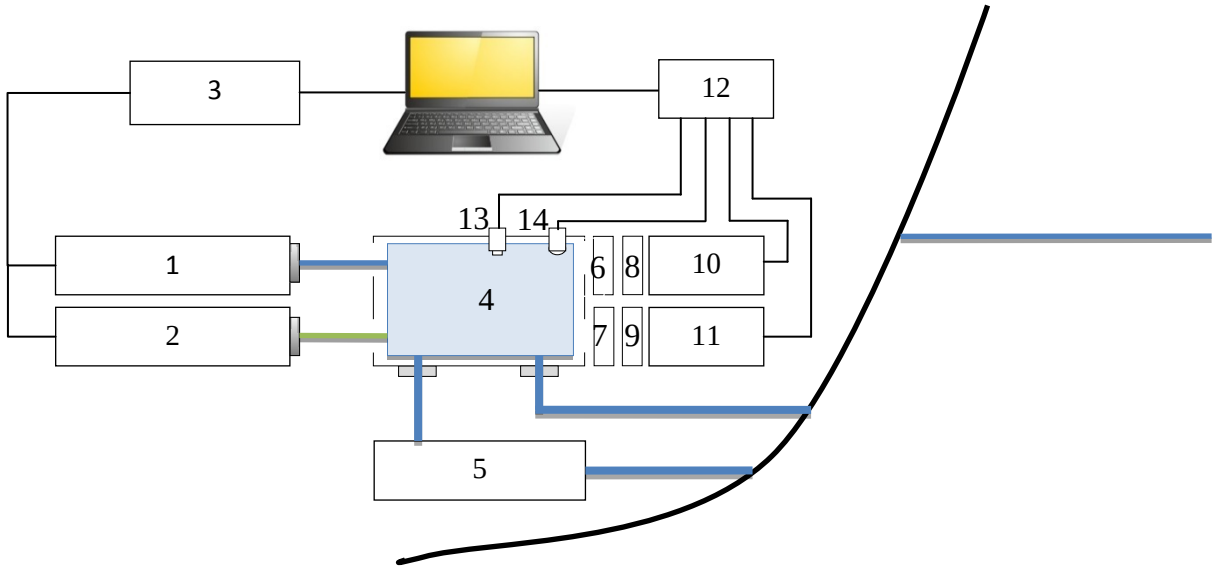


Рис.1 Принципиальная схема флуориметра: 1, 2 – полупроводниковые лазеры, 3 – программируемый генератор сигналов произвольной формы, 4 – проточная оптическая кювета, 5 – насос, 6, 7 – коллиматоры, 8, 9 – интерференционные фильтры, 10, 11 – фотоэлектронные умножители, 12 – АЦП, 13 –датчик температуры и солености, 14 – фотодиод.

Работы выполнены при финансовой поддержке научного фонда Дальневосточного федерального университета № 14-08-01-12_i

ЦИТИРУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Алёшин И.В. и др. Проблемы защиты Мирового океана от антропогенного загрязнения // Мониторинг и безопасность жизнедеятельности. 1995. №3.- С. 8-10.

2. Авакян А.Б. Качество воды как глобальная проблема// Изв. АН СССР, Сер. Географ.- 1992.- №3,- С. 33-39 .

3. Израэль Ю.А. и Цыбань А.В. Антропогенная экология океана. Л.: Изд. Гидрометеоиздат.- 1989,- 500 с.

4. Майор А.Ю, Букин О.А.,.Павлов А.Н, Киселев В.Д. Судовой лазерный флуориметр для исследования спектров флуоресценции морской воды // Приборы и техника эксперимента, 2001, №4, с.151-154.

5. Майор А.Ю., Букин О.А., Крикун В.А., Бауло Е.Н., Ластовская И.А. Компактный судовой проточный флуориметр // Оптика атмосферы и Океана. Т.20. №3.2007.С.283-285.

6. Маторин Д.Н., Венедиктов П.С. Люминесценция хлорофилла в культурах микроводорослей и природных популяциях фитопланктона // Итоги науки и техники. Биофизика. М.: ВИНИТИ, 1990. Т. 40.

7. Веселовский В.А., Веселова Т.В. Люминесценция растений. М.: Наука, 1990.

8. Рубин А.Б. Первичные процессы фотосинтеза // Соросовский Образовательный Журнал. 1997. N 10. С. 79-84.

9. Тихонов А.Н. Регуляция световых и темновых стадий фотосинтеза // Соросовский Образовательный Журнал. 1999. N 11. С. 8-15.

10. Левченко В.А., Гуреев Б.А., Венцкут Ю.И., Копелевич О.В. Проточный флуориметр на сверхярких светодиодах // Материалы конференции «Современные методы и средства океанологических исследований» 2011. Том 2. С.123.

АТМОСФЕРНАЯ КОРРЕКЦИЯ СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ НА ОСНОВЕ ПОДСПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ АТМОСФЕРНЫХ АЭРОЗОЛЕЙ.

К.А. Шмирко[1], А.А. Бобриков[2], А.Н. Павлов[1]

[1]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт автоматики и процессов управления Дальневосточного отделения Российской академии наук

[2]Федеральное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Морской государственный университет имени адмирала Г.И. Невельского»

kshmirko@dvo.ru, anpavlov@iacp.dvo.ru, rostok661@mail.ru

Ключевые слова: статистика уклонов, восходящее излучение моря, вектор Стокса, степень поляризации. Слики.

Аннот ация: Предлагается способ атмосферной коррекции спутниковых снимков, основывающийся на подспутниковых измерениях оптических и микрофизических характеристик атмосферы и решении прямой задачи распространения солнечного излучения в атмосфере при помощи модифицированной радиационной модели 6SV. Модификация радиационного кода заключается в добавлении дополнительного модуля, который учитывает отражение от подстилающей поверхности диффузной солнечной радиации.

Вклад атмосферы составляет более чем 90% всей регистрируемой спутником радиации [1]. В связи с этим точность атмосферной коррекции имеет решающее значение при решении задачи выделения восходящего излучения моря, а также связанных и ней проблем восстановления концентрации различных пигментов морской воды (концентрация хлорофилла-а, растворенного органического вещества и др.) Процедура исключения из измеренной спутником яркости вклада атмосферы называется атмосферной коррекцией.

Сама процедура атмосферной коррекции усложняется ошибками, связанными с переносом изучения в системе атмосфера—океан, которые обусловлены вариациями оптических характеристик, геометрией эксперимента, различной шероховатостью морской поверхности, а также эффектами ненулевой яркости морской поверхности. Более 35 лет назад Гордон [2] для атмосферной коррекции использовал подход, основывающийся на предположении абсолютно черной морской поверхности в окрестности длины волны 750 нм. Этот подход использовался для обработки данных сканера CZCS. Для повышения точности атмосферной коррекции спутниковый сканер должен иметь как минимум два канала в ближней ИК области, на основании которых вычисляется значение показателя Ангстрома. Следующее поколение спутниковых сканеров было разработано с использованием двух каналов атмосферной коррекции для более точного определения модели атмосферы [3-4]. Качество

такого подхода постоянно улучшалось за счет более точного расчета параметров молекулярной атмосферы; учета полос поглощения основных атмосферных газов и шероховатости морской поверхности; за счет вычисления функции двунаправленного отражения [1,5-8]. Этот алгоритм является стандартом в обработке данных дистанционного зондирования. Тем не менее алгоритм столкнулся с серьезными проблемами в случае вод 2 типа и высокопродуктивных вод 1 типа, для которых условие черного моря в окрестности 750 нм не выполняется [9]. Для прибрежных вод был разработан ряд алгоритмов, которые позволяют решить проблему ненулевой яркости моря. Одни заключаются в использовании атмосферной коррекции для соседних со сбойным пикселей [10-11], другие – предлагают использовать итерационных подход с некоторой биооптической моделью [12-13], третьи – постулируют пространственную однородность отношения сигналов в ИК каналах, и др. Все эти алгоритмы разработаны для случая мутных вод, и не работают в нормальных условиях, также эти методики имеют ярко выраженный региональный аспект, т. е. хорошо работают в тех водах, на данных которых эти алгоритмы и разрабатывались. Поэтому при обработке постоянно приходится переключаться от одного алгоритма к другому по мере изменения типа вод.

В своем цикле работ Mao et.al [14-16] предложили алгоритм атмосферной коррекции спутниковых данных, основанный на многочисленных подспутниковых измерениях восходящей яркости на акватории Восточно-Китайского моря, а также данный солнечной фотометрии.

Несмотря на все достоинства способа [14-16] его реализация требует обширных подспутниковых измерений восходящего излучения моря в исследуемом регионе. В том случае, если этих данных нет, использование предложенного алгоритма затруднительно.

Помимо эмпирических подходов к атмосферной коррекции, были попытки явно исключить вклад атмосферы с использованием радиационных кодов [17].

Процедура атмосферной коррекции неразрывно связана с проблемой разделения излучения на составляющие.

$$L_{sensor} = L_{atm} + TL_{sky} + TL_{whitecap} + TL_{glint} + TL_{water} \qquad (1)$$

L_{atm} – яркость, обусловленная рассеянием на молекулах и аэрозоле; L_{sky} – вклад, обусловленный яркостью неба; $L_{whitecap}$ – вклад «белых барашков»; L_{glint} – вклад солнечных бликов; L_{water} – вклад излучения моря; T – функция атмосферного пропускания.

Если измерения проводятся с противосолнечной стороны, то вкладом слагаемого TL_{sky} можно пренебречь, поскольку основной вклад в отраженное излучение будет обусловлен зеркальным отражением. В случае измерения с солнечной стороны, вклад зеркального отражения падает, и отраженное морской поверхностью излучение преимущественно определяется диффузной радиацией.

Авторы [18-19] показали, что для более точного определения вклада неба в восходящую радиацию необходимо правильно задать распределение яркости по небосводу, так же как и свойства поверхности моря, ее шероховатость, а неправильное задание параметров волнения может привести к ошибке определения вклада отраженной яркости неба до 20%.

В свою очередь L_{atm} можно выразить в виде суммы (2)

$$L_{atm} = L_a + L_r + L_{ar} \qquad (2)$$

L_a – вклад аэрозольной компоненты;

L_r – вклад молекулярной компоненты;

L_{ar} – вклад связанный с объединением аэрозольной и молекулярной компоненты.

Где вклад рэлеевского рассеяния достаточно просто вычисляется на основе теории [20]. А L_a в приближении однократного рассеяния связан с оптическими параметрами атмосферы следующим образом:

(3)

Резюмируя вышесказанное, для выполнения атмосферной коррекции спутниковых снимков необходимо знать следующее:

- оптические параметры атмосферы на момент пролета спутника;
- состояние подстилающей поверхности: в случае моря нужно знать направление и скорость ветра;
- значения концентрации поглощающих газов (озон, пары воды и др.);
- распределение яркости по небосводу;
- балл облачности;
- геометрию спутниковых измерений (зенитный и азимутальный углы спутника и солнца);
- плотность распределения вероятности уклонов морской моверхности;
- для валидации также потребуются данные подспутниковых измерений восходящего излучения моря.

Работа выполнена при финаисовой поддержке гранта ДВО 15-II-4-021. Часть работ, связанная с разработкой и написанием программы для численной модели расчета отраженной взволнованной морской поверхностью диффузной солнечной радиации, выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ (соглашение №14-50-00034).

Литература

1. Wang, M. (1999). Validation study of the SeaWiFS oxygen A-band absorption correction: Comparing the

retrieved cloud optical thicknesses from SeaWiFS measurements. Applied Optics, 38, 937–944.

2. Gordon, H. R. (1978). Removal of atmospheric effects from the satellite imagery of the oceans. Applied Optics, 17, 1631–1636.
3. Gordon, H. R., & Wang, M. (1994). Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: A preliminary algorithm. Applied Optical, 33, 443–452.
4. Wang, M., & Gordon, H. R. (1994). A simple, moderately accurate, atmospheric correction algorithm for SeaWiFS. Remote Sensing of Environment, 50, 231–239.
5. Ding, K., & Gordon, H. R. (1995). Analysis of the influence of A-band absorption on atmospheric correction of ocean color imagery. Applied Optics, 34, 2068–2080.
6. Gordon, H. R., & Wang, M. (1992). Surface-roughnes
7. Wang, M. (2006a). Effects of ocean surface reflectance variation with solar elevation on normalized water-leaving radiance. Applied Optics, 45, 4122-2128.
8. Wang, M. (2006b). Aerosol polarization effects on atmospheric correction and aerosol retrievals in ocean color remote sensing. Applied Optics, 45, 8951–8963.
9. Wang, M., & Shi, W. (2005). Estimation of ocean contribution at the MODIS near-infrared wavelengths along the east coast of the U.S.: Two case studies. Geophysical Research Letters, 32, L13606.
10. Hu, C., Carder, K. L., & Muller-Karger, F. E. (2000). Atmospheric correction of SeaWiFS imagery over turbid coastal waters: A practical method. Remote Sensing of Environment,74, 195–206.
11. Mao, Z., Huang, H., & Pan, D. (2001). The atmospheric correction algorithm of SeaWiFS data in China Sea. Limnology and Oceanography Sinica, 32, 581–587.
12. Land, P. E., & Haigh, J.D. (1996). Atmospheric correction over case 2 waters with an iterative fitting algorithm. Applied Optics, 35, 5443–5451.
13. Siegel, D. A., Wang, M., Maritorena, S., & Robinson, W. (2000). Atmospheric correction of satellite ocean color imagery: The black pixel assumption. Applied Optics, 39, 3582–3591.
14. Zhihua Mao, Jianyu Chen, Delu Pan, Bangyi Tao, Qiankun Zhu A regional remote sensing algorithm for total suspended matter in the East China Sea Remote Sensing of Environment 124 (2012) 819–831;
15. Zhihua Mao, Jianyu Chen, Zengzhou Hao, Delu Pan, Bangyi Tao, Qiankun Zhu A new approach to estimate the aerosol scattering ratios for the atmospheric correction of satellite remote sensing data in coastal regions Remote Sensing of Environment 132 (2013) 186–194;
16. Zhihua Mao, Delu Pan, Zengzhou Hao, Jianyu Chen, Bangyi Tao, Qiankun Zhu A potentially universal algorithm for estimating aerosol scattering reflectance from satellite remote sensing data Remote Sensing of Environment 142 (2014) 131–140
17. M. S. Moran, R. D. Jackson, P. N. Slater and P. M. Teillet, 1992: Evaluation of simplified procedures for retrieval of land surface reflectance factors form satellite sensor output. Remote Sens. Evniron. 41,169-184.
18. Bukata Robert P., Jerome John H., Kondratyev Alexander S., Pozdnyakov Dimitry V. Optical Properties and Remote Sensing of Inland and Coastal Waters 1995„.— CRC Press, 1995.
19. Cox C., Munk W. Some problems in optical oceanography. // J. Marine Res.,.— 1955.— Vol. 14.— P. 63–78.
20. И. Л. Фабелинский Молекулярное рассеяние света / И. Л. Фабелинский – М.: Книга по Требованию, 2012. – 512 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ АТМОСФЕРНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ОСАЖДЕНИЯ ТЯЖЁЛЫХ МЕТАЛЛОВ В РЕГИОНЕ ЮЖНОГО БАЙКАЛА

В.Л.Потемкин, В.Л.Макухин, В.А.Оболкин

ФГБУН Лимнологический институт СО РАН

obolkin@lin.irk.ru

Ключевые слова: тяжёлые металлы, Южный Байкал, осаждение

С помощью модели турбулентной диффузии примесей была выполнена оценка величин осаждения тяжёлых металлов в регионе Южного Байкала. Были рассчитаны поля концентраций Hg, Pb, Ni, Co. Полученные значения по порядку величины соответствуют экспериментальным данным интенсивности осаждения металлов в Усолье-Сибирском, Ангарске, Иркутске, Култуке, Слюдянке и в других регионах.

На основе результатов проведённых расчётов выполнены оценки значения массы осевших на поверхность озера металлов за год. Получено, что в результате выбросов при сгорании топлива на поверхность Южного Байкала за год оседает 440 кг Ni, 180 кг Co, 230 кг Pb, 0,8 кг Hg. Оценивался вклад каждого источника в загрязнение озера Байкал тяжёлыми металлами. Наибольший вклад вносят предприятия Байкальска – 41 %, далее следуют предприятия Ангарска – 28 %, Иркутска и Шелехова – 18 %, Слюдянки – 9 %, Усолья-Сибирского – 4 %.

Основными промышленными источниками загрязнения окружающей среды тяжёлыми металлами являются предприятия горнодобывающей и металлургической промышленности, тепловые электростанции, предприятия по переработке нефти, строительная промышленность, транспорт [1]. Добыча и переработка не являются самым мощным источником загрязнения среды металлами. Валовые выбросы от этих предприятий значительно меньше выбросов от предприятий теплоэнергетики. Не металлургическое производство, а именно процесс сжигания угля является главным источником поступления в биосферу многих металлов. В угле и нефти присутствуют все металлы. Значительно больше, чем в почве, токсичных химических элементов, включая тяжелые металлы, в золе электростанций, промышленных и бытовых топок. Выбросы в атмосферу при сжигании топлива имеют особое значение. Например, количество ртути, кадмия, кобальта, мышьяка в них в 3-8 раз превышает количество добываемых металлов.

Наряду со сжиганием минерального топлива важнейшим путем техногенного рассеяния металлов является их выброс в атмосферу при высокотемпературных технологических процессах (металлургия, обжиг цементного сырья и др.), а также транспортировка, обогащение и сортировка руды.

Аномалии тяжёлых металлов распространяются, как правило, на расстояние до 10 км от источника, что связано с преимущественной приуроченностью металлов к пылеватой фракции промышленных выбросов. Однако метеорологические условия и рельеф местности могут

внести в это значение существенные поправки: в направлении господствующих ветров загрязнение почв может распространяться на 15–30 км, реже – до 100 км.

Следует особо отметить, что выбросы пыли, содержащей металлы, в атмосферу являются и источником загрязнения водоемов – выпавшие на почву соединения металлов постепенно переходят в растворимую форму и потом смываются дождями и талыми водами в реки и озера.

В Иркутской области и Прибайкалье с 1994 по 2013 годы проводились инструментальные исследования интенсивности осаждения тяжёлых металлов в период снежного покрова [2-8]. Значения плотности выпадения ртути менялись в широких пределах: от 12 мг/(км^2·месяц) на фоновой станции в Тункинской долине до 25 г/(км^2·месяц) в Саянске, где действует производственный комплекс «Саянскхимпласт». Наибольшая интенсивность осаждения никеля, кобальта, свинца отмечена в Иркутске, Ангарске, Усолье-Сибирском, Шелехове, где расположены крупные ТЭЦ и промышленные предприятия. Характерные значения плотности выпадения в Приангарье никеля состаляют 40–170 г/(км^2·месяц), кобальта – 7–18 г/(км^2·месяц), свинца – 5–780 г/(км^2·месяц).

С помощью модели турбулентной диффузии примесей [9] была выполнена оценка величин осаждения тяжёлых металлов в регионе Южного Байкала с использованием рассчитанных полей концентраций Hg, Pb, Ni, Co. Область моделирования составляла по площади 200×200 км^2 и по высоте – 4 км над поверхностью оз. Байкал. Шаг по вертикали задавался следующим образом: до высоты 350 м он равнялся 50 м, далее – 150 м, 500, 1000 и 2000 м. Шаги по времени и горизонтали варьировали от 30 до 150 с и от 200 до 1000 м соответственно. Коэффициенты турбулентной диффузии рассчитывались с использованием соотношений полуэмпирической теории турбулентности. Информация об интенсивности источников выбросов была взята из [10].

На рис. 1 представлено распределение интенсивности осаждения Ni в регионе Южного Байкала. В долине р. Ангара преобладают ветровые потоки северо-западного и юго-восточного направлений, поэтому изолинии вытянуты соответствующим образом. Полученные значения по порядку величины соответствуют экспериментальным данным интенсивности осаждения металлов в Усолье-Сибирском, Ангарске, Иркутске, Култуке, Слюдянке [2-4] и в других регионах [11].

На основе результатов проведённых расчётов выполнены оценки значения массы осевших на поверхность озера металлов за год. Получено, что в результате выбросов при сгорании топлива на поверхность Южного Байкала за год оседает 440 кг Ni, 180 кг Co, 230 кг Pb, 0,8 кг Hg.

Оценивался вклад каждого источника в загрязнение озера Байкал тяжёлыми металлами. Наибольший вклад вносят предприятия Байкальска – 41 %, далее следуют предприятия Ангарска – 28 %, Иркутска и Шелехова – 18 %, Слюдянки – 9 %, Усолья-Сибирского – 4 %.

1. *Небольсин А.Н., Небольсина З.П., Алексеев Ю.В., Яковлева Л.В.* Известкование почв, загрязнённых тяжёлыми металлами // Агрохимия. 2004. № 3. С.48-54.
2. Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Иркутской области в 2013 году». Иркутск: Изд-во ИГ им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2014. 389 с.
3. Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Иркутской области в 2007 году». Иркутск: Главн. упр. природ. ресурсов и охраны окр. среды МПР России по Ирк. обл., 2008. 354 с.
4. Государственный доклад «О состоянии озера Байкал и мерах по его охране в 2008 году». Иркутск: Сибирский филиал ФГУНПП «Росгеолфонд», 2009. 455 с.
5. Государственный доклад «О состоянии озера Байкал и мерах по его охране в 2009 году». Иркутск: Сибирский филиал ФГУНПП «Росгеолфонд», 2011. 421 с.
6. *Королёва Г.П., Андрулайтис А.Д.* Ртуть в атмосферных осадках городов Приангарья и озера Байкал // Ртуть в биосфере: эколого-геохимические аспекты. Материалы международного симпозиума. М.: ГЕОХИ РАН, 2010. С.119-123.
7. *Оболкин В.А., Кобелева Н.А., Ходжер Т.В., Колмогоров С.Ю.* Элементный состав нерастворимой фракции зимних атмосферных выпадений в некоторых районах Южного Прибайкалья // Оптика атмосферы и океана. 2004. Т. 17. № 5-6. С.414-417.
8. *Онищук Н.А., Оболкин В.А., Ходжер Т.В.* Химический состав снежного покрова в городах юга Иркутской области // Охрана атмосферного воздуха. Атмосфера. 2012. № 4. С.13-24.
9. *Аргучинцев В.К., Макухин В.Л.* Математическое моделирование распространения аэрозолей и газовых примесей в пограничном слое атмосферы // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. № 6. С.804-814.
10. Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Иркутской области в 2012 году». Иркутск: Изд-во ИГ им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2013. 337 с.
11. *Дабахов М.В., Дабахова Е.В., Титова В.И.* Тяжёлые металлы: экотоксикология и проблемы нормирования. Н. Новгород: Изд-во ВВАГС, 2005. 165 с.

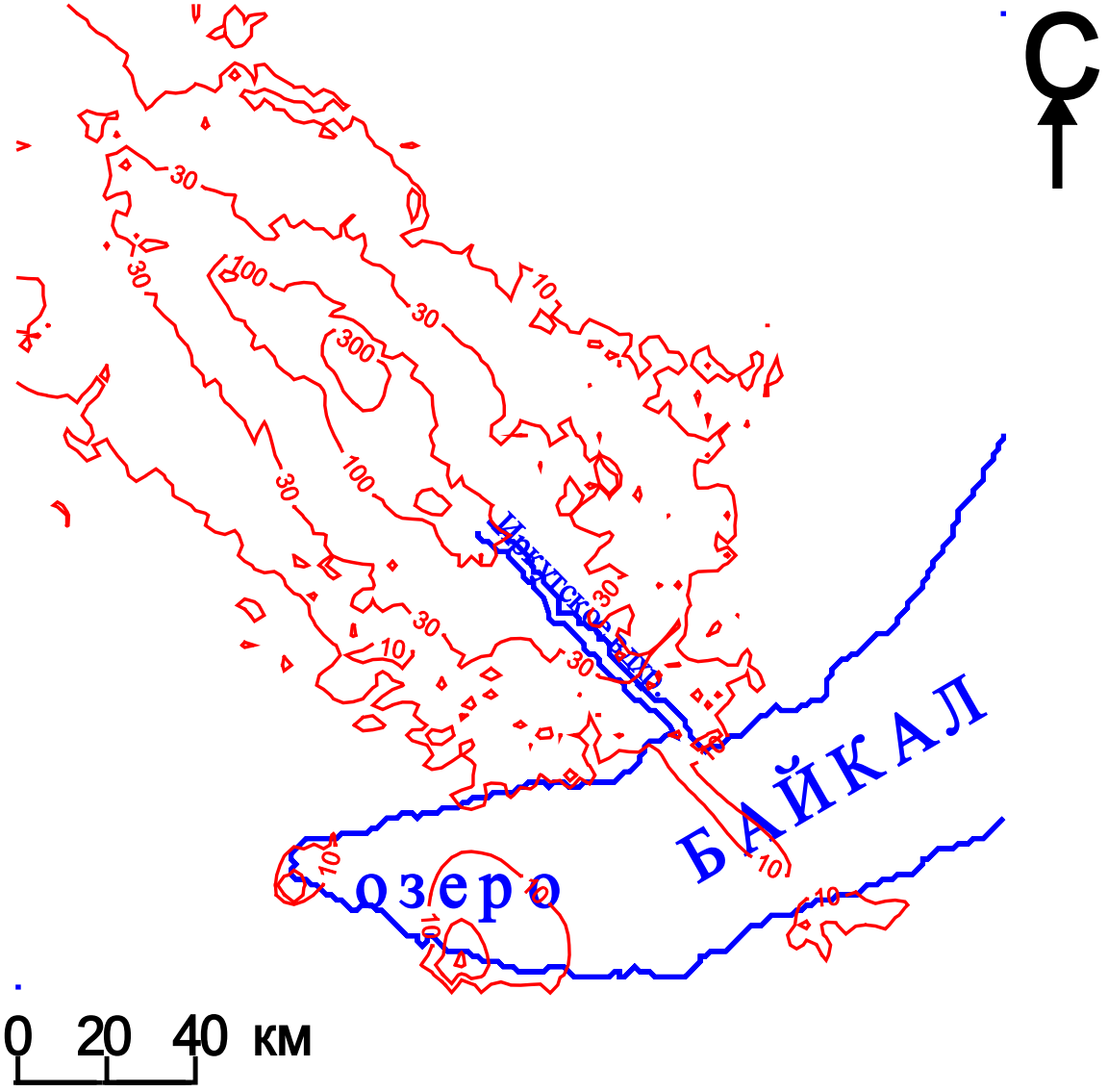


Рис. 1 Изолинии рассчитанных значений интенсивностей осаждения никеля в регионе Южного Байкала, в г/(км^2·год)

ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЕ ЛИДАРЫ С КОНИЧЕСКИМ СКАНИРОВАНИЕМ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПЕРИСТЫХ ОБЛАКОВ

А.Г. Боровой[1,2], Dong Liu[3], Zhenzhu Wang[3], Ю.С. Балин[1], А.В. Коношонкин[1,2], Н.В. Кустова[1], Г.П. Коханенко[1], И.Э.Пеннер[1], С.В. Насонов[1,2], И.Д. Брюханов[2], А.А. Дорошкевич[2], Chenbo Xie[3], Decheng Wu[3], Heli Wei[3],Yingjian Wang[3]

[1]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

[2]Национальный исследовательский Томский государственный университет

[3]Anhui Institute of Optics and Fine Mechanics, Hefei, China

borovoi@iao.ru, dliu@aiofm.ac.cn, zzwang@aiofm.ac.cn, sasha_tvo@sibmail.com, kustova@iao.ru, balin@iao.ru, kokh@iao.ru, marina@iao.ru, nsergeyvlad@sibmail.com, plyton2121@mail.ru, adoro@sibmail.com, cbxie@aiofm.cas.cn, dchwu@aiofm.cas.cn, hlwei@aiofm.ac.cn, wyj@aiofm.cas.cn

Ключевые слова: рассеяние света, лидары, перистые облака

Представлены первые результаты исследования перистых облаков поляризационными лидарами с коническим сканированием, разработанные в г. Томске и г. Хэфэй (Китай). Эти результаты интерпретируются на основе впервые рассчитанных авторами в приближении физической оптики матриц обратного рассеяния света на преимущественно ориентированных ледяных кристаллах перистых облаков.

Перистые облака покрывают около 30% поверхности Земли и существенным образом влияют на радиационный бюджет Земли и, соответственно, на климат. Радиационные характеристики перистых облаков (коэффициенты рассеяния и экстинкции, а также индикатрисы и матрицы рассеяния света) слабо изучены в настоящее время из-за сильной пространственной и временной изменчивости облаков. Недостаток знаний о радиационных характеристиках перистых облаков является одним из основных источников неопределенности в современных численных моделях радиационного баланса Земли.

На протяжении последних 20 лет был выполнен ряд национальных и международных проектов по исследованию характеристик перистых облаков. В этих проектах радиационные характеристики облаков измерялись, в основном, радиометрами, расположенными как на Земле, так и на спутниках. Но радиометрические измерения не дают разрешения по высоте над поверхностью Земли, что затрудняет построение моделей циркуляции атмосферы. Лидары призваны устранить этот недостаток, так как они измеряют высотные профили радиационных характеристик. Однако лидарам также присущ ряд недостатков. В частности, стандартные моностатические лидары регистрируют свет, рассеянный только в направлении назад. Поэтому восстановление как оптических, так и микрофизических характеристик перистых облаков из лидарных сигналов (т.е. восстановление размеров, формы и ориентации в пространстве

ледяных кристаллов, составляющих перистые облака) является трудной обратной задачей оптики рассеивающих сред, которая в настоящее время не имеет удовлетворительного решения.

При интерпретации лидарных сигналов, отраженных от перистых облаков, возникают две проблемы. Во-первых, задача рассеяния света в направлении назад на ледяных кристаллах перистых облаков до последнего времени не была решена ни теоретически, ни численно. Только в последние годы авторами данного сообщения разработаны надежные численные алгоритмы метода физической оптики, позволяющие численно решать данную задачу. Во-вторых, стандартные двух-волновые или трех-волновые лидары дают небольшое число экспериментально измеряемых величин. Это приводит к значительной неопределенности при восстановлении микрофизических параметров перистых облаков. У поляризационных лидаров число экспериментально измеряемых величин существенно увеличивается, что делает их наиболее перспективными для диагностики перистых облаков.

Проведенные в последние годы в г. Томске работы по зондированию перистых облаков поляризационными лидарами ЛОЗА (ИОА СО РАН) [1-4] и Стратосфера (Томский госуниверситет) [5-7] показали, что ледяные кристаллы в перистых облаках зачастую проявляют не только преимущественную ориентацию относительно горизонта (зенитную ориентацию), но имеют также преимущественную ориентацию в горизонтальной плоскости (азимутальную ориентацию), связанную в направлением ветра. Пространственная ориентация кристаллов существенно изменяет оптические характеристики кристаллов (сечения и индикатрисы рассеяния света), которые необходимы для построения адекватной численной модели радиационного бюджета Земли. Использованные ранее схемы лидарного поляризационного зондирования перистых облаков (когда лидар был направлен или строго вертикально, или отклонялся от вертикального направления на некоторый фиксированный угол) затрудняли интерпретацию полученных данных.

1. Зондирование перистых облаков поляризационными лидарами с коническим сканированием

В настоящее время в ИОА СО РАН русскими соавторами данного сообщения изготавливается лидар с плавно изменяющимся углом наклона от вертикали и с одновременным коническим (азимутальным) сканированием. Такая схема измерений позволит детально исследовать преимущественную ориентацию ледяных кристаллов в облаках (причем как квази-горизонтальную, так и азимутальную преимущественную ориентацию), а также устранить возникающие ранее неопределенности при интерпретации поляризации света в лидарных сигналах. Две длины волны источника излучения 532 нм и 1064 нм, а также прием

рамановского сигнала на длине волны 607 нм, дадут дополнительную информацию о микрофизических параметрах облаков.

Аналогичный лидар уже изготовлен китайскими соавторами данного сообщения [8], на котором они получили предварительные данные, представленные на рисунке.

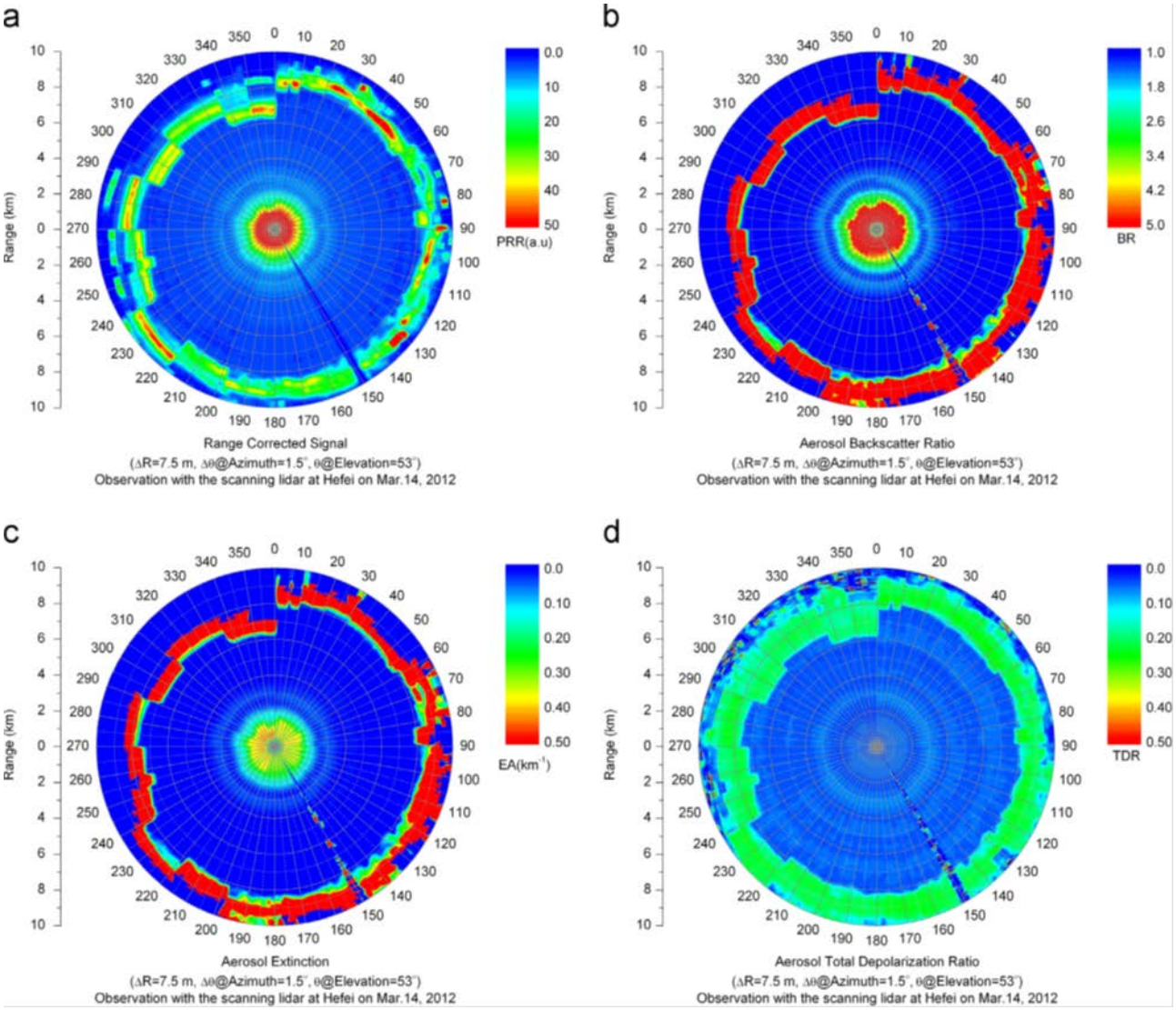


Рис.1. Результаты конического сканирования облачной атмосферы в Китае 14.03.2012 при зенитном угле наклона лидара 37° (a - общий лидарный сигнал, b - исключено молекулярное рассеяние, c - коэффициент экстинкции, d - деполяризационное отношение). Перистое облако находилось на высоте около 8 км.

2. Расчет матриц обратного рассеяния света для ледяных кристаллов перистых облаков при их произвольной пространственной ориентации

Хотя задача рассеяния света на атмосферных ледяных кристаллах интенсивно рассматривается в научной литературе на протяжении последних 40 лет, полученные результаты все еще непосредственно неприменимы для интерпретации лидарных измерений. Проблема расчета матриц обратного рассеяния осложняется тем, что в направлении рассеяния назад приближение геометрической оптики не применимо, так как приводит к сингулярностям,

т.е. к бесконечно большим значениям интенсивности света. Это связано с тем, что ледяные кристаллы обладают свойствами двумерных уголковых отражателей. Поэтому в последние годы мы перешли к приближению физической оптики, в котором вышеуказанные сингулярности не появляются. К настоящему времени мы разработали численный алгоритм приближения физической оптики и впервые в мире провели вычисления матриц обратного рассеяния света на ледяных кристаллах [9]. В этих работах, для упрощения, распределение частиц по ориентациям принималось не зависящим от азимутального угла.

В данном сообщении впервые будут представлены результаты расчетов матриц обратного рассеяния света для произвольно ориентированных кристаллов. Нами исследовано влияние преимущественной ориентации кристаллов как по зенитному, так и по азимутальному углам на поляризационные характеристики лидарных сигналов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 15-05-06100, № 15-55-53081), частичной поддержке Российского научного фонда (соглашение № 14-27-00022), гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-4714.2014.5, гранта Президента РФ № МК-6680.2015.5 и программы 5-100 Минобрнауки РФ в ТГУ.

[1] *Balin Yu., Kaul B., Kokhanenko G., Winker D.* Application of circularly polarized laser radiation for sensing of crystal clouds // Opt. Exp. 2009. V.17. P. 6849-6859.

[2] *Балин Ю.С., Кауль Б.В., Коханенко Г.П.* Наблюдения зеркально отражающих частиц и слоев в кристаллических облаках // Опт. атмосф. и океана. 2011. Т. 24. С. 293-299.

[3] *Balin Yu. S., Kaul B. V., Kokhanenko G. P., Penner I. E.* Observations of specular reflective particles and layers in crystal clouds // Opt. Exp. 2011. V. 19. P. 6209-6214.

[4] *Balin Yu., Kaul B., Kokhanenko G., Winker D.* Transformation of light backscattering phase matrices of crystal clouds depending on the zenith sensing angle // Opt. Exp. 2013. V. 21. P. 13408-13418.

[5] *Kaul B.V., Samokhvalov I.V., Volkov S.N.* Investigation of particle orientation in cirrus clouds by measuring backscattering phase matrix with lidar // Appl. Opt. 2004. V. 43. P. 6620-6628.

[6] *Кауль Б.В., Самохвалов И.В*. Теория и результаты лазерного зондирования ориентированных кристаллических частиц в облаках // Оптика атмосф. и океана. 2005. Т. 18. С.1051-1057.

[7] *Самохвалов И.В., Кауль Б.В., Насонов С.В., Животенюк И.В., Брюханов И.Д.* Матрица обратного рассеяния света зеркально отражающих слоев облаков верхнего яруса, образованных кристаллическими частицами, преимущественно ориентированными в горизонтальной плоскости // Оптика атмосф. и океана. 2012. Т. 25. С. 403-411.

[8] *Chenbo Xie, Ming Zhao, Bangxin Wang, Zhiqing Zhong, Lin Wang, Dong Liu, Yingjian Wang.* Study of the scanning lidar on the atmospheric detection // Journ. Quantit. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2015. V. 150. P. 114-120.

[9] *Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N., Okamoto H.* Backscattering Mueller matrix for quasi-horizontally oriented ice plates of cirrus clouds: application to CALIPSO signals // Opt. Express 2012. V.20. № 27. P. 29222-28233.

КОГЕРЕНТНОЕ И НЕКОГЕРЕНТНОЕ СЛОЖЕНИЕ СВЕТОВЫХ ПУЧКОВ ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧИ РАССЕЯНИЯ СВЕТА МЕТОДОМ ТРАССИРОВКИ ПУЧКОВ В ПРИБЛИЖЕНИИ ФИЗИЧЕСКОЙ ОПТИКИ

А.В. Коношонкин[1,2], Н.В. Кустова[2], А.Г. Боровой[1,2]

[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

[2]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

sasha_tvo@iao.ru, kustova@iao.ru, borovoi@iao.ru

Ключевые слова: физическая оптика, интерференция, рассеяние света, перистые облака

Проведено исследование влияния интерференционных эффектов, наблюдаемых между оптическими пучками. Показано, что для пучков, разность фаз которых зависит от размеров частицы, интерференционные эффекты пропадают при вариации по размерам более чем на 5%. Данный вывод справедлив для субмиллиметровых частиц существенно превосходящих по размеру длину волны падающего света. Показано, что усреднение по размерам может быть заменено некогерентным сложением таких пучков, что позволяет ускорить решение задачи до 100 раз.

В настоящее время не существует общепринятого метода, позволяющего эффективно решать задачу рассеяния света на ледяных кристаллах перистых облаков. С одной стороны классическим строгим решением данной задачи является прямое решение уравнений Максвелла [1]. Однако это очень ресурсоемкая задача, сложность которой растет с увеличением эффективного размера частицы. С другой стороны – приближение геометрической оптики [2, 3], преимуществом которого являются скорость и простота, а недостатком – появление в решении сингулярностей. Развиваемый авторами метод физической оптики [4, 5] является хорошим выбором для решения задачи рассеяния света на субмиллиметровых частицах. Тем не менее, и он значительно уступает в скорости методу геометрической оптики.

В докладе обсуждается вопрос когерентного и некогерентного сложения оптических пучков, присущих методу физической оптики, оказывающий значительное влияние на скорость работы метода.

При решении задачи рассеяния на ледяных кристаллических пластинках часто используется соотношение между высотой (h) и диаметром (D) пластинки

$$h = 2.02D^{0.449}, \qquad (1)$$

полученное в 1970 году [6] как результат аппроксимации экспериментальных наблюдений (см. рис 1).

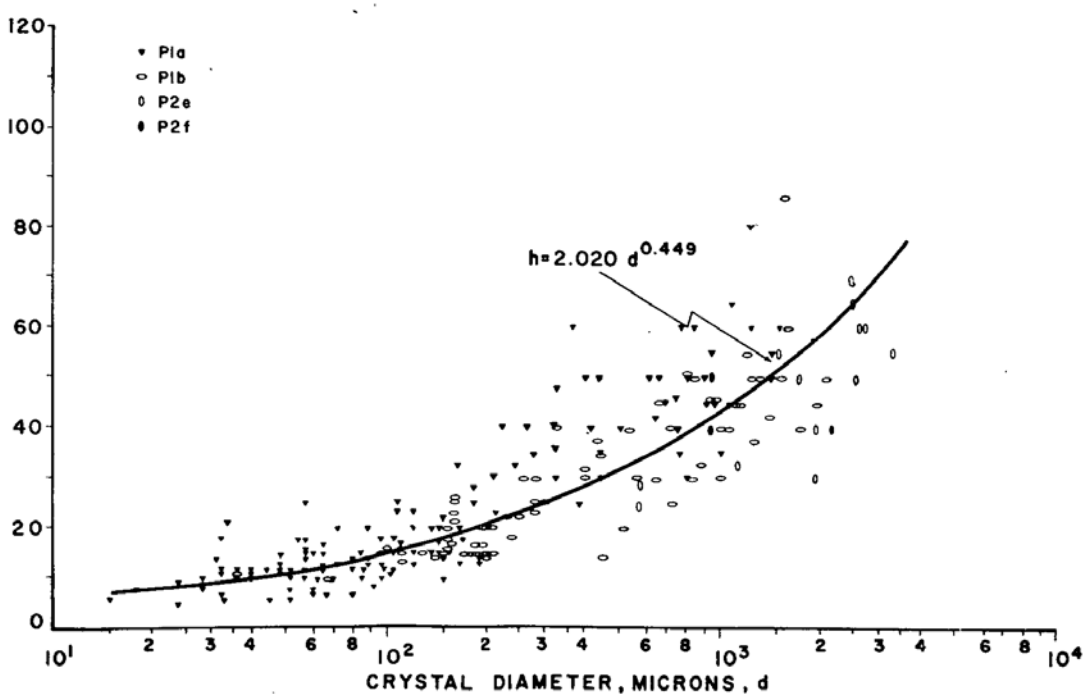


Рис. 1. Наблюдение зависимости высоты ледяной пластинки от ее диаметра согласно работе [6].

Поскольку очевидно, что зависимость (1) описывает некоторое среднее значение высоты, будем использовать гауссово распределение для адекватного учета вариации частиц по размерам

$$f(\tilde{h},s,h)=\frac{1}{s\sqrt{2\pi}}exp\left(-\frac{(\tilde{h}-h)^2}{2s^2}\right), \qquad (2)$$

где f – функция распределения вероятности реальной высоты $\tilde{h}$, h – средняя высота согласно (1) и s – среднеквадратичное отклонение.

Используя распределение (2) вычислим усреднённое значение интенсивности рассеянного в направлении назад света $I(\tilde{h},D)$. Для простоты проводилось усреднение в пределах от h-4s до h+4s, что обеспечивает точность в 99.994%

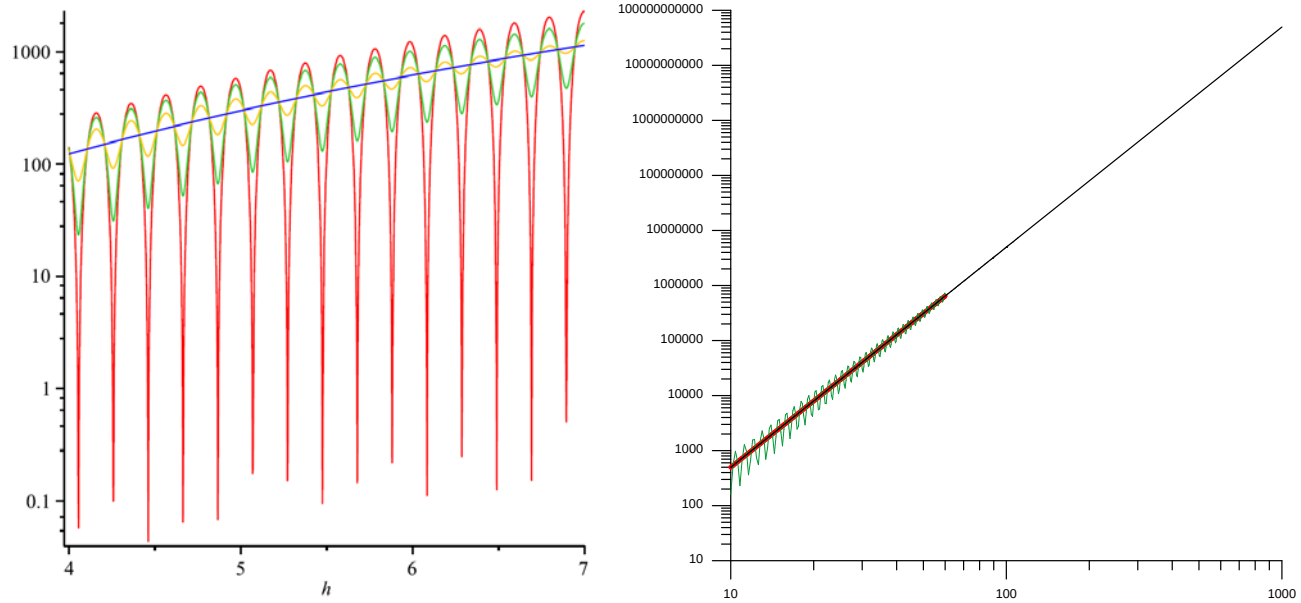
$$< I(D) >= \int_{h(D)-4s}^{h(D)+4s} I\left(\tilde{h},D\right) f(\tilde{h},s,h(D))d\tilde{h}, \qquad (0.1)$$

В качестве тестовой задачи использовалась гексагональная ледяная пластинка. Свет падает под прямым углом на шестиугольную грань. Размеры пластинки $D=h/0.568$, длина волны $\lambda=0.532$ и показатель преломления $n=1.3117$. дом. На рисунке 2, *а* представлены

исходное значение интенсивности (красная линия) и его усредненное значение для $s = \{0.005h, 0.01h, 0.05h\}$ – зеленая, жёлтая и синяя линии, соответственно. Из рисунка видно, что осцилляции пропадают при вариации по высоте более 5%.

Присутствующие на рисунке 2, *а* осцилляции – результат когерентного сложения двух световых пучков, имеющие ту же природу, что и интерференционные полосы при отражении от плоскопараллельной пластинки.

Если произвести некогерентное сложение этих двух пучков, то результат совпадет с усредненным значением. В качестве примера на рисунке 2, *б* представлено решение, полученное некогерентным сложением двух пучков (черная линия), а также решение, полученное с учетом когерентного сложения и вариации по высоте в 0,5 % (зеленая линия) и 5% (красная линия).



а) **Высота частицы, мкм** ***б)*** **Диаметр частицы, мкм**

Рис. 2. Зависимость интенсивности от высоты пластинки для разных случаев вариаций по высоте (*а*), зависимость интенсивности от диаметра пластинки при когерентном и некогерентном сложении световых пучков (*б*).

Из рисунка 2 видно, что уже при вариации по высоте в 5 % значение интенсивности совпадает с результатом некогерентного сложения пучков. Анализ экспериментальных данных, полученных в работе [6] показывает, что наблюдаемые в природе ледяные кристаллы перистых облаков имеют вариацию по высоте более 15%. В этом случае для получения точного решения необходимо сначала получить численное решение с шагом по высоте меньшим, чем 0.02λ, а затем произвести его усреднение. Такой подход очень трудоемок, поскольку требует проводить не меньше 100 дополнительных решений задачи рассеяния, необходимых для усреднения по

высоте. Некогерентное сложение этих пучков существенно ускоряет процесс получения решения.

Заключение

Результаты исследования показывают, что получение решения в рамках метода физической оптики, основного на алгоритме трассировки пучков, может быть значительно ускорено заменой когерентного сложения некоторых пучков некогерентным. Данное заключение справедливо для пучков, разность фаз которых существенно зависит от размеров частицы.

Стоит отметить, что если при вариации размеров частицы разность фаз пучков не меняется, то такие пучки должны быть сложены когерентно.

Таким образом, при решении задачи рассеяния света методом физической оптики необходимо провести предварительный анализ выходящих оптических пучков и определить, какие из них должны быть сложены когерентно, а какие могут быть сложены некогерентно. Результаты данного анализа могут сократить время решения задачи в сотни раз.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 15-05-06100, № 15-55-53081), частичной поддержке Российского научного фонда (соглашение № 14-27-00022), при финансовой поддержке гранта президента РФ по поддержке ведущих научных школ НШ-4714.2014.5, при поддержке Гранта президента РФ (МК-6680.2015.5) и при поддержке Министерства образования и науки РФ по программе повышения конкурентоспособности ТГУ.

1. *Yurkin M.A., Hoekstra A.G.* The discrete-dipole-approximation code ADDA: Capabilities and known limitations // J.Quant.Spectrosc.Radiat.Transfer. 2011. V.112. p.2234-2247.
2. *Borovoi A.G., and Grishin I.A.* Scattering matrices for large ice crystal particles // JOSA. A., 2003. V.20 p.2071-2080.
3. *Коношонкин А.В., Кустова Н.В., Боровой А.Г.* Граница применимости приближения геометрической оптики для решения задачи обратного рассеяния света на квазигоризонтально ориентированных гексагональных ледяных пластинках // Оптика атмосф. и океана. 2014. Т27. №8 С. 705-712.
4. *Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N.* The physics-optics approximation and its application to light backscattering by hexagonal ice crystals// J.Quant.Spectrosc.Radiat.Transfer. 2014. V.146. P.181-189.
5. *Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N.* Backscattering reciprocity for large particles // Optics Letters. 2013. V. 38, No. 9. P. 1485-1487.
6. *Auer A.H., and Veal D.L.* The dimension of ice crystals in natural clouds // J. Atmos. Sci. 1970. V. 29, P. 311-317.

ИЗМЕРЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЬНОГО СЛОЯ И ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА НА СИБИРСКОЙ ЛИДАРНОЙ СТАНЦИИ В ТОМСКЕ

Невзоров А.В., Баженов О.Е., Бурлаков В.Д., Долгий С.И.

Учреждение Российской академии наук Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева Сибирского отделения РАН пл. Академика Зуева, 1, 634021, г. Томск, Россия

e-mail: nevzorov@iao.ru

Ключевые слова: Лазерное зондирование, лидар, озон, аэрозоль.

В Институте оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН создана атмосферная обсерватория - **Сибирская лидарная станция (СЛС),** функционирующая в Томске (56,5^{o} с.ш.; 85,0^{o} в.д.) и состоящая из совокупности современных средств дистанционного лазерного и пассивного зондирования для исследования аэрозольных и облачных полей, температуры и влажности, озона, газовых составляющих озоновых циклов.

Нами были выделены периоды с повышенным содержанием стратосферного аэрозоля над Томском на основе лидарных измерений интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния B_{π}^{a} (таблица 1). В 2012 -2015 гг. над Томском нами регистрировалось фоновое содержание СА.

Таблица 1 – Хронология вулканических извержений, следы которых регистрировались в стратосфере над Томском в 2006-2011 гг.

Вулкан	Широта, град.	Долгота, град.	Дата	Период аэрозольного возмущения стратосферы
Рабаул (Папуа–Новая Гвинея)	4,3 ю.ш.	152,2 в.д.	6 октября 2006 г.	конец октября 2006 – зима 2006/07 г.г.
Окмок (Алеутские острова)	53,4 с.ш.	168,1 з.д.	12 июля 2008 г.	конец июля – осень 2008 г.
Касаточи (Алеутские острова)	52,2 с.ш.	175,5 з.д.	6-8 августа 2008 г.	
Редоубт (Аляска)	60,5 с.ш.	152,7 з.д.	18 марта – 4 апреля 2009 г.	апрель – май 2009 г.
Пик Сарычева (Курильские острова)	48,1 с.ш.	153,2 в.д.	12-16 июня 2009 г.	июль – декабрь 2009г.
Эйяфьятлайокудль (Исландия)	63,6 с.ш.	19,6 з.д.	14 апреля 2010 г.	Незначительное возмущение нижней стратосферы в конце апреля 2010 г.
Гримсвотн (Исландия)	64,4 с.ш.	17,3 з.д.	21 мая 2011 г.	Второе полугодие 2011 г.

Временной ход B_{π}^{a}, определенный по данным зондирования на длине волны 532 нм, показан на рисунке 1. Здесь каждая точка представляет усредненные данные за 10 дней измерений. Наблюдаются периодические всплески увеличения аэрозольного содержания после

очередного вулканического извержения, тренд увеличения содержания СА за период вулканической активности 2006-2011 гг. составил 3.43602E-7±1.27198E-7 $ср^{-1}$ в год (6,7±0,2% в год). Стрелками указаны взрывные извержения вулканов, в том числе приведенные в таблице. Максимальные значения интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния стратосферы достигали в периоды повышенного содержания СА величин (4-5) 10^{-4} $ср^{-1}$ против средних значений фонового периода 1997-2006 г.г. ~1,5 10^{-4} $ср^{-1}$, которые не поднимались выше 2,5 10^{-4} $ср^{-1}$ даже в зимние периоды максимального аэрозольного содержания.

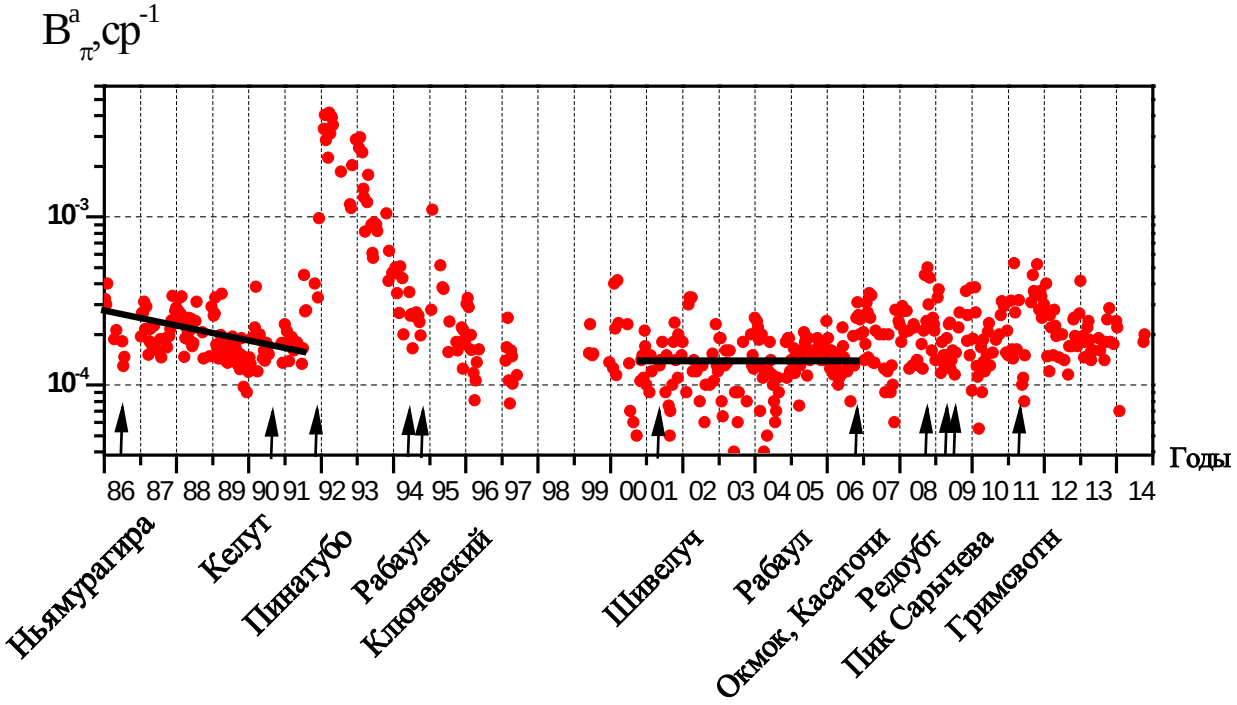


Рисунок 1 – Динамика изменений интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 532 нм в высотном диапазоне 15-30 км над Томском в 1986-2014 гг. Прямые линии – тренд.

Наши данные лидарных измерений оптических характеристик стратосферного аэрозоля 2006-2013 гг. использованы группой исследователей США, Великобритании, Германии и Японии для анализа влияния повышенного содержания СА на радиационно-температурные изменения после серии взрывных извержений вулканов 2006-2011 г.г. [1]. При анализе использовались данные лидарных, шар-зондовых, спутниковых и сети AERONET измерений. Лидары: Tsukuba (36.1°N, 140.1°E), Tomsk (56.5°N, 85.0°E), Ny Ålesund (78.9°N, 11.9°W), Mauna Loa (19.5°N, 155.6°W). Спутниковые данные SAGE II, SAGE III, GOMOS. Шар-зонд Laramie (41^0N). На рисунке 2 приведен пример измерений стратосферной аэрозольной оптической толщи (САОТ) различными средствами наблюдений в разных широтных поясах, в том числе в Томске [1]. Понимание эффекта охлаждения благодаря недавним извержениям вулканов

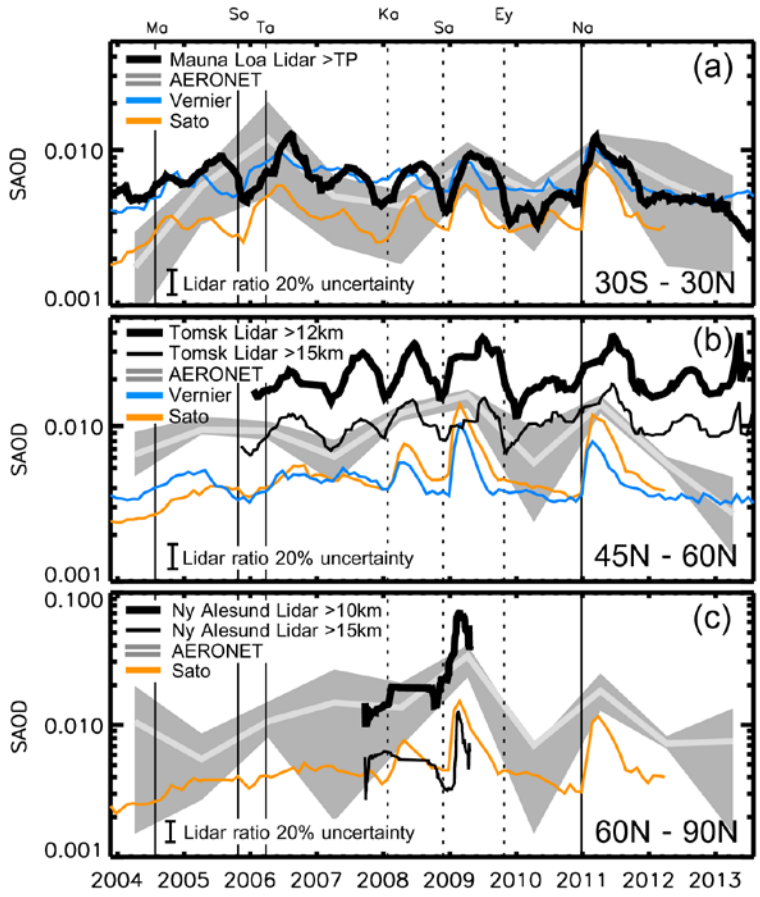


Рисунок 2 – Изменения САОТ за период 2004 – 2013 гг. между 30°S – 30°N **(a)**, 45°N – 60°N **(b)** и 60°N - 90°N **(c)**. Спутниковые данные от Vernier и др. (голубые), Sato и др. (оранжевые) и AERONET (светло серые), а также 25-75% неопределенность (темно-серые). Лидарные данные восстановлены от 15 км и выше (тонкие черные линии) и от 10/12 км и выше (толстые черные линии). В Мауна-Лоа, тропопауза находится на 15-16 км, которая показана только одной линией. Сплошные и пунктирные вертикальные линии показывают тропические и высокоширотные извержения, соответственно.

представляет особый интерес в контексте начавшегося после 2000 г. замедления глобального потепления. На основе лидарных, сетевых AERONET и шар-зондовых наблюдений показано, что в имеющихся в настоящее время спутниковых данных не учитывается значительное количество вулканического аэрозоля, располагающегося на высотах между тропопаузой и 15 км в средних и высоких широтах и, соответственно, занижается полный радиационный форсинг вследствие недавних извержений.

Спектрофотометрические измерения общего содержания озона (ОСО) проводятся озонометром М-124. Для анализа многолетних изменений, привлекаются также спутниковые данные TOMS.

Регистрируемое современными наземными и спутниковыми средствами измерений ОСО, значительно уменьшалось с начала 1980-х до середины 1990-х годов. Спад до середины 90-х годов чаще всего принято связывать с химическим разрушением озона вследствие роста концентраций озоноразрушающих веществ (ОРВ) в стратосфере. Со второй половины 1990-х годов по настоящее время практически повсеместно наблюдается прекращение деструкции озонового слоя, или же намечается тренд роста ОСО, что особенно заметно в средних и высоких широтах Северного полушария.

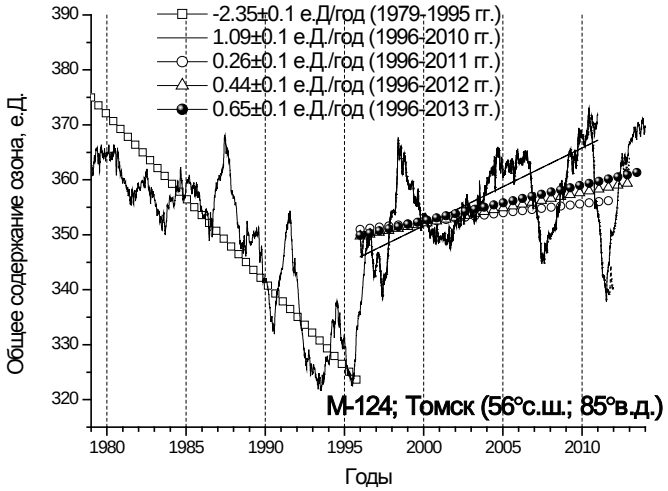


Рисунок 3 – Временной ряд общего содержания озона для Томска (56.48°с.ш.; 85.05°в.д.), построенный с использованием спутниковых данных TOMS (до 1993 г.) и данных озонометра М-124 (с 1994 г.). При построении временной ряд сглаживался по 365-и точкам. Линейные тренды построены для периодов 1979 – 1995 гг., 1996 – 2010 гг., 1996 – 2011 гг., 1996 – 2012 гг. и 1996 – 2013 гг.

На рисунке 3 приведены тренды многолетних изменений ОСО за различные временные интервалы периода 1979-2013 г.г. тренды роста ОСО наблюдаются с 1996 г. На общий тренд роста ОСО повлияло возникновение озоновой аномалии в арктических и средних широтах весной 2011 г. В результате этого явления положительный тренд снизился с 1.09 е.Д./год за период 1996 -2010 гг. до 0.26 е.Д./год за период 1996-2011 г.г. В 2012-2013 гг. тренд роста, как и сам озоновый слой, начал восстанавливаться и составил 0.44 е.Д./год за период 1996 2012 гг. и 0.65 е.Д./год за период 1996-2013 г.г.

ВЫВОДЫ

Определены периоды повышенного содержания стратосферного аэрозоля над Томском после серии взрывных извержений вулканов Тихоокеанского «огненного кольца» и Исландии 2006-2011 г.г.

Со второй половины 1990 –х годов наблюдается прекращение деструкции озонового слоя и намечаются тренды роста ОСО.

Работа выполнена при финансовой поддержке Миннауки и Образования (Соглашение № 14.604.21.0100- уникальный идентификатор RFMTFI60414X0100), Российского научного фонда (Соглашение № 14-27-. 00022) и гранта президента РФ по поддержке ведущих научных школ (НШ – 4714.2014.5).

Цитируемая литература:

1. D.A Ridley, S. Solomon, J.E. Barnes, V.D. Burlakov, T. Deshler, S.I. Dolgii, A.B. Herber, T. Nagai, R. R. Neely, A.V. Nevzorov, C. Ritter, T. Sakai , B. D. Santer, M. Sato, A. Schmidt, O. Uchino and J.P. Vernier Total volcanic stratospheric aerosol optical depths and implications for global climate change // Geophis. Res. Lett. 2014. V41, №22, 7763-7769, DOI: 10.1002/2014GL061541

СОВМЕСТНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ДИНАМИКИ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ С ПОМОЩЬЮ АЭРОЗОЛЬНОГО И ДОПЛЕРОВСКОГО ЛИДАРОВ НА ПОБЕРЕЖЬЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ

Г.П.Коханенко[1], И.Н.Смалихо[1], Ю.С.Балин[1], В.А.Банах[1], М.Г.Клемашева[1], М.М.Новоселов[1], Ю.А.Руди[1], И.Э.Пеннер[1], А.А.Сухарев[1], А.В.Фалиц[1], W-N Chen[2]

[1]Институт оптики атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

[2] Исследовательский Центр по изучению окружающей среды, Республика Китай (Тайвань,)

kokh@iao.ru, smalikho@iao.ru, weinai.chen@gmail.com

Ключевые слова: лидар, пограничный слой, аэрозоль, внутренние гравитационные волны

В августе 2014 г. в районе п. Боярск проводились наблюдения аэрозольной атмосферы с помощью аэрозольно-рамановского лидара ЛОЗА-М2 и 1.5 микронного импульсного когерентного доплеровского лидара Stream Line. В различных синоптических условиях исследовалось поле ветра до высот 1 км и его влияние на стратификацию и динамику аэрозольных слоев в нижней тропосфере. Приведены данные одновременных наблюдений волнообразных движений в пограничном слое тропосферы двумя лидарами.

В исследованиях на побережье оз. Байкал (пос. Боярск) основное внимание было обращено на изучение временной трансформации вертикальной структуры аэрозольных полей на основе анализа двумерных разрезов типа высота-время. Долговременной задачей исследований является выявление физических механизмов формирования аэрозольных полей в котловине от временных динамических характеристик (суточная изменчивость, тип воздушной массы, высота слоя перемешивания). Особенно актуальна такая задача при исследованиях вертикальной структуры в случае устойчиво стратифицированной атмосферы, характерной для озера Байкал. Как следует из наших предыдущих исследований, в подобных условиях вертикальная структура выглядит в виде отдельных устойчивых аэрозольных слоев протяженностью от десятков до сотен метров.

В августе 2014 г. исследования проводились совместно аэрозольно-рамановским лидаром "ЛОЗА-М2" и доплеровским лидаром "Stream Line". Кроме того, привлекались метеоданные, полученные ультразвуковой метеостанцией.

Для регистрации быстропротекающих волновых процессов была проведена серия наблюдений с вертикальной ориентацией доплеровского лидара. При таком положении лидара возможна быстрая регистрация вертикальной скорости ветра. На рис. 3 приведены записи наблюдений, проведенные 4 августа 2014 г. в период 01:41-02:25 местного времени (рис. 3а) и 05:00 - 06:00 (3б). В верхней рамке - скорость вертикального ветра, в нижней - запись аэрозольного лидара на длине волны 1064 нм. Направление горизонтального ветра около 270° на всех высотах (ветер со стороны озера). В стабильном атмосферном слое на высотах 250-500

м наблюдаются внутренние гравитационные волны с периодом от 1,5 минуты (3а) до 5 минут (3б). Наблюдается хорошее совпадение моментов подъема воздушных масс (со скоростью более 1 м/с) с максимумами высоты подъема аэрозольного слоя.

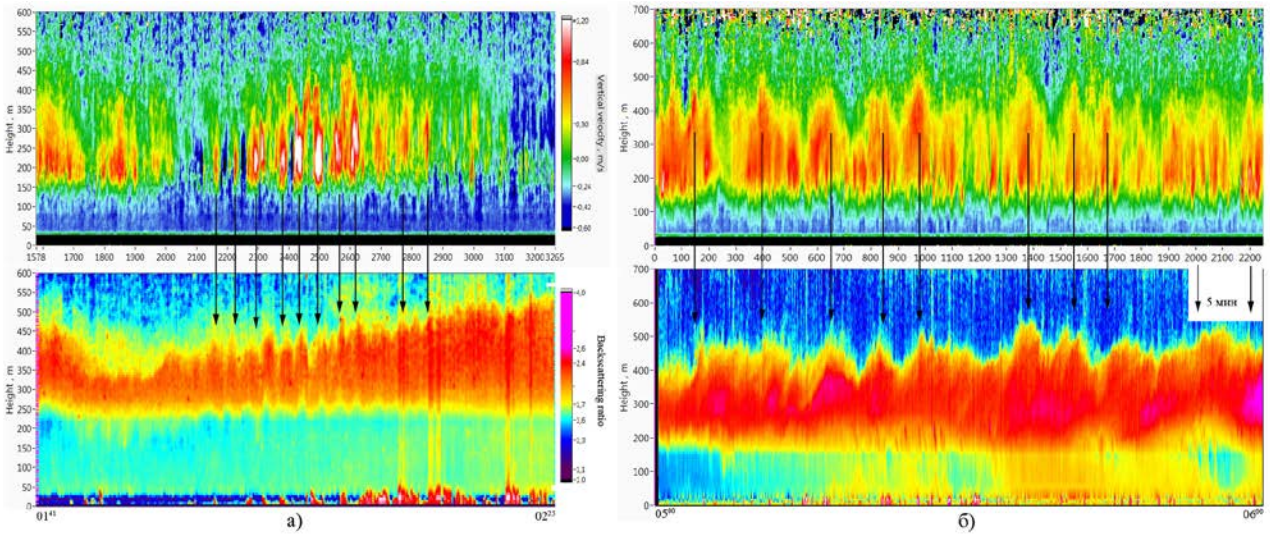


Рис. 3. Сравнение записей доплеровского (вверху) и аэрозольного лидаров 4.08.2014 г.

Другую картину можно видеть на рис. 4, где наблюдаются более медленные волны с периодом около 20 мин. Здесь область восходящих движений (импульсы №№ 900-1600) соответствуют неустойчивому слою с низким коэффициентом рассеяния, аэрозоль из которого выносится в соседние слои. В то же время локальные подъемы (импульсы №№ 0-100, 500-600) приводят к кратковременному подъему аэрозольного слоя на высоте 200 м.

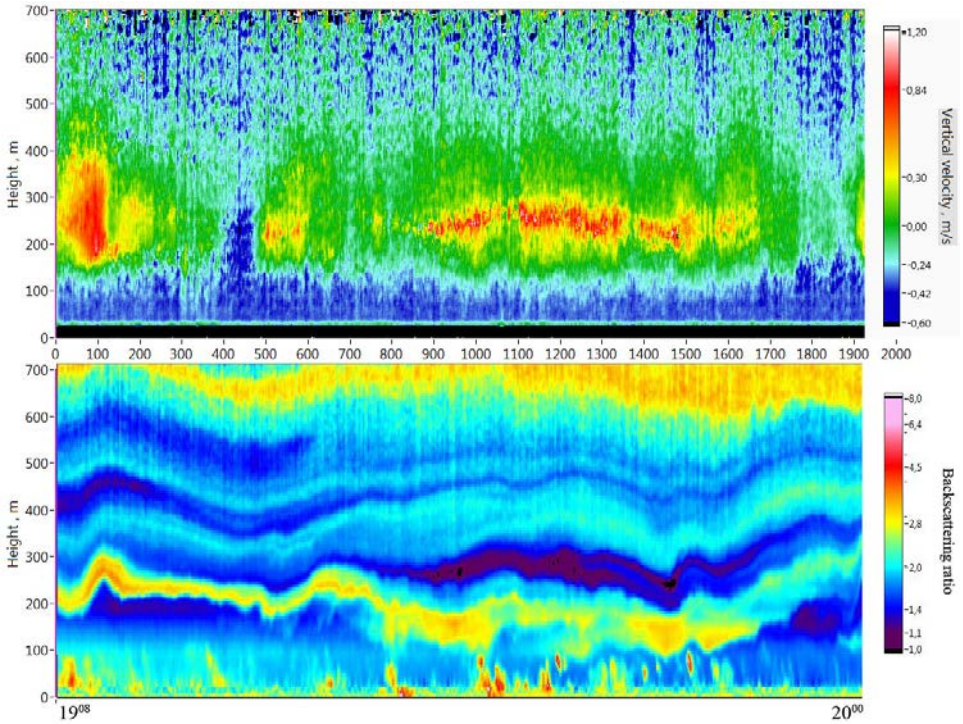


Рис. 4. Сравнение записей доплеровского (вверху) и аэрозольного лидаров 3.08.2014 г.

Измерения как вертикального так и горизонтальных составляющих ветра (направление и

скорость) возможна при сканировании доплеровского лидара по конусу с углом 45° относительно вертикали. Время усреднения при этом составляет 1,2 мин., что в совокупности с худшим пространственным разрешением позволяет следить за медленными процессами с пространственными размерами порядка 500м - 1 км. Пример наблюдения в этом режиме приведен на рис. 5 (5 августа, 12:00 - 23:13). Рисунок соответствует ситуации, когда преобладавший западный ветер сменяется вблизи поверхности северо-восточным (со стороны хребта Хамар-Дабан). На аэрозольной записи (рис. 5а) наблюдаются многочисленные слои, непрерывно понижающиеся и сменяющие друг друга. Такие же нисходящие струи (до - 0,4 м/с) видны на записи доплеровского лидара (рис. 5б) в диапазоне высот 700-1300 м. В области проникновения северо-восточной воздушной массы возникает резкая граница на высоте 500-600 м (импульсы №№ 550-660) со сдвигом скорости и направления ветра, что определяет необходимые условия для генерации внутренних гравитационных волн. Эти волны хорошо видны на записях как аэрозольного, так и доплеровского лидаров.

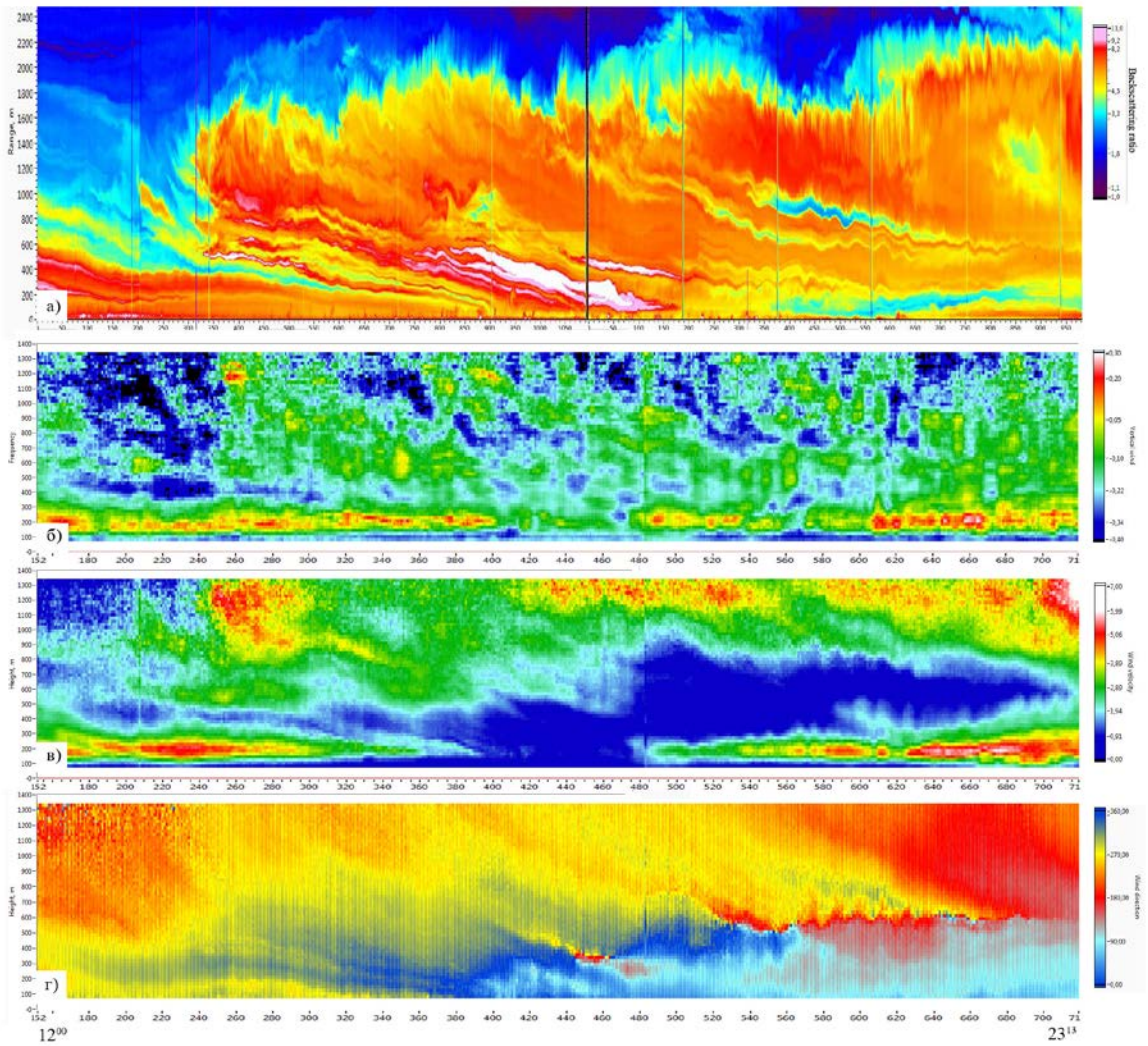


Рис. 5. Сравнение записей аэрозольного (а) и доплеровского (б-г) лидаров 5.08.2014 г.

Еще одно сравнение приведено на рис. 6. Граница резкого изменения направления ветра с 90° до 180° за время записи (рис. 6в) повышается с 500м до 800 м. Выше границы также наблюдается скачок скорости ветра. Это приводит к появлению волновых движений в аэрозольном слое, сначала на высоте 600м, в дальнейшем область волновых движений распространяется до 1000 м.

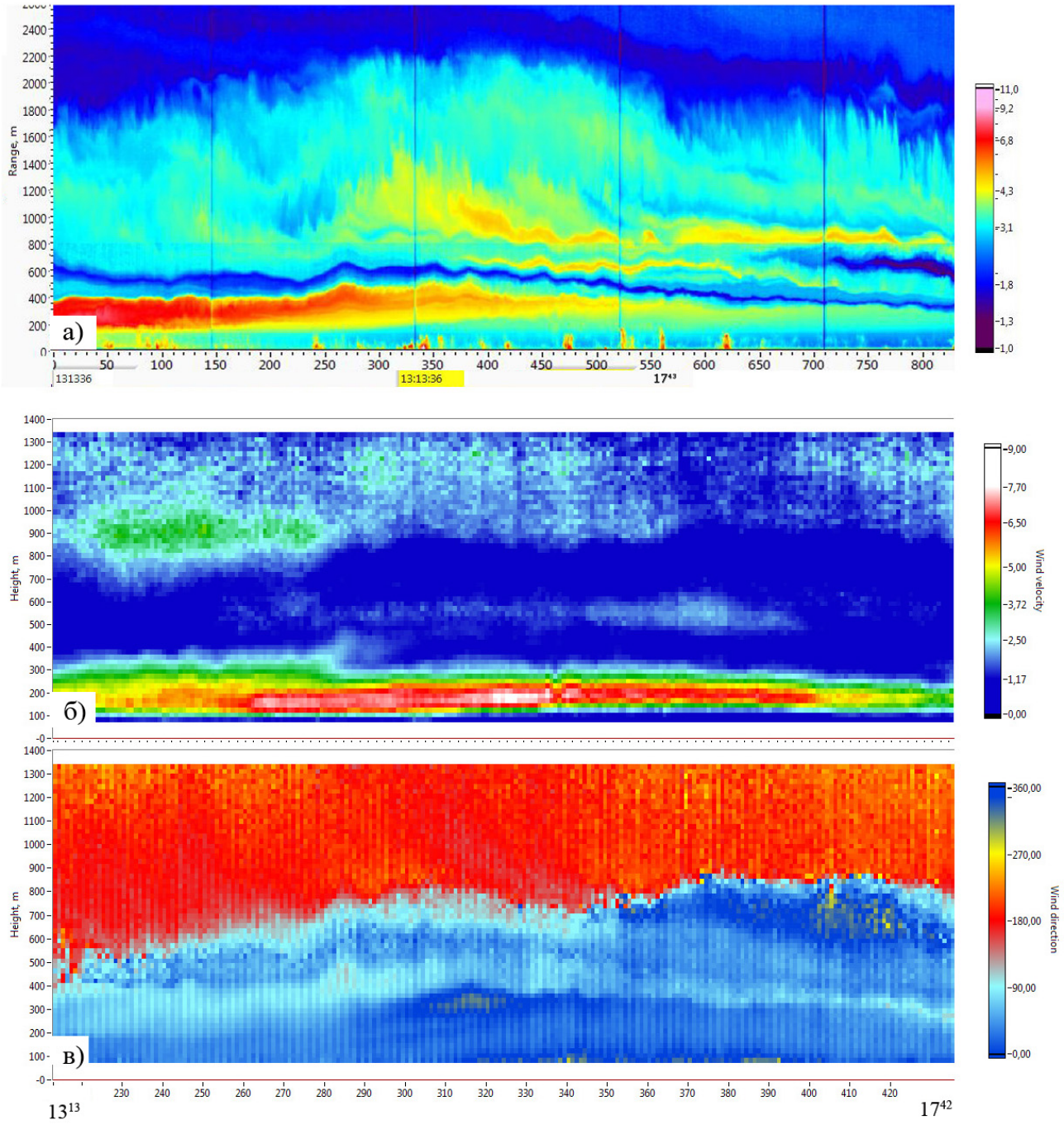


Рис. 6. Сравнение записей аэрозольного (а) и доплеровского (б-г) лидаров 6.08.2014 г.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (Соглашение № 14.604.21.0046) и гранта РФФИ № 14-05-92003-ННС.

МОДЕЛЬ СПЕКТРАЛЬНЫХ КОЭФФИЦИЕНТОВ АЭРОЗОЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ

В.Н. Ужегов, Ю.А. Пхалагов

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

uzhegov@iao.ru; pkhalagov@iao.ru;

Ключевые слова: дымка, дымовой аэрозоль, эмпирическая модель.

Аннотация: Представлена эмпирическая модель спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta_a(\lambda)$ в диапазоне длин волн λ: 0.45 - 3.9 мкм для приземной атмосферы. Входным параметром модели служит метеорологическая дальность видимости. Основой модели послужили массивы коэффициентов $\beta_a(\lambda)$, накопленные в результате многолетних измерений спектрального пропускания приземной атмосферы. Исходные данные были получены при приходе в пункт наблюдения дымов удаленных лесных и торфяных пожаров и в относительно чистых условиях.

Исходные данные. С 2003 по 2006 гг. весенне-летне-осенний период на восточной окраине г. Томска были организованы круглосуточные измерения спектральной прозрачности атмосферы $T(\lambda)$ на горизонтальной трассе длиной L = 1 км. Измерения проводились с помощью автоматизированного фильтрового двухканального фотометра [1-3], работающего в 11 участках спектра в диапазоне длин волн λ: 0.45 – 3.91 мкм. По полученным значениям $T(\lambda)$ через соотношение Бугера: $\ln T(\lambda) = -\beta_{EX}(\lambda)\cdot L$ находятся коэффициенты общего ослабления оптического излучения $\beta_{EX}(\lambda)$, представляющие собой сумму коэффициентов молекулярного рассеяния, аэрозольного ослабления $\beta(\lambda)$, континуального поглощения паров воды и селективного поглощения малых газовых компонент и паров воды. Затем, с помощью статистической методики [4], выделялись коэффициенты аэрозольного ослабления $\beta(\lambda)$, из которых был сформирован многолетний массив, насчитывающий около 6000 реализаций, которые были получены при приходе в пункт наблюдения дымов удаленных лесных и торфяных пожаров (около 600 реализаций), и в относительно чистых условиях (более 5000 реализаций).

В табл. 1 приведены некоторые статистические характеристики общего массива данных, включающие: средние значения – $\overline{X}$, среднеквадратичные отклонения – $\sigma_X(\lambda)$ и элементы нормированной автокорреляционной матрицы - $\rho_{\beta(\lambda i),X}$ для четырех длин волн – 0.55, 0.69, 1.06 и 2.17 мкм. В этой же таблице представлены статистические характеристики некоторых метеопараметров атмосферы: t – температура, RH - относительная влажность воздуха, e - парциальное давление паров воды, v - скорость ветра, P – давление воздух. Метеопараметры измерялись синхронно с оптическими характеристиками.

Эмпирическая модель. Простейшее выражение, представляющую линейную регрессионную зависимость, связывающую вариации коэффициентов аэрозольного ослабления

видимого излучения с изменчивостью аэрозольной экстинкции во всем исследуемом диапазоне спектра можно записать в виде: $\beta_i(\lambda) = K_0(\lambda) + K_1(\lambda) \cdot \beta_i(0.55)$. Где $K_0(\lambda)$ и $K_1(\lambda)$ - коэффициенты регрессии, зависящие от длины волны излучения, а $\beta(0.55)$ – входной параметр регрессионной модели - коэффициент аэрозольного ослабления видимого излучения на длине волны 0.55 мкм, который либо измеряется, либо оценивается из выражения: $\beta(0.55) = 3.9 / S_m$, где Sm – метеорологическая дальность видимости.

Таблица 1. Статистические характеристики спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления оптического излучения и некоторых метеопараметров атмосферы, полученных синхронно с оптическими измерениями.

Параметр,	Средние,	СКО,	$\rho_{\beta(\lambda 1),\, X}$			
X	$\overline{X}$	σ_x	λ_1: 0,55	0,69	1,06	2,17
β(0,45)	0,2442	0,1618	0,976	0,942	0,737	0,485
β(0,50)	0,2094	0,1409	0,994	0,961	0,742	0,491
β(0,55)	0,1879	0,1258	1,000	0,975	0,761	0,508
β(0,63)	0,1576	0,1020	0,991	0,990	0,816	0,573
β(0,69)	0,1429	0,0914	0,975	1,000	0,857	0,621
β(0,87)	0,1154	0,0688	0,890	0,957	0,956	0,766
β(1,06)	0,1037	0,0621	0,761	0,857	1,000	0,854
β(1,22)	0,0995	0,0600	0,732	0,831	0,988	0,890
β(1,65)	0,0880	0,0529	0,636	0,740	0,937	0,937
β(2,17)	0,0749	0,0454	0,508	0,621	0,854	1,000
β(3,91)	0,0733	0,0445	0,432	0,541	0,768	0,942
t, C	12,93	8,81	0.004	0.017	0.033	-0.061
e, мб	10,22	4,70	0.062	0.087	0.129	0.018
RH, %	64,51	19,12	0.146	0.164	0.194	0.165
P, мм	745,2	6,36	0.013	-0.011	-0.057	-0.035
V, м/с	2,00	0,97	-0.158	-0.163	-0.147	-0.090

При построении эмпирической модели часто встречается подход [5, 6], с использованием разложения автокорреляционной матрицы измеряемых параметров по собственным векторам:

$\beta_i(\lambda) = \overline{\beta(\lambda)} + \sum_k C_{i,k} \cdot V_k(\lambda)$, где $V_k(\lambda)$ – k–ый собственный вектор, а $C_{i,k}$ – коэффициент разложения, соответствующий k–ому собственному вектору и i – ой реализации $\beta_i(\lambda)$. В случае однопараметрической модели, когда используется только первый собственный вектор, коэффициент регрессии можно записать: $K1(\lambda) = V1(\lambda) / V1(0.55)$, а расчет свободного члена $K_0(\lambda)$, не связанного с входным параметром модели и входящим в выражение (1) вычисляется:

$K_0(\lambda) = \overline{\beta(\lambda)} - K_1(\lambda) \cdot \overline{\beta(0.55)}$. Из данных приведенных в табл. 1. легко оценить случайную погрешность единичного измерения коэффициентов $\beta(\lambda)$, которая не превышает погрешности $\delta_\beta(\lambda)$ восстановления величины $\beta(\lambda_2)$, по измеренным значениям аналогичной величины на соседней длине волны λ_1: $\delta_\beta(\lambda_2) = \sigma_\beta(\lambda_2) \cdot (1 - \rho^2_{\beta(\lambda 1),\, \beta(\lambda 2)})^{1/2}$. Величина погрешности

единичного измерения коэффициентов $\delta_\beta(\lambda)$ для видимой области спектра не превышает 0.015, а для инфракрасного диапазона составляет 0.02 км$^{-1}$.

Основные результаты.

На рис. 1 на примере корреляционной связи между аэрозольным ослаблением на длинах волн 0.55 и 2,2 мкм представлены результаты разделения общего массива данных на два типа замутнений. Данные, приведенные на этом рисунке, соответствуют: приходу в пункт измерений дымов удаленных лесных и торфяных пожаров (черные точки); и условиям относительно чистой атмосферы (синие квадратики). На этом же рисунке для этих двух массивов приведены линейные аппроксимации, сделанные на основе расчета собственных векторов автокорреляционной матрицы. На рис. 2 представлены результаты расчета спектральной зависимости коэффициента регрессии $K_1(\lambda)$ для двух типов замутнений, условно названных: дымовая ситуация и типичная атмосферная дымка.

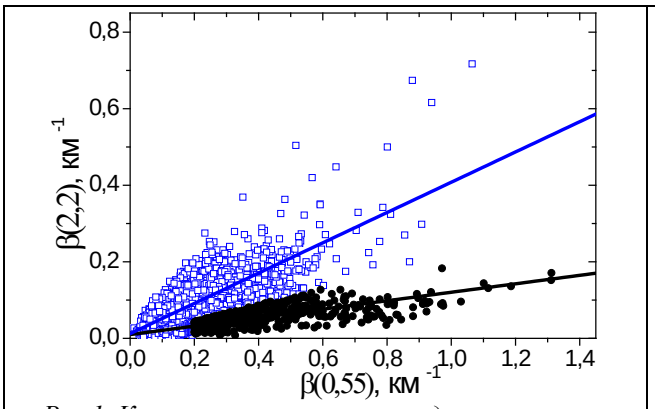


Рис.1. Корреляционная связь между аэрозольным ослаблением на длинах волн 0.55 и 2,2 мкм для двух типов замутнений.

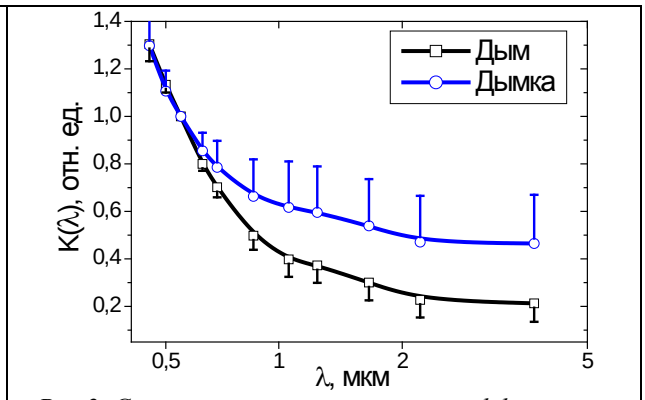


Рис.2. Спектральная зависимость коэффициента регрессии $K_1(\lambda)$ для дымовых и чистых условий.

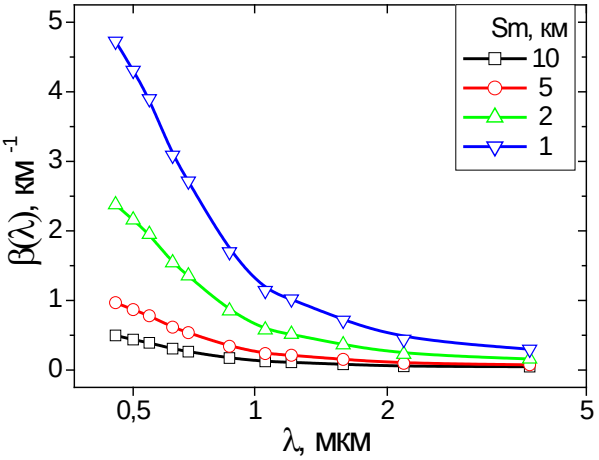


Рис. 3. Спектральная зависимость коэффициентов аэрозольного ослабления излучения для дымовых условий.

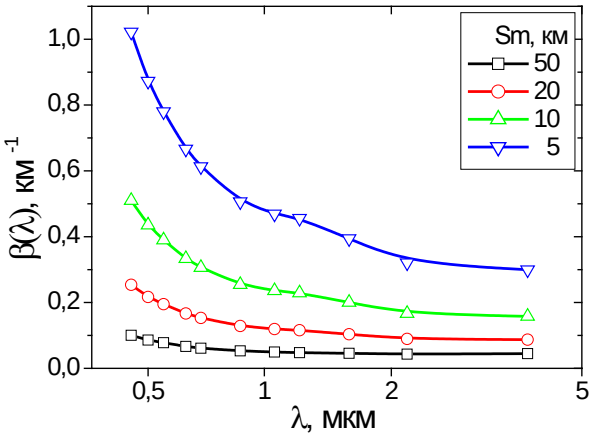


Рис.4. Спектральная зависимость коэффициентов аэрозольного ослабления излучения для чистых условий.

Для этих ситуаций был проведен расчет спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления оптического излучения для разных величин метеорологической дальности видимости Sm. Результаты такого расчета приведены на рис. 3 и 4.

Любая модель, в том числе и спектральной зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления оптического излучения нуждается в дополнительной проверке на адекватность. На рис. 5 приведено сопоставление предложенной модели с результатами других авторов, полученными в других климатических зонах России и СССР. Видно, что предложенная модель для типичной атмосферной дымки (прямая I) хорошо совпадает с большинством, полученных данных. Что касается прямой II, то эта аппроксимация может выступать, как оценка минимального замутнения в ИК области спектра при широком наборе замутнений в видимом диапазоне длин волн.

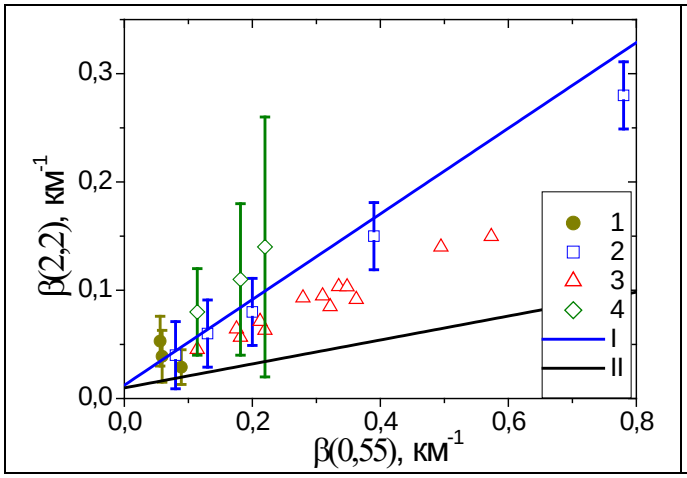


Рис. 5. Корреляционная связь между аэрозольным ослаблением на длинах волн 0.55 и 2,2 мкм, прямые линии и совпадают с линейной регрессией для двух типов замутнений, приведенных на рис. 1, точки на рисунке соответствуют:
1 - аридная зона [7];
2 - морская прибрежная дымка [8];
3 - оптико-микрофизическая модель Г.М. Крекова, Р.Ф. Рахимова [9];
4 – данные полученные на Европейской территории России [10].

1. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Щелканов Н.Н. Автоматизированный многоволновой измеритель спектральной прозрачности приземной атмосферы // Оптика атмосф. и океана. 1992. Т. 5. № 6. С. 667-671.
2. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Щелканов Н.Н., Ростов А.П. Автоматизированный комплекс для измерения прозрачности атмосферы в оптическом диапазоне длин волн. //Наука – производству. 2003. № 9 (65). С.39 – 41.
3. Ужегов В.Н., Ростов А.П., Пхалагов Ю.А. Автоматизированный трассовый фотометр. // Оптика атмосф. и океана. 2013. Т. 26. № 07. С. 590-594.
4. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н. Статистический метод разделения коэффициентов общего ослабления ИК радиации на компоненты // Оптика атмосф. и океана. 1988. Т. 1. № 10. С. 3-11.
5. Розенберг Г.В., Горчаков Г.И., Георгиевский Ю.С., Любовцева Ю.С. Оптические параметры атмосферного аэрозоля // Физика атмосферы и проблемы климата. – М.: Наука, 1980. – С. 216-257.
6. Малкевич М.С., Георгиевский Ю.С., Чавро А.И., Шукуров А.Х. Статистические характеристики спектральной структуры ослабления радиации в приземном слое воздуха // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1977. Т.13. №12. С. 1257-1267.
7. Щелканов Н.Н., Пхалагов Ю.А. Однопараметрические сезонные модели аэрозольного ослабления в области спектра 0,44–11,5 мкм для приземного слоя атмосферы аридной зоны. // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 08. С. 673-678.
8. Кабанов М.В., Панченко М.В., Пхалагов Ю.А., Веретенников В.В., Ужегов В.Н., Фадеев В.Я. Оптические свойства прибрежных атмосферных дымок. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1988.
9. Креков Г.М., Рахимов Р.Ф. Оптические модели атмосферного аэрозоля. – Томск: Изд-е Томского филиала СО АН СССР, 1986. 294 с.
10. Филиппов В.Л., Макаров А.С., Иванов В.П. Статистические характеристики ослабления видимой и ИК радиации в приземном слое атмосферы // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1979. Т.15. №3. С.257-265.

Работа выполнена при частичной поддержке Программы №18 Президиума РАН

МОДЕЛИРОВАНИЕ АЭРОЗОЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ ВИДИМОГО И ИК ИЗЛУЧЕНИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗМЕРЕНИЙ ПАРАМЕТРОВ СВЕТОРАССЕЯНИЯ В ЛОКАЛЬНОМ ОБЪЕМЕ ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ

В.Н. Ужегов, В.С. Козлов, М.В. Панченко, Вас.В. Полькин, В.В. Полькин,
Ю.А. Пхалагов, С.А. Терпугова, А.Г. Тумаков, В.П. Шмаргунов, Е.П. Яушева

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

uzhegov@iao.ru; vkozlov@iao.ru; pmv@iao.ru; pv@iao.ru; victor@iao.ru;
pkhalagov@iao.ru; swet@iao.ru; vpsh@iao.ru, helen@iao.ru

Ключевые слова: аэрозольное ослабление излучения, эмпирическая модель

Аннотация: Апробирован модифицированный регрессионный алгоритм расчета коэффициентов аэрозольного ослабления видимого и ИК излучения с помощью входных параметров, измеряемых в локальном объеме приземной атмосферы. Независимой переменной регрессии выступали спектральные коэффициенты аэрозольного ослабления $\beta(\lambda)$ в диапазоне длин волн λ от 0.5 до 4 мкм, полученные из измерений спектрального пропускания атмосферы на горизонтальной протяженной трассе длиной 1 км. Предикторами регрессионного уравнения выступали характеристики светорассеяния, измеряемые в локальном объеме в видимой области спектра: коэффициенты рассеяния $\beta_s(\varphi)$, измеряемые под углами φ = 1.2, 15 и 45°, а также массовая концентрация поглощающего вещества M_{BC}. Для температур воздуха t < –15°C алгоритм был дополнен членом, учитывающим роль ледяного тумана.

Предложен пятифакторный регрессионный алгоритм расчета коэффициентов аэрозольного ослабления видимого и ИК излучения с помощью входных параметров, измеряемых в локальном объеме. Независимой переменной регрессии выступали спектральные коэффициенты аэрозольного ослабления оптического излучения $\beta_a(\lambda)$ в диапазоне длин волн λ от 0.5 до 3.9 мкм. Массив $\beta_a(\lambda)$ получен из измерений спектрального пропускания атмосферы на горизонтальной протяженной трассе длиной 1 км [1–3]. Предикторами корреляционного уравнения выступали характеристики светорассеяния, измеряемые в локальном объеме в видимой области спектра: коэффициенты рассеяния $\beta_s(\varphi)$, измеряемые под углами φ = 1.2; 15 и 45° [4, 5], а также массовая концентрация поглощающего вещества M_{BC} [6] и температура воздуха t:

$$\beta_a(\lambda) = K_0(\lambda)+K_1(\lambda)\cdot\beta_s(45) + K_2(\lambda)\cdot\beta_s(15) + K_3(\lambda)\cdot\beta_s\,(1.2) + K_4(\lambda)\cdot M_{BC} + K_5(\lambda)\cdot t \pm \delta\beta(\lambda), \quad (1)$$

где $K_0(\lambda)$, …., $K_5(\lambda)$ – коэффициенты регрессии, относительная спектральная зависимость которых представлена на рис. 1. Параметр $\beta_s(45)$, измеряемый с помощью спектронефелометра под углом 45° [4], служил предиктором, который учитывал вариации субмикронного аэрозоля и отражал изменчивость спектральной зависимости коэффициентов $\beta_a(\lambda)$ в диапазоне длин волн

от 0.45 до 1.06 мкм (см. рис. 2). Предиктор $\beta_s(1.2)$, измеряемый с помощью ореольного фотометра под углом 1.2° [5], служил входным параметром, отражающим изменчивость

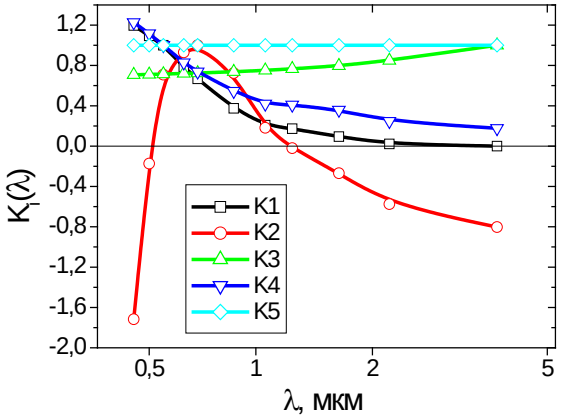


Рис.1. Спектральная зависимость относительных коэффициентов регрессии уравнения (1).

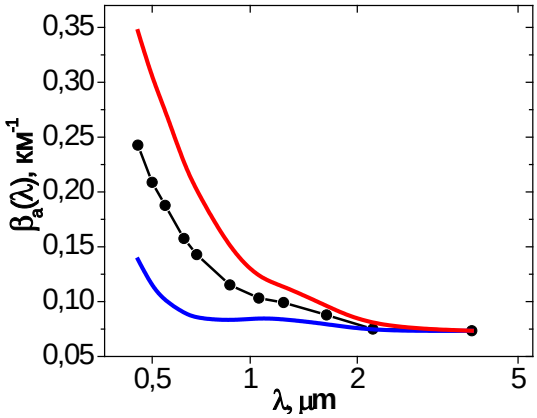


Рис.2. Изменчивость спектральной зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta_a(\lambda)$, связанная с вариациями параметра $\beta_s(45°)$.

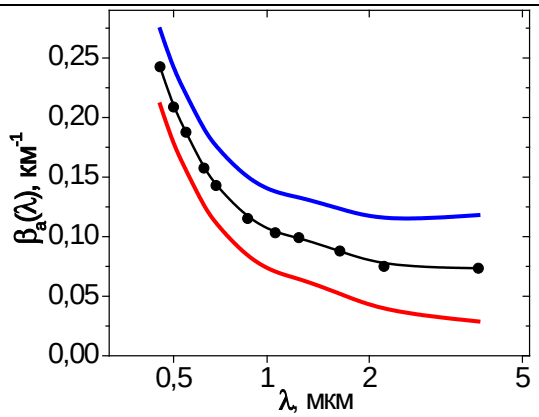


Рис. 3. Изменчивость спектральной зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta_a(\lambda)$, связанная с вариациями параметра $\beta_s(1,2^o)$.

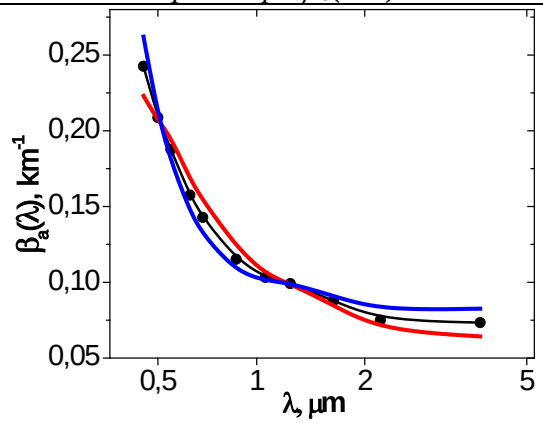


Рис. 4. Изменчивость спектральной зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta_a(\lambda)$, связанная с вариациями параметра $\beta_s(15^o)$.

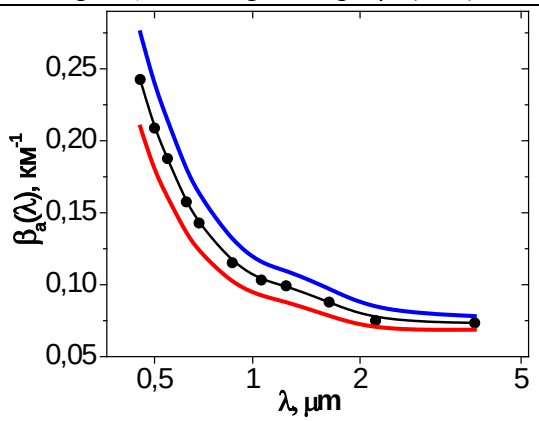


Рис. 5. Изменчивость спектральной зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta_a(\lambda)$, связанная с вариациями параметра M_{BC}.

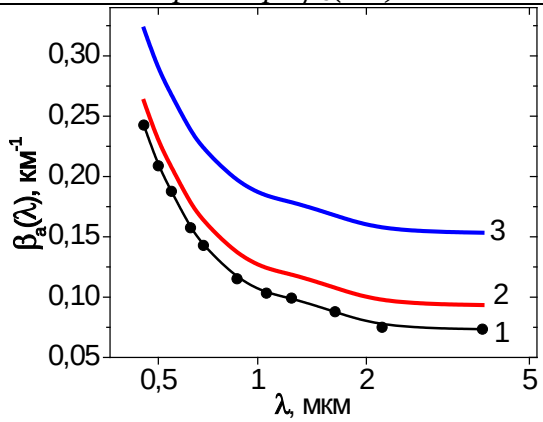


Рис. 6. Изменчивость спектральной зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta_a(\lambda)$, связанная с изменениями температуры воздуха зимой при t = -15, -20 и -30°C (кривые 1-3, соответственно).

грубодисперсного аэрозоля и отвечающий в регрессионной модели за квазинейтральную спектральную зависимость величины $\beta_a(\lambda)$ (см. рис. 3).

Заметим, что члены регрессионного уравнения (1), связанные с входными параметрами $\beta_s(45)$ и $\beta_s(1.2)$ описывают более 90 % дисперсии изменчивости коэффициентов $\beta_a(\lambda)$ во всем диапазоне длин волн. Предикторы $\beta_{sc}(15)$ и M_{BC}, входящие в выражение (1), уточняют спектральную зависимость $\beta_a(\lambda)$, хотя доля вариаций, приходящаяся на члены регрессии, связанные с этими входными параметрами не велика и варьирует в пределах 2–5 %.

Параметр $\beta_s(15)$ связан, по-видимому, с изменчивостью среднедисперсной фракции аэрозольных частиц (r = 0.5–1 мкм) и проявляется на спектральной зависимости $\beta_a(\lambda)$ эпизодически [7]. Роль этого параметра регрессии видна из рис. 4, которая проявляется в виде коррелированных вариаций $\beta_a(\lambda)$ в диапазоне длин волн 0.55 – 1.06 мкм, которые в свою очередь анти коррелируют с изменчивостью аэрозольного ослабления на краях исследуемого спектрального диапазона при $\lambda < 0.55$ и $\lambda > 1.06$ мкм. Предиктор M_{BC}, представляющий собой массовую концентрацию поглощающего вещества в аэрозольных частицах субмикронного диапазона размеров, измерялся с помощью аэталометра [6]. Член уравнения (1), связанный с этим входным параметром, дополнял статистическую модель и связан, в основном, с поглощающими свойствами субмикронного аэрозоля [8, 9] (см. рис. 5). Кроме того для зимних условий при температуре воздуха $t < -15°C$ модель была дополнена членом $K_5(\lambda)\cdot t$, связанным с появлением в воздухе частиц ледяного тумана [10] (см. рис. 6).

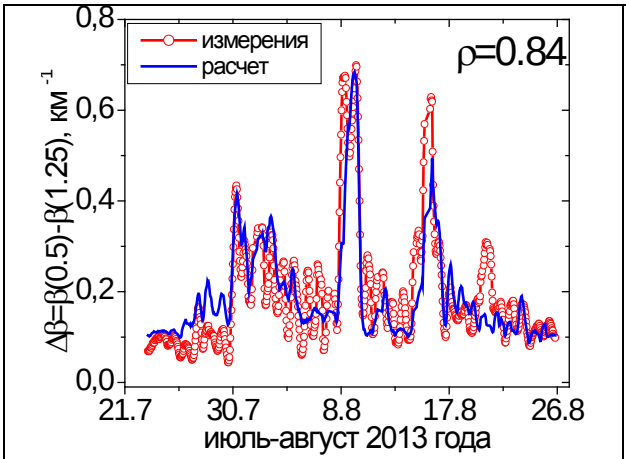


Рис.7а. Временная изменчивость измеренных и расчетных параметра $\Delta\beta_a = \beta_a(0,5) - \beta_a(1,2)$, полученного в июле – августе 2013 г.

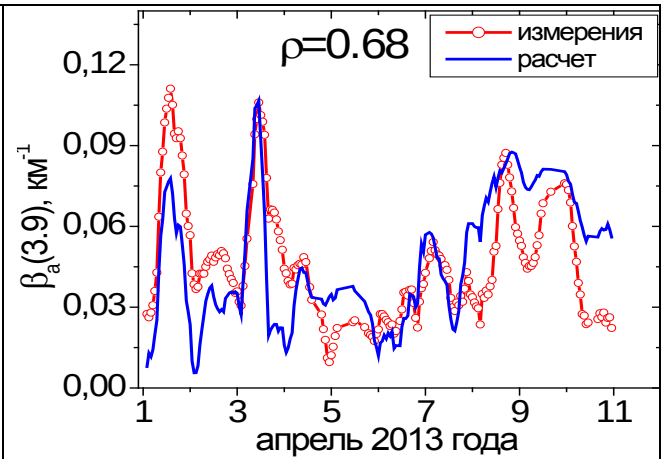


Рис.7б. Временная изменчивость измеренных и расчетных коэффициентов $\beta_a(3,9)$, полученных в апреле 2013 г.

Предложенная модель восстановления коэффициентов аэрозольного ослабления по данным аэрозольной станции была апробирована на двух временных участках измерений, проведенных в апреле и июле-августе 2013 года. Результаты сопоставления измеренного и

рассчитанного временного хода параметра ослабления излучения $\Delta\beta_a$ и коэффициента $\beta_a(3,9)$ приведены на рисунках 7, а и б. Коэффициенты корреляции ρ между измеренными и рассчитанными по модели (1) параметрами составили 0.84 и 0.68. Погрешность восстановления δβ для этих кривых оказалась равной 0.092 и 0.022 км$^{-1}$ соответственно. На рис. 8а и 8б представлен сглаженный годовой ход восстановленных оптических характеристик $\Delta\beta$ и $\beta_a(3,9)$, полученных в 2013 и 2014 гг., по результатам измерений на Аэрозольной станции ИОА [11] и с использованием предложенной регрессионной модели.

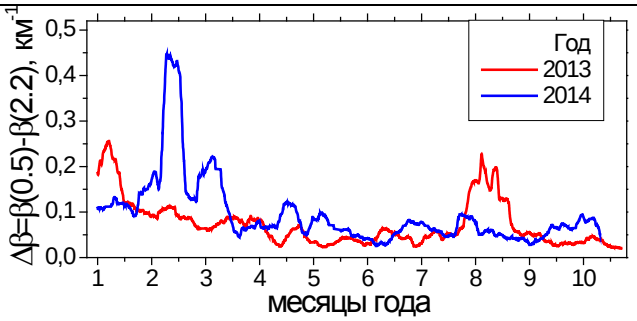


Рис. 8а. Межсезонная изменчивость расчетных коэффициентов $\Delta\beta = \beta_a(0,5) - \beta_a(2,2)$, полученных в 2012 и 2013 гг.

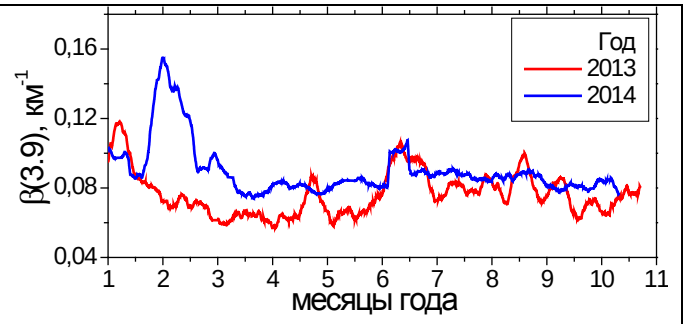


Рис.8б. Межсезонная изменчивость расчетных коэффициентов $\beta_a(3,9)$, полученных в 2012 и 2013 гг.

1. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Щелканов Н.Н. Автоматизированный многоволновой измеритель спектральной прозрачности приземной атмосферы // Оптика атмосф. и океана. 1992. Т. 5. № 6. С. 667-671.
2. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Щелканов Н.Н., Ростов А.П. Автоматизированный комплекс для измерения прозрачности атмосферы в оптическом диапазоне длин волн. //Наука – производству. 2003. № 9 (65). С.39 – 41.
3. Ужегов В.Н., Ростов А.П., Пхалагов Ю.А. Автоматизированный трассовый фотометр. // Оптика атмосф. и океана. 2013. Т. 26. № 07. С. 590-594.
4. Шмаргунов В.П., Козлов В.С., Тумаков А.Г., Полькин В.В., Панченко М.В. Автоматизированный аэрозольный нефелометр на базе ФАН // Приборы и техника эксперимента. 2008. №5. С. 165.
5. Шмаргунов В.П., Полькин В.В., Тумаков А.Г., Панченко М.В., Полькин Вас.В. Ореольный фотометр закрытого объема // Приборы и техника эксперимента. 2010, №6. С. 1-3.
6. Козлов В.С., Бурков В.В., Панченко М.В., Шмаргунов В.П. Оптический измеритель массовой концентрации поглощающего вещества аэрозоля (сажи) в воздухе // Наука производству. 2003. № 9 (65). С. 15-19.
7. Полькин В.В., Панченко М.В., Ужегов В.Н., Полькин Вас.В., Терпугова С.А. О среднедисперсной фракции частиц приземного аэрозоля в переходный период «зима–весна». // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 09. С. 775-781.
8. Ужегов В.Н., Пхалагов Ю.А., Панченко М.В., Козлов В.С., Терпугова С.А., Яушева Е.П. Статистическая оценка поглощения атмосферного аэрозоля по данным оптических измерений. // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т. 20. № 01. С. 25-30.
9. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Козлов В.С., Панченко М.В., Терпугова С.А., Яушева Е.П. Восстановление коэффициентов аэрозольного ослабления оптического излучения на протяженной приземной трассе по данным измерений параметров аэрозоля в локальном объеме. // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 06. С. 478-483.
10. Ужегов В.Н., Пхалагов Ю.А., Щелканов Н.Н. Исследование аэрозольного ослабления оптического излучения в зимних условиях. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. № 08. С. 1067-1076.
11. URL: http://aerosol1.iao.ru

Работа выполнена при частичной поддержке Программы №18 Президиума РАН

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СПУТНИКОВЫХ РАДИОМЕТРИЧЕСКИХ И НАЗЕМНЫХ ЛИДАРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ДЛЯ ОБНАРУЖЕНИЯ ПЕРИСТЫХ ОБЛАКОВ, СОДЕРЖАЩИХ АНСАМБЛИ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ОРИЕНТИРОВАННЫХ ЛЕДЯНЫХ ЧАСТИЦ

И.В. Самохвалов[1], В.В. Белов[2], С.В. Насонов[1,2], И.В. Животенюк[1], Ю.В. Гриднев[2]

[1]Национальный исследовательский Томский Государственный университет

[2]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

lidar@mail.tsu.ru , belov@iao.ru , nsergeyvlad@sibmail.com

Ключевые слова: поляризационный лидар, облака верхнего яруса, матрица обратного рассеяния света, спутниковый радиометр.

Аннотация

Приводится пример совместного анализа данных, полученных в результате зондирования облаков верхнего яруса наземным поляризационным лидаром ТГУ и спутниковым радиометром MODIS.

В настоящее время является общепризнанным факт существенного влияния облаков верхнего яруса (ОВЯ), состоящих преимущественно из кристаллических частиц, на радиационные процессы в атмосфере и соответственно на особенности формирования климата Земли. Несмотря на то, что уже на протяжении нескольких десятков лет ведутся целенаправленные исследования перистых облаков в рамках различных национальных и международных проектов с использованием всех доступных средств и методов, вместе с тем некоторые аспекты проблемы взаимодействия излучения с частицами несферической формы до сих пор плохо изучены. Так, например, в работе [1] были обобщены результаты многолетних комплексных исследований радиационных свойств ОВЯ, выполненных коллективами советских ученых. В ней же отмечается необходимость исследования даже самых тонких перистых облаков из-за недостаточного уровня знаний их радиационных свойств. Среди нескольких проблем требующих уточнений – особенности микрофизики перистых облаков, связанные с проявлением преимущественной ориентации несферических частиц, которая приводит к существенной анизотропии оптических свойств. В связи с вышесказанным задача разработки микрофизической модели ОВЯ, адекватно описывающей их оптические свойства с учетом преимущественной ориентации кристаллических частиц является актуальной.

Лидарные исследования кристаллических облаков являются практически единственным инструментом для получения информации о состоянии ориентации кристаллов в облаках. Лазерные поляризационные исследования характеристик облаков верхнего яруса регулярно проводятся на высотном поляризационном лидаре Томского государственного университета

[2,3]. Анализ соотношений элементов экспериментальных МОРС, позволяет оценить состояние ориентированности кристаллических частиц облаков.

В последние десятилетия все большее значение приобретает мониторинг облачности из космоса. Данные о характеристиках облачности, температурно-влажностном режиме в атмосфере на высотах наблюдаемых облаков можно получать в результате обработки спутниковой информации. Одним из таких перспективных средств является радиометр MODIS (MODerate-Resolution Imaging Spectroradiometer), позволяющий измерять восходящее с земной поверхности потоки излучения в 36 спектральных диапазонах (включая видимый, ближний ИК и ИК) от 0,4 до 14,2мкм, с пространственным разрешением в надир от 250 м до 1 км, в зависимости от длины волны. Особый интерес для исследований представляет канал 1,38мкм (26 канал), который эффективен для обнаружения кристаллических облаков верхнего яруса. Этот спектральный диапазон лежит в сильной полосе поглощения водяного пара, поэтому отраженное от поверхности Земли солнечное излучение при влагосодержании атмосферы $W >$ 1г/см^2 практически полностью поглощается в атмосфере. В этом канале спутниковый радиометр фиксирует рассеянное излучение от слоев аэрозоля или перистой облачности в верхних слоях атмосферы. Тогда, используя пороговое значение (0.03-0.04) для коэффициента отражения $R_{1.38}$ системы «атмосфера – подстилающая поверхность» в канале λ = 1,38 мкм, можно разделить оптические ситуации безоблачной атмосферы, присутствия перистой облачности и плотной облачности с оптической толщиной > 0.5.

Далее приведены результаты обработки части массива спутниковых данных, полученных в дневное время суток для окрестности г. Томска (в радиусе 25 км) за временной период 17 мая - 6 июня 2011 года. В таблице 1 приведены средние значения параметров атмосферы, а также дата и время проведения спутниковых измерений.

Высокие значения $R_{1.38}$ являются индикатором присутствия в верхних слоях тропосферы и в стратосфере рассевающих слоев (чаще кристаллической облачности). За данный период наблюдалась существенная изменчивость оптических ситуаций. В частности, 21-22 мая, 25-26 мая, 30 мая, 1-2 июня и 5-6 июня наблюдалась повышенные значения $R_{1.38}$ >0.075, что является одним из признаков присутствия кристаллов льда в ОВЯ. Большое процентное соотношение N_P>70% для кристаллов льда было зафиксировано 25 и 31 мая, 2 и 6 июня.

В качестве одного из примеров сопоставления лидарных и спутниковых наблюдений облаков, рассмотрим результаты лазерного зондирования, которые были получены 30-31 мая 2011г. Эксперимент проводился с 15:56 30 мая до 7:10 31 мая, с накоплением 200-500 лазерных

импульсов при частоте следования 10Гц. В это время на высоте 5,5-6,5км наблюдалось облако (рис. 1).

Таблица 1 – Характеристики облачности, полученные по спутниковым данным MODIS в окрестности Томска за период с 17 мая по 6 июня 2011 года (выборочные данные).

Дата	Время	τ_C	N_P, %		r_{ef}, мкм		$R_{1.38}$	
			капли	лед	капли	лед	капли	лед
17-05-2011	11:30	5.6	100.0	0.0	11.8	0.0	0.053	0.000
22-05-2011	11:50	13.0	91.0	9.0	12.4	17.2	0.018	0.244
23-05-2011	12:30	27.1	93.3	6.7	11.5	9.8	0.027	0.076
25-05-2011	14:10	6.9	15.3	84.7	12.3	27.5	0.048	0.231
26-05-2011	14:50	38.4	43.1	56.9	10.4	19.8	0.065	0.538
27-05-2011	13:55	16.3	98.3	1.7	10.4	23.0	0.020	0.221
29-05-2011	13:35	14.5	80.4	19.6	12.1	24.3	0.036	0.128
30-05-2011	14:25	4.6	44.5	55.5	9.1	29.2	0.035	0.125
31-05-2011	11:45	1.0	22.3	77.7	0.0	20.4	0.038	0.062
01-06-2011	14:15	13.2	53.0	47.0	9.8	18.5	0.059	0.185
02-06-2011	11:30	3.0	10.8	89.2	0.0	27.5	0.153	0.228
06-06-2011	14:35	44.4	2.8	97.2	10.2	20.9	0.038	0.566

В таблице приведены следующие обозначения: τ_C – оптическая толща облака; N_P –процентное соотношение капель и кристаллов в облаке; r_{ef} – эффективный размер частиц в облаке; $R_{1.38}$ коэффициент отражения в канале λ=1.38 мкм.

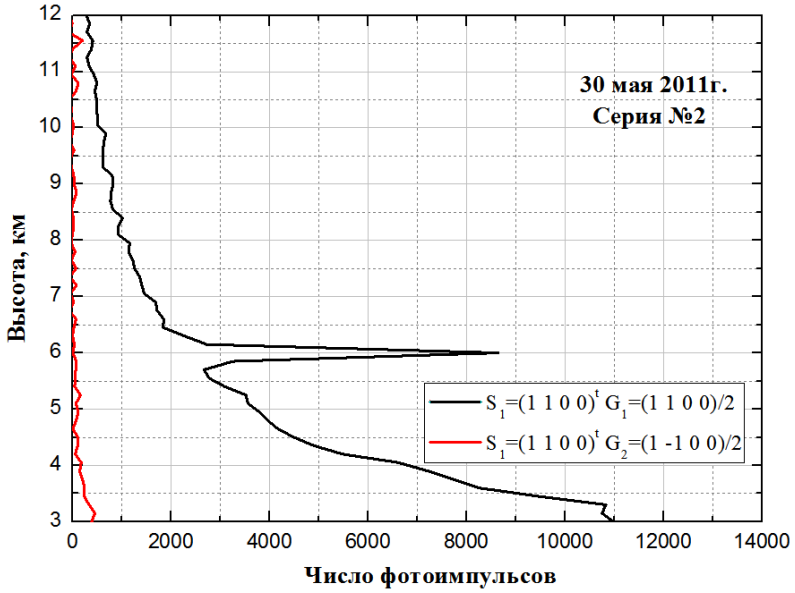


Рис. 1. Сигналы, полученные 30.05.2011 при нормированном векторе Стокса лазерного излучения S_1 и приборных векторах G_1 и G_2 , указанных на рисунке. Местное время 16:08 – 16:22

Данный слой характеризуется отношением рассеяния R(6,0км)=2,9 и оптической толщей τ=0,26. Ниже приведена усредненная МОРС для всего облака.

$$M_\pi(5.7-6.45км)=\begin{bmatrix} 1 & 0.03 & -0.16 & 0.13 \\ 0.03 & 0.94 & 0.06 & 0.07 \\ 0.16 & 0.30 & -0.76 & 0.23 \\ 0.13 & -0.06 & -0.13 & -0.49 \end{bmatrix}.$$

Отрицательное значение элемента m_{44}= – 0,49 и высокие значения степени поляризации рассеянного слоем излучения (степень поляризации 0,95-0,97) свидетельствуют о том, что облако представлено преимущественно горизонтально ориентированными кристаллическими частицами.

По данным радиометра MODIS 30 мая наблюдались повышенные значения $\rho_{1.38}$, что является одним из признаков присутствия облачности верхнего яруса, состоящего из кристаллов льда. Процентное соотношение N_P кристаллов в облаке превышает количество капель.

Таким образом, использование данных спутниковых радиометрических измерений и сопоставление с информацией об оптических характеристиках (МОРС) ОВЯ по данным синхронных лидарных измерений, позволит классифицировать ОВЯ по наличию в них ориентированных кристаллов и степени их упорядоченности. Иными словами каждому типу ОВЯ будет сопоставлен вид МОРС, которая характеризует микроструктуру облака и величина коэффициента отражения в канале $\lambda = 1{,}38$ мкм.

Используя данные, получаемые в результате спутниковых наблюдений за облачностью, можно будет создать методику оперативного обнаружения облаков верхнего яруса, содержащих преимущественно ориентированные частицы льда из космоса. Последнее очень важно для повышения точности расчёта потоков радиации в атмосфере и, следовательно, для увеличения достоверности прогноза погоды.

Работа выполнена в рамках программы повышения международной конкурентоспособности ТГУ и при финансовой поддержке стипендии Президента Российской Федерации для молодых ученых и аспирантов, осуществляющих перспективные научные исследования и разработки по приоритетным направлениям модернизации российской экономики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Радиационные свойства перистых облаков. Отв. ред. д.ф.-м.н. Е.М. Фейгельсон. Москва, Наука. 1989. С.224.
2. *Nasonov S.V., Samokhvalov I.V.* Analysis microstructure of the upper-level clouds by polarization characteristics of lidar returns // Proc. SPIE 9292, 20th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 92922L (November 25, 2014). PP. 92922L-1–92922L-8.
3. *Кауль Б.В., Волков С.Н., Самохвалов И.В.* Результаты исследований кристаллических облаков посредством лидарных измерений матриц обратного рассеяния света // Оптика атмосферы и океана. 2003. Т. 16. № 4. С. 354-361.
4. *Самохвалов И.В., Кауль Б.В., Насонов С.В., Животенюк И.В., Брюханов И.Д.* Матрица обратного рассеяния света зеркально отражающих слоёв облаков верхнего яруса, образованных преимущественно ориентированными кристаллическими частицами в горизонтальной плоскости // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т.25. №5. С. 403–411.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ АТМОСФЕРЫ НАД АТЛАНТИЧЕСКИМ ОКЕАНОМ НА МАРШРУТЕ РОССИЙСКИХ АНТАРКТИЧЕСКИХ ЭКСПЕДИЦИЙ

Д.М. Кабанов[1], В.Ф. Радионов[2], С.М. Сакерин[1], A. Smirnov[3]

[1]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

[2]Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

[3]NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt (США)

dkab@iao.ru, vradion@aari.ru, sms@iao.ru, Alexander.Smirnov-1@nasa.gov

Ключевые слова: Аэрозольная оптическая толща атмосферы, Атлантика

Аннотация. В течение 10 лет, с использованием портативных солнечных фотометров Microtops и SPM, проводятся ежегодные измерения аэрозольной оптической толщи (АОТ) и влагосодержания атмосферы над Атлантическим океаном на маршруте Российских антарктических экспедиций (РАЭ). Накопление данных позволило проанализировать особенности пространственного распределения спектральных АОТ атмосферы на восточном маршруте РАЭ и выделить шесть основных районов (широтных зон). Обсуждаются статистические характеристики АОТ в выделенных районах океана в зимний и весенний периоды. Приводятся оценки мелко- и грубодисперсных компонент АОТ в различных районах, а также межгодовой изменчивости АОТ атмосферы.

В последнее десятилетие проводятся ежегодные измерения аэрозольной оптической толщи (АОТ) и влагосодержания атмосферы над Атлантическим океаном на маршруте Российских антарктических экспедиций (РАЭ). В измерениях АОТ атмосферы с борта судна (НЭС «Академик Федоров» и др.) используются портативные солнечные фотометры SPM [1] (диапазон спектра 0,34-2,14 мкм) и Microtops [2] (диапазон спектра 0,34-0,94 мкм). Результаты измерений фотометра Microtops после обработки представляются на сайте «Maritime aerosol network» (MAN) [3].

На основе данных многолетних наблюдений рассматриваются особенности пространственного распределения и межгодовой изменчивости спектральных АОТ атмосферы τ_λ^a и параметров Ангстрема α, β на восточном маршруте РАЭ (вдоль берегов Африки). Анализ характеристик АОТ проводился в двух вариантах: 1) по общему массиву данных двух фотометров – SPM и Microtops (610 дней измерений), рассматривалась пространственно-сезонная изменчивость спектральных АОТ в диапазоне спектра 0,34-0,87 мкм; 2) по данным измерений фотометра SPM (196 дней) оценивались особенности широтного распределения мелко- и грубодисперсных компонент АОТ (τ^c, τ_λ^f), а также параметров *m*, *n*, описывающих спектральную зависимость:

$$\tau^a(\lambda) = \tau^c + \tau_\lambda^f = \tau^c + m \cdot \lambda^{-n}. \quad (1)$$

Описание методик и алгоритмов расчета вышеперечисленных характеристик АОТ атмосферы представлены в публикациях [4-6 и др.].

Карта среднечасовых замеров АОТ представлена на рис.1а. Из общего массива данных, полученных в разные годы, были выделены на два подмассива: измерения на пути к Антарктиде до 50°ю.ш. – «прямой маршрут» (основная часть данных относится к периоду ноябрь-февраль) и измерения на пути от Антарктиды после 50°ю.ш. – «обратный маршрут» (март-май). Отметим, что основная часть данных, полученных южнее 50°ю.ш. относится к периоду январь-апрель.

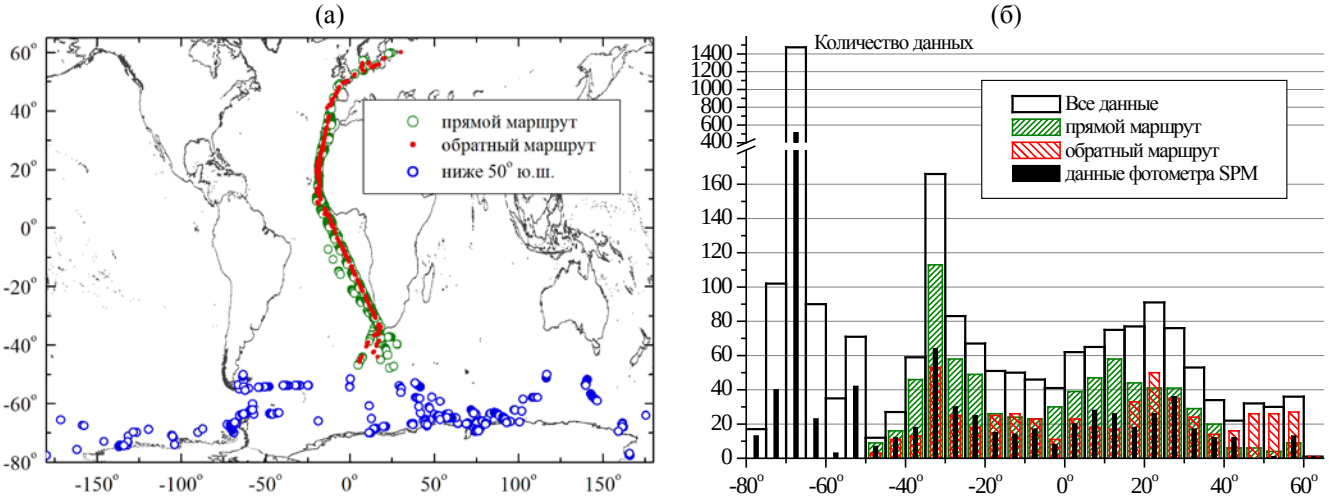


Рис. 1. Карта измерений АОТ на маршруте РАЭ (а) и количество среднечасовых данных (б).

Пространственная и сезонная изменчивость АОТ анализировалась с использованием широтных распределений $\tau^a_{0.5}$ и параметра Ангстрема α, усредненных с шагом 5° (см. рис.2). Из результатов, представленных на рис. 2, видно, что на маршруте РАЭ уровень замутнения атмосферы претерпевает значительные изменения: от $\bar{\tau}^a_{0.5}$≈0.025 у берегов Антарктиды до $\bar{\tau}^a_{0.5}$≈0.44 в зоне выносов сахарской пыли (-5°÷20° широты). Увеличение $\bar{\tau}^a_{0.5}$ до уровня ~0.26 может наблюдаться также у берегов Европы. В широтном распределении параметра селективности спектрального хода АОТ выделяются области Южного океана и у берегов Европы (α≈1.2÷1.5). Причем, причина увеличения параметра Ангстрема в этих областях различна: вблизи Европы – увеличение содержания мелкодисперсного аэрозоля, а при приближении к Антарктиде – снижение содержание грубодисперсных частиц (см. рис.3а). В остальных районах параметр α варьирует в диапазоне от 0.25 до 0.9.

Учитывая, что прямой и обратный маршруты судов выполнялись, соответственно, в зимние и весенние (для северного полушария) месяцы, сопоставление полученных результатов

позволяет оценить сезонные отличия. Например, в весенние месяцы (обратный маршрут) средняя величина $\tau_{0.5}^{a}$ в умеренных широтах северного полушария более чем в два раза превышает зимние значения, а параметр α выше на 30%. В южном полушарии наоборот, величина $\tau_{0.5}^{a}$ и α на обратном маршруте в среднем на 25% и 40% ниже, чем на прямом. Еще одно отличие – смещение зоны повышенного замутнения атмосферы из-за пылевых выносов в северном направлении в весенние месяцы.

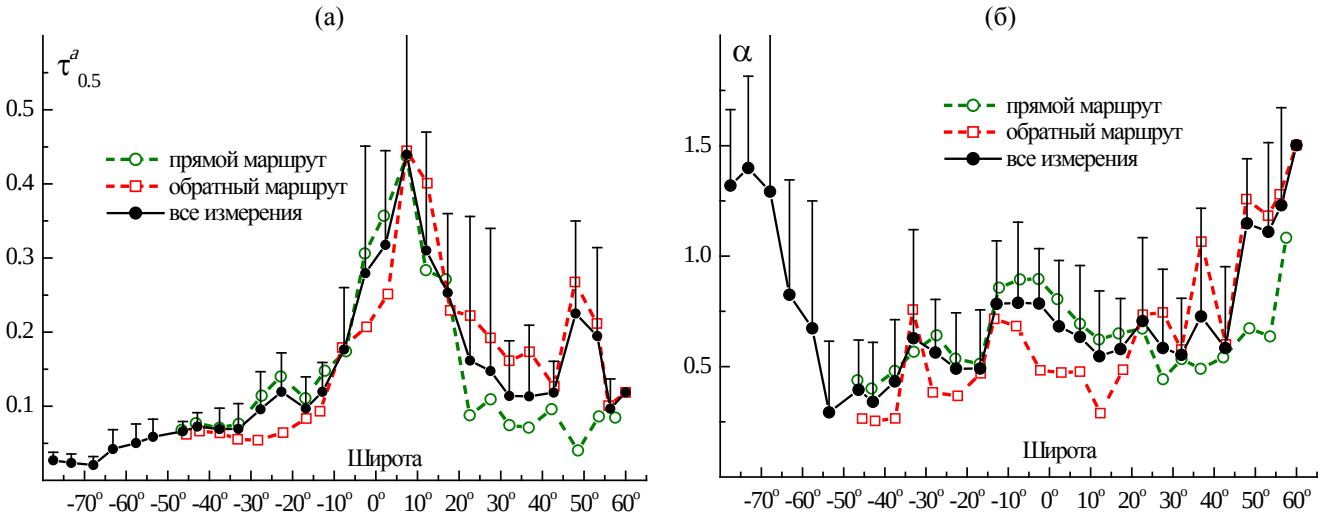


Рис. 2. Широтное распределение АОТ на длине волны 0.5 мкм (а) и параметра Ангстрема α (б).

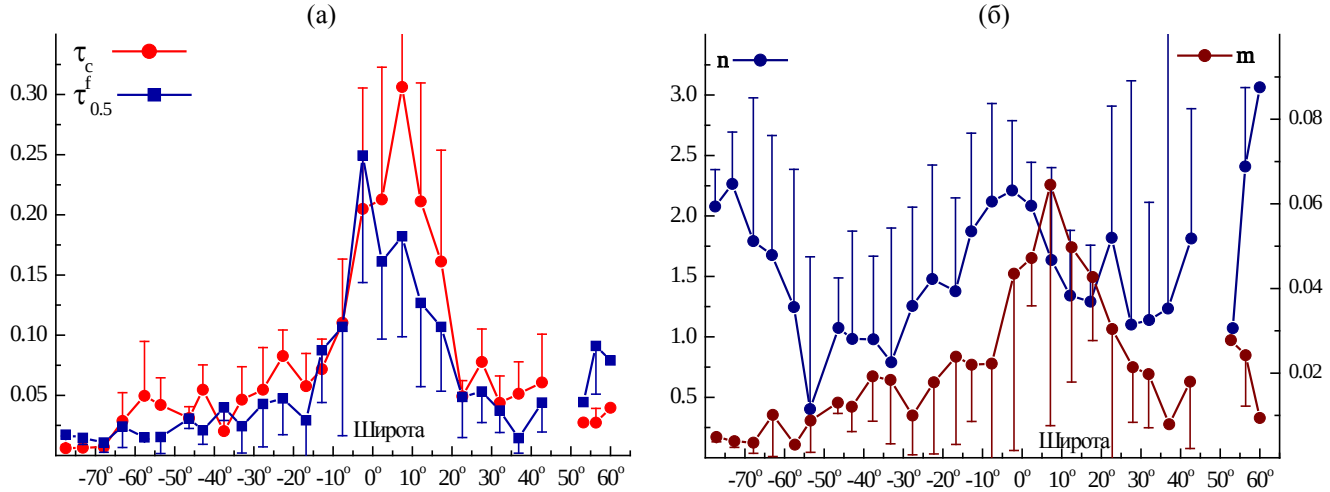


Рис. 3. Широтное распределение τ^{c}, $\tau^{f}_{0.5}$ (а) и параметров ***m***, ***n*** (б).

Широтное распределение мелко- и грубодисперсных компонент АОТ (рис.3а) демонстрирует, что на большей части маршрута РАЭ τ^{c} превышает уровень $\tau^{f}_{0.5}$. Исключением являются лишь области южной тропической зоны ($\bar{\tau}^{(a/f)}_{0.5} = \overline{\tau^{a}_{0.5} / \tau^{f}_{0.5}} = 0.53$) и, как отмечалось

выше, вблизи Европы ($\bar{\tau}_{0.5}^{(a/f)}$=0.68) и Южного океана ($\bar{\tau}_{0.5}^{(a/f)}$=0.69). Для остальной части маршрута $\bar{\tau}_{0.5}^{(a/f)}$=0.4. Отметим также, что в областях где вклад мелкодисперсного аэрозоля в АОТ преобладает над грубодисперсным наблюдается и увеличение селективности спектрального хода $\tau^f(\lambda)$ (ри.3б).

Суммируя результаты, представленные на рис. 2 и 3, можно выделить ряд характерных широтных зон вдоль маршрута РАЭ. В северном полушарии: «северный тропик» (0°÷25°), Северная Африка и Юг Европы (25°÷45°), зона Бискайского залива и вблизи Европы (45°÷65°). Южное полушарие: «южный тропик» (0°÷-25°), «южная Атлантика» (-25°÷-60°), Южный океан и вблизи Антарктиды (южнее -60°). Средние значения характеристик АОТ для выделенных зон, на основе массивов с пятиградусным усреднением, представлены в таблице 1.

Таблица 1. Средние значения характеристик АОТ в разных широтных зонах

	< -60°	-60°÷-25°	-25°÷0°	0°÷25°	25°÷45°	45°÷65°
$\tau_{0.44}^a$	0.039	0.08	0.175	0.32	0.139	0.19
$\tau_{0.5}^a$	0.028	0.069	0.158	0.296	0.123	0.159
$\tau_{0.87}^a$	0.019	0.058	0.108	0.221	0.093	0.079
α	1.209	0.475	0.668	0.63	0.612	1.248
β	0.015	0.053	0.098	0.205	0.084	0.065
τ^c	0.012	0.043	0.105	0.188	0.058	0.031
$\tau_{0.5}^f$	0.017	0.027	0.104	0.125	0.037	0.071
n	1.953	0.961	1.812	1.634	1.322	2.182
m	0.005	0.016	0.034	0.048	0.019	0.017

Оценки межгодовой изменчивости АОТ. Для ослабления влияния сезонных колебаний, оценки проводились с использованием массива среднедневных значений $\tau_{0.5}^a$, полученных на прямом маршруте и данных общего массива южнее 50°ю.ш. Результаты представлены на рис. 4. Сильный разброс годовых значений АОТ объясняется недостаточной представительностью данных – в среднем, несколько дней для отдельной широтной зоны. Исключением является лишь Южный океан – около 30 дней измерений в каждом году. Наиболее сильные межгодовые колебания абсолютных значений АОТ наблюдаются в южной и северной тропических зонах. Размах колебаний здесь составил 0.164 и 0.279, соответственно. В остальных широтных зонах

размах межгодовых значений варьирует от 0.012 (Южном океане), до 0.082 (Южная Атлантика). В тоже время, относительная изменчивость в разных широтных зонах отличается не столь значительно. Коэффициенты вариаций находятся в пределах от 0.15 (Южный океан) до 0.34 («южный тропик»). Отметим также, что кривые, представленные на рис. 4, не обнаруживают статистически значимых межгодовых трендов.

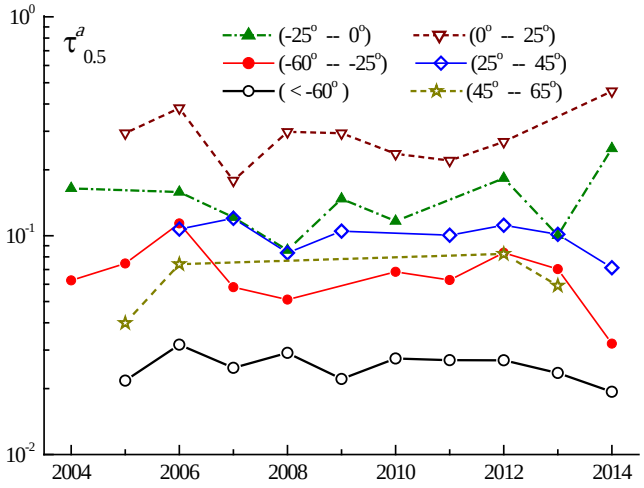


Рис. 4. Межгодовая изменчивость $\tau^a_{0.5}$ в различных широтных зонах на маршруте РАЭ

Работа выполнялась при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 18.

Литература

1. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Ростов А.П., Турчинович С.А., Князев В.В. Солнечные фотометры для измерений спектральной прозрачности атмосферы в стационарных и мобильных условиях // Оптика атмосферы и океана. 2012, Т. 25, № 12, с. 1112-1117.
2. Morys M., Mims III F.M., Hagerup S., Anderson S.E., Baker A., Kia J., Walkup T. Design, calibration, and performance of MICROTOPS II handheld ozone monitor and Sun photometer // J. Geophys. Res., 2001. Vol. 106, P.14,573- 14,582, doi:10.1029/2001JD900103.
3. Smirnov A., B.N. Holben, I. Slutsker, D. Giles, C.R. McClain, T.F. Eck, Sakerin S.M., A. Macke, P. Croot, G. Zibordi, P. Quinn, J. Sciare, S. Kinne, M. Harvey, T. Smyth, S Piketh, T Zielinski, A. Proshutinsky, J. Goes, D.A. Seigel, P. Larouche, V.F. Radionov, P. Goloub, K. Krishnamoorthy, R. Matarrese, Robertson L., Jourdin F. Maritime Aerosol Network as a component of Aerosol Robotic Network // J. Geoph. Res. 2009. Vol. 114. D06204, doi: 10.1029/2008JD011257.
4. Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanre D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakadjima T., Lavenu F., Jankowiak I., and Smirnov A. AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization // Rem. Sens. Env., 1998, 66(1), P. 1-16.
5. Исследование радиационных характеристик аэрозоля в азиатской части России // Под общей ред. С.М. Сакерина. – Томск: Изд-во ИОА СО РАН, Томск, 2012, 484 с.
6. Кабанов Д.М., Веретенников В.В., Воронина Ю.В., Сакерин С.М., Турчинович Ю.С. Информационная система для сетевых солнечных фотометров // Оптика атмосферы и океана. 2009. т. 22, №1, с. 61-67.

МЕЛКО- И ГРУБОДИСПЕРСНЫЕ КОМПОНЕНТЫ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ АТМОСФЕРЫ В РАЙОНЕ ТОМСКА: МЕЖГОДОВАЯ И СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

С.М. Сакерин, Д.М. Кабанов

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, sms@iao.ru, dkab@iao.ru

Аннотация. На основе многолетних измерений солнечных фотометров в районе Томска обсуждаются особенности сезонной и межгодовой изменчивости мелко- и грубодисперсных компонент аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы. Приводятся средние спектральные зависимости и характеристики АОТ в характерные (для годового хода) месяцы года – февраль, апрель, июль, октябрь. В многолетней изменчивости АОТ отмечается отсутствие статистически значимого тренда. Среднегодовое значение грубодисперсной компоненты АОТ составляет 0,04, мелкодисперсной – 0,12 (без учета аномального 2012 г. – 0,11).

Ключевые слова: Аэрозольная оптическая толща атмосферы, Сибирь

Более 20 лет в районе Томска ведутся наблюдения спектральной прозрачности атмосферы с использованием солнечных фотометров типа SP [1, 2] и радиометра CE 318 (AERONET, http://aeronet.gsfc.nasa.gov). По данным этих наблюдений определяется аэрозольная оптическая толща (АОТ) τ_λ^a и параметры Ангстрема α, β. Кроме того, результаты измерений фотометров SP в ИК диапазоне (до 2 или 4 мкм), дают возможность определять мелко- и грубодисперсные компоненты τ^c и τ_λ^f, а также параметры *m* и *n*, описывающих спектральную зависимость АОТ:

$$\tau^a(\lambda) = \tau^c + \tau_\lambda^f = \tau^c + m \cdot \lambda^{-n} \quad (1)$$

Методики измерений спектральных АОТ и основные закономерности её изменчивости в различных масштабах колебаний (от суточных до многолетних) рассматривались в [3] и затем были дополнены в работах [4, 5]. В данном случае уточняются количественные характеристики межгодовой и сезонной изменчивости τ^c, τ_λ^f с учетом получения новых данных (2010-2014 гг.).

При анализе закономерностей, за основы были взяты результаты измерений фотометров SP и эмпирическая методика определения компонент τ^c и τ_λ^f [3, 5]. В случаях, когда результаты измерений SP отсутствовали, привлекались данные радиометра CE 318 и методика оценки τ^c и τ_λ^f, принятая в системе AERONET [6].

Сезонная изменчивость. Ранее отмечалось [5], что для описания сезонной изменчивости спектральных АОТ предпочтительным является её представление суммой *фоновой* и *дымовой* компонент $\tau_\lambda^a = \tau_\lambda^{фон} + \tau_\lambda^{дым}$. Для выделения данных, полученных в условиях дымов лесных пожаров, использовалась методика идентификации дымовых ситуаций [7]. Если исключить «дымы пожаров», то модель годового хода АОТ в обычных условиях можно представить в виде простого гармонического колебания параметров *m*, *n* и τ^c:

$$Y = A_0 + A_1 \cdot \sin(2\pi \cdot (x - t_1)/12) + A_2 \cdot \sin(2\pi \cdot (x - t_2)/6), \quad (2)$$

где Y – модельные значения m, n и τ^c для подстановки в формулу (1); x – месяцы; A_i, t_i, – параметры аппроксимации, представленные в [5].

В поведении характеристик АОТ можно выделить четыре характерных месяца, когда наблюдаются экстремумы (Min / Max) $\tau^a_{0.5}$ или параметров τ^c, n, m: 1) февраль – годовой Min показателя селективности n, вблизи Max τ^c и параметра m; 2) апрель – основной (весенний) Max $\tau^a_{0.5}$, вблизи Max параметра m; 3) июль – летний Max $\tau^a_{0.5}$ и показателя селективности n; 4) октябрь – годовой Min τ^c и параметра m, вблизи годового Min $\tau^a_{0.5}$.

Средние спектральные зависимости и статистические характеристики АОТ для четырех указанных месяцев приведены в таблице 1 на рис. 1. Из рисунка видно, что крайние положения занимают спектральные зависимости АОТ в октябре и апреле – минимальные и максимальные значения τ^a_λ, соответственно. В ультрафиолетовом диапазоне спектра АОТ меняется от 0,17 до 0,23, в ИК диапазоне (2,14 мкм) – от 0,038 до 0,064. Промежуточное положение занимают $\tau^a(\lambda)$ в феврале и июле. Основное отличие АОТ в эти месяцы – разная селективность спектрального хода $\tau^a(\lambda)$: в июле у показателей селективности наблюдаются самые высокие значения в году (α = 1,44; n = 3,1), а в феврале они минимальные (α = 1; n = 2,3).

Таблица 1. Средние (±СКО) характеристики АОТ в фоновых (обычных) условиях Томска

Параметр	февраль	апрель	июль	октябрь
$\tau^a_{0.38}$	0.186±0.049	0.231±0.062	0.203±0.046	0.171±0.042
$\tau^a_{0.5}$	0.141±0.04	0.16±0.036	0.139±0.031	0.121±0.038
$\tau^a_{0.87}$	0.08±0.026	0.083±0.021	0.069±0.015	0.064±0.032
$\tau^a_{2.17}$	0.053±0.029	0.064±0.039	0.05±0.016	0.038±0.019
α	0.99±0.21	1.23±0.19	1.44±0.13	1.25±0.33
β	0.073±0.024	0.069±0.019	0.05±0.012	0.054±0.031
τ^c	0.048±0.018	0.051±0.03	0.034±0.015	0.03±0.016
n	2.36±0.82	2.29±0.62	3.12±0.84	2.58±0.35
m	0.017±0.015	0.021±0.011	0.015±0.011	0.011±0.003

Межгодовые вариации. Характер изменения $\tau^a_{0.5}$, а также её мелко- и грубодисперсных компонент в последние два десятилетия иллюстрируется на рис. 2. Несмотря на кажущуюся тенденцию небольшого роста АОТ, статистически значимого тренда не обнаружено. Средние

значения $\tau^a_{0.5}$ в период 2000-2014 гг. варьировали в диапазоне 0,159±0,032 (без аномального 2012 г. – в диапазоне 0,152±0,015).

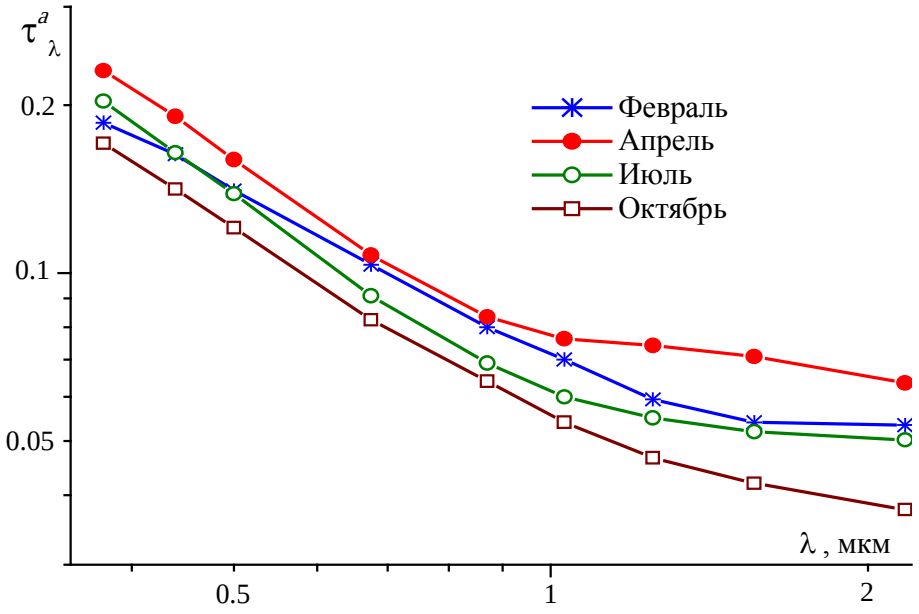


Рис. 1. Средние спектральные зависимости АОТ в фоновых (без дымов лесных пожаров) условиях Томска в характерные месяцы года (1995-2013 гг.)

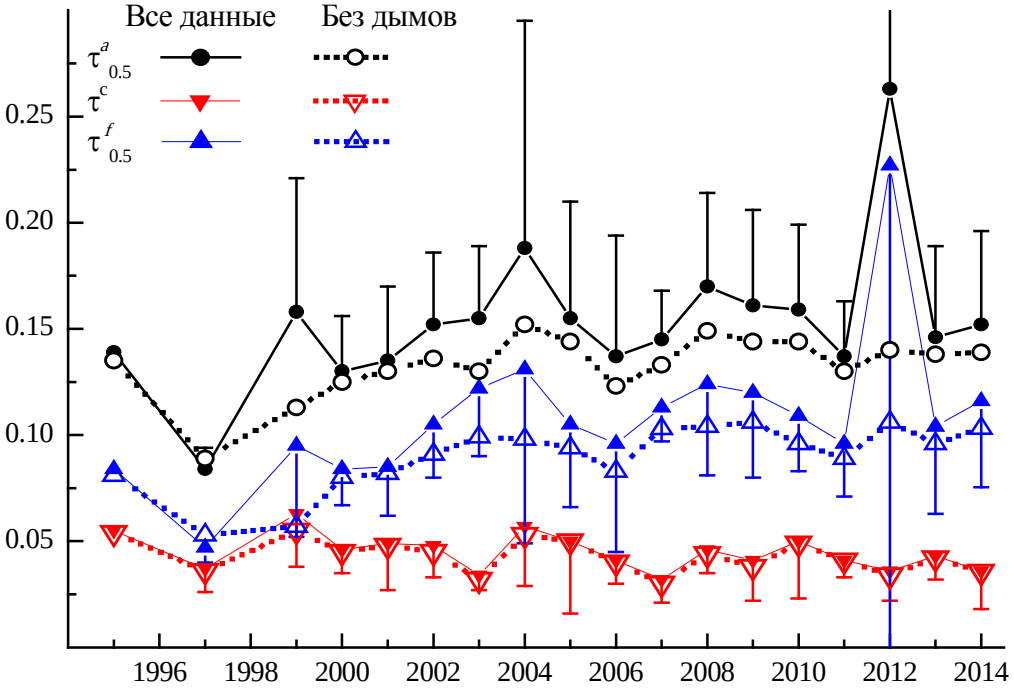


Рис. 2. Межгодовая изменчивость $\tau^a_{0.5}$, $\tau^f_{0.5}$ и τ^c в районе Томска

Вариации грубодисперсной компоненты АОТ, зависящей только от местных источников аэрозоля, невелики – среднее значение τ^c сохраняется на уровне 0,04 со среднеквадратическим отклонением около 0,01. Более значительны межгодовые колебания (периоды от 2 до 5 лет) – у

мелкодисперсной компоненты АОТ. Амплитуда изменений $\tau_{0.5}^{f}$ (от Min до Max) в обычных (фоновых) условиях составляет около 0,03, а с учетом дымов лесных пожаров увеличивается до 0,05-0,13. Заметим, что среднегодовое значение $\tau_{0.5}^{f}$ в последние 15 лет составляет около 0,12.

На изменчивость $\tau_{0.5}^{f}$, наряду с природно-климатическими особенностями местности, оказывают влияние выносы аэрозоля из соседних регионов. Однако, наиболее существенным фактором межгодовой изменчивости АОТ в бореальной зоне Евразии являются массовые лесные пожары в теплый период, в результате которых в атмосферу поступает большое количество дымового аэрозоля, преимущественно мелкодисперсного. Характерным примером являются интенсивные пожары в Сибири летом 2012 г., которые привели к образованию продолжительной дымной мглы на большой территории. Из рис. 2 видно, что под влиянием этой аномалии произошло двукратное увеличение $\tau_{0.5}^{f}$ и $\tau_{0.5}^{a}$ относительно многолетней нормы.

Таким образом, основную роль в межгодовых вариациях АОТ играет мелкодисперсный аэрозоль, содержание которого в конкретные годы определяется спецификой циркуляций и метеорологических условий, провоцирующих пожарные ситуации (дополнительную эмиссию дымового аэрозоля) разной продолжительности и интенсивности.

Работа выполнялась при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 18 и проекта №25 партнерских фундаментальных исследований СО РАН.

Литература

1. Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Турчинович С.А. Солнечный фотометр для научного мониторинга (аппаратура, методики, алгоритмы) // Оптика атмосферы и океана. 2001. т. 14, №12, с. 1162-1169.
2. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Ростов А.П., Турчинович С.А., Князев В.В. Солнечные фотометры для измерений спектральной прозрачности атмосферы в стационарных и мобильных условиях // Оптика атмосферы и океана. 2012, Т. 25, № 12, с. 1112-1117.
3. Исследование радиационных характеристик аэрозоля в азиатской части России // Под общей ред. С.М. Сакерина. – Томск: Изд-во ИОА СО РАН, Томск, 2012, 484 с.
4. Кабанов Д.М., Береснев С.А., Горда С.Ю. и др. Дневной ход аэрозольной оптической толщи атмосферы в нескольких регионах азиатской части России // Оптика атмосферы и океана. 2013, Т. 26, №4, с. 291-296.
5. Сакерин С.М., Береснев С.А., Кабанов Д.М. и др. Анализ подходов моделирования годового и спектрального хода аэрозольной оптической толщи атмосферы в регионах Сибири и Приморья // Оптика атмосферы и океана. 2014, Т. 27, № 12, с. 1047-1058.
6. O'Neill N.T., Eck T.F., Smirnov A., Holben B.N., and Thulasiraman S. Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth // J. Geophys. Res. 2003, Vol. 108, No. D17, p. 4559-4573, doi:10.1029/2002JD002975.
7. Сакерин С.М., Веретенников В.В., Журавлева Т.Б., Д.М. Кабанов, Насртдинов И.М. Сравнительный анализ радиационных характеристик аэрозоля в ситуациях дымов лесных пожаров и обычных условиях // Оптика атмосферы и океана. 2010. т. 23, №6, с. 451-461.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ СОЛНЕЧНОГО ФОТОМЕТРА SPM НА АНТАРКТИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ МИРНЫЙ (59-60 РАЭ)

Д.М. Кабанов[1], А.Н. Прахов[2], В.Ф. Радионов[2], С.М. Сакерин[1]

[1]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, sms@iao.ru, dkab@iao.ru

[2]Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, vradion @aari.nw.ru

Ключевые слова: Аэрозольная оптическая толща атмосферы, Антарктида

Аннотация. С осени 2013 г. на антарктической станции Мирный ведутся наблюдения спектральной прозрачности атмосферы портативным солнечным фотометром SPM в диапазоне спектра 0,34-2,14 мкм. На основе полученных данных рассчитывается аэрозольная оптическая толща (АОТ) и влагосодержание атмосферы. Обсуждаются результаты интеркалибровок солнечных фотометров и статистические характеристики межсуточной и сезонной изменчивости спектральных АОТ атмосферы. Приводятся оценки межгодовой изменчивости АОТ атмосферы в районе станции Мирный и прибрежной зоне Антарктиды. Отмечается сохранение глобального фонового уровня АОТ антарктической атмосферы – около 0,02 на длине волны 0,5 мкм.

Антарктическая атмосфера обеднена собственными источниками аэрозоля и, в силу своей удаленности, наименее подвержена дальним переносам аэрозоля с других континентов. Поэтому характеристики аэрозоля в этом регионе рассматриваются в качестве глобального фонового уровня на планете. С середины прошлого века в Антарктиде ведутся измерения аэрозольной оптической толщи (АОТ), характеризующей интегральное содержание аэрозоля в столбе атмосферы [1]. В 1979/1980 гг. начались спектральные измерения АОТ в области спектра 0,4-1,04 мкм на российской антарктической станции Мирный. С 2004 г. дополнительно стали проводиться измерения АОТ фотометрами типа SP – сначала с борта научных судов в Южном океане [2-4 и др.], а с января 2013 г. – на станции Мирный.

Отличительной особенностью солнечных фотометров типа SP является более широкий диапазон спектра, в сравнении с аналогами. Например, портативный фотометр SPM [5] имеет 12 спектральных каналов (интерференционных фильтров) в диапазоне спектра 0,34 – 2,14 мкм. По данным фотометрических наблюдений определяются спектральные АОТ τ_λ^a, параметры Ангстрема α и β, влагосодержание атмосферы *W*, мелко- и грубодисперсные компоненты АОТ (τ^c, τ_λ^f), а также параметры *m* и *n*, описывающих спектральную зависимость [3, 4]:

$$\tau^a(\lambda) = \tau^c + \tau_\lambda^f = \tau^c + m \cdot \lambda^{-n} \quad (1)$$

Более подробное описание фотометра SPM, методик и алгоритмов расчета спектральных АОТ атмосферы приведены в наших публикациях [5-7].

Обсуждаются результаты интеркалибровки солнечных фотометров и характеристики изменчивости АОТ атмосферы на станции Мирный по данным измерений с января 2013 по

март 2015 г. Фотометрические наблюдения выполнялись в светлые периоды года, отдельными сериями – по 5-10 замеров каждый час в ситуациях, когда Солнце не было закрыто облаками.

Перед началом эксплуатации солнечного фотометра SPM были проведены два цикла интеркалибровочных экспериментов [4]: (a) совместные (±30 минут) измерения с фотометром Microtops II на борту НИС «Академик Федоров»; (b) полумесячный цикл (5-20.01.2013) параллельных измерений трех фотометров (Microtops, ABAS и SPM) на станции Мирный. Сравнение АОТ, измеренных разными фотометрами в сопоставимых (в пределах полуширины пропускания фильтров) спектральных каналах показало, что среднее различие в фиолетовой части спектра составляет около 0,02, а в области 0,5-0,87 мкм не превышает 0,01. Заметим, что фотометрические наблюдения выполнялись в условиях высокой прозрачности атмосферы, когда измеряемые значения АОТ сопоставимы с погрешностью измерений каждого из приборов.

Вариации АОТ и влагосодержания атмосферы в три измерительные сезона (2013-2015 гг.) на станции Мирный иллюстрируются на рис. 1. Из статистических характеристик (см. второй столбец таблицы 1) следует, что спектральные АОТ варьируют в узком диапазоне малых значений и каких-то особенностей в отдельные периоды года не наблюдается. Например, среднее АОТ в области 0,5 мкм составляет 0,019, с преобладающим вкладом мелкодисперсной компоненты – 63%. Межсуточные изменения АОТ меньше погрешности измерений, а средний коэффициент вариаций составляет около 45%.

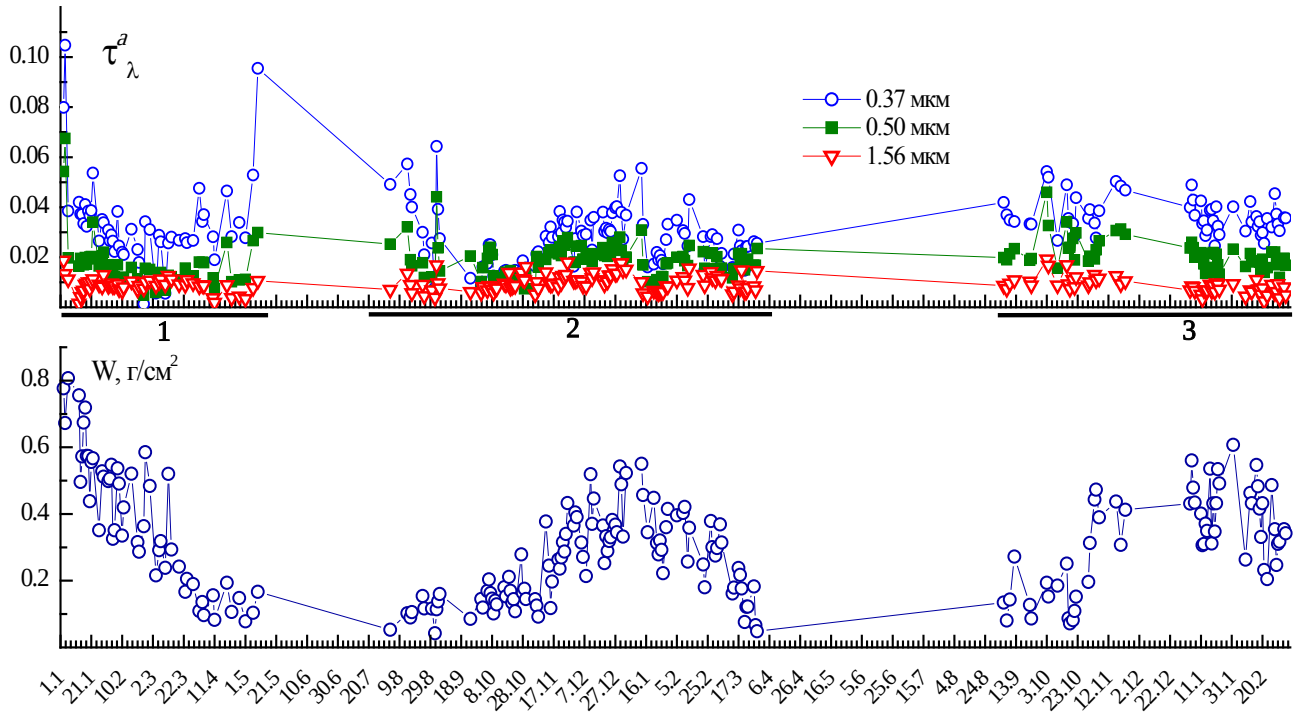


Рис.1. Вариации среднедневных значений спектральных АОТ и влагосодержания атмосферы на станции Мирный (2013-1015 гг.)

Таблица 1. Средние (±СКО) характеристики АОТ и влагосодержания атмосферы, измеренные на станции Мирный и с борта НЭС вблизи Антарктиды

Параметр	Мирный (2013-2015)	Антарктическая весна (8, 9, 10)	Антарктическое лето (1, 11, 12)	Антарктическая осень (2, 3, 4)	Вблизи Антарктиды (2009-2014)
$\tau^a_{0.38}$	0,031±0,013	0,028±0,015	0,035±0,013	0,028±0,009	0,037±0,018
$\tau^a_{0.5}$	0,019±0,007	0,019±0,008	0,021±0,008	0,016±0,004	0,021±0,013
$\tau^a_{0.87}$	0,011±0,005	0,011±0,005	0,012±0,004	0,009±0,003	0.013±0.011
$\tau^a_{2.14}$	0,009±0,005	0,008±0,003	0,010±0,005	0,007±0,004	0,012±0,01
α	1,17±0,41	1,02±0,42	1,15±0,31	1,26±0,45	1,20±0,68
β	0,009±0,004	0,009±0,005	0,010±0,004	0,007±0,003	0,011±0,01
τ^c	0,007±0,003	0,007±0,003	0,009±0,004	0,005±0,003	0,009±0,008
$\tau^f_{0.5}$	0,012±0,006	0,012±0,007	0,013±0,007	0,011±0,003	0,012±0,007
n	2,31±0,87	2,21±0,90	2,45±0,76	2,19±0,96	1.97±1.0
m	0,003±0,003	0,003±0,003	0,003±0,002	0,003±0,002	0.004±0.003
W, г/см^2	0,31±0,16	0,15±0,06	0,40±0,14	0,31±0,14	0,53±0,31
N, дней	212	49	85	75	104

По данным предшествующих исследований ранее уже показывалось [4 и др.], что АОТ в видимой области спектра на станции Мирный имеет слабовыраженный сезонный ход с минимальными значениями в начале/конце светлого периода года и более высокими – во время антарктического лета. Для оценки сезонного изменения АОТ в 2013-2015 гг., были рассчитаны средние характеристики для трех периодов измерений – весна, лето и осень (см. 3-5 столбцы таблицы 1). Хотя ряды наблюдений фотометра SPM пока недостаточно продолжительны, в среднем, здесь тоже проявилась тенденция роста АОТ и влагосодержания атмосферы от весны к лету с последующим спадом к осени. Отметим, что летом средние значения АОТ на всех длинах волн статистически значимо больше, чем осенью. Менее определенно различаются АОТ в весенний и летний периоды (рис. 2а).

Более детальный анализ показал, что такой характер сезонного хода АОТ, в основном, определяется грубодисперсной компонентой – τ^c (рис. 2б). Поведение мелкодисперсной компоненты $\tau^f_{0.5}$ характеризуется спадом в течение светлого периода года.

По данным измерений фотометров SPM в шести последних РАЭ рассмотрена межгодовая изменчивость характеристик АОТ в 100-мильной зоне вблизи берегов Антарктиды. Средние

значения характеристик, полученные в измерительные периоды 2009-2014 гг., приведены в последнем столбце таблицы 1. Анализ данных показал, что средние АОТ и влагосодержание атмосферы в прибрежной зоне немного больше, чем на станции Мирный и сохраняются на стабильно низком уровне. Среднее различие данных береговых и судовых измерений и величина межгодовых колебаний меньше погрешности определения характеристик АОТ.

Работа выполнялась при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 18.

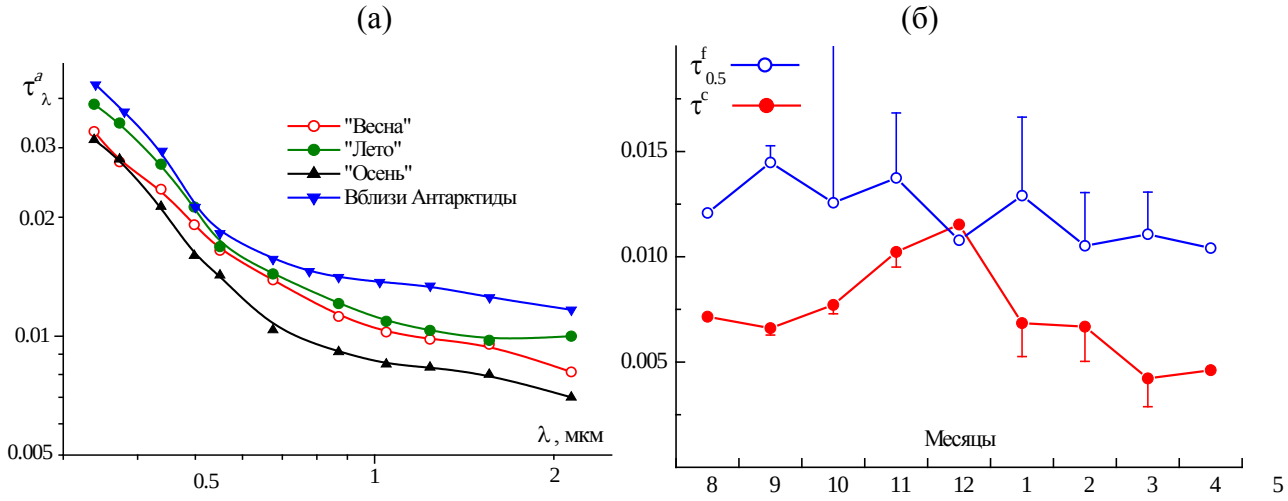


Рис.2. Средние спектральные зависимости АОТ на станции Мирный (весна, лето, осень) и вблизи Антарктиды (а); сезонный ход τ^c и $\tau^f_{0.5}$ (б)

Литература

1. Tomasi C., Vitale V., Lupi A., Di Carmine C., Campanelli M., Herber A., Treffeisen R., Stone R.S., Andrews E., Sharma S., Radionov V.F., von Hoyningen-Huene W., Stebel R., Yansen G.H., Myhre C.L., Wehrli C., Aaltonen V., Lihavainen Y., Virkkula A., Hillamo R., Strom J., Toledano C., Cachorro V.E., Ortiz P., de Frutos A.M., Blindheim S., Frioud M., Gausa M., Zeielinski T., Petelski T., and Yamanouchi T. Aerosol in polar regions: A historical overview based on optical depth and in situ observations // J. Geophys. Res., 2007. vol.112, D16205, doi: 10.1029/2007JD008432.
2. Sakerin S.M., Smirnov A.V., Kabanov D.M., Polkin V.V., Holben B.N., Panchenko M.V., Kopelevich O.V. Aerosol optical and microphysical properties over the Atlantic Ocean during the 19th cruise of the research vessel “Akademik Sergey Vavilov” // J. Geophys. Res., 2007. Vol 112, D10220, doi: 10.1029/2006JD007947.
3. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Smirnov A.V., Holben B.N. Aerosol optical depth of the atmosphere over ocean in the wavelength range 0.37-4 μm // International J. Remote Sensing 2008. Vol.29, Issue 9. p. 2519-2547. doi: 10.1080/01431160701767492.
4. Сакерин С.М., Власов Н.И., Кабанов Д.М., Лубо-Лесниченко К.Е., Прахов А.Н., Радионов В.Ф., Турчинович Ю.С., Holben B.N., Smirnov A. Результаты спектральных измерений аэрозольной оптической толщины атмосферы солнечными фотометрами в 58 Российской антарктической экспедиции // Оптика атмосферы и океана. 2013, Т. 27, № 12, с. 1059-1067.
5. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Ростов А.П., Турчинович С.А., Князев В.В. Солнечные фотометры для измерений спектральной прозрачности атмосферы в стационарных и мобильных условиях // Оптика атмосферы и океана. 2012, Т. 25, № 12, с. 1112-1117.
6. Исследование радиационных характеристик аэрозоля в азиатской части России // Под общей ред. С.М. Сакерина. – Томск: Изд-во ИОА СО РАН, Томск, 2012, 484 с.
7. Кабанов Д.М., Веретенников В.В., Воронина Ю.В., Сакерин С.М., Турчинович Ю.С. Информационная система для сетевых солнечных фотометров // Оптика атмосферы и океана. 2009. т. 22, №1, с. 61-67.

ПОГРАНИЧНЫЙ СЛОЙ ТРОПОСФЕРЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ ЛИДАРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В ТОМСКЕ

И. Э. Пеннер[(1)], Ю. С. Балин[(2)], Г. П. Коханенко[(3)], С. В. Самойлова[(4)]

Институт Оптики Атмосферы, Томск, Россия

[(1)] penner@iao.ru , [(2)] balin@iao.ru, [(3)] kokh@iao.ru, [(4)] ssv@seversk.tomsknet.ru

Представлены исследования планетарного пограничного слоя атмосферы в регионе Западной Сибири, результаты восстановления его оптических и геометрических характеристик по данным лидарных измерений. Основу исследования составляют 110 сеансов зондирования многочастотным лидаром ЛОЗА-С в Томске (56^0N, 85^0E). Рассмотрены изменения оптических характеристик в пограничном слое, обусловленные переносом аэрозоля из различных географических регионов, для арктических и субтропических воздушных масс.

Ключевые слова: лидар, аэрозоль, пограничный слой

1. Введение

Основная масса аэрозоля для Западной Сибири сосредоточена в нижней тропосфере - в т.н. пограничном слое (ПС), состоящем из нескольких подслоев: приземного слоя, слоя перемешивания (СП) и слоя вовлечения (или остаточного слоя) [1]. Верхняя часть ПС – слой вовлечения – и слои свободной тропосферы определяются горизонтальным переносом из различных географических регионов [2]. Для вертикальных профилей аэрозольных слоев характерна слоистая структура, связанная, в основном, с особенностями температурной стратификации тропосферы. Лидарные измерения позволяют определять границы рассеивающих слоев, оценивать их оптические и микрофизические характеристики [3]. Сопоставимый по времени анализ обратных траекторий воздушных масс по модели HYSPLIT [4] помогает проследить предысторию формирования аэрозольных слоев на различных высотах.

Существует ряд методик для определения границ рассеивающих слоев. Их сопоставление, представленное в [5], показывает, что геометрические характеристики практически совпадают при их оценивании метеорологическим, статистическим и градиентным методами. Последний метод – определение первой производной либо лидарного сигнала, скорректированного на квадрат расстояния, либо коэффициента обратного рассеяния для длинных волн – используется при интерпретации регулярных измерений в лидарных сетях [6]. Применяемый нами метод зондирования аэрозольно-рамановским многочастотным лидаром дает возможность оценки микрофизических характеристик аэрозоля - параметров функции распределения частиц по размерам и комплексного показателя преломления [7].

2. Методология

Основой исследования служат результаты регулярных измерений, полученных на стационарном лидаре ЛОЗА-С [8]. В дневное время наблюдений система получает сигналы, обусловленные упругим рассеянием, для трех длин волн (355, 532, 1064 нм), что позволяет исследовать спектральное распределение коэффициентов обратного рассеяния. В ночное время дополнительно регистрируются сигналы, обусловленные комбинационным рассеянием на молекулах азота (387 и 607 нм) и водяного пара (407 нм).

Самый простой методов определения высоты ПС по лидарным измерениям – определение первой производной лидарного сигнала, скорректированного на квадрат расстояния, $S(z) = P(z) \times z^2$. Поскольку значения лидарного сигнала пропорциональны коэффициенту обратного рассеяния $\beta(z)$, резкое изменение темпа убывания $\beta(z)$ с ростом высоты проявляется, в общем случае, несколькими локальными минимумами на высотном профиле $dS(z)/dz$.

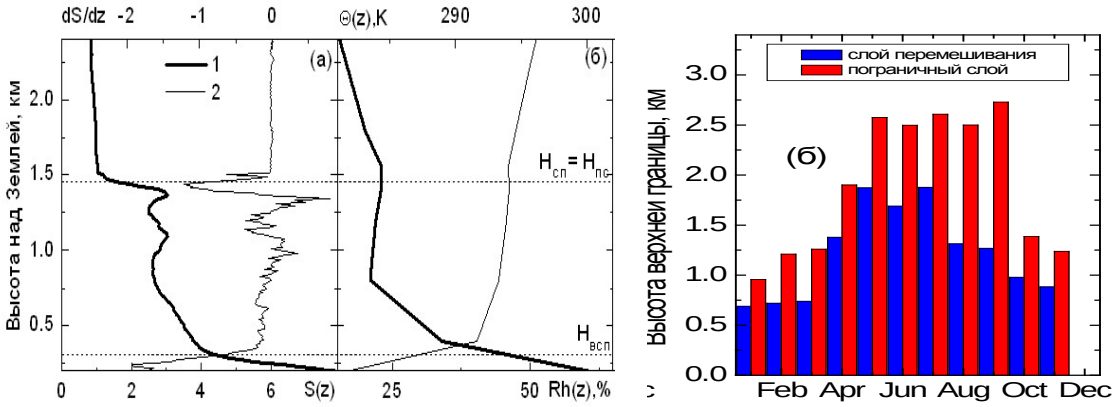


Рис.1.

На рис.1 представлен простой для интерпретации случай вертикального распределения аэрозоля. На высотном профиле лидарного сигнала (кривые 1, рис.1а) четко локализуются три основных слоя – внутренний слой перемешивания (до 0.45км), слой перемешивания (0.45–1.5км), его верхняя граница совпадает с верхней границей ПС, и свободная тропосфера (выше 1.5км). На профиле $dS(z)/dz$ (кривая 2) существуют два выраженных минимума. Соответствующие высотные профили относительной влажности, $Rh(z)$, и потенциальной температуры, $\Theta_V(z)$, представлены на рис.1б кривыми 1 и 2. Границы слоев при анализе лидарных и метеорологических измерений практически совпадают. Распределение геометрических характеристик пограничного в различные месяцы представлено на рис.1 справа; среднегодовые значения составляют 1.2 км для нижней и 1.9 км для верхней границ.

3. Результаты измерений оптических характеристик ПС

Исследования аэрозоля пограничного слоя проводились по данным зондирования в 2006-2007гг (регулярные измерения в рамках лидарной сети Cis-LiNet) и 2011-2012гг (в рамках комплексных аэрозольных экспериментов, проводимых в ИОА); всего было обработано 110 сеансов. Используемые методы восстановления оптических характеристик представлены в [8]. Средние оптические характеристики аэрозоля по толще пограничного слоя представлены в Таблице 1.

Таблица 1.

Средние оптические характеристики пограничного слоя

	Весь массив	*Арктика*	*Азия*
Тип воздушной массы	-	арктический	субтропический
Представительство, %	-	32	13
Оптическая толща, 532нм	0.14	0.11	0.26
Коэффициент ослабления, [км$^{-1}$], 532нм	0.05	0.026	0.063
Параметр Ангстрема, 355/532	1.4	1.62	1.1
Параметр Ангстрема, 532/1064	1.3	1.45	1.3
Лидарное отношение, [ср], 355/532	60 / 51	66 / 53	54 / 47

В таблице представлены средние значения по всем сеансам зондирования для двух выделенных направлений переноса по данным моделирования HYSPLIT 10 суточных обратных траекторий воздушных масс: северного (арктического) и южного (азиатского).

Арктика: высокие значения лидарного отношения – мелкие частицы; высокие значения Ангстрома для коротких волн – для антропогена значения ниже. Азия – средние значения лидарного отношения; для коротких волн низкие значения Ангстрома при сопоставимых значениях для длинных волн. Южный перенос приносит мелкие частицы, но их средний радиус превосходит средний радиус для других типов переноса.

В докладе также представлены результаты восстановления микрофизических характеристик аэрозоля в пограничном слое и рассмотрена корреляция высотного распределения оптических характеристик аэрозоля и содержания водяного пара по толще пограничного слоя.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (Соглашение № 14.613.21.0003 - уникальный идентификатор RFMEFI61314X0003).

Литература

1. *Белан Б.Д.* Динамика слоя перемешивания по аэрозольным данным. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. № 08. С. 1045-1054.
2. *I. Mattis, D. Muller, A. Ansmann, U. Wandinger, J. Seifert, M. Tesche.* Ten years of multiwavelength Raman lidar observations of free-troposheric aerosol layers over central Europe: Geometrical properties and annual cycle // J. Geophys. Res. 2008. V.113. D20202, doi: 10.1029/2007JD009636.
3. *Böckmann C., Mironova I., Müller D., Schneidenbach L., and Nessler R.* Microphysical aerosol parameters from multiwavelength lidar // J. Opt. Soc. Am. 2005. V. A22. N 3. P. 518-528.
4. *R.R. Draxler, and G.D. Rolph* 2015. HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php). NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD
5. *Menut L., Flamant C., Pelon J., and Flamant P. H.* Urban boundary-layer height determination from lidar measurements over the Paris area // Appl. Opt. 1999. V. 38. N. 6. P. 1769-1776.
6. *Matthias V., Balis D., Bösenberg J., Eixmann R., Iarlori M., Komguem L., Mattis I., Papayannis A., Pappalardo G., Perrone M. R., and Wang X.* Vertical aerosol distribution over Europe: Statistical analysis of Raman lidar data from 10 European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET) stations // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. D18201, doi: 10.1029/2004JD004638.
7. *Самойлова С. В.* Восстановление комплексного показателя преломления по лидарным измерениям: возможности и ограничения. // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 03. С. 197–206.
8. *Самойлова С. В., Балин Ю. С., Коханенко Г. П., и Пеннер И. Э.* Исследование вертикального распределения тропосферных аэрозольных слоев по данным многочастотного лазерного зондирования. Часть 1. Методы восстановления оптических параметров // Оптика атмосф. и океана. 2009. Т. 22. № 4. С. 344-357.

ВЫЯВЛЕНИЕ АЭРОЗОЛЬНЫХ ШЛЕЙФОВ ОТ СЖИГАНИЯ ПОПУТНОГО НЕФТЯНОГО ГАЗА ПО ДАННЫМ САМОЛЕТНОГО ЛАЗЕРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

И.Э. Пеннер, М.Ю.Аршинов, Ю.С. Балин, Б.Д. Белан, Г.П. Коханенко, В.С. Козлов, Д.Г.Чернов

Институт Оптики Атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН 634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

В рамках исследования радиационно-климатических изменений в субарктических регионах выполнялся цикл полетов самолета-лаборатории ИОА СО РАН ТУ-134 “Оптик” в северо-восточных районах Сибири. По данным лазерного зондирования с борта самолета был обнаружен обширный аэрозольный шлейф. Комплексный анализ результатов бортовых средств измерений аэрозольно-газовых компонентов атмосферы и сопутствующей информации позволил выявить природу возникновения этого шлейфа от источников сжигания попутного нефтяного газа.

Ключевые слова: самолет-лаборатория, лазерное зондирование, аэрозоль

Радиационно-климатические изменения в субарктических регионах Сибири оказывают существенное влияние на климат Арктики. Одним из факторов этих изменений является пространственно-временная изменчивость содержания парниковых газов, аэрозоля и сажи в тропосфере вследствие антропогенной эмиссии. В этом плане сжигание попутного нефтяного газа (ПНГ) — серьезная экологическая проблема для окружающей среды. В результате сжигания ПНГ в факелах оказывается существенное воздействие на климат, поскольку в атмосферу выбрасывается диоксид углерода и активная сажа. По данным экологической организации WWF, «в результате горения газа в факелах в России ежегодно образуется почти 100 миллионов тонн выбросов CO_2, при этом в атмосферу выделяется метан, гораздо более активный парниковый газ, чем CO_2. Объем выбросов сажи при сжигании ПНГ оценивается приблизительно в 500 000 тонн в год. Выбросы, образующиеся при сжигании попутных нефтяных газов, составляют 30% от всех выбросов в атмосферу в Западной Сибири».

Для исследования этих процессов в рамках совместного Российско-Французского проекта YAK-AEROSIB выполнялся цикл полетов самолета-лаборатории ИОА СО РАН ТУ-134 “Оптик” [1] в северо-восточных районах Сибири (55–62°N, 83–130°E). В полетах 19-20 июля 2013г. по маршруту Новосибирск-Томск-Мирный-Якутск-Братск-Новосибирск наряду с контактными измерениями массовых концентраций аэрозоля и сажи проводилось дистанционное зондирование аэрозольных полей лидаром «МАКРЕЛЬ-2» с борта самолета [2]. По результатам зондирования на маршрутном участке Томск - Мирный был обнаружен в пределах пограничного слоя аэрозольный шлейф, пространственно распределенный на сотни километров.

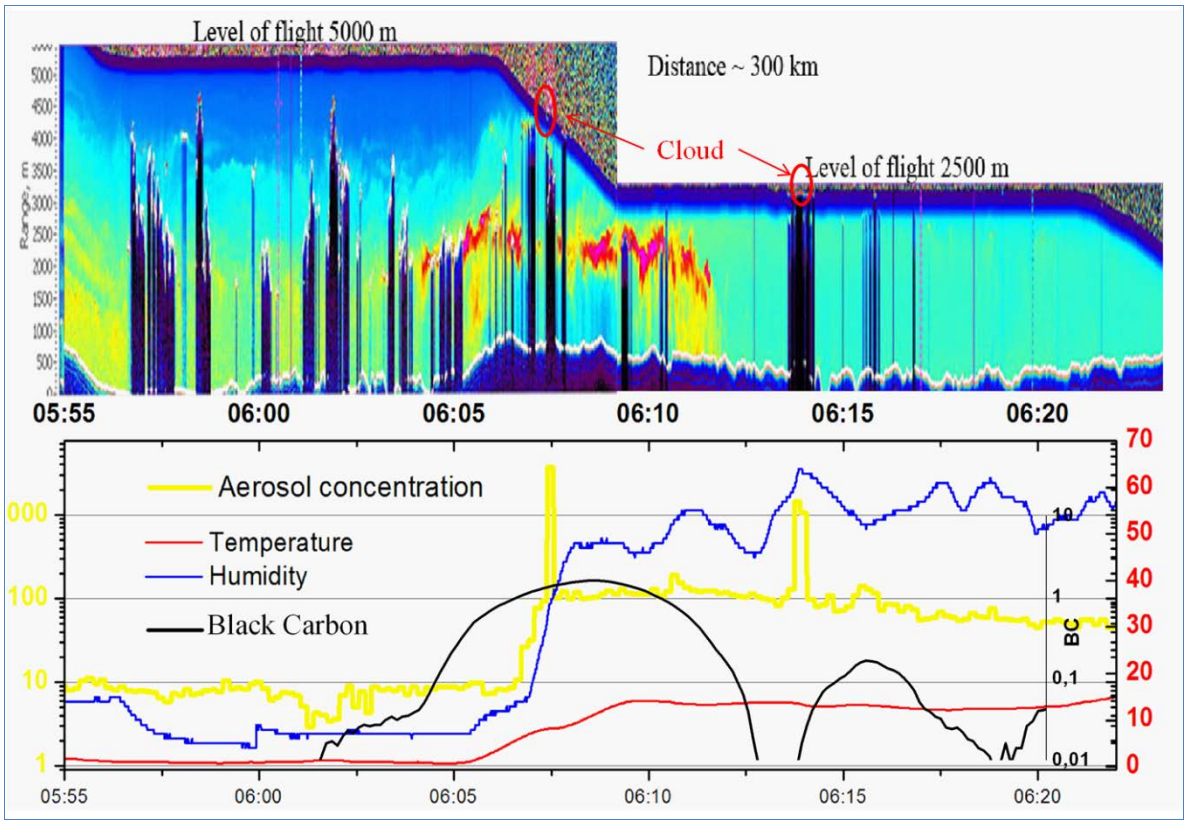
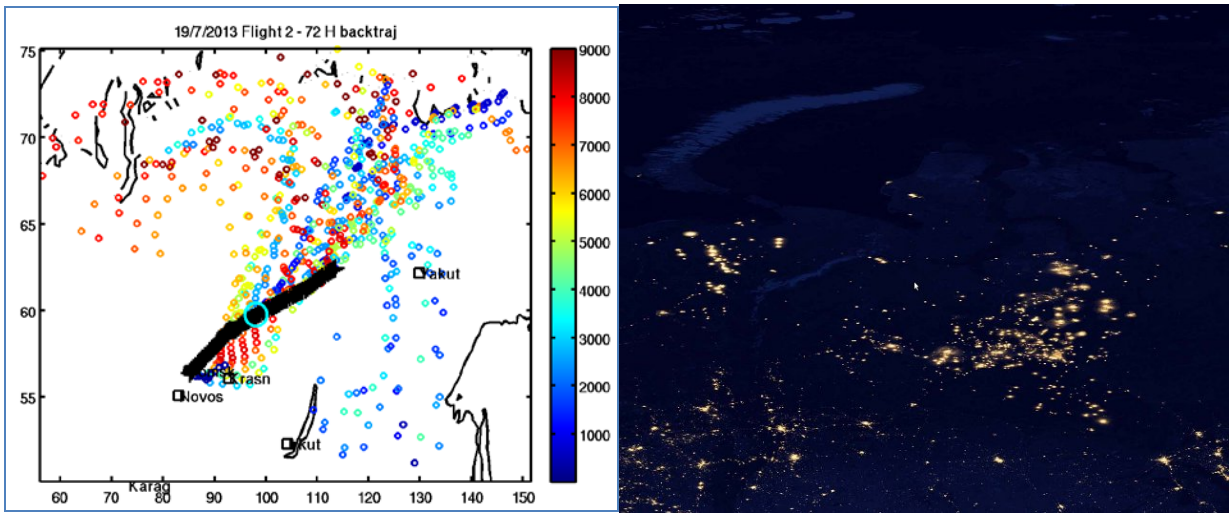


Рис.1.

На Рисунке 1 показан фрагмент пространственно-временного разреза аэрозольного поля тропосферы, восстановленный из данных лидарных измерений с борта самолета 19 июля 2013 года во время полета над Западной Сибирью на маршруте Томск - Мирный. На верхней панели двумерный разрез отображен в цветовой шкале единиц отношения рассеяния (отношение суммы аэрозольного и молекулярного обратного рассеяния к молекулярному рассеянию). На нижней панели приведены одномерные разрезы контактных измерений на борту самолета во время полета: - желтым цветом счетной концентрации аэрозольных частиц (шкала слева); - красным цветом температуры, синим цветом влажности (шкала справа); - черным цветом показаны измерения содержания сажи (BC) в мкг/м^3 (в кубическом метре воздуха). Данный фрагмент разреза характерен повышенным содержанием аэрозоля на протяжении сотен километров полета в пределах пограничного слоя атмосферы, полученного по данным лидарных измерений (интенсивность обратного рассеяния, то есть содержания аэрозоля возрастает по цветовой шкале от желтого до бардового цвета). Содержание аэрозоля по счетной концентрации отмечается повышенными значениями при приближение к шлейфу (~06:06 – 06:15 по времени полета). Пиковые значения счетной концентрации аэрозоля в 06:07 и 06:14 соответствуют времени пересечения облаков. Увеличение на порядки содержание сажи во время пролета над наиболее интенсивным участком аэрозольного шлейфа указывает на

генерацию данного типа аэрозоля от источников горения. Общее фоновое содержание аэрозоля по счетной концентрации понижается по мере удаления от шлейфа даже при снижении высоты полета к концу представленного фрагмента и проведения контактных аэрозольных измерений во внутреннем слое перемешивания планетарного пограничного слоя атмосферы.

Размытость и большая протяженность шлейфа указывает на долговременный перенос воздушных масс от источников генерации данного дымового аэрозоля. В то же время анализ мониторинга лесных пожаров методами тематической обработки спутниковых изображений MODIS, проводимой лабораторией распространения оптических сигналов, не выявил в предшествующий полету период времени интенсивных очагов горения лесов по северо-восточному региону Сибири. Из траекторного анализа транспорта воздушных масс по модели FLEXPART выявлено, что доставка аэрозоля на рассматриваемый временной фрагмент полета и на высоты расположения выявленного шлейфа осуществлялась из северных районов Западной Сибири.



На рисунке 2 слева показаны черными крестиками маршрут полета, и на нем большим голубым кружком выделен рассматриваемый фрагмент, маленькими голубыми кружками траектории переноса воздушных масс на высотах от 2 до 3 км за 3-дневный период. На рисунке 2 справа показан ночной снимок северного региона России, сделанный с космического спутника. Размытые светлые пятна в центре снимка (северо-запад Сибири) соответствуют факелам горения сопутствующего газа на нефтедобывающих промыслах. Анализ синоптической обстановки показал, что располагающийся над данным регионом обширный высокий антициклон способствовал установлению устойчивой высотной стратификации атмосферы и накоплению аэрозольных продуктов горения в пределах пограничного слоя с последующим переносом их в этом канале на высотах до 3 км.

Литература

1. Анохин Г.Г., Антохин П.Н., Аршинов М.Ю., Барсук В.Е., Белан Б.Д., Белан С.Б., Давыдов Д.К., Ивлев Г.А., Козлов А.В., Козлов В.С., Морозов М.В., Панченко М.В., Пеннер И.Э., Пестунов Д.А., Сиков Г.П., Симоненков Д.В., Синицын Д.С., Толмачев Г.Н., Филиппов Д.В., Фофонов А.В., Чернов Д.Г., Шаманаев В.С., Шмаргунов В.П. Самолет-лаборатория Ту-134 "Оптик". // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 09. С. 805-816.

2. И.Э. Пеннер, М.Ю.Аршинов, Ю.С. Балин, Б.Д. Белан, Г.П. Коханенко, В.С. Козлов, Д.Г.Чернов, Gérard Ancellet , Kathy Law, Jean-Daniel Paris // Лазерное зондирование аэрозольных полей тропосферы над субарктическими районами Сибири в период проведения самолетной компании Як-Аэросиб 2013г. // XX Международный симпозиум "Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы."23-27 июня 2014 года, Новосибирск.

УДК 549.67:61(042)

ГРАНУЛОМЕТРИЯ АТМОСФЕРНОЙ ВЗВЕСИ НОРСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО ЗАПОВЕДНИКА (АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

К. С. Голохваст[1], В. В. Кодинцев[2], В. В. Чайка[1], И.Э. Памирский[3]

[1]Дальневосточный федеральный университет, Владивосток

[2] Амурская государственная медицинская академия, Благовещенск

[3] Благовещенский государственный педагогический университет, Благовещенск

Аннотация

Приведены первые результаты гранулометрического исследования частиц атмосферных взвесей, содержавшихся в пробах снега из Норского государственного заповедника зимой 2013/2014 гг. Показано, что снеговые пробы, отобранные в 5 станциях, содержат частицы размером менее 10 мкм в экологически незначительных концентрациях (до 13%). В целом, на всех станциях отбора преобладают частицы 3-его (10-50 мкм), 5-ого (100-400 мкм) и 7-ого (более 700 мкм) размерных классов. Частицы на всех станциях отбора обладают относительно невысокой удельной площадью поверхности – от 552,95 до 3272,12 см²/см³. Можно сделать вывод, что, с точки зрения микроразмерного загрязнения атмосферы, Норский государственный заповедник относится к территориям с благоприятными условиями.

Ключевые слова: взвеси, Норский заповедник, снег, микрочастицы

Введение

Атмосферное загрязнение заповедных территорий в связи с развитием общепланетарного техногенного пресса на природу становится всё более актуальным.

Ранее нами оценивалось антропогенное влияние на загрязненность территории государственных заповедников Бастак и Ботчинский [Голохваст и др., 2013, 2014]. В частности, в пробах снежного покрова, взятых в заповедниках, были определено высокое содержание техногенных микрочастиц (соединения W, Ti, Pb, Fe, Ba, шлаковых частиц и спеков).

Для изучения состава атмосферных взвесей природоохранной зоны нами был выбран малоизученный государственный заповедник "Норский" (Амурская область). На территории заповедника произрастают 513 видов сосудистых растений, более 300 видов лишайников, водится 38 видов млекопитающих, 184 вида птиц, 30 видов рыб. Особый интерес представляют сезонные миграции сибирской косули.

Материалы и методы

В данной работе с использованием лазерной гранулометрии нами исследованы атмосферные взвеси в осадках, собранные в Норском заповеднике.

Заповедник, созданный в 1998 году, расположен в междуречье рек Селемджа и Нора, в Селемджинском районе Амурской области и имеет площадь более 211 га. Южная часть заповедника - равнинная, с едва заметными склонами и плоскими водоразделами, а наа севере распространен мелкосопочник. Абсолютные высоты - до 370 метров над уровнем моря.

Пробы снега собирались на границе заповедника в 5 точках на протяжении 30 км (через каждый 6 км) от устья р. Норы до слияния с протокой Соковерстной.

Пробы (атмосферные садки в виде снега), во избежание вторичного загрязнения антропогенными аэрозолями, отбирались во время снегопадов. Для чистоты эксперимента снег помещали в стерильные контейнеры вместимостью 3 л. Когда снег в контейнерах полностью растаивал (объем растопленной пробы составлял 390-400 мл), из каждого образца после взбалтывания набирали по 60 мл жидкости и анализировали на лазерном анализаторе частиц Analysette 22 NanoTec (Fritsch) [Голохваст и др., 2011].

Результаты и обсуждение

Пробы снега отбирались зимой (январь/февраль) 2013 г. (табл. 1 и 2).

Таблица 1

Распределение частиц по фракциям в пробах снега из различных районов Норского заповедника

Класс	∅, мкм	1	2	3	4	5
1	менее 1					
2	1 - 10	**2-3** 3%	**5-6** 2%	**6-7** 2%	-	**5-6** 5%
		4-8 10%	**8-12** 3%			**8-10** 2%
3	10 - 50	**10-25** 30%	**20-35** 8%	**18-30** 33%	**12-30** 100%	**18-22** 8%
		30-60 30%				**40-50** 12%
4	50 - 100	**70-150** 20%	**50-60** 8%	**50-60** 7%	-	**60-80** 25%
5	100-400		**80-120** 10%	**80-120** 18%	-	**100-150** 20%
			120-180 7%	**180-220** 13%		**180-220** 3%
			200-300 8%	**280-400** 27%		
6	400-700	-	-	-	-	-
7	Более 700	**700-1000** 7%	**600-1000** 64%	-	-	**700-1000** 25%

Как видно из данных табл. 1, самые мелкие по размеру частицы (менее 10 мкм) в экологически значимых количествах не обнаруживаются. Максимальное количество (13%) таких частиц отмечено на станции 1.

Подавляющее число частиц относятся к 3, 5 и 7 размерным классам (рис. 1).

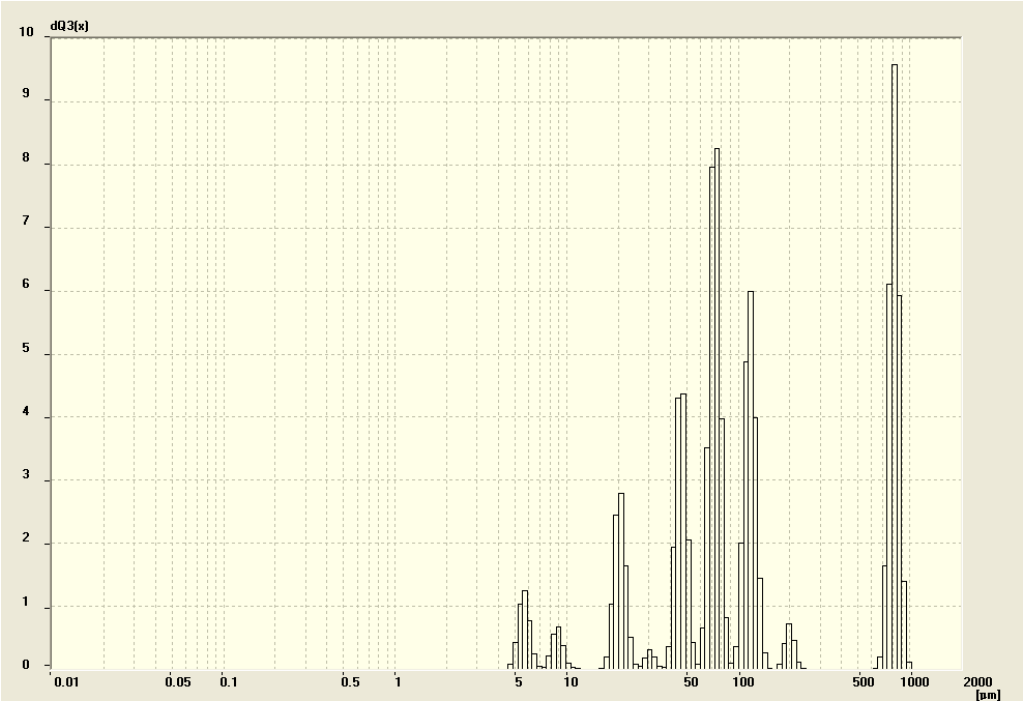


Рис. 1. Распределение частиц по размеру и их доля (%) в типовом образце взвеси со станции 5.

Более подробные характеристики частиц со всех станций отбора приводятся в табл. 2.

Табл. 2

Морфометрические параметры частиц взвеси, содержавшихся в пробах снега из различных районов Норского заповедника

Параметры /район	1	2	3	4	5
Средний арифметический диаметр, мкм	73,13	460,52	135,14	22,02	257,14
Мода, мкм	41,21	666,99	21,92	21,92	803,03
Медиана, мкм	34,31	642,87	93,87	21,89	78,61
Отклонение, мкм²	27142,03	87677,42	13959,46	6,06	107244,89
Среднеквадратичное отклонение, мкм	164,75	296,10	118,15	2,46	327,48
Коэффициент отклонения, %	225,27	64,29	87,43	11,18	127,35
Удельная поверхность, см²/см³	3272,12	552,95	1907,45	2758,79	1325,37

Как мы видим из табл. 2, средний арифметический размер частиц взвесей является достаточно крупным. Практически во всех точках, кроме станции 4, размеры частиц относят их

к группе "неингалибельных", т.е. не попадающих в дыхательные пути животных, и, в частности, человека.

Частицы на всех станциях отбора обладают относительно невысокой удельной площадью поверхности – от 552,95 до 3272,12 см²/см³. Это может быть расценено как благоприятный аспект для обитающих на этой территории животных.

Заключение

Результаты данной работы свидетельствуют о том, что Норский заповедник как уникальное место обитания самой северной сибирской косули не содержит в своей атмосфере опасные для биоты микрочастицы. Во всяком случае их не отмечено в момент отбора - зима 2013-2014 гг.

Это обусловлено отдаленность Норского заповедника от крупных населенных пунктов и промышленных предприятий. Относительно рядом находится лишь поселок городского типа Февральск с населением около 5000 человек, который, как можно видеть, не оказывает сколь-нибудь серьезного влияния на атмосферу данной природоохранной территории.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что работа перспективная и её необходимо продолжить для выявления атмосферного загрязнения природоохранных зон в условиях развития техноцивилизации.

Работа выполнена при поддержке Научного Фонда ДВФУ (проекты: 13-06-0318-м_а, 14-08-02-24_и), Гранта Русского географического общества и Министерства образования и науки Российской Федерации (уникальный идентификатор работ RFMEFI59414X0006).

Список литературы

1. Голохваст К. С., Ревуцкая И. Л., Лонкина Е. С., Чекрыжов И. Ю., Памирский И. Э., Гульков А. Н., Христофорова Н. К. Первые данные по вещественному составу атмосферных взвесей государственного заповедника «Бастак» и их экологическое значение // Экология человека, 2013. № 5. С. 24-28.
2. Голохваст К.С., Костомаров С.В., Костомарова И.В., Никифоров П.А., Чайка В.В., Середкин И.В., Чекрыжов И.Ю., Романова Т.Ю., Карабцов А.А. Первые сведения о составе атмосферных взвесей Ботчинского государственного заповедника (Хабаровский край) по данным загрязнения снежного покрова // Химия в интересах устойчивого развития, 2014. №5. С. 437-443.

СРАВНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ПОДХОДОВ К РАЗДЕЛЕНИЮ ВКЛАДОВ ФИТОПЛАНКТОНА И РАСТВОРЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ФОРМИРОВАНИЕ ЦВЕТА МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

И.Е. Стёпочкин, П.А. Салюк.
Морской государственный университет им. адм. Г.И. Невельского, Владивосток, Россия.
Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия.
fizzeg@gmail.com, pavel.salyuk@gmail.com.

Ключевые слова: фитопланктон, хлорофилла, растворенное органическое вещество, биооптический алгоритм, квазианалитическая модель.

Рассмотрены методы эмпирического определения концентрации хлорофилла-а и окрашенных растворенных органических веществ (ОРОВ) из гиперспектральных данных по цвету морской поверхности в случае различных соотношений между концентрацией хлорофилла-а и ОРОВ. Исследования проведены на акваториях Японского, Восточно-Китайского, Охотского, Баренцева, Чукотского морей в водах различного оптического типа в период с 2009 г. по 2013 г. На основе собранного массива натурных данных была создана методика построения региональных эмпирических алгоритмов для определения концентраций хлорофилла–а и ОРОВ с учетом различия их вкладов в формирование восходящего излучения морской воды. Также определены спектральные каналы современных спутниковых сканеров цвета морской поверхности для наилучшего разделения вкладов. С другой стороны концентрации хлорофилла-а и ОРОВ были также получены путем использования модели для коэффициента яркости моря. После чего было проведено сравнение качества работы обоих подходов с судовыми данными.

Фитопланктонные сообщества оказывают значительное влияние на состояние океана и радиационно-активные компоненты атмосферы, являясь важным фактором, который определяет существующий баланс в экосистеме Земли. Фитопланктон производит примерно половину вновь поступающего кислорода на планете, и изымает примерно столько же углекислого газа из атмосферы, как и леса. Является базовым звеном пищевой цепи в Мировом океане. Концентрация ОРОВ не менее важный параметр, необходимый для более точных оценок состояния фитопланктонных сообществ и производимой ими первичной продукции, а также для проведения экологического мониторинга и исследования глобального цикла углерода. В настоящее время в основном используются региональные алгоритмы, оценивающие ОРОВ из измерений методами пассивного оптического зондирования. Данные алгоритмы зависят не только от района, но и от сезона измерений. Разработка более универсальных подходов позволит точнее определять содержание ОРОВ вне зависимости от наличия подспутниковых наблюдений.

Основная проблема, возникающая при построении алгоритмов восстановления, заключается в том, что РОВ, наряду с фитопланктоном вносят существенный вклад в общее поглощение света морской водой. Особенно это характерно для прибрежных вод, подверженных различным стокам с материка (так называемые «воды второго оптического типа»). И если в открытом океане влияние фитопланктона в формирование цвета океана преобладает (воды

первого оптического типа) и стандартные алгоритмы, построенные на соотношении различных спектральных полос поглощения хорошо себя зарекомендовали, то в водах второго типа соотношение этих ОАК примерно одинаково, что ведет к постоянной смене калибровочных коэффициентов. Поэтому важнейшей задачей является разделение вкладов ОРОВ и фитопланктона и построение региональной эмпирической модели вне зависимости от типа вод.

Целью работы является разработка методик восстановления концентраций основных органических оптически-активных компонентов морской воды из данных пассивного оптического зондирования, которые позволяют наиболее эффективно разделить вклады фитопланктона и окрашенных растворенных органических веществ в формирование цвета морской поверхности.

Проведенные измерения и полученные данные.

Измерения проводились во время экспедиций в период с 2009 по 2014 гг. Район экспедиций охватывает Японское, Охотское, Чукотское, Берингово, Восточно-Сибирское и Восточно-Китайское моря. Эти районы включают в себя различные типы вод: олиготрофные, мезотрофные, эутрофные, подверженные речному стоку. В результате измерений были получены следующие данные:

1. Спектры коэффициента яркости морской воды $R_{rs}(\lambda)$. Получены при помощи портативного гиперспектрального радиометра (спектральный диапазон: 325-1075 нм, разрешение 1 нм) согласно протоколам NASA для надводных радиометрических измерений [2]. Далее из спектров оценивалась высота линии солнечно-индуцированной флуоресценции хлорофилла-«а» (FLH) путем аппроксимации суммой линейной регрессии и функции Гаусса пика флуоресценции в диапазоне 640-710 нм.
2. Глубинные профили концентрации хлорофилла-«а», ОРОВ, температуры, солености, фотосинтетически-активной радиации (ФАР) полученные при помощи погружного CTD-зонда SeaBird SBE 19-plus.
3. Данные концентрации хлорофилла-«а» и ОРОВ, полученные при помощи проточного флуорометра с временным разрешением 1 минута.
4. Концентрации хлорофилла-«а» и ОРОВ, полученные согласно ГОСТ 17.1.4.02-90, из регулярно-отбираемых проб забортной воды. Они использовались для регулярной калибровки зонда и флуориметра.

Под все точки, где проводились измерения, были отобраны данные спутниковых сканеров MODIS Aqua, MERIS, GOCI, VIIRS уровня L2 по концентрации хлорофилла-«а», коэффициентам яркости морской поверхности, температуре поверхности океана[1].

Полученные результаты

Описание проблемы сильной корреляционной связи между концентрациями ОРОВ и хлорофилла-«а», и непостоянства соответствующих линейных регрессий, что существенно осложняет процесс построения универсальных алгоритмов, приведено на Рис. 1 На Рис. 1а приведена диаграмма рассеяния судовых оптически-взвешенных концентраций ОРОВ и хлорофилла–«а», измеренных в Заливе Петра Великого (Японское море). Цветовая раскраска показывает увеличение их соотношения – коэффициента ***k.*** На Рис. 1б показан стандартный биооптический алгоритм ОС3М [14] по данным спутникового сканера MODIS Aqua (регрессия 1) и регрессия, согласующая судовые данные и спутниковые (регрессия 2). Отклонение экспериментальной регрессии от стандартной обозначено dR_i.

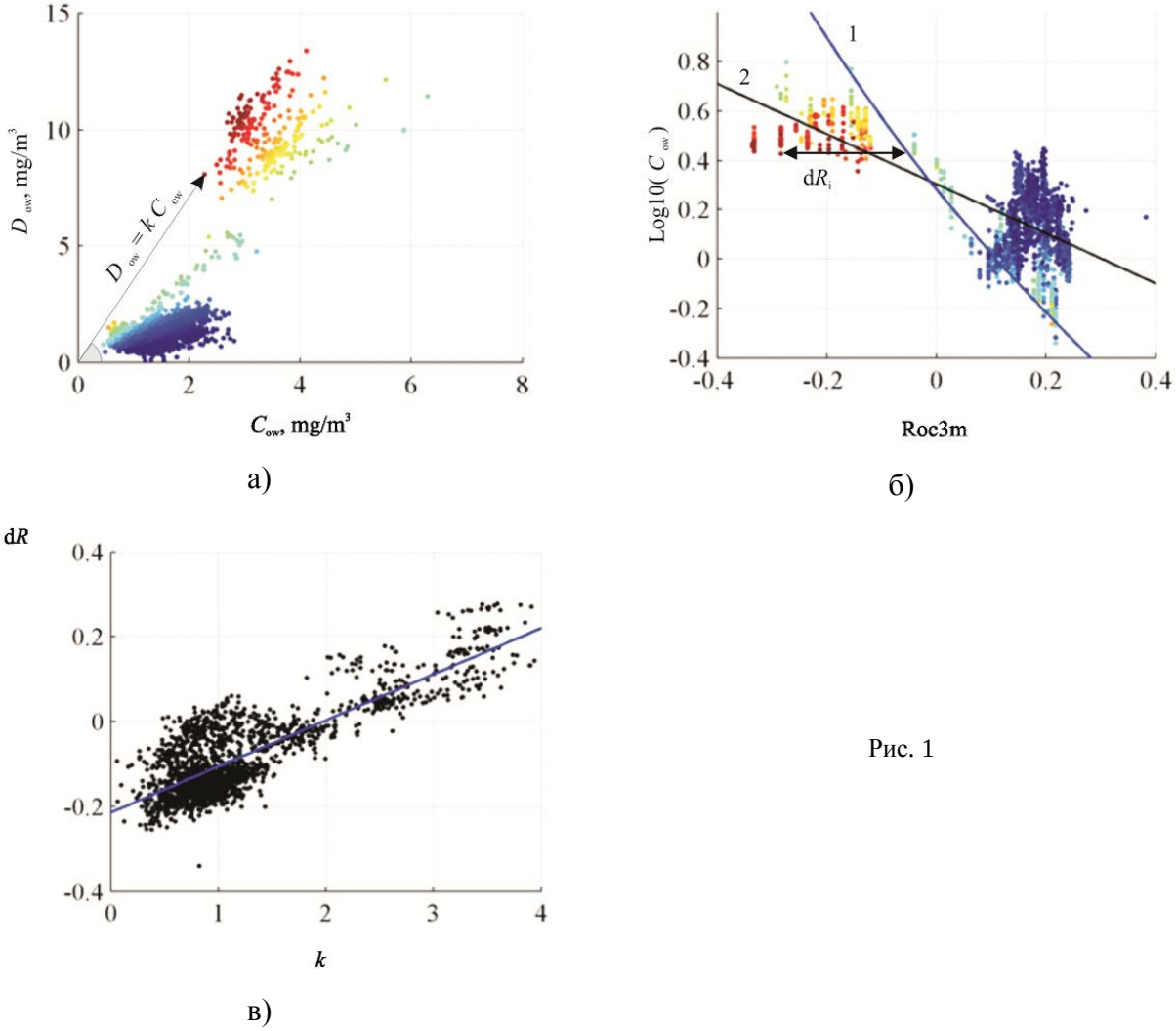


Рис. 1

На Рис. 1в отчетливо видно, что это отклонение значимо зависит от ***k.*** Аналогичные результаты были получены при исследованиях в Беринговом и Чукотском морях, где значимая зависимость начала наблюдаться при значениях *k* больше 3.

Методика построения региональных эмпирических алгоритмов подробно описана авторами в статье [3]. Этот метод позволяет реализовать устойчивые региональные эмпирические алгоритмы для восстановления концентраций хлорофилла – а и ОРОВ вне зависимости от типа вод. Далее приведены результаты построения квазианалитического алгоритма с использованием этих региональных моделей в качестве начальных условий. Для модельного выражения коэффициента яркости через первичные оптические характеристики среды была использована следующая формула [4]:

$$R_{rs_m} = \frac{\pi \cdot G}{a}[\frac{b_{bw}}{3.4} + X \cdot (\frac{400}{\lambda})^{Y}] , \qquad (1)$$

где X и Y – спектральные константы; a – полный коэффициент абсорбции морской воды, значение которого описывается суммой модельных значений коэффициентов абсорбции чистой воды a_w, пигментов фитопланктона a_{ph}, детритов и РОВ a_g; b_{bw} – коэффициент обратного рассеяния морской воды; G = 0.176.

Спектральный коэффициент поглощения чистой водой a_w – известная табулированная величина [4]. Коэффициент поглощения фитопланктоном рассчитывается по формуле:

$$a_{ph}(\lambda) = A(\lambda)C_{chl}^{B(\lambda)} , \qquad (2)$$

где $A(\lambda)$, $B(\lambda)$ – также табулированные величины [16]; C_{chl} – концентрация хлорофилла-«а».
Коэффициент поглощения детритами и РОВ определяется следующим образом: [4]

$$a_g(\lambda) = a_g(440) \cdot \exp(-0.014 \cdot (\lambda - 440)) \qquad (3)$$

$$a_g(440) = 10^{(-1.2+0.47 \cdot \lg(C_{chl}))} , \qquad (4)$$

где $a_g(440)$ – поглощение на длине волны 440 нм. Зависимость (4) была скорректирована с учетом регионального алгоритма для ОРОВ. C_{chl} рассчитывался по региональным алгоритмам для хлорофилла – «а» [3].

Описание рассеивающих свойств чистой морской воды выполнено в рамках модельной функции, задаваемой выражением:

$$b_{bw} = 0.0038 \cdot (\frac{400}{\lambda})^{4.3} , \qquad (5)$$

где b_{bw} – коэффициент обратного рассеяния.

Подстановка всех модельных функций в (1) позволяет увидеть, что коэффициент яркости является функцией пяти параметров: $a_g(440)$, S_g, X,Y и C_{Chl}. Сходимость и правильность решения во многом зависит от диапазона поиска искомых параметров. Область изменчивости величины Y оценивалась с использованием регрессионных соотношений, предложенных [4]:

$$0.9 \cdot (0.86 + 1.2 \cdot \ln(\chi)) < Y < 1.1 \cdot (0.86 + 1.2 \cdot \ln(\chi)) , \qquad (6)$$

где $\chi = R_{rs}(\lambda = 440) / R_{rs}(\lambda = 490)$.

Величина S_g лежит в узких пределах 0.011-0.016, достигая в редких случаях величины 0.02. Для начальных значений величины X принято условие $X > 0$.

Поиск пяти неизвестных параметров проводился следующим образом. Для каждого искомого параметра из диапазона начальных значений случайным образом выбиралось 3 значения. Таким образом, было получено $3^5 = 243$ набора начальных условий для каждого спектра $R_{rs}(\lambda)$. Решение задачи осуществлялось алгоритмом оптимизации Trust Region. Пример аппроксимации представлен на Рис 2.

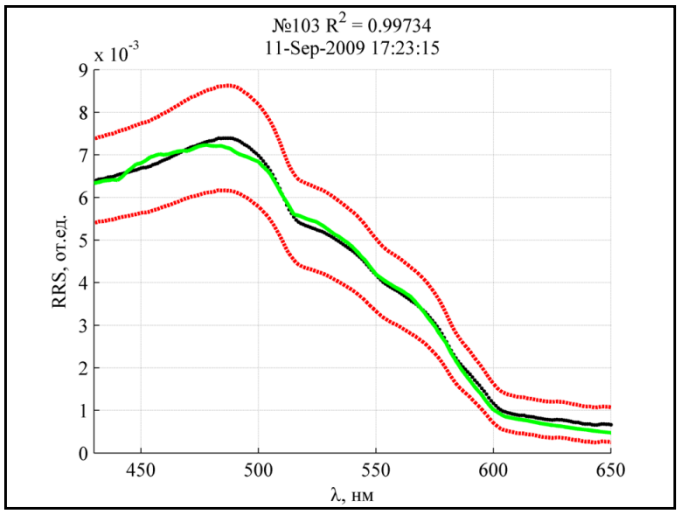
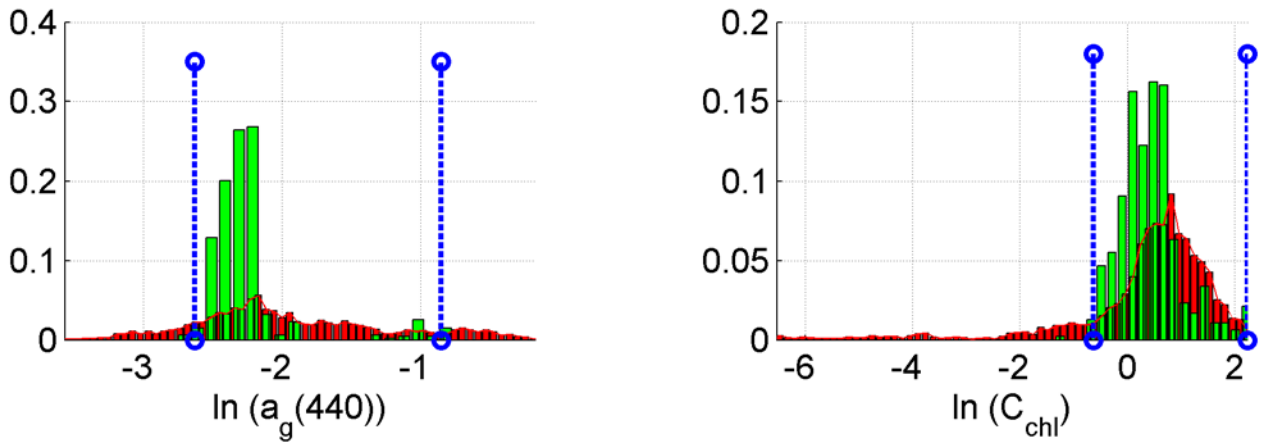


Рис. 2. Черным цветом обозначен экспериментально измеренный спектр RRS; зеленым – модельный; красным – ошибки измерений.

В зависимости от выбранных начальных условий было получено 243 различных решения, где более чем в 90% случаев наблюдался $R^2 > 0.99$. Значения с меньшим значением коэффициента детерминации отсеивались. Дополнительно отфильтровывались решения, не совпадающие с результатами контактных измерений. Пример гистограмм отобранных решений приведены на Рис 3. Синими линиями показаны, значения которые в дальнейшем использовались, как граничные условия решения задачи, чтобы отсеять заведомо ложные решения.



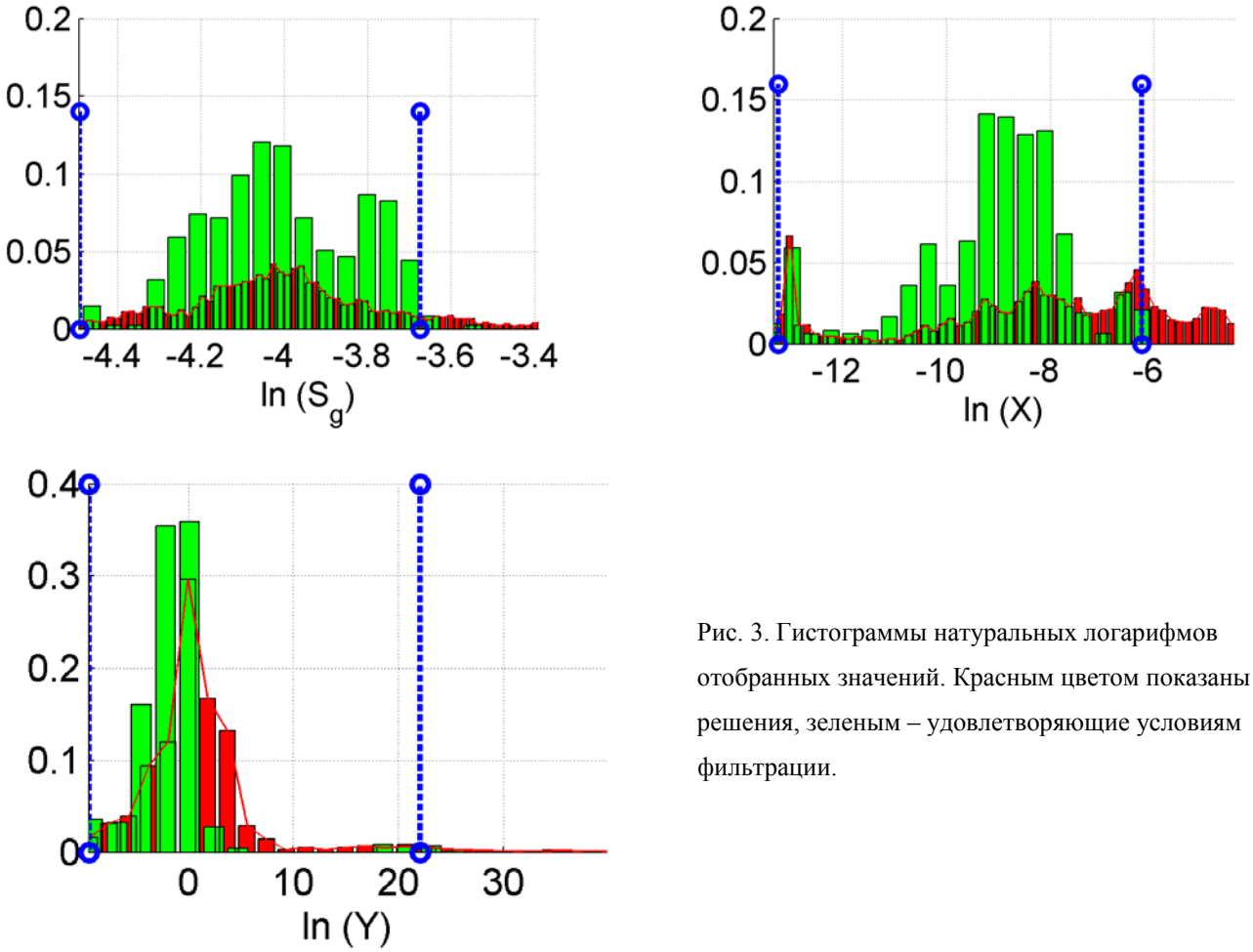


Рис. 3. Гистограммы натуральных логарифмов отобранных значений. Красным цветом показаны все решения, зеленым – удовлетворяющие условиям фильтрации.

Далее проведен сравнительный анализ результатов, полученных по стандартным эмпирическим алгоритмам, построенным региональным моделям из [3] и квазианалитической модели с судовыми данными. Был введен параметр *E* для сравнения диаграмм рассеяния ОРОВ – хлорофилл-«а», полученных в результате работы алгоритмов с истинными диаграммами, построенными по данным контактных измерений (Рис. 4).

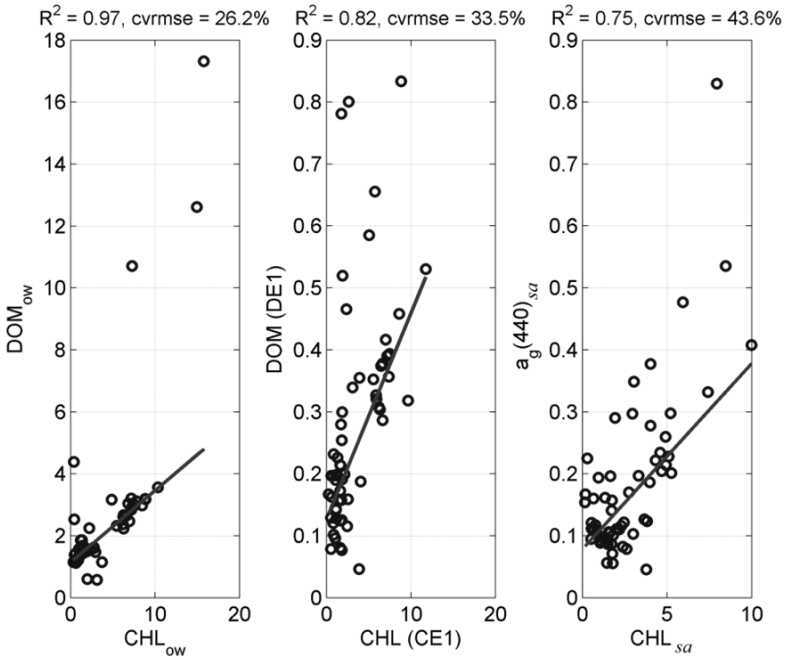


Рис. 4. Диаграммы рассеяния ОРОВ – хлорофилл-«а», полученные в результате работы алгоритмов и истинная, построенная по данным контактных измерений.

Предварительно данные были нормированы по стандартной формуле:

$$x_n = \frac{x - x_m}{x_s}, \tag{7}$$

где x_m – среднее значение параметра; x_s – стандартное отклонение. Параметр E определялся следующим выражением:

$$E = \sqrt{\sum \frac{(x_n - x_{1n})^2 + (y_n - y_{1n})^2}{N}}, \tag{8}$$

где x_n, y_n – x и y компоненты истинной диаграммы; x_{1n}, y_{1n} - x и y компоненты диаграммы, которая получена в результате работы алгоритма. Параметр E является аналогом среднеквадратичной ошибки одной диаграммы относительно другой, и показывает, насколько эффективно выбранная модель разделяет вклады ОРОВ и фитопланктона в формирование цвета морской поверхности.

Заключение

1. Получена методика построения региональных эмпирических алгоритмов восстановления концентраций хлорофилла-«а» и ОРОВ по спутниковым данным вне зависимости от оптического типа вод. Алгоритмы в состоянии учитывать и разделять коррелирующие друг с другом вклады ОАК в цвет верхнего слоя океана, используя особенности их спектров поглощения падающего света. Показано, что алгоритм, основанный на использовании дистанционно-измеренной интенсивности солнечно-индуцированной флуоресценции хлорофилла-«а» приводит к меньшей погрешности, чем алгоритм, использующий свойства поглощения [3].

2. Получена методика построения и решения квазианалитической биооптической модели, с использованием региональных эмпирических биооптических алгоритмов в качестве начальных приближений и для определения граничных условий, по данным пассивного оптического зондирования.

3. Проведен сравнительный анализ качества работы представленных моделей.

Литература:

1. Ocean Color Web. *http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/* [Электронный ресурс]
2. Mueller J.L. et al. Ocean optics protocols for satellite ocean color Sensor validation // Radiometric Measurem. and Data Analysis Protocols. 2003. Rev. 4. V. 4. 78 p
3. Салюк П.А., Стёпочкин И.Е., Букин О.А., Павлов А.Н., Голик И.А. Разработка региональных эмпирических алгоритмов восстановления концентрации хлорофилла-«а» и растворенных органических веществ из данных пассивного оптического зондирования водной поверхности. // Исследование Земли из Космоса, № 3, 2013, С. 45-57.
4. Lee Z.P et al. Method to derive ocean absorption coefficients from remote-sensing reflectance // Applied Optics. - 1996.-V.35.-P.453-462.
5. Smith R.C et al. Optical properties of the clearest natural waters // Applied Optics. – 1981.-V.20.-P.177 – 184.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СПЕКТРОВ ЛАЗЕРНО-ИНДУЦИРОВАННОЙ ФЛУОРЕСЦЕНЦИИ КРЕСС-САЛАТА ПРИ ИЗБЫТКЕ ИЛИ НЕДОСТАТКЕ ПОЛИВА

О.А. Булло, Ю.В. Федотов, М.Л. Белов, В.А. Городничев

МГТУ им. Н.Э. Баумана, 105005, г. Москва, ул. 2-ая Бауманская, 5

olga.bullo@bmstu.ru, fed@bmstu.ru, belov@bmstu.ru, gorod@bmstu.ru

Ключевые слова: спектры флуоресценции, растения, стрессовые состояния растений

Аннотация: Проведены экспериментальные исследования лазерного флуоресцентного метода контроля состояния растений. Приведены структурная схема лабораторной установки и спектры лазерно-индуцированной флуоресценции кресс-салата при избытке или недостатке влаги в почве. Показано, что при длине волны возбуждения флуоресценции 532 нм воздействие стрессового фактора, вызванного избытком или недостатком влаги, проявляется в изменении формы спектра лазерно-индуцированной флуоресценции растения.

На сегодняшний день перспективным направлением использования флуоресцентного анализа является контроль состояния растительности (см., например, [1-6]). Неблагоприятные внешние факторы приводят к стрессовым состояниям растений и невозможности их нормального роста. Стрессовые состояния сложно идентифицировать на ранних стадиях по внешнему виду растений, поэтому важным является разработка методов их обнаружения.

Эффективным методом обнаружения стрессовых состояний растительности является метод лазерной индуцированной флуоресценции. На сегодняшний день накоплены экспериментальные данные по спектрам флуоресценции различных видов растительности (в основном в нормальном состоянии) при разных длинах волн возбуждения от 266 до 635 нм.

Доклад посвящен экспериментальному исследованию изменений спектра лазерно-индуцированной флуоресценции растений при избытке или недостатке влаги в почве для длины волны возбуждения флуоресценции 532 нм.

Для измерения спектров флуоресценции растений была создана лабораторная установка, структурная схема и основные параметры которой представлены на рис. 1 и в таблице 1. В качестве источника возбуждения излучения флуоресценции был использован твердотельный импульсный YAG:Nd лазер с диодной накачкой и с удвоением частоты. Излучение флуоресценции собирается приемным объективом и вводится в оптическое волокно. В качестве спектрального прибора используется полихроматор. Полихроматор полностью автоматизирован: смена решеток, оптических фильтров, выбор ширины входной щели осуществляется автоматически. Спектр флуоресценции регистрируется высокочувствительным матричным детектором с усилителем яркости. После усилителя яркости изображение переносится оптической системой на ПЗС матрицу детектора. Изображение преобразуется в цифровой массив и передается на компьютер.

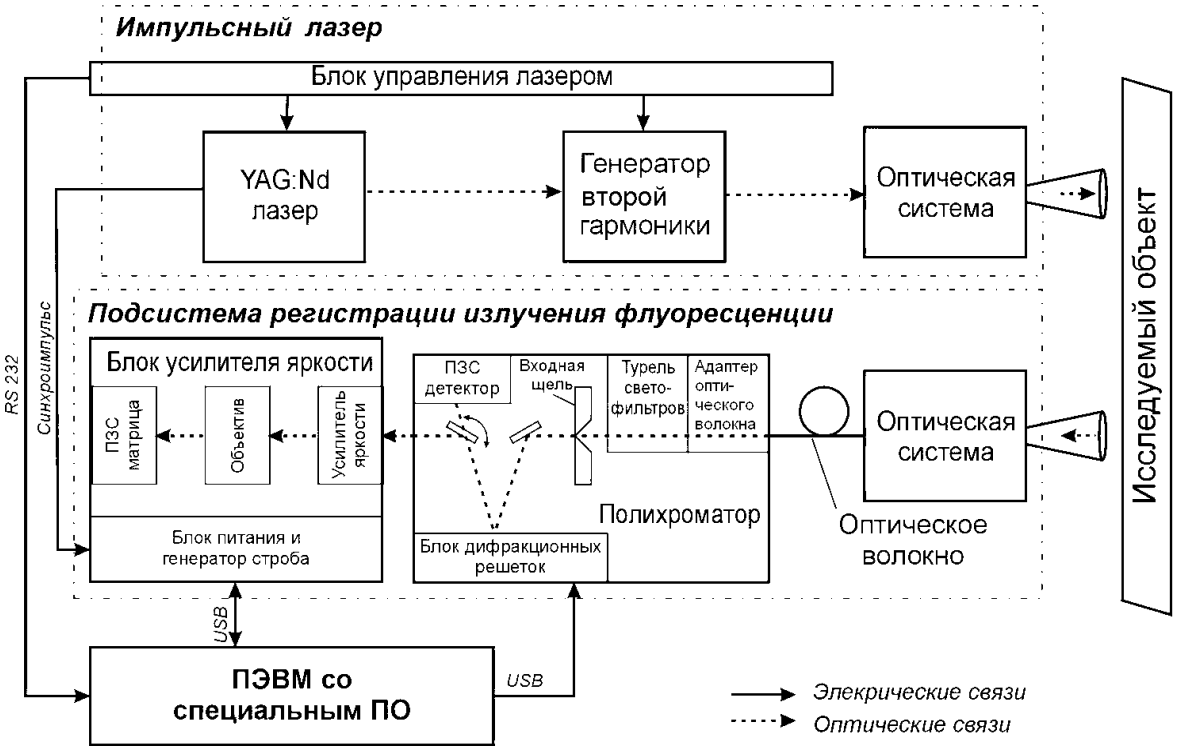


Рисунок 1. Схема лабораторной установки для измерения спектров флуоресценции растений.

Таблица 1. Основные параметры лабораторной установки.

Параметр	Значение параметра
Энергия импульса лазера, мДж	2,1
Длина волны возбуждения, нм	532
Длительность импульса лазера, нс	<7
Частота повторения, Гц	до 500
Диапазон регистрации спектра, нм	595 – 800
Разрешение по спектру, нм	6
Диаметр приемного объектива, мм	15

Экспериментальные исследования проводились для быстрорастущих и неприхотливых видов растений (в докладе приведены данные для кресс-салата - *Lepidium sativum*).

Экспериментальное исследование спектров флуоресценции включало в себя как предварительный этап калибровку оборудования: калибровку полихроматора по длине волны с использованием стандартной методики и калибровочного источника света на основе ртутно-аргоновой лампы с линейчатым спектром и калибровку системы регистрации по чувствительности в диапазоне от 525 до 750 нм.

На рисунке 2 приведены примеры спектров лазерно-индуцированной флуоресценции кресс-салата в нормальном состоянии. Разные кривые на рисунке соответствует разным измерениям (разным контрольным экземплярам и разному времени измерения в течение дня).

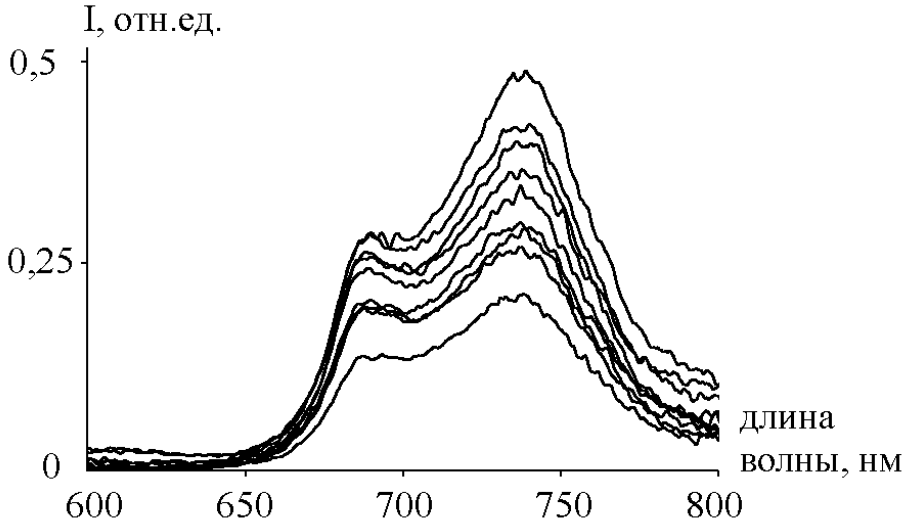


Рисунок 2. Спектры флуоресценции кресс-салата нормальном состоянии

Из рисунка 2 видно, что для нормального состояния кресс-салата спектры флуоресценции имеют два максимума – в области ~ 680 нм и в области ~ 740 нм. При этом как и для большинства растений в нормальном состоянии отношение интенсивностей флуоресценции на длинах волн 680 нм и 740 нм меньше 0,9.

На рисунках 3 и 4 приведены примеры типичных спектров лазерно-индуцированной флуоресценции кресс-салата в стрессовом состоянии, вызванном избытком (рисунок 3) и недостатком (рисунок 4) влаги в почве.

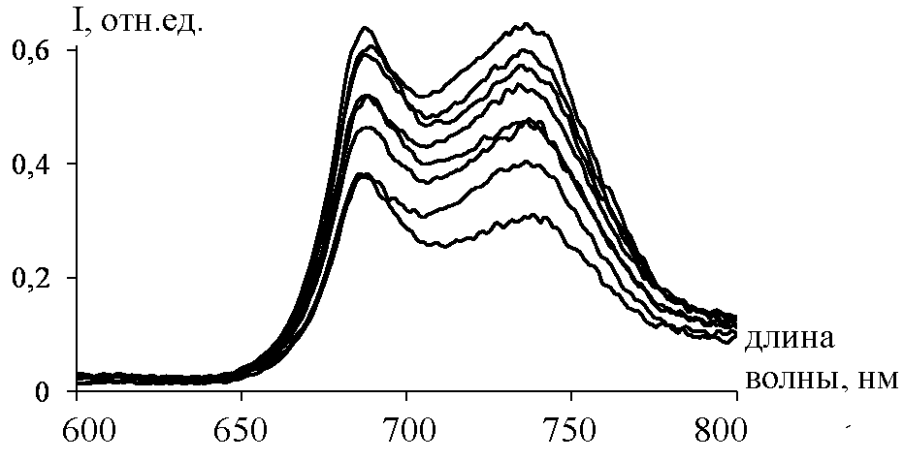


Рисунок 3. Спектры флуоресценции кресс-салата при избыточном поливе в течение 24 дней.

На рисунке 3 приведены спектры при избыточном поливе в течение 24 дней, а на рисунке 11 – при отсутствии полива в течение 11 дней.

Из рисунков 3, 4 видно, что для стрессового состояния растений (вызванного избытком или недостатком влаги в почве) спектры флуоресценции характеризуются изменением формы спектра (для спектра растения в стрессовом состоянии существенно увеличивается отношение интенсивностей флуоресценции в спектральных областях 680–690 нм и 735–745 нм.

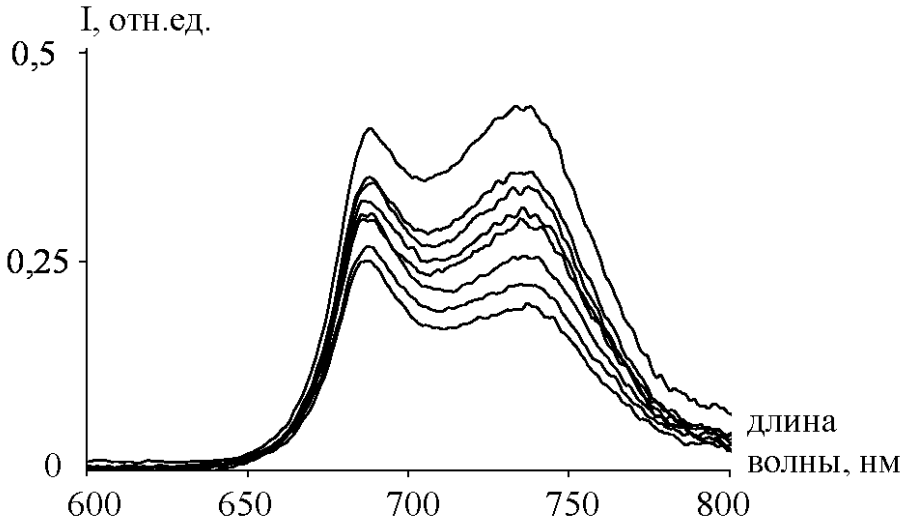


Рисунок 4. Спектры флуоресценции кресс-салата при отсутствии полива

Таким образом, экспериментальные данные на примере кресс-салата показывают, что при возбуждении флуоресценции на длине волны 532 нм можно надежно обнаруживать стрессовые состояния растений, вызванные избытком или недостатком влаги в почве.

1. Belasque J., Gasparoto M.C.G., Marcassa L.G. Detection of mecanical and disease stresses in citrus plants by fluorescence spectroscopy // Applied Optics. 2008. Vol. 47, No 11. P. 1922-1926.
2. Grishaev M.V., Sal'nikova N.S. A Setup for Remote Recording of the Spectrum of Laser-Induced Fluorescence from Crowns of Woody Plants // Instruments and Experimental Techniques. 2010. Vol. 53, No 5. P. 746–749.
3. Фатеева Н.Л., Климкин А.В., Бендер О.В., Зотикова А.П., Ямбургов М.С. Исследование лазерно-индуцированой флуоресценции хвойных и лиственных растений при азотном загрязнении почвы // Оптика атмосферы и океана. 2006. Т. 19, № 2-3. С. 212 – 215.
4. Corp L.A., McMurtrey J.E., Middleton E.M., Mulchi C.L., Chappelle E.W., Daughtry C.S.T. Fluorescence sensing systems: In vivo detection of biophysical variations in field corn due to nitrogen supply // Remote Sensing of Environment. 2003. Vol. 86, P. 470-479.
5. Афонасенко А.В., Иглакова А.И., Матвиенко Г.Г., Ошлаков В.К., Прокопьев В.Е. Лабораторные и лидарные измерения спектральных характеристик листьев березы в различные периоды вегетации // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25, № 3. С. 237-243.
6. Middleton E., McMurtrey J.E., Entcheva Campbell P.K., Corp L.A., Butchera L.M., Chappellea E.W. Optical and fluorescence properties of corn leaves from different nitrogen regimes // Proc. of SPIE. 2003. Vol. 4879, P. 72 - 83.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СИНХРОННОГО МНОГОПАРАМЕТРИЧЕСКОГО ИЗМЕРИТЕЛЯ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРЫ

А.П. Ростов, Н.А. Шефер

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск,

rostov@iao.ru, shefer@iao.ru

Ключевые слова: приземный слой, пульсационные измерения, вертикальные турбулентные потоки.

Аннотация

Проведена серия экспериментов с использованием многопараметрического измерителя турбулентных микропульсаций компонент скорости ветра, температуры, влажности, давления и концентрации аэрозольных частиц с целью экспериментального исследования детальной структуры турбулентности нижних слоев атмосферы. Осуществлялось накопление данных в процессе автоматизированных измерений о турбулентных характеристиках различных метеопараметров в приземном слое атмосферы. Было рассмотрено синхронное поведение статистических характеристик измеряемых субстанций и их турбулентных потоков и некоторые предварительные результаты их комплексной обработки и анализа.

Исследования мелкомасштабных процессов, в которых изучается обмен теплом, влагой, импульсом и различными компонентами вблизи поверхности раздела являются в настоящее время актуальной задачей. Они тесно связаны с крупномасштабными задачами изменений глобального климата и океанской циркуляции и представляют собой важную часть исследований всего пограничного слоя атмосферы. Сбор экспериментальных данных о турбулентности и турбулентных потоках в приземном и пограничном слоях атмосферы стал в последние годы элементом многих научных проектов. Исследования в данной области включают проведение комплексных измерений характеристик наиболее значимых параметров атмосферы, с контролем радиационного и турбулентного режимов в приземном слое.

Несмотря на значительный прогресс в понимании сложнейших явлений, происходящих в приземном и пограничном слоях атмосферы, их изученность еще остается неудовлетворительной.

Большинство экспериментальных данных по структуре воздушного потока относятся, как правило, к условиям малооблачной погоды антициклонического типа. Почти не имеется сведений по структуре воздушного потока при наличии низкой и фронтальной облачности, при сильных ветрах и т. п. Требуется дальнейшее накопление экспериментальных данных о турбулентных характеристиках приземного слоя в связи с разнообразием типов подстилающей поверхности, локальной изменчивостью ее структуры и размеров неоднородностей, широким

диапазоном масштабов воздушных потоков при различных условиях термической стратификации и радиационных режимах в атмосфере.

С целью экспериментальных исследований статистических характеристик атмосферного аэрозоля и турбулентных потоков импульса, тепла, влаги и аэрозоля в приземном слое атмосферы были проведены синхронные измерения флуктуаций трех компонент скорости ветра, флуктуаций температуры, пульсаций абсолютной влажности, пульсаций коэффициента аэрозольного рассеяния и накопление получаемой информации при различных термодинамических состояниях приземного слоя воздуха.

Экспериментальные измерения проводились с помощью многопараметрического измерителя характеристик атмосферы. Прибор предназначен для проведения длительных синхронных измерений пульсаций скорости ветра, температуры, влажности и коэффициента направленного аэрозольного светорассеяния в приземном слое. Измеритель представляет собой компактный прибор, который объединяет в своем составе акустический измеритель трех компонент скорости ветра и температуры, оптический инфракрасный измеритель микропульсаций абсолютной влажности, датчики температуры, давления, и относительной влажности, а также одноугловой нефелометр открытого типа, для измерений пульсаций коэффициента аэрозольного рассеяния и оценки пульсаций концентрации атмосферного аэрозоля. Измерения динамических и термодинамических характеристик турбулентности также сопровождаются измерениями солнечной радиации. Изученность полей температуры, влажности, скорости ветра и аэрозоля крайне неравномерны, а измерение пульсаций производится разными методами, в разные сроки, так что данные этих измерений зачастую оказываются несопоставимыми. Поэтому прямые пульсационные измерения являются до сих пор актуальными в плане уточнения характерных значений турбулентных параметров.

Измерение рядов метеопараметров осуществлялось с частотой 3 гц. Получены синхронные временные ряды микропульсаций абсолютной влажности, температуры, компонент скорости ветра, коэффициента аэрозольного рассеяния. Как уже отмечалось, именно турбулентные потоки определяют перенос тепла, влаги и аэрозоля воздушными течениями, интенсивность испарения с поверхности почвы, формируют в конечном итоге микроклимат приземного слоя и влияют на развитие крупномасштабных движений в атмосфере.

Пример записи пульсаций метеопараметров для продольной, поперечной, вертикальной скоростей, для относительной влажности, температуры, атмосферного давления, приходящей и уходящей солнечной радиации, и коэффициента аэрозольного рассеяния показан на рисунке 1. Получено было много длительных серий измерений. Здесь по оси отложено 8192 точки, что соответствует 40 минутам. Температура измерялась акустическим способом – метеостанцией,

т.е. измерялась виртуальная температура, а также температура измерялась независимым диодным датчиком, и мы видим, что кривые хорошо совпадают. На рисунке приведены кривые для измеренной относительной влажности, для измеренной абсолютной влажности (с помощью оптического гигрометра) и для рассчитанной абсолютной влажности (из относительной влажности, виртуальной температуры и давления). Солнечную радиацию полезно измерять, для интерпретации длительных измерений, чтобы отслеживать разные ситуации.

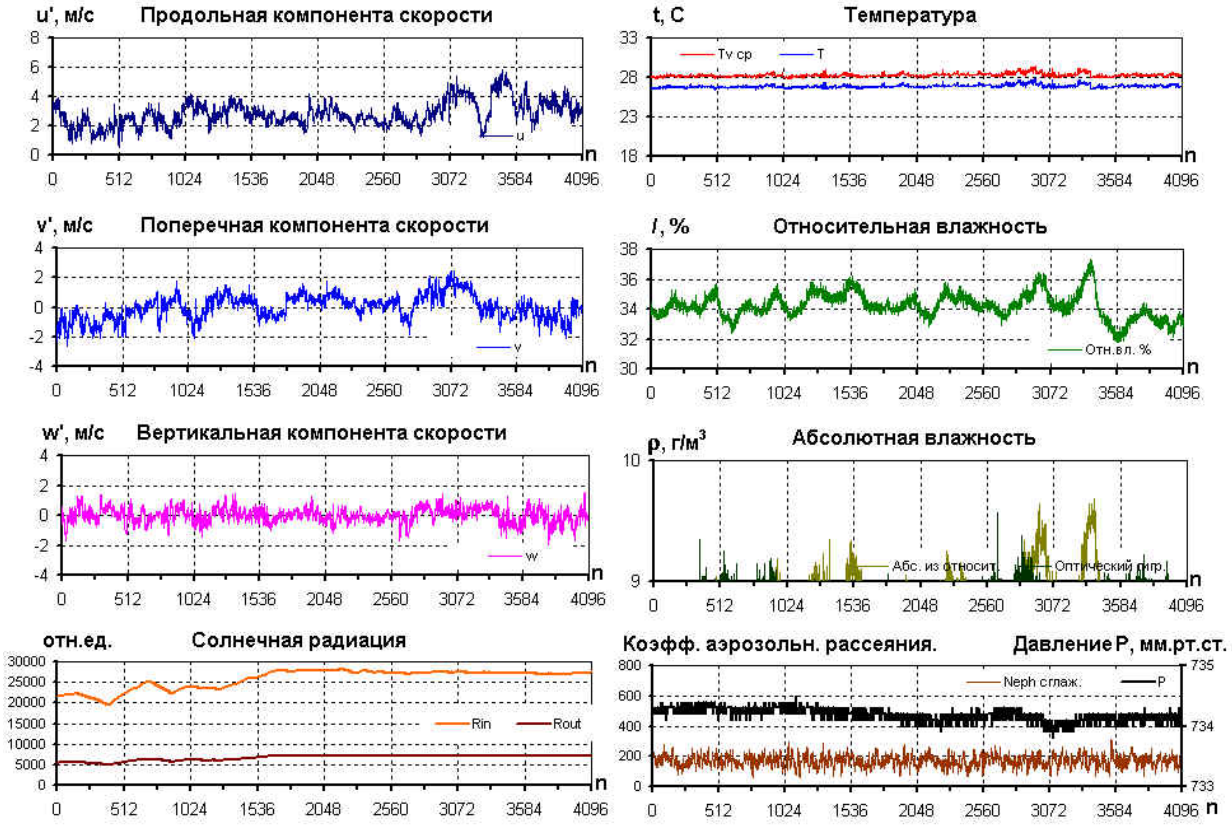


Рис.1. Измеряемые пульсации метеопараметров. Данные от 26 июля 2013 г. Нефелометр на высоте 12 м. Реализация 16:38.

Вертикальные турбулентные потоки импульса τ, тепла $H_в$ и аэрозоля H_A проще и точнее определяются прямым методом из пульсационных наблюдений путем осреднения соответствующих произведений:

$$\tau = -\rho < u' w' >,$$

$$H_в = c_p \rho < w' T' >,$$

Здесь ρ - плотность воздуха; c_p - теплоемкость при постоянном давлении; u' - пульсационная составляющая продольной скорости ветра; w' - пульсация вертикальной скорости; T' - пульсационная составляющая температуры.

Были проведены оценки суточных ходов для вертикальных турбулентных потоков явного и скрытого тепла, влаги, количества движения и аэрозоля в приземном слое атмосферы. Для расчетов потоков применялся так называемый прямой метод, главной трудностью которого является выбор правильного интервала осреднения.

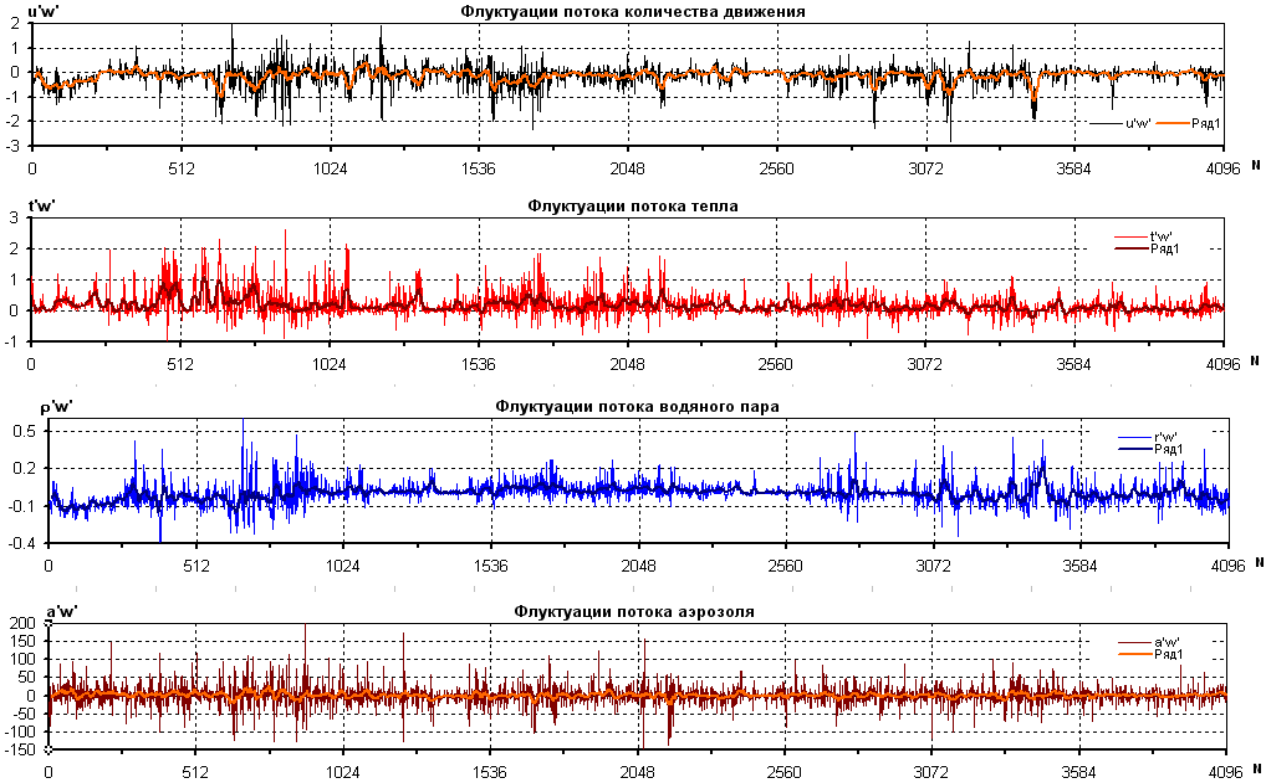


Рис. 2. Вертикальные турбулентные потоки.

На рисунке 2 приведены вертикальные турбулентные потоки, т.е. флуктуации потоков количества движения, тепла, потоков водяного пара и аэрозоля. Здесь данные приведены для короткой записи, осреднение осуществлялось по 2-х минутному интервалу.

В целом, проведенные измерения показали работоспособность разработанного оптического измерителя пульсаций абсолютной влажности и целесообразность его использования при комплексном экспериментальном изучении процессов локальной и короткопериодической изменчивости турбулентных полей скорости ветра, температуры и влажности и физических механизмов их взаимодействия. Использование данного устройства дает возможность получения новых результатов о короткопериодной изменчивости аэрозоля и водяного пара, о влиянии турбулентных и конвективных движений воздуха на процессы тепло, влаго и аэрозольных обменов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (Соглашение № 14.604.21.0100 - уникальный идентификатор RFMTFI60414X0100).

ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ПРОЦЕССОВ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ И ФЛУОРЕСЦЕНЦИИ МОРСКОЙ ВОДЫ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ВРЕМЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОЗБУЖДАЮЩЕГО ИЗЛУЧЕНИЯ

А.Ю. Майор [1,2,a], О.А. Букин [2,b] , Д.Ю. Прощенко [2,3,c], С.С. Голик [1,3,d]

[1]Институт автоматики и процессов управления ДВО РАН, Россия, 690041 Владивосток, ул. Радио, 5;

[2]Морской государственный университет им. Г.И.Невельского, Россия, 690059 Владивосток, ул. Верхнепортовая, 50а;

[3]Дальневосточный федеральный университет, Россия, 690091 Владивосток, ул. Суханова,8;

[a]mayor@iacp.dvo.ru, [b]o_bukin@mail.ru, [c]dima.prsk@mail.ru, [d]golik_s@mail.ru

Ключевые слова: комбинационное рассеяние, флуоресценция, фемтосекундные лазерные импульсы

Аннотация. Проведены исследования формы и интенсивностей линий комбинационного рассеяния и флуоресценции хлорофилла А при возбуждении длиной волны 532 нм в зависимости от длительности импульсов возбуждающего излучения. Длительность варьировалась от непрерывного режима излучения до 120 фс.

Одноклеточные микроскопические водоросли – фитопланктон, являются центральным звеном в пищевой цепи океана и играют главенствующую роль в осуществлении цикла круговорота углерода в природе в ходе процесса фотосинтеза. По этой причине фитопланктону отводится одно из ведущих мест среди всех живых организмов и исследование его фотосинтетического аппарата остаётся актуальной задачей. Наиболее распространенным и отработанным методом изучения, который позволял бы проводить оперативные дистанционные исследования фитопланктона, является лазерная индуцированная флуоресценция (ЛИФ), которая уже в течение долгого времени является надежным источником получения информации об одноклеточных водорослях [1]. Данный метод получил широкое развитие и претерпел различные модификации в зависимости от конечной цели исследования, в частности в случае таксономических исследований фитопланктона [2,3] метода изображения планарной лазерной флуориметрии (planar laser imaging fuorometry) [4,5] и т.д. Развитие лазерной фемтосекундной техники открывает новые перспективы и возможности в исследовании фотосинтетического аппарата растений.

В данной работе представлены исследования изменения спектров комбинационного рассеяния воды и флуоресценции хлорофилла А фитопланктона в зависимости от длительности импульсов возбуждающего лазерного излучения на длине волны 532 нм.

Для проведения исследований была собрана следующая экспериментальная установка (рис. 1).

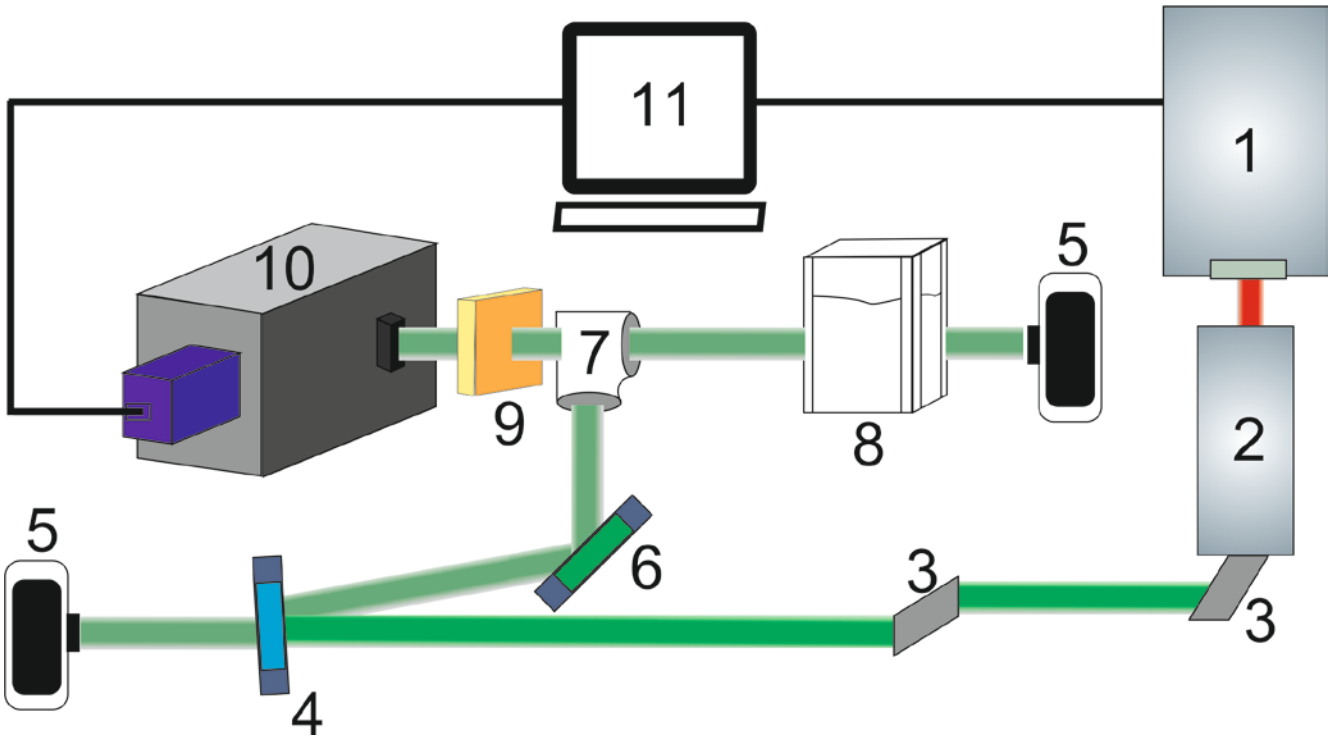


Рисунок 1. 1 – фемтосекундный лазер Spitfire pro 5W; 2 – параметрический преобразователь TOPAS; 3 - зеркальные (отражающие) фильтры; 4 – нотч – фильтр 532 нм; 5 – поглотитель излучения; 6 – дихроичное зеркало 532 нм; 7 – фильтр делитель под 45^0 для 532 нм; 8 – оптическая кювета; 9- блокирующий фильтр 561 нм; 10 – многоканальный оптический анализатор PiMAX3 с спектрографом; 11 – компьютер;

Исходное излучение на длине волны 800 нм генерировалось с помощью фемтосекундного комплекса Spitfire pro 5W (1) после чего заводилось в параметрический преобразователь TOPAS (2). Излучение параметрического преобразователя представляет собой широкую полосу спектра излучения с заданной центральной длиной волны. Для его сужения до приемлемой ширины использовались зеркальные (отражающие) фильтры с общим пропусканием 520 – 540 нм (3). С той же целью, в последнем каскаде в качестве отражающего фильтра использован Нотч-фильтр (4) с центральной длиной волны 532 нм и полосой отражения 17 нм. Излучение падало на него под углом менее 2 градусов. Спектр полученного на выходе импульса представлен на рисунке 2. Полуширина спектра импульсов составила менее 14 нм. Для реализации непрерывного режима возбуждения вместо зеркала 6 устанавливался лазер Melles Griot 85-GCB-020.

Полуширина спектра комбинационного рассеяния воды при облучении этими импульсами составила менее 22 нм (нижний график, рис.3), что всего на 4 нм шире спектра комбинационного рассеяния воды при облучении непрерывным излучением с шириной спектра 0.1 нм.

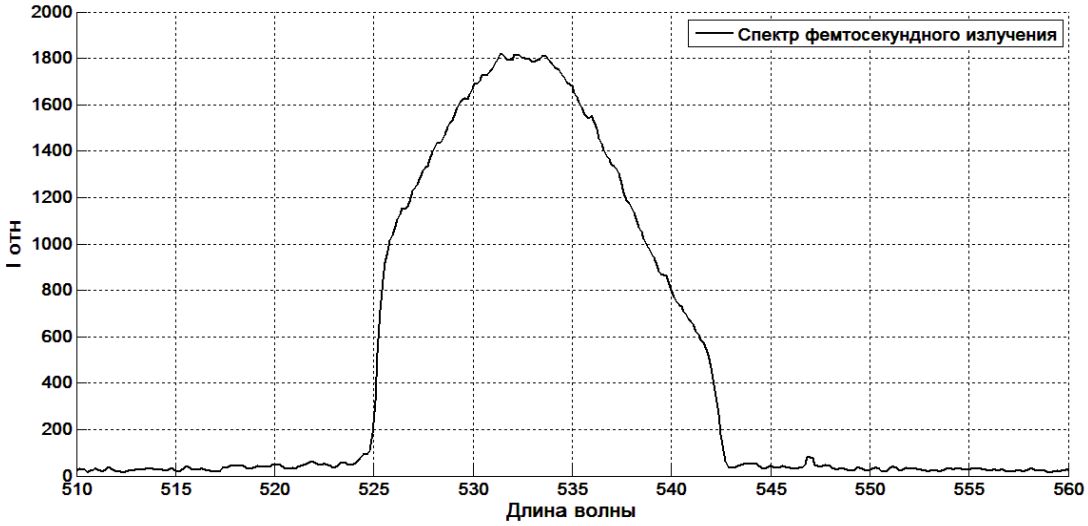


Рисунок 2. Спектр импульсов фемтосекундной длительности.

Ширина линии КР воды, в данном случае, определяется шириной спектра возбуждающего фемтосекундного излучения.

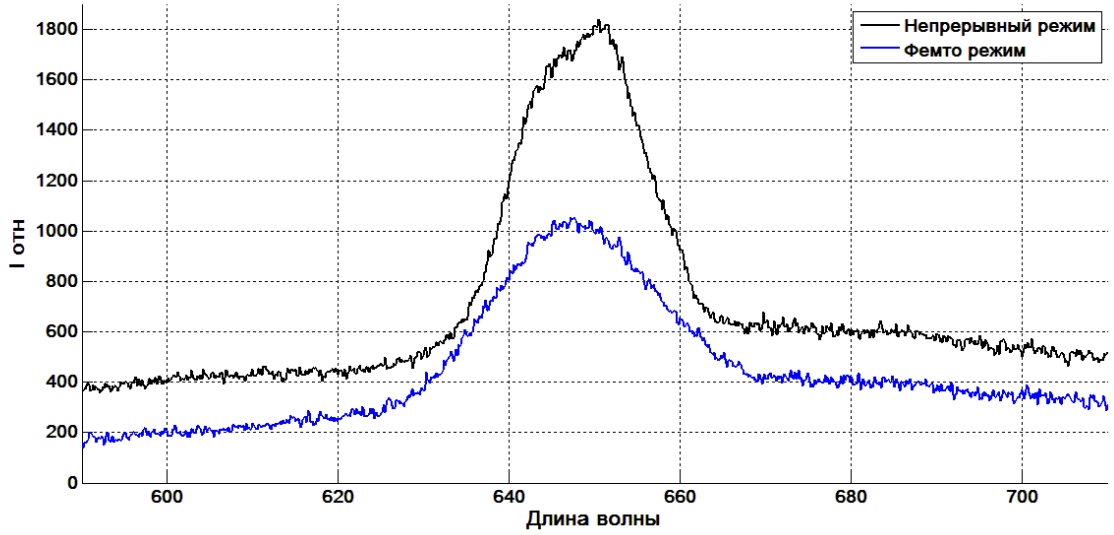


Рисунок 3. Спектр комбинационного рассеяния воды.

При облучении лазерным излучением на длине волны 532 нм пробы морской воды с фитопланктоном было установлено, что эффективность выхода флуоресценции хлорофилла А в случае возбуждения ультракороткими импульсами длительностью порядка 120 фс снижается более чем в 3 раза в сравнении с непрерывным режимом возбуждения при той же средней мощности (рис. 4).

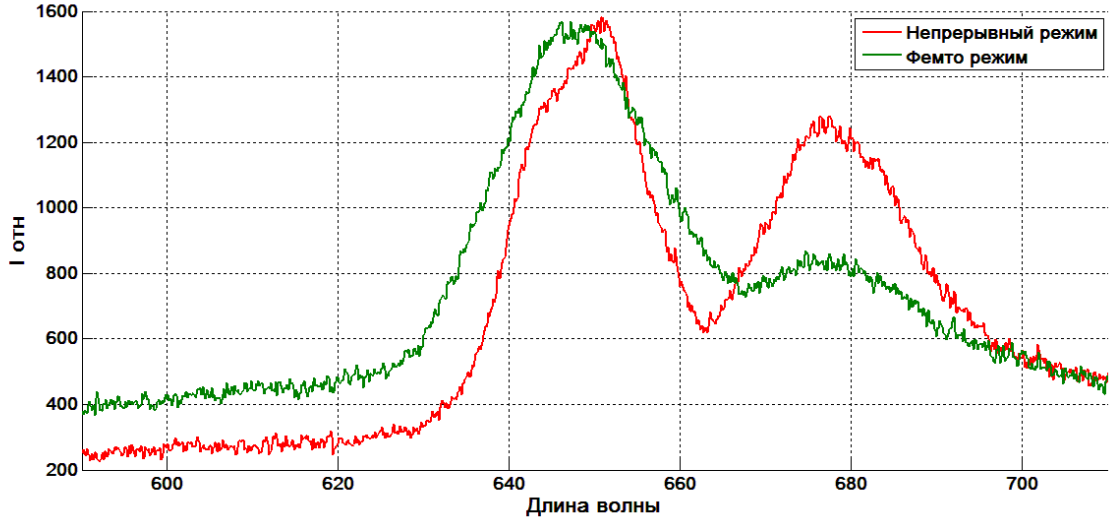


Рисунок 4. Спектры ЛИФ морской воды.

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда (соглашение № 14-50-00034) и гранта Министерства Образования и науки РФ (соглашение № 14.604.21.0093) с использованием оборудования центра коллективного пользования ЛаМИ ИАПУ ДВО РАН

Список цитируемой литературы:

1. *Yentsch C. S.* and *Menzel D. W.* A method for the determination of phytoplankton chlorophyll and paheophytin by fuorescence // Deep-Sea Research. 1963. V.10. P. 221–231.
2. *Yentsch C. S.*, *Yentsch C. M.* Fluorescence spectral signatures: The characterization of phytoplankton populations by the use of excitation and emission spectra // Journal of Marine Research. 1979. V. 37. P. 471–483.
3. *Chekalyuk A.*, *Hafez M.* Advanced laser fuorometry of natural aquatic environments // Limnology and Oceanography: Methods. 2008. V. 6. P. 591–609.
4. *Franks P. S.*, *Jaffe J. S.* Microscale variability in the distributions of large fuorescent particles observed in situ with a planar laser imaging fuorometer // Journal of Marine Systems. 2008. V. 69. P. 254–270.
5. *Prairie J. C.*, *Franks, P. S.*, *Jaffe J. S.* Cryptic peaks: Invisible vertical structure In fuorescent particles revealed using a planar laser imaging fuorometer // Limnology and Oceanography. 2010. V. 55. P. 1940–1958.

СПЕКТРАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТРИОКСИДА ДИАЛЮМИНИЯ В ИК ДИАПАЗОНЕ ДЛИН ВОЛН

О.К. Войцеховская[1], О.В. Шефер[2], Д.Е. Каширский[3]

[1]Кафедра квантовой электроники и фотоники, Радиофизический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия

[2]Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

[3]Сибирский физико-технический институт им. В.Д. Кузнецова, Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия

vok44@mail.tsu.ru, shefer-ol@mail.ru, kde@mail.tsu.ru

Ключевые слова: аэрозоль, триоксид диалюминия, оптические характеристики

Аннотация. В работе проведено численное исследование функции пропускания, коэффициентов ослабления, рассеяния и поглощения аэрозоля, формируемого при функционировании реактивных двигателей. Проведен анализ результатов расчета оптических характеристик в ИК диапазоне длин волн при различных микрофизических и оптических свойствах антропогенного образования, содержащего триоксид диалюминия. Иллюстрируются спектральные особенности оптических характеристик среды, обусловленные средними размерами частиц, их концентрацией и природой вещества.

Введение. Оптические методы диагностики позволяют получать информацию о состоянии двигателя дистанционными измерениями [1]. Применяя оптическую диагностику двигателя по спектрам излучения или поглощения его выхлопной струи, можно определять концентрацию частиц тех или иных металлов, входящих в конструкционные материалы и, измеряя скорость уноса конструкции, определять в реальном времени ресурс двигателя и заблаговременно предотвращать аварийные ситуации. Для успешного проведения исследований оптическими методами необходима информация о спектрах ослабления зондирующего излучения металлосодержащими аэрозолями, наиболее важными из которых является триоксид диалюминия Al_2O_3.

Формализм расчета. Для численного исследования свойств трансформированного излучения, прошедшего через полидисперсную среду, прежде всего, следует рассмотреть модель отдельной частицы, позволяющую адекватно установить зависимость характеристик светорассеяния от параметров падающего излучения и параметров рассеивателя. Для расчета оптических характеристик аэрозоля использовалась теория Ми [2]. Задача рассеяния плоской волны на сфере является универсальной. Этот формализм может быть использован при моделировании сред, состоящих как из мелких, так и крупных частиц, причем их форма может

быть не только близкой к сферической, но и иметь сложные объемные очертания. Переход от ослабления одной частицей к ослаблению системой частиц может быть проведен как

$$\alpha_{ext} = C \cdot \langle S_{ext} \rangle . \quad (1)$$

Здесь $\langle S_{ext} \rangle$ – среднее сечение ослабления, C – концентрация частиц в единице объема. Для тестирования модели расчета коэффициента ослабления, согласно закону сохранения энергии: экстинкция = рассеяние + поглощение использовалось соотношение:

$$\alpha_{ext} = \alpha_{abs} + \alpha_{sca}, \quad (2)$$

где α_{ext} – коэффициент ослабления, α_{abs} – коэффициент поглощения веществом частицы, α_{sca} – коэффициент рассеяния.

Часть проходящего через среду излучения после взаимодействия с частицами рассеивается в разных направлениях, другая часть поглощается веществом, переходя в тепло. По мере прохождения лучистой энергии через слой полидисперсной среды интенсивность затухает по закону

$$I_{trans} = I_i \cdot T, \quad (3)$$

где I_i − интенсивность падающего излучения. Функция пропускания аэрозолем задается соотношением

$$T = \exp(-\alpha_{ext} \cdot h), \quad (4)$$

где h − путь, который проходит излучение в слое.

Результаты численного исследования. Выполнено численное исследование характеристик функции пропускания ИК излучения для аэрозольного слоя, состоящего из сферических частиц триоксида диалюминия Al_2O_3. Для их расчета входными параметрами являлись: геометрические размеры частиц (радиус R), значения комплексного показателя преломления ($\tilde{n}(\lambda) = n(\lambda) + i \cdot \chi(\lambda)$, где n − показатель преломления, χ − показатель поглощения), концентрация частиц в единице объема (C) и длина волны (λ). Для задания микрофизических и оптических характеристик дисперсной среды использовалась следующая априорная информация: частицы имели размер от 0,01 мкм до 20 мкм; концентрация частиц принимала значения от 10^5 до 10^7 $л^{-1}$ [3]; данные по оптическим свойствам вещества частиц Al_2O_3 заимствованы из [4].

На рис. 1 показаны результаты расчетов функции пропускания от длины волны. Спектральный ход $T(\lambda)$ обеспечивается спецификой зависимости $\tilde{n}(\lambda)$ в сочетании с размером частиц. На иллюстрируемом промежутке длин волн (λ от 1,54 мкм до 14,3 мкм) наблюдается ярко выраженный максимум функции пропускания. Области локализации максимума $T(\lambda)$

соответствуют минимальные значения показателя преломления. Для частиц с большими размерами локализация максимума наблюдается в более узком промежутке длин волн.

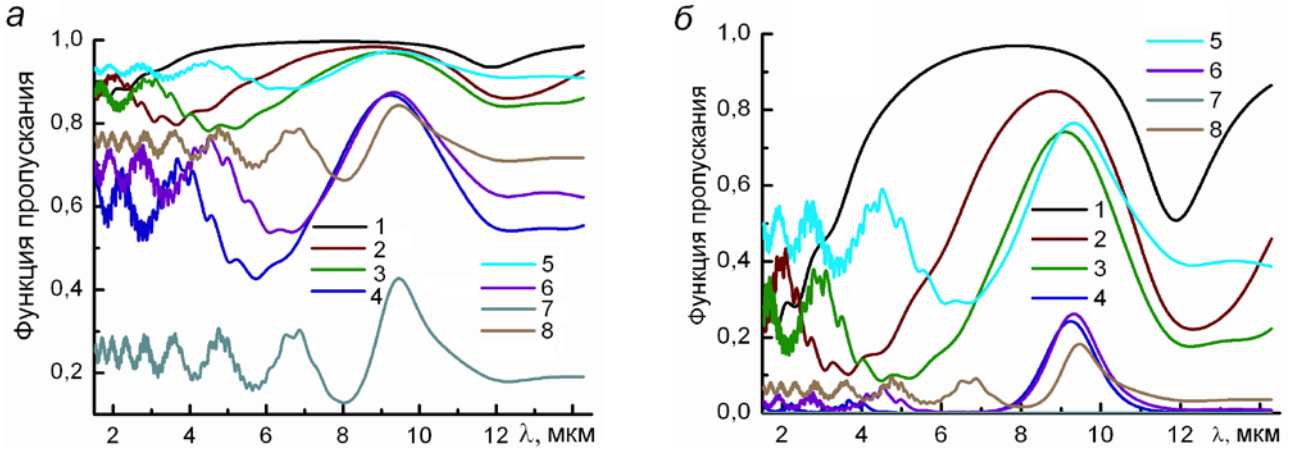


Рис. 1. Спектральная зависимость функции пропускания при $\tilde{n} = \tilde{n}(\lambda)$ [4], 1 − R=1 мкм, C=10^7 $л^{-1}$; 2 − R=2 мкм, C=$4\cdot10^6$ $л^{-1}$; 3 − R=3 мкм, C =$2\cdot10^6$ $л^{-1}$; 4 − R=4 мкм, C =$4\cdot10^6$ $л^{-1}$; 5 − R=5 мкм, C =$4\cdot10^5$ $л^{-1}$; 6 − R=5 мкм, C =$2\cdot10^6$ $л^{-1}$; 7 − R=10 мкм, C =$2\cdot10^6$ $л^{-1}$; 8 − R=10 мкм, C =$4\cdot10^5$ $л^{-1}$.(*а*) – *h*=1 м; (*б*) – *h*=10 м.

Высота максимума каждой кривой зависит от концентрации частиц и от значения длины оптического пути. При рассмотрении определенной длины трассы, особенности спектрального хода T(λ) можно связать с концентрацией частиц в исследуемом объеме (в частности, по характерным чертам максимума T(λ)). Частота осцилляций и диапазон длин волн, в рамках которого локализуется максимум T(λ), однозначно определяется размером частиц.

На рис. 2 иллюстрируются спектральные зависимости коэффициентов ослабления, рассеяния и поглощения при различных концентрациях и средних размерах частиц. Их спектральный ход определяют размеры и показатель преломления частиц.

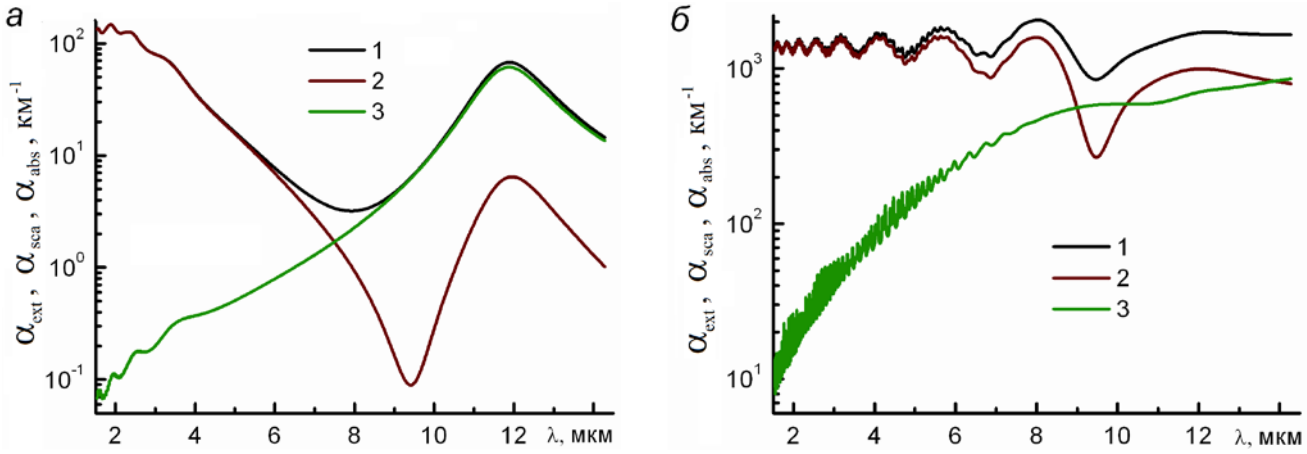


Рис. 2. Спектральная зависимость оптических характеристик при $\tilde{n} = \tilde{n}(\lambda)$ [4]: 1− коэффициент ослабления $\alpha_{ext}(\lambda)$; 2− коэффициент рассеяния $\alpha_{sca}(\lambda)$; 3− коэффициент поглощения $\alpha_{abs}(\lambda)$. (*а*) R=1 мкм, C=10^7 $л^{-1}$; (*б*) R=10 мкм, C=$2\cdot10^6$ $л^{-1}$.

Из рис. 2 видно, что в случае длин волн меньших 8 мкм, ослабление определяется главным образом рассеянием для всех рассмотренных размеров частиц. Особенности спектрального хода коэффициента рассеяния определяет $n(\lambda)$. В случае слабого поглощения веществом частиц при соизмеримости величины длины волны и размера рассеивателя наблюдается осциллирующий характер коэффициента рассеяния.

Заключение. Представленный материал позволяет определить наиболее перспективные диапазоны длин волн, связанные с особенностями спектрального хода оптических характеристик, при зондировании квазимонохроматическим излучением выхлопной струи двигателя для определения концентрации выбрасываемого Al_2O_3. Наибольшее ослабление триоксидом диалюминия наблюдается в среднем ИК диапазоне, в котором следует учитывать и молекулярное поглощение [5, 6, 7].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (рег. № 15-01-03176 а, рег. № 13-07-98027 р_сибирь_а), в рамках задания № 645 (код проекта 4.1349.2014) Минобрнауки РФ.

1. *Мошкин К.Б.* Экспериментально-расчетное определение концентрации атомов металлов в факеле ЖРД спектрометрическим методом в интересах диагностики ЖРД при проведении наземных испытаний: автореф. дис. … канд. техн. наук. ФГУП «Исследовательский центр имени М. В. Келдыша». М., 2004. 21 с.
2. *Борен К., Хафмен Д.* Поглощение и рассеяние света малыми частицами. М.: Мир, 1986. 660 с.
3. *Завелевич Ф.С., Ушаков Н.Н.* Взаимодействие выхлопных струй ракетных двигателей на различных топливах с атмосферой применительно к оценке экологической безопасности запусков ракет и ракет-носителей // Вестник Самарского гос. аэрокосм. ун-та. 2012. Т. 34. № 3. С. 226-234.
4. *Kischkat J., Peters S., Gruska B., and et. al.* Mid-infrared optical properties of thin films of aluminum oxide, titanium dioxide, silicon dioxide, aluminum nitride, and silicon nitride // Appl. Opt. 2012. V. 51. P. 6789-6798.
5. *Voitsekhovskaya O.K., Shefer O.V., Kashirskii D.E.* Criterion of the need to consider the cooperative effect of the molecular absorption and aerosol scattering on calculations of IR transmission function // Proc. of SPIE. 2014. V. 9292. 92923M.
6. *Voitsekhovskaya O.K., Voitsekhovskii A.V., Egorov O.V., Kashirskii D.E.* Optical-physical methods of remote diagnostics of high-temperature gas media // Proc. of SPIE. 2014. V. 9292. 929211.
7. *Voitsekhovskaya O.K., Egorov O.V.* Calculation of the intensities of vibrational hydrogen sulfide transitions for remote sounding high-temperature media // Russian Physics Journal. 2012. V. 55. № 4. P.362-368.

РАСЧЁТ ЛИДАРНЫХ ЭХО-СИГНАЛОВ ПРИ ЗОНДИРОВАНИИ N_2O И NO_2 НА ТРОПОСФЕРНЫХ ТРАССАХ В ОБЛАСТИ СПЕКТРА 3–5 мкм

О.А. Романовский[1,2], О.В. Харченко[1], В.К. Шумский[1], С.В. Яковлев[1,2]

[1]Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск, Россия
[2]Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия

На основе численного моделирования проведена оценка возможностей зондирования двуокиси и закиси азота на тропосферных трассах в спектральном диапазоне 3–5 мкм. Представлены результаты поиска информативных длин волн и расчёта лидарных эхо-сигналов при зондировании исследуемых газовых составляющих методом дифференциального поглощения.

ЛИДАР НА ОСНОВЕ ПГС ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ЗОНДИРОВАНИЯ МАЛЫХ ГАЗОВЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ АТМОСФЕРЫ В СРЕДНЕЙ ИК ОБЛАСТИ СПЕКТРА

О.А. Романовский[1,2], О.В. Харченко[1], В.К. Шумский[1], С.В. Яковлев[1,2]

[1]*Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск, Россия*
[2]*Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия*

В докладе представлена лазерная система, разработанная фирмой SOLAR laser system, обеспечивающая перестраиваемую генерацию наносекундных импульсов излучения в спектральном диапазоне 3–5 мкм. Приведены структурная блок-схема данной системы и ее спецификация. Данная лазерная система в составе разрабатываемого лидара дифференциального поглощения может быть использована для дистанционного контроля уровня содержания вредных примесей на приземных атмосферных трассах.

ИНФОРМАТИВНЫЕ ДЛИНЫ ВОЛН ЗОНДИРОВАНИЯ МАЛЫХ ГАЗОВЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ ДЛЯ ЛИДАРА НА ОСНОВЕ ПГС В ОБЛАСТИ СПЕКТРА 3–5 МКМ

О.А. Романовский[1,2], О.В. Харченко[1], В.К. Шумский[1], С.В. Яковлев[1,2]

[1]*Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск, Россия*
[2]*Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия*

В данной работе проведен поиск информативных длин волн зондирования хлороводорода и бромоводорода для лидара дифференциального поглощения на основе параметрического генератора света в средней ИК-области спектра. Проведен расчет на выбранных длинах волн лидарных эхо-сигналов при зондировании исследуемых газовых компонент для вертикальных трасс 0–5 км.

ОБОБЩЕНИЕ МНОГОЛЕТНИХ ДАННЫХ О ШИРОТНОЙ ЗАВИСИМОСТИ МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИВОДНОГО АЭРОЗОЛЯ В ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКЕ

Вик.В. Полькин[1], С.М. Сакерин[1], Вас.В. Полькин[1], Ю.С. Турчинович[1], С.А. Терпугова[1], А.Б. Тихомиров[1], В.Ф. Радионов[2]

[1]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск

[2]ГНЦ РФ Арктический и антарктический НИИ, г. Санкт-Петербург

victor@iao.ru, sms@iao.ru, pv@iao.ru, tus@iao.ru, swet@iao.ru, ra9hai@iao.ru, vradion@aari.ru

Ключевые слова: приводный аэрозоль, счетная и массовые концентрации, «сажа»

Аннотация: Анализируются широтные зависимости микрофизических характеристик приводного аэрозоля, полученные по маршрутам Российских антарктических экспедиций (РАЭ) на НЭС «Академик Федоров» и НЭС «Академик Трешников» в 2006-2014 гг., а также НИС «Академик Сергей Вавилов» в 2004г.

Введение

Изучение пространственно-временной изменчивости микрофизических характеристик аэрозоля над океаном стимулируется усиливающимся интересом к оценке оптических характеристик, которые продвигают исследователей в понимании роли аэрозоля в радиационных процессах протекающих в атмосфере. Особенно важны исследования свойств аэрозоля в переходных зонах материк-океан, где состав частиц формируется источниками различной природы. До сегодняшнего времени этот вопрос слабо изучен и представляют особый интерес [1].

В рамках 52-59-й Российских Антарктических Экспедиций (РАЭ, 2006-2014 гг.) по маршрутам следования НЭС «Академик Федоров» и «Академик Трешников», а также НИС «Академик Сергей Вавилов» (2004 г.) нами были проведены детальные измерения микрофизических параметров приводного аэрозоля [2,3].

В работе анализируется изменчивость широтного распределения счетной – N_A, массовой – M_A концентраций аэрозоля, массовой концентрации поглощающего субмикронного аэрозоля («сажи», black carbon) – M_{BC}.

Состав аппаратуры и методики измерений

Исследование микрофизических характеристик аэрозоля осуществлялось автоматизированным мобильным аэрозольным комплексом, состоящим из нефелометра [4], фотоэлектрических счетчиков частиц АЗ-5 [5], АЗ-10, GRIMM 1.108 и аэталометра. Модифицированный нефелометр ФАН (длина волны источника излучения 0.51 мкм) измерял коэффициент направленного рассеяния μ(45°) (Мм$^{-1}$ср$^{-1}$) сухой основы субмикронных частиц под углом рассеяния 45°. По данным о коэффициенте направленного аэрозольного рассеяния в соответствии с эмпириче-

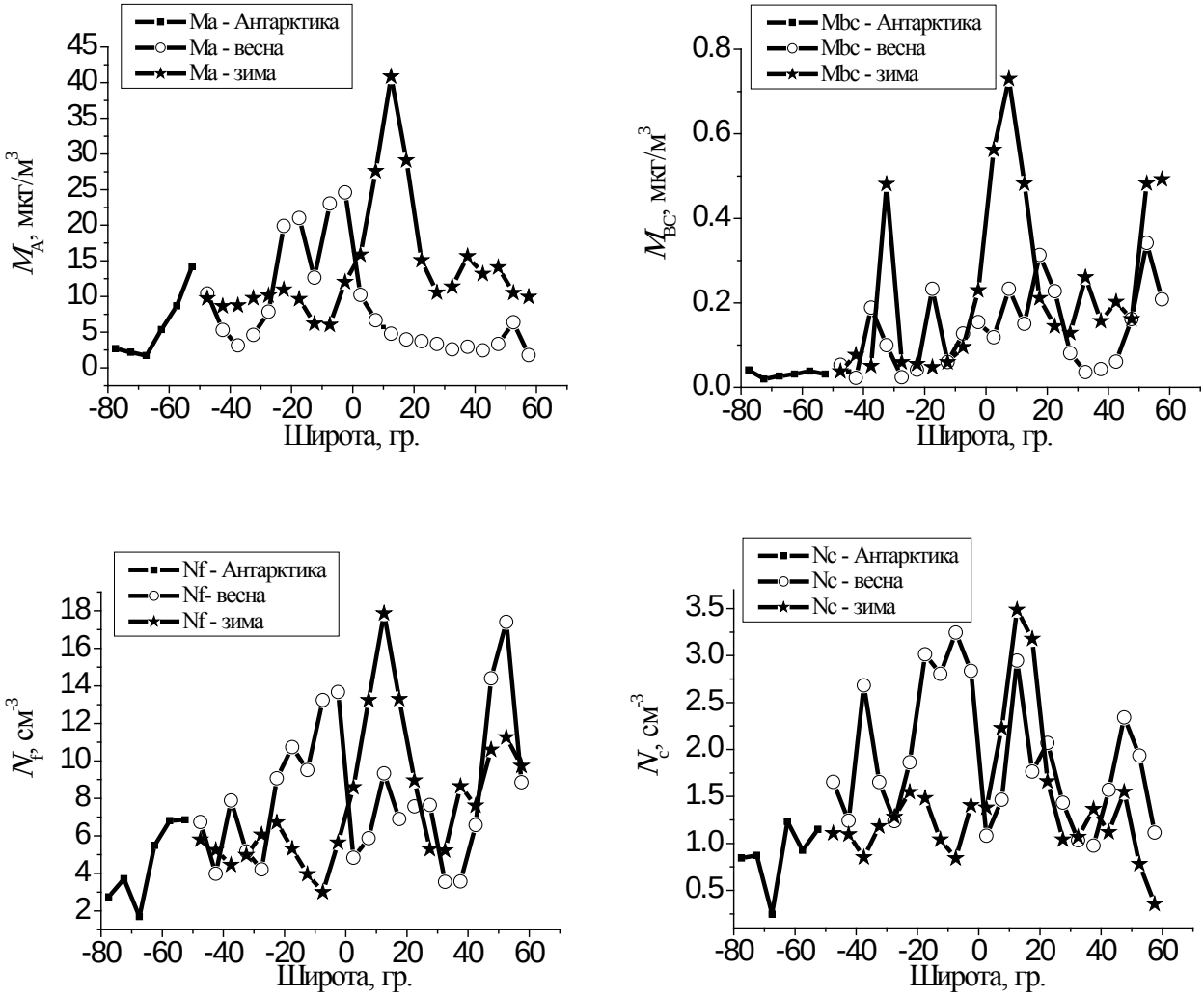
ской зависимостью, оценивалась массовая концентрация субмикронного аэрозоля - M_A (мкг/м^3) = 2.40·μ(45°) [7]. Для измерений счетной концентрации N_A (см$^{-3}$) и распределения частиц по размерам использовались фотоэлектрические счетчики частиц типа АЗ–5 (в диапазоне диаметров d = 0.4–10 мкм), АЗ-10 (d = 0.3-10 мкм) и фирмы GRIMM (модель 1.108, d = 0.3–20 мкм). Массовая концентрация поглощающего вещества в составе аэрозольных частиц M_{BC} (мкг/м^3) определялась аэталометром. Прибор прокалиброван по сажевым частицам. Абсолютная калибровка прибора проводилась на основе сопоставления данных синхронных оптических и гравиметрических измерений сажевого аэрозоля [6]. Мобильный аэрозольный комплекс располагался в аэрометеорологических лабораториях НЭС. В процессе измерений исследуемый воздух забирался на высоте около 16 м от водной поверхности и поступал по шлангам в измерительные ячейки приборов. Измерения проводились круглосуточно и синхронно всеми приборами в течение 10 – 30 минут (в зависимости от текущей концентрации аэрозоля и сажи в воздухе) с периодичностью 1 час. Все особенности калибровки и методики измерений детально описаны ранее [4-6].

Анализ полученных результатов

Маршруты судов проходили по Восточной Атлантике (вдоль Африки), через Кейптаун – до антарктических станций и обратно. Переход НЭС в Антарктиду выполнялся зимой, а возвращение – весной (для северного полушария). Поэтому данные измерений на прямом и обратном маршруте позволили оценить сезонную изменчивость приводного аэрозольного состава атмосферы над океаном. За весь период экспедиций получено около 15 тыс. часовых измерений M_A, N_A и M_{BC}. Весь массив данных был разбит на три: 1 – данные полученные на «прямых» маршрутах зимой до 50° ю.ш.; 2 – данные полученные на «обратных» маршрутах весной до 50 гр. ю.ш.; 3 – данные полученные свыше 50° ю.ш. в Антарктике и около антарктических станций. Для выяснения особенностей пространственного распределения характеристик приводного аэрозоля были рассчитаны средние значения N_A, M_A, M_{BC} в пределах 5-градусных широтных зон для этих массивов. Данные N_A были представлены отдельно для двух диапазонов размеров аэрозольных частиц: субмикронного диапазона – N_f (диаметры частиц d = 0.4÷1 мкм) и грубодисперсного – N_c (диаметры частиц d >1 мкм). Результаты расчетов представлены на рисунках. В среднем на каждую 5-градусную зону пришлось на «прямых» зимних маршрутах по 100 часовых измерений M_A, M_{BC}, N_f и N_c, на «обратных» весенних маршрутах по 30 часовых измерений, для Антарктики – по 500 часовых измерений.

Для количественной оценки широтно-сезонной изменчивости в таблице приведены средние значения и СКО измеренных параметров для четырех широтных зон, где параметры аэ-

розоля отличаются наиболее контрастно – «Европа» (30-60°с.ш.), «Антарктика» (>50°ю.ш.), «Северный тропик» (0-30°с.ш.) и «Южный тропик» (0-30°ю.ш.). Самые высокие среднезональные значения параметров N_A, M_A и M_{BC} наблюдались зимой в районе «Северного тропика». Вторыми по величине (на 20-40% ниже) являются концентрации аэрозоля (N_A, M_A) весной в районе «Южного тропика». По массовой концентрации «сажи» – на втором месте весенние данные в «Европе». Минимальные средние концентрации аэрозоля и «сажи» наблюдались в «Антарктике» и в «Южном тропике» на прямом маршруте.



Широтные распределения параметров аэрозоля на «прямых» (звездочки) зимой, «обратных» (кружочки) весной маршрутах и данных полученных для широт свыше 50 гр. ю.ш. в Антарктике (сплошные квадратики).

Сравнение параметров аэрозоля, полученных в 59 РАЭ, со средними данными семи предшествующих экспедиций (2004–2013 гг.), показывает большие отличия в зоне тропических широт (см. рис. 5): максимумы N_A, M_A и M_{BC} в «Северном тропике» на прямом маршруте НЭС «Ака-

демик Трешников» и повышенные значения N_A, M_A в «Южном тропике» на обратном маршруте. Однако, если усреднить результаты прямого и обратного маршрутов, то получим хорошее согласие со средними многолетними данными. То есть, полученные результаты говорят о значимости сезонных отличий пространственного распределения параметров аэрозоля и необходимости учета этого фактора в дальнейшем.

Средние (± СКО) характеристики приводного аэрозоля на «прямом» (зима) и «обратном» (весна) маршрутах

Характеристика	Район, маршрут НЭС			
	«Европа», зима // весна	«Северный тропик», зима // весна	«Южный тропик», зима // весна	«Антарктика» (>50°ю.ш.)
M_A, мкг·м$^{-3}$	11,9±9,45 // 3,86±3,17	22,1±23,8 // 5,58±7,20	9,35±8,1 // 18,2±20,8	3,20±5,62
M_{BC}, мкг·м$^{-3}$	0,321±0,39 // 0,219±0,42	0,40±0,39 // 0,177±0,145	0,096±0,11 // 0,115±0,11	0,028±0,05
N_f, см$^{-3}$	9,56±9,19 // 9,56±9,19	11,2±8,90 // 6,87±4,48	5,23±3,46 // 10,4±5,68	3,06±4,52
N_c, см$^{-3}$	0,97±1,30 // 1,60±1,78	2,14±1,64 // 1,75±1,94	1,28±1,22 // 2,59±1,76	0,56±1,24

Антарктическая атмосфера обеднена собственными источниками аэрозоля и, в силу своей удаленности, наименее подвержена дальним переносам аэрозоля из других регионов. Поэтому характеристики аэрозоля в этом регионе могут рассматриваться в качестве глобального фонового уровня на планете.

Литература

1. Ивлев Л.С. Аэрозольное воздействие на климатические процессы // Оптика атмосферы и океана. Т.24. 2011. № 5. С. 392-410.
2. Полькин В.В., Полькин Вас.В. Предварительные сравнительные исследования микрофизических параметров приводного аэрозоля на трансатлантическом галсе по маршруту НЭС «Академик Федоров» в 52-56 РАЭ // XVII Международный симпозиум «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы»: Сборник трудов [Электронный ресурс] – Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2011. – 1 электр. опт. диск CD-ROM. С. 127-130.
3. Полькин В.В., Полькин Вас. В., Голобокова Л.П., Панченко М.В., Терпугова С.А., Тихомиров А.Б. О межгодовой изменчивости широтного распределения микрофизических и химических характеристик приводного аэрозоля в восточной Атлантике в 2006-2010 годах // Оптика атмосферы и океана. Том 26, 2013, №6, С.519-524.
4. Шмаргунов В.П., Козлов В.С., Тумаков А.Г., Полькин В.В., Панченко М.В. Автоматизированный аэрозольный нефелометр на базе ФАН // Приборы и техника эксперимента. 2008. №5. С. 165.
5. Шмаргунов В.П., Полькин В.В. Аэрозольный счетчик на базе АЗ-5 // Приборы и техника эксперимента, 2007, №2, с. 165.
6. Козлов В.С., Шмаргунов В.П., Полькин В.В. Спектрофотометры для исследования характеристик поглощения света аэрозольными частицами // Приборы и техника эксперимента. 2008. №5. С. 155-157.
7. Горчаков Г.И., Емиленко А.С., Свириденков М.А. Однопараметрическая модель приземного аэрозоля // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1981. Т. 17. № 1. С. 39-49.

ТЕСТИРОВАНИЕ АЛГОРИТМОВ УЧЕТА ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА В МОДЕЛИ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОГЛОЩАЮЩЕГО АЭРОЗОЛЯ

М.В. Панченко, В.В. Полькин, С.А. Терпугова, В.Н. Ужегов, Ю.А. Пхалагов

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск

pmv@iao.ru, victor@iao.ru, swet@iao.ru, uzhegov@iao.ru, pkhalagov@iao.ru

Ключевые слова: аэрозоль, рассеяние, ослабление, относительная влажность.

Аннотация: В докладе представлены результаты моделирования оптических характеристик аэрозоля с учетом влияния относительной влажности воздуха. Применялось два способа: увлажнение по формуле Хенела с единым параметром конденсационной активности для всех частиц и введение зависимости гигроскопических свойств аэрозоля от размера частиц. Для тестирования алгоритмов результаты расчетов сравниваются с данными измерений характеристик рассеяния и спектральной прозрачности атмосферы.

Введение

Относительная влажность воздуха является одним из основных параметров, обусловливающих вариации оптических и микрофизических характеристик атмосферного аэрозоля. Гигроскопичность частиц и их способность выступать в качестве ядер конденсации вносят большой вклад в радиационные характеристики системы «земля – атмосфера» [1]. Поэтому при построении моделей оптических и радиационных характеристик аэрозоля необходим корректный учет трансформации оптических свойств частиц под воздействием относительной влажности воздуха.

В данной работе рассматривается учет гигроскопических свойств частиц в рамках развиваемой нами эмпирической модели [2–4]. Основной задачей являлось тестирование разных способов учета влияния относительной влажности на основе сопоставления расчетных характеристик с данными измерений.

Способы учета относительной влажности

Аэрозоль моделировался в виде суммы двух логнормальных фракций (субмикронной и грубодисперсной) с использованием эмпирической микроструктурной модели [5]. Процедура подбора параметров фракций и расчета комплексного показателя преломления осуществлялась с использованием данных о коэффициенте рассеяния и массовой концентрации сажи [6] и подробно описана в [3]. В этой работе зависимость характеристик частиц субмикронной фракции (углового коэффициента рассеяния, радиуса и объемной концентрации) от относительной влажности аппроксимировалась формулой Хенела [7], основным параметром которой являлось среднесезонное значение параметра конденсационной активности γ для коэффициента рассея-

ния под углом 45° на длине волны 0.51 мкм [8]. Однако, теоретические и экспериментальные исследований различных авторов [9, 10], включая и наши работы в этом направлении [11], показывают несомненную зависимость гигроскопических свойств аэрозоля от размера частиц. С другой стороны, аэрозольная модель для радиационных расчетов должна быть достаточно простой и содержать небольшое число входных параметров. В настоящей работе проводится тестирование двух алгоритмов учета влажности с целью определить, насколько важен дифференцированный учет конденсационной активности частиц разных размеров.

Первый вариант, как и ранее, состоял в аппроксимации зависимостей характеристик частиц субмикронной фракции от относительной влажности формулой Кастена-Хенела:

$$\mu(45°)=\mu_0(45°)(1–\mathrm{RH})^{-\gamma},\ r = r_0(1–RH)^{-\eta},\ V = V_0(1–RH)^{-\varepsilon V} \qquad (1)$$

где $\mu(45°)$ – коэффициент направленного рассеяния под углом 45°, r – радиус частицы, V – объемная концентрация. Индекс «0» относится к значениям параметров при нулевой относительной влажности, γ, η, и ε_V (показатели степени) – параметры конденсационной активности для соответствующей характеристики. В качестве параметра γ (для коэффициента $\mu(45°)$) бралось его среднесезонное значение [8], параметр Хенела для объемной концентрации ε_V определялся как $\varepsilon_V = \gamma\times1.33$ [11].

Во втором варианте рост частиц субмикронной фракции при увлажнении рассматривался в рамках полуэмпирической теории равновесного конденсационного укрупнения частиц атмосферного аэрозоля А.Г. Лактионова [10]. Равновесный радиус частицы r_{RH} при относительной влажности воздуха RH связан с радиусом сухой частицы r_0 следующим соотношением:

$$r_{RH} = r_0 \cdot (1 - B\frac{E_v}{\ln RH})^{1/3}, \qquad (2)$$

где B=1.13–0.422·RH для континентального III типа аэрозолей. Величина E_v определяется как отношение объема растворимых в воде частиц к объему всех сухих частиц. Для описания зависимости $E_v(r)$ было предложено воспользоваться одновершинным логнормальным распределением вида [5]:

$$E_v = A\cdot\exp(-0.5*[\frac{\ln(r/x_c)}{s}]^2). \qquad (3)$$

Выбор параметров этой функции был осуществлен методом подгонки на основе расчетов по теории Ми и сопоставления с экспериментальными данными [5]: x_c=0.32 мкм; A=0.4; s=0.6. Однако, дальнейшие экспериментальные исследования [11] показали, что параметр x_c (положение максимума E_v на шкале радиусов) может варьировать для разных атмосферных условий в

пределах x_c = 0.1 – 0.4 мкм. Поэтому для расчетов были взяты два набора параметров формулы (3):

1) x_c=0.32 мкм; A=0.4; s=0.6;

2) x_c=0.15 мкм; A=0.2; s=0.6.

Далее, для полученных распределений рассчитывались по теории Ми матрицы рассеяния и коэффициенты ослабления в видимой области спектра. Расчеты проводились для летнего сезона с соответствующими параметрами фракций частиц и средним значением относительной влажности RH = 72% [3, 5].

Сравнение с результатами измерений

Для верификации расчетов, полученные оптические характеристики сравнивались с результатами натурных измерений. В качестве опорных были использованы данные о степени поляризации рассеянного излучения, измеренного нефелометром ФАН при относительной влажности RH = 90%, и данные о коэффициентах аэрозольного ослабления, полученных из измерений спектральной прозрачности атмосферы на приземной горизонтальной трассе длиной 1 км [12].

В таблице приведены значения степени линейной поляризации под углом 90°, полученные для различных вариантов расчета, и средние значения для летнего сезона, полученные из измерений нефелометром ФАН при относительной влажности 90%.

Таблица. Экспериментальные и расчетные значения степени линейной поляризации под углом 90°

Варианты увлажнения	λ = 0. 44 мкм	λ = 0.52 мкм
1. Формула Хенела	0.48	0.54
2. формула (3) с параметрами x_c=0.32 мкм; A=0.4; s=0.6	0.26	0.30
3. формула (3) с параметрами x_c=0.15 мкм; A=0.2; s=0.6	0.39	0.47
Эксперимент	0.195 ± 0.07	0.27 ± 0.06

Видно, что наилучшее согласие с экспериментом обеспечивает вариант 2 (увлажнение по формуле (3) с параметрами x_c=0.32 мкм; A=0.4; s=0.6). Небольшое превышение экспериментальных значений объясняется тем, что измерения проводились при относительной влажности RH = 90%, а расчеты сделаны для среднесезонного значения RH = 72%.

На рис. 1 приведены спектральные зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления, рассчитанные при использовании различных вариантов учета относительной влажности, в сопоставлении со средними данными для июля разных лет. В массив 2012 года вошли данные,

полученные в те дни, когда задымление от обширных лесных пожаров, наблюдавшихся в Сибирском регионе, можно считать отсутствующим.

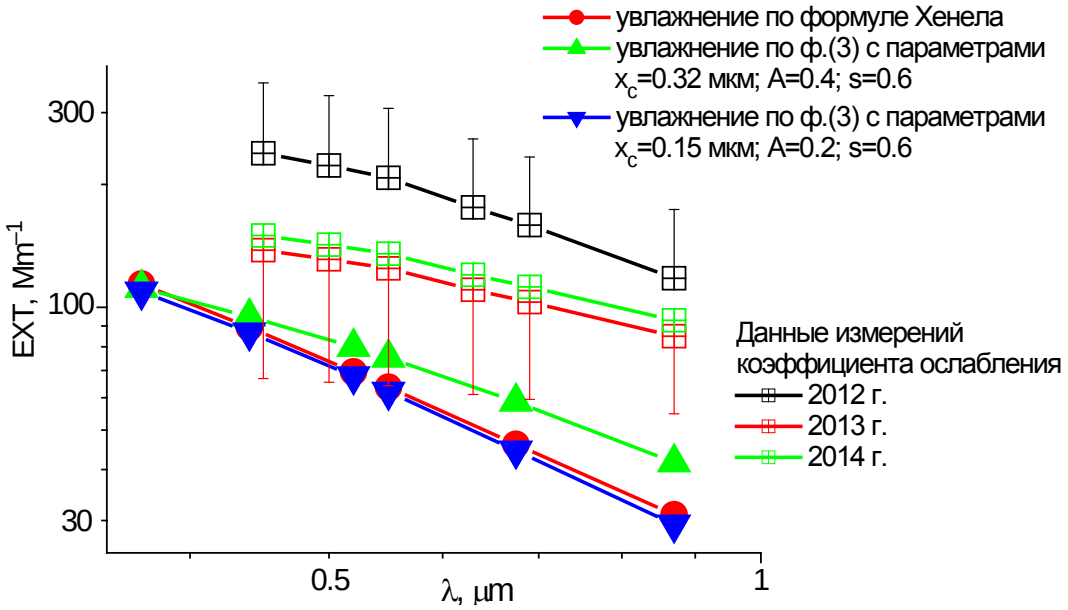


Рис. 1. Измеренные и расчетные спектральные зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления

Понятно, что нельзя ожидать совпадения абсолютных значений коэффициентов ослабления, рассчитанных для некого «среднего многолетнего образа» аэрозоля с экспериментальными значениями для конкретного года измерений. Однако, из рис. 1 видно, что селективность спектрального хода в 2013 и 2014 гг. практически одна и та же. Данные 2012 г отличаются по спектральному ходу, поскольку, несмотря на исключение из рассмотрения дней, отягощенных присутствием дыма лесных пожаров в регионе, остаточное влияние задымления все же наблюдалось. И по селективности спектрального хода наиболее близким к эксперименту оказывается вариант учета относительной влажности по формуле (3) с параметрами x_c=0.32 мкм; A=0.4; s=0.6.

Заключение

В работе рассмотрены различные способы учета относительной влажности при моделировании оптических характеристик. Показано, что для корректного определения аэрозольных характеристик *in situ* (при реальной относительной влажности) необходимо учитывать зависимость гигроскопических свойств от размера частиц. Достаточно удобным является описание роста частиц при увлажнении с помощью формулы (3). Однако, значения параметров, входящих в формулу, должны подбираться в зависимости от условий, и в дальнейшем необходима их параметризация.

Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционного проекта СО РАН № 35.

Литература

1. Ивлев Л.С. Аэрозольное воздействие на климатические процессы // Оптика атмосферы и океана. 2011, т. 24, № 5, с. 392-410.
2. Панченко М.В., Терпугова С.А., Полькин В.В. Эмпирическая модель оптических характеристик аэрозоля нижней тропосферы // Оптика атмосферы и океана, 1998, т. 11, № 6, с. 615-624.
3. Панченко М.В., Козлов В.С., Полькин В.В., Терпугова С.А., Тумаков А.Г., Шмаргунов В.П. Восстановление оптических характеристик тропосферного аэрозоля Западной Сибири на основе обобщенной эмпирической модели, учитывающей поглощающие и гигроскопические свойства частиц // Оптика атмосферы и океана, 2012. Т. 25, № 1. С. 46-54.
4. Panchenko M.V., Zhuravleva T.B., Terpugova S.A., Polkin V.V., Kozlov V.S. An empirical model of optical and radiative characteristics of the tropospheric aerosol over West Siberia in summer // Atmos. Meas. Tech. 2012, v. 5, N 7, p. 1513-1527.
5. Панченко М.В., Полькин В.В. Представление о микроструктуре тропосферного аэрозоля Сибири на основе измерений оптоэлектрическим счетчиком // Оптика атмосферы и океана. 2001. Т. 14. № 06-07. С. 526-537.
6. Козлов В.С., Шмаргунов В.П., Панченко М.В. Сезонная изменчивость вертикальных профилей поглощающих характеристик субмикронного аэрозоля в тропосфере // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 7. С. 635-642.
7. Hanel G. The properties of atmospheric aerosol particles as function of relative humidity at the thermodynamic equilibrium with surrounding moist air // Advances in Geophysics. 1976. V. 19. P. 73–188.
8. Panchenko M.V., Terpugova S.A., Tumakov A.G. Annual variations of submicron aerosol fraction as assessed from the data of airborne nephelometric measurements // Atmospheric Research, 1996, v. 41, p. 203-215.
9. Meszaros A. On the concentration and size distribution of atmospheric sulfate particles under rural conditions // Atmos. Environ., 1978, vol. 12, № 12, p.2425-2428.
10. Лактионов А.Г. Равновесная гетерогенная конденсация. Л.: Гидрометеоиздат. 1988. 160 с.
11. Терпугова С.А. Панченко М.В., Свириденков М.А., Докукина Т.А. Соотношения между оптическими и микрофизическими параметрами конденсационной изменчивости приземного аэрозоля // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 7. С.629-634.
12. Ужегов В.Н., Ростов А.П., Пхалагов Ю.А. Автоматизированный трассовый фотометр // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 07. С. 590-594.

МЕЖГОДОВАЯ И СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СУТОЧНОГО ХОДА ОРЕОЛЬНОЙ ИНДИКАТРИСЫ НА АЭРОЗОЛЬНОЙ СТАНЦИИ ЛОА ИОА СО РАН В 2010-2014 ГГ.

Вас.В. Полькин, Вик.В. Полькин

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск

pv@iao.ru, victor@iao.ru

Ключевые слова: ореольная индикатриса рассеяния, суточный ход

Аннотация: В работе анализируется межгодовая и сезонная изменчивость суточных вариаций ореольных индикатрис рассеяния полученных с помощью полностью автоматизированного ореольного фотометра закрытого объема. Регулярные круглосуточные почасовые измерения ореольной индикатрисы рассеяния выполнялись на протяжении 2010-2014 гг. на аэрозольной станции ЛОА ИОА СО РАН на длине волны излучения 650 нм для углов рассеяния φ=1.2÷20º.

Введение

Грубодисперсная (крупнодисперсная) фракция атмосферного аэрозоля размерами частиц более 1 мкм является одной из основных фракций, которая дает существенный, а в некоторых случаях и преобладающий, вклад в объемную концентрацию аэрозоля. Эта фракция во многом определяет и оптические свойства аэрозоля. Наиболее эффективным методом исследования грубодисперсной фракции является метод ореольной индикатрисы. Ореольные методы развивались и применялись в исследованиях аэрозоля как в столбе атмосферы, так и в локальных объемах еще в середине прошлого столетия (например, [1,2]). В настоящее время задача оптического мониторинга атмосферного аэрозоля в максимально возможном диапазоне размеров частиц остается актуальной и ореольный метод остается одним из наиболее эффективных для крупных частиц. В ИОА им. В.Е. Зуева СО РАН разработан и создан ореольный нефелометр закрытого объема [3,4], позволяющий вести круглосуточные измерения индикатрисы рассеяния света в области малых углов. Возможности восстановления микроструктуры аэрозоля по данным этого прибора опубликованы в [5]. В работе анализируются изменчивость суточного хода ореольной индикатрисы по результатам мониторинга на аэрозольной станции в 2010-2014 гг. Частично результаты такого анализа были представлены нами в [6].

Аппаратура и методика измерений

Ореольный фотометр закрытого объема, находящийся в помещении на 3-ем этаже здания, представляет собой 6-метровую герметичную светонепроницаемую камеру. В торцах камеры с одной стороны расположены воздухозаборник и коллимированный лазерный источник на основе лазерного модуля KLM-650-40 (длина волны 650 нм), с другой – ловушка источника и приемник – специализированная цифровая видеокамера SDU285. Внутри камеры имеются отсекающие засветки светозащитные шторки и выдвижной светорассеивающий экран, для контроля мощности излучения источника, а также два датчика температуры и влажности, расположен-

ных один на входе камеры, другой в конце, что позволяет контролировать состояние исследуемой среды. Использование в устройстве в качестве приемника рассеянного излучения цифровой матричной видеокамеры позволяет измерять индикатрису рассеяния по всем углам φ = 1.2 ÷ 20°одновременно. Блок управления осуществляет прием команд с компьютера для управления включением лазерного модуля и прокачкой воздуха через камеру, а также движением калибровочного экрана и приемом информации с метеодатчиков. Запуск и считывание информации с видеокамеры и ее дальнейшая обработка осуществляется компьютером под управлением сервисной программы в автоматическом режиме. Ореольный фотометр измеряет коэффициенты направленного светорассеяния (КНС) в абсолютных единицах ($км^{-1}ср^{-1}$) благодаря калибровке рабочего объема с использованием фторопластового экрана с известным коэффициентом пропускания [3,7]. Оперативная калибровка прибора проводится перед каждым часовым измерением. Подробно технические характеристики устройства описаны в [3]. Угловая зависимость КНС, даваемая видеокамерой, пересчитывается на фиксированную сетку из 13 углов с помощью сплайновой интерполяции.

Анализ полученных результатов

За период 2010-2014 гг. был получен представительный объем почасовых данных (более 38 тыс.) по мониторингу. Это позволило проанализировать межгодовую, сезонную и суточную изменчивость угловой зависимости ореольной индикатрисы рассеяния для 13 углов рассеяния в диапазоне 1,2÷20º. Для анализа были выбраны значения индикатрисы I(φ=1,2 º) и I(φ=20º) которые наиболее ярко отражают рассеивающие свойства грубодисперсного с r > 1 мкм и субмикронного r < 1 мкм аэрозоля соответственно.

Анализ межгодовой изменчивости среднегодовых значений I(φ=1,2º) и I(φ=20º) показал довольно устойчивое поведение их около среднего значения за 2010-2014 годы. Исключением стал 2012 год, отягощенный данными полученными в условиях лесных и торфяных пожаров. Значение I(φ=1,2º) для этого года превышает среднее за предыдущий и последующие годы в 1.2 раза, I(φ=20º) в 2.6 раза. Обращает на себя внимание высокая дисперсия сигналов I(φ=1,2º) относительно средних значений, достигающая 150%, при этом дисперсия I(φ=20º) значительно меньше – 97%

Анализ нормированных на среднесуточные значения (рис.1) и абсолютных (Рис.2) суточных ходов I(φ=1,2º), I(φ=20º) показал, что по характеру поведения суточные хода для всех сезонов схожи и являются характерными для континентальных условий [8]. Во всех случаях наблюдаются ночной минимум, утренний максимум, послеобеденный минимум и вечерне-ночной максимум. Однако размах вариаций I(φ=1,2º) и I(φ=20º) летом, весной и осенью (в теплое время года) значительно больше, чем зимой. А вариации I(φ=1,2º) значительно выше, чем I(φ=20º). В

теплое время года в ночные часы суток I(φ=1,2º) достигает своих минимальных значений вероятнее всего за счет прекращения выноса аэрозоля из приземного слоя, и нижние слои атмосферы начинают опустошаться еще и за счет инерционного оседания крупных частиц на подложку. А максимальных значений I(φ=1,2º) достигает в теплое время года в дневные часы (за счет хорошо развитой вертикальной турбулентности) и в вечерние часы (за счет оседания аэрозоля из верхних слоев).

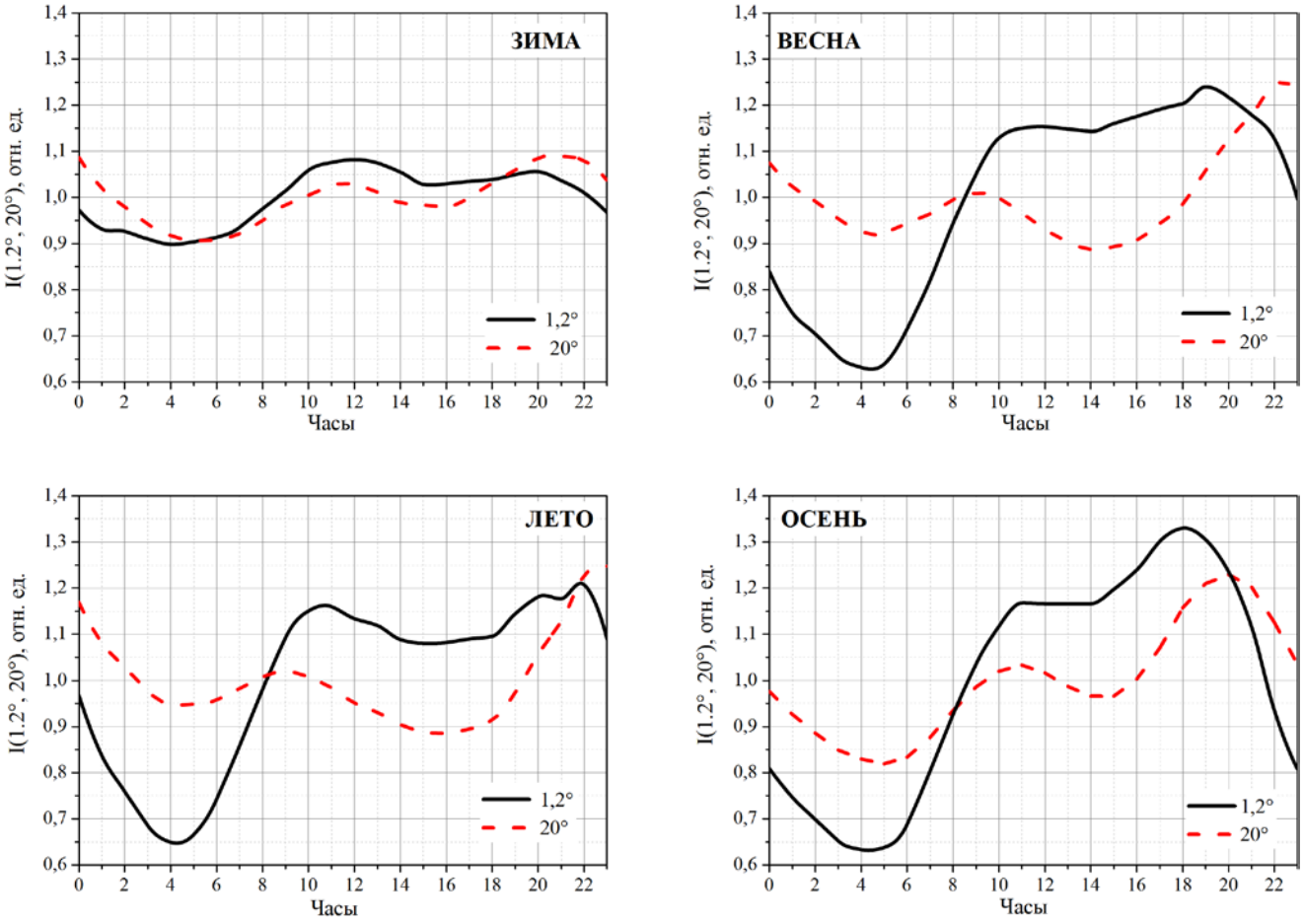


Рис.1. Суточные ходы нормированных на среднесуточные значения I(φ=1,2º), I(φ=20º).

Абсолютные значения I(φ=1,2º) выше в теплые сезоны, чем зимой, а абсолютные значения I(φ=20º) выше зимой, чем в теплые сезоны, что объясняется, скорее всего, действием мощного зимнего инверсионного слоя, который разрушается в теплые сезоны усиливающейся вертикальной турбулентностью выносящей крупные частицы r > 1мкм в более высокие слои атмосферы.

Изменчивость формы суточного хода и временного интервала между утренним и вечерним максимумами для наших данных хорошо согласуются с результатами исследования суточного хода субмикронного аэрозоля на аэрозольной станции ЛОА ИОА СО РАН в 1997-2008 гг. [9].

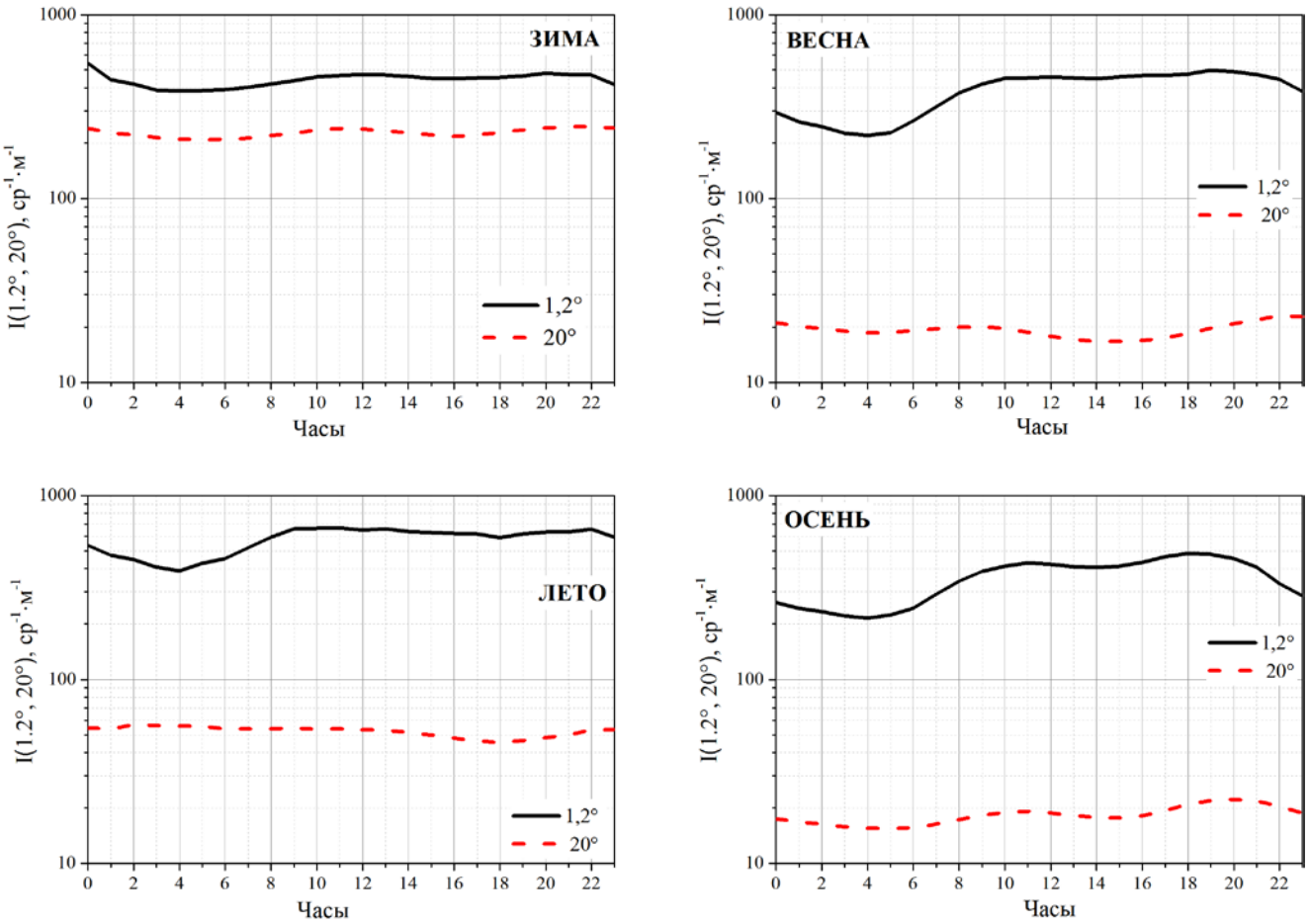


Рис.2. Суточные ходы абсолютных значений I(φ=1,2º), I(φ=20º)

Работа выполнена при поддержке проекта №4.5 ПФИ Президиума РАН «Исследование долговременных изменений компонент воздуха, определяющих изменение радиационных характеристик атмосферы».

Литература

1. Ташенов Б.Т. Околосолнечный ореол и атмосферный аэрозоль // Рассеяние и поглощение света в атмосфере. Алма-Ата: Наука Казахской СССР. 1971. С. 29–37.
2. Горчаков Г.И., Исаков А.А. Ореольные индикатрисы дымки // Известия АН СССР. Серия физика атмосферы и океана. 1974. Т. 10. №5. С. 504-51
3. Шмаргунов В.П., Полькин В.В., Тумаков А.Г., Панченко М.В., Полькин Вас.В. Ореольный фотометр закрытого объема // Приборы и техника эксперимента. 2010, №6. С. 155-157.
4. Полькин Вас.В., Полькин В.В., Шмаргунов В.П. Тумаков А.Г., Панченко М.В. Ореольный фотометр закрытого типа // Патент России на полезную модель №142875. Патентообладатель: ИОА СО РАН.
5. Свириденков М.А., Полькин Вик.В., Полькин Вас.В., Шмаргунов В.П. Восстановление микроструктуры крупнодисперсной фракции аэрозоля по данным ореольного нефелометра закрытого объема. // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: сборник докладов XIX Международного симпозиума [Электронный ресурс]. – Томск: Издательство ИОА СО РАН, 2013. – 1 CD-ROM, С-58-61.
6. Полькин Вас.В. Межгодовая и сезонная изменчивость ореольной индикатрисы рассеяния // Аэрозоли Сибири. XXI Рабочая группа: Тезисы докладов. Томск: Изд-во ИОА СО РАН. 2014. С.10.
7. Pritchard B.S., Eliott W.G. Two instruments for atmospheric optics measurements. // JOSA.1960. Vol.50. №3. P. 191-199.
8. Ковалев А.Ф. // Труды ИЭМ. 1990. N 51. С. 83–87.
9. Козлов В.С., Панченко М.В., Яушева Е.П. Субмикронный аэрозоль и сажа приземного слоя в суточном ходе // Оптика атмосферы и океана. Том 23, 2010, №7, С. 561-569.

Исследование флуктуаций прозрачности атмосферы в видимом диапазоне при помощи матричного приемника сигналов.

С.Ф.Баландин, *О.Г. Новиков

Институт Оптики Атмосферы СО АН РФ, * Видеогруппа

Проведен анализ возможностей использования цифровой фотографии для выявления скрытых оптических аномалий в атмосфере. Описана процедура фильтрации и обработки изображений. Показана перспективность применения данного метода для выявления ореольных аномалий вблизи источников выбросов промышленных объектов.

Ключевые слова: фтопрёмник, сигнал, фотография, формат, файл

.

Для исследований используется матричный фотоприемник видимого диапазона. При приеме обработка сигнала не производится, запись ведется в формате файлов RAW- формат цифровой фотографии, содержащий необработанные данные, полученные с фотоматрицы. В таких файлах содержится полная информация о хранимом сигнале. [1]

Стандарт RGB 24 bit позволяет обнаруживать спектральные неоднородности до 0,1 ppm. **24-битный цвет** (являющийся подмножеством ***TrueColor*** англ. *«истинный цвет»*) в компьютерной графике — метод представления и хранения изображения, позволяющий отобразить большое количество цветов, полутонов и оттенков. Цвет представляется с использованием 256 уровней для каждой из трёх компонент модели RGB: красного(R), зелёного(G) и синего(B), что в результате даёт 16 777 216 (2^{24}) различных цветов.

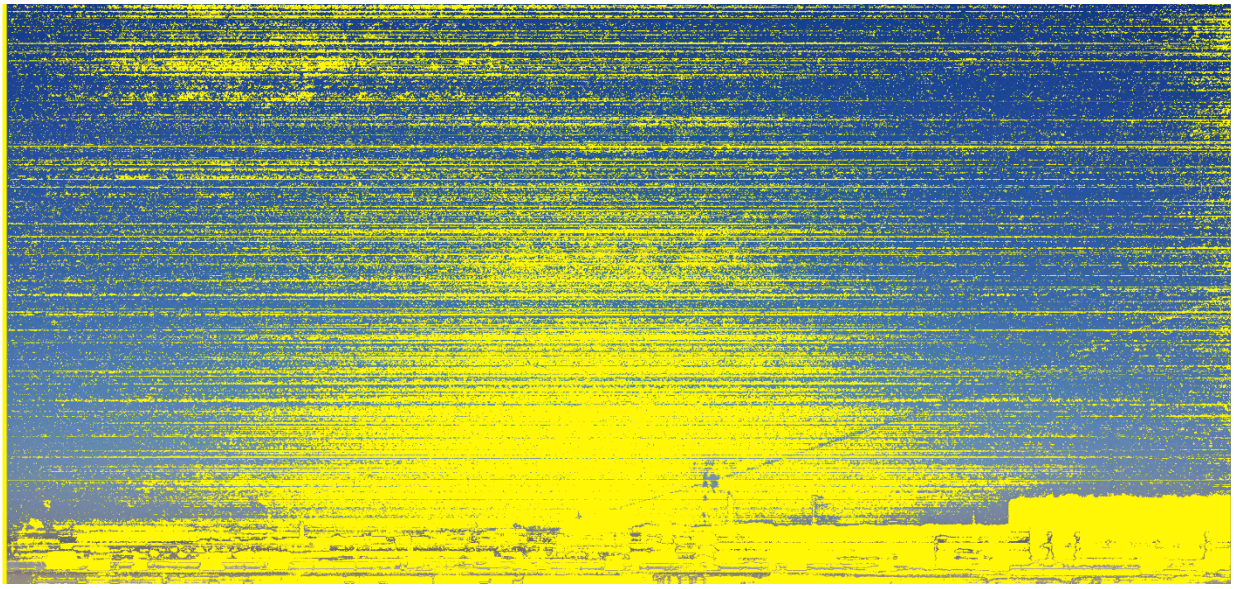
Обычно при кодировании пикселя на каждый из каналов (красный, зелёный, синий каналы) отводится по одному байту; четвёртый байт (если используется) обычно отводится либо для хранения данных альфа-канала, либо просто игнорируется. Такое выравнивание до четырёх байт оптимально подходит для 32-битной архитектуры. Использование 24-битной адресации требует реализации умножения на 3, что составляет большую вычислительную нагрузку, чем умножение на 4, которое может быть реализовано с помощью сдвига.

32-битный TrueColor может хранить альфа-канал, с помощью которого устанавливается степень прозрачности пикселей для отображения полупрозрачных изображений. [2-4] Эта возможность была исследована для обнаружения следов загрязнений атмосферы в районах антропогенной активности.

На снимках представлены некоторые результаты.



Фиг. 1 Необработанный снимок.



Фиг. 2 Снимок обработан цифровым спектральным фильтром без детализации спектральной области изменений. Желтым отмечены области спектральных изменений более 1 ppm.

Выводы:

1. Метод производит обнаружение спектральных отклонений в газовой среде.
2. Для дальнейшего развития метода необходимо дифференцировать спектральные области цифрового фильтра.
3. Возможно обнаружение изменений в ближней ИК и УФ областях.

1. *Александр Ефремов*. Секреты Raw. Фотосъемка в профессиональном формате. 2 издание. — «Питер», 2010. — С. 148. — ISBN 978-5-49807-219-7.

2. Hunt, R. W. G (2004). *The Reproduction of Colour (6th ed.)*. Chichester UK: Wiley–IS&T Series in Imaging Science and Technolog. ISBN 0-470-02425-9.

3. ↑ *Михаил Гук.* Аппаратные средства IBM PC. Энциклопедия. — Питер Пресс, 1999. — С. 459. — 816 с. — ISBN 5-88782-290-2.
4. ↑ *James D. Murray & William vanRyper.* Encyclopedia of graphic file formats. — second edition. — O'Reilly, ?. — С. 1096. — 1116 с. — ISBN 1-56592-161-5.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ИЗМЕНЕНИЯ ОСНОВНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ОСНОВНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ИНТЕРФЕРОМЕТРА ФАБРИ ПЕРО И ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ НА АППАРАТУРНУЮ ФУНКЦИЮ ПРИ СПУТНИКОВЫХ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЯХ CO2.

С.Ф. Баландин
Институт оптики атмосферы имени В.Е. Зуева СО РАН
634021, г.Томск, пл. Академика Зуева, 1
E-mail:bal@iao.ru

Ключевые слова: Корреляционная спектроскопия, атмосфера, излучение, радиометр.

Аннотация

Исследовано влияние многослойной атмосферы и параметров интерферометра Фабри Перо в области спектра 920-960 см$^{-1}$ на корреляционные измерения CO2 с борта космической станции. Оценены потенциальные погрешности на вертикальных 40 км атмосферных трассах.

Целью настоящей работы явилось оценка возможностей влияния параметров интерферометра Фабри Перо и атмосферы на сигнал корреляционного радиометра при проведении измерений по тепловому излучению Земли в спектральном интервале 920-960 см$^{-1}$.

Расчёты спектров ИК ослабления и излучения атмосферными газами проводились с помощью информационной системы “SPECTRA” ИОА СО РАН [1,2]. Результаты расчётов приведены на рис.1-4. Параметры атмосферы задавались согласно [1,2].

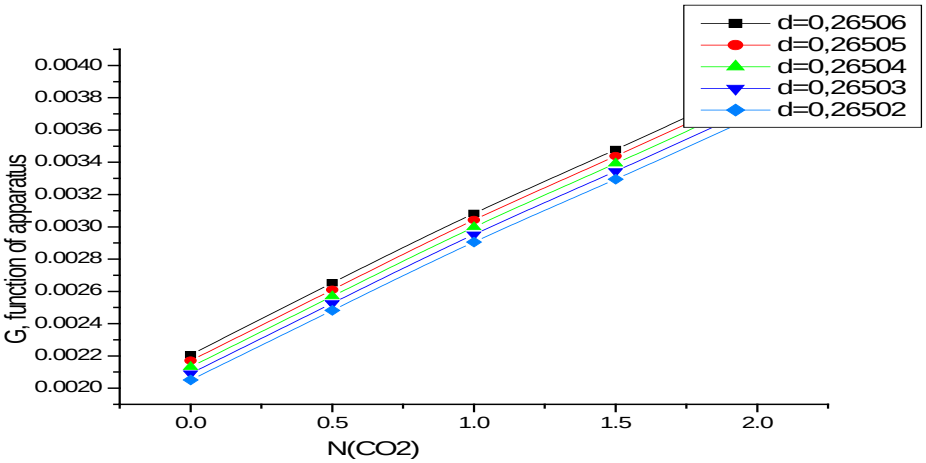


Рис.1. Зависимость аппаратурной функции от объёмной концентрации CO2 в нижнем 0-5 км слое атмосферы при различных расстояниях между пластинами интерферометра d (в см).

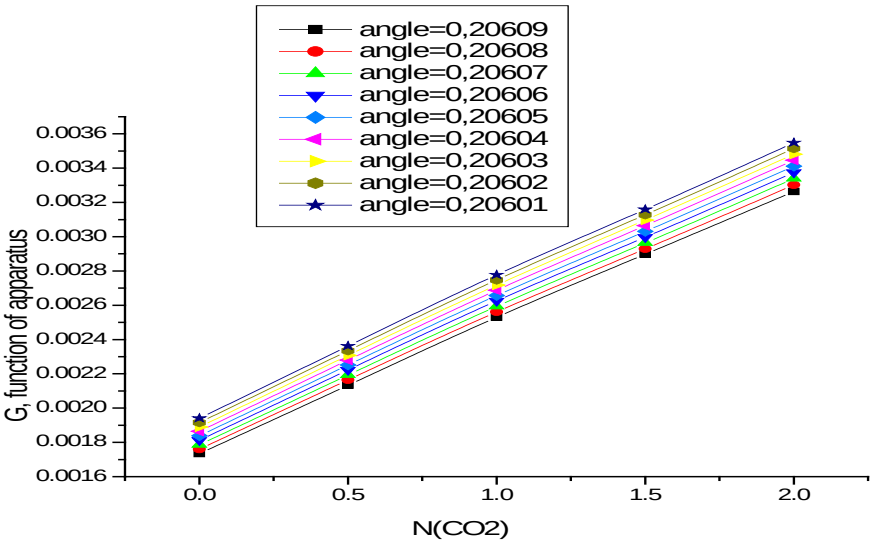


Рис.2. Зависимость аппаратурной функции от усреднённой объёмной концентрации CO2 в нижнем 0-5 км слое атмосферы при различных углах наклона (в радианах) пластин интерферометра.

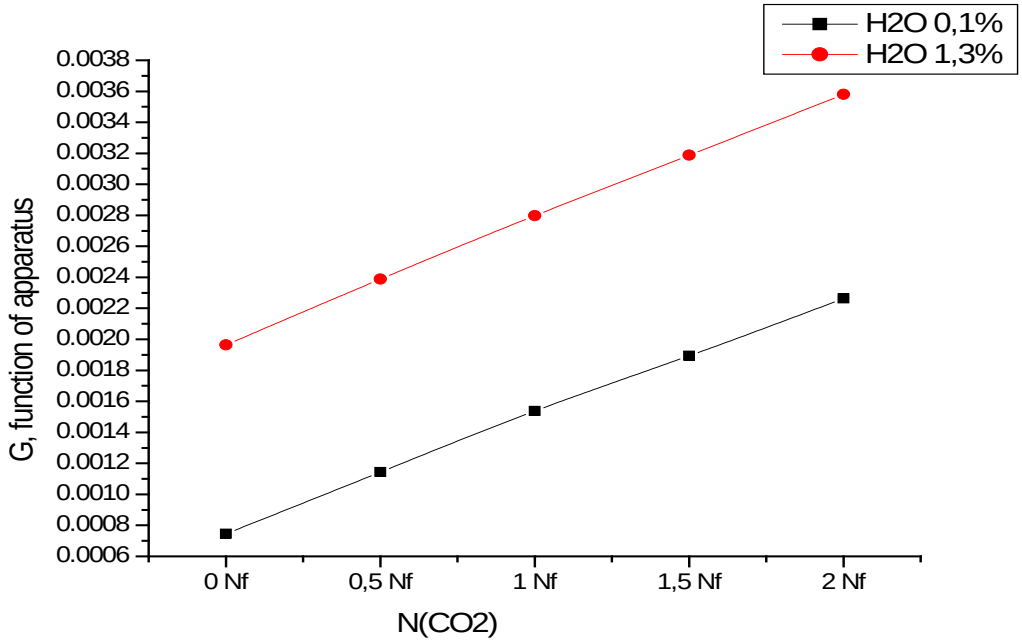


Рис.3. Зависимость аппаратурной функции при использовании интерферометра Фабри Перо от усреднённой объёмной концентрации CO2 в нижнем 0-5 км слое атмосферы при различной влажности воздуха.

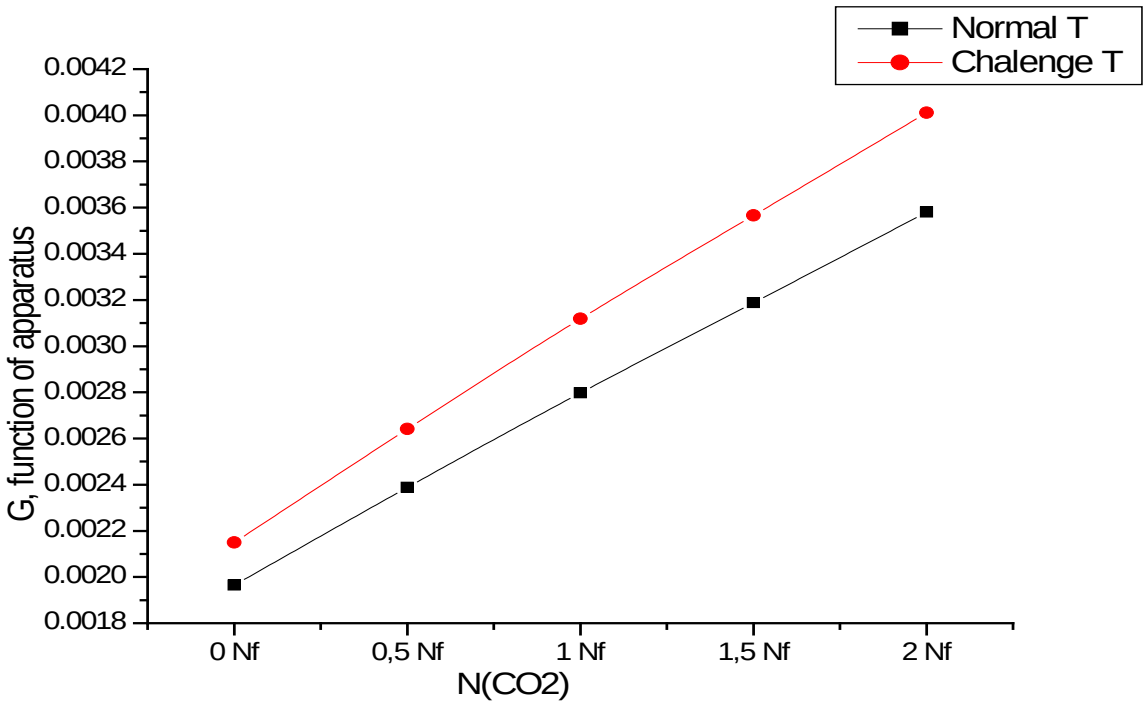


Рис.4. Зависимость аппаратурной функции при использовании интерферометра Фабри Перо от усреднённой объёмной концентрации CO2 в нижнем 0-5 км слое атмосферы при различных температурах в слоях атмосферы.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Точность установки пластин интерферометра должна быть не менее 0.1 мкм, угла отражения 10^{-5} рад.
2. При проведении измерений необходимо дополнительно контролировать содержания воды и температуры в слоях атмосферы. При точности измерений содержания паров воды менее 10 % и температуры до 1-1.5K интегральная погрешность измерений CO2 в нижнем 0-5 км слое атмосферы не будет превышать 5-7%.

1. С.Ф. Баландин, С.А Старновский, С.А. Шишигин. Анализ возможного применения метода корреляции газовых светофильтров для измерения содержания метана в атмосфере со спутника журнал «Оптика атмосферы и океана» 2008. № 10. С.897-901.
2. Баландин, С.Ф. Старновский, С.А Шишигин С.А. Анализ возможного применения метода корреляции газовых светофильтров для измерения содержания метана в атмосфере со спутника. V Международный симпозиум "Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы" 22–29 июня 2008 г. Красноярск.

СПУТНИКОВЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА В СЛОЯХ АТМОСФЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ИСКУСТВЕННО СОЗДАННЫХ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ ФИЛЬТРОВ.

С.Ф. Баландин
Институт оптики атмосферы имени В.Е. Зуева СО РАН
634021, г.Томск, пл. Академика Зуева, 1
E-mail:bal@iao.ru

Ключевые слова: Корреляционная спектроскопия, атмосфера, излучение, радиометр.

Аннотация

На основе метода оптической корреляционной фильтрации атмосферных спектров в области 1038-1088 см-1для восстановлено содержания CO2 в вертикальных слоях атмосферы в условиях сильных помех. Рассчитаны аппаратурные функции и их погрешности за счёт влияния паров воды и озона в нижнем (0-5км) и верхнем (30-40 км) слоях атмосферы.

Высокое быстродействие прибора, возможность использования слабых естественных источников зондирующего излучения, малая чувствительность к вариациям его яркости, минимальный поток выходных данных выгодно отличают газокорреляционную радиометрию [1,2] от других оптических методов дистанционного анализа атмосферных газов(классической спектрорадиометрии, диодной спектроскопии, лидаров и даже Фурье-спектроскопии). Эти преимущества особо ощутимы, когда требуется оперативное картографирование распределения конкретного газа в фиксированном слое атмосферы. Однако в ряде случаев прямое применение данного метода для спутниковых измерений может оказаться сильно затруднённым или даже не реализуемым по техническим причинам, например, при использовании химически активных газов или слишком большом оптическом пути излучения в корреляционной кювете. Для решения этой проблемы в данной работе рассматривается метод корреляционной спектральной селекции сигналов [3] без использования газовых кювет.

Результаты расчёта аппаратурных функций.

Для апробации данной методики был выбран участок спектра в области 1038-1088 $см^{-1}$ для измерений CO_2, наиболее зашумлённый атмосферными газами. На рис 1 приведёны интегральный спектр ослабления вертикальной 40 км трассы выбранного участка, спектр эалонной корреляционной газовой кюветы и спектр искуственного спектрального фильтра. На рис.2 показаны результаты расчётов аппаратурных функций для данных фильтров при низком и высоком содержании паров воды в нижней (0-5 км) атмосфере.

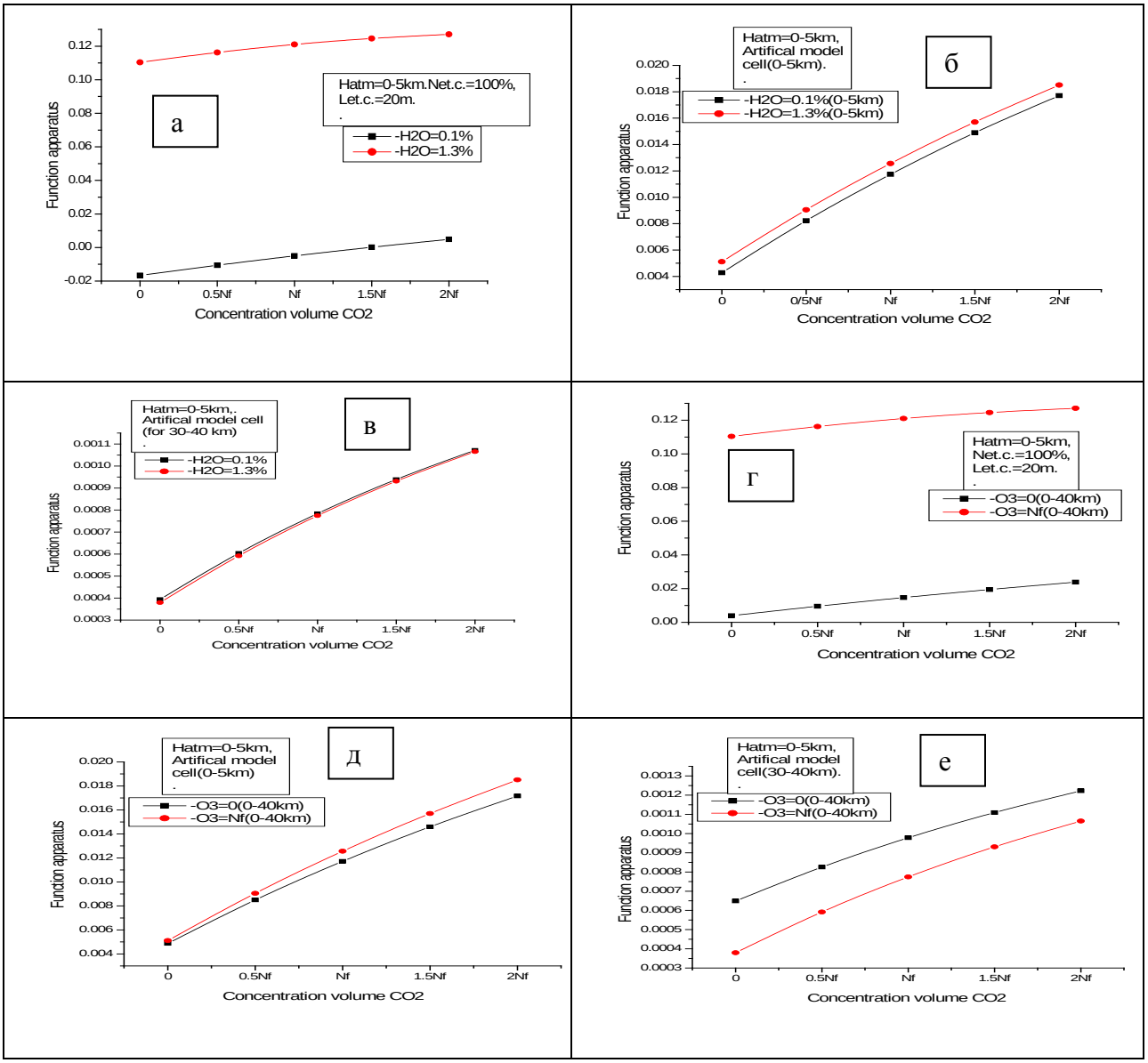


Рис.4. Аппаратурная функция для CO_2 в области 1038-1088 см-1 с различными вариантами фильтрации при изменении влажности,содержания озона и температуры в атмосфере: а) H_2O,эталонная корреляционная кювета с CO_2; б) H_2O (искуственный корреляционный фильтр на 0-5км); H_2O (искуственный корреляционный фильтр на 30-40км); г) O_3,эталонная корреляционная кювета с CO_2; д) O_3 (искуственный корреляционный фильтр на 0-5км); е) O_3 (искуственный корреляционный фильтр на 30-40км).

Хорошо видно, что при использовании газовой корреляционной кюветы ошибка при спутниковых измерениях CO_2 за счёт изменения концентрации паров воды паров воды в нижней атмосфере может составлять более 100%, в

то время как при использовании искусственно созданного спектрального фильтра – не более 8%.

Основные выводы.

1. Предложенный метод оптической фильтрации на основе искусственно созданных корреляционных фильтров показал свою работоспособность и эффективность.
2. При апробации данного метода на примере корреляционной фильтрации CO_2 в нижнем (0-5км) слое атмосферы показано возможность уменьшения погрешности измерений за счёт влияния паров воды в этом слое более чем на порядок по сравнению с использованием стандартной эталонной газовой кюветы.
3. Использование данного метода для спутниковых измерений атмосферных газов позволяет произвольно по своему выбору конструировать корреляционный спектральный фильтр, что может дополнительно повышать точность определения концентраций этих газов в слоях атмосферы.

1.Виролайнен Я.А., Поляков А.В. Учёт рассеяния излучения в наземных газо-корреляционных измерениях общего содержания метана // Исследование земли из космоса. 2004. №4. С. 1-7.

2. Тимофеев Ю.М. Спутниковые методы исследования газового состава атмосферы // Физика атмосферы и океана. Известия АН СССР. 1989.Т.25.№5.С.451-472.

3. Баландин С.Ф. Пассивное ИК зондирование атмосферных газов с использованием искусственно созданных корреляционных спектральных фильтров. Тезисы докладов 11-го Международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы ». С.90. 23-27 июня. г. Новосибирск.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОЗРАЧНОСТИ ЧЕРНОМОРСКИХ ВОД, ПРИЛЕГАЮЩИХ К ЮГО-ЗАПАДНОМУ ПОБЕРЕЖЬЮ КРЫМА

А. С. Кукушкин, С. А. Хорошун

Морской гидрофизический институт, 299011, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2

e-mail: kukushkinas@mail.ru

Ключевые слова: Черное море, прозрачность, распределение, изменчивость

По данным многолетних (1923 – 1995 гг.) наблюдений глубины видимости белого диска рассмотрены особенности пространственного распределения прозрачности вод в районе юго-западного побережья Крыма в годовом цикле и изучена ее сезонная изменчивость.

Для оценки уровня загрязненности вод, как правило, используют результаты гидрохимических наблюдений. В то же время прозрачность воды может служить индикатором распространения мутных (загрязненных) вод в море из-за больших различий в концентрациях взвешенных и растворенных органических веществ в береговых стоках и морской воде, сохраняющихся на некотором удалении от источника загрязненных вод.

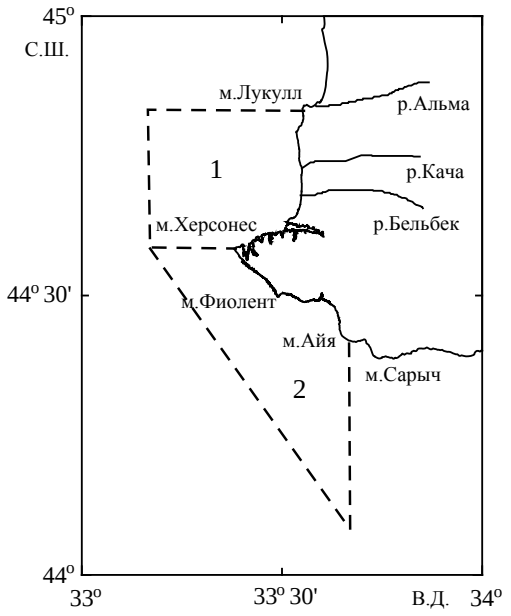
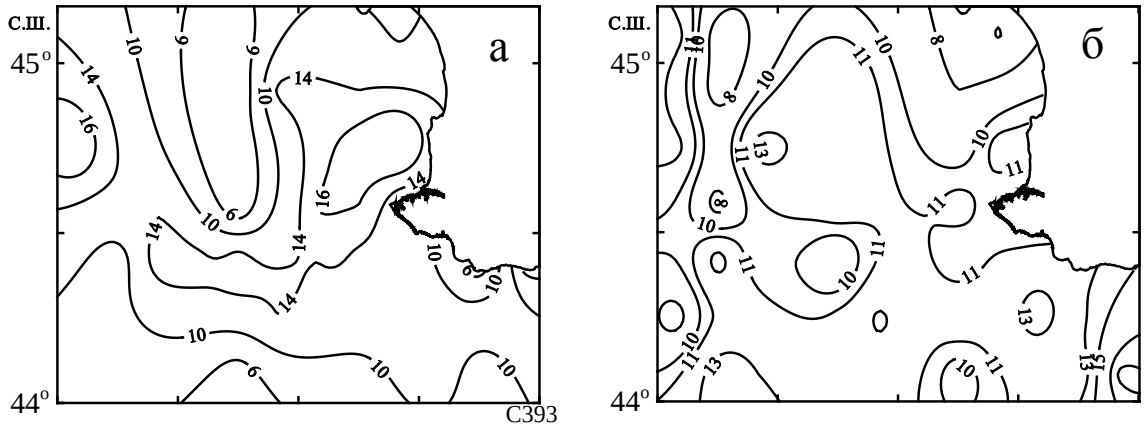


Рисунок 1. Карта севастопольского морского района (1 – северо-западный, 2 – южный участки) и прилегающей акватории моря.

В работе приводятся результаты анализа многолетней (1923 – 1995 гг.) сезонной изменчивости глубины видимости белого диска ($Z_б$) (949 измерений, в том числе зимой 275, весной 189, летом 357, осенью 128) в районе Черного моря, показанном на рис. 1.

Прозрачность ($Z_б$) в районе в зимний период изменялась в пределах 6 – 16 м (рис. 2, а). Пониженная прозрачность наблюдалась на юге, где в области западного циклонического круговорота зимой достаточно интенсивно



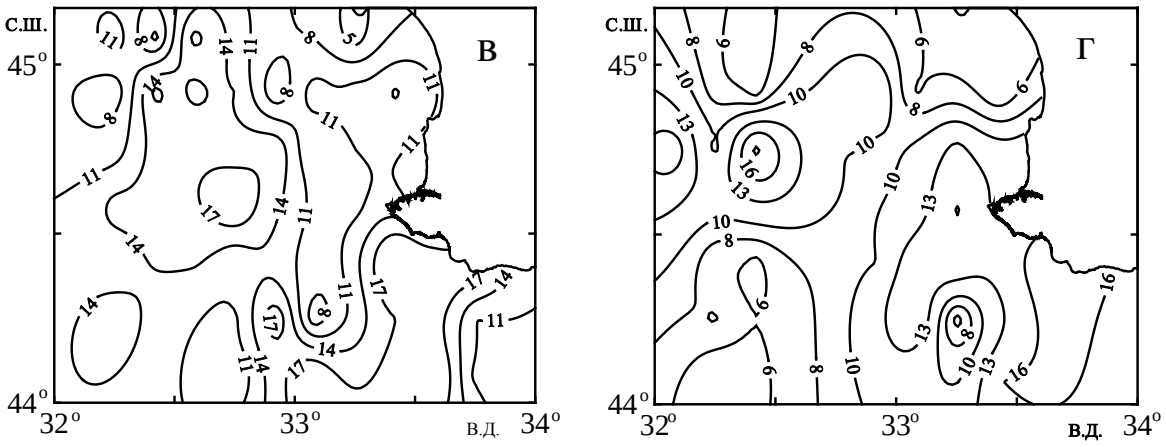


Рисунок 2. Распределение значений глубины видимости белого диска (м) в зимний (а), весенний (б), летний (в) и осенний (г) сезоны.

развивается фитопланктон, и в прибрежной зоне южного берега Крыма. В северо-западном и южном участках района исследований (рис. 1) среднее значение прозрачности было равно 12,8 – 13,1 м. В весенний сезон прозрачность на большей части района уменьшилась (рис. 2, б). В северо-западном участке прозрачность понизилась до 10,2 ± 3,5 м, в южном – до 11,9 ± 2,1 м. В летний период прозрачность вод в среднем увеличилась по сравнению с весенним периодом. Средние значения $Z_б$ в северо-западном и южном участках были равны 11,0 ± 4,4 и 12,1 ± 2,9 м соответственно. В осенний период значения прозрачности на большей части района изменились незначительно по сравнению с летним периодом. Средние его значения в северо-западном и южном участках были равны 10,7 ± 4,2 и 13,9 ± 3,5 м соответственно.

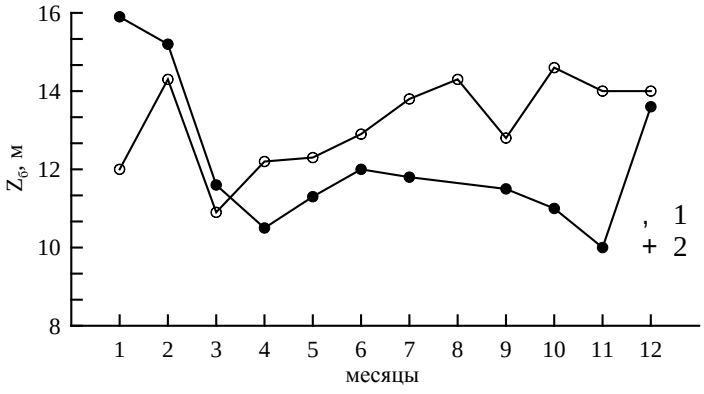


Рисунок 3. Внутригодовые изменения глубины видимости белого диска в северо-западном (1) и южном (2) участках.

Внутригодовые изменения $Z_б$ в районе (рис. 3) заметно отличались от таких его изменений в глубоководной части моря [1]. Повышенная прозрачность в зимний период, видимо, была связана со слабым развитием фитопланктона в прибрежной зоне моря. В то же время средние значения $Z_б$ в участках района и в глубоководной части моря были близки. В весенне-летний период прозрачность уменьшилась. Характер внутригодовых изменений прозрачности в северо-западном участке хорошо согласуется с изме-

нениями прозрачности в восточном районе северо-западной части моря [2]. Понижение прозрачности в весенний период было связано с более интенсивным развитием фитопланктона и увеличением концентрации взвешенного органического вещества [3]. Пониженная прозрачность в летний период, видимо, обусловлена особенностями летнего развития фитоцена, в котором, как правило, преобладают мелкоразмерные виды фитопланктона.

Построенные по сравнительно немногочисленным данным наблюдений прозрачности разрезы позволили оценить изменение ее горизонтальной структуры на отдельных участках севастопольского морского района в различные сезоны года. По результатам измерений $Z_б$ в марте 1960 г. были построены два вдольбереговых разреза. Станции ближнего к берегу разреза отстояли от него на расстоянии 2,5 – 3,5 км, удаленного разреза – 6 – 7 км. На ближнем разрезе резкое уменьшение прозрачности (более 7 м) наблюдалось в предустьевой зоне р. Бельбек (рис. 4, а). Небольшое ее уменьшение отмечено в районе впадения в море р. Кача. На этих участках в зимний период в 1998 – 2010 гг. было зарегистрировано относительно высокая концентрация хлорофилла «а». На участке между р. Бельбек и Кача прозрачность была относительно высокой и изменялась она незначительно. На удаленном от берега разрезе прозрачность в среднем была выше (рис. 4, б). Пониженные ее значения были отмечены в южной части разреза (зона выпуска бытовых стоков Северной стороны г. Севастополя), а также в предустьевой зоне р. Кача. Проведенные в мае 1960 г. измерения $Z_б$ на тех же двух вдольбереговых разрезах, что и марте 1960 г., зарегистрировали изменение прозрачности. На ближнем к берегу разрезе прозрачность в предустьевой зоне р. Бельбек повысилась, но оставалась ниже по сравнению с соседними участками. На удаленном от берега разрезе прозрачность плавно понижалась в северном направлении (рис. 4). В апреле 1993 г. и мае 1994 г. на разрезе по 33˚15′ в.д. прозрачность и соленость уменьшались в направлении на шельф (рис. 5).

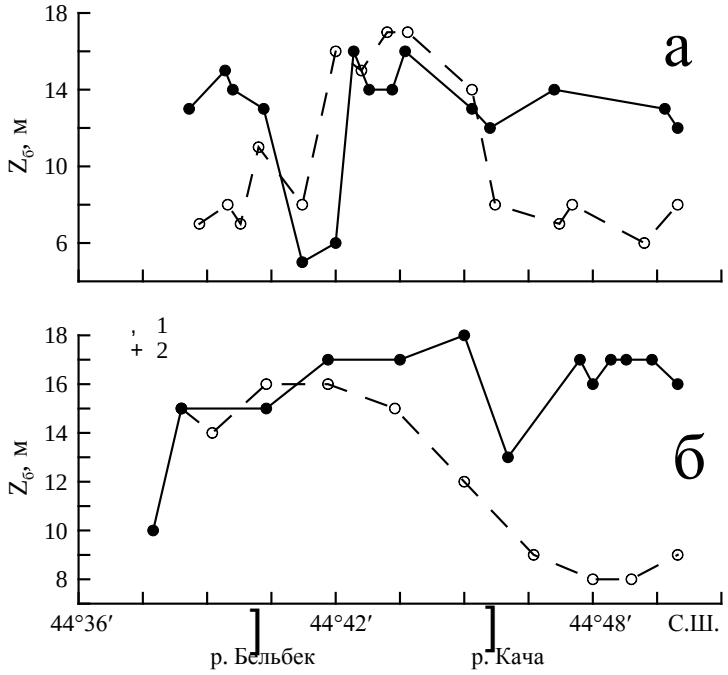


Рисунок 4. Распределение глубины видимости белого диска на ближнем (1) и удаленном (2) от берега вдольбереговых разрезах в марте (а) и мае (б) 1960 г.

Пониженные их значения были отмечены на траверзе р. Бельбек. В то же время к северу прозрачность увеличивалась в отличие от ее уменьшения в мае 1960 г.

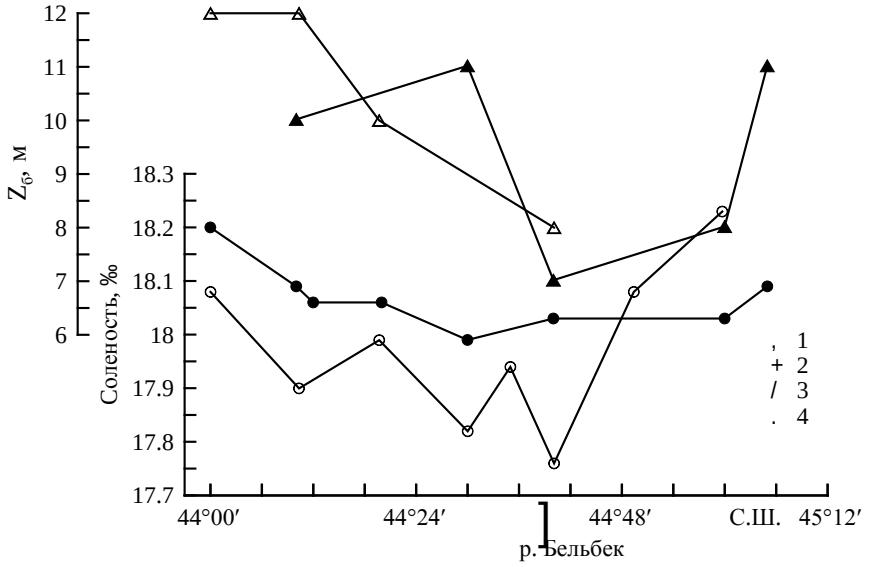


Рисунок 5. Распределение солености (1, 2) и глубины видимости белого диска (3, 4) на разрезе по 33˚15´ в.д. в апреле 1993 г. (1, 3) и мае 1994 г. (2, 4).

1. Кукушкин А.С. Многолетняя сезонная изменчивость прозрачности вод в поверхностном слое глубоководной части Черного моря // Метеорология и гидрология. 2014. №3. С. 63–75.
2. Кукушкин А.С. Многолетняя и сезонная изменчивость распределения прозрачности в поверхностных водах северо-западной части Черного моря // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т.26. № 2. С. 113–123.
3. Кукушкин А.С., Агафонов Е.А., Бурлакова З.П., Еремеева Л.В. Изменчивость прозрачности и содержания взвешенного вещества в поверхностном слое северо-западной части Черного моря // Океанология. 2004. Т. 44. № 6. С. 870–881.

СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ БИООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДАХ В РАЙОНЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КРЫМА

А. С. Кукушкин, С. А. Хорошун

Морской гидрофизический институт, 299011, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2

e-mail: kukushkinas@mail.ru

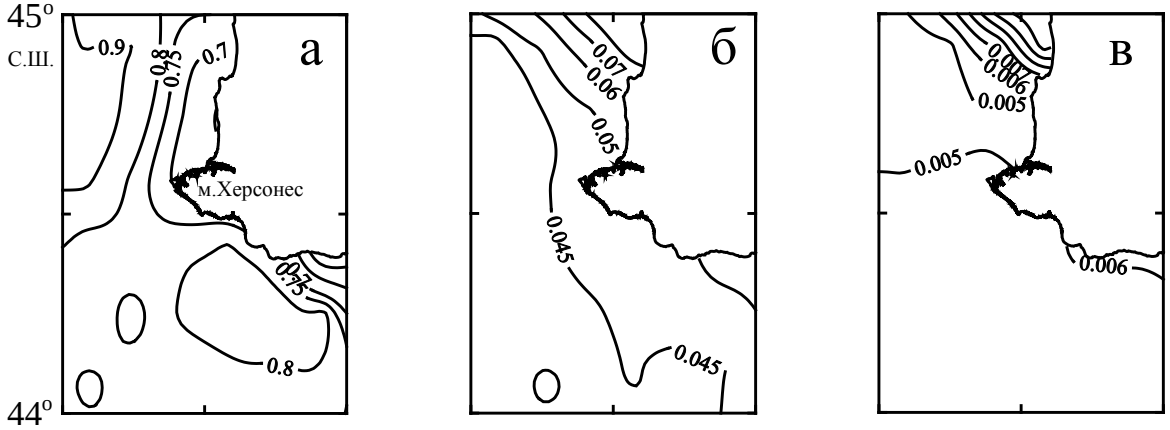
Ключевые слова: Черное море, биооптические характеристик, распределение, изменчивость

По данным многолетних (1997 – 2014 гг.) спутниковых наблюдений биооптических характеристик рассмотрены особенности их пространственного распределения в годовом цикле и изучена сезонная межгодовая изменчивость.

Прозрачность морской воды зависит от поглощения и рассеяния света взвешенным и растворенным в ней веществом. Одним из компонентов взвешенного вещества является фитопланктон, клетки которого содержат окрашенные пигменты. Их содержание оценивается по концентрации хлорофилла «а». Свет в море также поглощает неживая взвесь (детрит) и окрашенное растворенное вещество, часто называемое желтым веществом.

В работе использовались данные спутниковых наблюдений основных биооптических параметров с помощью сканера цвета SeaWiFS в 1997 – 2010 гг. [1]: концентрация хлорофилла «а» ($C_{ХЛ}$, хл «а»), показатель поглощения света окрашенным органическим веществом в сумме с неживым взвешенным веществом на длине волны 490 нм – a_g (далее – показатель поглощения), показатель обратного рассеяния взвешенными частицами на длине волны 555 нм – b_{bp} (далее показатель рассеяния).

Характер пространственных сезонных распределений концентрации хлорофилла «а» в целом достаточно однородный (рис. 1) и ее значения соответствуют сезонным концентрациям хл «а» в глубоководном районе моря [2]. Максимальные его концентрации были получены в зимний период, минимальные – в летний. Характер изменения сезонных концентраций хл «а» в северо-западном (севернее м. Херсонес) и южном участках района также хорошо согласуется с известными данными. Для сезонных пространственных распределений показателей поглощения и рассеяния (рис. 1) характерно увеличение их значе-



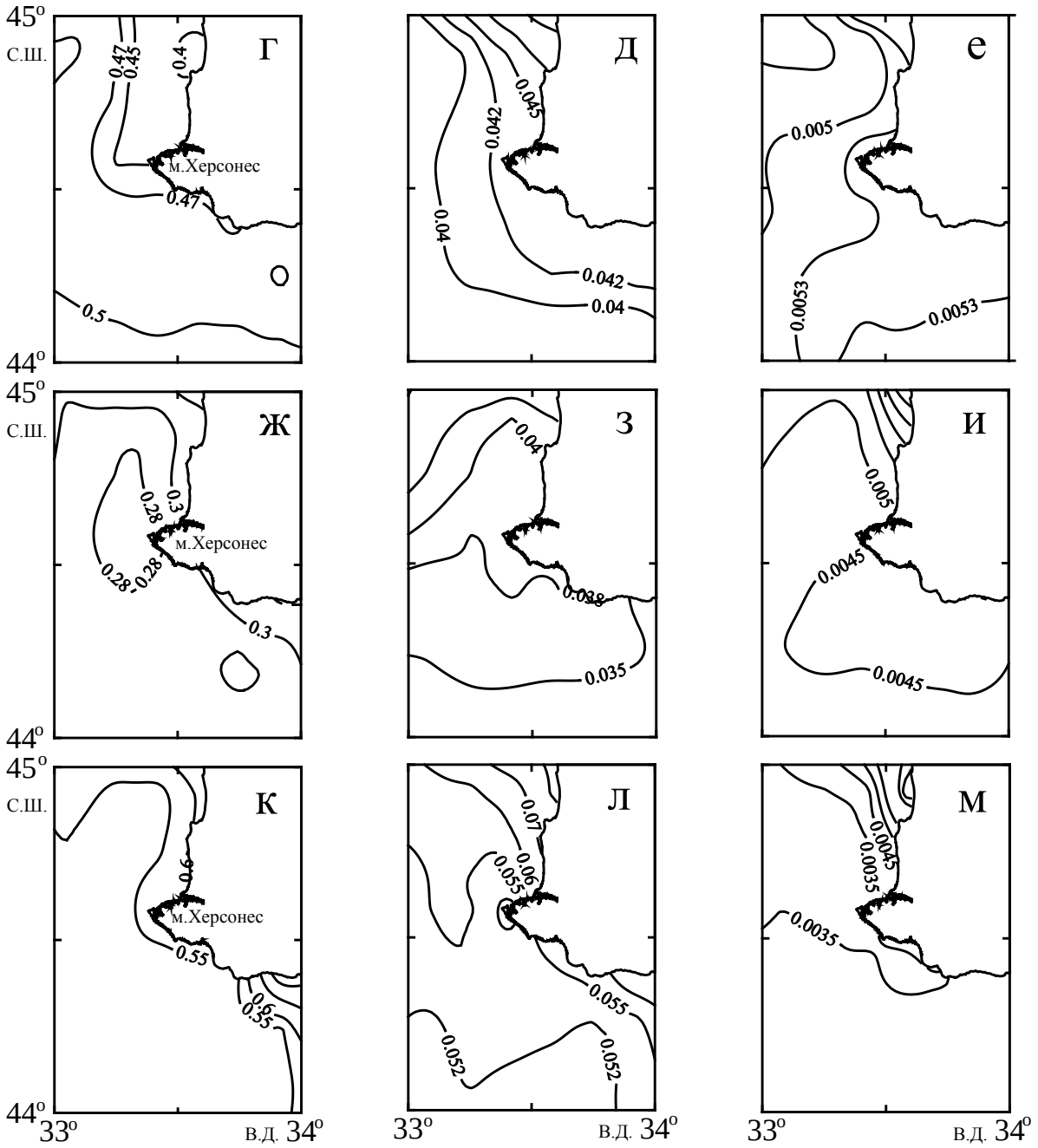


Рис. 1. Распределение концентраций хлорофилла «а» (мг/м^3) (а, г, ж, к), показателя поглощения (м$^{-1}$) (б, д, з, л) и рассеяния (м$^{-1}$) (в, е, и, м) в зимний (а, б, в), весенний (г, д, е), летний (ж, з, и) и осенний (к, л, м) сезоны.

ний в северном и северо-восточном направлении (от глубоководной части моря к мелководной). Сезонные значения обоих показателей в северо-западном и южном участках примерно одинаковы. Максимальная величина показателя поглощения получена в осенний период. Зимой и весной она уменьшалась и минимальная величина была зафиксирована летом. Минимальные значения показателя рассеяния были определены в осенне-зимний период.

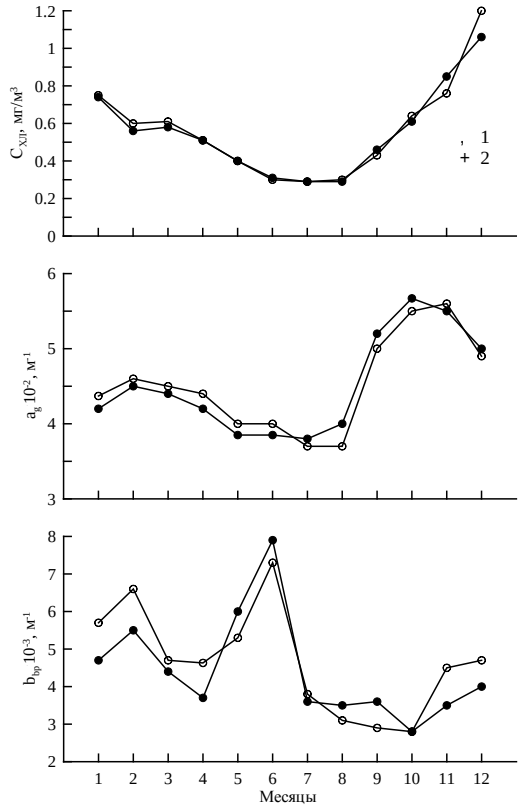


Рисунок 2. Внутригодовые изменения концентрации хлорофила «а» ($C_{ХЛ}$), показателей поглощения (a_g) и рассеяния (b_{bp}) в северо-западном (1) и южном (2) участках.

Характер внутригодовых изменений концентрации хл «а» и показателя поглощения примерно одинаковый и описывается U-образной кривой с пониженными значениями теплое время года и повышенными – в холодное (рис. 2). Такие изменения этих показателей хорошо согласуются с внутригодовыми изменениями биомассы фитопланктона [2]. Для показателя рассеяния также характерны более высокие значения в холодное время года (зима, осень) и пониженные – в теплое (июль – октябрь). В то же время в мае и особенно в июне, когда обычно наблюдается активное развитие мелкоразмерных видов фитопланктона (кокколитофориды), отмечено значительное его увеличение.Межгодовая изменчивость концентрация хл «а» в зимний период была наиболее высокими в годовом цикле. В течение периода наблюдения о концентрация и величины показателя рассеяния в обоих участках увеличивались (рис. 3), а показателя поглощения уменьшались до 2005 г. При этом до 2003 г. в западном и к 2004 г. в восточном участках их величины были ниже средних (отрицательные аномалии). Интервал 2002 – 2005 гг. характерен тем, что в эти годы было зарегистрировано событие Эль-Ниньо. После его завершения концентрация хл «а» и величина показателя рассеяния увеличивались и были

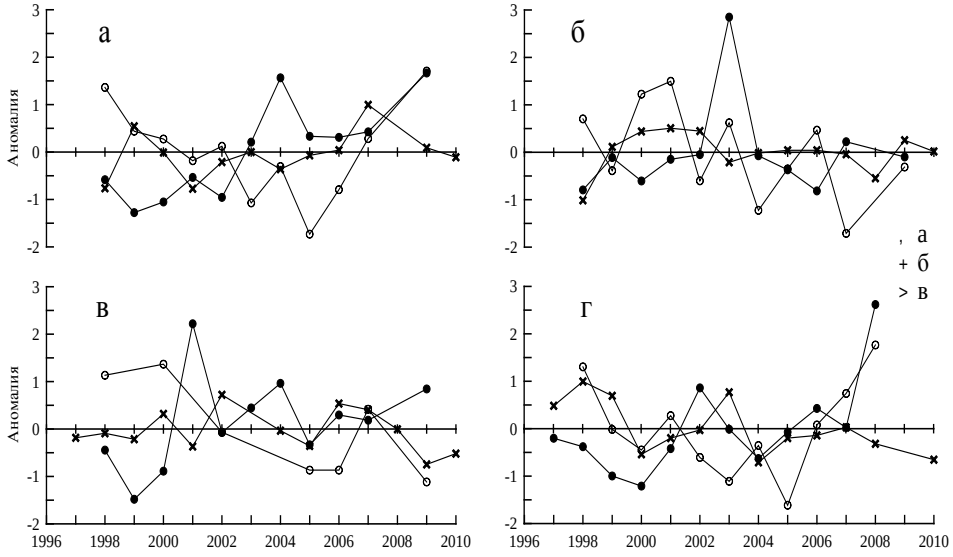


Рисунок 3. Межгодовые изменения аномалий концентрации хлорофилла «а» (а), показателя поглощения (б) и рассеяния (в) в северо-западном участке в зимний (а), весенний (б), летний (в) и осенний (г) сезоны.

выше средних значений, а показатель поглощения к 2009 г. увеличился в 2 раза. В весенний период абсолютная величина концентрации хл «а» и ее изменчивость заметно понизилась по сравнению с зимним периодом. Также несколько уменьшился показатель поглощения, показатель рассеяния незначительно увеличился. В целом межгодовые изменения (аномалии) концентрации хл «а» и показателя рассеяния были невелики. В то же время в 2003 г. в обоих участках и в 2001 г. в южном участке были зарегистрированы относительно высокие концентрации хлорофилла «а». Показатель поглощения в период наблюдений в обоих участках уменьшался. Повышенные значения были получены в 2000 и 2001 гг. После 2002 г. его аномалия в среднем была отрицательной, но в 2003 и 2006 гг. она увеличивалась до положительных значений этого показателя. В летний период концентрация хл «а» в течение 1998 – 2001 гг. увеличивалась (рис.3). Летняя температура воздуха в эти годы повысилась и была выше климатической. В 2002 г., совпавшем с началом события Эль-Ниньо и понижением температуры воздуха, концентрация хл «а» уменьшилась до средних летних значений и до конца периода наблюдений изменялась незначительно. Показатель рассеяния в течение всего периода наблюдений изменялся относительно среднего значения незначительно. Показатель поглощения в обоих участках в этот период уменьшался (рис. 3) и после 2002 г. его значения были ниже среднего. В осенний период концентрация хл «а» была примерно в два раза выше его концентраций летом, значение показателя рассеяния уменьшилось до его значений зимой, а величина показателя поглощения была максимальной в годовом цикле. Характер межгодовых изменений концентрации хл «а» и показателя поглощения (рис. 3) в осенний период был близок к характеру таких изменений в зимний сезон. Для показателя рассеяния в осенний сезон в отличие от зимнего было характерно незначительное уменьшение. В первой половине периода наблюдения (до 2003 г.) его значения осенью были выше среднего, а зимой они были ниже среднего. После 2003 г. (во время события Эль-Ниньо) показатель рассеяния понизился и до конца периода наблюдений его аномалия в среднем была отрицательной.

1. URL: http://blackseacolor.com.
2. *Кривенко О.В., Пархоменко А.В.* Пространственная и временная изменчивость биомассы фитопланктона в Чёрном море за период 1948–2001 гг. // Морск. эколог. журн. 2010. Т. 9. №4. С. 5–24.

ЛАЗЕРНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ОБЛАКОВ ИЗ-ПОД ВОДЫ

Шаманаев В. С.

Институт оптики атмосферы им. В. Е.Зуева СО РАН

shvs@iao.ru

Ключевые слова: лидар, облачность, морская вода, индикатриса рассеяния, эхосигнал

Рассмотрена теоретическая возможность определения параметров облачности лазерным локатором, погруженным в море на глубину 10–25 м. Методом Монте-Карло проведены расчеты для гидрооптического лидара с реальными на сегодняшний день техническими параметрами для двух оптических типов океанских вод и нескольких оптических моделей облаков, надводной атмосферы и приводного тумана. Показано, что для близких к реальным условиям эксперимента при зондировании из-под воды облачность обнаружима до высоты в несколько сот метров над уровнем моря. Большой динамический диапазон сигнала по общей трассе зондирования компенсируется весьма чётким временным разделением водной и атмосферной составляющих эхосигнала. Расчёты проведены для единичных значений мощности лазерного импульса и площади приёмного телескопа, что позволяет в дальнейшем без затруднений перейти к технически реальным значениям параметров лидара.

Задача переноса оптического излучения из подповерхностного пространства моря на некоторые высоты в атмосфере имеет важное прикладное значение. В первую очередь, это оптическая связь. Однако здесь важную роль играет облачность как наиболее динамичная составляющая атмосферы. Наличие облачности с большой оптической толщей делает

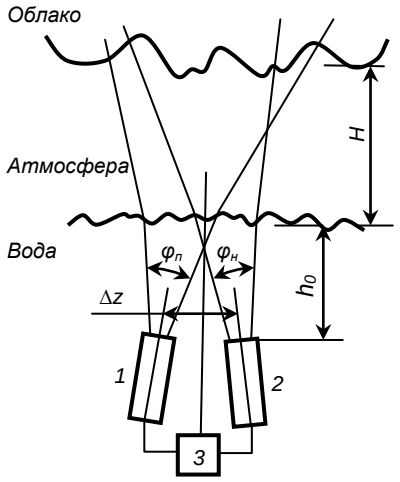


Рис. 1. Схема работы лазерного локатора в погруженном состоянии: 1 – приемная оптическая система, 2 – передающая оптическая система с лазером, 3 – система регистрации и обработки данных.

полностью невозможной оптическую связь. Исходя из этого может оказаться целесообразным перед сеансом связи прямо из-под воды определить наличие облачности, ее высоту и другие параметры, влияющие на эффективность работы лазерных систем связи и навигации.

Установить наличие облачности и определить её параметры можно с использованием лидара. Имеется принципиальная возможность и для работы в сложной двухкомпонентной среде, когда лидар установлен внутри подводного аппарата. В этом случае лидар, состоящий из

приемной оптической системы 1 (рис. 1), лазерного излучателя 2 и системы обработки данных 3, находится на глубине h_0 под водой. Оптическая ось телескопа и пучок лазерного излучения разнесены на расстояние Δz друг от друга. Угол поля зрения приемника $\varphi_п$, угол расходимости излучения лазера $\varphi_и$. Облако с показателем рассеяния излучения σ_{sc} расположено на высоте H над водой.

Для оценки потенциальных возможностей регистрации сигнала от атмосферных метеообразований с помощью лидара, находящегося на платформе в глубине воды, использовался хорошо апробированный метод Монте-Карло. Обширные расчёты по этому направлению выполнила М. М. Крекова.

Решение уравнения зондирования выполнено для геометрических условий, которым соответствует рис. 1. Основы и теория метода Монте-Карло применительно к задачам лазерной локации достаточно полно изложены в работе [1]. Сигнал, приходящий на приемник, является суперпозицией нескольких составляющих:

$$P(h) = P_w(h) + P_s(h) + P_a(h) + P_c(h),$$

где $P_w(h)$ – сигнал, сформированный морской водой как рассеивающей средой; $P_s(h)$ – сигнал, отраженный границей раздела вода-воздух; $P_a(h)$ – составляющая сигнала, обязанная рассеянию на частицах аэрозоля в атмосфере; $P_c(h)$ – составляющая сигнала, сформированная излучением, рассеянным в облаке. В работе получены оценки как отдельных составляющих сигнала, так и суммарного сигнала $P(h)$ для модельных индикатрис рассеяния облачных частиц и морской воды. При моделировании процесса отражения от границы раздела вода-воздух, более эффективным оказался также алгоритм моделирования "по ценности", предложенный в работе [2].

При учете отражения от границы раздела вода-воздух предполагалось, что оно описывается законом Ламберта. Для получения количественного значения сигнала, локальная оценка домножается на коэффициент отражения, рассчитываемый по формулам Френеля. В воде при нормальном падении света он равен 0,02.

Выбор оптических характеристик для рассеивающих сред трех типов определялся на основе известных данных. Оптические свойства морской воды, являющейся многокомпонентной средой, рассчитывались с учетом поглощения молекулами воды, хлорофиллом, растворенным желтым веществом, а также рассеянием на молекулах воды и взвешенных частицах минерального и органического происхождения [3]. Суммарный показатель ослабления морской воды $\sigma_{tw}(h)$ является суперпозицией перечисленных компонентов. В расчетах поглощение учтено вероятностью выживания фотона $W(r)$.

Рассеивающие свойства морской воды, т.е. индикатриса рассеяния $g(\varphi)$, изменяются в широких пределах. Диапазон изменения определяется соотношением между концентрациями частиц минеральной и органической фракций. Расчетные оценки выполнены для индикатрис двух наиболее характерных типов: g_2 – "острой" (океанической) и g_1 – "тупой" (морской). Значения индикатрис g_2 и g_1 в зависимости от угла рассеяния φ приведены в работе [3]. Оптические свойства предоблачной атмосферы соответствовали дымке М, а облака – типу С1 по классификации Дейрменджана [4]. Характерной отличительной особенностью атмосферных индикатрис рассеяния по сравнению с водными является их существенно меньшая вытянутость вперёд.

Расчеты выполнены для лидара, работающего на длине волны излучения 500 нм и расположенного на глубинах 10 и 25 м под водой. Расстояние между источником и приемником (база) Δz = 0,25 и 1,00 м, угол расходимости источника $\varphi_и$ = 0,002 рад. Углы приема варьировались в пределах $0{,}034 < \varphi_п < 0{,}68$ рад.

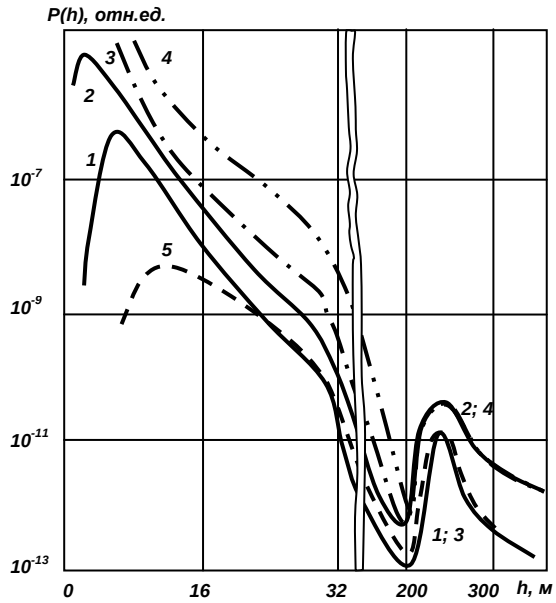


Рис. 2. Временная зависимость нормированной мощности лидарного сигнала $P(h)$ для лидара, погруженного на глубину 25 м (H = 200 м, σ_{tw} = 200 км$^{-1}$; σ_{ta} = 1 км$^{-1}$; σ_{tc} = 20 км$^{-1}$); ——— , - - - - расчет с индикатрисой $g_1(\varphi)$; — □ — □ —, — □ □ — □ □— $g_2(\varphi)$; *1*, *3* – $\varphi_п$ = 5°, Δz = 0,25 м; *2*, *4* – $\varphi_п$ = 10°, Δz = 0,25 м; *5* – $\varphi_п$ = 5°, Δz = 1 м.

Результаты расчетов эхосигналов для наиболее сложной ситуации представлены на рис. 2. Масштаб по оси z скачком изменяется на границе вода-воздух. Относительная мощность сигнала приводится в расчете на один фотон и для единичной площади приемника. Эти результаты позволяют получить информацию для любых конкретных параметров источника и приемника. Для этого необходимо значения $P(h)$ на графиках умножить на количество фотонов в лазерном импульсе, на площадь приемного объектива и на масштабный множитель 10^6.

При расчетах использовалось по 10^6 посылок "фотонов" для построения каждой кривой. Средняя квадратическая погрешность вычисления составляет 0,2%, ухудшаясь к концу трассы зондирования до 5%. На рис. 2 представлены результаты расчета для лидарной системы, находящейся на глубине 25 м, для довольно прозрачных вод средней продуктивности с σ_{tw} = 200 км$^{-1}$. Это тяжелые условия. Показатель ослабления аэрозольного предоблачного слоя σ_{ta} = 1 км$^{-1}$, облачного σ_{tc} = 20 км$^{-1}$. Облако толщиной Δh_c = 200 м, однородное по всему слою, с четкой нижней границей на высоте 200 м над водой. Отметим, что для зондирования облаков обычным наземным лидаром угол поля зрения редко бывает больше 1°. В данном случае необходим больший угол поля зрения, чтобы скомпенсировать блуждания зондирующего пучка лазерного излучения, испытывающего расщепление и преломление при выходе из воды в воздух через взволнованную поверхность. Компонент сигнала $P_s(h)$ – отражение от поверхности – на рис. 2 не представлен. Он разделен во времени с облачным сигналом и не препятствует его селекции. Оценим по рис. 2 динамику поведения сигнала при различных параметрах эксперимента.

Видно, что облачный эхо-сигнал $P_c(h)$ имеет хорошо выраженный максимум, смещённый вглубь облака на 30–40 м. Причина смещения – накопление времени блуждания фотонов в воде и подоблачной атмосфере при многократных рассеяниях в пределах угла поля зрения. Практически все вышедшее из воды излучение еще до попадания в облако уже испытало хотя бы по одному акту рассеяния, так как длина свободного пробега фотонов, равная $1/\sigma$, составляет 5 м. Рассмотрим одну из важных обнаружительных характеристик – контрастность сигнала. Контраст "облако-атмосфера" K_a представляет собой отношение максимального сигнала от облака к сигналу от последнего участка подоблачной атмосферы. Для кривых 1 и 2 (см. рис. 2) он равен в среднем 97. Высокий уровень контраста позволяет предполагать возможность надежной селекции сигнала от облака и определения расстояния до него.

Контраст "облако-вода" K_w – это отношение максимального сигнала от облака к сигналу от последнего участка воды (в данном случае при $h_0 \sim 24$ м) – на несколько порядков ниже. Для кривой 1 (более "тупая" индикатриса рассеяния) $K_w = 6{,}7 \cdot 10^{-2}$, для кривой 2 (более "острая" индикатриса) $K_w = 1{,}3 \cdot 10^{-3}$. Безусловно, такой динамический диапазон весьма существенен. Но между подводной и облачной составляющими сигнала имеется достаточный промежуток времени для того, чтобы система регистрации сигнала срелаксировала по чувствительности. Кривая 5 рассчитана для этих же оптических условий, но изменена база лидара до Δz = 1 м.

Данные, приведенные на рис. 2, показывают, что вариациям подвержена не только часть сигнала, формируемая слоем воды, прилегающим к лидару. Его абсолютное значение много

меньше, а максимум сдвинут ближе к поверхности ввиду более позднего пересечения объемных конусов рассеяния источника и приемника.

Кривые 3, 4 рассчитаны для воды второго типа, характеризуемого высоким содержанием частиц минерального происхождения, а рассеивающие свойства описываются функцией $g_2(\varphi)$. Уровень водного сигнала $P_w(h)$ существенно выше, чем в расчете с $g_1(\varphi)$ (кривые 1, 2). Это объясняется более высокой отражающей способностью частиц минерального происхождения (из таблицы видно, что в направлении 180° значение "тупой" индикатрисы рассеяния больше). Облачный сигнал $P_c(h)$ практически не меняется, т.е., сохраняется положение максимума и его уровень.

Из совокупности полученных данных можно сделать следующие основные выводы. Реально используемыми на практике лазерными локаторами, находящимися, например, на погруженной подводной лодке, можно проводить зондирование облачности. При этом проще всего проводить обнаружение и измерение положения нижней границы до высоты 1 км. Возможна также идентификация надводного тумана.

1. Креков Г. М., Михайлов Г. А., Каргин Б. А. Об алгоритмах метода Монте-Карло для решения задач теории распространения узких пучков света//Изв. вузов. Физика. - 1968. - № 5.

2. Креков Г. М., Михайлов Г. А., Каргин Б. А. Об алгоритмах статистического моделирования диффузии излучения в среде с отражающей поверхностью//Изв. вузов. Физика. - 1968. - № 9.

3. Шифрин К. С. Введение в оптику океана. - Л.: Гидрометеоизлат, 1983.

4. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения полидисперсными частицами. - М.: Мир, 1971.

ПОВЕДЕНИЕ ТРЕНДОВ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА ПО ДАННЫМ НАЗЕМНЫХ (ТОМСК: 56,48°С.Ш., 85,05°В.Д.) И СПУТНИКОВЫХ СПЕКТРОФОТОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

О.Е. Баженов boe@iao.ru

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, 634021, г. Томск, пл. Академика Зуева 1

Ключевые слова: общее содержание озона, спектрофотометр, тренды

Анализируются положительные тренды общего содержания озона (ОСО) над Томском для различных временных интервалов по результатам измерений ОСО с использованием озонометра М-124 и с привлечением спутниковых (TOMS-OMI) данных. В результате весенней озоновой аномалии в 2011 г. в Арктике, тренд роста ОСО, составлявший 1,09 е.Д./год в 1996 -2010 гг., замедлился до 0,26 е.Д./год в 1996 - 2011 гг. В дальнейшем, положительный тренд восстанавливался и составил 0,65 е.Д./год в 1996 -2013 гг. Несмотря на пониженный уровень ОСО вначале 2014 г., положительный тренд ОСО 2014 г. остался на уровне 2013 г. Однако, среднее годовое значение составило 362 е.Д. в 2014 г. против 376 е.Д. в 2013 г.

По данным современных наземных и спутниковых средств измерения, общее содержание озона (ОСО) значительно уменьшалось с начала 1980-х до середины 1990-х годов. Спад до середины 90-х годов чаще всего принято связывать с химическим разрушением озона вследствие роста концентраций озоноразрушающих веществ в стратосфере. Со второй половины 1990-х годов по настоящее время практически повсеместно наблюдается [1, 2] прекращение деструкции озонового слоя, или же намечается тренд роста ОСО, что особенно заметно в средних и высоких широтах Северного полушария.

На Сибирской лидарной станции Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН (Томск: 56,48°с.ш., 85,05°в.д.) измерения ОСО ведутся с помощью озонометра М-124 с 1993 г. Относительная средняя разность между наземными (М-124) и спутниковыми (TOMS-OMI) [3] измерениями составила 17 е.Д. в 2011 г., 19 е.Д. в 2012 г., 16 е.Д. в 2013 г. и 19 е.Д. в 2014 г.

Поведение ОСО за отдельные года 10-летнего (2005-2014 гг.) периода согласно данных измерений с помощью озонометра М-124 в Томске представлено на рис. 1. Если проанализировать ход ОСО в 2014 г., вначале года наблюдались обычные сезонные изменения. Однако в середине февраля – начале марта, т.е., в максимуме сезонного хода, произошел резкий спад ОСО до значений, в ряде случаев составлявших 330 е.Д., т.е., значительно ниже модельных. В результате, среднее значение за март - апрель составило 366 е.Д. в 2014 г. против 411 е.Д. в 2013 г. В марте и апреле ОСО постепенно рос и весенний пик наблюдался в мае. Если сравнить весеннее поведение ОСО в 2011 г., т.е., в период весенней озоновой аномалии в Арктике, и в 2014 г, можно выявить много общего в форме кривых. Следует отметить, что рост

ОСО в мае 2011 г. над Томском явился заключительной стадией явления аномального весеннего истощения стратосферного озона в Арктике [5].

Вторую половину 2014 г. ОСО было повышенным. Среднее значение за сентябрь - октябрь составило 340 е.Д. в 2014 г. против 321 е.Д. в 2013 г. Тем не менее, весеннее понижение ОСО в 2014 г. оказало более существенное влияние на его годовой ход. В результате среднее годовое значение составило 362 е.Д. в 2014 г. против 370 е.Д. в 2013 г.

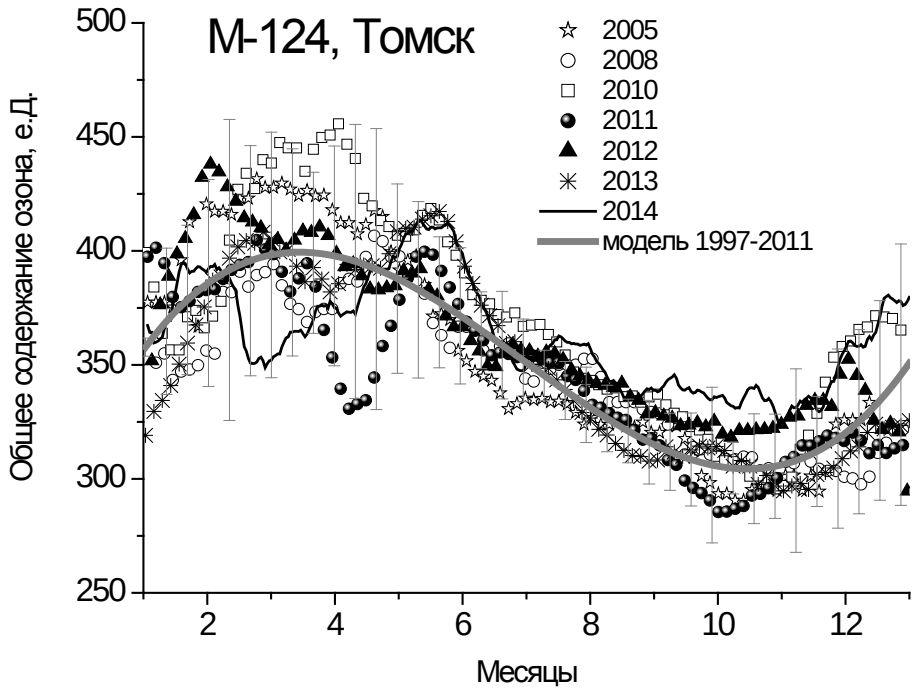


Рис 1. Изменения ОСО над Томском в 2005-2014 по измерениям с помощью озонометра М-124.

Для построения долговременных трендов изменений ОСО, данные измерений с помощью озонометра М-124 дополняются данными спутниковых наблюдений с помощью аппаратуры TOMS-OMI. Рассматриваются данные спутниковых измерений с использованием следующих космических аппаратов:

Nimbus 7 (1 ноября 1978 – 5 июля 1993 гг.);

Meteor (22 августа 1991 – 24 ноября 1994 гг.);

Earth Probe (22 июля 1996 – 14 декабря 2005 гг.);

Aura (1 октября 2004 г. – настоящее время).

В конце XX – начале XXI века в некоторых регионах земного шара наметилась стабилизация и даже рост ОСО. Тренды общего содержания озона над территорией России анализировались в работе [4]. Показано, что в период 1979–1995 гг. наблюдался отрицательный

тренд ОСО, а в период 1996–2007 гг. – близкий к нему по абсолютной величине положительный. Высказано предположение, что положительный тренд ОСО в период 1996–2007 гг. обусловлен не изменением в стратосфере концентраций соединений хлора и брома, а является следствием происходящих в атмосфере климатических изменений.

На рис. 2 представлено поведение временного ряда ОСО над Томском за период 1979 – 2010 гг. Для этого использовались заново обработанные (reprocessed) данные спутников Nimbus 7 (1979 – 1992 гг.), Meteor (1993 г.) и данные озонометра М-124 (1994 -2014 гг.). Тренды строились отдельно для периодов 1979 – 1995 гг., 1996 – 2010 гг., 1996 – 2011 гг., 1996 – 2012 гг., 1996 – 2013 гг., и 1996 – 2014 гг. Перед нахождением трендов, из годового ряда удалялась сезонная зависимость и прибавлялось среднее значение за год. При построении временной ряд сглаживался по 365-и точкам.

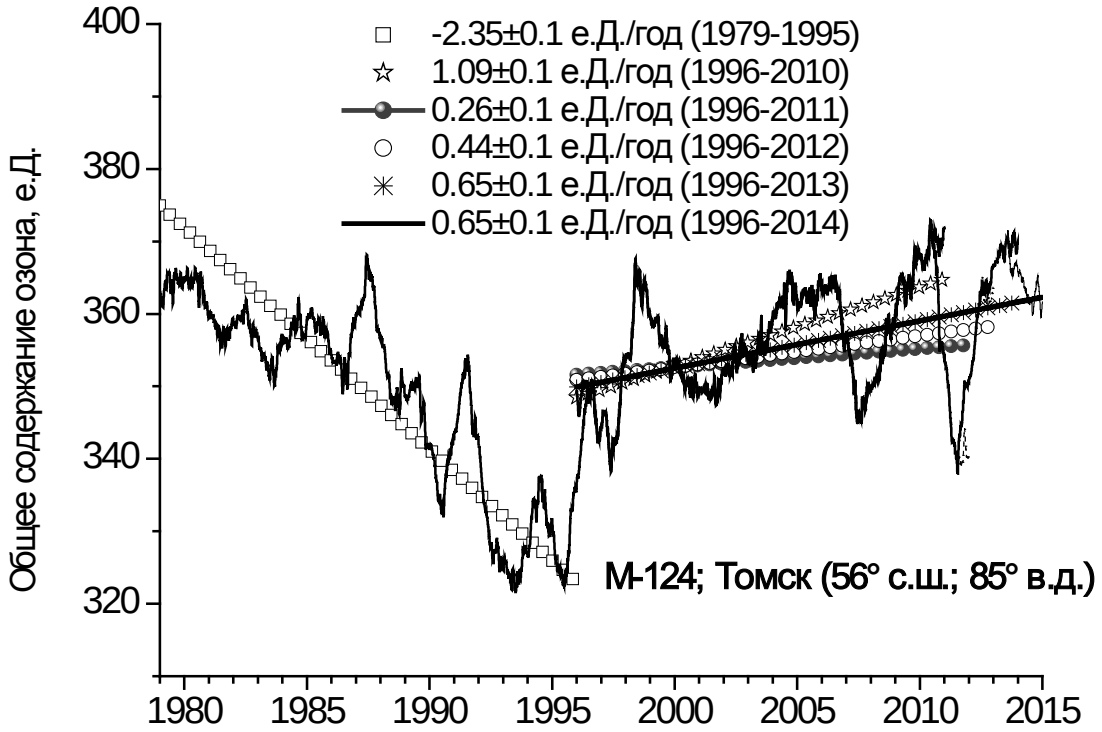


Рис. 2. Временной ряд общего содержания озона для Томска (56.48°с.ш.; 85.05°в.д.), построенный с использованием спутниковых данных (до 1993 г.) и данных озонометра М-124 (с 1994 г.). Линейные тренды для периодов: 1979 – 1995 гг., 1996 - 2010 гг., 1996 – 2011 гг., 1996 – 2012, 1996 - 2013 гг. и 1996 - 2014 гг. При построении временной ряд сглаживался по 365-и точкам.

Из рисунка видно, и положительный тренд 1.09 е.Д./год за период 1996 -2010 гг. сократился вследствие озоновой аномалии 2011 г и составил 0,26 е.Д./год за период 1996 -2011 гг. В дальнейшем положительный тренд восстанавливался, как и сам озоновый слой, и составил 0,65 е.Д./год за период 1996 -2013 гг. Как уже указывалось, весной 2014 г наблюдались пониженные (в сравнении с модельными) значения ОСО. Тем не менее, тренд роста ОСО за период 1996 -2014 гг. остался таким же, как и за период 1996 -2013 гг.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (госконтракты №№ 02.740.11.0674, 14.740.11.0204, 16.518.11.7067 и 11.519.11.60.33) и интеграционного проекта Президиума РАН №4.5.

1. World Meteorological Organization. Global Ozone Research and Monitoring Project—Report No. 52 Scientific Assessment of ozone Depletion: 2010 Pursuant to Article 6 of the Montreal Protocol on Substances that Deplete the Ozone Layer. Geneva, Switzerland.

2. Weatherhead E.C., Andersen S.B. The search for signs of recovery of the ozone layer // Nature. 2006. V. 44. P. 39–45. doi:10.1038/nature04746.

3. http://avdc.gsfc.nasa.gov/

4. Звягинцев А.М., Ананьев Л.Б., Артамонова А.А. Изменчивость общего содержания озона над территорией России в 1973-2008 гг. // Оптика Атмосферы и Океана. 2010. Т. 23. № 3. С. 190-195.

5. Баженов О.Е. Оценка влияния влажности и температуры в стратосфере на возникновение озоновой аномалии весной 2011 г. в Арктике и над северной территорией России. // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 07. С. 589–593.

АНАЛИЗ ПЫЛЕВОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ ТЭЦ Г. ОМСКА

А.В. Таловская, В.Ф. Рапута*, В.В. Литау, Е.Г. Язиков, Т.В. Ярославцева**, К.Ю. Михайлова

Национальный исследовательский Томский политехнический университет,

talovskaj@yandex.ru

*Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, raputa@sscc.ru

**Новосибирский институт гигиены Роспотребнадзора, tani-ta@list.ru

Ключевые слова: теплоэлектростанция, снег, пылевая нагрузка, численный анализ

Аннотация. Обсуждаются результаты экспериментальных исследований пылевого загрязнения снежного покрова в окрестностях ТЭЦ-5 г. Омска. На основе асимптотики решения уравнения переноса примеси проведён численный анализ данных наблюдений. С использованием наземных и спутниковых наблюдений установлено существенное влияние эффектов поворота ветра в пограничном слое атмосферы на формирование поля длительных выпадений аэрозольной примеси.

В г. Омске ТЭЦ-5 является одним из самых крупных и мощных источников выбросов загрязняющих веществ в атмосферу: 36% - такова доля выбросов из общего объема, а именно 73 тонны (4 тонны каждый час). В СМИ неоднократно освещались экологические проблемы города, связанные с работой данной ТЭЦ. Они связаны с качеством используемого топлива и не достаточно эффективной очисткой выбросов электрофильтрами на котлоагрегатах. Основное и резервное топливо Омской ТЭЦ-5: экибастузский каменный уголь, также используется природный газ, растопочное топливо - мазут. Недостатком используемого угля является его высокая зольность (более 40%) и как следствие увеличение объемов выбросов твердых частиц в атмосферу. Отвод газообразных и твёрдых продуктов сгорания в атмосферу осуществляется после их очистки в электрофильтрах через две высотные дымовые трубы. Одна, из которых имеет высоту 275 м с диаметр устья 8,4 м. Другая труба имеет высоту 180 м и диаметр устья 7,2 м. Таким образом, функционирование теплоэлектростанции, где преимущественно используется высокозольный уголь, обуславливает актуальность оценки пространственного переноса твердых веществ от данного объекта на территорию города.

В настоящее время надежным индикатором определения уровня загрязнения атмосферы является снежный покров. Результаты исследования состава снега освещены во многих работах [1-3].

В конце зимнего сезона 2014 г. проводил маршрутный отбор проб снега в окрестностях ТЭЦ-5 г. Омска по векторной сети в северо-восточном, восточном и западном направлении от труб. Схема отбора проб представлена на рис. 1а, расстояния до труб приведены в табл.

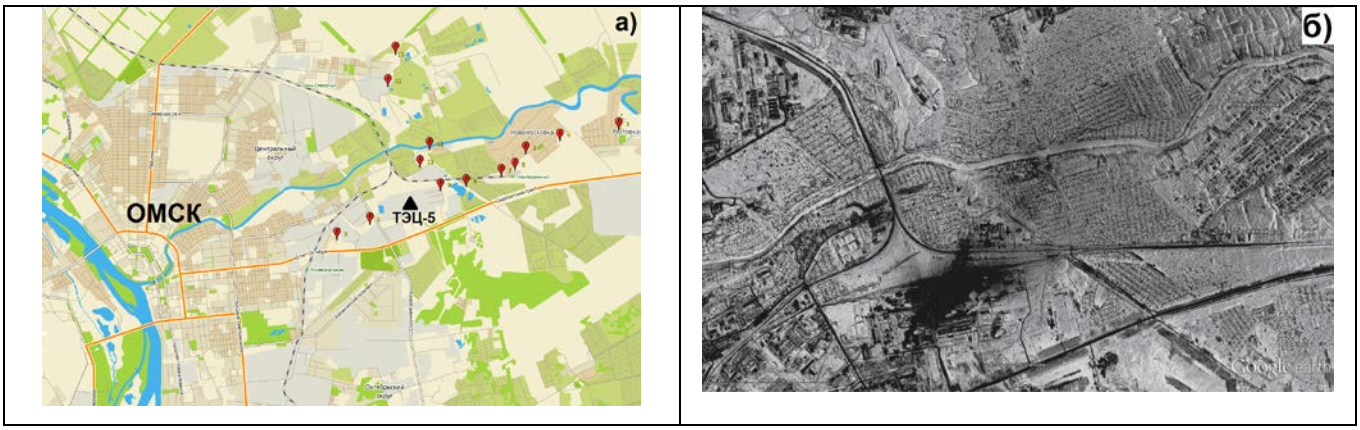


Рис. 1. Схема отбора проб снега в конце зимнего сезона 2013/14 г. (а). Спутниковый снимок от 25 марта 2010 г. окрестностей ТЭЦ-5 г. Омска (б)

При размещении точек отбора учитывались весьма значительные высоты труб, поскольку выброс примесей осуществляется фактически на высотах пограничного слоя атмосферы. В этом случае использование только приземной розы ветров не достаточно и необходим учёт зимней повторяемости направлений ветра во всём слое оседания пыли [3]. Согласно климатическим данным в зимнее время в приземном слое атмосферы доминируют ветры южного и юго-западного направлений, тогда как на высотах 200 м и более будут уже преобладать ветра юго-западного и западного направлений [4]. Спутниковый снимок окрестностей ТЭЦ-5 от 25 марта 2010 г. подтверждает, что основные выпадения пыли действительно произошли в секторе северо-восток, восток (рис. 1б).

Объектом исследования являлся твердый осадок снега, который состоит из твердых частиц, осажденных на поверхность снежного покрова. По данным отбора и подготовки снега масса пыли в снеговой пробе служила основой для определения пылевой нагрузки P_n в мг/(м^2*сут.), т.е. количества твёрдых выпадений за единицу времени на единицу площади [1]. Расчет пылевой нагрузки P_n проводился по формуле (1):

$$P_n = P_0 / S \cdot t \quad , \qquad (1)$$

где: P_o – масса пыли в пробе (мг); S – площадь шурфа (м^2); t – время от начала снегостава до дня отбора проб (количество суток). В практике используется следующая градация по среднесуточной пылевой нагрузке: менее 250 – низкая; 251–450 – средняя; 451–850 – высокая; более 850 – очень высокая степень загрязнения.

Вещественный состав проб проводили с помощью бинокулярного стереоскопического микроскопа (LeicaZN 4D) с видео-приставкой в учебно-научной лаборатории оптической диагностики МИНОЦ «Урановая геология» при кафедре геоэкологии и геохимии ТПУ. По

результатам исследования была установлена средняя степень загрязнения на востоке от ТЭЦ-5 на расстоянии от труб 3,5 и 4,5 км, а также на северо-востоке на расстоянии 3 км, в данных пунктах величина пылевой нагрузки составила 261; 302 и 277 мг/(м^2*сут.) соответственно (табл.). В остальных точках наблюдения величина пылевой нагрузки соответствует низкой степени загрязнения. Величина пылевой нагрузки превышает фон (17 мг/(м^2*сут.)) от 5 до 18 раз. С другой стороны, величина пылевой нагрузки в изучаемом районе находится на уровне среднегородского значения (132 мг/(м^2*сут.) [5]). Только на расстоянии от труб 3,5 и 4,5 км на восток и 3 км на северо-восток величина пылевой нагрузки превышает среднегородское значение в 2 раза.

Таблица.

Величина пылевой нагрузки на снежный покров в окрестностях ТЭЦ-5 г. Омска, 2014 г.

Расстояние от трубы, км	часть света	Пылевая нагрузка, мг/(м^2*сут.)	степень загрязнения*
0,75	запад	117	низкий
1,3	запад	105	низкий
6	восток	181	низкий
4,5	восток	261	средний
3,5	восток	302	средний
2,9	восток	146	низкий
2	восток	138	низкий
1,5	восток	150	низкий
1	восток	221	низкий
4	северо-восток	206	низкий
3	северо-восток	277	средний
1,5	северо-восток	116	низкий
0,75	северо-восток	92	низкий

Примечание: фон - 17 мг/(м^2*сут.), среднегородское значение - 132 мг/(м^2*сут.) [5], * - по данным [1]

Значительная высота выбросов примеси на ТЭЦ-5 позволяет предположить, что выравнивание её концентрации по вертикали произойдёт на достаточно близких расстояниях от источника (порядка 3-4 км). Начиная с таких расстояний, плотность выпадений слабооседающей примеси $q(r,\varphi)$ описывается следующей асимптотической зависимостью [2]

$$q(r,\varphi,\theta)=\frac{\theta\cdot P(\varphi+180^\circ)}{r} \quad , \qquad (2)$$

где r,φ - полярные координаты, $P(\varphi)$ - зимняя повторяемость ветра в слое оседания примеси.

Оценка неизвестного параметра θ может быть найдена с использованием данных наблюдений, например по методу наименьших квадратов. Регрессионная зависимость (2) позволяет проводить восстановление полей аэрозольных выпадений примесей по сравнительно

небольшому числу опорных точек измерения. Остальные точки пробоотбора могут использоваться для проверки адекватности предложенной модели восстановления (2).

Анализ данных маршрутных наблюдений, приведённых в табл., на основе соотношения (2) приведён на рис. 2.

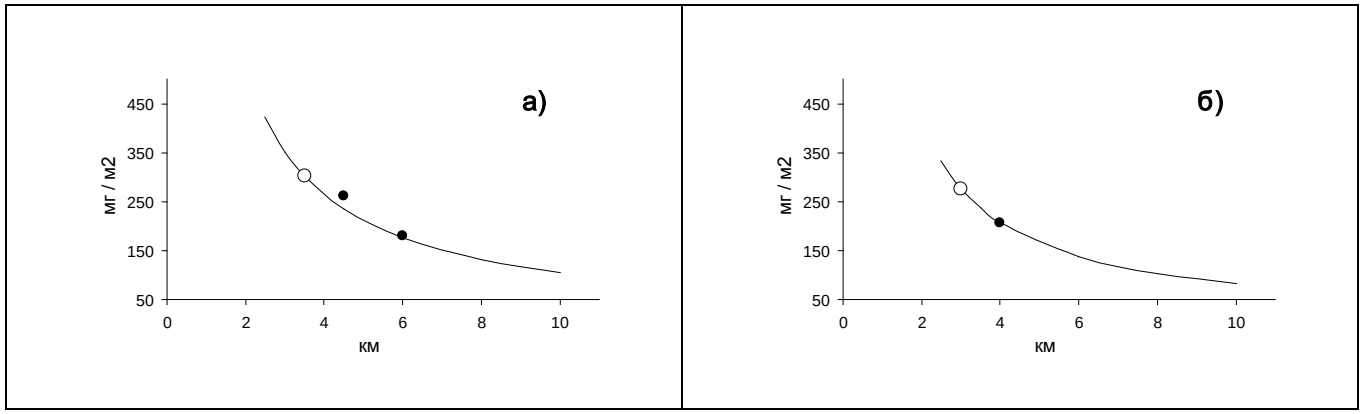


Рис. 2. Измеренные и восстановленные по зависимости (2) плотности выпадения пыли от ТЭЦ-5 в направлении на восток (а) и северо-восток (б). ○ – опорные точки, ● – контрольные точки наблюдений

Для восточного направления в качестве опорной точки была взята точка на расстоянии 3.5 км. Для северо-восточного направления - на расстоянии 3 км. Были получены следующие оценки параметров модели (2): $\theta_B = 1.057 \cdot 10^6 \, мг/м$, $\theta_{CB} = 0.831 \cdot 10^6 \, мг/м$. Для расстояний от труб меньше 3 км вместо соотношения (2) следует использовать более адекватные описания с учётом характеристик дисперсного состава оседающей пыли [3]. Тем не менее полезно отметить, что отношения: $\theta_B / \theta_{CB} = 1.27$ и $q_{B,1.5км} / q_{CB,1.5км} = 1.29$, практически совпадают. Эта связь дополнительно подтверждает полученное с помощью (2) отношение выносов пыли от ТЭЦ в направлениях на восток и северо-восток в зимнем сезоне 2013/14 г.

1. *Сает Ю.Е., Ревич Б. А., Янин Е.П., Смирнова Р.С.* Геохимия окружающей среды. Москва: Недра, 1990. 335 с.

2. *Бортникова С.Б., Рапута В.Ф., Девятова А.Ю., Юдахин Ф.Н.* Методы анализа данных загрязнения снегового покрова в зонах влияния промышленных предприятий (на примере г. Новосибирска) // Геоэкология. 2009. № 6. С. 515–525.

3. *Рапута В.Ф., Шлычков В.А., Леженин А.А., Романов А.Н., Ярославцева Т.В.* Численный анализ данных аэрозольных выпадений примесей от высотного источника // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 08. С. 713-718.

4. Климат Омска / Под ред. Ц.А. Швер. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 246 с.

5. *Литау В.В., Таловская А.В., Язиков Е.Г., Лончакова А.Д., Третьякова М.И.* Оценка пылевого загрязнения территории г. Омска по данным снеговой съемки // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 03. С. 256-259.

ПРИМЕНЕНИЕ ЛАЗЕРА Cr^{2+}:ZnSe ДЛЯ ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ГАЗОВ В СРЕДНЕМ ИК ДИАПАЗОНЕ СПЕКТРА

Воронина Ю.В.[1], Пономарев Ю.Н.[1], Балабанов С. С.[2]

[1]ИОА СО РАН; [2]ИХВВ РАН

yulia@iao.ru, yupon@iao.ru, balabanov@ihps.nnov.ru

Ключевые слова: Cr^{2+}:ZnSe лазер, зондирование, молекула, спектр поглощения

Лазеры на основе Cr^{2+}:ZnSe представляют интерес для научных и коммерческих целей. Они применяются в медицине, косметологии и специальной технике. Наличие в их рабочем диапазоне (1.9 – 3.1 мкм) сильных полос поглощения многих газов делает такие лазеры особенно перспективными для задач зондирования газового состава атмосферы.

В работе представлен сравнительный анализ технических характеристик разработанного и подобных ему (ПГС) лазеров, определяющих их возможности для дистанционной диагностики молекулярных примесей. Проведено моделирование оптической толщи атмосферы методом line-by-line с использованием базы HITRAN2012 для спектральных диапазонов перестройки длины волны генерации лазера Cr^{2+}:ZnSe. Установлены пары длин волн, которые возможно использовать для зондирования газов по методу дифференциального поглощения.

ПЕРВЫЕ ОЦЕНКИ ВКЛАДА ГНУСА В ОСЛАБЛЕНИЕ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ДЛЯ ФОНОВЫХ УСЛОВИЙ ЛЕТА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Н.Н. Щелканов, С.Б. Белан, В.Н. Ужегов

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск

snn@iao.ru, bsb@iao.ru, uvn@iao.ru

Ключевые слова: коэффициент ослабления, коэффициент ослабления гнуса

Получены оценки вклада гнуса в ослабление оптического излучения для фоновых условий лета Западной Сибири. Гнус представляет собой живые организмы размерами несколько миллиметров, и включает в себя комара, мошку, мокреца, москита и слепня. Коэффициент ослабления гнуса с 24 июля по 13 августа 2014 года изменялся от 0 до 0.14 км$^{-1}$, а его среднее значение составило 0.065 км$^{-1}$. Суточный ход коэффициента ослабления гнуса имеет ярко выраженный утренний максимум, приходящийся на 8 часов, и расплывчатый вечерний минимум - на 19 часов. Для полученного массива данных вероятность отличия их средних значений в 8 и 19 часов по t-критерию Стьюдента составила 96 %.

Проведено сравнение коэффициентов ослабления в окнах прозрачности атмосферы для приземного слоя атмосферы в городских и фоновых условиях Западной Сибири. Коэффициенты ослабления определялись двумя измерителями спектральной прозрачности атмосферы, установленными в Академгородке г. Томска [1] и в районе п. Киреевск Томской области, на территории обсерватории «Фоновая» ИОА СО РАН [2], находящейся на расстоянии 60 км от Академгородка, в азимутальном направлении 264 градуса. Длины горизонтальных трасс с отражением составляли 950 м (Томск) и 1200 м (Киреевск), проходящие на высотах 15-30 и 2-4 м над подстилающими поверхностями соответственно. Измерительная трасса на территории обсерватории «Фоновая» проходит над травяным полем на расстоянии примерно 70 метров от правого берега реки Обь. Сравнение проводилось на основе синхронных ежечасных измерений коэффициентов ослабления, полученных с 24 июля по 13 августа 2014 года на длинах волн 0.55 и 1.06 мкм. Из рассмотрения исключались данные, полученные при метеорологической дальности видимости менее 8 км и в дождевых условиях. Отобранный по таким критериям массив экспериментальных данных составил 137 спектров.

На рисунке 1 приведено сравнение коэффициентов ослабления на длине волны 0.55 мкм в городских (Томск) и фоновых (п. Киреевск Томской области) условиях. Значения коэффициентов ослабления (и их СКО) на длине волны 0.55 мкм для Киреевска и Томска составили 0.24 (0.09) км$^{-1}$ и 0.19 (0.08) км$^{-1}$. Из рисунка 1 видно, что, несмотря на значительное превышение среднего значения коэффициента ослабления для Киреевска, в 25% случаев наблюдаются их меньшие значения по сравнению с Томском.

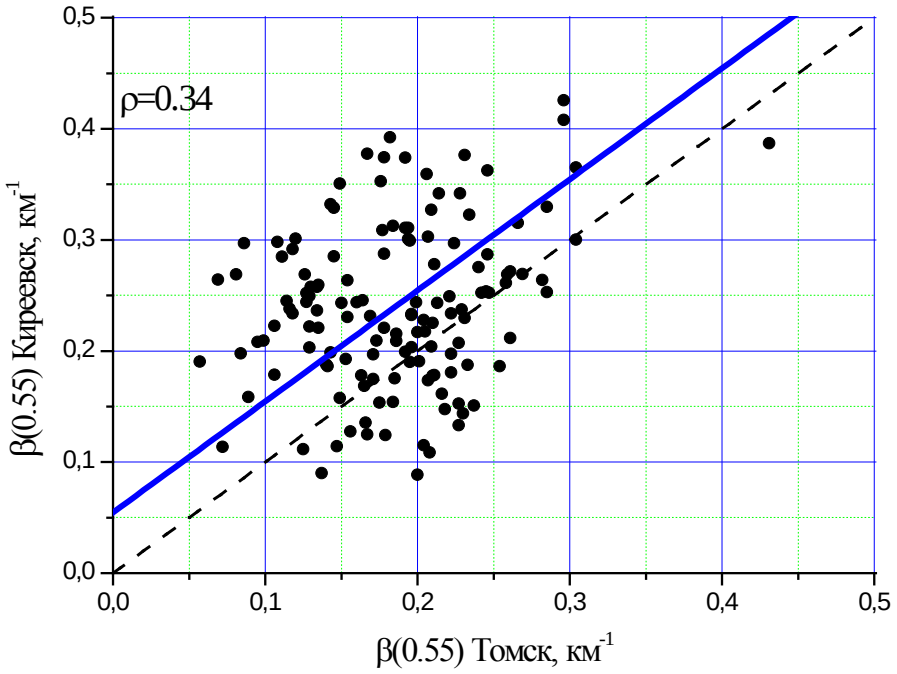


Рисунок 1 – Сравнение коэффициентов аэрозольного ослабления на длине волны 0.55 мкм в городских (Томск) и фоновых (п. Киреевск Томской области) условиях.

На рисунке 2 приведено сравнение коэффициентов ослабления на длине волны 1.06 мкм в городских (Томск) и фоновых (п. Киреевск Томской области) условиях.

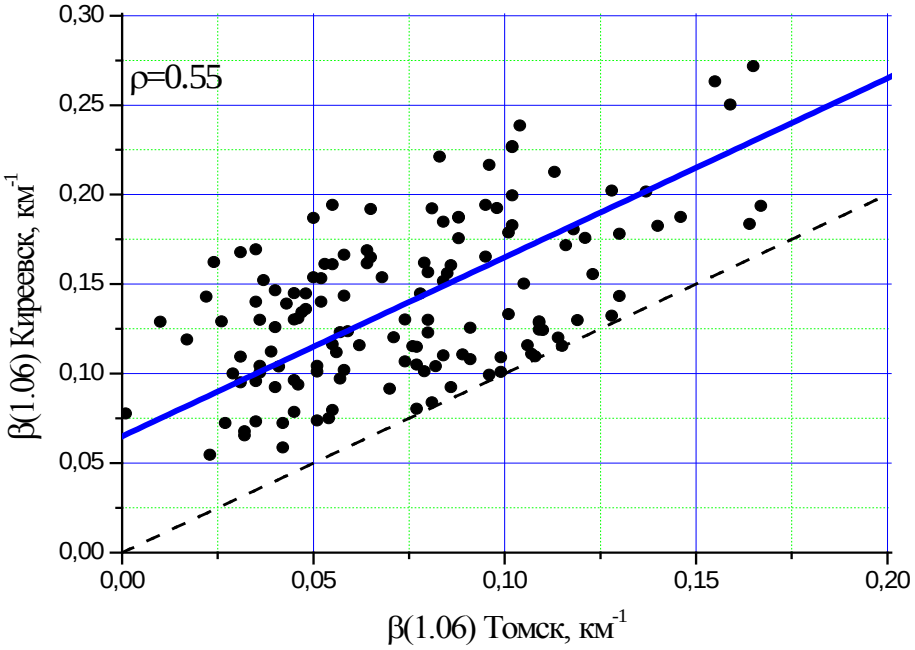


Рисунок 2 – Сравнение коэффициентов ослабления на длине волны 1.06 мкм в городских (Томск) и фоновых (п. Киреевск Томской области) условиях.

Из рисунка 2 следует, что для данного массива данных коэффициенты ослабления на длине волны 1.06 мкм в Киреевске всегда были выше, чем в Томске. Значения коэффициентов ослабления (и их СКО) на длине волны 1.06 мкм для Киреевска и Томска составили 0.14 (0.06) км$^{-1}$ и 0.08 (0.04) км$^{-1}$.

На рисунке 3 приведено сравнение разностей между коэффициентами ослабления на длинах волны 0.55 и 1.06 мкм, которые пропорциональны концентрациям субмикронного аэрозоля в городских (Томск) и фоновых (п. Киреевск Томской области) условиях.

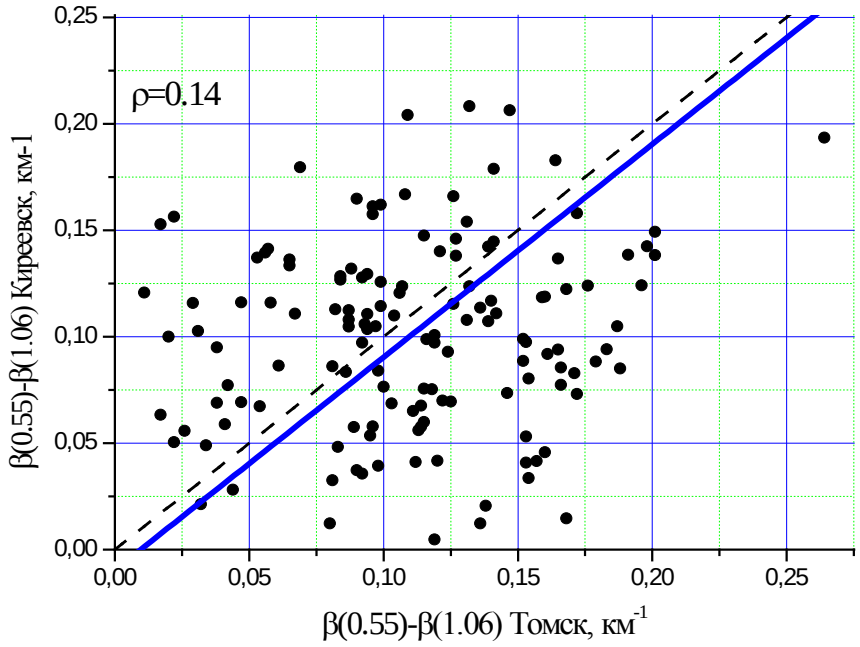


Рисунок 3 – Сравнение разностей между коэффициентами ослабления на длинах волны 0.55 и 1.06 мкм в городских (Томск) и фоновых (п. Киреевск Томской области) условиях.

Разности между коэффициентами ослабления на длинах волн 0.55 и 1.06 мкм (и их СКО) для Киреевска и Томска составили 0.10 (0.045) км$^{-1}$ и 0.11 (0.048) км$^{-1}$. Для Томска и Киреевска незначительное отличие этих разностей говорит о небольшом (в среднем ~10%) антропогенном вкладе города в аэрозольное ослабление субмикронного аэрозоля.

Причиной существенного превышения коэффициентов ослабления в фоновых условиях, по сравнению с городскими условиями, является наличие большого количества гнуса (комаров, мошек, мокрецов, москитов и слепней) на измерительной трассе в теплый период года [3-6]. Коэффициент ослабления гнуса определялся как разность между коэффициентами ослабления в фоновых и городских условиях.

На рисунке 4 приведен суточный ход коэффициента ослабления гнуса на длине волны 1.06 мкм. Из рисунка видно, что коэффициент ослабления гнуса изменяется от 0 до 0.14 км$^{-1}$.

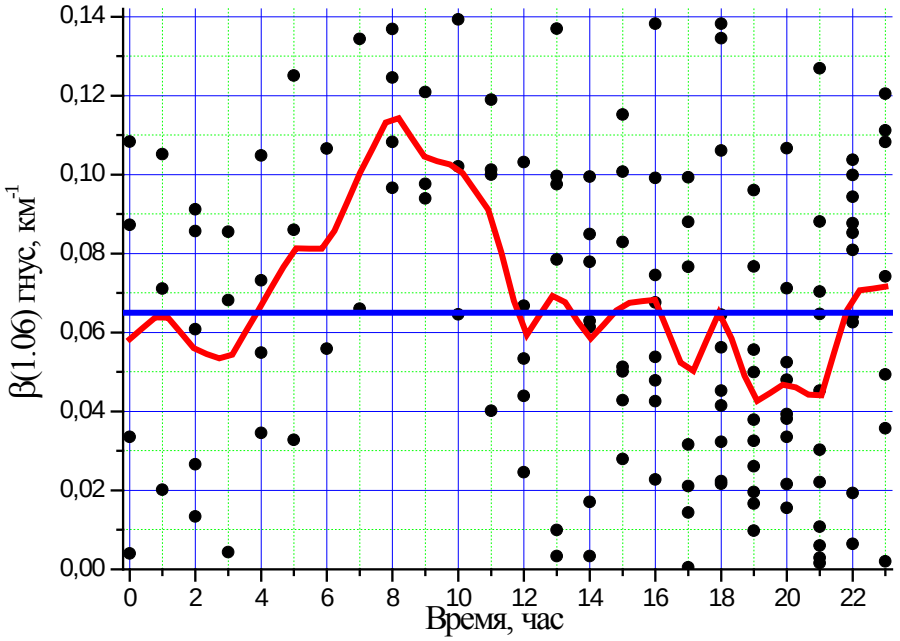


Рисунок 4 - Суточный ход коэффициента ослабления гнуса на длине волны 1.06 мкм в фоновых условиях Западной Сибири.

Его среднее значение составило 0.065 км$^{-1}$ (сплошная прямая линия на рисунке), а СКО 0.038 км$^{-1}$. Сплошной кривой линией на рисунке проведен суточный ход средних значений коэффициента ослабления гнуса. Максимальные значения коэффициента ослабления гнуса наблюдались в 8 часов, а минимальные – в 19 часов. Причем, максимум является ярко выраженным, здесь коэффициент ослабления гнуса изменялся от 0.09 до 0.14 км$^{-1}$. А минимум выражен слабо, где коэффициент ослабления гнуса изменялся от 0.01 до 0.10 км$^{-1}$. Вероятность отличия их средних значений в 8 и 19 часов по t-критерию Стьюдента составила 96 %.

1. Ужегов В.Н., Ростов А.П., Пхалагов Ю.А. Автоматизированный трассовый фотометр // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т.26. №07. С.590-594.

2. Ростов А.П., Щелканов Н.Н. Экспедиционный измеритель спектральной прозрачности атмосферы // Аэрозоли Сибири. XVII Рабочая группа: Тезисы докладов. Томск: Изд-е ИОА СО РАН. 2010. С.93.

3. Штакельберг А.А. Кровососущие комары Палеарктики. / М.-Л.: Изд. АН СССР, 1937. 258 с.

4. Мончадский А.С. Летающие кровососущие двукрылые — гнус. / М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1952. 66 с.

5. Мирзаева А.Г. Кровососущие мокрецы Сибири и Дальнего Востока. / Новосибирск: Сиб. отделение, 1989. 232 с.

6. Решетников А.Д., Прокопьев З.С., Барашкова А.И., Семенова К.Е. Сезонный ход численности компонентов гнуса северо-восточной Якутии и их фенологическая сигнализация // Наука и образование. 2009. №2. С.100-103.

РАЗРАБОТКА ФОТОПРИЕМНИКОВ ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ ЛИДАРНЫХ СИГНАЛОВ В РЕЖИМЕ СЧЕТА ФОТОНОВ И АНАЛОГОВОМ РЕЖИМЕ

А.С. Слесарь[1], А.П. Чайковский[1], С. В. Денисов[1], М.М. Король[1], Ф.П. Осипенко[1], Ю.С.Балин[2], Г.П.Коханенко[2], И.Э.Пеннер[2], М.М.Новоселов[2]

[1]Институт физики НАН Беларуси, Минск, Беларусь,

slesar@dragon.bas-net.by ,chaikov@dragon.bas-net.by, f.osipenko@tut.by

[2]Институт оптики атмосферы СО РАН, Томск, Россия,

balin@iao.ru , kokh@iao.ru, penner@iao.ru , novoselov@iao.ru

Разработан ряд унифицированных фотоприемных модулей, обеспечивающих регистрацию лидарных сигналов в диапазоне 0.26 – 1.6 мкм в режимах аналогового сигнала и счета фотонов на основе ФЭУ и лавинных фотодиодов. Создано программное обеспечение для управления фотоприемными модулями и изготовлен испытательный стенд для измерения их характеристик.

Ключевые слова: Лидар, фотоприемный модуль

В последние годы в практику регулярных атмосферных наблюдений широко внедряются лидарные комплексы.

На Евразийском континенте сформированы региональные лидарные сети: European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET) [1], Asian Dust Network (AD-Net) [2], лидарная сеть на пространстве стран СНГ CIS-LiNet [3,4]. Созданная под эгидой Всемирной Метеорологической Организации лидарная сеть GALION [5] призвана координировать наблюдения региональных лидарных сетей в глобальном масштабе.

Обеспечение однородности и качества измеряемых данных является ключевой задачей при проведении сетевых измерений, решение которой требует унификации измерительной аппаратуры и алгоритмов обработки данных. В лидарных системах первую очередь требуется унификация и контроль характеристик каналов регистрации лидарных сигналов. В настоящей работе приведены результаты разработки унифицированных фотоприемных модулей для регистрации лидарных сигналов в режиме аналогового сигнала и счета фотонов.

1. Интегрированный фотоприемный блок для регистрации оптического сигнала в лидарных системах

В ИФ НАНБ проведена разработка интегрированного фотоприемного блока, построенного на унифицированных модулях, обеспечивающего регистрацию оптического лидарного сигнала, его оцифровку и передачу данных в компьютер. Основной проблемой при разработке фотоприемного устройства являлась необходимость обеспечить его работу в широком

динамическом диапазоне интенсивности локационного сигнала, при этом исключить проявление различного рода наводок и шумов, прежде всего от лазерного источника излучения, при регистрации очень слабых оптических сигналов с удаленных участков трассы зондирования. Основная идея разработки состояла в том, чтобы создать компактный фотоприемный блок, в котором содержатся все устройства, необходимые для регистрации и оцифровки лидарного сигнала. Тем самым предполагалось исключить все длинные линии связи между функциональными блоками регистрирующего канала лидара, которые являются основными “приемниками” помех.

В УФ и видимой области спектра в качестве фотодетекторов, в зависимости от назначения, используются различные типы аналоговых и счетных ФЭУ, в основном производства HAMAMATSU, а также образцы моделей ФЭУ-84, характеризующихся большим током анода и обеспечивающих работоспособность приемного канала при высоких фоновых засветках и интенсивных локационных сигналах из ближней зоны, ФЭУ-175 – счетные фотоприемники с высоким коэффициентом умножения. В ИК диапазоне для регистрации излучения на длине волны 1.06 мкм применяются ЛФД-модули типа C30956EH-TC с охлаждением на элементе Пельтье, на длине волны 1.5 мкм – ЛФД-модули типа C30659-1550-R2AH.

Аналоговая часть фотоприемного модуля (усилители и аналого-цифровой преобразователь) выполнены на микросхемах фирмы “Analog Device” (США). Цифровая часть электрической схемы фото-приемных модулей реализована на основе (ПЛИС) CYCLON фирмы ALTERA. Для реализации цифровой части электрической схемы фото-приемного модуля применена микросхема EP1C3F144C8 семейства программируемой логики CYCLON. Связь с компьютером обеспечивается с помощью отдельной интерфейсной микросхемы CY7C68001LFC фирмы CYPRESS. На рисунке 1 приведены фотографии интегрированного фотоприемного модуля.

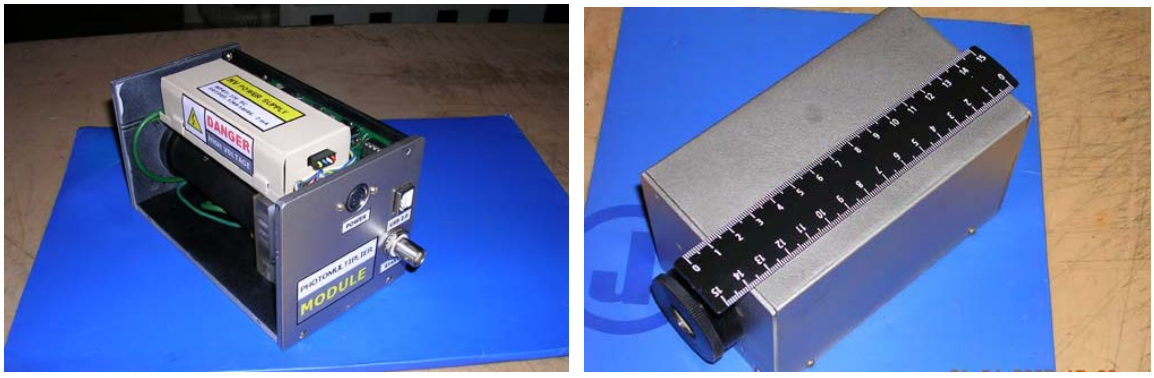


Рис. 1. Интегрированный фотоприемный блок.

2. ФЭУ для регистрации аналоговых сигналов с делителем на основе умножителя напряжения

Лазерные локаторы (лидары), предназначенные для работы в дневное время, принимают импульсные световые сигналы в аналоговом режиме в условиях повышенных фоновых засветок. В особенности это относится к сканирующим лидарам, в которых уровень фона в сеансе зондирования в зависимости от сектора сканирования может изменяться в несколько раз. Для таких лидаров разработан источник питания ФЭУ, устраняющий зависимость коэффициента усиления фотоумножителя от фонового анодного тока.

Типовое устройство питания фотоэлектронных умножителей, как правило, состоит из высоковольтного блока питания и резистивного делителя. Стандартные резистивные делители напряжения, используемые при съеме сигналов с ФЭУ, требуют источников высокого напряжения со значительным постоянным током нагрузки. В ИОА СО РАН предложен и реализован принципиально новый подход к схеме питания ФЭУ (рис. 2).

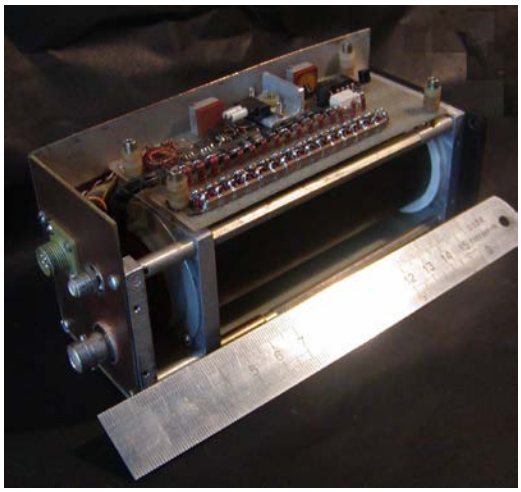


Рисунок 2. Фотоприемный модуль на базе ФЭУ-84 с делителем на основе умножителя напряжения.

Источник питания состоит из двухтактного преобразователя с независимым возбуждением, работающем на частоте 150 кГц. Величина напряжения, равная междинодному потенциалу (100-120В), устанавливается изменением напряжения питания преобразователя. Выходное напряжение с преобразователя подается на двухполупериодный многокаскадный умножитель напряжения. Постоянная засветка при этой схеме питания не изменяет междинодных напряжений, что определяет постоянство коэффициента умножения ФЭУ.

Входной каскад постоянно заперт путем подачи инверсного напряжения на модулятор. Что предохраняет ФЭУ от избыточного анодного тока в промежутках между лидарными сигналами. При приходе синхроимпульса (от поджига лампы накачки) оптореле отключает запирающее напряжение от модулятора, и к моменту лазерного импульса на модуляторе устанавливается рабочее напряжение. Потребление тока в момент включения (при зарядке емкостей) не превышает 50 мА. В дальнейшем, при отсутствии засветки ФЭУ, потребление тока полностью отсутствует, что позволяет отказаться от теплоотвода и уменьшает габариты источника питания.

Для оценки качества фотоприемных модулей, разработанных в ИФ НАНБ и ИОА, была проведена серия специальных интеркалибровочных экспериментов на лидарных системах в Минске и Томске [6]. Одной из задач экспериментов являлась оценка влияния высоких фоновых засветок на работу фотоприемных модулей и выбор оптимальной схемы питания фотоумножителей для режима высоких фоновых засветок. Натурные измерения и более детальные исследования на стенде показали, что при такой схеме включения ФЭУ его линейность сохраняется при значениях среднего анодного тока, сравнимых с предельно допустимым.

В результате совместной работы научных групп Института физики НАН Беларуси и Института оптики атмосферы СО РАН создана линейка унифицированных фотоприемных модулей, обеспечивающих регистрацию лидарных сигналов в диапазоне 0.26 – 1.6 мкм в режимах аналогового сигнала и счета фотонов на основе ФЭУ и лавинных фотодиодов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (Соглашение № 14.613.21.0003 - уникальный идентификатор RFMEFI61314X0003).

Литература

1. Bösenberg J, Ansmann A., Baldasano J.M., Balis D., Böckmann Ch., Calpini B., Chaikovsky A., Flamant P., Hågård A., Mitev V., Papayannis A., Pelon J., Resendes D., Schneider J., Spinelli N., Trickl T., Vaughan G., Visconti G., Wiegner M. EARLINET-A European Aerosol Research Lidar Network // Advances in Laser Remote sensing, Selected papers 20th Int. Laser Radar Conference (ILRC), Vichi, France, 10-14 July 2000. P. 155-158.

2. Murayama, T., Sugimoto N., Matsui I., Liu Z., Sakai T., Shibata T., Iwsasaka Y., Won J.G., Yoon S.C., Li T., Zhou J., Hu H. Lidar Network Observation of Asian Dust // Advances in Laser Remote sensing, Selected papers 20th Int. Laser Radar Conference (ILRC), Vichi, France, 10-14 July 2000. P. 169-177.

3. Чайковский А.П., Иванов А.П., Балин Ю.С., Ельников А.В., Тулинов Г. Ф., Плюснин И. И., Букин О. А., Чен Б.Б. Лидарная сеть CIS-LiNet для мониторинга аэрозоля и озона: методология и аппаратура // Оптика атмосферы и океана. 2005. V. 18, №12. С. 1066 – 1072

4. Пеннер И.Э., Балин Ю.С., Макарова М.В., Аршинов М.Ю., Воронин Б.А., Белан Б.Д., Васильченко С.С., Сердюков В.И., Синица Л.Н., Половцева Е.Р., Кабанов Д.М., Коханенко Г.П. Измерения содержания водяного пара различными методами. Сравнения профилей водяного пара и аэрозоля. // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т.27. №8. С.728-738.

5. J. Bösenberg, R. Hoff. Plan for the implementation of the GAW Aerosol Lidar Observation Network GALION // GAW report No. 178, 2007. 46 p.

6. Слесарь А.С., Чайковский А.П., Иванов А.П., Денисов С.В., Король М.М., Осипенко Ф.П., Балин Ю.С., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э. Фотоприемные модули для лидарных станций в сети CIS-LiNet // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т.26. №12. С. 1073–1081

ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНДЕНСАЦИОННЫХ СВОЙСТВ СМЕШАННОГО ДЫМА НА РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЯХ ЕГО ДЛИТЕЛЬНОЙ ЭВОЛЮЦИИ

В.С. Козлов, Р.Ф. Рахимов, В.П. Шмаргунов, А.Г. Тумаков
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск
e-mail: {vkozlov, temur, vpsh}@iao.ru

Ключевые слова: аэрозоль, оптические и микрофизические характеристики, поляризационный спектронефелометр, вариации влажности воздуха

В Большой аэрозольной камере ИОА СО РАН (объем 1800 м^3) проведен для смешанного древесного дыма эксперимент по изучению динамики оптико-микрофизических свойств аэрозоля в течение 6 суток с периодическим увлажнением частиц в диапазоне относительной влажности воздуха 45-95%. По данным спектронефелометрических измерений коэффициентов углового рассеяния, решения обратной задачи для субфракций микро-, средне- и крупнодисперсных частиц, расчетов по теории Ми проанализирована динамика дисперсного состава и комплексных показателей преломления фракций, коэффициентов ослабления и рассеяния, локационного рассеяния и альбедо однократного рассеяния. Показано, что при старении дыма особенности вариаций его аэрозольных характеристик в поле переменной влажности воздуха существенно изменяются. Важным фактором в изменчивости оптико-микрофизических свойств смешанного “сухого” и увлажненного дыма, являются действующие на всех стадиях процессы миграции микродисперсной сажи по спектру размеров. Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (Соглашение № 14.604.21.0100 - уникальный идентификатор RFMTFI60414X0100), гранта РФФИ № 15-05-01983.

1. Введение. Изменчивость оптико-микрофизических свойств атмосферного аэрозоля модулируется вариациями такого важного локального фактора, как относительная влажность воздуха [1]. Значительный интерес представляют исследования конденсационных свойств дымовых аэрозолей, генерируемых в ходе многочисленных природных и антропогенных процессов горения углеводородных топлив: эмиссий автомобильного транспорта, морских судов, авиации, выбросов промышленных предприятий, тепловых станций, частного сектора в отопительные сезоны, горения биомассы при лесных пожарах и др. [2]. Задача становится особенно актуальной, поскольку аэрозоли горения являются основными источниками поступления в состав атмосферного аэрозоля сильнопоглощающей сажевой компоненты, которая сильно воздействует на аэрозольный радиационный форсинг в атмосфере и климатические изменения.

В Большой аэрозольной камере ИОА СО РАН объемом 1800м^3 (БАК) проведен в контролируемых условиях эксперимент по изучению особенностей изменения реакции (отклика) оптических и микрофизических характеристик смешанного древесного дымового аэрозоля на вариации относительной влажности воздуха в ходе длительной эволюции дыма.

Проанализированы временная динамика измеренных и рассчитанных оптико-микрофизических параметров дымового аэрозоля в условиях “сухой” трансформации дыма в аэрозольной камере и периодического воздействия на аэрозоль посредством контролируемого изменения относительной влажности воздуха в пределах 45-95%.

2. **Аппаратура и методика исследований.** Смешанный дым создавался при постепенном заполнении аэрозольной камеры смесью дымов режима тления (400°С) и пламенного горения (700°С) древесины сосны в двух муфельных печах. Дым из БАК поступал в проточном режиме в увлажнитель воздуха, в котором относительная влажность воздуха могла меняться программно от 45 до 95%, и затем в камеру спектронефелометра объемом 100 л. В ходе эксперимента дымовой аэрозоль периодически через 10 часов подвергался 2х-часовым воздействиям переменной влажности воздуха. Спектронефелометр АПСН-02 производил каждые 7-10 мин измерения коэффициентов углового аэрозольного рассеяния $\beta(\lambda_i, \theta_j)$ для длин волн λ_i = 455, 525, 585, 630 нм, углов рассеяния θ_j= 15, 45, 110, 135, 165° и двух ортогональных состояний поляризации [3]. Высокая чувствительность прибора обеспечила регистрацию 40 компонент вектора измерений на уровне молекулярного рассеяния света с погрешностью 3%. Измерения в смешанном дыме выполнялись непрерывно в течение 6 суток его эволюции в БАК. По данным измерений β решалась обратная задача [4] и для субфракций микро- (30-100 нм), средне- (100-220 нм) и крупнодисперсных (200-550 нм) частиц определялись распределения сечения и объема частиц по размерам и их комплексные показатели преломления. Также по теории Ми рассчитывались эффективный размер частиц, коэффициенты аэрозольного ослабления, рассеяния и локационного рассеяния, альбедо однократного рассеяния.

Результаты измерений. Анализ результатов показал, что методика циклического влажностного воздействия позволяет рассмотреть особенности динамики параметров аэрозоля в условиях “слабой” (RH <60%) и “сильной” (RH > 60%) конденсационной изменчивости на различных стадиях эволюции дыма в ходе смешения продуктов тления и пламенного горения. Из рис. 1 видно, что динамика аэрозольных параметров при 6-суточной эволюции дыма для двух диапазонов влажности кардинально отличается. Для невысоких влажностей отчетливо проявляется характерная “сухим” дымам долговременная динамика состава аэрозоля в БАК. Эффективный радиус частиц $r_{эф}$, варьируя в пределах 145-180 нм, достигает максимума на 2-е сутки эволюции, иллюстрируя обычную вневлажностную динамику трансформации дымовых

частиц при выстаивании в закрытом объеме БАК. Альбедо однократного рассеяния ω, изменяясь от 0.89 до 0.73, достигает минимума на 3-и сутки и затем возрастает до 0.86. Подобная динамика наблюдается и для параметра локационного рассеяния.

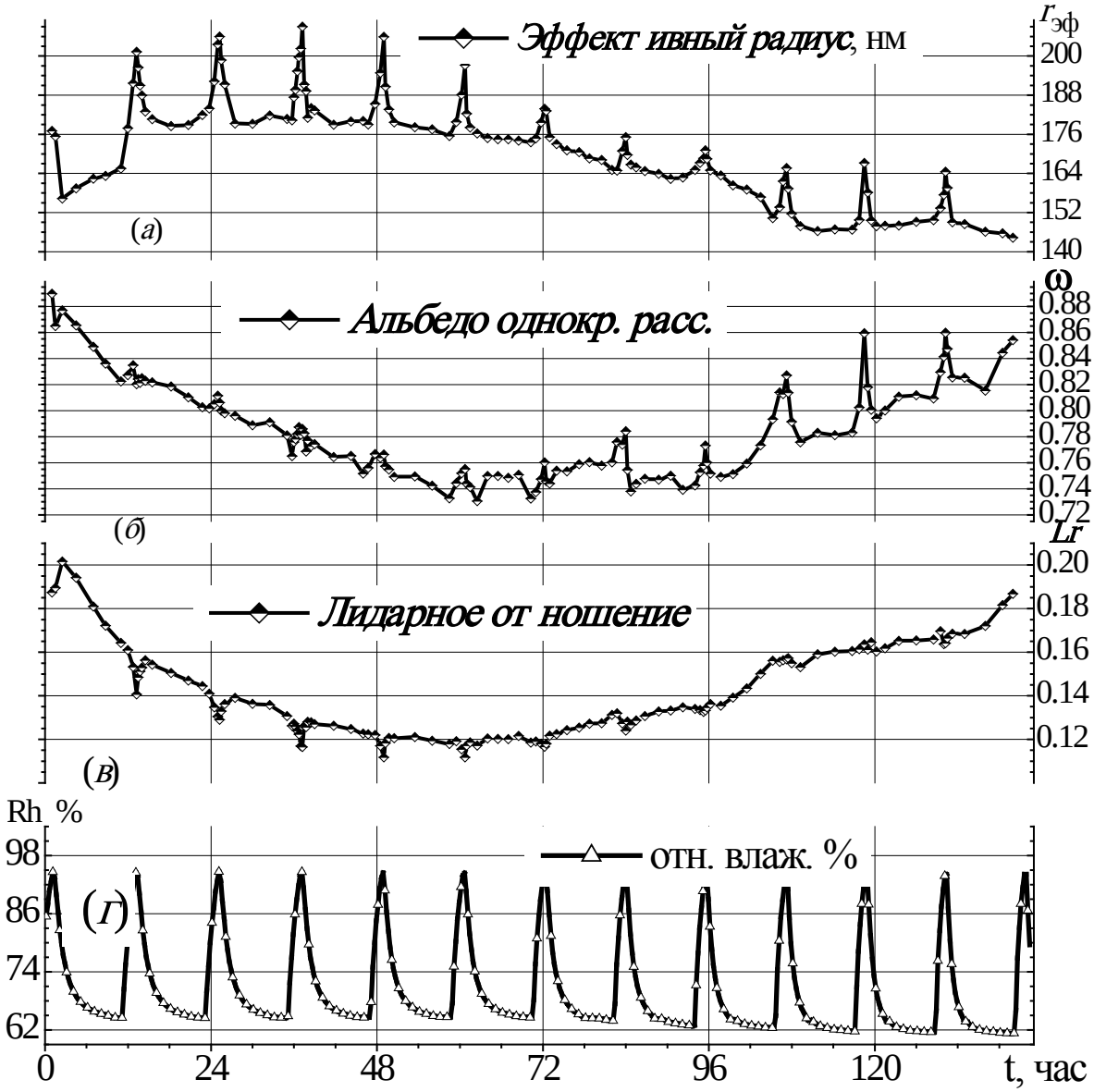


Рис.1. Динамика эффективного размера частиц (а), альбедо однократного рассеяния на длине волны 525нм (б), лидарного отношения (в) при изменениях относительной влажности воздуха (г).

Реакция параметров дымового аэрозоля на циклические вариации относительной влажности заметно меняется по ходу дымового эксперимента. Воздействие *RH* на эффективный радиус частиц приводит к появлению на кривых локальных максимумов, которые обнаруживают согласующееся с ростом *RH* увеличение $r_{эф}$ в среднем на 25-30 нм. После 3-х суток старения дыма во влажностной динамике альбедо (при низком содержании микродисперсной фракции частиц) проявляется эффект значительного возрастания ω на 0.05-

0.08. Для лидарного отношения воздействие влажности приводит к уменьшению его значений, которое выражено в первые 3-е суток, и становится слабым при дальнейшей эволюции дыма.

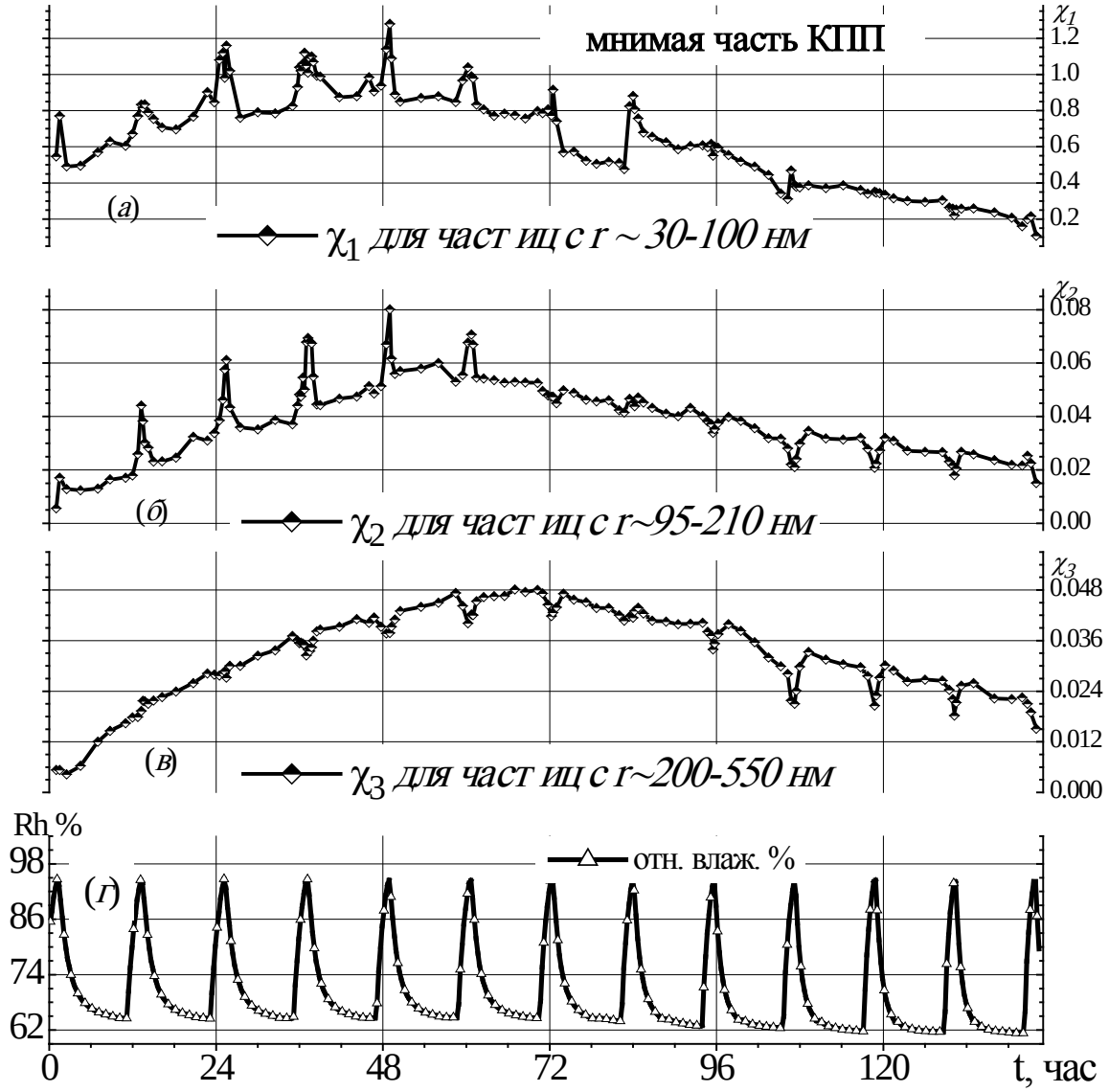


Рис. 2. Динамика показателя поглощения для микродисперсной фракции (а); среднедисперсной фракции 100 <r<210 нм (б); крупнодисперсных частиц r> 210 нм (в) с относительной влажностью воздуха (г).

Трансформация неувлажненного дыма обусловлена суперпозицией процессов миграции частиц сажи размерами 30-100 нм и мельче по всему спектру размеров, а также стока частиц на стенки БАК. Наиболее активно перекачка сажи в оптически активный диапазон размеров значима на начальных стадиях эволюции дыма и приводит к тому, что значения χ_i трех фракций активно возрастают в течение первых 2-3 суток, достигают максимумов ~ 0.85-0.05 и затем уменьшаются (рис.2). Влажностное воздействие на динамику χ_1 и χ_2 активно проявляется в 1-3 сутки и служит дополнительным стимулятором роста показателей поглощения за счет миграции сажи. При последующей эволюции характер воздействия влажности изменяется: значения $\chi_{1,2}$ уменьшаются, что можно объяснить обводнением

дымовых частиц. Для крупнодисперсных частиц динамика определяется конденсационным типом воздействия. Признаки влажностного повышения воздействия поглощающей компоненты дымовых аэрозолей или водной компоненты прослеживаются и во временной динамике показателя преломления дымовых частиц m_i. Для крупнодисперсных частиц m_3 при возрастании RH до 95 % уменьшается от 1.57 до 1.48, что объясняется конденсационным увеличением в составе частиц содержания воды. Аналогичная динамика m_2 характерна для среднедисперсных частиц. Воздействие поглощающей сажевой компоненты при увлажнении дыма просматривается лишь для микродисперсных частиц в динамике m_1 и сохраняется 1-2 сутки, затем ослабевает. Влияния водной компоненты на изменения m_1 не наблюдалось.

Заключение. По результатам дымового эксперимента в Большой аэрозольной камере ИОА СО РАН установлено, что физико-химическая разнородность состава отдельных фракций в дымах горения биомассы, возникающая за счет сажевой компоненты при смешении в атмосфере дымов тления и пламенного горения, характерных лесным пожарам, является важным фактором формирования и изменчивости оптико-микрофизических свойств аэрозольной компоненты. Этот фактор в сочетании с процессом конденсационной изменчивости аэрозоля в поле переменной влажности воздуха определяет особенности динамики дымового аэрозоля в ходе его длительной эволюции. Показано, что, несмотря на полученные невысокие значения параметра конденсационной активности по величине коэффициента рассеяния, изменчивость радиационно-значимых оптико-микрофизических характеристик смешанного дыма высока.

Литература

1. *Георгиевский Ю.С., Розенберг Г.В.* Влажность как фактор изменчивости аэрозоля // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1973. Т. 9. №2. С. 126-137.

2. *Кондратьев К.Я., Григорьев Ал. А.* Лесные пожары как компонент природной экодинамики // Оптика атмосферы и океана. 2004. Т. 17. № 04. С. 279-292.

3. *Козлов В.С., Шмаргунов В.П., Тумаков А.Г., Панченко М.В., Рахимов Р.Ф.* Угловой поляризационный спектронефелометр APSN-02 для изучения оптико-микрофизических свойств атмосферного субмикронного аэрозоля // Аэрозоли Сибири. XVIII Рабочая группа: Тезисы докладов. Томск: Изд-е ИОА СО РАН. 2011. С.78.

4. *Рахимов Р.Ф., Макиенко Э.В.* Некоторые методические дополнения к решению обратной задачи для восстановления параметров дисперсной структуры дымов смешанного состава // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т.23. № 3. С.183-190.

СЕЗОННАЯ И СУТОЧНАЯ ДИНАМИКА РАЗЛИЧИЙ “ГОРОД–ФОН” ДЛЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ СУБМИКРОННОГО АЭРОЗОЛЯ И САЖИ

В.С. Козлов, Е.П. Яушева, М.В. Панченко, Д.Г. Чернов, В.П. Шмаргунов
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск
e-mail: {vkozlov, helen, pmv, chernov, vpsh}@iao.ru

Ключевые слова: приземный слой, субмикронный аэрозоль, концентрация сажи (Black Carbon), различия “город-фон”, годовой и суточный ходы

По данным одновременных мониторинговых измерений на Аэрозольной станции ИОА СО РАН (окраина г. Томска) и в обсерватории “Фоновая” (лесная зона, 60 км западнее города) в ноябре 2013–феврале 2015г.г. исследуется изменчивость влияния города на массовые концентрации приземного субмикронного аэрозоля и сажи. Для среднемесячных и среднесезонных концентраций проанализированы особенности вклада города (разности “город-фон”) в динамику годового и суточного хода. Показано, что в течение года вклад города изменяется синхронно с концентрацией аэрозоля и сажи в городе, т.е. наибольший прирост концентраций происходит зимой, а наименьший летом. Установлено, что среднесезонные превышения “город–фон” для концентраций составили зимой, весной, летом и осенью – 18,8; 11.2; 6.5; 10.3 мкг/м^3 – для аэрозоля и 1.0; 0.38; 0.43; 0.37 мкг/м^3 – для сажи. В суточном ходе наибольшее влияние города наблюдается в вечернем максимуме (~22ч), в это время пределы вариаций вклада между летом и зимой составили 12÷25мкг/м^3 – для аэрозоля, 1.1÷1.3мкг/м^3 – для сажи. В минимуме суточного хода (~15ч) вариации “приростов” среднемесячных концентраций для аэрозоля – 4.3÷14.6 мкг/м^3, сажи– 0.21÷0.68 мкг/м^3. Для годового и суточного ходов получена устойчивая корреляция разностей “город-фон” с концентрациями в городе (коэффициенты корреляции ~0.96), однако линейное приближение не обеспечивает с приемлемой погрешностью аппроксимацию и восстановление временных ходов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (Соглашение № 4.604.21.0100 - уникальный идентификатор RFMTFI60414X0100), гранта РФФИ № 15-05-01983.

Введение. В последние годы значительное внимание уделяется исследованию влияния городов на аэрозольный состав атмосферы в различных регионах [1]. На Аэрозольной станции ИОА СО РАН (Академгородок, юго-восточная окраина г. Томска) за период мониторинговых наблюдений с 1997г. накоплен длинный ряд измерений оптико-микрофизических характеристик аэрозоля в приземном слое воздуха [2]. При расположении измерительной станции вблизи промышленного города возникает необходимость регулярных оценок изменчивости соотношения между среднерегиональным аэрозольным фоном и вкладом в состав аэрозоля городских эмиссий и, соответственно, разработки методик параметризации таких связей для рядов многолетних измерений. С целью определения вклада города в концентрации субмикронного аэрозоля и сажи, регистрируемые на Аэрозольной станции ИОА,

нами в разные месяцы 2001, 2003 и 2011г.г. проводились в экспедиционных условиях одновременные аэрозольные измерения в обсерватории «Фоновая», расположенной в лесной зоне в 60 км западнее г. Томска [3]. С ноября 2013г. в обсерватории был установлен комплекс аппаратуры для проведения фоновых аэрозольных измерений в режиме мониторинга. В работе анализируются результаты одновременных двухточечных аэрозольных измерений, оценки вклада города в концентрации аэрозоля и сажи в годовом и суточном ходах.

Аппаратура и методика измерений. На Аэрозольной станции ИОА СО РАН, расположенной в Академгородке на юго-восточной окраине г. Томска (56.28° с.ш., 85.05° в.д.), с 1997г. ведутся непрерывные (с периодичностью 1 раз в час) измерения коэффициента углового рассеяния сухой основы субмикронного аэрозоля μ (45°) (Мм$^{-1}$ ср$^{-1}$) на длине волны 0.51 мкм и массовой концентрации поглощающего вещества (сажи, Black Carbon) в составе частиц M_{BC} (мкг/м^3). По данным о коэффициенте углового рассеяния определяется массовая концентрация субмикронного аэрозоля M_A (мкг/м^3) [4]. Регистрация μ(45°) проводится с помощью нефелометра ФАН-А с чувствительностью около 1 Мм$^{-1}$ ср$^{-1}$. Концентрация сажи измеряется аэталометром МДА-02 [5] разработки ИОА СО РАН, аналогичным по принципу действия прибору в работе [6]. Для измерений концентрации аэрозоля в обсерватории “Фоновая” использовался нефелометр ФАН. Регистрация концентрации сажи выполнялась с помощью аэталометра MAAP 5012 (Thermoscientific Fisher Inc., USA). Перед началом двухточечных измерений оба аппаратурных комплекса были установлены на Аэрозольной станции ИОА и проведена их интеркалибровка на основе синхронных измерений в приземном аэрозоле.

Результаты исследований. Анализ результатов двухточечных измерений показал, что в годовом ходе абсолютный вклад города в аэрозольную компоненту $\Delta M_A = M_{AT} - M_{AF}$ (мкг/м^3) изменяется синхронно с концентрацией аэрозоля M_{AT} в городе (рис.1), а для сажи $\Delta M_{BC} = M_{BCT} - M_{BCF}$ (мкг/м^3) синхронно с концентрацией сажи M_{BCT} в городе (рис.2). На рисунке M_{AF} и M_{BCF} – соответствующие фоновые концентрации. Из отмеченного следует, что наибольший прирост концентраций за счет городских эмиссий происходит зимой, а наименьший летом. На рис. 1, 2 также приведены концентрации в пунктах измерений и отношения $D_A = M_{AT}/M_{AF}$ и $D_{BC} = M_{BCT}/M_{BCF}$. Параметры относительного вклада города менее устойчивы по сравнению с параметрами абсолютного вклада, поскольку зависят от значений фоновых концентраций, что может приводить к противоречивым выводам о межсезонной динамике вклада города по этим

характеристикам. Такое “противоречие”, например, видно на рис. 2 при сравнении “типичного” годового хода ΔM_{BC} с “нетипичным” ходом $D_{BC} = M_{BCT} / M_{BCF}$.

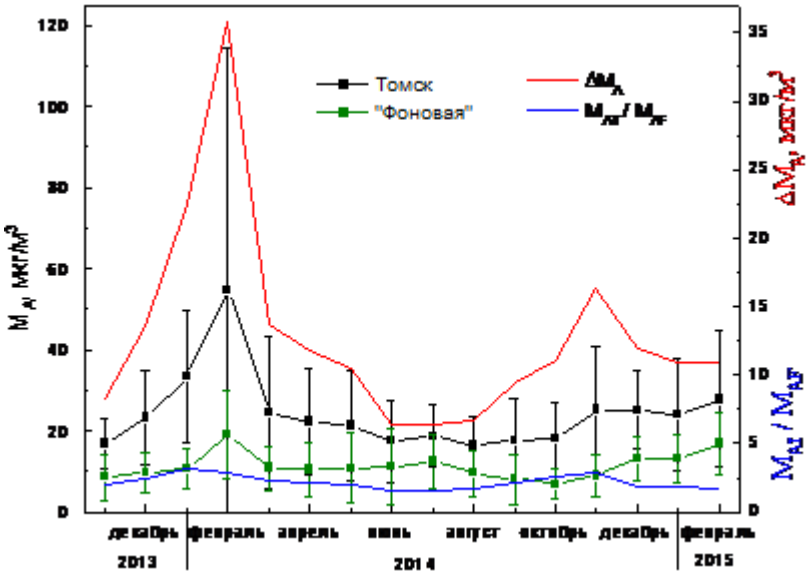


Рис. 1. Годовой ход среднемесячных концентраций аэрозоля в Томске M_{AT}, в обсерватории “Фоновая” M_{AF}, их разности ΔM_A и отношения $D_A = M_{AT} / M_{AF}$.

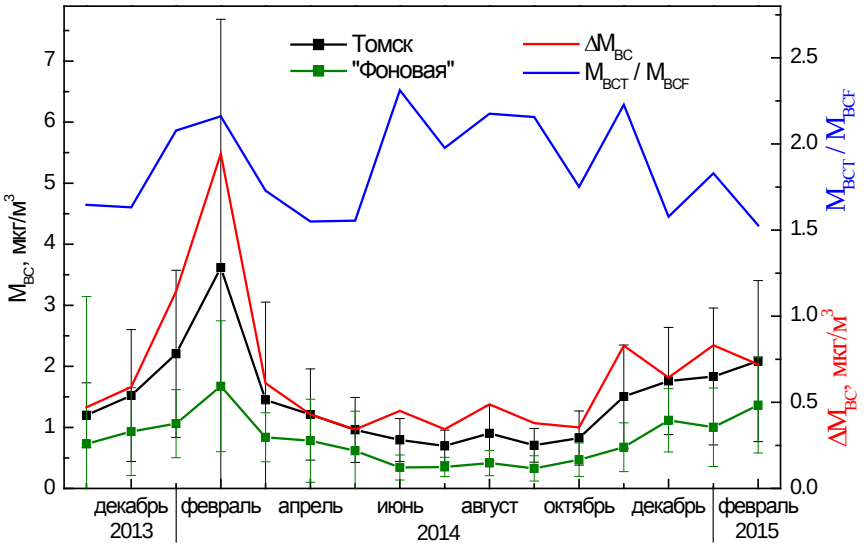


Рис. 2. Годовой ход среднемесячных концентраций сажи в Томске M_{BCT}, в обсерватории “Фоновая” M_{BCF}, их разности ΔM_{BC} и отношения $D_{BC} = M_{BCT} / M_{BCF}$.

Оценки показали, что среднесезонные превышения “город–фон” составили зимой, весной, летом и осенью – 18,8; 11.2; 6.5; 10.3 мкг/м^3 – для аэрозоля и 1.0; 0.38; 0.43; 0.37 мкг/м^3 – для сажи. Летом на оценки могли повлиять дымы лесных пожаров, наблюдавшиеся в этот период в соседних регионах. Подтверждением такому эффекту служит снижение среднемесячных значений относительного содержания сажи P в летний период до ~0.04, что можно рассматривать как признак влияния дымов лесных пожаров [7]. Несмотря на согласованную

динамику вклада города с концентрациями аэрозоля и сажи в городе (рис. 3а, б; коэффициенты линейной корреляции R =0.95÷0.96), использование полученных аналитических выражений не позволяет с приемлемой погрешностью описать годовые ходы. С этой целью необходим поиск и использование для исследуемых характеристик нелинейных аппроксимаций.

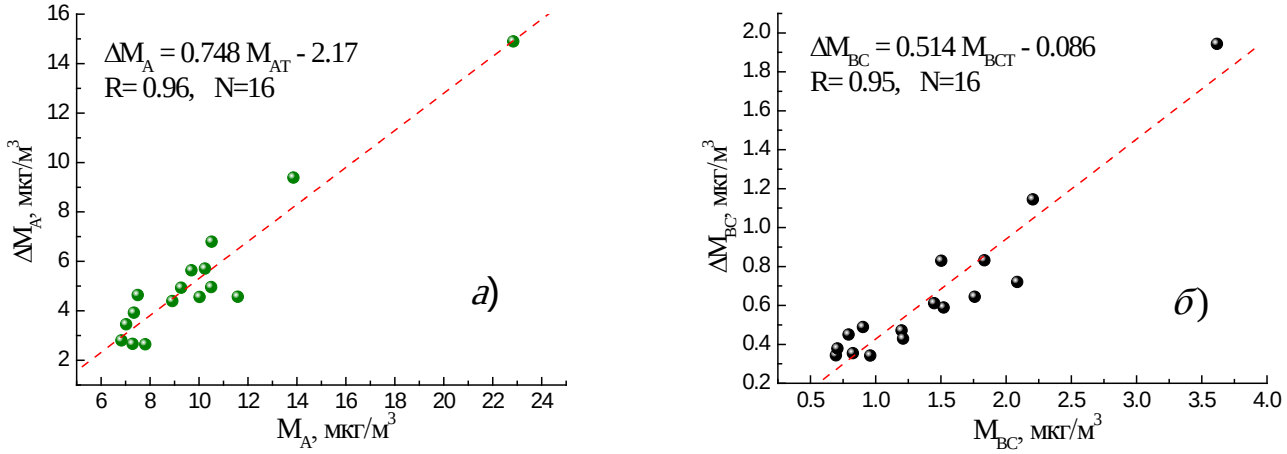


Рис. 3. Корреляционные связи среднемесячных значений вклада города со значениями концентраций в г. Томске для аэрозоля (а) и сажи (б).

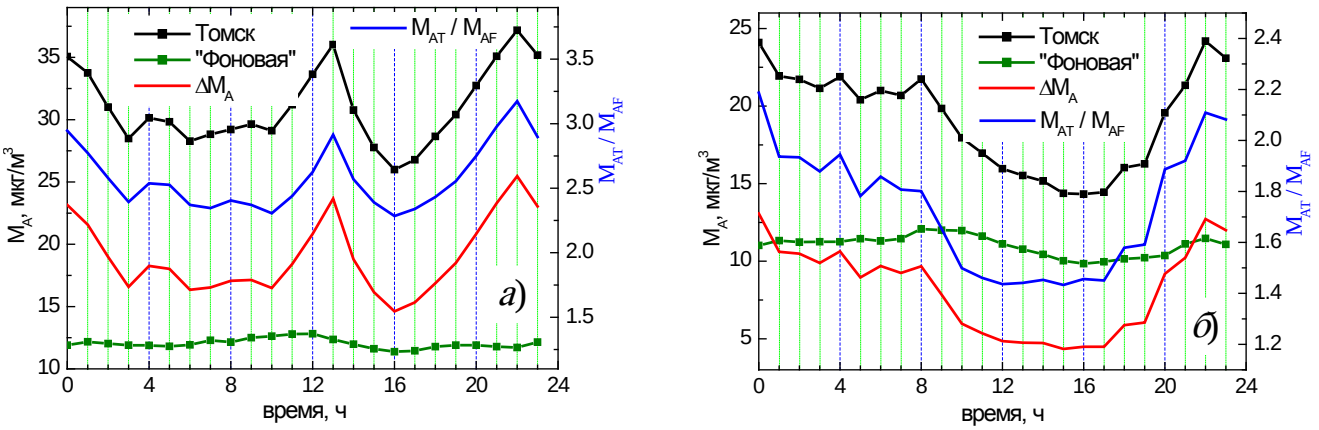


Рис. 4. Среднесезонный суточный ход концентраций аэрозоля в г. Томске и в обсерватории “Фоновая”, их разность и отношение зимой 2013-2014г.г. (а) и летом 2014г. (б).

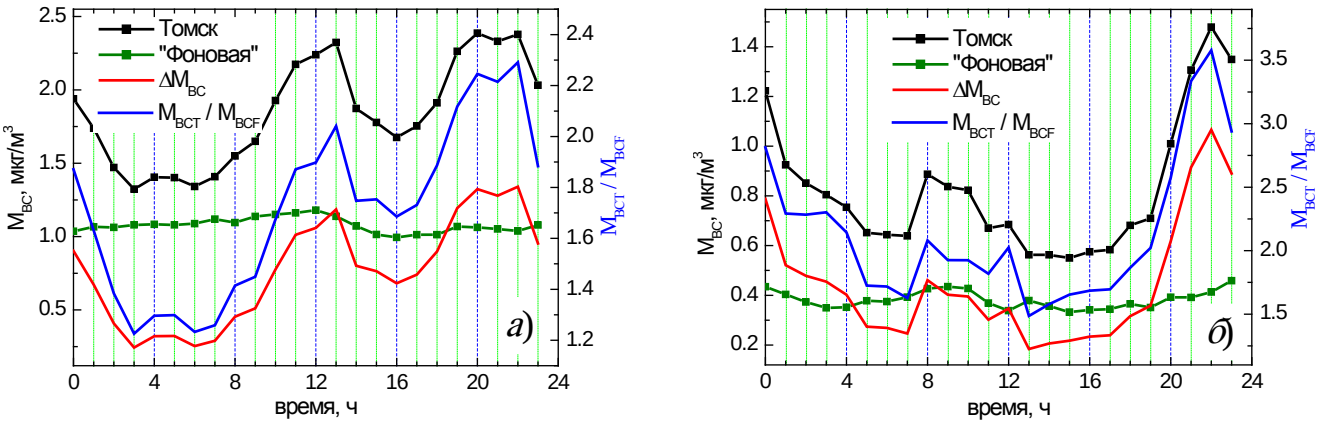


Рис.5. Среднесезонный суточный ход концентраций сажи в г. Томске и обсерватории “Фоновая”, их разность и отношение зимой 2013-2014г.г. (а) и летом 2014г. (б).

В суточном ходе вклада города в концентрации аэрозоля и сажи (рис.4,5) проявляются все особенности, полученные для годового хода (рис.1,2). Оценки показали, что в суточном ходе наибольший вклад города приходится на вечерний максимум (~22ч) – пределы вариаций между летом и зимой здесь составили 12÷25мкг/м^3 – для аэрозоля, 1.1÷1.3мкг/м^3 – для сажи. Наименьшие приросты концентраций за счет города происходят в минимуме суточного хода (~15ч), где вариации вклада города для аэрозоля – 4.3÷14.6 мкг/м^3, сажи– 0.21÷0.68 мкг/м^3.

Заключение. Впервые проведены для всех сезонов года двухточечные мониторинговые измерения концентраций аэрозоля и сажи в приземном слое атмосферы в Академгородке г. Томска и в среднерегиональных фоновых условиях (обсерватория “Фоновая”). Установлено, что формы годового хода абсолютного вклада города в содержание аэрозоля (сажи) и годового хода концентрации аэрозоля (сажи) в городе близки между собой. Такая особенность справедлива и для суточного хода. В сезонной динамике наибольшее влияние города происходит зимой, а наименьшее летом. В суточном ходе пределы вариаций вклада города связаны с вечерним максимумом и дневным минимумом. Показано что линейные аппроксимации связей параметров не обеспечивают приемлемой погрешности восстановления временных ходов концентраций, что требует поиска нелинейных параметризаций.

Литература.

1. *Кондратьев К.Я.* От нано- до глобальных масштабов: свойства, процессы образования и последствия воздействий атмосферного аэрозоля. 5. Аэрозоль и химические процессы в атмосфере. // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т. 18. № 03. С. 193-206.

2. *Козлов В.С., Панченко М.В., Яушева Е.П.* Временная изменчивость содержания субмикронного аэрозоля и сажи в приземном слое атмосферы Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т.20. №12. С. 1082-1085.

3. *Яушева Е.П., Панченко М.В., Козлов В.С., Терпугова С.А., Чернов Д.Г.* Влияние города на аэрозольные характеристики атмосферы Академгородка г. Томска в переходные сезоны. // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 11. С. 981-988.

4. *Горчаков Г.И., Свириденков М.А.* Однопараметрическая модель приземного аэрозоля // Изв. АН СССР. Физ. атмосф. и океана. 1981. Т. 17. № 1. С. 39–49.

5. *Козлов В.С., Шмаргунов В.П., Полькин В.В.* Спектрофотометры для исследования характеристик поглощения света аэрозольными частицами // Приборы и техн. эксперим. 2008. № 5. С. 1–3.

6. *Hansen A.D.A., Rosen H., Novakov T.* The aethalometer – an instrument for the real time measurement of optical absorption by aerosol particles // Sci. Total Environ. 1984. V. 36. N 1. P. 191–196.

7. *Kozlov V. S. , Panchenko M. V. , Yausheva E. P.* Mass fraction of Black Carbon in submicron aerosol as an indicator of influence of smokes from remote forest fires in Siberia // Atmospheric environment. 2008. V.42. № 11. P.2611-2620.

ИССЛЕДОВАНИЕ СРЕДНЕМАСШТАБНЫХ ПЕРЕМЕЩАЮЩИХСЯ ИОНОСФЕРНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ НА ТРАССЕ ХАБАРОВСК-ТОРЫ

Иванова В.А.[1], Куркин В.И.[2], Чистякова Л.В.[3], Пежемская М.Д.[4], Подлесный А.В.[5], Думбрава З.Ф.[6]

[1-5] Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт солнечно-земной физики Сибирского отделения Российской академии наук

[6] Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт космофизических исследований и распространения радиоволн
Дальневосточного отделения Российской академии наук

E-mail: [1] moshkova@iszf.irk.ru, [2] kurkin@iszf.irk.ru, [3-4] chist@iszf.irk.ru,
[5] pav1986@rambler.ru, [6] labfiz@vzm.kht.ru

Ключевые слова: наклонное зондирование, ионограмма, перемещающееся ионосферное возмущение.

Аннотация. В работе по данным наклонного зондирования на трассе Хабаровск-Торы, проходящей над восточной частью России, исследуются среднемасштабные перемещающиеся ионосферные возмущения (СМ ПИВ), зарегистрированные в течение отдельных месяцев в зимних и летних условиях 2010-2013 гг. В результате проведенного исследования выявлены зависимости появления СМ ПИВ от времени суток и времени года. Была проведена оценка среднего времени существования СМ ПИВ.

В настоящее время перемещающиеся ионосферные возмущения (ПИВ) различных масштабов связываются с распространением в нейтральной атмосфере ВГВ [1]. Временные вариации максимальных наблюдаемых частот с периодами менее одного часа зачастую обусловлены особенностями – «серпами» на дистанционно-частотных характеристиках (ДЧХ). В работе [2] было проведено математическое моделирование, связывающее подобные «серпы» на ДЧХ с перемещающимися ионосферными возмущениями средних масштабов (СМ ПИВ). В данном исследовании было показано, что условия появления «серпов» на ионограммах наклонного зондирования зависят от амплитуды ПИВ, длины волны возмущения и направления его фазового фронта относительно трассы распространения.

В работе [3] на большом массиве данных слабонаклонного зондирования проведён статистический анализ регистрации серпообразных особенностей различных видов. Представлена классификация наблюдаемых «серпов» на ДЧХ, исследована зависимость среднего числа появлений и времени жизни «серпов» от времени суток для двух сезонов – летнего и зимнего. Определено, что «серпы» наблюдаются примерно в 10% всех изученных ионограмм.

Целью настоящей работы является исследование среднемасштабных ПИВ по серпообразным особенностям на ионограммах наклонного зондирования, полученных на

трассе Хабаровск-Торы. Привлечение данных наклонного зондирования к статистическим исследованиям появления СМ ПИВ имеет важное значение, т.к. этот вид диагностики состояния ионосферы позволяет получать информацию о труднодоступных регионах, не охваченных сетью вертикального зондирования.

Протяженность трассы Хабаровск – Торы составляет 2300 км. Координаты Хабаровска: 47.6° с.ш., 134.7° в.д., пос. Торы: 51.8° с.ш., 103° в.д. Координаты средней точки трассы: 50.8° с.ш., 119.6° в.д. На рис. 1 приведен пример двух последовательных ионограмм наклонного зондирования, полученных в феврале 2010 г., на которых присутствует «серп», двигающийся с течением времени по лучу Педерсена из области более высоких в область низких задержек.

В работе были рассмотрены 4 зимних и 2 летних месяца. По появлению серпообразных особенностей на ДЧХ регистрировались количество СМ ПИВ и длительность их существования. На рис. 2-3 приведены результаты проведенной обработки данных. На рис. 2а показаны изменения числа случаев появления СМ ПИВ внутри часовых интервалов в % для зимних месяцев. Максимальное количество случаев регистрации СМ ПИВ относится к дневному времени (0÷8 UT или 7÷15 LT). При этом длительность существования СМ ПИВ (рис. 2б) увеличивается к ночи. Наибольшее время существования СМ ПИВ наблюдалось в январе 2013 г. в 16, 18 и 19 UT (57,5 мин., 56,3 мин., 55 мин. соответственно). Летом регистрация СМ ПИВ была смещена на вторую половину дня – с 8 UT (15 LT) (рис. 3). Длительность существования СМ ПИВ не превышала 45 мин.

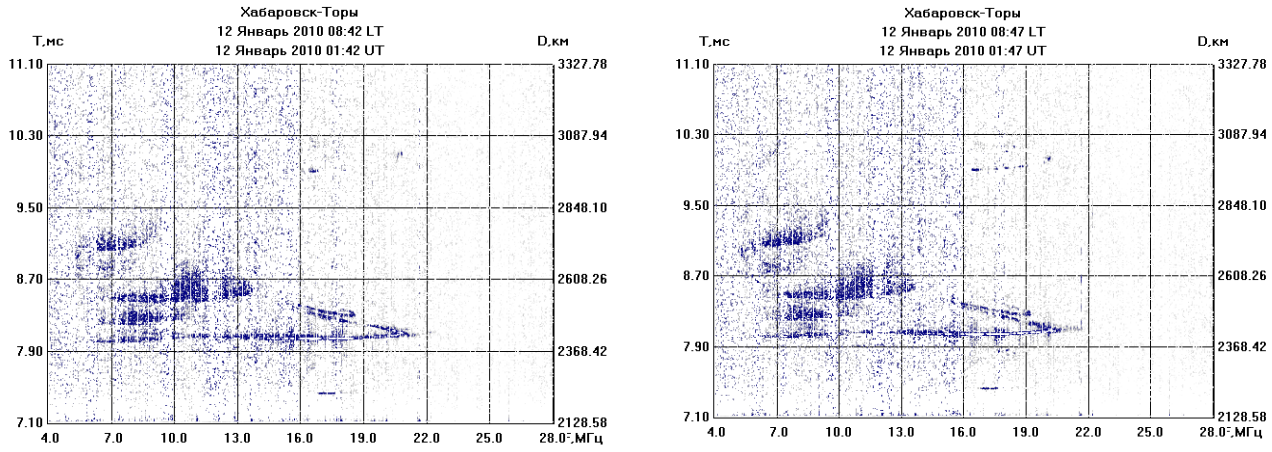


Рисунок 1. Пример ионограмм с особенностью типа «серп», перемещающейся вдоль луча Педерсена, полученных на трассе Хабаровск-Торы в январе 2010 г.

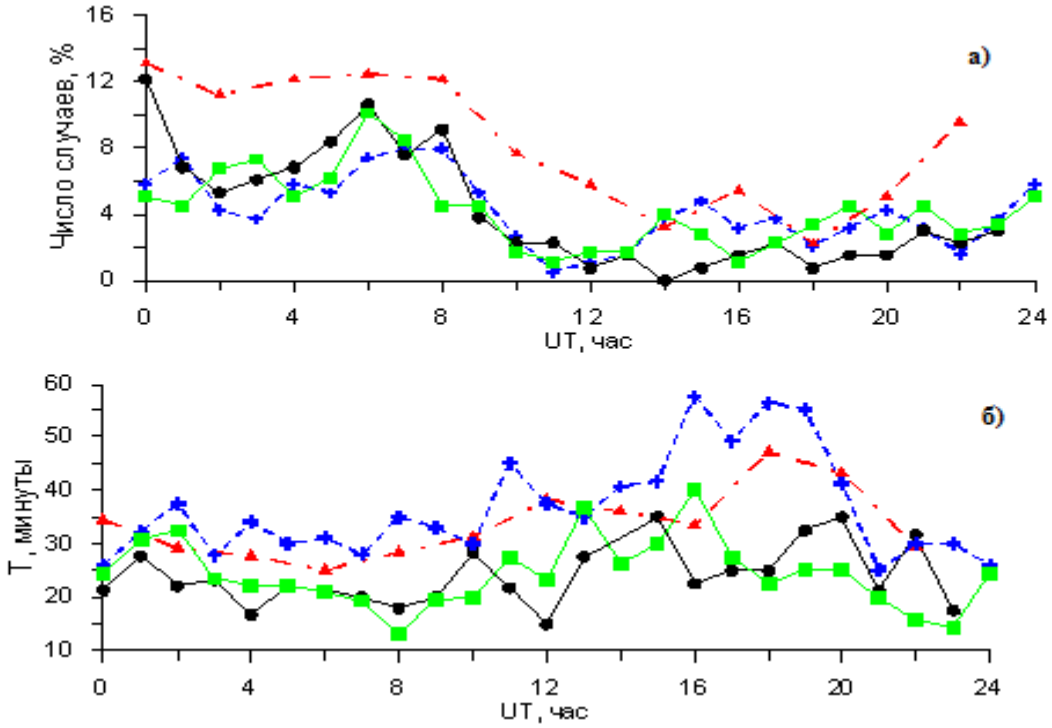


Рисунок 2. Суточный ход числа случаев появления СМ ПИВ внутри часовых интервалов в % (а) и длительность их существования в минутах (б) на трассе Хабаровск – Торы в феврале 2012 г. (сплошная чёрная линия с точками), январе 2013 г. (штриховая синяя линия с плюсами), феврале 2013 г. (штрих-пунктирная красная линия с треугольниками), январе 2010 г. (сплошная зелёная линия с квадратами).

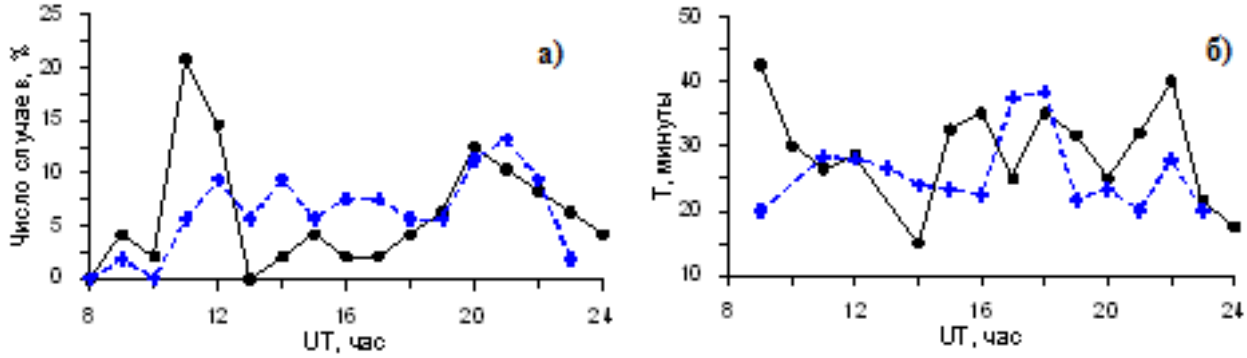


Рисунок 3. Суточный ход числа случаев появления СМ ПИВ внутри часовых интервалов в % (а) и длительность их существования в минутах (б) на трассе Хабаровск – Торы в августе 2011 г. (сплошная чёрная линия с точками) и в июле 2011 г. (штриховая синяя линия с плюсами).

В таблице 1 приведены общее количество зарегистрированных СМ ПИВ для рассматриваемых месяцев, а также среднее время их существования.

Таблица 1.

Месяц	Январь 2010	Февраль 2012	Январь 2013	Февраль 2013	Июль 2011	Август2011
Общее число СМ ПИВ	178	132	182	313	53	48
Среднее время существования СМ ПИВ, мин.	24,3	27	36,7	33,6	24,1	30

Выводы. В результате проведенного исследования регистрации СМ ПИВ на трассе

Хабаровск-Торы были выявлены зависимости появления СМ ПИВ от времени суток и времени года. Была проведена оценка среднего времени существования СМ ПИВ.

Работа выполнена в рамках грантов РФФИ No 14-05-00259-а. Авторы выражают благодарность И.Г. Брынько (ИСЗФ СО РАН) за проведение экспериментов, Д.В. Иванову (ИСЗФ СО РАН) за ведение базы данных наклонного зондирования.

1. *Hines C.O., et al.* The Upper Atmosphere in Motion. Geophys. Monogr. Ser., vol. 18, AGU Washington, D.C., 1974. 1027 p.

2. *Вертоградов Г.Г., Урядов В.П., Вертоградов В.Г.* Наклонное зондирование и моделирование ионосферного коротковолнового канала // Известия вузов. Радиофизика. Том XLVIII. No 6. 2005. С. 455-471.

3. *Куркин В.И., Ларюнин О.А., Подлесный А.В., Пежемская М.Д., Чистякова Л.В.* Морфологические особенности признаков перемещающихся ионосферных неоднородностей по данным слабонаклонного зондирования ионосферы // Оптика атмосферы и океана. Том 27. No 2. 2014. С. 158-163.

ОПТИМИЗАЦИЯ ПАРАМЕТРОВ ИЗМЕРИТЕЛЯ ВЫСОТЫ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОБЛАЧНОСТИ

А.И. Гришин[1], А.В. Крючков[1], А.А. Дорошкевич[2]

[1]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия
[2]Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Статья посвящена вопросам оптимизации параметров измерителя высоты нижней границы облачности. Авторы раскрывают задачи и возможные пути улучшения измерителя высоты нижней границы облачности. Особое внимание обращается улучшению функционирования устройства без изменения материальной базы. На основе анализа пожеланий потребителей определяется необходимость дополнительных опций изделия.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ЭФФЕКТИВНОСТЬ МЕТОДОВ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕСУРСОЁМКИХ ЗАДАЧ АТМОСФЕРНОЙ ОПТИКИ ПО ЛОКАЛЬНОЙ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ СЕТИ

Петров А.А., Калайда В.Т.

Национальный Исследовательский Томский Государственный Университет

alexey.petrov.tsu@gmail.com, kvt@iao.ru

Ключевые слова: распределенная система, алгоритм распределения, распределённые вычисления, имитационное моделирование.

В статье предлагаются методы распределения ресурсоёмких задач атмосферной оптики по узлам локальной вычислительной сети. Приведено описание алгоритмов, методики моделирования и результаты оценки.

Введение

Обработка экспериментальных данных дистанционного зондирования атмосферы зачастую требует больших вычислительных ресурсов. Однако задачи расчёта параметров векторов Стокса, элементов матрицы обратного рассеивания света, предварительной фильтрации, сглаживания и выделения промахов могут быть распараллелены, и их части могут быть реализованы на отдельных процессорах. К такому же классу задач относятся задачи оценки скорости движения ветра по перемещению облаков [1, 2]. Для решения указанной проблемы целесообразна разработка специальной программной платформы, объединяющей вычислительные ресурсы локальной сети [3].

Центральной функцией такой платформы является оптимальное распределение вычислительных задач по узлам сети. Сложность реализации этой функции обусловлена тем, что в случае малой нагрузки и большого количества доступных вычислительных ресурсов предпочтительны алгоритмы случайного доступа, а в случае высокой нагрузки и малого количества ресурсов – алгоритмы детерминированного доступа. Случай, когда нагрузка и количество ресурсов постоянно меняются, предпочтительно использовать гибридные алгоритмы, сочетающие в себе оба подхода.

Методы распределения задач

Для решения сформулированной задачи можно предложить следующие варианты алгоритма распределения вычислительных задач по узлам сети:

1. Случайный алгоритм
2. Параметрический алгоритм
3. Пульсирующее кольцо
4. Адаптивно-оптимальный алгоритм

Случайный алгоритм представляет собой случай полностью недетерминированного способа распределения вычислительных задач по узлам сети. При поступлении новой вычислительной задачи платформа отправляет её на случайный узел вычислительной сети.

Суть *параметрического алгоритма* состоит в том, что при поступлении новой вычислительной задачи от пользователя платформа собирает информацию о загруженности всех входящих в вычислительную среду узлов, ранжирует узлы по значению целевой функции и отправляет задачу на тот узел, значение целевой функции которого минимально.

В *алгоритме пульсирующего кольца* [4] ячейки объединены в кольцо и разбиты на логические группы. Количество групп в процессе функционирования системы меняется в моменты так называемых «пульсаций». Также в системе имеет маркер, указывающий на одну из групп. Процесс функционирования системы тактирован. Между тактами платформа накапливает поступающие задачи пользователя. На каждом такте работы алгоритма система оценивает количество поступивших за такт задач:

- Если новых задач не поступило, то текущая группа объединяется с последней группой.
- Если поступила одна задача, то она отправляет на случайный узел из текущей группы.
- Если количество новых задач меньше или равно количеству узлов в текущей группе, то она текущая группа делится по количеству новых задач.
- Если количество поступивших задач больше, чем узлов в текущей группе, то часть задач переносится на следующий такт.

После того, как вычислительная задача отправлена в ячейку вычисления, это ячейка изымается из кольца и возвращается в кольцо после освобождения.

В *адаптивно-оптимальном алгоритме* [5] изначально узлы существуют отдельно друг от друга, и не объединены ни в какую структуру. При поступлении вычислительной задачи все свободные на данный момент ячейки конкурируют за право принять задачу. Для решения этого конфликта все свободные ячейки объединяются в кольцо с маркером. Вычислительная задача отправляется в ячейку, на которую указывает маркер, после чего маркер сдвигается на следующую ячейку, а занятая ячейка изымается из кольца и начинает существовать отдельно от него. Система продолжает функционировать в данном режиме до наступления следующего конфликта, который возникнет в ситуации, когда из занятых ячеек выполнит вычислительную задачу и снова станет свободной. В этой ситуации все свободные ячейки (включая те, которые входят в кольцо), объединяются в новое кольцо, то есть происходит так называемая «реконфигурация» кольца.

Имитационное моделирование предложенных методов

Предложенные алгоритмы распределения задач оценивались по следующим характеристикам:

1. Среднее время принятия решения.
2. Средняя задержка вычислительных задач.
3. Количество передаваемых данных.
4. Отношение «операции алгоритма/полезная работа».

Для выбора наиболее рационального из предложенных алгоритмов по приведённым характеристикам в различных условиях работы целесообразно прибегнуть к технологии имитационного моделирования. Для этого была создана модель и реализована программа моделирования в среде GPSS World [6].

Модель представляет собой систему массового обслуживания с количеством приборов, равным количеству узлов в сети. Номер узла – источник очередной задачи, генерировался случайной равномерной функцией плотности распределения. Интервал времени между поступлением задач, и время выполнения задач распределены по нормальному закону. В результате моделирования определялся наименее загруженный узел, и задача передавалась на него. В процессе функционирования системы оценивались введённые выше характеристики алгоритмов.

Заключение

Подводя общий итог моделирования можно констатировать следующее:

1. Случайный алгоритм имеет наибольшее время задержки задач, но он не создаёт дополнительную нагрузку на узлы и сеть.
2. Параметрический алгоритм имеет наибольшие значения времени принятия решения, количества передаваемых данных и задержек среди трёх детерминированных алгоритмов.
3. Алгоритм пульсирующего кольца имеет средние значения исследуемых характеристик. Однако алгоритм пульсирующего кольца при его использовании создаёт большую нагрузку на узлы; при количестве узлов более 15 алгоритм не применим совсем, так как узлы все свое время заняты принятием решения и передачей данных, связанных с принятием решения, а не полезной работой.
4. Адаптивно-оптимальный алгоритм имеет самые низкие и самые устойчивые к увеличению количества узлов значения исследуемых характеристик среди исследуемых алгоритмов.

Принимая во внимание результаты моделирования, можно утверждать, что реализация адаптивно-оптимального алгоритма наиболее целесообразна для распределённой системы.

Список литературы

1. *Galileiskii V.P., Elizarov A.I., Kokarev D.V., Morozov A.M.* Direction and movement angular velocity determining of cloudiness with panoramic images of the sky // Proc. SPIE 9292, 20th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 929212 (November 25, 2014); doi:10.1117/12.2074811.
2. *Elizarov A.I., Nasonov S.V.* Determination of clouds motion characteristics in the atmosphere with LIDAR and digital cameras // Proc. SPIE 9292, 20th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 92921O (November 25, 2014); doi:10.1117/12.2074764.
3. *Alexey A. Petrov, Vladimir T. Kalayda.* Software platform of unified computing environment for calculations in optic atmosphere investigation // Proc. SPIE 9292, 20th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 929212 (November 25, 2014); doi:10.1117/12.2074721.
4. *Калайда В.Т., Головко А.В.* Протокол гибридного множественного доступа в моноканал локальной сети. // Оптика атмосферы и океана. 1988. Т. 1. № 06. С. 98-107.
5. *Головко А.В., Калайда В.Т.* Протокол нижнего канального уровня для локальной сети экспериментальных установок оптико-метеорологического профиля. // Оптика атмосферы и океана. 1988. Т. 1. № 05. С. 90-97.
6. *Боев В. Д.* Моделирование систем. Инструментальные средства GPSS WORLD. Учеб. пособие. СПб.: БХВ-Петербург, 2004. 368 с.

ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОПТИКО-МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ НА АРХИПЕЛАГЕ ШПИЦБЕРГЕН В 2011-2014 Г.Г.

Д.Г. Чернов[1], В.С. Козлов[1], М.В. Панченко[1], Ю.С. Турчинович[1],
В.Ф. Радионов[2], А.В. Губин[2], А.Н. Прахов[2]
[1]ФГБУН Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия
E-mail: {chernov, vkozlov, pmv, tus}@iao.ru
[2]ФГБУ Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт,
г. Санкт-Петербург, Россия.
E-mail: vradion@aari.ru, a-k-l@mail.ru, aleks.prahov@rambler.ru

Ключевые слова: аэрозоль, сажа, концентрация, Арктика, Шпицберген.

В 2011 – 2014 г.г. Институтом оптики атмосферы им. В.Е. Зуева (ИОА СО РАН, г. Томск) и Арктическим и Антарктическим научно-исследовательским институтом (ААНИИ, г. Санкт-Петербург) проводились в весенние и летние сезоны экспедиционные исследования характеристик приземного аэрозоля в районе п. Баренцбург (архипелаг Шпицберген). В режиме почасового круглосуточного мониторинга выполнялись измерения счетной концентрации частиц в диапазоне размеров 0.3-10 мкм, распределения частиц по размерам, массовые концентраций аэрозоля и сажи. Для измерений использовались оптические счетчики частиц Grimm 1.108 и 1.109; АЗ-10. Массовая концентрация сажи (EBC) измерялась аэталометром МДА-03 (разработка ИОА СО РАН). Получены ряды наблюдений, оценены среднесезонные и среднегодовые значения и их стандартные отклонения, рассмотрена сезонная и межгодовая изменчивость исследуемых параметров. Установлены особенности временной динамики средних значений аэрозольных характеристик, проведено их сопоставление с данными наблюдений на других станциях архипелага и в различных регионах Российской Арктики и субарктики.

Работа выполнена при частичной поддержке проекта № 23 Программы фундаментальных исследований Президиума РАН и гранта РФФИ № 15-05-01983.

Введение. Детальное изучение закономерностей изменчивости арктического аэрозоля нуждается в мониторинге состояния окружающей среды на сети стационарных станций для получения статистически обоснованных данных об уровне загрязнений. В настоящее время на архипелаге Шпицберген создается Российский научный центр (РНЦШ), в котором начались комплексные измерения для оценки воздействия атмосферного аэрозоля на экологию и климатические изменения в Арктическом регионе [1]. В РНЦШ предполагается создание единой инфраструктуры систем мониторинга природных процессов и состояния окружающей среды в районе Шпицбергена и на акватории Северного Ледовитого океана.

С 2011 г. Институтом оптики атмосферы совместно с Арктическим и антарктическим научно-исследовательским институтом Росгидромета проводятся экспедиционные исследования характеристик атмосферного аэрозоля на архипелаге Шпицберген. Измерения выполнялись в весенний и летний периоды на территории Гидрометеорологической

обсерватории ″Баренцбург″ (78,1° с.ш., 14,2° в.д.). В ходе измерений использовался комплекс аппаратуры: оптические счетчики частиц фирмы Grimm (модели 1.108, 1.109) либо АЗ-10 для измерений распределения частиц по размерам, счетной и массовой концентрации аэрозоля; трехволновый аэталометр МДА для измерения массовой концентрации микрокристаллического углерода (сажи) в аэрозоле.

Результаты наблюдений. По данным измерений рассчитывались интегральные параметры аэрозольных характеристик для всех массивов данных, полученных в 2011-2014 гг. В таблице приведены оценки средних значений и СКО для массивов за полный период измерений.

Таблица. – Средние значения и СКО для интегральных параметров – массовой M_A и счетной N_A (>0.3 мкм) концентраций аэрозоля и массовой концентрации сажи M_{BC}, N- количество почасовых измерений

период	$M_A \pm$ СКО, мкг*м$^{-3}$/ N	$N_A \pm$ СКО, см$^{-3}$/ N	$M_{BC} \pm$ СКО, мкг*м$^{-3}$/ N
2011	0.842 / 1494	4.31 / 1473	0.24 / 1094
2012	1,53 ± 2,05 / 1180	10,2 ± 11,54 / 1180	0,12 ± 0,19 / 1957
2013	6.1 ± 5.08 / 672	10.93 ± 9.51 / 672	0.17 ± 0.36 / 725
2014	2.53 ± 3.37 / 1427	6.06 ± 6.07 / 1427	0.14 ± 0.26 / 1453

Из таблицы видно, что в межгодовой изменчивости с 2011 по 2013 годы проявлялась устойчивая тенденция увеличения массовой и счетной концентраций аэрозоля, однако в 2014г. году произошло уменьшение как массовой (в 2.4 раза), так и счетной (в 1.8 раза) концентраций по сравнению с 2013 годом. Для массовой концентрации сажи максимальные среднегодовые значения наблюдались в 2011г., а с 2012 по 2014г.г. межгодовая изменчивость выражена слабее.

В сезонной изменчивости при переходе от весны к лету происходит уменьшение как массовой, так и счетной концентраций аэрозоля (исключением стало небольшое увеличение массовой концентрации аэрозоля летом 2012 г.). Для массовой концентрации сажи наблюдается обратная тенденция – рост средних концентраций в летний период. Такую динамику следует связывать с тем, что летом подстилающая поверхность свободна от снега и возрастает ветровое поступление пыли в приземный слой воздуха. Пыль дает вклад в аэрозольное поглощение, фиксируемый аэталометром, как эквивалентное увеличение концентрации сажи. Кроме того севернее пункта измерений располагаются действующие угольные шахты, из которых транспортируется уголь, и выветриваемая угольная пыль может стать источником неопределенностей в измерениях концентрации сажи.

На рис. 1 приведены средние весенние и летние объемные распределения частиц по размерам в районе Баренцбурга в 2011–2014 гг., иллюстрирующие сезонную изменчивость микроструктуры арктического аэрозоля. В 2011, 2012 и 2014 гг. от весны к лету в распределениях происходит уменьшение концентраций мелкодисперсных частиц и

увеличивается содержание крупнодисперсных частиц. Это приводит к тому, что наклон функций распределения частиц по спектру размеров, характеризующий его селективность, уменьшается, и кривые на графике становятся более пологими.

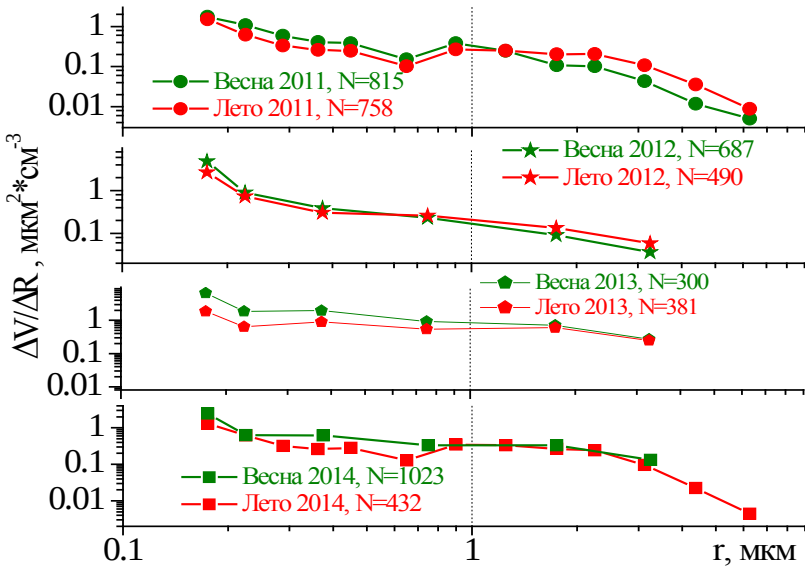


Рис 1. Сезонная изменчивость средних распределений частиц по размерам в районе Баренцбурга в 2011-2014г.г.

В 2013 г. происходило сезонное уменьшение концентраций обеих фракций и значительное уменьшение селективности распределения частиц. Полученная устойчивая тенденция сезонного уменьшения наклона распределений по размерам свидетельствует о росте доли крупных частиц в составе аэрозоля в летний период, что согласуется с повышением летом долевого вклада пылевой компоненты аэрозоля в величину аэрозольного поглощения.

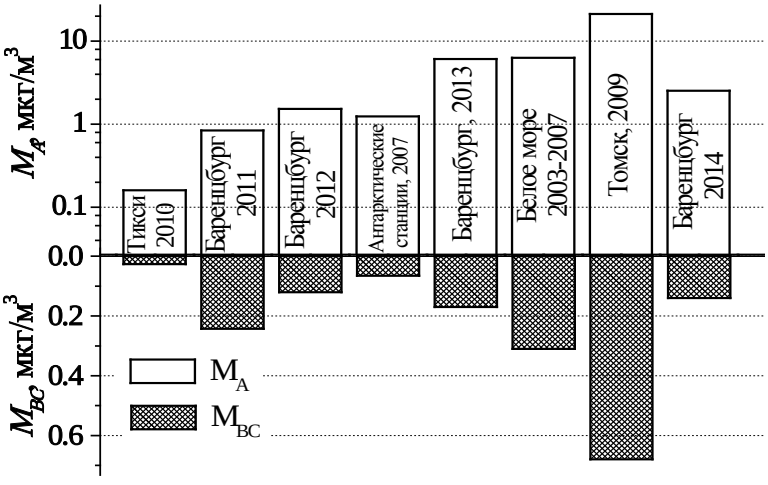


Рис. 2. Средние значения массовой концентрации аэрозоля и сажи для п. Баренцбург, высокоширотных районов Арктики, Антарктики и для континента (Томск).

На рис. 2 представлены средние массовые концентрации аэрозоля и сажи в районе п. Баренцбург в 2011–2014 гг. в сопоставлении с данными для высокоширотных районов (Тикси, Антарктические станции, Белое море) и континента (Томск) [2]. Анализ показал, что средние

концентрации аэрозоля и сажи в Баренцбурге занимают промежуточное положение между данными в Тикси (2010 г.) и более высокими значениями концентраций в районе Белого моря (2003–2007 гг.). Концентрации сажи на Шпицбергене устойчиво превышают ее содержание на антарктических станциях. Наибольшие средние концентрации обеих аэрозольных характеристик в Баренцбурге сопоставимы с концентрациями над Белым морем. Из этого следует, что состав арктического аэрозоля в районе Баренцбурга существенно варьирует и подвержен как воздействию процессов дальнего переноса загрязнений с континента, так и влиянию локальных источников и факторов накопления аэрозоля.

Полученные в весенне-летние периоды 2011–2014 гг. средние значения концентраций сажи в Баренцбурге значительно превышают, особенно в летний период, значения (~20 нг/ м^3), наблюдаемые на Норвежской научной станции Zeppelin (78,9°N, 11,9°E, 475 м над уровнем моря), находящейся в 100 км севернее Баренцбурга. Возможной причиной таких различий является то, что станция Zeppelin находится за пределами населенного пункта и в меньшей степени подвержена влиянию локальных местных источников аэрозоля.

Заключение. Анализ результатов измерений в 2011-2014г.г. в районе РНЦШ на архипелаге Шпицберген позволил выявить особенности долговременной (сезонной и межгодовой изменчивости) концентраций аэрозоля и сажи в приземном слое воздуха. При накоплении достаточно длинного ряда наблюдений выполняемые исследования позволят разрабатывать эмпирические оптические и микрофизические модели аэрозоля в регионе размещения полярной научной станции.

Работа выполнена при частичной поддержке проекта № 23 Программы фундаментальных исследований Президиума РАН.

Литература.

1. Саватюгин Л.М., Соловьянова И.Ю. Российский научный центр на архипелаге Шпицберген // Российские полярные исследования. 2011. № 1(3). С. 13-15.

2. Чернов Д.Г., Козлов В.С., Панченко М.В., Турчинович Ю.С., Радионов В.Ф., Губин А.В., Прахов А.Н. Особенности изменчивости концентраций аэрозоля и сажи в приземном слое воздуха в Баренцбурге (Шпицберген) в 2011-2013 г.г. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. №4(102). С.34-44.

ИОННЫЙ И ДИСПЕРСНЫЙ СОСТАВ АЭРОЗОЛЯ В РАЗНЫХ СЛОЯХ ТРОПОСФЕРЫ ФОНОВОГО РАЙОНА ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: СЕЗОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЗОНДИРОВАНИЯ В 2011-2013 ГГ.

Б.Д.Белан, Т.М.Рассказчикова, Д.В.Симоненков, Г.Н.Толмачев

Институт оптики атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН, г. Томск

bbd@iao.ru, simon@iao.ru, tgn@iao.ru

Ключевые слова: атмосферный аэрозоль, ионный состав, концентрация, дисперсность.

Аннотация. В данной работе представлены данные о вертикальном распределении концентраций ионов в аэрозоле и их сезонных особенностях, полученные в ходе лётных экспериментов самолёта-лаборатории Ту-134 «Оптик» в 2011 - 2013 гг. над районом Караканского бора в южной части правобережья Новосибирского водохранилища. Временная продолжительность каждого из полетов составляет около 2-х часов. Отбор проб производится на фильтры Петрянова АФА-ХП-20 на высотах и в слоях 7000–5500, 4000–3000, 2000–1500 и 1000–500 метров. Также обсуждаются закономерности вертикального распределения счетной концентрации аэрозоля и его дисперсного распределения в зависимости от сезона.

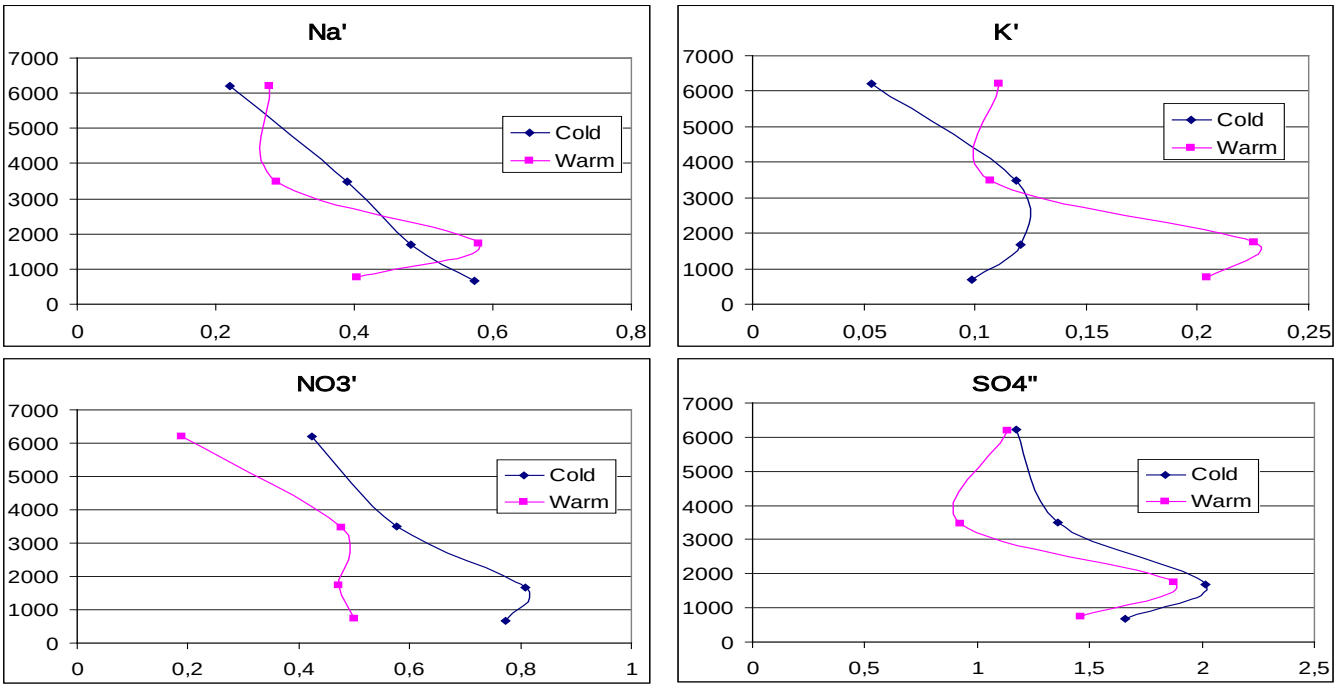
Зондирование атмосферы на самолете-лаборатории Ту-134 «Оптик» проводится, начиная с марта 2011 года, с почти ежемесячной периодичностью в тропосферном слое от 500 до 7000 м над Караканским бором, расположенном юго-западнее Новосибирска на правом берегу Новосибирского водохранилища вблизи границы НСО с Алтайским краем.

В этом фоновом районе зондирование производится на высотных эшелонах и слоях: 7000-5500, 4000-3000, 2000-1500, 1000-500 м. За 2011-2013 гг. в 25 лётных экспериментах нового самолета-лаборатории над отмеченным районом производился отбор проб атмосферного аэрозоля на фильтры АФА-ХП-20 с их последующим ежегодным анализом в Лаборатории мониторинга окружающей среды при Томском госуниверситете на содержание основных катионов и неорганических анионов методами фотометрии пламени раствора и ионометрии.

Количество полученных и проанализированных за 3 года проб аэрозоля позволяет получить среднесезонные профили концентраций ионов и элементов в составе аэрозоля за этот период. При этом, поскольку средняя интенсивность (периодичность) лётных экспериментов за весь отмеченный период лежит в рамках 1-1,5 месяца, то речь не может идти о выявлении демисезонной изменчивости. Но разделение отмеченного срока лётных измерений на теплый и холодный периоды большого труда не составляет. Вполне логичным критерием такого разделения в наших широтах является наличие/отсутствие снегового покрова поверхности земли в сочетании с относительно устойчивым переходом через 0°С среднесуточной температуры, с отчасти интуитивно-субъективной коррекцией границы сезонного перехода в зависимости от режима осадков, силы и направления ветра. Очевидно, это связано с тем, что

почва во внутриконтинентальном фоновом районе может являться одним из мощнейших источников аэрозольных частиц и паров аэрозолеобразующих соединений. Основываясь на этих критериях, мы отнесли наши случаи лётных экспериментов в почти равные по сезонному разделению выборки (по 12-13 случаев в каждой). Для каждого аэрозольного компонента в каждом сезоне и эшелоне зондирования рассчитаны средние значения, которые приведены на рисунке 1. Во избежание загромождения графиков, стандартные отклонения на них не внесены. На всех графиках рисунка 1, за исключением самого последнего, ось X имеет размерность массовой концентрации «мкг/м^3»: на них приведены средние вертикальные профили этой величины для 5 ионов; на предпоследнем графике представлен вертикальный ход массовой концентрации суммы элементов и ионов; последний график есть среднеприведенный к медианам эшелонов отбора проб вертикальный ход счетной концентрации аэрозоля с размером частиц от 0,25 мкм (см$^{-3}$), измеренный лазерным спектрометром аэрозоля GRIMM 1.109.

Согласно осреднённым результатам, особенно обобщенным средним (графики «Sum» и «Ns» на рис. 1), в рассматриваемом фоновом районе в целом наблюдается вполне закономерное вертикальное распределение аэрозоля: с высотой массовая и счётная концентрации убывают. Более часто встречающиеся зимой в пограничном слое инверсии задают тенденцию пика в эшелоне 1500-2000 м для холодного периода. Также логичен порядок общих кривых: меньшие концентрации зимой и большие – летом, когда открыт почвенный источник, определяющий значительную часть аэрозольной массы в атмосфере фонового района. По этой же причине взаиморасположение и устойчивость формы профилей отдельных компонентов может указать нам доминирующий источник происхождения этих компонентов в аэрозоле фонового района.



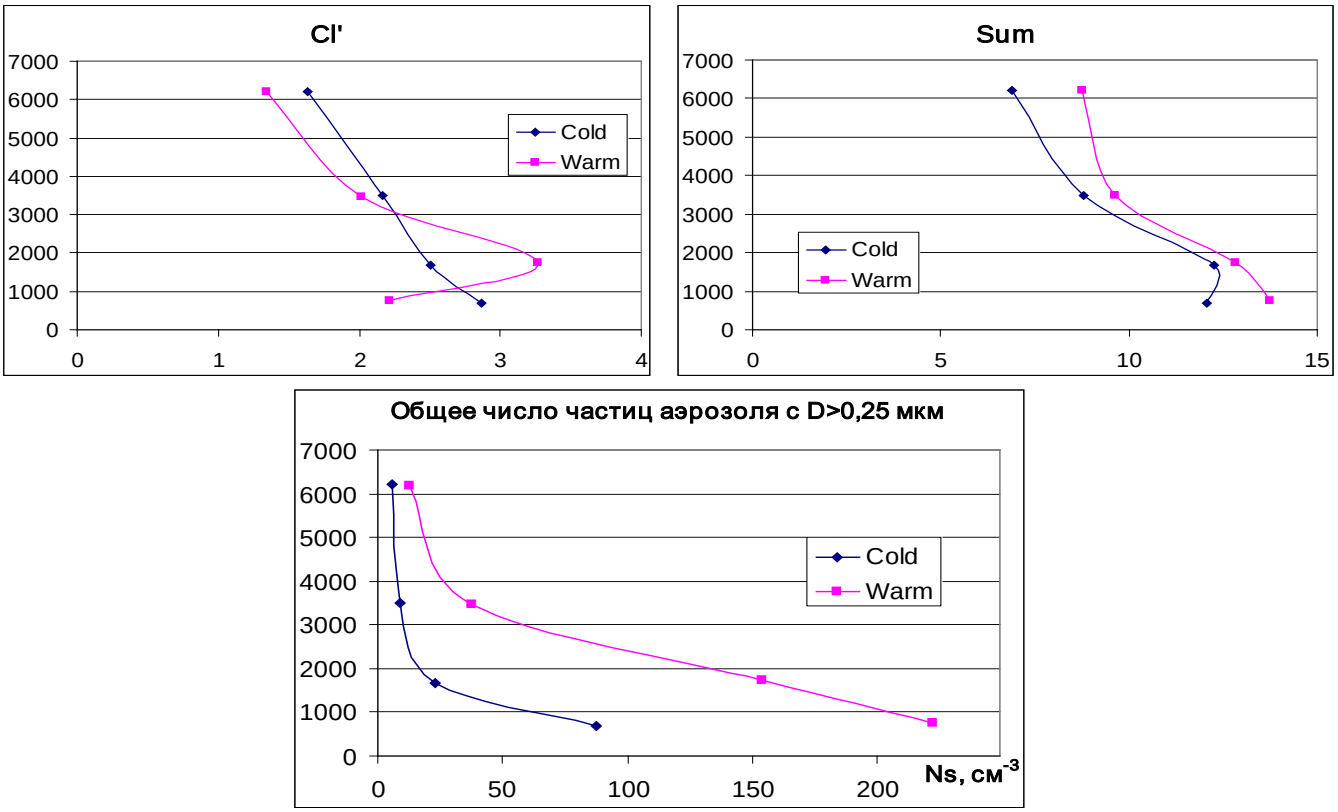


Рис. 1. Средние вертикальные профили для массовой концентрации в аэрозоле ионов и ионно-элементной суммы Sum (мкг/м^3), а также среднеприведенной к медианам эшелонов пробоотбора счётной концентрации частиц размером от 0,25 мкм (Ns) в холодный и тёплый периоды (‘Cold’/’Warm’) над Караканским бором.

Инверсный порядок профилей анионов сульфата и нитрата указывает на столь явный избыток их газовых предшественников в зимний период, что это не компенсируется даже более активной и быстрой летней конверсией «газ – частица». Конечно, точную оценку соотношения «природный/антропогенный» в данном случае возможно сделать, лишь беря в учёт все компоненты и контрагенты полной аэрозольно-газовой схемы в каждом случае.

На разнородное происхождения «летнего» и «зимнего» аэрозоля в фоновом районе указывает и характер счетных распределений дисперсного состава (рис. 2).

Очевидно, что для тёплого периода дисперсные распределения в разных слоях имеет довольно схожий характер и близкий ход, особенно в субмикронной и среднедисперсной области. В холодный период расхождение между дисперсностью аэрозолей в разных слоях менее монотонное и даже резкое, особенно на краях спектра, что говорит о различном происхождении отдельных слоевых сегментов и меньшем взаимодействии между ними, по сравнению с теплым периодом.

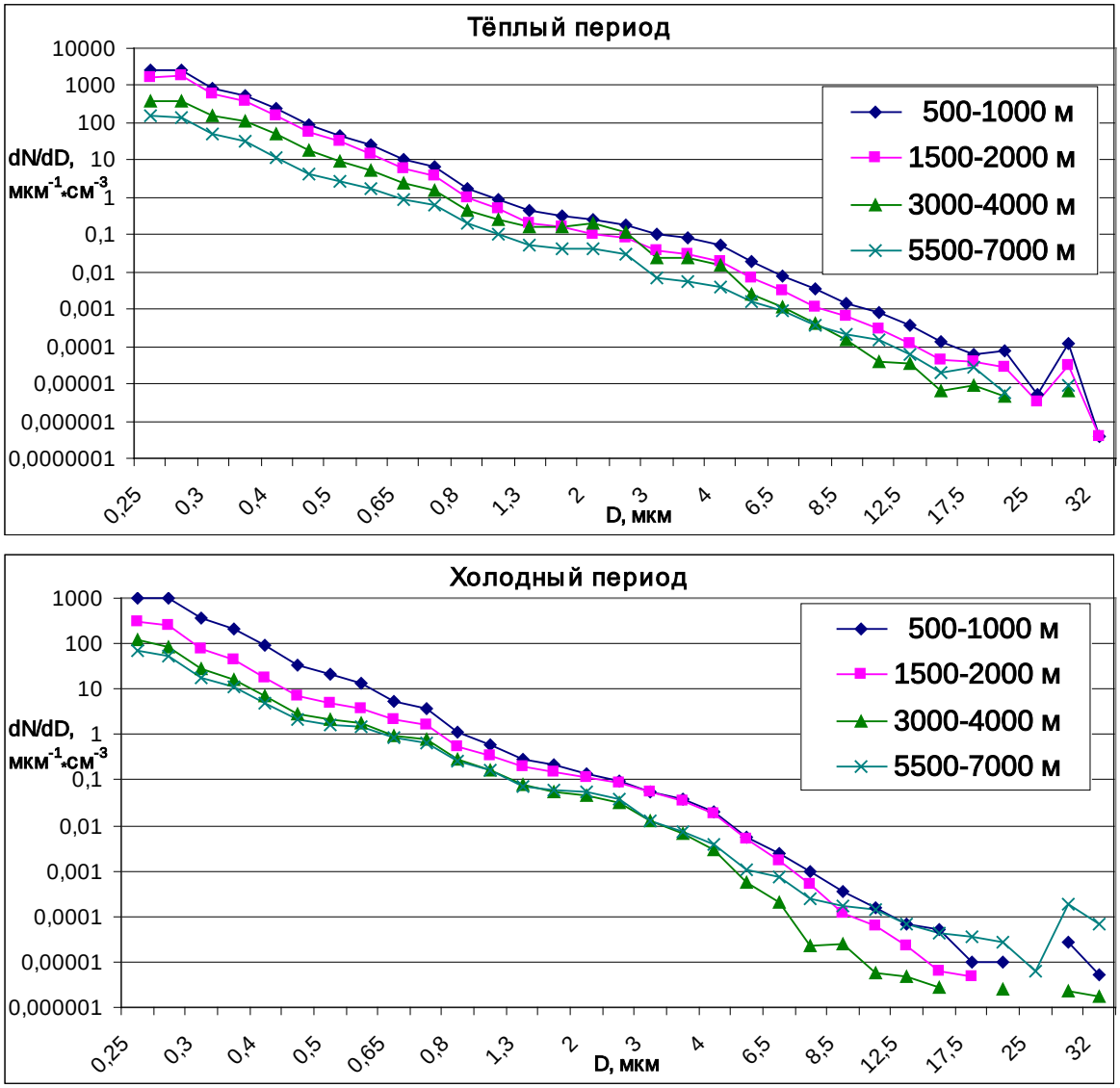


Рис. 2. Средние счётные распределения дисперсного состава атмосферного аэрозоля фонового района «Караканский бор» в разных слоях и в разные периоды.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН №18, программы ОНЗ РАН №5, междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН №70 и №131, грантов РФФИ № 14-05-00526, №14-05-00590, №14-05-93108, госконтрактов Минобрнауки №14.604.21.0100 (идентификационный номер RFMTFIBBB210290), и №14.613.21.0013 (идентификационный номер RFMEFI61314X0013), Фонда глобальных исследований окружающей среды для Национальных институтов Министерства окружающей среды Японии.

ГЕНЕРАЦИЯ ТЕРАВАТТНОГО ФЕМТОСЕКУНДНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В СРЕДНЕМ ИК ДИАПАЗОНЕ ДЛЯ ДИАГНОСТИКИ АТМОСФЕРЫ

В.И. Трунов, С.А. Фролов, Е.В. Пестряков

Институт лазерной физики СО РАН

trunov@laser.nsc.ru, stanislav.a.frolov@gmail.com, pefvic@laser.nsc.ru

Ключевые слова: параметрическое усиление, суперконтинуум, $AgGaGeS_4$, LBO, фемтосекунды

Аннотация. Представлены и обсуждаются нелинейно-оптические схемы генерации фемтосекундных импульсов тераваттной мощности в диапазоне 2-10 мкм при использовании мультитераваттного излучения двухканальной лазерной системы, созданной в ИЛФ СО РАН. Показано что использование большеапертурных кристаллов LBO и $AgGaGeS_4$ для генерации разностной частоты и параметрического усиления суперконтинуума, позволяет получить сверхширокополосное излучение в диапазоне 2-10 мкм.

Введение

В последнее время активно развиваются методы диагностики атмосферы, создания каналов для транспортировки СВЧ излучения с использованием явления филаментации излучения фемтосекундной (фс) длительности. К настоящему времени выполнены работы по исследованию филаментации в воздухе с использованием фс излучения в основном от титан-сапфировых лазерных систем (область 0.8 мкм), их гармоник (0.4 мкм), частично от форстеритовой системы (1.25 мкм) и появилась первая работа по распространению в атмосфере излучения на длине волны 3.9 мкм [1]. Для исследования процессов филаментации при распространении в воздухе фемтосекундного ИК излучения требуется достаточно мощные источники оптических импульсов. Так на длине волны 3.9 мкм критическая мощность самофокусировки около 150 ГВт. Т.е. для инициирования филаментации импульсами с вышеуказанной центральной длиной волны длительностью 80 фс, их энергия должна превышать 12 мДж. Для импульсов с более короткой длительностью требования по энергии соответственно снижаются.

В работе представлены результаты исследований по разработке методов генерации мощного фс излучения ИК диапазона предельно короткой длительности с использованием созданной в ИЛФ СО РАН двухканальной фемтосекундной лазерной системы на основе параметрического усиления в кристаллах β-BaB_2O_4 (BBO) и LiB_3O_5 (LBO), работающей с частотой следования импульсов 10 Гц [2].

Расчет оптимальных схем нелинейного преобразования фс излучения в ИК диапазоне

В настоящее время выходная энергия в каждом канале лазерного комплекса ИЛФ СО РАН в сигнальной волне ~ 100 мДж при длительности 20-30 фс (центральная длина волны 0.85 мкм), в холостой волне около 40 мДж (1.422 мкм). Зарегистрированный экспериментально спектр

холостой волны, представленный на рис.1а (кривая 1), соответствует спектрально ограниченной длительности 30 фс (рис.1б). В дальнейшем предполагается увеличение выходной энергии импульсов сигнальной волны в каналах до 0.5 Дж.

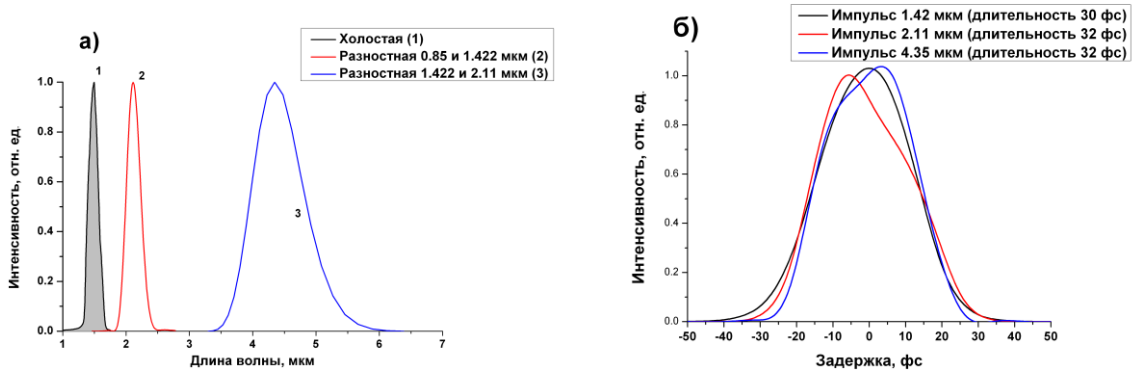


Рис.1 Спектры излучения (а) и временные профили (б) при преобразовании фс импульсов в нелинейных кристаллах.

Использование для создания источников фемтосекундного ИК излучения комбинированных схем на основе генерации разностной частоты и параметрического усиления суперконтинуума позволяет, как показано ниже, значительно, по сравнению с существующим уровнем, расширить спектральный диапазон и увеличить энергию генерируемых импульсов.

Согласно результатам численного моделирования, высокоэффективная генерация импульсов с длительностью 25-30 фс на разностной частоте (между сигнальной и холостой волнами) может быть реализована в тонких кристаллах LBO на длине волны 2.11 мкм (рис. 1а, кривая 2). Кристаллы LBO характеризуются высоким порогом пробоя, возможностью изготовления элементов с апертурой более 30 мм, что обеспечивает генерацию фс излучения в области 2,11 мкм с энергией до 20-30 мДж. На следующем каскаде, генерация на разностной частоте между холостой волной и волной на длине волны 2.11 мкм в кристалле $AgGaGeS_4$ открывает возможность создания фемтосекундного источника в области 4.35 мкм (рис. 1а, кривая 3). Отметим, что кристаллы $AgGaGeS_4$ обладают одним из самых высоких порогов оптического пробоя (около 110 ГВт/см^2 на длине волны 2.1 мкм для импульсов длительностью ~100 фс) среди нелинейно-оптических кристаллов ИК диапазона, что позволяет достигать высоких коэффициентов преобразования на тонких элементах. Согласно расчетам, при использовании первого типа синхронизма в кристаллах $AgGaGeS_4$ толщиной 200 мкм возможна генерация излучения с энергией до 10-20 мДж. Сохранение короткой длительности импульсов при генерации излучения на разностной частоте в кристаллах $AgGaGeS_4$ связано с дисперсионными особенностями этих кристаллов (рис. 2). Как следует из кривой на рис. 2, область длин волн около 4 мкм в этих кристаллах характеризуется нулевой дисперсией

групповых скоростей, что также перспективно для параметрического усиления суперконтинуума.

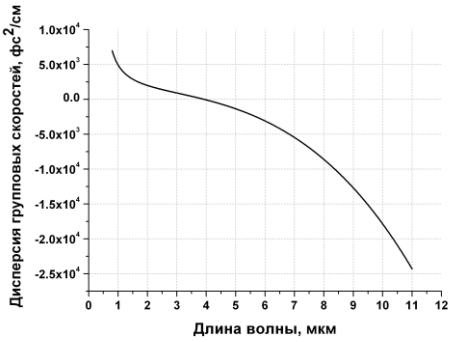


Рис. 2. Дисперсия групповых скоростей в кристалле $AgGaGeS_4$.

Нами проанализирована возможность параметрического усиления в кристаллах $AgGaGeS_4$ суперконтинуума при использовании накачки на длине волны 2.11 мкм. При этом предполагается, что усиливаемый суперконтинуум генерируется излучением на длине волны 4.35 мкм при его филаментации в кристалле NaCl [3] (спектр представлен на рис. 3а, кривая 1). Энергия достижимая в этом случае в суперконтинууме в однофиламентном режиме, согласно расчетам [3] – несколько микроджоулей. Ширина спектра усиленного суперконтинуума превышает октаву (рис. 3а, кривая 2), энергия до 15 мДж в импульсе. Временные профили начального и усиленного импульсов представлены на рис. 3б.

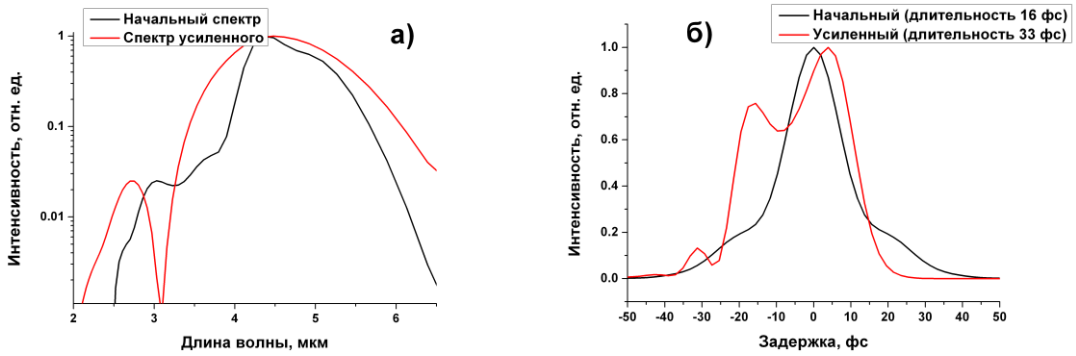


Рис.3 Начальный (после филаментации в кристалле NaCl) и усиленный спектры суперконтинуума (а) и их временные профили (б).

С целью получения наиболее широкополосного фемтосекундного излучения в ИК диапазоне мы также проанализировали особенности параметрического усиления суперконтинуума, генерируемого в высоконелинейном халькогенидном волокне при распространении в нем излучения на длине волны 4.5 мкм [4]. На рис. 4а (кривая 1) представлен спектр суперконтинуума, генерируемый в волокне, а на рис. 4а (кривая 2) расчетный спектр параметрически усиленного суперконтинуума в кристалле $AgGaGeS_4$ с энергией ~10 мДж при

накачке фс импульсами с центральной длиной волны 2.11 мкм. Временные профили начального и усиленного суперконтинуума представлены на рис. 4б.

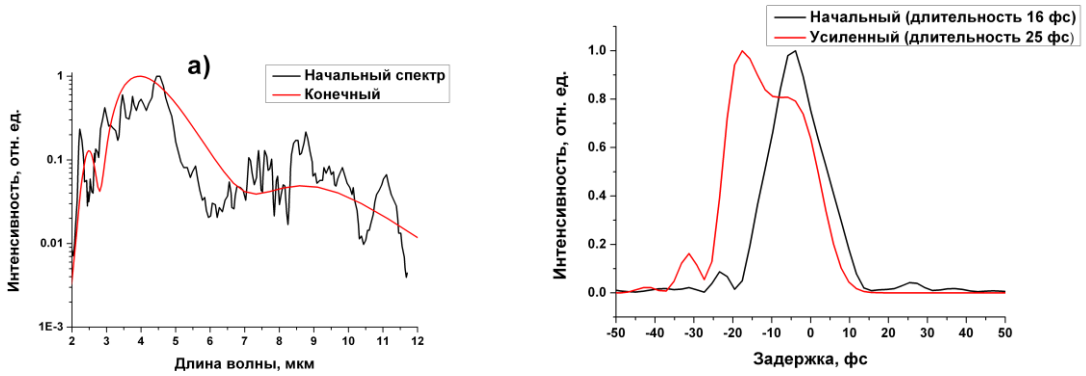


Рис. 4. Начальный (после распространения в халькогенидном волокне) и усиленный спектры суперконтинуума (а) и их временные профили (б).

Отметим, что в последней обсуждаемой схеме усиления суперконтинуума, генерируется более широкополосное излучение по сравнению с предыдущим вариантом, которое может быть эффективно использовано для диагностики и молекулярной спектроскопии примесей в атмосфере.

Заключение

Параметрическое усиление в кристаллах $AgGaGeS_4$ в широкополосного континуума ИК диапазона, создаваемого фс импульсами при их распространении в высоконелинейных волокнах и филаментации в диэлектриках позволяет генерировать импульсы предельно короткой длительности в диапазоне 2-10 мкм мультитераваттной мощности. Практическая реализация вышеописанных источников мощного фс излучения ИК диапазона позволит активизировать экспериментальные научные исследования по развитию новых подходов к диагностике атмосферы.

Список литературы:

1. *Mitrofanov A.V., Voronin A.A., Sidorov-Biryukov D.A., Pugžlys A., Stepanov E.A., Andriukaitis G., Zheltikov A.M.* Mid-infrared laser filaments in the atmosphere / arXiv preprint. 2014. arXiv:1410.2647.

2. *Багаев С.Н., Трунов В.И., Пестряков Е.В., Лещенко В.Е., Фролов С.А., Васильев В.А.* Оптимизация каскадов широкополосного параметрического усиления фемтосекундной лазерной системы с когерентным сложением полей // Квантовая электроника. 2014. Т. 44, № 5. С. 415–425.

3. *Frolov S.A., Trunov V.I., Pestryakov E.V., Leshenko V.E.* Broadband infrared supercontinuum generation by filamentation of femtosecond laser pulses in condensed media in the anomalous dispersion regime // Conference abstracts of “XI International conference Atomic and Molecular Pulsed Lasers”, Tomsk, 16-20 September 2013. C. 76.

4. *Petersen C.R., Møller U., Kubat I., Zhou B., Dupont S., Ramsay J., Benson T., Sujecki S., Abdel-Moneim N., Tang Z., Furniss D., Seddon A.,Bang O.* Mid-infrared supercontinuum covering the 1.4–13.3 μm molecular fingerprint region using ultra-high NA chalcogenide step-index fibre // Nature Photonics. 2014. Т. 8. С. 830–834.

GENERATION OF TERAWATT FEMTOSECOND RADIATION IN THE MID-IR RANGE FOR ATMOSPHERE DIAGNOSTICS

V.I. Trunov, S.A. Frolov, E.V. Pestryakov

Institute of Laser Physics SB RAS

trunov@laser.nsc.ru, stanislav.a.frolov@gmail.com, pefvic@laser.nsc.ru

Keywords: parametric amplification, supercontinuum, AgGaGeS4, LBO, femtoseconds

Abstract. Nonlinear optical schemes for generation of the terawatt power femtosecond pulses in the spectral range of 2-10 microns by using a two-channel laser radiation multiterawatt system created in the ILP SB RAS are presented and discussed. It is shown that the use of high-aperture LBO and AgGaGeS4 crystals for difference frequency generation and parametric amplification of supercontinuum provides an ultrawideband radiation in the range of 2-10 microns.