СЕКЦИЯ 3. ДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В АТМОСФЕРЕ

ЛИДАРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ СЕРЕБРИСТЫХ ОБЛАКОВ НАД КАМЧАТКОЙ В ИЮНЕ 2009 ГОДА

LIDAR OBSERVATIONS OF NOCTILUCENT CLOUDS OVER KAMCHATKA IN JUNE 2009

Бычков В. В.¹, Пережогин А. С.¹, Шевцов Б. М.¹, Маричев В.Н.², Черемисин А.А.³

¹Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка, Камчатского края

²Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск. ³Сибирский Федеральный Университет, Красноярск

According to the results of lidar observations carried out in June 2009 in Kamchatka, a very rear phenomenon, noctilucent clouds, was observed during a week from June 17 to 23 at the heights of 80-85 km. Simultaneously with that "Aura" satellite registered temperature decrease at this heights up to about 135°K on June 22. We describe the method of correction of lidar signals to remove the effects of consequences of the applied FEU which allowed to reform the profiles of the scattering ration up to the heights of 85-90 km.

Введение. Серебристые (мезосферные) облака, появляющиеся в летнее время в приполярных областях на высотах 80-90 км, впервые обнаружены в 1880 году. Серебристые облака возникают в результате конденсации имеющихся в области мезопаузы паров воды в присутствии пылевых частиц метеорного слоя при понижении температуры до очень низких значений, достигающих иногда 130°К, и бывают доступны для визуального наблюдения в сумерках. В 1989 году серебристые облака впервые наблюдались с помощью лидарной техники [1]. С тех пор в определении параметров мезосферных облаков все возрастающую роль играют лидарные методы исследования. С помощью лидарной техники становится возможным определить не только высоту и яркость облаков, но и такие параметры как размер и форма составляющих их частиц, горизонтальную структуру составляющих слоев. В лидарных исследованиях серебристых облаков, как и в исследовании аэрозолей, одним из определяемых параметров является отношение обратного рассеяния, суммарного к молекулярному.

В работе [2] подводятся итоги семилетних лидарных наблюдений серебристых облаков в обсерватории ALOMAR, северная Норвегия, (69N, 16E). По результатам накопленных лидарных данных в различных геофизических условиях обсуждаются статистические закономерности в появлении мезосферных облаков и их параметров. Однако в месте расположения лидара на Камчатке (53N, 158E) появление серебристых облаков следует отнести к редким явлениям. Лидарной станцией Камчатки появление серебристых облаков регистрировалось впервые, в течение недели в июне 2009 года. Наблюдения не были ориентированы на регистрацию мезосферных облаков и факт их обнаружения, в известной степени, можно считать случайным.

Средства наблюдений. Описание лидарной станции Камчатки приведено в работе [3]. В июне 2009 года наблюдения проводились при следующих параметрах лидара: лазер Brilliant B, длина волны излучения – 532 нм, энергия в импульсе – 0.4 Дж, частота – 10 Гц, диаметр приемного зеркала 60 см, угол зрения приемника – $7.5*10^{-4}$ рад. Вертикальное разрешение приемника - 1.5 км, обусловлено временным разрешением в 10 мкс счетчика фотонов Нататаtsu-H8784. ФЭУ – Нататаtsu-M8259-01, темновой шум при 20°С – 20 ф/с. В июне 2009 года наблюдения проводились со светофильтром с шириной полосы пропускания на полувысоте равной 0.5 нм. Для исключения засветок ФЭУ от сигналов ближней зоны во время наблюдения проводились с целью исследования явления последействия ФЭУ, и сигнал регистрировался в течение 4 мс после посылки каждого светового импульса лазера, с шагом 10 мкс, что соответствует области высот от 21 до 600 км с шагом по высоте 1.5 км.

Результаты наблюдений. Как показали результаты обработки сигналов лидарной станции Камчатки в 2007-2009 годах, в измеренных сигналах, начиная с 60 км, наблюдается ложный рост отношения рассеяния, что может быть объяснено возрастанием влияния последействия ФЭУ. Рост влияния последействия ФЭУ обусловлен уменьшением основного сигнала, сигнала молекулярного рассеяния, падающим в интервале высот 60 - 100 км на 3

порядка, в соответствии с экспоненциальным уменьшением плотности атмосферы. В связи с этим была разработана методика вычитания этой помехи. Обоснованию этой методики посвящена работа [4], в которой показано, что коррекция исходного сигнала, путем отыскания экспоненты в области 90-150 км и вычитания ее из исходного сигнала, позволяет восстановить профиль отношения рассеяния до высот около 80 км.

На рис. 1 приведены откорректированные на последействие профили отношения рассеяния за 17, 22 и 23 июня 2009 года. Исходные данные накапливались около 4 часов и содержат 130-140 тысяч первичных сигналов. По рисунку видно, что в следовавших один за другим днями, 22 и 23 июня, области повышенного светорассеяния совпадают и расположены в интервале высот 80-87 км. Неделей ранее, 17 июня, толщина наблюдавшегося слоя примерно вдвое меньше, область повышенного светорассеяния занимает интервал 80-83 км.



Рис. 1. Отношение рассеяния в области высот 30-90 км над Камчаткой по результатам лидарных наблюдений 17, 22 и 23 июня 2009 года.

На рис. 2а изображены данные измерений температуры метеорологического спутника NASA "Aura", полученные 17 и 22 июня при пролете в ближайшей (по географическим координатам) к месту расположения лидара точке. В обоих случаях измерения проведены в ночных условиях, местное время ~ 4:00 - 5:00 Lt. Для сравнения на том же рисунке приводятся данные измерений температуры этим же спутником 3 июня, ближайшее расстояние реализовалось в 15:04 Lt. Если 3 июня в области 85-90 км зафиксирована температура 174°К (день), то 17 и 22 июня в этом же интервале высот были отмечены температуры 140°К и 135°К соответственно (ночь).





На рис. 2b изображен месячный ход температуры в области мезопаузы, на высоте 87 км, измеренный тем же спутником. Темными маркерами отмечены дни с локальными

минимумами температуры, измеренными при пролете спутника в ночных условиях (4:00-5:00 Lt). Верхние значения температуры на графике получены в точках траекторий при пролете в дневное местное время, около 15:00-16:00 Lt. Точки измерения отобраны по критерию минимального расстояния от лидара и в таком виде дают представление о величине суточных вариаций температуры. Непосредственно по маркерам видно, что уже 17 июня наблюдаются пониженное ночное значение температуры равное 141.5°K, а 20, 22, 27 и 29 июня температура на высоте 87 км опускается ниже 140 градусов. Ход линии маркеров наглядно показывает, что в июне наблюдались два периода с ночными понижениями температуры ниже 140 градусов – с 17 по 22 и 27-29 июня. В первом случае были зарегистрированы области повышенного светорассеяния на высотах 80-87 км. Эти обстоятельства позволяют сделать заключение том, что наблюдавшиеся в период с 17 по 23 июня повышения отношения рассеяния в области 80-87 км не являются случайными флуктуациями аэрозольного содержания и соответствуют появлению на этих высотах полярных мезосферных облаков.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН №16, гранта РФФИ № РФФИ 07-05-00734а, программы ДВО РАН №06-II-CO-07-026

Литература

- 1. Hansen, G., Serwazi, M., and von Zahn, U.: First detection of a noctilucent clouds by lidar // GRL, 16, 1445-1448, 1989.
- 2. J. Fiedler, G. Baumgarten, G. von Cossart. Mean diurnal variations of noctilucent clouds during 7 years of lidar observations at ALOMAR // Annales Geophysicae, 23, 1175-1181, 2005.
- 3. *Бычков В. В., Маричев В.Н, Пережогин А. С., Шевцов Б. М., Шумейко А. В.* Динамика лидарных отражений в мезосфере Камчатки в период зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // Оптика атмосферы и океана. 2008, № 12, с. 1083-1087.
- 4. Бычков В. В., Пережогин А. С., Шевцов Б. М., Маричев В.Н., Новиков П.В., Черемисин А.А. Сезонные вариации аэрозольного наполнения стратосферы и мезосферы Камчатки по результатам лидарных наблюдений в 2007-2009 г. // Материалы V международной конференции "Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений"

СЕЗОННЫЕ ВАРИАЦИИ АЭРОЗОЛЬНОГО НАПОЛНЕНИЯ СТРАТОСФЕРЫ И МЕЗОСФЕРЫ КАМЧАТКИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЛИДАРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В 2007 – 2009 Г.Г.

SEASONAL VARIATIONS OF AEROSOL FILLING OF STRATOSPHERE AND MESOSPHERE OF KAMCHATKA BY RESULTS OF LIDAR OBSERVATIONS IN 2007-2009 Бычков В. В.¹, Пережогин А. С.¹, Шевцов Б. М.¹, Маричев В.Н.², Новиков П.В.³, Черемисин

A.A.⁴

¹Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка, Камчатского края,

²Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск,.

³Красноярский институт железнодорожного транспорта – филиал ГОУ ВПО ИрГУПС в

г. Красноярске

⁴Сибирский Федеральный Университет, Красноярск

By results of lidar observations carried out in 2007-2009 years in Kamchatka, the seasonal dynamics of aerosol distributions in the range 30-80 km is analysed. Double layered structure of aerosol appearance, located at 35-50 and 60-75 km was find out. The similarity and distinctions of aerosol distribution in Kamchatka with the West Siberian ones was established. The method of correcting lidar signals, allowing to restore dispersion ratio up to 80 km, is described.

Введение. Считается, что при высотах зондирования больших 30 км лидарные сигналы воспроизводят молекулярное рассеяние [1,2] и только в особых случаях, например при вторжениях больших комет, наблюдается слои аэрозольного рассеяния в верхней стратосфере и мезосфере [3]. Между тем, по данным лидарных наблюдений над Томском, обнаружено появление аэрозольного рассеяния в зимнее время на высотах 35-45 км [4]. В январе 2008 года, над Камчаткой обнаружено появление аэрозольных слоев над стратопаузой [5]. В настоящей работе представлены результаты анализа двухлетних лидарных наблюдений верхней стратосферы и мезосферы над Камчаткой.

Коррекция сигналов на последействие ФЭУ на мезосферных высотах. Как показали результаты обработки сигналов лидарной станции Камчатки в 2007-2009 годах, в измеренных сигналах, начиная с 60 км, прослеживается влияние последействия ФЭУ, что приводит к ложному росту отношения рассеяния. Рост влияния последействия ФЭУ обусловлен уменьшением сигналов молекулярного рассеяния, падающим в интервале высот 60 - 100 км на 3 порядка, в соответствии с экспоненциальным уменьшением плотности атмосферы. В связи с этим была разработана методика вычитания этой помехи.



Рис. 1. Лидарные сигналы N₁ и N₂, накопленные при запирании ФЭУ до 21 и 40 км, фон вычтен (а), сигнал N₁ в логарифмическом масштабе (b).

На рис. 1 представлены результаты специального эксперимента по оценке возможного последействия ФЭУ, проведенного 26 апреля 2009 года. На рис 1а приведены сигналы, накопленные при различных высотах запирания ФЭУ. Основной сигнал накапливался в течение 4 часов, число учтенных лазерных импульсов N_1 равно 134400, запирание ФЭУ устанавливалось до 21 км. В эту же ночь дополнительно были проведены двухчасовые наблюдения, с запиранием ФЭУ до 40 км, число суммированных сигналов N₂ равно 66800. Из исходных сигналов вычтен фон, который определялся усреднением данных специальных синхронных измерений фонового сигнала. Как видно из рис. 1а, на высотах больших 80 км, на сигнале с отсечкой ФЭУ до высоты 21 км, отчетливо выделяется сигнал последействия ФЭУ. Использование логарифмической шкалы для интенсивности сигнала на рис. 1b, позволяет видеть, что в его высотной зависимости выделяются два линейных участка - на высотах более и менее 80 км. Для каждого из участков характерно экспоненциальное уменьшение сигнала при увеличении высоты. Характерный масштаб уменьшения для участка, расположенного на высотах меньших 80 км, равен примерно 6.5 км. Это значение хорошо соответствует средней высоте однородной атмосферы, которая варьируется в диапазоне высот 40-80 км от 6 до 8 км. Для второго участка характерный масштаб увеличивается больше чем на порядок и примерно равен 180 км. На этом участке сигнал определяется главным образом последействием ФЭУ.

Экспоненциальная зависимость сигнала последействия ФЭУ на высотах больших 90 км (рис. 1b) может наблюдаться, если последействие определяется только одним постоянным временем релаксации. Можно представить сигнал последействия I, в виде:

$$I_{t}(h|h_{0}) = \int_{h_{0}}^{h} I(z)Q(h-z)dz, \qquad (1)$$

где I(z) – основная часть интенсивности сигнала с ФЭУ, пропорциональная падающему потоку излучения; h – высота (время) наблюдения, h₀ – высота запирания ФЭУ, Q – импульсная характеристика, описывающая последействие в линейном приближении.

Опуская промежуточные выкладки в связи с ограничением объема работы, используя приближенные выражения для Q и I, для высот превышающих, как высоту однородной атмосферы, так и высоту отсечки ФЭУ, можно записать следующее выражение для последействия:

$$I_{t}(h|h_{0}) = I_{0}Q_{0}H_{0} |h_{0}|^{2} \exp(-h_{0}/H_{0})\exp[-h-h_{0}/H_{\tau}]$$
(2)

Это выражение можно интерпретировать следующим образом. На больших высотах величина сигнала последействия пропорциональна общей энергии сигнала, зарегистрированного ФЭУ на границе запирания устройства, и экспоненциально убывает с высотой с характерным масштабом равным H_τ. Дополнительные эксперименты показали, что на высотах 90-150 км сигнал последействия хорошо описывается простой экспоненциальной зависимостью: I(h) = Aexp(-Bh) + C

По физическому смыслу С - это фоновый сигнал, который может быть измерен на временах зондирования, соответствующих большим высотам, а затем вычтен из исходного сигнала. Но в общем случае эта аппроксимация включает и фоновый сигнал, а параметры А, В и С оцениваются по экспериментальному сигналу на высотах 90-150 км на основе метода наименыших квадратов. Экстраполяция зависимости (3) вниз позволяет учесть сигнал последействия в исходном сигнале и на высотах меньших 90 км. Эта коррекция существенна для формы профилей отношения рассеяния в области высот больших 60 км.

На рис. 2а и 2b представлено отношение рассеяния, построенное по лидарному сигналу, полученному 26 апреля 2009 года при запирании ФЭУ до высоты 21 км, без коррекции (a), и с коррекцией (b) на последействие $\Phi \ni V$, с использованием аппроксимации (3). На рис. 2с приведено отношение рассеяния без коррекции на последействие ФЭУ, полученное по сигналу 26 апреля 2009 года с запиранием ФЭУ до высоты 40 км. В коррекции сигнала для этого профиля необходимости нет - применение процедуры коррекции не приводит к заметному изменению результата. Согласно формуле (2) и экспериментальным данным, представленным на рис. 1а, величина последействия существенно зависит от высоты запирания ФЭУ, и должна экспоненциально спадать с увеличением высоты отсечки.

Последействие не обладает стабильными характеристиками. Высота, начиная с которой влияние последействия на профиль становится заметным на глаз, варьируется в зависимости от невыясненных параметров условий наблюдений. Например, многочисленными наблюдениями установлено, что использование светофильтра с шириной полосы пропускания 3 нм, вместо 0.5 нм, уменьшает эту высоту примерно на 10 км. При этом интенсивность сигнала в максимуме, на высоте осечки ФЭУ, увеличивается на 20-30%. По-видимому, эта высота определяется в каждый конкретный день соотношением между величинами сигнала, последействия и фонового сигнала. Рис. 2. Отношение



сигнал для (а)

Результаты наблюдений. Всего за период с октября 2007 по декабрь 2009 года по погодным условиям было проведено 113 ночей наблюдений. Анализ результатов наблюдений позволяет выделить два периода, отличающиеся особенностями появления аэрозольных слоев в верхней стратосфере и мезосфере. Первый, летний сезон, длится с апреля по октябрь, второй, зимний, продолжается с ноября по март.



Рис. 4. Профили отношения рассеяния в верхней стратосфере и мезосфере, характерные для периода с апреля по октябрь

запирании ФЭУ от сигналов ближней зоны

км (c), b – откорректированный

На рис. 4 представлены типичные профили отношения рассеяния, получаемые в период с апреля по октябрь 2008-2009 годов. Сентябрьские профиль R(H) на рис. 4 а представлен без коррекции

(3)

сигнала на последействие ФЭУ. Для профилей рис. 4а, с применена коррекция на последействие с использованием аппроксимации (3). Для летнего сезона характерно сравнительно слабое проявление аэрозольного рассеяния во всей области высот от 30 до 80 км, отношение рассеяния в целом близко к единице. В зимний сезон, начиная с ноября, появляются выраженные слои аэрозольного светорассеяния в интервалах высот 30-50 и 60-75 км (рис 5). Относительная величина аэрозольного рассеяния может достигать особенно больших величин в области высот меньших 50 км. В декабре 2007 года во все 6 проведенных дней наблюдений получены профили такой же формы, как на рис 5a и 5b. Одна из причин специфичной годовой динамики стратификации аэрозоля в верхней стратосфере и мезосфере может быть связана с влиянием метеорологических факторов. Обращает внимание соответствие периода усиления аэрозольных слоев в верхней стратосфере и мезосфере Камчатки с временем существования арктического циркумполярного вихря, который на широте измерений и на высоте 50 км типично начинается в ноябре и продолжается до марта [7]. Обнаружена систематическая разница в концентрации различных составляющих, в частности водяных паров, внутри и вне циркумполярного вихря. Причем за счет ветровых сдвигов, вызываемых гравитационными волнами, возникает перенос между внутренней и внешней областями вихря [8]. Этот перенос приводит к повышению концентрации водяных паров в верхней стратосфере и нижней мезосфере внутри вихревой области. Циркумполярный вихрь подвержен и более мощным волновым возмущениям, которые вызывают стратосферные потепления. Январские профили, представленные на рис. 5с и 5d, получены во время стратосферного потепления. В связи со значительными отличиями температуры в эти периоды от модельных величин, профили рис. 5с и 5d рассчитаны с использованием данных температуры, измеренных спутником Аура, вместо данных NRLMSIS-00.

для



Другая причина аэрозольного наполнения верхней стратосферы в зимний период может заключаться в усилении процессов тропосферно-стратосферного обмена за счет турбулентной диффузии, поставляющей аэрозоль из области его богатого содержания – тропосферы, в стратосферу. Такая сезонная особенность динамики вертикального распределения аэрозоля в стратосфере подтверждается длительными лидарными наблюдениями, выполненными в Томске [9]. В этой работе отмечается, что характерной сезонной особенностью, так же как и на Камчатке, являлось отсутствие аэрозоля во всем слое стратосферы от поздней весны до ранней осени. А в период от поздней осени до ранней весны постоянно в нижней стратосфере регистрировалось ее

аэрозольное наполнение до высот около 30-35 км. Циркумполярный вихрь в нижней стратосфере над Томском начинает развиваться в октябре и разрушается в апреле, что, возможно, и определяет сезонность наблюдения аэрозоля. Вынос аэрозоля в зимний сезон до меньших высот, чем на Камчатке, вероятнее всего, обусловлен менее интенсивной турбулентной диффузией в этом регионе и в это время.

Заключение. Получены данные об аэрозольном рассеянии в верхней стратосфере и мезосфере над Камчаткой до высот 75-80 км. Показано, что при электронном запирании ФЭУ до высот 20 км необходима коррекция сигналов на последействие ФЭУ для высот больших 60 км, а при запирании ФЭУ до 40 км такой коррекции не требуется. На основе модельных оценок и специальных экспериментальных наблюдений показано, что коррекцию сигналов можно осуществить путем аппроксимации сигнала на высотах 90-150 км простой экспоненциальной зависимостью и последующего вычитания из исходного сигнала полученной регрессионной зависимости для суммы фонового сигнала и сигнала последействия.

Анализ результатов наблюдений за период с ноября 2007 года по декабрь 2009 года позволяет выделить два периода, отличающиеся особенностями появления аэрозольных слоев в верхней стратосфере и мезосфере. Первый включает летний сезон и охватывает период с апреля по октябрь. Второй, зимний сезон, длится с ноября по март. Показано, что для летнего сезона характерно отсутствие слоев с заметно повышенным светорассеянием во всей области высот от 30 до 80 км, в целом лидарные сигналы в этот сезон хорошо соответствуют релеевскому молекулярному рассеянию. С ноября начинают появляться возмущения в форме профилей, появляются области хорошо выраженного повышенного светорассеяния в мезосфере на высотах 60-75 км, и в верхней стратосфере на высотах 30-50 км, и вероятно ниже, до тропосферы. Возмущения достигают максимальных значений в декабре-январе, и в периоды стратосферных потеплений. С февраля начинается уменьшение этих возмущений, профили окончательно принимают форму, соответствующую летнему сезону в апреле. Выявлено сходство сезонных особенностей динамики стратификации аэрозоля в стратосфере Камчатки с другим регионом - Западной Сибирью (Томск).

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН №16, гранта РФФИ № РФФИ 07-05-00734а, программы ДВО РАН №06-II-CO-07-026

Литература

- 1 *Kent G.S., Wright R.W.H.* A review of laser radar measurements of atmospheric properties. // J. Atm. and Terr. Phys. 1970. V. 32. N 5. P. 917-943.
- 2 *Poultney S.K.* Laser radar studies of upper atmosphere dust layers and the relation of temporary increases in the dust to cometary micrometeoroid streams. // Space Res. 1972. V. 12. P. 403-421.
- 3 *Межерис Р.* Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987. 550 с.
- 4 *Бычков В.В., Маричев В.Н.* Образование водных аэрозолей в верхней стратосфере в периоды зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // Оптика атмосферы и океана. 2008, № 3. с. 248-255
- 5 *Бычков В. В., Маричев В.Н, Пережогин А. С., Шевцов Б. М., Шумейко А. В.* Динамика лидарных отражений в мезосфере Камчатки в период зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // Оптика атмосферы и океана. 2008, № 12, с. 1083-1087.
- 6 V. L. Harvey, R. B. Pierce, T. D. Fairlie, M. H. Hitchman. A climatology of stratospheric polar vortices and anticyclones//J. Geophys. Res. (2002), Vol. 107, D20, P. 4442-4464.
- 7 S. Lossow, M. Khaplanov, J. Gumbel, J. Stegman, G. Witt, P. Dalin, S. Kirkwood, F. J. Schmidlin, K. H. Fricke, and U. Blum. Middle atmospheric water vapour and dynamics in the vicinity of the polar vortex during the Hygrosonde-2 campaign // Atmos. Chem. Phys., Vol. 9, P. 4407–4417, 2009.
- 8 *Маричев В.Н.* Лидарные исследования вертикальной структуры аэрозоля в верхней тропосфере и стратосфере над Томском в 2008-2009 г. // Сборник трудов 16-го международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы». Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2009. С.622-626.

О ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА АТМОСФЕРЫ

ABOUT POSSIBLE MECHANIZM OF THERMAL REGIME CHANGE OF ATMOSPHERE А.В. Виницкий, В.В. Казанцева

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

The mechanism of atmospheric temperature change due to vertical convergence and divergence of air streams is proposed. These streams form the meridional cells of global circulation system. On the basis of heat source equation for the case of adiabatic process the numerical estimates of mechanism efficiency are demonstrated. It is shown that at the mesospheric heights this mechanism may create the temperature regime changes with the efficiency of order 10^{-3} °K/c and may explain the existence of warm winter and cold summer mesopause. The experimental data confirming the possibility of this mechanism realization in the atmosphere are presented.

Основными физическими механизмами, определяющими температурный режим атмосферы, являются изменение радиационного баланса в сочетании с теплообменом между Землёй и атмосферой, а также перенос энергии движениями различного масштаба в атмосфере и океане [1,2]. Существенную роль при этом играет адиабатический нагрев и охлаждение воздушных масс вследствие их опускания и подъёма. Влиянием именно этих процессов объясняется ряд закономерностей пространственно-временных вариаций температуры и, в частности, тёплая зимняя и холодная летняя мезопауза [3]. Однако ряд особенностей изменения термобарических параметров трудно объяснить. Например, в нижней тропосфере максимум температуры наблюдается в районе 20° в летнем полушарии, в верхней тропосфере максимумы температуры формируются на широтах ~30°, причём зимний максимум выражен более отчётливо, [2,4]. С этим связана и большая скорость ветра в субтропическом струйном течении в зимний период. Важной проблемой физики атмосферы является также система меридиональных движений. Она тесно связана с вопросами о механизмах взаимодействия различных атмосферных слоёв, передачи энергии с одних уровней на другие, межширотного обмена веществом и количеством движения. Согласно существующим представлениям, меридиональная циркуляция в тропосфере является частью общей циркуляции, связанной с формированием четырёх широтных поясов атмосферного давления на полушарии и состоит из трёх ячеек меридионального движения воздушных масс [2]. В стратосфере на высотах больше 30 км осуществляется перенос воздуха из летнего полушария в зимнее [3]. Южный стратосферный межполушарный поток в период зимы северного полушария изменяется на северный на высотах ниже 50-70 км [5]. Выше, на высотах 80-90 км, опять происходит смена направления меридионального потока на южный. Обобщение данных о ветре в нижней термосфере, полученных методом некогерентного рассеяния радиоволн, показало, что в ионосфере наблюдается резкая смена направления меридионального переноса, причём скорости ветра достигают 50 м/с [6]. В таких условиях должны формироваться чередующиеся по высоте зоны вертикальной конвергенции и дивергенции воздушных потоков.

Рассмотрим данные комплексного ракетного эксперимента [7]. На рис 1. представлено обобщённое высотно – временное распределение меридиональной компоненты ветра, полученное из данных 21 пуска метеорологических ракет в Волгограде в июне 1973 г. Видно, что хотя пуски были проведены в различное время в течение месяца, данные представляют картину движений, согласованную с вышеизложенным представлением. В летней стратосфере северного полушария перенос осуществляется с севера. Выше наблюдается структура меняющихся по направлению сравнительно узких (толщиной ~10 – 20 км) слоёв. Скорость меридионального ветра в отдельных случаях может достигать 150 м/с. Видно, что ветровая структура формируется так, что перенос воздушных масс одного направления объединяется по высотам. Южный ветер, наблюдающийся в нижней термосфере в околополуденные часы, смещается через полночь к утру и далее к полудню на высоты 80 – 90 км, где объединяется с потоком такого же направления в районе 13 ч. местного времени. Северный ветер нижней термосферы в околополуночном секторе опускается через полночь к полудню и далее к вечеру, объединяясь с северным ветром стратосферы около 20 ч. В результате образуется пространственно-наклонная слоистая ветровая структура. Аналогичная форма наклонных слоёв в координатах высота - местное время получена в экспериментах [6].

В представленном в [7] ракетном эксперименте одновременно проводилось также измерение температуры атмосферы на различных уровнях. На рис. 2 приведены результаты обобщения температурного поля в координатах высота – местное время.



Видно, что в температурном поле на высотах ~ 80 - 90 км формируется четыре зоны с различной температурой. В период 2 – 4 ч наблюдалась область тепла с температурой - 70° С. В 14 ч наблюдалась мощная область холода с температурой до -130° С. В 18 – 20 ч снова регистрировалась область тепла (Т ~ - 60° С), сменившаяся к полуночи областью холода (Т ~ - 150° С). Можно сделать вывод, что эта температурная изменчивость связана со сменой направления меридионального ветра на этих высотах. Областям тепла соответствует северный ветер, а областям холода – южный. Можно предположить, что в такой ветровой структуре с резко меняющимися по направлению и скорости ветрами должно осуществляться взаимодействие между слоями посредством вертикальных движений. Судя по температурному полю существует

Приведём количественные оценки возможного изменения температуры атмосферы вследствие формирования зон конвергенции и дивергенции вертикальных потоков. Оценки можно сделать на основании уравнения притока тепла. При реализации адиабатического процесса для единицы объёма сухого воздуха справедливо выражение:

$$\rho C v \frac{dT}{dt} = \frac{P}{\rho} \frac{d\rho}{dt},\tag{1}$$

где Cv – теплоёмкость сухого воздуха при постоянном объёме, T – температура, P – давление, ρ – плотность, t – время.

Левая часть уравнения (1) представляет изменение внутренней энергии единичного объёма газа атмосферы вследствие работы внешних сил давления, правая часть – обусловленных глобальной системой меридиональной циркуляции. Воспользовавшись уравнением непрерывности, перепишем уравнение (1) в виде:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{P}{\rho^2 C \nu} \left(\frac{d\rho}{dz} w - \rho \frac{dw}{dz}\right),\tag{2}$$

где *z* – высота над уровнем моря, *w* – вертикальная скорость.

Предположим, например, что конвергенция происходит на уровне 90 км. Для него можно принять $P = 0,16 \text{ н/m}^2$, $\rho = 3,17 \cdot 10^{-6} \text{ кг/m}^3$ [8]. Принимая Cv = 727 Дж/кг·К и допуская, что на границе слоёв вертикальная скорость составляет 10 см/с и уменьшается к середине слоя на протяжении 10 км до нуля, получаем, что второй член в уравнении (2) даёт значение $dT/dt = 6,3 \cdot 10^{-4}$ K/c. При устойчивости таких систем циркуляции за часы и сутки механизм может приводить к наблюдаемым изменениям температуры. В частности, он может быть эффективным для сезонных изменений температуры мезопаузы, если предположить, что зимой на этих высотах имеет место вертикальная сходимость воздушных потоков.

Литература

- 1. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 751 с.
- 2. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 398 с.
- 3. Уэбб В. Структура стратосферы и мезосферы. М.: Мир, 1969. 258 с.
- 4. Погосян Х.П. Общая циркуляция атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 394 с.
- 5. Groves G.V. Atmospheric structure and its variations in the region from 25 to 120 km //COSPAR International reference atmosphere 1972 (CIRA-72). Berlin. Akademic Verlag. 1972. P. 33 224.
- 6. Hedin A.E., Biondi M.A., Burnside R.G., et all. Revised global model of thermosphere wind using Satellite and ground based observations//J. Geophys. Res. 1991. V.96. N. A5. P. 7657 7688.
- Бутко А.С., Голубев Е.Н., Иванова И.Н. и др. Особенности суточных и полусуточных колебаний температуры и ветра над пунктом Волгоград. В сб.: Суточные и широтные вариации параметров атмосферы и корпускулярные излучения. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. С. 86 – 104.
- 8. Хвостиков И.А. Высокие слои атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1964. 605 с.

ОБ ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАНИЙ ТОНКОЙ МУЛЬТИФРАКТАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ИОНОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ ABOUT FEATURE OF RESEARCHES OF THIN MULTIFRACTAL STRUCTURE OF IONOSPHERIC TURBULENCE

Ф. И. Выборнов, В. А. Алимов, А. В. Рахлин

Федеральное государственное научное учреждение "Научно-исследовательский радиофизический

институт"

We discuss the particular research thin multifractal structure of developed ionospheric turbulence by methods of multidimensional structure functions and modulus maxima of wavelet transform with the help of remote sensing of ionospheric plasma by orbiting satellites signals. It is shown that diffraction effects during the propagation of radio waves in the ionosphere lead to "blur" quasi-singular structure of ionospheric turbulence and to the inability to diagnose it by these methods during ground receiving satellite signals. It is proposed to study the fractal structure of the ionospheric turbulence apply direct probe measurements of electron density fluctuations with high frequency samples along the trajectory of the spacecraft directly into the ionosphere.

В последнее время был выполнен ряд работ по изучению мультифрактальной структуры развитой ионосферной турбулентности (ИТ) (см. [1] и цитируемую там литературу). При этом соответствующие исследования проводились с помощью дистанционного зондирования ионосферной плазмы сигналами орбитальных ИСЗ с последующей обработкой принимаемых сигналов методом многомерных структурных функций (МСФ). Но метод МСФ – интегральный метод исследований случайных процессов. Носителем фрактальной меры в нем является структурная функция 2-го порядка исследуемого процесса на локальном (квазистационарном) интервале наблюдений [2]. Поэтому с помощью этого метода невозможно изучить тонкую (облачную) мультифрактальную структуру ионосферной турбулентности. В то же время предложенный и реализованный на практике метод максимумов модулей вейвлет-преобразования (ММВП) при исследовании мультифрактальной структуры атмосферной турбулентности [3], в принципе, может быть использован и для изучения тонкой структуры ионосферной турбулентности. В отличие от метода МСФ, в методе ММВП носителем фрактальной структуры является сама сингулярная функция f(t), описывающая этот случайный процесс в отдельных случайным образом выбранных "особых" точках t_i исследуемого процесса.

При этом в основе метода ММВП лежит определение частичной суммы $z(q, \tau)$:

$$z(q,\tau) = \sum_{l=1}^{N} |W(\tau,t_l)|_{max}^{q}, \qquad (1)$$

где l – линия максимумов для скелетона вейвлет-преобразования (ВП) (см. [3,4]); N – число таких экстремальных линий на интервале наблюдений за сигналом; q – параметр порядка в частичной сумме. Максимум модуля вейвлет-преобразования на l-ой линии (вблизи "особой" точки t_l) имеет вид [3,4]:

$$W(\tau, t_l)\Big|_{\max} = \frac{1}{\tau} \left| \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t - t_l / \tau) \cdot f(t) dt \right|_{\max}.$$
 (2)

Здесь функция $\psi(t - t_1 / \tau)$ – стандартная вейвлет-функция с временным разрешением τ [3,4].

Исследуемую случайную функцию f(t) вблизи особых "точек" t_l , для которых отклик модуля ВП (2) является максимальным, целесообразно записать в следующем виде (ср. [3,4]):

$$f(t) = f(t_l) + c(t_l) \cdot |t - t_l|^{\alpha - t_l},$$
(3)

где $c(t_1) = const(t_1)$, а параметр

$$\alpha(t-t_l) = \begin{cases} 0 < \alpha < 1 \\ \alpha > 1 \end{cases} \quad \Pi p u \quad \frac{|t-t_l| > \tau_0}{|t-t_l| \le \tau_0}, \tag{4}$$

 τ_0 – характерный внутренний масштаб турбулентности изучаемого случайного процесса f(t).

Здесь предполагается, что мы имеем дело со случаем развитой турбулентности [3], когда второе слагаемое в формуле (3) описывает квазисингулярную тонкую структуру исследуемого турбулентного процесса. При этом, в отличие от упрощенного математического подхода, исследованного в работах [3,4] для описания поведения функции f(t) вблизи "особой" точки t_i , применяется более сложная и более реалистичная физическая конструкция измеряемого сигнала с переменной функцией (см. (4)). В целом функция f(t) – регулярная функция, но вблизи некоторых выделенных точек t_l в области значений $|t-t_l| \ge \tau_0$ она может вести себя как сингулярная функция вида $f(t) = f(t_1) + c(t_1) \cdot |t - t_1|^{\alpha}$ с параметром $0 < \alpha < 1$ (ср. [3,4]). Однако, строго говоря, внутри интервала $\Delta t \leq \tau_0$ она полностью регулярна, подобно тому, как структурная функция 2-го порядка D_f(τ) полностью регулярна внутри такого же малого интервала наблюдений за нижним пределом инерционного интервала турбулентности [5]. Но вклад этой малой области внутреннего интервала турбулентности в отклик ВП незначителен (см. (2) с учетом соотношений (3), (4) при $\tau >> \tau_0$) и поэтому приближенно можно считать, что на исследуемых локальных масштабах регистрации сигнала вблизи экстремальных точек t_1 функция f(t)сингулярная. Действительно, математически функцию f(t), точнее ее аппроксимацию при $\Delta t \ge \tau_0$, можно считать сингулярной функцией. Но реально на всем интервале наблюдений

функция f(t) – гладкая дифференцируемая функция с квазисингулярным поведением вблизи "особых" точек t_l для скелетона ВП. При этом на любой экстремальной l-ой линии для максимумов модулей откликов ВП имеет место скейлинговое соотношение (см. (2) – (4)):

$$W(\tau, t_1)\Big|_{max} \propto \tau^2. \tag{5}$$

Далее, с учетом соотношений (1) и (5), для исследуемой случайной функции может быть применена стандартная процедура фрактального формализма с последующим определением мультифрактального спектра исследуемого турбулентного процесса [3,4].

Но при дистанционном зондировании ИТ сигналами ИСЗ и обработке их методом ММВП возникают непреодолимые сложности. Дело в том, что даже модель фазового экрана (модель "тонкого" неоднородного слоя толщины L с отсутствием дифракционных эффектов при распространении радиоволн в этом слое) работает лишь, когда выполняется неравенство $\lambda L \ll l^2$ (где λ - длина волны излучаемого сигнала; l - характерный размер неоднородностей) [5]. Для диагностики "чистых" фазовых флуктуаций сигнала на выходе такого слоя при исследовании неоднородной турбулентной структуры с характерными размерами в несколько единиц – десятков метров (масштаб $l \ge l_0$, где $l_0 \approx 1$ м – внутренний масштаб плазменной турбулентности верхней ионосферы [6]), на частоте зондирования 1 ГГц толщина слоя L должна не превышать нескольких десятков метров. Такая ситуация является практически нереальной для ионосферных условий, когда характерный размер толщины слоя ионосферной плазмы с мелкомасштабными неоднородностями составляет несколько единиц – десятков километров [6]. А в таком "толстом" слое будут существенны дифракционные эффекты при распространении радиоволн. Что, в конечном счете, приведет к "замыванию" тонкой квазисингулярной структуры неоднородной ИТ и к невозможности диагностики ее методом ММВП

Поэтому для исследования тонкой структуры ИТ следует применять прямые зондовые измерения флуктуаций электронной концентрации $\Delta N(x)$ с высокой частотой отсчетов $v_{omcu} \ge 10$ кГц вдоль траектории космического аппарата в ионосфере. Мультифрактальная обработка таких прямых зондовых записей сигнала $\Delta N(x)$ с помощью метода ММВП, в принципе, позволит выявлять тонкую фрактальную структуру ионосферной турбулентности.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ №09-02-97026-р_поволжье_а.

Литература

- 1. Алимов В.А., Выборнов Ф.И., Рахлин А.В. // Изв. ВУЗов-Радиофизика. 2009. т. 52, №1. С. 14.
- 2. Алимов В.А., Выборнов Ф.И., Рахлин А.В. // Изв. ВУЗов-Радиофизика. 2008. т. 51, № 4. С. 287.
- 3. Arheodo A. et al. // Physica A. 1998, 254. P. 24-45.
- 4. Павлов А.И., Анищенко В.С. // УФН. 2007. т. 177, № 8. С. 859.
- 5. Рытов С. М., Кравцов Ю.А., Татарский В.И. Введение в статистическую радиофизику. Т. II. М.: Наука, 1978.
- 6. Гершман Б.Н., Ерухимов Л.М., Яшин Ю.Я. Волновые явления в ионосфере и космической плазме. М.: Наука, 1984.
- Алимов В.А., Выборнов Ф.И., Рахлин А.В. Некоторые особенности перспективных исследований мультифрактальной структуры мелкомасштабной ионосферной турбулентности с использованием вейвлет-преобразования. Препринт №528. Нижний Новгород: ФГНУ НИРФИ, 2009.

О ПРОСТРАНСТВЕННО-НЕОДНОРОДНОЙ СТРУКТУРЕ МЕЛКОМАСШТАБНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ СРЕДНЕШИРОТНОЙ ИОНОСФЕРЫ ABOUT SPATIALLY NON-UNIFORM STRUCTURE OF SMALL-SCALE MID-LATITUDE IONOSPHERE TURBULENCE

Ф. И. Выборнов, В. А. Алимов, А. В. Рахлин

Федеральное государственное научное учреждение "Научно-исследовательский радиофизический институт"

We present the results of the researches of inhomogeneous small-scale ionosphere turbulence structure using the method of multidimensional structure functions of the amplitude fluctuations of artificial satellites signals. Found significant differences in the behavior of multi-indices of power spectra of the irregularities and the generalized multiracial spectrum of mid-latitude ionosphere turbulence for different clouds of electron density of ionosphere plasma with dimensions of $200 \div 250$ km, and within the clouds for local non-uniform structures with dimensions of $12 \div 15$ km. Известно, что мелкомасштабная ионосферная турбулентность имеет облачную пространственно-неоднородную структуру. В меньшей степени исследована локальная структура мелкомасштабной ионосферной турбулентности внутри отдельных облаков ионосферной плазмы. Считается, что пространственные спектры мелкомасштабной ионосферной турбулентности имеют моностепенной характер с незначительными вариациями показателя [1]. Этот результат был получен в ходе традиционной спектральной обработки принимаемых на Земле сигналов спутников. Такой спектральный подход к обработке данных дает достоверные результаты лишь в случае, когда исследуемые случайные процессы являются стационарными [2].

Более общий подход к анализу сигналов заключается в их мультифрактальной обработке с применением метода многомерных структурных функций [3]. В ходе наших экспериментов по радиопросвечиванию среднеширотной ионосферы сигналами спутников было установлено, что для структурных функций флуктуаций амплитуды сигналов при небольшом разнесении времени τ справедливо следующее соотношение:

$$\left\langle \left| \Delta A(\tau) \right|^q \right\rangle = \frac{1}{T} \int_{0}^{T} \left| A(t+\tau) - A(t) \right|^q dt \propto \tau^{\varphi_A(q)} \propto \tau^{\alpha_q q \pm \left[-D_A(\alpha_q) \right]}.$$
(1)

Здесь T – временной интервал анализируемой амплитуды сигнала. $\varphi_A(q)$ – показатель скейлинга при аппроксимации измеряемых структурных функций флуктуаций амплитуды q-го порядка. $D_A(\alpha_q)$ – фрактальная размерность флуктуаций амплитуды принимаемых сигналов, определяемая на множестве q структурных функций из параметрической зависимости[3,4]:

$$\begin{cases} D_A(\alpha_q) = 1 \pm \mathbf{k}_q q - \varphi_A(q) \\ \alpha_q = \frac{d\varphi_A(q)}{da} \end{cases}$$
(2)

Знак "+" перед вторыми слагаемыми в соотношениях (1), (2) соответствует случаю классического мультифрактального анализа сигналов с параметром $\frac{d\alpha_q}{dq} < 0$, а знак "-" – случаю аномального скейлинга в поведении измеряемых структурных функций *q* -го порядка, когда параметр $\frac{d\alpha_q}{dq} > 0$.

Согласно [4,5], локальную структуру мелкомасштабной ионосферной турбулентности можно охарактеризовать квазиизотропным трехмерным спектром $\Phi_{N_q}(\vec{k})$ флуктуаций электронной концентрации в виде:

$$\Phi_{N_a}(\vec{k}) \propto k^{-p_{3_q}}, \qquad (3)$$

где $k_{\perp} = \left| \vec{k} \right|$ – волновое число неоднородностей; p_{3_q} – показатель спектра неоднородностей для q - ой компоненты, соответствующей глобальной структурной функции электронной концентрации $\left\langle \mathbf{I}_{N}(\vec{r})_{\frac{q}{4}}^{2} \right\rangle$: $\left\langle \mathbf{I}_{N}(\vec{r})_{\frac{q}{4}}^{2} \right\rangle \propto \overline{\mathbf{I}_{N}(\vec{r})_{\frac{q}{4}-no\kappa}^{2}} \cdot \overline{N} \propto r^{p_{3_q}-3} \cdot r^{\pm \left| -D_{N}(p_{3_q}) \right|}$. (4)

Соотношение (4) отвечает двум принципиально различным моделям фрактальных структур мелкомасштабной ионосферной турбулентности [4,5].

Первая модель, соответствующая знаку "+" в показателе второго сомножителя соотношения (4) – это совокупность независимых фрактальных структур, характеризуемых локальной пространственной структурной функцией $N(\vec{r})_{q_{-},no\kappa}^2 \propto r^{p_{3_q}-3}; \ \overline{N} \propto r^{-D_N(p_{3_q})} - доля$ пространства, занятого этими неоднородными структурами с фрактальной размерностью $D_N(p_{3_q})$ [5]. Это модель классической мультифрактальной структуры турбулентности.

Вторая модель (знак "-" в показателе второго сомножителя соотношения (4)) – это совокупность взаимодействующих, кластерных фрактальных структур с локальной пространственной структурной функцией $\overline{N(\vec{r}\,)_{q_{-},no\kappa}^2} \propto r^{p_{3_q}-3}$ и относительным числом таких структур $\overline{N} \propto r^{b_N(p_{3_q})-3}$. В данном случае $D_N(p_{3_q})$ - это массовая фрактальная размерность взаимодействующих структур в пространстве с топологической размерностью d = 3

 $(D_N(p_{3_q}) \le 3)$. Первая модель, по-видимому, соответствует линейной стадии развитой ионосферной турбулентности, а вторая – режиму нелинейного взаимодействия локальных пространственно-неоднородных мелкомасштабных структур электронной концентрации в ионосфере (см. [4]).

При этом согласно [5], для показателя мультистепенного спектра ионосферной турбулентности на средних широтах имеет место равенство:

$$p_{3_a} = 2 + 2\alpha_q \,. \tag{5}$$

Таким образом, изотропная локальная структура мелкомасштабной ионосферной турбулентности, описываемая мультистепенным спектром $\Phi_{N_q}(\vec{k})$ (см. (3)), однозначно определяется набором соответствующих гельдеровских экспонент α_q .

Следует заметить, что неравномерное распределение в пространстве изотропных мелкомасштабных ионосферных неоднородностей в общем случае характеризуется набором фрактальных размерностей $D_N(\alpha_q)$. Причем, согласно [3,4]:

$$D_N(\alpha_a) = 2 + D_A(\alpha_a).$$

Поскольку для параметров α_q и показателей мультистепенного спектра p_{3_q} справедливо соотношение (5), то, следовательно, измеряемый мультифрактальный спектр флуктуаций амплитуды $D_A(\alpha_q)$ фактически характеризует неравномерное распределение в пространстве мелкомасштабных ионосферных неоднородностей для разных турбулентных структур с различными показателями мультистепенного спектра.

По результатам зондирования среднеширотной ионосферы в сеансах связи с орбитальными спутниками 29.03.06 г. и 23.08.05 г. были получены записи амплитуды сигналов с практически идентичными величинами показателей спектров флуктуаций амплитуд принимаемых сигналов, но в то же время мультифрактальные спектры их различались кардинально. Для первого сеанса связи длительностью $T_0 = 80$ с была характерна первая модель фрактальных структур мелкомасштабной ионосферной турбулентности, а для второго – вторая модель. Внутри общего интервала регистрации сигналов как в одном, так и другом сеансах связи для более коротких интервалов записи длительностью $T_L = 5$ с регистрировались обе указанные выше модели фрактальных структур.

Следует учесть, что в этих экспериментах мы имели дело с моделью "вмороженных" мелкомасштабных ионосферных неоднородностей (скорость сканирования неоднородностей сигналом орбитального спутника на высотах верхней ионосферы $\upsilon_{c\kappa} \approx (2,5\div3)$ км/с была значительно больше скорости дрейфа мелкомасштабных неоднородностей $\upsilon_{dp} \approx 10^{-1}$ км/с). Поэтому можно утверждать, что в ионосфере на пространственных масштабах порядка $L_L = \upsilon_{c\kappa} \cdot T_L \approx (12 \div 15)$ км внутри отдельных облаков электронной концентрации ионосферной плазмы с масштабами порядка $L_0 = \upsilon_{c\kappa} \cdot T_0 \approx (200 \div 250)$ км существовали мелкомасштабные неоднородности с различной фрактальной структурой, соответствующие как линейной стадии развитой ионосферной турбулентности (первая модель в соотношении (4)), так и нелинейные пространственно-неоднородные мелкомасштабные структуры электронной концентрации в ионосфере, описываемые второй моделью в соотношении (4). Этим различным локальным моделям мультифрактальной структуры мелкомасштабной ионосферной турбулентности соответствуют различные модели мультистепенных спектров изотропной турбулентности.

На рис. 1 приведены рассчитанные по формуле (5) показатели p_{3_q} мультистепенных спектров $\Phi_{N_q}(\vec{k})$ (3) для обоих сеансов связи с искусственными спутниками Земли 29.03.06 г. (рис. 1а) и 23.08.05 г. (рис. 1б). Из рис.1 следует, что поведение показателей мультистепенных спектров для двух характерных моделей фрактальных структур в этих сеансах резко отличались друг от друга. Для первой модели характерно существование пространственных компонент с малыми масштабами неоднородностей в мультистепенном спектре турбулентности (см. рис. 1а), а для второго – практически полное отсутствие их (см. рис. 1б). Действительно, в первом случае значения показателей мультистепенного спектра уменьшаются с ростом q-го порядка для исследуемых многомерных структурных функций флуктуаций амплитуды принимаемого сигнала

(см. рис. 1а и соотношение (5) при $\frac{d\alpha_q}{dq} < 0$), т.е. в данном случае мы с увеличением параметра q изучаем локальные области мелкомасштабной ионосферной турбулентности с все более развитой (многомасштабной) структурой неоднородностей электронной концентрации плазмы. Во втором случае (см. рис. 1б и соотношение (5) при $\frac{d\alpha_q}{dq} > 0$) значения p_{3_q} увеличиваются с ростом параметра q и мы, при увеличении параметра q, исследуем локальные области турбулентности с все более пространственно ограниченной структурой мелкомасштабных неоднородностей.



2 представлены обобщенные мультифрактальные спектры На рис. изотропной мелкомасштабной ионосферной турбулентности $D_N(p_{3_n})$ для сеанса связи со спутниками 29.03.06 г. (рис.2а) и 23.08.05 г. (рис.2б). Из рис. 2 видно, что обобщенные мультифрактальные спектры $D_N(p_{3_a})$ также обнаруживают различия в своем поведении для разных моделей мультифрактальных структур. Для первой модели (линейная стадия ионосферной турбулентности) локальные области с развитой (многомасштабной) структурой неоднородностей электронной концентрации имеют заметно неравномерное распределение в пространстве ($D_N = 2,4$ при *p*_{3_a} = 2,5 ; рис. 2a), а области с пространственно ограниченной структурой мелкомасштабных неоднородностей распределены более равномерно ($D_N = 3$ при $p_{3_2} = 2,84$; рис. 2a). Для второй модели (модели взаимодействующих, кластерных фрактальных структур) ситуация меняется на противоположную. Более развитая структура мелкомасштабных неоднородностей равномерно распределена в пространстве ($D_N \approx 3$ при $p_{3_n} = 2,7$; рис. 2б), а пространственное распределение ограниченной локальных областей неоднородностей с мелкомасштабной структурой неравномерно ($D_N = 2,5$ при $p_{3_a} = 3,05$; рис. 26).



Были выполнены расчеты мультистепенных и обобщенных мультифрактальных спектров для 5-ти секундных интервалов записей амплитуды внутри сеансов 29.03.06 и 23.08.05 г. Они также показали существенные различия, которые присущи обеим моделям локальных фрактальных структур мелкомасштабной ионосферной турбулентности на указанных выше масштабах $L_L \approx (12 \div 15)$ км внутри отдельных облаков электронной концентрации ионосферной плазмы с размерами $L_0 \approx (200 \div 250)$ км. Это иллюстрирует рис. 3, на котором приведены обобщенные мультифрактальные спектры турбулентности $D_N(p_{3_n})$ для трех последовательных

(а, б, в) пятисекундных интервалов регистрации записи амплитуды сигнала в сеансе связи со спутником 29.03.06 г. Из рис. 3 следует, что распределение в пространстве мелкомасштабных неоднородностей может кардинально меняться для разных турбулентных структур с различными показателями мультистепенных спектров внутри отдельных облаков ионосферной плазмы.

Таким образом, исследования неоднородной структуры мелкомасштабной ионосферной турбулентности с применением метода многомерных структурных функций флуктуаций амплитуды сигналов обнаружили существенные различия в поведении показателей мультистепенных спектров неоднородностей и соответствующих обобщенных мультифрактальных спектров ионосферной турбулентности как для разных облаков электронной концентрации ионосферной плазмы с размерами ~ (200÷250) км, так и внутри отдельных облаков для локальной неоднородной структуры с размерами ~ (12÷15) км. Это принципиально новый результат в исследованиях неоднородной структуры ионосферной турбулентности.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ №09-02-97026-р поволжье а.

Литература

- 1. Гершман Б.Н., Ерухимов Л.М., Яшин Ю.Я. Волновые явления в ионосфере и космической плазме. М.: Наука, 1984.
- 2. Татарский В.И. Распространение волн в турбулентной атмосфере. М.: Наука, 1967.
- 3. Алимов В.А., Выборнов Ф.И., Рахлин А.В. // Изв.ВУЗов. Радиофизика. 2008. Т. 51. № 4. С.287.
- 4. Алимов В.А., Выборнов Ф.И., Рахлин А.В. // Изв.ВУЗов. Радиофизика. 2008. Т. 51. № 7. С. 571.
- 5. Алимов В.А., Выборнов Ф.И., Рахлин А.В. // Изв.ВУЗов. Радиофизика. 2009. Т. 52. №1. С. 14.

ВЛИЯНИЕ ВЕТРОВОЙ ОБСТАНОВКИ НА ЕСТЕСТВЕННОЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ

INFLUENCE OF WIND CONDITIONS ON NATURAL ELECTROMAGNETIC EMISSION Дружин Г.И., Санников Д.В., Уваров В.Н.

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН Statistical relations of wind situation with level of natural electromagnetic radiation in a ELF-VLF range are considered. Closely-coupled statistical interface between the level of electric components of the field and wind field discovered. Existence of periodic temporal connection of the field of winds velocity and magnetic components of the radiation in a range 0.2-6.5 kHz with a day's and two day's by periods discovered.

Естественное электромагнитное КНЧ-ОНЧ-излучение возникает за счет грозовых, ионосферно-магнитосферных и литосферных источников [1–6], вклад которых в общую интенсивность поля определяются различными геофизическими факторами. Необходимость исследования этих излучений обусловлена тем, что они могут служить источником информации о процессах космического, планетарного и регионального масштабов. Полученная информация может быть использована не только в науке, но и в практической деятельности человека, например, в медицине, авиации, связи, при прогнозе сейсмической активности. Настоящая работа посвящена исследованию взаимосвязи естественного электромагнитного ОНЧ-излучения с ветровой обстановкой.

Регистрация естественного электромагнитного излучения проводится на Камчатском полуострове в пункте «Паратунка» ИКИР ДВО РАН, в диапазоне частот от единиц Гц до ~10 кГц, с применением двух идентичных магнитных рамочных (компоненты Hx, Hy) и одной электрической штыревой (компонента E) антенн. Многовитковые рамочные антенны с эквивалентной площадью каждой ~5600 м² расположены вертикально и ориентированы в направлении север-юг (Hx)и восток-запад (Hy). Штыревая электрическая антенна (с емкостной насадкой) высотой 1 м расположена на мачте высотой 30 м в непосредственной близости от магнитных антенн. Диаграммы направленности рамочных антенн и в горизонтальной плоскости имеют вид «восьмерки», штыревой – круг. Сигналы с предварительных усилителей по кабельной

линии связи поступают в пункт аналого-цифровой обработки сигналов, расположенный на расстоянии около 100 м от антенной системы, где осуществляется для каждой компоненты усиление сигнала и цифровая фильтрация в частотных полосах пропускания: 30-60 Гц; 70-200 Гц; 200-600 Гц; 600-2,5 кГц; 2,5-6,5 кГц; 7-11 кГц. Аппаратура работает в режиме непрерывной регистрации сигналов с записью почасовых данных на компьютер, с периодом дискретизации 4 с, равного времени накопления отдельного результата измерения.

Влияние ветра в пункте «Паратунка» на КНЧ-ОНЧ-излучение было рассмотрено за первые шесть месяцев 2009 г., при среднем значении скорости ветра больше 4 м/с. Коэффициент корреляции вычислялся за период 48 часов. Для приведения метеорологических и электромагнитных данных к общей частоте дискретизации электромагнитные данные были усреднены по десятиминутным интервалам.

Анализ нормированных кросскорреляционных функций скорости ветра и ОНЧ-излучения проводился по формуле:

$$R_{xy}(m) = \begin{cases} \frac{\sum_{n=0}^{N-m-1} x_{n+m} y_n}{\sqrt{\sum_{n=1}^{N} (x_n)^2 \sum_{n=1}^{N} (y_n)^2}} \end{cases}$$

Здесь х, у – массивы данных ОНЧ и скорости ветра, соответственно, N – количество отсчётов в рядах данных.

В качестве типичных примеров статистической связи между электромагнитными излучениями и скоростями ветра приведены кросскорреляционные функции на два периода: 18 — 19 января (рис. 1—3) и 7 — 8 марта 2009г (рис. 4—6).

Из рис. 1, 4 видно существование выраженной статистической связи между вертикальной электрической компонентой поля Е и скоростью ветра в момент регистрации на всех регистрируемых частотных диапазонах, поскольку отсутствует заметный временной сдвиг максимума корреляции. Особенно хорошо такая связь наблюдается на нижних регистрируемых частотах (рис. 1, панели 1-4, рис. 4, панели 1-5). Такое поведение можно объяснить влиянием сильных эффектов электризации в окрестностях приемных антенн. Интересно, что аналогичная сильная корреляционная связь прослеживается для магнитной компоненты Нх в диапазоне частот 30-60 Гц (рис. 3, панель 1, рис. 6, панель 1). Иная картина наблюдается для магнитных компонент в других частотных диапазонах. Например, на рис. 3 (панели 4,5) и рис.6, (панели 3-5) отчетливо прослеживается сушествование суточной и двухсуточной периодичности статистической связи излучения магнитной компоненты Нх в частотных диапазонах 0.6-6.5 кГц, которая, по-видимому, связана с суточной периодичностью ветра. В чистом виде двухсуточная периодичность связи ветра с магнитной компонентой поля Нх хорошо выражена на рис. 3 (панели 2,3). Существует еще один интересный вид графиков, в виде ступени (рис. 1, панель 6, рис. 2, панели 5-6), показывающий значительное изменение уровня статистической связи на достаточно небольшом интервале времени в области верхних регистрируемых частот. Это можно объяснить влиянием метеорологических фронтов – достаточно выраженной границы перехода от одних метеорологических условий к другим.

По графикам взаимно-корреляционных функций видно, что существует зависимость между скоростью ветра и естественным электромагнитным излучением в КНЧ-ОНЧ диапазоне. Наибольшая зависимость проявляется для вертикальной электрической компоненты поля в диапазоне частот ~ 30 – 2500 Гц, где отмечается максимум взаимно-корреляционных функции при нулевом сдвиге, что указывает на то, что повышение скорости ветра происходило синхронно с уровнем электрической компоненты, которая, по-видимому, может быть связана с электризацией снега ветром. На частотах выше 7 кГц такого чёткого эффекта не наблюдается. Преобладает корреляция ветра с магнитной компонентой поля в направлении север-юг, что может свидетельствовать о зависимости КНЧ-ОНЧ-излучений не только от скорости ветра, но и от его направления.

Результаты этой работы показывают достаточно тесную связь скорости ветра с уровнем естественного электромагнитного КНЧ-ОНЧ-излучения в пункте его приема. В диапазоне 0.2-6.5

кГц обнаружено также существование периодической временной связи с суточным и двухсуточным периодами. Обнаружено и значительное ступенеобразное изменение взаимнокорреляционной функции, которое, по-видимому, свидетельствует об изменения в условиях образования или прохождения метеорологических фронтов.

Литература

- 1. Лихтер Я.И., Осинин В.Ф. Характеристики пурговых радиопомех //Распространение декаметровых радиоволн. - М.: Наука, 1978. С. 120-122.
- 2. Альперт Я.Л. Распространение электромагнитных волн в ионосфере. – М.: Наука, 1972. –564 с.
- 3. Муллаяров В.А., Музлов Е.О. Эффекты геомагнитных импульсов в среднеширотных ОНЧ-излучениях // Геомагнетизм и аэрономия. – 2001. – Т. 41 № 5 – С. 619–623.
- 4. Дружин Г.И., Шапаев В.И. Роль мировой грозовой активности в формировании амплитуды регулярного шумового фона // Геомагнетизм и аэрономия. – 1988. – Т. 28. – № 1. – С. 81–86.
- 5. Козлов В.И., Муллаяров В.А. Грозовая активность в Якутии. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН. 2004. 104
- Дружин Г.И. Опыт прогноза камчатских землетрясений на основе наблюдений за электромагнитным 6. ОНЧ излучением // Вулканология и сейсмология. -2002. - №6, - С. 51-52.

200-600Fu

0.8

0.6 04







МГД ПРИРОДА ИОНОСФЕРНЫХ ВОЛНОВЫХ ПАКЕТОВ, ГЕНЕРИРУЕМЫХ СОЛНЕЧНЫМ ТЕРМИНАТОРОМ. MHD NATURE OF IONOSPHERE WAVE PACKETS GENERATED BY SOLAR TERMINATOR

Э.Л. Афраймович[†], <u>И.К. Едемский</u>, С.В. Воейков, Ю.В. Ясюкевич

Институт солнечно-земной физики СО РАН

We analyzed the dynamic and spectral characteristics of the medium-scale travelling ionospheric disturbances (MS TID) in the form of travelling wave packets (MS TWP). We used total electron content (TEC) measurements from the global network of GPS receivers (up to 1500 stations) in 1998-2007 and the dense Japanese network GPS/GEONET (1220 stations) in 2008-2009. Diurnal, seasonal, spectral and spatial-temporal MS TWP characteristics are determined by the solar terminator (ST) dynamics and do not depend on the solar or geomagnetic activity. In the time field, TWPs are narrow-band TEC oscillations of duration of about 1-2 hours with oscillation periods of 10-20 minutes. In winter, TWPs in the northern hemisphere are observed 3-4 hours after the morning ST passage, when the TEC time derivative achieves his maximum. In summer, TWPs are recorded 1.5-2 hours before the evening ST occurrence at the point of observations, but at the moment of the evening ST passage in the magnetoconjugate area. The TWP spatial structure is of a high degree of anisotropy and coherence at the distance of more than 10 wavelengths; the TWP wavelength is about 100-300 km. Both the high Q-factor of oscillatory system and synchronization of TWP occurrence with solar terminator passage at the point of observations and in the magneto-conjugate area testify the MHD nature of ST-excited TWP generation. The obtained results are the first experimental evidence for the hypothesis for the ST-generated ion sound waves (Huba et al., GRL, 2000, 27, 19, 3181).

С использованием измерений полного электронного содержания (ПЭС) по данным глобальной сети GPS, авторы [1] обнаружили новый класс среднемасштабных перемещающихся ионосферных возмущений (СМ ПИВ) – перемещающиеся волновые пакеты (ПВП), проявляющиеся в форме узкополосных колебаний ПЭС. Период колебаний ПВП составил 10-20 мин, длина волны – порядка 150 км, длительность пакета – около 40 мин, пространственный масштаб – не более 500 км. В [2] впервые установлено, что ПВП вызваны движением солнечного терминатора (СТ). Согласно этой работе ПВП имеют длительность порядка 1-2 часа и регистрируются на 2-3 часа позже времени появления СТ на высоте 100 км.

Начиная с пионерских теоретических работ В.М. Сомсикова [3, 4], были проведены многочисленные эксперименты по наблюдению «терминаторных» волн самыми различными средствами ионосферного зондирования. Однако в основном все экспериментальные данные были получены на одиночных станциях с использованием косвенных методов спектрального анализа, и только для временных вариаций ионосферных параметров. Это затрудняет достоверную

277

идентификацию «терминаторных» волн, так как в общем случае волновые возмущения могут генерироваться самыми разнообразными источниками [5].

Для изучения пространственной структуры и динамики ПВП с характерной длиной волны 100 км [1, 5] необходима достаточно плотная сеть приемников GPS, такая как японская сеть GEONET, насчитывающая более 1200 приемников и покрывающая все японские острова, вытянутые более чем на 2000 км (<u>ftp:// terras.gsi.go.jp/data/GPS_products/</u>). Первое изображение структуры ПВП по данным этой сети было получено в работе [6]. Описание методов получения информации при обработке данных GPS содержится в монографии [5].

На рис. 1 показаны типичные волновые пакеты в ночное время после прохождения солнечного терминатора 13 июня 2008 г., 14:00 UT (23:00 LT); спутник PRN19. Амплитуда вариаций ПЭС dI(t) не превышает 0.1 TECU (10¹⁶ м⁻²). Линиями отмечено положение максимумов волн пакета. Анализ данных за летний и осенний периоды 2008 г. (35 и 20 дней, соответственно) и для 16 дней января 2009 г. показал, что пространственная структура ПВП характеризуется высокой степенью анизотропии и когерентности на расстоянии свыше 10 длин волн (длина волны 100-200 км). Во временной области ПВП представляют собой цепочки узкополосных колебаний ПЭС длительностью порядка 1-2 часа и общей длительностью до 6 часов с периодом колебаний в диапазоне 10-30 мин.

Известно множество источников СМ ПИВ, которые образуют случайное интерференционное поле волнового возмущения нейтральной среды. Результатом является случайное распределение интенсивности СМ возмущения электронной концентрации в ионосфере с хаотическим изменением направления кажущегося перемещения [5]. Такая ситуация реализуется за несколько часов до прохождения утреннего и вечернего СТ. Когда приходит СТ, на несколько часов возникает четкая регулярная структура волнового возмущения, перекрывающая случайное интерференционное поле.

Для того, чтобы проверить гипотезу о связи генерации ПВП с появлением СТ, мы вводим систему локального времени терминатора (ЛВТ): $dT = t_{obs} - t_{st}$, где t_{obs} – момент времени в точке, данные которой мы рассматриваем, а t_{st} – время прихода терминатора на выбранной высоте h=100 км над данной точкой. Отличительная черта данного подхода, впервые использованного в [6], заключается в исключении из рассмотрения конкретных абсолютных координат точек измерения.

Динамический спектр вариаций ПЭС в системе ЛВТ для всех станций GEONET для лета (35 суток), осени (20 суток) и зимы (16 суток) представлен на рис. 2 (а, б, в). Динамические спектры получены усреднением m=3687173 (а), 2059177 (б) и 1656426 (в) одиночных амплитудных спектров, каждый из которых получен дискретным преобразованием Фурье рядов вариаций ПЭС dI(t) длительностью 2.3 часа. Оказалось, что зимой в северном полушарии ПВП наблюдаются преимущественно спустя 3-4 часа после прохождения утреннего СТ (рис. 2в). В равноденствие ПВП появляются после прохождения СТ без заметного запаздывания или опережения (рис.26).

Наиболее важным открытием оказалось то, что летом в Японии ПВП начинают регистрироваться за 1.5-2 часа до появления СТ над точкой регистрации, но в момент прохождения вечернего СТ над магнитосопряженной точкой, расположенной в Австралии (рис. 2a). Следует обратить внимание на асимметрию полученной сезонной зависимости (рис. 2). Летом еще до заката появляются волновые пакеты (рис.2a), но они не регистрируются в самой магнитосопряженной области, где в данный момент зима (пример на рис.2в). Это означает, что поток плазмы перемещается только в одну сторону - из зимней области сразу после заката в летнюю магнитосопряженную область, где еще день.

Традиционно СМ ПИВ, в том числе и обусловленные терминатором, связывают с модуляцией электронной плотности АГВ, генерируемыми в нижней атмосфере при прохождении терминатора над пунктом наблюдения. Однако эта гипотеза не согласуется с вышеописанными характеристиками терминаторных волн (высокая пространственная когерентность, сильная анизотропия, устойчивые направления азимута волнового вектора). Известно, что АГВ и обусловленные ими ПИВ могут распространяться без значительного затухания и изменения своей формы или потери когерентности не далее, чем на 3-5 длин волн [7]; СМ ПВП могут распространяться не дальше 500 км [8]. В результате наблюдается случайное интерференционное поле волновых возмущений от различных источников АГВ.



279

Наиболее сильный аргумент против модели АГВ волновых пакетов, по крайней мере для ночных наблюдений летом – регистрация ПВП за 1.5 часа до прохождения терминатора над пунктом наблюдения. Сезонная зависимость и связь с процессами в магнитосопряженной точке указывают на электродинамическое происхождение волновых пакетов. На такую связь указывают также данные одновременных оптических наблюдений периодических структур в ионосфере в Японии и Австралии [9, 10].

Высокая добротность колебательной системы и синхронизация с появлением СТ в магнитосопряженной области свидетельствуют о МГД природе генерации ПВП солнечным терминатором. Ионосферные процессы в магнитосопряженных областях исследуются давно [11]. Однако подобные исследования не касались волновых процессов, исключая работу [12], в которой было установлено, что вероятность появления среднеширотного слоя Еs повышается при прохождении терминатора в магнитосопряженной области. Авторы объясняют это явление распространением вдоль магнитной силовой линии Альфеновских волн, однако не приводят экспериментальных данных, подтверждающих их регистрацию.

Наша работа является первым экспериментальным доказательством справедливости модели ионно-акустических волн с характерным периодом 10-20 мин, генерируемых при движении СТ [13]. Авторы [13] установили, что после восхода или заката такие волны могут существовать в течение 1-3 часов. Они являются результатом быстрого нагрева или охлаждения нижней ионосферы. На восходе нагрев продуцирует сильный, направленный вверх, поток плазмы вдоль магнитной силовой линии. Этот поток приводит к сжатию и нагреву плазмы в вершине магнитной силовой линии, и как следствие, к генерации ионно-акустических волн. На закате такие волны продуцируются резким охлаждением плазмы.

Фактически мы обнаружили новое явление и экспериментально доказали возможность детектирования современными средствами ионосферной диагностики генерируемых СТ ионнозвуковых волн с периодами колебаний порядка 20 мин. Появление этих колебаний связано с прохождением СТ в магнитосопряженной области, поэтому естественно предположить, что они переносятся какими-то магнитосферными МГД-волнами. Периоды наблюдаемых колебаний далеки от минимальных периодов собственных альфвеновских волн на этих широтах (~10 сек), но вполне соответствуют периодам первых гармоник стоячих волн медленного магнитного звука (MM3), распространяющихся вдоль силовых линий (~10³-10⁴ сек) [14]. В работе [14] сделан вывод, что ионосфера не может играть какой-либо роли ни в генерации, ни в поглощении MM3-волн, на том основании, что все электромагнитные компоненты и поперечные компоненты колебаний плазмы на уровне ионосферы обращаются в нуль. Однако, как следует из той же работы, продольная компонента скорости колебаний плазмы на уровне ионосферы в нуль не обращается и именно она ответственна за модуляцию электронной плотности.



Рисунок 2. Динамический спектр вариаций ПЭС для всех станций GEONET для 35 летних суток, 20 суток осени и 16 суток зимы (а, б, в). *dT=0* соответствует моменту заката Солнца на высоте 100 км. Летом ПВП регистрируются за 1.5 часа до появления вечернего СТ в пункте наблюдения, но В момент времени прохождения CT в магнитосопряженной области.

Локальное время вечернего терминатора dT, час

Наши результаты могут быть использованы для развития моделей СМ ПИВ, необходимых для различных приложений. Знание времени появления подобных структур и направление вытянутости фронта волнового возмущения важны для оптимизации функционирования спутниковых радиотехнических систем различного назначения.

Авторы выражают благодарность Г.А. Жеребцову, А.П. Потехину, А.С. Леоновичу, В.А. Мазуру, В.А. Медведеву за интерес к работе и плодотворные дискуссии. Мы благодарны также сотрудникам японской сети GEONET за данные GPS, использованные в настоящем исследовании. Работа поддержана грантом грантом РФФИ N 10-05-00113 и Президентским грантом МК-3094.2010.5.

Литература

[1] Afraimovich E.L., Perevalova N.P., Voeykov S.V. Traveling wave packets of total electron content disturbances as deduced from global GPS network data // J. Atm. Solar-Terr. Phys. 2003. 65. 1245 - 1262.

[2] Afraimovich E.L. First GPS-TEC evidence of wave structure excited by solar terminator moving // Earth, Planets and Space. 2008. 60. 895 - 900.

[3] Сомсиков В.М. Солнечный терминатор и динамика атмосферы. Алма-Ата: Наука. 1983. 192 С.

[4] Somsikov V.M. A spherical model of wave generation in atmosphere by solar terminator // J. Atmos. Terr. Phys. 1987. 49. 433-438.

[5] Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск. ИСЗФ CO PAH. 2006. 480 C.

[6] Afraimovich E.L., Edemskiy I.K., Voeykov S.V., Yasyukevich Yu.V., Zhivetiev I.V. The first GPS-TEC imaging of the space structure of MS wave packets excited by the solar terminator // Annales Geophys. 2009. 27. 1521 - 1525.

[7] Francis S.H. A theory of medium-scale traveling ionospheric disturbances // J. Geophys. Res. 1974. 79. 5245-5259.

[8] В.И. Дробжев, М.З. Калиев, Ю.Г. Литвинов, Б.Д. Чакенов, А.Ф. Яковец. Среднеширотные особенности короткопериодных возмущений в ионосфере во время прохождения солнечного терминатора // Геомагнетизм и аэрономия. 1991. 31. 423-426.

[9] T. Ogawa, N. Balan, Y. Otsuka, K. Shiokawa, C. Ihara, T. Shimomai, and A. Saito. Observations and modeling of airglow and tec fluctuations induced by travelling ionospheric disturbances // Earth Planets Space. 2002. 54. 45-56.

[10] Otsuka, Y., K. Shiokawa, T. Ogawa, and P. Wilkinson. Geomagnetic conjugate observations of equatorial airglow depletions // Geophys. Res. Lett. 2004. 31. L15803, doi:10.1029/2004GL020262.

[11] Кринберг И.А., Тащилин А.В. Ионосфера и плазмосфера. Наука. М. 1984. 189 С.

[12] V.P. Abramchuk, V.N. Oraevsky, Yu.Ya. Ruzhin. Sporadic E layer in the twilight period during winter and its relations to sunrise. in the conjugate area // Acta Geod. Geoph. Mont. Hung. 1987. 22 (1-2). 199-209.

280

[13] Huba J.D., Joyce G., and Fedder J.A. Ion sound wave in the topside low latitude ionosphere // Geophysical research letters // Geophys. Res. Lett. 2000. 27. 3181-3184.

[14] Leonovich A.S., Kozlov D.A., Pilipenko V.A. Magnetosonic resonance in a dipole-like magnetosphere // Annales Geophys. 2006. 24. 2277-2289.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РАССЕЯНИЯ РАДИОСИГНАЛА GPS НА ИОНОСФЕРНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЯХ, ВЫТЯНУТЫХ ПО МАГНИТНОМУ ПОЛЮ EXPERIMENTAL STUDY OF GPS RADIO SIGNAL SCATTERING BY IONOSPHERIC IRREGULARITIES ELONGATED ON MAGNETIC FIELD <u>Ишин А.Б.¹</u>, Живетьев И.В.², Демьянов В.В.³

1 – Институт солнечно-земной физики СО РАН, ishin@iszf.irk.ru

2 – Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

3 – Иркутский государственный университет путей сообщения

Present paper is devoted to analysis of orientation ionospheric irregularities comparative magnetic field. On the basis of dense Japanese regional network GPS (GEONET) data, we analyzed the dependence of L2 phase slips against the angle between line-of-sight "GPS site – satellite" and magnetic field line over Japan during February 12, 2000. For the first time, it was shown that transionospheric signal scattering occurs for the line-of-sight of both aligned to magnetic field line, and across it or at large angles to magnetic field line. The percentage of GPS receivers, which registered L2 phase slips, for line-of-sights aligned to magnetic field line approach 6-7 %. For some satellites this value can approach 30 %.

Введение

До недавнего времени считалось, что основные процессы генерации ионосферных неоднородностей проходят в экваториальной и авроральной областях, где создаются условия для развития нестабильностей ионосферной плазмы. В экваториальной области – это сложная динамика экваториальной аномалии, а в авроральных областях – высыпания частиц. Основные усилия и большое количество приборов для исследования ионосферы создавалось как раз в этих областях. С появлением современных средств, включая плотные сети наземных приемников GPS, стало доступно более детальное изучение неоднородностей ионосферной плазмы на средних широтах.

За последнее время появилось множество статей посвященных исследованию фазовых флуктуаций и сбоев сопровождения фазы несущей частоты в системе GPS [1-9] во время геомагнитных возмущений.

В статье [10] сообщается о регистрации многочисленных сбоев сопровождения сигналов на вспомогательной частоте L2 системы GPS, вызванных рассеянием сигнала на ионосферных неоднородностях. Авторы считают, что это показательный пример проявления так называемых ионосферных пузырей («SUPER BUBBLES»). У плазменного пузыря есть характерная структура – он развивается вдоль линии магнитного поля Земли, удлиняясь в меридиональном направлении, но оставаясь достаточно узким в зональном. Однако статья [10] не содержит данных, доказывающих факт вытянутости наблюдаемых неоднородностей вдоль магнитного поля. Настоящая статья посвящена исследованию, целью которого было выявление зависимости количества сбоев в системе GPS от взаимного расположения луча спутник-приемник и магнитного поля.

Данные и методы обработки

В работе использовались данные региональной японской сети GPS GEONET, состоящей из более, чем 1200 станций. Приемники японской сети не измеряют амплитуду принятого сигнала, потому выявить зависимость амплитуды принятого сигнала от угла между лучом спутник-приемник и магнитным полем в явном виде нельзя. Однако, понятно, что при падении уровня принимаемого сигнала ниже определенного значения, приемник перестанет обнаруживать сигнал на фоне шумов. Таким образом, имея статистику срывов сопровождения фазы несущей частоты на плотной сети станций, при большом количестве измерений, можно сделать вывод о наличии зависимости количества сбоев (а следовательно и рассеяния трансионосферного радиосигнала) от взаимного расположения луча спутник-приемник и направления магнитного поля.

На рисунке 1 представлены подионосферные точки для тех лучей спутник-приемник, на которых наблюдались сбои сопровождения фазы на вспомогательной частоте L2. Для примера

были выбраны данные для двух спутников PRN13 и PRN24 с 11:00 до 14:00 UT. Для каждой из этих точек вычислялся угол γ между лучом спутник-приемник и направлением магнитного поля на высоте ионосферы (рис. 2). За высоту ионосферы была принята условная высота 350 км. Имеющиеся в свободном доступе данные GPS содержат измерения с временным разрешением в 30 секунд. В каждый момент времени наблюдается не менее 6 спутников. Учитывая при этом, что приемников в сети GEONET более 1200, получаем за сутки более 2·10⁷ измерений.

Результаты измерений

В каждый конкретный момент времени определенный процент функционирующих приемников не принимает сигнал от выбранного спутника GPS. Сбой сопровождения фазы несущей частоты может происходить из-за различных «случайных» причин приемника, (сбой аппаратуре внезапное отключение в электричества, пролетающий самолет и т.д.). Будем считать, что процент этих «случайных» сбоев со временем остается, вопервых, не очень большим, во-вторых, в достаточной степени постоянным. На рисунке 3 представлена зависимость количества приемников N(t), на которых наблюдались срывы сопровождения фазы на несущей частоте L2 от времени, для четырех выбранных спутников. Видно, что для PRN 13 количество не принимающих сигнал приемников на протяжении получаса (12:10-12:40)



оставалось более 200. Т.е. для PRN 13 больше 17% приемников не принимали сигнал на частоте L2. Для других спутников количество приемников, на которых регистрировались сбои частоты L2, тоже было значительным (рис. 3). На рисунке 4 представлены



Рис. 1. Общая геометрия эксперимента. На карту серыми точками нанесены подионосферные точки для лучей «спутник GPS – приемник GPS», для которых наблюдались сбои сопровождения фазы L2 вспомогательной частоты с 11:00 до 14:00 UT12 февраля 2000 г.

траектории выбранных спутников в пространстве угол места – азимут. Для каждого из четырех спутников выделены участки траектории с 11:00 до 14:00 UT. Именно в это время и наблюдается максимальное



количество сбоев. Указанные участки соответствуют области, где луч спутникприемник проходит вблизи магнитной силовой линии, либо вблизи её нормали на высоте 350 км. Зависимость количества сбоев для сети **GEONET** представлена на рисунке 5. Максимальный процент сбоев (до 33%) наблюдается именно лля тех спутников. траектории радиосигналов от которых проходят вдоль магнитной силовой линии. Сбои также наблюдаются для спутников с направлением распространения радиосигнала поперёк магнитной силовой линии, но в количестве в несколько раз меньшем (3-6%).



Рис. 3. Зависимость количества приемников, на которых регистрировались сбои определения фазы вспомогательной частоты L2 GPS от времени, для отдельных спутников.



Рис. 4. Траектории четырех спутников в координатах угол места – азимут. Серые области – область параллельности k и B (0°<ү<10°) и перпендикулярности k и B (85°<ү<90°). Утолщенные участки траекторий – положение спутников с 11:00 до 14:00. Траектории построены для средней части Японии.





180

При определении общей статистики сбоев учитывались данные для всех спутников. Иx траектории в координатах угол места – азимут представлены на рисунке 6. Только небольшая часть траекторий проходит в той части небосвода, для которой выполняется





Рис. 5. Зависимость относительного количества сбоев Р(ү) от угла ү для выбранных спутников GPS.

условие параллельности луча спутник-приемник с магнитной силовой линией на высоте ионосферы. Однако общая наибольшее количество статистика дает нам сбоев сопровождения фазы несущей частоты в приемниках именно для этой области. На рис. 7 серой линией представлена зависимость количества сбоев от угла у. Число сбоев растет при приближении у к 0° и 90°. Однако, общее ожидаемое количество измерений для различных углов у различно. Например, для у вблизи 0° наблюдений было в разы меньше, чем для у вблизи 65° (рис. 7, черная пунктирная линия). Для того, чтобы составить адекватную картину сбоев, необходимо было провести нормировку результатов и вычислить относительное количество сбоев для каждого угла у. Относительное количество сбоев в % приведено на рис. 7 черной сплошной 12 февраля 2000 г.

линией.

Видно, что при у ~0° наблюдается увеличение сбоев количества для всех приемников и всех спутников до 7%. ~90° Для ү эта величина составляет только 1.5 %. Тем не менее,

принципиально, что

все спутники Ρ(γ), % $S(\gamma)$ $N(\gamma)$ 5000 4x10[±] Количество наблюдений 8 Количество сбоев % сбоев 3x10 2x10 1x10 0x10 30 45 60 75 15 90 0 С γ,

Рис. 7. Зависимость количества наблюдений S(у) (пунктир), количества сбоев N(у) (серая кривая) и относительного количества сбоев Р(у) (черная кривая) от угла ү.

увеличение плотности сбоев наблюдается как в области углов ~90°, так и ~0°.

Выводы

210

Впервые применён метод обнаружения магнитно-ориентированных ионосферных неоднородностей на основе анализа данных GPS. Обнаружено, что рассеяние трансионосферного радиосигнала происходит при его распространении, как вдоль магнитной силовой линии, так и поперек магнитной силовой линии. Это явно указывает на вытянутость наблюдаемых ионосферных неоднородностей вдоль магнитной силовой линии. Рассеяние при распространении вдоль магнитной силовой линии более вероятно, чем поперёк. Для отдельного спутника

количество не работающих приемников в отдельные моменты времени может достигать величины 30%, что совершенно недопустимо для стабильной работы GPS. Общее количество станций GPS, для которых имеет место срыв сопровождения фазы при распространении радиосигнала вдоль магнитной силовой линии, может достигать величины в 7-8 %. При использовании GPS этот факт необходимо учитывать. Необходимо, чтобы каждый приемник при выборе спутников для определения своего местоположения учитывал возможные сбои, которые могут возникнуть для спутников с «неблагоприятным» положением в пространстве относительно магнитного поля.

Результаты наших исследований нужно учитывать при моделировании трансионосферного распространения радиоволн и при составлении карт ионосферных неоднородностей.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке Фундаментальной исследовательской программы физического отделения РАН (Проект IV.12 «Современные проблемы радиофизики»).

Литература

1. Skone, S.H. The impact of magnetic storms on GPS receiver performance // Geodesy 75(9-10), doi:10.1007/ S001900100198, 2001, 457-468.

2. Conker, R.S., El-Arini, M.B., Hegarty, C.J., Hsiao, T. Modeling the effects of ionospheric scintillation on GPS/satellite-based augmentation system availability // Radio Set., doi:10.1029/2000RS002604, 2003, 38 (1), 1001.

3. Ledvina, B.M., Makela, J.J., Kintner, P.M. First observations of intense GPS L1 amplitude scintillations at midlatitude // Geophys. Res. Lett., 10.1029/2002GL014770, 2002, 29 (14)

4. Ledvina, B.M., Kintner, P.M., Makela, J.J. Temporal prop¬erties of intense GPS LI amplitude scintillations at midlatitudes // Radio Sci., RS1S18, doi:10.1029/2002RS002832, 2004, 39.

5. Ledvina, B.M., Makela, J.J. First observations of SBAS/ WAAS scintillations: Using collocated scintillation measurements and all-sky images to study equatorial plasma bubbles // Geophys. Res. Lett., L14101, doi:10.1029/2004GL021954, 2005, 32.

6. Afraimovich, E.L., Lesyuta, O.S., Ushakov, I.I., Voeykov, S.V. Geomagnetic storms and the occurrence of phase slips in the reception of GPS signals // Annals of Geophys., 2002, 45 (1), 55-71.

7. Afraimovich, E.L., Demyanov, V.V., Kondakova, T.N. Degradation of performance of the navigation GPS system in geomagnetically disturbed conditions // GPS Solut., 2003, 7 (2), 109–119.

8. Afraimovich, E.L., Astafieva, E.I., Demyanov, V.V., Gamayunov, I.F. Mid-Latitude Amplitude Scintillation of GPS Signals and GPS Performance Slips // Adv. Space Res., 2009, 43, 964-972.

9. Astafyeva, E.I., Afraimovich, E.L., Voeykov, S.V. Generation of secondary waves due to intensive large-scale AGW traveling // Adv. Space Res., 2008, 41, 1459-1462.

10. Ma, G., Maruyama, T. A super bubble detected by dense GPS network at east Asian longitudes // Geophys. Res. Lett. L21103, doi: 10.1029/2006GL027512, 2006, 33.

ЛИДАРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЛОЕВ В СТРАТОСФЕРЕ НАД ТОМСКОМ В 2008-2010 LIDAR OBSERVATIONS AEROSOL VOLCANIC LAYERS IN STRATOSPHERE ABOVE TOMSK IN 2008-2010

В.Н. Маричев¹, И.В. Самохвалов²

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Томский Государственный Университет

Прежде чем перейти к анализу наблюдений, поясним, что при лидарных измерениях в качестве параметра, описывающего вертикальную стратификацию аэрозоля, представлена оптическая характеристика R(H) – отношение аэрозольного рассеяния (H –текущая высота). По определению R(H) – отношение суммы коэффициентов аэрозольного и молекулярного коэффициентов обратного рассеяния к молекулярному коэффициенту обратного рассеяния. Для примера, выполнение условий R(H)=1 означает отсутствие на данных высотах аэрозоля, и, наоборот, там, где $R(H)\ge 1$, появляется аэрозоль. По значению R(H) определяется вклад аэрозольного рассеяния в общее, и, косвенным путем, оценивается величина аэрозольной компоненты. Приводимые ниже графики профилей R(H) рассчитаны как по суммарному за ночь

сигналу (время накопления более 2 час), так и по сериям 10-мин измерений с указанием среднеквадратичного отклонения. Пространственное разрешение составляло 150 – 300м.

Первое появление аэрозольного слоя над Томском за указанный период наблюдений было обнаружено 9 августа 2008г. (рис.1).



Рис.1. Результаты наблюдений прохождения эруптивных облаков от вулканов Окмок и Касаточи над Томском (2008г).

Это был четко выраженный слой с отношением рассеяния R=1.3, расположенный на высоте 15км. Предшествующее ему фоновое состояние аэрозольной структуры в нижней стратосфере приведено на левом графике рис.1. Слой регистрировался 15-16 августа с заметно меньшим значением R=1.1. 2-го сентября произошло перераспределение структуры вулканического аэрозоля в двухслойную с заметным возростанием интенсивности верхнего слоя до R=1.9 и его вертикальным сдвигом на высоту H=16км и появлением второго слоя с R=1.4 на H=11.5км. Двухслойная структура слоя наблюдалась и 4-го октября, но со значительным ослаблением плотности верхнего слоя и поднятием нижнего до высоты 15км. Далее в октябре произошла трансформация распределения аэрозоля и появился один слой с максимальным значением R на высоте 15км. Этот слой выделялся на фоне аэрозольного наполнения нижней стратосферы за счет усиления тропосферно-стратосферного обмена, характерного для региона Западной Сибири осеннего, весеннего и особенно зимнего периодов. Следы слоя наблюдались 11, 22 и 23 октября. В ноябре слой исчез. Кроме отмеченных на рис. 1 дат измерений, зонлирование также проводилось 22, 23, 24, 31 августа и 25 октября. В эти ночи присутствия аэрозольных вулканических слоев замечено не было. Данный факт говорит о разрывности глобального вулканического слоя, по крайней мере над Западной Сибирью.

Для выявления географии расположения источника происхождения наблюдаемых над Томском аэрозольных слоев мы пытались отследить траектории как прямых, так и обратных воздушных трасс, воспользовавшись NOAA HYSPLIT MODEL. К сожалению, попытки связать конкретные даты наблюдений вулканических слоев с переносом продуктов извержений Окмок и Касаточи оказались безуспешными. Тогда для расчета траекторий переноса воздушных масс был использован пакет программ, разработанный Черемисиным А.А.. Как показали результаты расчета, слои 9 и 15 августа 2008г. на высоте 15км образовались от вулкана Окмок. Облако аэрозоля от вулкана Касаточи могли достигнуть Томск только после 28 августа 2008г. Такие облачные образования наблюдались 2 сентября и 4 октября. Слои за вторую и третью декаду октября, вероятнее всего, следует отнести к совместному вкладу извержений обоих вулканов.

Из наблюдений 2009г., как особо интересное событие, следует выделить появление в нижней стратосфере двух аэрозольных слоев, зарегистрированных на высотах 10.6 км (R=3) и 11.7 км (R=1.4) 3 июля (рис.2).



Рис.2. Первые наблюдения аэрольных слоев вулкана пик Сарычева (2009г) То, что эти слои явно не относятся к облакам верхнего яруса – циррусам, свидетельствует тот факт, что они расположены выше среднего уровня тропопаузы 10км. Последний определялся

по данным аэрологического зондирования двух ближайших к Томску метеостанций Новосибирска и Колпашева (сайт University of Wyoming, Department of Atmospheric Science), удаленных к югозападу и северо-западу на расстояния 210 и 230км, соответственно. Произошло это событие после длительного спокойного периода, включающего позднюю осень 2008г. – начало лета 2009г., и было вызвано началом извержения вулкана пик Сарычева, расположенного на Курильской островной гряде.

Особенностью извержения вулкана пик Сарычева являлось не единичный залповый выброс пепла и газа, а серия 11 гигантских взрывов, происходивших в течение 7 дней. В некоторых выбросах пепловые столбы поднимались до высоты 13 и 16км. (.http://www.volcano.si.edu/) Как выяснилось

далее, отмеченная особенность отразилась на формировании вулканического стратосферного облака.

Как видно из сравнения высотного хода R(H) на рис.2, после 5-8 июля произошли серьезные изменения в вертикальной структуре вулканического облака: это нарастание мощности, образование многослойной структуры с пиками отношения рассеяния на высотах выше уровня тропопаузы около 12,1 12.7 и 14.2км. Величина R убывала с высотой примерно от значений 2.3 до 1.2. 9-го июля слоистая структура трансформируется в один мощный слой с R=6, расположенный на высоте 13км. В последующих наблюдениях с 19-го июля и до конца месяца происходит возврат к слоистым образованиям от 2-х до 4-и слоев с заметным аэрозольным наполнением нижней стратосферы до 17км.

На следующем рис. 3 приведена динамика прохождения вулканического облака над Томском 6 июля 2009г, представленная по 10-мин. накопительным интервалам.



Рис.3. Динамика прохождения вулканического облака над Томском в ночь 6 июля 2009г.

Видна сильная изменчивость в вертикальной структуре облака. Так, за относительно небольшой промежуток наблюдений - 1.5 часа количество слоев могло меняться от трех до пяти, на высотах более 10км. В середине серии наблюдений появлялся и исчезал динамичный аэрозольный слой, величина отношения рассеяния в котором превышали R=10. Подобная динамика наблюдалась и в других экспериментах. Так, при зондировании в ночь 19 июля (см. рис.4) отслеживалась слоистая протяженная структура в диапазоне высот от 7 до 15км с

изменяющимися по интенсивности пиками R. При этом минимальные значения R превышают единицу, что свидетельствует о неразрывности всего слоя по высоте.

Из результатов наблюдений, выполненных в августе и сентябре, следует, что вулканический слой над Томском присутствовал постоянно (рис.4,5). Он несколько мог изменяться как по структуре, так и по интенсивности. В августе этот слой имел некоторую нижнюю полочку на высоте 10км. и мог простираться до высот 17км.



Рис.5. Наблюдения за вулканическим слоем в отдельные ночи сентября 2009г.

Структура слоя в большинстве случаев слоистая, интенсивность невысокая – максимальное значение отношения рассеяния R не превышало R=2 (измерения за 22 августа). В сентябре слоистая стратификация слоя продолжала сохраняться, а мощность убывать. 9-го сентября (рис.5) на высоте 20 км возник слабый, но достаточно заметный, тонкий слой, который несколько раз отмечался в течение последующей недели.

Дальнейшие наблюдения, выполненные в октябре (рис.6), показали размывание слоистой аэрозольной структуры. Вместе с тем постоянно отмечалось монотонно убывающее наполнение

нижней стратосфере аэрозолем, но уже с продлением до высот 30км., подобно сравнительно недавним наблюдениям, выполненным в.



Природа происхождения этого аэрозоля, вероятнее всего, не может быть связана с вулканическими выбросами. Как видно из рис.6, интенсивность вулканического аэрозольного слоя в сентябре значительно пошла на спад. Аэрозольное наполнение нижней стратосферы, скорее всего, должно быть связано с выносом аэрозоля из тропосферы в стратосферу за счет усиления тропосферно-стратосферного обмена.. Аналогичные региональные особенности формирования вертикальной аэрозольной структуры в нижней стратосфере в осенний и зимний сезоны фиксировались в более ранних долговременных лидарных наблюдениях, начиная с 1986г по 2000гг, в период отсутствия вулканических извержений.

Появление вулканического слоя от извержения вулкана Эйяфьятлайокудль (южная Исландия) демонстрируется рис.7. Несмотря на то, что последствия выброса мощного столпа пепла для Европы были катастрофическими с точки зрения отмены самолетных рейсов на достаточно длительный срок, при переносе над Россией вулканическое облако значительно размылось и над

Томском при наблюдениях за 23, 24 и 27 апреля выглядело в виде тонкого неплотного слоя, локализованного на высоте около 10км.



Рис.7. Перенос эруптивного облака от вулкана Эйяфьятлайокудль над Томском во второй половине апреля 2010г.

В целом полученные результаты лидарного мониторинга аэрозоля подтверждают механизм глобального влияния вулканического выброса аэрозоля на атмосферу Земли. Резюме относительно вулкана пик Сарычева. Несмотря на то, что извержение происходило в одной точке Земного шара и далеко не относилось к типу величайших вулканических извержений (Эль-Чичон, Пинатубо), тем не менее выброс аэрозоля в стратосферу покрыл непрерывным слоем большую часть Северного полушария. В этом есть некоторое кратковременное сходство возмущения от извержения вулкана пик Сарычева с извержением вулкана Пинатубо, неразрывный эруптивный слой от которого просуществовал в стратосфере Северного полушария около четырех лет . Наблюдаемые в 2008г. слои аэрозоля от извержений вулканов Окмок и Касаточи, в отличие от вулкана пик Сарычева, имели разрывный характер. Формирование хотя и достаточно кратковременного (более трех месяцев), но неразрывного эруптивного облака от вулкана пик

Сарычева следует связывать с фактом 11-и произошедших мощных взрывов, доставивших большое количество аэрозольно - газовых веществ в стратосферу.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке интеграционного научноисследовательского проекта СО РАН – ДВО РАН - НАН Украины «Диагностика динамических процессов в среднеширотной и субполярной атмосфере» и гранта РФФИ 10-05-00907-а «Выявление региональных особенностей условий формирования и механизмов образования аэрозольных слоев в стратосфере и мезосфере северного полушария».

ДИНАМИКА ЗИМНИХ СТРАТОСФЕРНЫХ ПОТЕПЛЕНИЙ НАД ЯКУТСКОМ WINTER STRATOSPHERIC WARMING DYNAMICS ABOVE YAKUTSK C.B. Николашкин¹, C.B. Титов¹, B.H. Маричев², B.M. Игнатьев¹

¹Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН,

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

The spatial and temporal characteristics and winter stratospheric temperature wave of variations measured with Lidar near Yakutsk on height interval 20-60 km have been studied. There is a relation between temperature variations with planetary, tidal and gravity during winter stratospheric warmings discussed.

Lidar temperature data co-analysis for period 2004-2009 years with aerologic radiosounding and satellite measuring showed that winter stratospheric warming consist of some short-time localized warmings what modulated by planetary wave with wavenumber 1 or 2 and period of 90 days.

The work is partly supported by RFBR grant 09-05-98573 and Integration Project No 15 SB RAS.

Измерения высотного температурного профиля проводились около Якутска (61,7 с.ш., 129,4 в.д.) с помощью лидара по молекулярному (рэлеевскому) обратному рассеянию зондирующего лазерного импульса (λ 532 нм) в атмосфере. Наблюдения проводились в темное время суток по 2–3 ночи каждую неделю. За ночь получались до восьми высотных профилей, из которых получался средненочной профиль. Калибровка значений температуры производилась по данным баллонного аэрологического зондирования на метеостанции Якутска. Следует отметить, что калибровка производилась только для нижней границы лидарных температурных профилей из-за низкого потолка полета шаров (20–25 км).

В зимнее время в стратосфере ежегодно происходят внезапные потепления, которые иногда приводят к обращению зонального ветра на восточное направление. Эти явления обусловлены диссипацией всплывающей планетарной волны в средней атмосфере, который приводит к ее разогреву.

На примере 2005-2006 гг. показано развитие потепления над Якутском по данным лидарных измерений и глобальных карт температурного поля по данным NOAA. До 9 ноября 2005 года над Камчаткой располагался очаг потепления, который был связан с уменьшением планетарной волны с волновым числом n=1 (т.е. одна волна помещалась на окружности Земли). В начале третьих суток с 10 по 12 ноября 2006 года на уровне 50 мБар проявилось усиление планетарной волны с волновым числом n=2. В результате этого холодный полярный циркумполярный циклонический вихрь слегка расщепился на две части, расположенные вдоль 70° в.д. Южная часть холодного циркумполярного вихря располагалась над полуостровом Ямал, а северная часть располагалась над морем Баффина. В центрах расщепленных частей циркумполярного вихря температура составила примерно -80°С. В то же время рядом с двух волновой планетарной волной господствовала планетарная волна с n=1, которая над Камчаткой образовала, мощный очаг потепления. При этом область потепления занимала достаточно обширную территорию. Она занимала западную часть Аляски, Чукотку, восточную часть Восточной Сибири от оз.Байкал до Вьетнама, восточную часть Монголии. Очаг потепления был малоподвижным, но он вытягивался в восточном направлении, в результате которого он 06.01.06 достиг Канады и занимал всю ее западную часть. Присутствие ПВ с волновым числом n=1 выдавило центр циркумполярного вихря в сторону Норвежского моря, в результате которого центр вихря оказался между о. Гренландия и Скандинавским полуостровом. Такая волновая ситуация сохранилась до середины января 2006 г.(Рис.1.)



12.02.2006

5.02.2006

2005-2006

19.02.2006

26.02.200

05.03.2006

12.03.200 19.03.200 26.03.200)2.04.2006)9.04.2006 Рис.1. Карты глобального распределения температуры во время стратосферного потепления зимой 2005-2006 гг. на уровне 50 мБар

Рис.2. Высотновременной разрез температуры стратосферы по данным лидарного зондирования в Якутске зимой 2005-2006 ΓГ. (по средненочным профилям)

290.0

Рис.3. Поведение температуры стратосферы на различных высотных уровнях по данным лидарного зондирования в Якутске зимой 2005-2006 гг.



01.01.2006

01.2006

22.01.2006 29.01.2006

15.01.2006

11.12.2005 18.12.2005 25.12.2005

27.11.2005 04.12.2005

20.11.2005

25

13.11.2005

В центре потепления на уровне 50мБар температура стратосферы составляла -40-45°С. В течении этого периода с 29.10.05 г. по 29.04.06 г. проводились лидарные измерения температуры средней атмосферы на ее уровнях 24 км, 30 км, 36 км, 42 км, 48 км, 54 км и 60 км. Данные наблюдения были использованы для построения высотно-временных разрезов температуры ночной атмосферы. Эти разрезы показали, что стратосферные потепления не есть монотонный процесс и состоят из большого числа короткопериодических повышений температуры, которые, по-видимому, связаны с усилением турбулентности атмосферы, внутренних гравитационных волн и взаимной интерференцией преломленных и отраженных от критического уровня волн разной природы (Рис.2, 3).

Максимальный нагрев стратосферы имел место на уровнях 36, 42 и 48 км, а на уровне 60 км в это время произошло охлаждение стратосферы, с некоторым запаздыванием от фазы нагрева слоев 24, 30, 36 и 42 км.

В районе мезосферы, где имеется высокий высотный градиент температуры понижение температуры достаточно глубокое, это можно объяснить радиационным охлаждением в результате излучения в инфракрасной области, связанного с колебательной релаксацией молекул углекислого газа, воды и озона. При этом понижение температуры составляет около 20°C. Такое значительное понижение температуры в течение месяца вполне допустимо Ньютоновым охлаждением. Процесс этот не мгновенный, поэтому фаза максимального охлаждения несколько запаздывает от фаз максимального нагрева стратосферы.

Амплитуды колебаний температуры стратосферы на этих уровнях 48 и 42 км минимальны по сравнению с другими температурными кривыми: для высот 24, 30, и 36 км.

Характерной особенностью этих кривых является то, что их временной ход происходит в противофазе. Это связано с тем, что уровень 48 км находится там, где температура стратосферы падает с высотой. А уровень 42 км располагается там, где стратосфера имеет температурную инверсию, т.е. там температура с высотой растет. Если предположить, что эти температурные колебания связаны только с притоком тепловой энергии, приносимой планетарными волнами, то высотно-временной ход этих кривых был бы иной. Температуры на этих высотах варьировали бы синфазно. Однако этого мы не наблюдаем. Более вероятным объяснением может быть то, что планетарные волны при воздействии на атмосферу не только приносят тепловую энергию, но и за счет передачи импульса окружающей атмосфере они могут деформировать горизонтальные поверхности постоянной плотности, при котором возбужденная масса будет перемещаться вверх либо вниз и следовательно будет меняться их температура.

Анализ зимнего стратосферного потепления 2005-2006 гг. с привлечением данных аэрологического зондирования на станции Якутск показал, что наблюдаемые каждый год зимние стратосферные потепления обусловлены диссипацией планетарных волн, распространяющихся снизу вверх и состоят из нескольких кратковременных, локализованных потеплений, при этом оно модулируется планетарной волной с волновым числом 1 и с периодом около 90 дней.

Работа поддержана грантом РФФИ 09-05-98573 и Интеграционным проектом №15 CO РАН.

ПОЛУЭМПИРИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ ТЕОРИИ ТУРБУЛЕНТНОСТИ АВ АНИЗОТРОПНОМ ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ SEMIEMPIRICAL HYPOTHESES OF THE TURBULENCE THEORY IN THE ATMOSPHERIC ANISOTROPIC BOUNDARY LAYER Hocob B.B., Емалеев О.Н., Лукин В.П., Носов Е.В. Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

With the use of semiempirical hypotheses of the turbulence theory it was shown theoretically and experimentally that an arbitrary anisotropic boundary layer can be considered to be locally weakly anisotropic. Theoretical expressions were obtained for vertical outer scale of turbulence in anisotropic boundary layer, and the coincidence was shown of the experimental values of outer scale with the theoretical ones.

Как известно, полное статистическое описание случайных гидродинамических полей дается характеристическим функционалом [1, 3, 4]. Характеристический функционал содержит информацию о бесконечной совокупности моментов полей и удовлетворяет динамическим уравнениям с функциональными производными. Приемлемых методов решения таких уравнений в настоящее время не существует. Поэтому исследования в теории турбулентности по традиции опираются на систему уравнений Рейнольдса, являющуюся результатом осреднения уравнений гидродинамики [1-6]. Однако в системе уравнений Рейнольдса число неизвестных превосходит число уравнений. Замыкание этой системы обычно производится путем задания некоторых соотношений между моментами гидродинамических полей. Указанные соотношения, найденные из экспериментов или полученные из физических соображений (например, из соображений размерности) носят название полуэмпирических гипотез теории турбулентности.

Основные полуэмпирические гипотезы обычно сводятся к заданию связи между вторыми моментами пульсаций (отклонений от среднего) скорости $\overline{v'_iv'_j}$ и температуры $\overline{v'_jT'}$ и осредненными полями скорости $\overline{v_i}$ и температуры \overline{T} . Эти гипотезы опираются, как правило, на аналогию между турбулентными и молекулярными движениями. Так, присутствующие в осредненных уравнениях слагаемые $v\partial \overline{v_i}/\partial x_j$ и $\chi \partial \overline{T}/\partial x_j$ пропорциональны компонентам потоков, соответственно, количества движения и тепла (**v** - кинематическая вязкость, χ - температуропроводность). Они описывают среду без турбулентности и вызваны молекулярной диффузией. В турбулентной среде к указанным компонентам добавляются соответственно величины $-\overline{v'_iv'_j}$ и $-\overline{v'_jT'}$. Поэтому эти величины можно рассматривать как компоненты турбулентных потоков количества движения и тепла. В рамках полуэмпирической теории структура зависимостей турбулентных потоков количества движения и тепла $\overline{v_i}$ и \overline{T} будет такой же, как и в случае чисто молекулярной диффузии. Именно, в общем случае анизотропной турбулентности полагают [1]

$$\overline{\mathbf{v}_{i}'\mathbf{v}_{j}'} = \overline{\mathbf{v}_{n}'\mathbf{v}_{n}'} \, \delta_{ij}/3 - (K_{in} \, \Phi_{nj} + K_{jn} \, \Phi_{ni})/2 , \quad \Phi_{ij} = \partial \overline{\mathbf{v}_{i}} / \partial \mathbf{x}_{j} + \partial \overline{\mathbf{v}_{j}} / \partial \mathbf{x}_{i} ,$$

$$\overline{\mathbf{v}_{i}'\mathbf{T}'} = -K_{\mathrm{T}ij} \, \partial \overline{\mathbf{T}} / \partial \mathbf{x}_{\mathrm{I}} , \qquad (1)$$

где по повторяющимся индексам подразумевается суммирование. Компоненты K_{ij} симметричного тензора K в определениях (1) называются коэффициентами турбулентной вязкости, а компоненты K_{Tij} тензора K_T имеют смысл коэффициентов турбулентной температуропроводности или коэффициентов турбулентной диффузии для пассивной примеси, которой является потенциальная температура T (в пограничном слое можно не различать обычную и потенциальную температуры). Гипотезы (1) заменяют 12 компонент турбулентных потоков количества движения и тепла на 27 новых величин (по 6 компонент в симметричных тензорах K_{ij} и Φ_{ij} , 9 - в тензоре K_{Tij} , 3 производных $\partial \overline{T}/\partial x_i$ и 3 компоненты в сумме $\overline{v'_n v'_n}$).

Известно [1, 3-7], что в плоскопараллельных течениях (между разнесенными плоскостями и в трубах) турбулентные явления в пограничном слое хорошо описываются полуэмпирическими гипотезами с применением только двух скалярных величин K и K_T турбулентной (которые называются коэффициентами вязкости И турбулентной температуропроводности, соответственно). Частным случаем плоскопараллельного течения можно считать и турбулентность в пограничном слое земной атмосферы, если только рассматривать течения над протяженным участком земли, имеющим ровную, однородную (одинаковую по структуре) и одинаково нагретую поверхность. Как видно из (1), для плоскопараллельных течений тензоры К и К_T изотропны ($K_{ij} = K \delta_{ij}$, $K_{Tij} = K_T \delta$ *і*). В этой связи пограничный слой с изотропными тензорами К и К_т для краткости будем называть изотропным пограничным слоем. Если же хотя бы один из тензоров К и Кт неизотропен, то пограничный слой называем неизотропным (анизотропным).

На практике, однако, возникает потребность в некоторой детализации этих определений. Так, изотропный пограничный слой оказывается более общим понятием, чем пограничный слой в плоскопараллельных течениях. В отличие от плоскопараллельных течений, в изотропном слое в общем случае могут реализоваться условия, когда горизонтальные производные и вертикальная компонента средней скорости не равны нулю. Такой случай естественно назвать слабо изотропным, оставив понятие изотропного (или сильно изотропного) пограничного слоя только для плоскопараллельных течений. Аналогичное разделение можно осуществить и для анизотропного пограничного слоя. Так, если один из тензоров K или K_T неизотропен, то пограничный слой можно назвать слабо анизотропным. Если же неизотропны оба тензора K, K_T , то слой можно назвать сильно анизотропным.

Измерения турбулентных характеристик производились в атмосферном пограничном слое в горном регионе (в горах Байкальской астрофизической обсерватории Института солнечно-земной физики СО РАН, п. Листвянка, Иркутской области, побережье озера Байкал). Район проведения измерений включал в себя склоны и вершину горы, на которой установлен Большой солнечный вакуумный телескоп (БСВТ). Так как эта гора не имеет собственного наименования, то для краткости мы называем ее БСВТ-горой. Высота этой горы над уровнем моря – 680 м. Общая протяженность трассы измерений – около 3 км. Характеристики атмосферной турбулентности фиксировались в основном на высоте 2.7 м от подстилающей поверхности. Всего проведено 5 сеансов наблюдений с различными типами региональной метеоситуации. Измерения произведены в 73 различных точках трассы.

Как известно, внешний масштаб турбулентности L_0 может быть определен различными способами. Например, В.И.Татарский [3] определяет вертикальный внешний масштаб L_0^{T} из условия равенства среднего квадрата разности случайных значений температуры в двух точках z_1 , z_2 ее систематической разности. Это условие дает

$$C_{T}^{2}|z_{1} - z_{2}|^{2/3} = (dT/dz)^{2}|z_{1} - z_{2}|^{2} , \quad L_{0}^{T} = |z_{1} - z_{2}|/(\alpha C_{\theta})^{3/4} = \{C_{T}^{2}/[\alpha C_{\theta} (dT/dz)^{2}]\}^{3/4}$$
(2)

где $\alpha = Pr^{-1} \approx 1.17$, C_{θ} - постоянная Обухова. Можно определить внешний масштаб L_0^{D} по отклонению структурной функции флуктуаций температуры от 2/3-зависимости. В пространстве Фурье-преобразований этот масштаб будет соответствовать масштабу L_0^{V} , определенному по отклонениям одномерного пространственного или временного частотного спектров от 5/3-зависимости. Имеются также масштабы, которые являются параметрами в различных теоретических моделях энергетического интервала трехмерного спектра флуктуаций (например, кармановский внешний масштаб L_0^{K}). Для практики представляется интересным установить связи между этими масштабами, получить теоретические представления для них, пригодные в анизотропном пограничном слое, и сравнить результаты теории и эксперимента.

Для кармановской модели трехмерного спектра турбулентности структурная функция D(r) и одномерная спектральная плотность $V(\mathbf{k})$ задаются выражениями [3]

$$D_{v}(r) = 2 a_{v}^{2} [1 - 2^{1-v} \Gamma^{-1}(v) (r/r_{0})^{v} K_{v}(r/r_{0})],$$

$$V_{v}(k) = \Gamma^{-1}(v + 1/2) \Gamma^{-1}(v) \pi^{-1/2} a_{v}^{2} r_{0} (1 + k^{2} r_{0}^{2})^{-v-1/2},$$
(3)

где r_0 – некоторый пространственный масштаб (радиус корреляции), a_v^2 – дисперсия, K_v – функция Макдональда. Рассматривая, на пример, флуктуации температуры, здесь следует положить v = 1/3, $r_0^{-1} = k_0 = 2\pi/L_0^K$, где L_0^K – кармановский внешний масштаб. Разложим $D_v(r)$, $V_v(k)$ при v = 1/3 в ряды соответственно по степеням r/r_0 , k_0/k , а при v = 4/3 (полагая $r_0 = r_1$, $k_0 = k_1$) – в ряды по степеням r/r_1 , k_1/k . Тогда получим

$$D_{1/3}(r) = \alpha_0 r^{2/3} - \alpha_1 r^2 + O((r/r_0)^{8/3}), \quad V_{1/3}(k) = \beta_0 k^{-5/3} - \beta_1 k^{-11/3} + O((k_0/k)^{17/3}),$$

$$D_{4/3}(r) = \alpha_2 r^2 + O((r/r_1)^{8/3}), \quad V_{4/3}(k) = \beta_2 k^{-11/3} + O((k_1/k)^{17/3}).$$

Здесь $\alpha_{0,\alpha_{1}}$, $\beta_{0,\beta_{1}}$ – положительные постоянные, зависящие от $a_{1/3}^{2}$, r_{0} , а $\alpha_{2,\beta_{2}}$ – зависящие от $a_{4/3}^{2}$, r_{1} . Величины $a_{1/3}^{2}$, r_{0} и $a_{4/3}^{2}$, r_{1} можно связать друг с другом, если на α_{0} и α_{2} наложить условия $\alpha_{0} = C_{T}^{2}$, $\alpha_{2} = (dT/dz)^{2}$. Эти условия следуют из определения (12). Они позволяют установить связь между масштабом Татарского L_{0}^{T} и другими масштабами. Определим внешний масштаб L_{0}^{V} (k $* = 2\pi/L_{0}^{V}$) из условия пересечения $V_{1/3}$ (k) в точке k*, в которой относительное отклонение $V_{1/3}$ (k) от зависимости β_{0} k^{-5/3} (соответствующей инерционному интервалу) равно заданной величине δ_{V} . Аналогично определим внешний масштаб $L_{0}^{D} (L_{0}^{D} = r_{*}/(\alpha C_{\theta})^{3/4})$ – из условия пересечения $D_{1/3}(r)$ и $D_{4/3}(r)$ в точке r_{*} , в которой относительное отклонение $D_{1/3}(r)$ от инерционного интервала (зависимости $\alpha_{0} r^{2/3}$) равно величине δ_{D} . Отклонения δ_{V} и δ_{D} оказываются связанными. Так, при $|\delta_{V}| \ll 1.14|\delta_{V}|^{3/4}$.

Таким образом, имеем четыре по-разному определенных внешних масштаба: L_0^{T} , L_0^{K} , L_0^{V} , L_0^{D} . При малых отклонениях δ_V , δ_D все эти масштабы оказываются связанными линейными зависимостями (с громоздкими выражениями для коэффициентов). Например, при $\delta_V = 0.3$ ($\delta_D \approx 0.37$) получаем следующие представления масштабов через масштаб Татарского:

$$L_0^{V} \approx 7.3 L_0^{T}, \ L_0^{D} \approx 0.72 L_0^{T}, \ L_0^{K} \approx 12.4 L_0^{T}$$
 (4)

(или представления через кармановский внешний масштаб: $L^{V} \approx 0.6L_{0}^{K}$, $L_{0}^{D} \approx 0.06L_{0}^{K}$, $L_{0}^{T} \approx 0.08L_{0}^{K}$). Как следует из определений (5), $C_{T}^{2} = C_{\theta} \epsilon^{-1/3} N$. Подставим в эту формулу выражения (8), (9) для ϵ и N в анизотропном слое. Вертикальную производную dT/dz можно выразить из (7), где $D^{T} = -0.49 \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial z}$. Подставляя C_{T}^{2} и dT/dz в определение (12), находим выражение для внешнего масштаба Татарского, обобщенное на случай произвольного анизотропного слоя:

$$L_0^{\rm T} = \kappa \, z \, \left[\phi(\zeta) + \phi_{\rm T}(\zeta) \right]^{3/4} \left[\phi(\zeta) + \phi_{\rm V}(\zeta) - \zeta \, \right]^{-1/4} | \phi(\zeta) + 0.49 \, z \, T_*^{-1} \, dT/dx |^{-3/2} \,.$$
(5)

Полагая здесь $\phi_T(\zeta) = 0$, $\phi_V(\zeta) = 0$, dT/dx = 0, получаем известное выражение для изотропного слоя

$$\mathcal{L}_0^{\rm T} = \kappa \, z \, \varphi(\zeta)^{-3/4} \, \left[\varphi(\zeta) - \zeta \right]^{-1/4}. \tag{6}$$

В изотропном слое применяется также более простое выражение [3] $L_0^T = \kappa z / \varphi(\zeta)$, которое незначительно отличается от (5) в предельных случаях сильно неустойчивой и сильно устойчивой стратификаций. Сравним теорию с экспериментом. Для этого воспользуемся различными методами получения экспериментальных значений вертикального внешнего масштаба. В качестве одного из таких методов подставим в определение (2) измеренные значения C_T^2 в dT/dz (условно назовем этот метод «по определению Татарского»). Как видно из рис.1, экспериментальные значения dT/dzнайдены по измерениям в нижнем 5-метровом слое и их сравнительно немного. Поэтому, для более полного сравнения, приведем другие методы, позволяющие восстанавливать экспериментальные значения внешнего масштаба. Эти методы можно предложить из результатов измерений временных частотных спектров флуктуаций температуры.

На рис.2 представлены образцы частотных спектров температуры W(f), полученные в наших измерениях при различных значениях числа Монина-Обухова ζ. Как следует из рис.2, для всех спектров характерно наличие (5/3)-инерционного интервала частот f, в котором $W(f) \sim f^{-5/3}$, и насыщение в области низких частот. Спектры удовлетворительно описываются кармановской моделью. Применим кармановскую модель спектра для определения кармановского внешнего масштаба L_0^{K} по устойчивым характеристикам спектров. К таким характеристикам можно отнести значение спектра на нижней границе зарегистрированного участка частот (обозначим его как W(0)) и значение коэффициента w_* при степени $f^{-5/3}$ в инерционном интервале ($W(f) = w_* f^{-5/3}$). Воспользуемся соотношением [3] $V(\mathbf{k}) = \mathbf{v} \ W_{\mathbf{e}}$ (kv), где v – модуль вектора средней скорости ветра. Это соотношение связывает одномерный пространственный спектр $V(\mathbf{k})$, определенный выражениями (13), с $W_{e}(\omega)$, временным частотным спектром являющимся обычным одномерным преобразованием Фурье от корреляционной функции ($\omega = 2\pi f$). Учитывая, что W(f) есть преобразование по положительным частотам, и $W(f) = 4\pi W_e(\omega)$, находим два метода определения кармановского масштаба L_0^{K} по характеристикам спектров: 1) $L_0^{\text{K}} = 4.8 (W(0) \text{ v/}C_T^2)^{3/5}$, 2) $L_0^{\text{K}} = (\text{v/}f) \{[W(0)/W(f)]^{6/5} - 1\}^{1/2}$.

1) $L_0^{K} = 4.8 (W(0) v/C_T^2)^{5/3}$, 2) $L_0^{K} = (v/f) \{ [W(0)/W(f)]^{6/3} - 1 \}^{1/2}$. (7) Второй метод для частот из инерционного интервала упрощается и дает: 2) $L_0^{K} \approx v$ $[W(0)/w_*]^{3/5}$. Условно назовем первый из этих методов «из спектров по насыщению», а второй - «из спектров по 5/3 зависимости». На рис.1 приведены результаты сравнения экспериментальных и теоретических результатов для внешнего масштаба Татарского L_0^{T} в горном пограничном слое. При использовании экспериментальных значений кармановского масштаба L_0^{K} , полученных из спектров на основе методов (6), применялся коэффициент пересчета кармановского масштаба в масштаб Татарского (4).



Рис.1. Сравнение экспериментальных и теоретических результатов для внешнего L_0^T масштаба турбулентности в горном анизотропном пограничном слое: 1 - эксперимент (из спектров по 5/3 зависимости), 2 – эксперимент (из спектров по насыщению), 3 – эксперимент (по определению В.И.Татарского), 4 полуэмпирическая теория для анизотропного слоя, 5 – полуэмпирическая теория для изотропного слоя



Рис.2. Экспериментальные ненормированные спектры флуктуаций температуры. Верхняя кривая в низкочастотном диапазоне соответствует сильно неустойчивой стратификации, нижняя – устойчивой стратификации. Спектры не сглажены, значительный разброс точек в высокочастотном диапазоне – результат дискретного преобразования Фурье.

Сравнение измеренных тремя разными методами масштабов L_0^T («по определению Татарского», «из спектров по насыщению» и «из спектров по 5/3 зависимости») показывает, что в анизотропном пограничном слое имеет место удовлетворительное согласие эксперимента и полуэмпирической теории (5). Для сравнения использовались данные всех сеансов наблюдений. Поэтому, из-за явной линейной зависимости от высоты, теоретические масштабы как изотропного ($L_0^T = = \kappa z/\phi(\zeta)$), так и анизотропного слоев (5) при некоторых значениях ζ (где высота z отличается от своего постоянного значения z = 2.7 м) испытывают скачки.

Как видно из рис.2, для таких ζ экспериментальные данные также испытывают скачки. В области сильно неустойчивых локальных стратификаций анизотропный внешний масштаб меньше изотропного. Как следует из (5), это уменьшение возникает изза множителя [$\varphi(\zeta) + \varphi_V(\zeta) - \zeta$]^{-1/4}, в котором велики значения величины $\varphi_V(\zeta) - \zeta$. Оба масштаба (анизотропный и изотропный) уменьшаются в области слабо устойчивых стратификаций. Заметное различие между ними наблюдается в интервале безразличной стратификации. Увеличение анизотропного масштаба связано с ростом функции $\varphi_T(\zeta)$ в этом интервале. Однако учет продольной производной dT/dx в теоретическом соотношении (5) ограничивает рост анизотропного внешнего масштаба. Как видно из рис.1, это улучшает совпадение теории с экспериментом.

Литература

- 1. Монин А. С., Яглом А. М. *Статистическая гидромеханика*. Т.1. М.: Наука, 1967, 696 с.; Т.2. С.-Пб: Гидрометеоиздат, 1996, 742 с.
- 2. Монин А. С., Обухов А. М. *Труды Геофиз. ин-та АН СССР*, 1954, № 24 (151), с.163—187; Докл. АН СССР, 1953, т.93, №2, с.223-226.
- 3. Татарский В.И. Распространение волн в турбулентной атмосфере. М.: Наука, 1967, 548 с.
- 4. Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. Гидродинамика. М.: Наука, 1986.
- 5. Монин А. С. Гидродинамика атмосферы, океана и земных недр. С.-Пб: Гидрометеоиздат, 1999, 524 с.
- 6. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. -Л.: Гидрометеоиздат, 1970.
- 7. Гурвич А.С. Вертикальные профили скорости ветра и температуры в приземном слое атмосферы. Изв.АН СССР, сер. Физика атмосферы и океана, 1965, **1**, № 1.
- 8. Кожевников В.Н. Возмущение атмосферы при обтекании гор. М.: Научный Мир, 1999, 160 с.

295

ИССЛЕДОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИНЫ И ПИРОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ INVESTIGATION OF VARIATIONS OF AEROSOL OPTICAL THICKNESS AND PYROGENIC ACTIVITY IN CENTRAL YAKUTIA B.C.Соловьев, А.А.Будищев

Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН

The aerosol optical thickness (AOT) and pyrogenic events variations in central Yakutia in 2000-2009 were researched on remote sensed data (NOAA, Terra and Aqua). It is shown that the average summer (June-August) AOT for years with high pyrogenic activity (2001-2003) is greater by ~ 125% than AOT of years with low pyrogenic activity (2000, 2004-2009). In some days when forest fires were most strong the daily AOT in central Yakutia was up to 1,5-1,6 strongly exceeding undisturbed values.

Введение

Лесные пожары (ЛП) оказывают огромное влияние на окружающую среду, на биоразнообразие природных экосистем, породную и возрастную структуру лесов, их ресурсный и экологический потенциал. Ежегодно на территории России возникает от 10 до 30 тыс. лесных пожаров общей площадью от 0,5 до 2 млн. га, из них 95% приходится на малонаселенные обширные районы Сибири и Дальнего Востока [1]. Одним из наиболее пожароопасных субъектов России является Якутия: по данным Якутской базы авиационной охраны лесов здесь ежегодно в среднем регистрируется более 500 очагов лесных пожаров на площади ~140 тыс. га.



Рис. 1. Сводная карта распределения очагов лесных пожаров (темные точки), обнаруженных в 2002 г. по данным спутников NOAA на территории Якутии. Прямоугольником выделен исследуемый участок.

В результате ЛП выбрасывается огромная масса продуктов горения – смесь различных газов, соединений углерода, аэрозольных частиц, оказывающих существенное влияние на физические и химические процессы в атмосфере. Исследованиям оптических характеристик атмосферных аэрозолей, их роли в химических процессах и радиационном балансе нижней атмосферы и др. посвящен ряд работ (см., например, [2-4], а также ссылки в них).

Целью данной работы является анализ сезонного хода аэрозольной оптической толщины (AOT) атмосферы и пирогенной активности, а также оценка влияния пирогенеза на аэрозольную компоненту атмосферы в центральной Якутии.

Исходные данные

Для исследований был выбран участок Приленского плато (центральная Якутия), находящийся в секторе 60⁰-64⁰ с.ш. и 120⁰-132⁰ в.д. (рис. 1). С севера (частично), востока и юга исследуемый участок окружен горными массивами Верхоянского и Станового хребтов,

затрудняющих горизонтальный вынос инжектированных дымовых частиц за границы рассматриваемого участка.

Мониторинг пирогенной обстановки осуществлялся по данным радиометра AVHRR (ИСЗ NOAA) [5-7], при этом уровень лесопожарной активности оценивался количеством «пожарных» пикселей (N_{пож}), обнаруженных с помощью порогового алгоритма детектирования ЛП [8]. Для оценки вариаций атмосферного аэрозоля были использованы данные радиометра MODIS (ИСЗ Terra, Aqua) – продукт MOD08_D3 третьего уровня [9], находящиеся в свободном доступе в архиве NASA (http://ladsweb.nascom.nasa.gov/).

Данные MOD08_D3 представляет собой усредненные суточные карты распределения аэрозольной оптической толщины (AOT); размеры отдельных элементов (пикселей) карты составляют – 1x1 град. (широта х долгота). Среднесуточные AOT исследуемого участка рассчитывалось по 48 значениям, в соответствии с количеством приходящихся на него пикселей, причем при условии, что в усреднении было использовано не менее 50% пикселей, т.к. сильная облачность и/или задымленность не всегда позволяют восстанавливать значения AOT по всему участку. По среднесуточным значениям рассчитывались среднедекадные и среднемесячные значения AOT на период май-сентябрь.

Обсуждение результатов

Многолетние наблюдения показывают, что ЛП на территории Якутии наблюдаются с мая по сентябрь, в основном, в течение трех летних месяцев с максимумом во второй половине лета. Атмосферные осадки в Североазиатском регионе обусловлены, преимущественно, переносом влаги с западного и северо-западного направлений. Влагосодержание проникающих в бассейн р. Лены циклонов значительно понижается при прохождении Среднесибирского плато, поэтому годовая сумма осадков мала и составляет 250-300 мм. Наибольшее количество осадков наблюдается в периоды межсезонья зима-весна, лето-осень. Количество облачности с апреля по июль падает, а с августа по сентябрь возрастает. Такое сезонное поведение облачности, осадков и температурного режима объясняют наблюдаемый сезонный ход пожаров.



Лето 2002 г. в Якутии выдалось крайне пожароопасным: был зарегистрирован максимум активности ЛП за последние тринадцать лет. Согласно данным Якутской авиационной базы охраны лесов только на охраняемой территории (~ 50% от площади Якутии) пожарами была пройдена площадь около 407 тыс. га. С учетом пожаров на неохраняемой территории, обнаруженных по данным спутникового мониторинга, общая площадь лесных пожаров в 2002 г. составила более 500 тыс. га. Карта распределения ЛП, обнаруженных по данным ИСЗ NOAA, представлена на рис. 1.

Поскольку, суточные вариации N_{пож} и АОТ в течение май-сентябрь 2002 г., в целом, носят сложный изменчивый характер, то представляет интерес рассмотреть сглаженные (декадные) значения. На рис. 2 представлены декадные вариации: прерывистой линией количества «пожарных» пикселей N_{пож}, сплошной линией – вариации АОТ.

Уровень пирогенной активности с середины мая и до начала июля на рассматриваемом участке относительно невысок (N_{пож} < 200) и стабилен, затем он начинает расти и в середине августа достигает максимума (N_{пож} > 1000). К концу лета под действием дождей активность ЛП резко падает, и в сентябре пожары практически уже не детектируются, за исключением 14-15 сентября, когда наблюдалась небольшая «вспышка» пирогенной активности.

С начала мая и до середины июня значения АОТ постепенно снижаются приблизительно в два раза (с 0,35 до 0,15). Затем спад сменяется тенденцией роста АОТ, достигающей максимума в последней декаде августа (более 0.9), после чего отмечается резкий спад АОТ ниже значений 0.2. Данные регулярных наблюдений за лесопожарной обстановкой на территории Якутии, проводимые с 1998 г. по данным спутников NOAA, показывают, что в течение 2001-2003 гг. наблюдался чрезвычайно высокий уровень пирогенной активности, максимум которой, как было отмечено выше, пришелся на 2002 г. Напротив, 2000 г. и 2004-2009 гг. отметились крайне низким уровнем активности лесных пожаров.

Для указанных периодов пожароопасных сезонов – с высоким показателем пирогенной активности (2001-2003 гг.) и низким (2000 г. и 2004-2009 гг.) – были построены соответствующие графики вариаций среднедекадных значений N_{пож} и АОТ, представленные на рис. 3. Сплошными линиями показаны вариации АОТ, прерывистыми – N_{пож}. Круглыми маркерами помечены графики вариаций, относящиеся к периоду 2001-2003 гг.

Как следует из рис. 3, сезонный ход АОТ в годы с низким уровнем пирогенной активности сильно отличается от вариаций АОТ в пожароопасные годы. Значения АОТ(2000, 2004-2009) с мая по сентябрь плавно снижаются ~ в 2 раза, за исключением небольшого локального максимума в последней декаде июля. Ранее аналогичное поведение сезонного хода АОТ было показано в работе [10].



среднедекадных значений АОТ и числа «пожарных» пикселей, рассчитанные для периодов май-сентябрь с высоким (2001-2003 гг.) и низким уровнем пирогенной активности (2000 г., 2004-2009 гг.). Сплошными линиями показаны вариации АОТ, прерывистыми -N_{пож}; круглыми маркерами помечены вариации, относящиеся к 2001-2003 гг.

Кривая АОТ(2001-2003) в отличие от АОТ(2000, 2004-2009) ведет себя иначе: общее плавное снижение (май-июнь) сменяется ростом во второй половине лета. Максимум АОТ (~ 0,35) наступает в последней декаде июля, затем в августе отмечается небольшой спад, который переходит в резкое снижение АОТ до фоновых (невозмущенных) значений в сентябре. Аналогичное поведение наблюдается в изменениях пирогенной активности: в мае-июне уровень лесопожарной активности невысок, затем во второй половине лета наступает фаза активности пирогенной обстановки с двумя максимумами в конце июля и середине августа. Такое поведение объясняется тем, что максимум в пожарной активности в 2001 г. наблюдался в июле, а в 2002 г. в августе. В сентябре лесные пожары затухают.

Таким образом, в период активизации лесных пожаров (июль-август) наблюдается значительный рост АОТ. Это обстоятельство указывает на сильное возмущающее воздействие пирогенных событий на сезонный ход АОТ нижней атмосферы.

Заключение

Предварительный анализ спутниковых данных за период май-сентябрь 2000-2009 гг. показывает, что среднее летнее (июнь-август) значение АОТ в пожароопасные годы (2001-2003) на ~ 125% выше, чем в годы с низкой пирогенной активностью (2000, 2004-2009). В отдельные дни с наиболее высоким уровнем пирогенной активности (в 2002 г.) среднесуточная АОТ по исследуемому участку значительно превышала фоновые (невозмущенные) значения, достигая значений 1,5-1,6. При этом значения АОТ в отдельных элементах (1x1 град.) среднесуточной карты распределения достигали 4,9.

На меньших временных масштабах поведение АОТ носит сложный, изменчивый характер. Кроме того, в отдельные годы, были зарегистрированы высокие значения АОТ, несмотря на отсутствие, либо малое количество «пожарных» пикселей, что возможно объясняется переносом аэрозольных частиц с воздушными массами из соседних регионов.

Работа выполнена при поддержке по программе Президиума РАН №16/3.

Литература

- 1. *Коровин Г.Н., Исаев А.С.* Охрана лесов от пожаров как важнейший элемент национальной безопасности России // Лесной бюллетень. 1998. № 8-9.
- 2. Афонин С.В., Белов В.В., Белан Б.Д., Панченко М.В., Сакерин С.М., Кабанов Д.М. Сравнение спутниковых (AVHRR/NOAA) и наземных измерений характеристик атмосферного аэрозоля // Оптика атмосферы и океана. 2002. Т. 15. № 12. С. 1118-1123.
- 3. Афонин С.В., Белов В.В., Панченко М.В., Сакерин С.М., Энгель М.В. Корреляционный анализ пространственных полей аэрозольной оптической толщи на основе спутниковых данных MODIS // Оптика атмосферы и океана. 2008. Т. 21. № 6. С. 510-515.
- 4. *Гинзбург А.С., Губанова Д.П., Минашкин В.М.* Влияние естественных и антропогенных аэрозолей на глобальный и региональный климат // Российский химический журнал. 2008. Т. LII. № 5. С. 112-119.
- 5. Соловьев В.С., Васильев Е.К. Спутниковый мониторинг лесных пожаров и оценка их последствий // Наука и образование, изд-во АН РС (Я), 2000. №4(20). С. 24-27.
- 6. Соловьев В.С. Спутниковый мониторинг в Якутии / Сб. статей. Космофизические исследования в Якутии. – Якутск: ЯФ Изд-во СО РАН, 2001, С. 302-308.
- 7. Соловьев В.С., Козлов В.И. Исследование пространственно-временной динамики лесных пожаров и облачности в Северо-Азиатском регионе по данным спутников NOAA // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т. 18. № 01-02. С. 146-149.
- 8. Абушенко Н.А., Алтынцев Д.А., Минько Н.П., Семенов С.М., Тащилин С.А., Татарников А.В. Алгоритм обнаружения пожаров по многоспектральным данным прибора AVHRR // Тезисы докладов VI Международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана», Томск. 1999. С.69.
- Remer L.A., Kaufman Y.J., Tanre D., Mattoo S., Chu D.A., Martins J.V., Li R.R., Ichoku C., Levy R.C., Kleidman R.G., Eck T.F., Vermote E., Holben B.N. The MODIS aerosol algorithm, products, and validation // J. Atmos. Sci. 2005. Vol.62, P.947-972.
- 10. Сакерин С.М., Береснев С.А., Горда С.Ю. и др. Характеристики годового хода спектральной аэрозольной оптической толщины атмосферы в условиях Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 18. № 11. С. 566-574.

ЛИДАРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ СЛОЕВ В ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЕ КАМЧАТКИ И ГРАВИТОФОТОФОРЕТИЧЕСКАЯ ГИПОТЕЗА ИХ ФОРМИРОВАНИЯ LIDAR OBSERVATIONS OF AEROSOL LAYERS IN UPPER ATMOSPHERE OF KAMCHATKA AND GRAVITOPHOTOPHORETIC GIPOTHESIS OF THEIR FORMATION A.A. Черемисин¹, П.В. Новиков², И.С. Шнипов², В.В. Бычков³, Б.М. Шевцов³

¹Сибирский федеральный университет, Красноярск, <u>cher@akadem.ru</u> ²Красноярский институт железнодорожного транспорта, г. Красноярск, <u>novikov-pv@yandex.ru</u> ³Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Regularly observed peaks of aerosol scattering in upper stratosphere at 35-50 km and in mesosphere at 60-75 km were registered in lidar observations carried out during the year from October 2007 to September 2008 in Kamchatka. Typical season features of the aerosol layer occurence were found out. Also the calculations of aerosol particle levitation heights under the gravitophotophoretic forces were carried out for the same days and conditions of observations with use of satellite data of atmospheric temperature and the Earth IR radiation. Binding to the specific conditions of geographic point and time distinguish these calculation results from the results in [1] were the standard atmosphere model was used. According to the calculations the aerosol particle levitation picutre had two-layer strucutre, and these levitation zones corresponded to the altitude ranges of aerosol layers observations. Variation of the levitation zone position had the similar season features with altitudes of aerosol layer observations. Thereby, formation of mesospheric aerosol layers at altitudes of 60-75 km and stratospheric

layers at altitudes of 35-50 km can be explained by occuring of gravitophotophoretic force leading to aerosol particle levitation at these altitudes.

Несмотря на предпринятые в последнее время усилия по исследованию с помощью спутниковой аппаратуры, ракетной техники и наземных средств зондирования, мезосфера остается довольно слабо изученной областью атмосферы [2]. Считается, что при высотах зондирования более 30 км лидарные сигналы воспроизводят молекулярное рассеяние, и только в особых случаях, например при вторжениях больших комет, наблюдаются слои аэрозольного рассеяния в верхней стратосфере и мезосфере [3]. Вопреки этим представлениям существование заряженных частиц аэрозоля в мезосфере обнаруживается различными методами, например по возрастанию рассеяния радиоволн на высотах 60-80 и 80-90 км [4,5], а также по наличию локальных провалов электронной плотности на 80 [2]. Кроме того, касательное зондирование из космоса в ультрафиолетовом диапазоне спектра свидетельствует о существовании в невозмущенной верхней атмосфере в экваториальной зоне и на средних широтах устойчивых аэрозольных слоёв на высотах около 50, 70, 93 км [6]. Наличие слоистой структуры верхней атмосферы Земли также подтверждается ракетными исследованиями [7] и по наблюдению сумеречного горизонта Земли из космоса [8].

В работе [6] показано, что интерпретация известных фактов стратификации аэрозоля в средней атмосфере в рамках существующих седиментационно-диффузионных моделей, сталкивается с затруднениями. В этой же работе предложено объяснение возникновения аэрозольной стратификации в верхней атмосфере под действием фотофоретических эффектов. Затем работе [1] показано, что гравитофотофоретические силы могут поддерживать в стратосфере и мезосфере аэрозольные слои на высотах около 20, 50, 70 км, 80-83 км в полярной летней мезосфере, а также на 30-50 км. Затем в работе [9] рассмотрены сезонно-широтные особенности аэрозольной стратификации под действием сил гравитофотофореза. Предполагалось, что дальнейшая детализация географических и временных условий может дать новые возможности лля проверки гравитофотофоретической гипотезы. Такая возможность сопоставления теоретических расчетов и экспериментальных наблюдений появилась в связи с созданием лидарной станции на Камчатке.

В 2007 году на Камчатке (с. Паратунка) была введена в эксплуатацию рэлеевская стратосферная лидарная станция и с октября этого же года начались наблюдения стратосферномезосферной области. Измерения в январе 2008 показали, что на высотах более 40 км в сигналах явно есть информация о наличии аэрозольных слоев в окрестности стратопаузы [10]. С целью проведения исследований аэрозольных слоев до как можно больших высот были проведены работы по улучшению качества данных зондирования. В результате проведенных экспериментов по изучению фоновых сигналов и сигналов последействия ФЭУ была разработана методика обработка первичных лидарных данных, которая позволяет восстанавливать отношение обратного рассеяния до высот 70-75 км.

Основным параметром, характеризующим наличие аэрозоля в атмосфере, является отношение рассеяния $R(H)=(\beta_a+\beta_m)/\beta_m$, где $\beta_m=\beta_m(H)$ и $\beta_a=\beta_a(H)$ – молекулярное и аэрозольное рассеяние, соответственно. Из приведенной выше формулы следует, что если аэрозольное рассеяние отсутствует то $R\approx 1$. Наличие аэрозоля на некоторых высотах дает значения R>1.

При отсутствии аэрозоля R(H) ≈ 1. Коэффициент молекулярного рассеяния вычислялся по по данным спутника Aura [11] как величина пропорциональная молекулярной плотности атмосферы.

Для верхней стратосферы и мезосферы прозрачность атмосферы близка к единице и лидарное уравнение, фактически редуцируется к виду $R(H)=N_s(H)\cdot H^2/(C\cdot\beta_m(H))$, где $N_s(H)$ – полезный сигнал ФЭУ. Константа нормировки С находится на некоторой высоте H_0 , где предполагается, что аэрозоль отсутствует. Как правило, высота нормировки выбиралась около 31-42 км, в некоторых случаях 51-54 км, при минимальном лидарном отношении.

В результате экспериментов было установлено, что при высотах запирания ФЭУ меньших 30 км, в измеренных сигналах присутствует почти всегда сигнал последействия ФЭУ. Как показали результаты обработки сигналов лидарной станции Камчатки, при типичных высотах отсечки 20 км в измеренных сигналах, начиная с 60 км, прослеживается заметное влияние последействия ФЭУ. Это приводит к ложному росту отношения рассеяния, начиная с высот 60-70 км. Анализ экспериментальных данных показал, что на высотах 100-150 км полезным сигналом можно пренебречь и регистрируемый сигнал содержит фон и последействие ФЭУ, которое хорошо описывается простой экспоненциальной зависимостью от высоты. В области преобладания последействия над полезным сигналом, высотная зависимость регистрируемого сигнала аппроксимируется выражением $N_a(H)=A \exp(-BH)+D$. По физическому смыслу D – это фоновый сигнал, который может быть измерен на временах зондирования, соответствующих большим высотам, а затем вычтен из исходного сигнала. В общем случае все три параметра A, B и D оцениваются по экспериментальному сигналу на высотах 100-150 км на основе метода наименьших квадратов. Экстраполяция зависимости $N_a(H)$ вниз позволяет учесть сигнал последействия в исходном сигнале и на высотах меньших 80 км.

Всего за годичный период наблюдений с октября 2007 по сентябрь 2008 было получено 47 профилей. Для всех данных наблюдений была проведена описанная процедура коррекции на последействие ФЭУ, и получено отношение рассеяния. Результаты обработки сигналов показали регулярное появление пиков отношения рассеяния на высотах 30-50 км и 60-75 км. Отношение рассеяния за весь период наблюдений приведено ниже на рис.1 в градациях серого.

В данной работе было предложено интерпретировать стратификацию аэрозоля в верхней атмосфере в рамках концепции гравитофотофореза [1], основанной на возникновении фотофоретических сил у аэрозольных частиц находящихся в поле электромагнитного излучения видимого и/или ИК-диапазона. Эти силы возникают при неоднородности аккомодационных характеристик газовых молекул по поверхности частиц, вследствие того, что температура излучение аэрозолей отличается от температуры окружающего поглощающих газа. Фотофоретическая сила зависит от формы объекта и распределения коэффициента аккомодации по поверхности, а ее направление жестко привязано к телу частицы. Для возникновения направленного переноса аэрозоля под действием фотофоретических сил необходимо наличие фактора, обеспечивающего ориентационную стабилизацию частиц в пространстве, и таким фактором при определенных условиях является сила тяжести G, которая может обеспечить направленное перемещение частиц по вертикали. Усредненное значение вертикальной фотофоретической силы в этом случае называют гравитофотофоретической силой F_{ea}. Если на некоторой высоте гравитофотофоретические силы, действующие на частицу, становятся равными силе тяжести, или превышают ее, то можно предполагать, что в окрестности этой высоты возникает возможность формирования аэрозольного слоя. Кроме условия $F_{ga}/G \ge 1$, устойчивость зависания также требует, чтобы в этой точке величина относительной силы F_{ga}/G была убывающей функцией при увеличении высоты [1].

Для описания различных классов частиц удобно использовать силовой параметр β , учитывающий объемные и аккомодационные характеристики частиц: $\beta = 2\mu \cdot p_0/p \cdot \Delta \alpha / \langle \alpha \rangle$, где μ – косинус угла между направлением фотофоретической силы и вертикалью в состоянии наиболее стабильной ориентации, p – средняя плотность частицы, $p_0=1000 \ \kappa c/m^3$ – некая характерная плотность, значение которой выбрано равным плотности воды, $\Delta \alpha$ и $\langle \alpha \rangle$ – разброс и среднее значение коэффициента термической аккомодации α . Подробное описание гравитофотофоретической модели левитации аэрозольных частиц приведено в [1].

Были проведены расчеты возникновения аэрозольных слоев под действием гравитофотофоретических сил для условий лидарных наблюдений на Камчатке, с использованием данных спутника Aura по температуре и давлению атмосферы в дни наблюдений. Расчеты относительной гравитофотофоретической силы были проведены для высот от 30 до 80 км с шагом 0.5 км для частиц с силовым параметром β =0.03 и β =0.06. С увеличением β величина относительной силы линейно возрастает, поэтому для промежуточных значений β величина силы легко определяется линейным масштабированием. Выбор диапазона высот связан с тем, что ниже 30 км нарушается условие свободномолекулярного режима, а выше 80 км плотность атмосферы слишком мала для зависания аэрозольных частиц. Областями возникновения аэрозольных слоев считались высоты, где относительная сила убывала с высотой и при этом была больше единицы: $F_{ga}/G \ge 1$. В расчетах высотные профили температуры, а также давления атмосферы были взяты из данных спутника Aura [11] в зависимости от дня года и широты и долготы ближайшей точки траектории спутника от места наблюдения.

На рис.1 приведено сезонно-высотное распределение профилей отношения рассеяния (в градациях серого цвета) для всех 47 наблюдений. На этом же рисунке контурами показаны расчетные зоны левитации аэрозольных частиц под действием гравитофотофоретических сил, рассчитанные для частиц с силовым параметром β =0.04.

302



Рис.1. Сезонно-высотное распределение пиков отношения рассеяния (в градациях серого цвета) в сопоставлении с гравитофотофоретическими зонами левитации аэрозольных частиц (контуры). Расчеты проведены по данным спутника Aura.

Обработка лидарных измерений дает два регулярных аэрозольных слоя на высотах 30-50 км и 60-75 км. При этом можно выделить условно два периода: зимний – ноябрь-февраль, и летний – март-октябрь. Верхний слой пиков аэрозольного рассеяния в зимний период несколько опускается до высот 57-75 км, а в летний период находится несколько выше – 60-77 км и имеет в среднем меньшую ширину и интенсивность пиков аэрозольного рассеяния. Нижний слой пиков аэрозольного рассеяния. Нижний слой пиков аэрозольного рассеяния на 30-50 км наблюдается преимущественно с ноября по май. При этом нижний слой пиков в зимний период проявляет тенденцию к увеличению высоты и расслоению на два более узких пика. Кроме того, зимой проявляется тенденция к слиянию нижних и верхних слоев пиков аэрозольного рассеяния. Это связано с тем, что в зимний период по данным спутника Аura температурный максимум на 40-50 км не только уменьшается по амплитуде, но и распадается на два максимума.

Приведенный на рис.1 результат расчетов гравитофотофоретических аэрозольных слоев (в виде контуров) проявляет сезонные особенности, во многом повторяющие особенности пиков аэрозольного рассеяния, полученных в результате лидарных наблюдений. Расчет в рамках гравитофотофоретической модели также дает два слоя левитации аэрозольных частиц приблизительно на тех же высотах 30-50 км и 60-75 км. Верхний слой в зимний период также несколько проседает по высоте и в среднем имеет большую ширину, чем в летний период. Нижний расчетный слой на 30-50 км в летний период имеет диффузный характер, как и экспериментальные пики аэрозольного рассеяния. А в зимний период нижний расчетный слой также распадается на два узких слоя из-за расслоения температурного максимума на 40-50 км. Колебания температуры с высотой приводят к появлению двух зон, в которых возникают условия формирования аэрозольных слоев под действием гравитофотофоретических сил: $F_{ga}/G \ge 1$.

На основе сопоставления теоретических и экспериментальных данным, можно сделать вывод, что расчетная картина зон левитации аэрозольных частиц имеет двухслойный характер, и эти зоны соответствуют высотным диапазонам, где наблюдались аэрозольные слои при лидарном зондировании верхней и средней атмосферы. Изменение положения зон левитации имеет схожие сезонные особенности с высотами наблюдения аэрозольных слоев. Таким образом, для объяснения причин образования мезосферных аэрозольных слоев на высотах 60-75 км, а также стратосферных слоев на высотах 30-50 км, может быть привлечена модель левитации аэрозольных частиц на этих высотах под действием гравитофотофоретических сил.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ (РНП, проект № 2.1.1/6996) и фонда РФФИ (проект 10-05-00907а).

Литература

- 1. *Cheremisin A.A., Vassilyev Yu.V., Horvath H.* Gravito-photophoresis and aerosol stratification in the atmosphere // J. Aerosol Sci.- 2005.- V. 36.- N 11.- P. 1277-1299.
- Friedrich M., Rapp M. News from the Lower Ionosphere: A Review of Recent Developments // Surv. Geophys. 2009. V. 30. P. 525–559.
- 3. Межерис Р. Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987.
- 4. Zeller O., Zecha M., Bremer J., Latteck R., Singer W. Mean characteristics of mesosphere winter echoes at midand high-latitudes // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. V. 68. P. 1087–1104. 2006.
- 5. *Rapp M., Lübken F.-J.* Polar mesosphere summer echoes (PMSE): review of observations and current understanding // Atmos. Chem. Phys. 2004. V. 4. P. 2601–2633.

- 6. *Cheremisin A., Granitskii L., Myasnikov V., Vetchinkin N.* Improved aerosol scattering in the upper atmosphere according to data of ultraviolet observations from space, with instrumental smoothing taken into account // Proc. SPIE. 2000. V. 4341. P. 383–389.
- 7. *Микиров А.Е., Смеркалов В.А.* Исследование рассеянного излучения верхней атмосферы Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1981.
- 8. *Бутов В.В., Логинов С.В.* Результаты восстановления распределений озона и некоторых характеристик аэрозоля в стратосфере методом зондирования сумеречного ореола Земли из космоса // Оптика атмосферы и океана. 2001. Т. 14. № 8. С. 697–703.
- 9. *Cheremisin A.A., Vassilyev. Y.V.* Numerical calculation gravito-photophoretic movement for aerosol aggregates // A. Deepak Publishing. 2006. V.148. pp.131–135.
- 10. Бычков В.В., Маричев В.Н., Пережогин А.С., Шевцов Б.М., Шумейко А.В. Динамика лидарных отражений в мезосфере Камчатки в период зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // Оптика атмосферы и океана. № 12. С. 1083–1087. 2008.
- Dobber M.R., Dirksen R.J., Levelt P.F. et. al. Ozone Monitoring Instrument calibration // IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens. 2006. V. 44. No. 5. P. 1209–1238. (<u>http://avdc.gsfc.nasa.gov/index.php?site=2045907950</u>).
- Picone J.M., Hedin A.E., Drob D.P., Aikin A.C. NRL-MSISE-00 Empirical Model of the Atmosphere: Statistical Comparisons and Scientific Issues // J. Geophys. Res. 2003, 107, 1468. (<u>www.nrl.navy.mil/content.php?P=03REVIEW105</u>).

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ МОЩНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВОЗМУЩЕНИЙ В НИЖНЕЙ АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ НА ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРОВ ИОНОСФЕРЫ В АЗИАТСКОМ РЕГИОНЕ РОССИИ

RESEARCHING THE INFLUENCE OF STRONG METEOROLOGICAL DISTURBANCES IN THE EARTH'S LOWER ATMOSPHERE ON VARIATIONS OF IONOSPHERIC PARAMETERS IN THE ASIAN REGION OF RUSSIA

Черниговская М.А.¹, Куркин В.И.¹, Орлов И.И.¹, Поддельский И.Н.², Поддельский А.И.²,

Шарков Е.А.²

¹Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск

² Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

³Институт космических исследований РАН, Москва

This work relies on the analysis of short-period temporal variations of ionospheric parameters to investigate a possibility that strong meteorological disturbances in the Earth's lower atmosphere are reflected in the ionospheric parameter variations in a zone far removed from the source of the disturbance. Tropical cyclones (TC) may be a most powerful potential source of impact from below. The analysis involves data on maximum observed frequencies (MOF) of oblique sounding (OS) signals along the Norilsk–Irkutsk, Magadan–Irkutsk, and Khabarovsk–Irkutsk paths in East Siberia and the Far East obtained at equinoxes (March, September) in 2005–2009 and in November 2005.

A frequency analysis has revealed time intervals with enhanced intensity of short-period oscillations which may be interpreted as manifestations of large-scale traveling ionospheric disturbances (TIDs) whose sources were internal gravity waves (IGWs) with periods of 1–5 hours. Based on a complex analysis of helio-geomagnetic, ionospheric, and meteorological data in the regions under study as well as of data on tropical cyclones, we have made an attempt at finding a link between a number of detected TIDs and the ionospheric responses to tropical cyclones which were in their active phase in the northwest Pacific during the periods in question. A considerable increase in the energy of short-period wave disturbances was observed along the Khabarovsk-Irkutsk, Magadan-Irkutsk, and Norilsk-Irkutsk paths during active tropical cyclogenesis in September 2005–2009 and in November 2005. The intensity of the observed TIDs decreased as the midpoints of the OS paths moved westward away from the potential IGW sources. Ionospheric responses to wave disturbance propagation from the same IGW sources differ in the OS paths under analysis. The wave disturbance propagation velocities were estimated from the delay in TID passage in the regions of the midpoints of the spaced-apart OS paths. Short-period TIDs can also be observed at the spring equinox in March 2005–2009 under quiet helio-geomagnetic conditions and in the absence of active tropical cyclones in the north-west Pacific, but their energy is much lower than during the autumns of various years.

Возмущения верхней атмосферы и ионосферы Земли, обусловленные воздействиями снизу (в том числе, метеорологического характера), активно изучаются в течение многих лет. Источниками таких возмущений могут быть атмосферные гравитационные волны, распространяющиеся из нижележащих слоев атмосферы и переносящие с собой момент количества движения и энергию. Различные источники, действующие в нижней и средней атмосфере (сейсмические события, метеорологические фронты и струйные течения, прохождение солнечного терминатора, стратосферные потепления, антропогенные воздействия и т.п.), возбуждают широкий пространственно-временной спектр внутренних гравитационных волн (ВГВ) [1]. При определенных условиях ВГВ достигают высот максимума ионосферы (~300-350 км). Проникая на высоты ионосферы, ВГВ проявляют свои свойства в виде перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ). Теоретические расчеты и экспериментальные данные показывают, что ВГВ распространяются в горизонтальных направлениях с различными скоростями, в результате чего формируются движущиеся пакеты волн, которые могут обнаруживаться на расстояниях до нескольких тысяч километров от источника возбуждения [2, 3].

В работе исследуется волновой механизм воздействия со стороны нижних слоев атмосферы на ионосферу Земли. В качестве мощнейшего источника воздействия снизу рассматриваются гигантские по своей энергетике метеорологические возмущения в тропосфере – тропические циклоны (ТЦ). Прохождение фронта ТЦ может сопровождаться возбуждением ВГВ различных временных масштабов [4-6]. В данной работе приводятся результаты исследования короткопериодных (порядка десятков минут, часов) временных вариаций ионосферных параметров, полученных на сети ионозодов наклонного зондирования (НЗ), вызванных изменениями параметров верхней атмосферы и ионосферы в регионах проведения радиофизических измерений [7-9]. Для анализа использовались данные наблюдений временных вариаций максимальных наблюдаемых частот (МНЧ) сигналов НЗ на трассах Норильск-Иркутск, Магадан-Иркутск, Хабаровск-Иркутск. Измерения проводились со скважностью ~5 мин в равноденственные периоды (март, сентябрь) 2005-2009 гг. и в ноябре 2005 г. Характеристики ТЦ, действовавших в периоды радиофизических измерений, брались из электронной базы спутниковых данных глобального тропического циклогенеза "Глобал-ТЦ". Трассы наклонного зондирования проходят в регионах Восточной Сибири и Дальнего Востока азиатской части России, их геометрия различна. Трасса НЗ Хабаровск-Иркутск была задействована только в 2009 г., ее средняя точка (область ионосферы, в окрестности которых происходит отражение радиосигналов) наиболее близка к региону активной деятельности тропических циклонов в акватории северо-запада Тихого океана.

Частотный анализ выполнялся с помощью разработанных в ИСЗФ СО РАН методики поиска периодичностей для временных рядов [10]. Рассчитывались матрицы значений величин R_i , характеризующих "энергетику" колебаний с периодами T_i . Расчеты мощностей текущих спектров R_i проводились в скользящем режиме обработки для периодов $0.5 \div 5$ часов с шагом 0.5 часа. Усиление мощности спектра на определенных периодах T_i интерпретировалось как проявление ПИВ, связанных с распространением ВГВ.

Решая задачу о возможности регистрации проявлений деятельности мощных ТЦ в вариациях ионосферных параметров в зоне, удаленной от региона деятельности ТЦ, существенным является вопрос о выявлении других возможных источников волновых возмущений. Доминирующим фактором в термодинамическом режиме ионосферы является гелиогеомагнитная активность. Поэтому при анализе учитывалась сопутствующая гелио-геомагнитная возмущенность (поток солнечного радиоизлучения *F*_{10.7} на длине 10,7 см и геомагнитный индекс К_n). Особый интерес представлял временной период 2008-09 гг., который характеризовался минимумом солнечной активности с низкой интенсивностью активных событий на Солнце и сопутствующих им геомагнитных возмущений. Это чрезвычайно благоприятствовало эффективности исследования ионосферных возмущений, связанных с влиянием внутренних атмосферных процессов, в том числе метеорологических эффектов. Поток радиоизлучения Солнца $F_{10.7}$ в этот период не превышал 70, в ед. 10^{-22} Br/(Гц м²). Кроме гелио-геомагнитной возмущенности учитывалась метеорологическая обстановка в исследуемых регионах, поскольку атмосферные фронты также могут быть источниками ВГВ. По композитам облачного покрова по данным спутника NOAA определялось время прохождения атмосферных фронтов через регионы средних точек трасс НЗ. Вариации параметров ионосферы в этой области существенным образом проявляются в характеристиках принимаемых в Иркутске радиосигналов.

В качестве примера приведем данные анализа за 2009 г. На рис. 1 представлены матрицы текущих спектров МНЧ для периодов 1-5 час на широтной трассе Хабаровск-Иркутск и меридиональной трассе Норильск-Иркутск в сентябре 2009 г. На верхней панели рисунка дан график изменения индекса геомагнитной активности K_p , на временной оси которого указаны с помощью горизонтальных полос периоды действия наиболее мощных ТЦ в северо-западной акватории Тихого океана (супер-тайфун Choi Wan категории 5 в соответствии со шкалой

Саффира-Симпсона, 12-20/09/2009; супер-тайфун категории 4 Рагта, 27/09-14/10/2009 и супертайфун категории 5 MELOR, 29/09-08/10/2009). Вертикальными стрелками на картах мощности спектра вариаций МНЧ указаны моменты прохождения местных метеорологических атмосферных фронтов в регионах подионосферных средних точек трасс НЗ. Из рис. 1 видно, что проявление ПИВ не всегда связано с усилениями гелио-геомагнитной возмущенности или прохождениями в регионах средних точек трасс местных метеорологических фронтов. Не связаны эти ПИВ и с прохождением солнечного терминатора, так их длительность – порядка суток и более. Если источниками наблюдаемых ПИВ являются ТЦ, действующие в северо-западной акватории Тихого океана, то для анализируемых трасс НЗ отклик ионосферы на прохождение волновых возмущений от одних источников ВГВ различен. Прежде всего, это, очевидно, связано с различной удаленностью средних точек трасс, а также с тем, что сам источников ВГВ. Существует, повидимому, связь и с геометрией трасс, а также с тем, что сам источник ВГВ в процессе развития ТЦ, изменяется по интенсивности и меняет свои координаты (стадии развития и траектории движения ТЦ). Поэтому существует зависимость от угла между направлением распространения волнового возмущения и линией, соединяющей средние точки трасс H3.

Из предположения о том, что источником наблюдаемых ПИВ по данным МНЧ сигналов наклонного зондирования на рассматриваемых трассах служат волновые пакеты, генерируемые прохождением фронта мощного ТЦ в акватории северо-запада Тихого океана, была предпринята попытка оценить скорость распространения ПИВ. На рис. 2,6 приведены временные зависимости мощностей текущих спектров R_i для периода $T_i = 5$ час для трасс Хабаровск-Иркутск и Норильск-Иркутск для 12-20 сентября 2009 г. в период действия супер-тайфуна 5 (наивысшей) категории Choi Wan (рис. 2,а). Расстояние между средними точками трасс Хабаровск-Иркутск и Норильск-Иркутск (пунктирная линия на карте рис. 5,а) составляет ~1800 км. Задержка между последовательными прохождениями ПИВ региона средней точки трассы Хабаровск-Иркутск, а затем региона средней точки трассы Норильск-Иркутск составляет $\Delta \tau \approx 3 \div 6$ час. Соответственно, скорость распространения ПИВ может составлять величину от 170 до 90 м/с. Полученные оценочные значения согласуются с результатами экспериментальных и теоретических оценок скоростей распространения ВГВ. По теоретическим оценкам [3] скорость ВГВ от импульсного источника может составлять величину до 200-300 м/с. По экспериментальным оценкам [1] скорость ВГВ может составлять ~ нескольких десятков до сотни м/с.



Рис. 1. Матрицы текущих спектров МНЧ для периодов 1-5 час на трассах Хабаровск-Иркутск и Норильск-Иркутск и индекс геомагнитной активности K_p в сентябре 2009 г.



Рис. 2. Траектория движения ТЦ Choi Wan (a) и временные зависимости мощностей текущих спектров R_i для периода $T_i = 5$ час на трассах Хабаровск-Иркутск и Норильск-Иркутск (б) в период 12-20 сентября 2009 г.

Аналогичный частотный анализ данных МНЧ сигналов НЗ для рассматриваемых трасс был выполнен для периодов весеннего равноденствия (март 2005-09 гг.). Полученные спектры мощности вариаций МНЧ для весны, когда циклоническая активность в северо-западной акватории Тихого океана отсутствовала, в спокойных гелио-геомагнитных условиях (2008-09 гг.) можно рассматривать как фоновые. Проведено сравнение фоновых спектров со спектрами амплитуд возмущений, полученными в периоды активной деятельности тропического циклогенеза в сентябре. В весенние месяцы, в отсутствие действующих тропических циклонов в акватории северо-запада Тихого океана, также отмечались ПИВ с периодами 1-5 час, но их энергетика была значительно слабее (в полтора-два раза) по сравнению с энергетикой ПИВ в осенние периоды. Этот факт дает основание отметить, что при прочих аналогичных условиях наличие мощных действующих тропических циклонов (даже в достаточно удаленной зоне), может рассматриваться как потенциальный источник короткопериодных волновых возмущений ионосферных параметров.

В результате проведенного исследования можно сформулировать следующие результаты:

1. Проведенный частотный анализ выявил временные интервалы с повышенной энергетикой короткопериодных колебаний данных МНЧ сигналов НЗ на трассах Магадан-Иркутск, Норильск-Иркутск и Хабаровск-Иркутск для равноденственных периодов 2005-09 гг. и ноября 2005 г., которые можно интерпретировать как проявление ПИВ, источниками которых являются ВГВ с периодами 1-5 часов.

2. Анализируя потенциальные источники короткопериодных волновых возмущений, установлено, что обнаруженные ПИВ не всегда связаны с проявлениями гелио-геомагнитной возмущенности (к примеру, 2008-09 гг. характеризуются минимумом солнечной активности и спокойной геомагнитной обстановкой). Не всегда выявленные ПИВ совпадают по времени с прохождением в регионах подионосферных средних точек трасс НЗ местных метеорологических фронтов, а также не связаны с прохождением солнечного терминатора.

3. В периоды активной деятельности ТЦ (сентябрь 2005-09 гг., ноябрь 2005 г.) в акватории северо-запада Тихого океана отмечено значительное усиление энергетики короткопериодных волновых возмущений на трассах НЗ. Интенсивность наблюдаемых ПИВ уменьшается по мере удаления средних точек трасс к западу от региона активного тропического циклогенеза.

4. Для анализируемых трасс H3 отмечается различный отклик ионосферы на прохождение волновых возмущений от одних источников ВГВ. По-видимому, это связано с различной геометрией трасс H3, а также с тем, что сам рассматриваемый источник ВГВ в процессе развития ТЦ изменяется по интенсивности и меняет свои координаты.

5. По времени задержки прохождения ПИВ регионов средних точек разнесенных по пространству трасс НЗ оценена скорость распространения волновых возмущений, составляющая величину ~90-170 м/с.

Выявленные различия энергетики короткопериодных колебаний для разных сезонов и лет могут быть, на наш взгляд, связаны с возможными различиями в условиях распространения волновых возмущений в атмосфере, а также с особенностями формирования, развития, перемещения конкретных ТЦ в рассматриваемые периоды времени и, как следствие этих особенностей, различными эффектами воздействия ТЦ на вышележащую атмосферу.

В рамках настоящей работы для некоторых ПИВ не удалось идентифицировать потенциальные источники ВГВ. Возможно, эти ПИВ связаны с откликами ионосферы на сезонные перестройки динамического режима верхней атмосферы в рассматриваемые равноденственные периоды. Таким образом, необходимы дальнейшие систематические исследования в этой актуальной области исследований.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 09-05-00760 а.

Литература

- 1. *Hocke K., Schlegel K.* A review of atmospheric gravity waves and travelling ionospheric disturbances: 1982-1995 // Ann. Geophys., 1996. Vol. 14. P. 917-940.
- 2. Ахмедов Р.Р., Куницын В.Е. Моделирование ионосферных возмущений, вызванных землетрясениями и взрывами // Геомагнетизм и аэрономия, 2004. Т. 44. № 1. С. 105-112.
- 3. *Куницын В.Е., Сураев С.Н., Ахмедов Р.Р.* Моделирование распространения акустико-гравитационных волн в атмосфере для различных поверхностных источников // Вестник Моск. ун-та. Серия 3. Физика. Астрономия, 2007. № 2. С. 59-63.
- 4. *Bishop R.L., Aponte N. et al.* Arecibo observations of ionospheric perturbations associated with the passage of Tropical Storm Odette // J. Geophys. Res., 2006. Vol. 111. No. A11. P. A11320. doi:10.1029/2006JA011668.

- 5. Zuo Xiao, Sai-guan Xiao, Yong-qiang Hao, Dong-he Zhang Morphological features of ionospheric response to typhoon // J. Geophys. Res., 2008. Vol. 112. No. A4. A04304.
- Perevalova N.P., Polekh N.M. An investigation of the upper atmosphere response to cyclones using ionosonde data in Eastern Siberia and the Far East // Proc. of SPIE, 2008. V. 7296. P. 72960J1-72960J11. doi: 10.1117/12.823814.
- Черниговская М.А., Шарков Е.А., Куркин В.И., Орлов И.И., Покровская И.В. Исследование временных вариаций ионосферных параметров в регионе Сибири и Дальнего Востока // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Сборник научных статей. – М.: ООО "Азбука-2000", 2008. Вып. 5. Т. I. С. 567-574.
- 8. *Черниговская М.А., Шарков Е.А. и др.* Короткопериодные временные вариации ионосферных параметров в регионе Сибири и Дальнего Востока // Исследование Земли из космоса, 2008. № 6. С. 17-24.
- Черниговская М.А., Куркин В.И., Орлов И.И., Шарков Е.А., Покровская И.В. Совместный анализ короткопериодных временных вариаций ионосферных параметров в регионе Сибири и Дальнего Востока и процессов тропического циклогенеза // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Сборник научных статей. – М.: ООО "Азбука", 2009. Вып. 6. Т. II. С. 324-332.
- 10. Орлов И.И., Ильин Н.В. О текущих спектрах сигналов // Радиолокация. Навигация. Связь / Под ред. Борисова В.И. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2000. Т.1. С. 361-365.

ДОЛГОПЕРИОДНЫЕ ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРОВ ВЕРХНЕЙ И СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ УСТАНОВОК СИБИРСКОГО РЕГИОНА LONG -TIME VARIATIONS OF MIDDLE AND UPPER ATMOSPHERE PARAMETERS ON THE BASE OF EAST-SIBERIAN GEOPHYSICAL OBSERVATORIES DATA.

Шпынев Б.Г.¹, Ойнац А.В.¹, Медведева И.В.¹, Черниговская М.А.¹, Белинская А.Ю.² ¹Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск, Россия; ² Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН

Long period variations of upper atmosphere parameters were investigated for the matter of their connection with tidal processes. Data of ground based optical instruments, data of the MLS device onboard AURA satellite, Incoherent Scatter data on electron density, temperature and ion composition, as well as GPS total electron content and ionosound data were used for the analysis. It was found that the most pronounced long time variations appeared due to changing of relative phase of solar thermal and lunar gravitational tides. It was founded that the main variations of upper atmosphere parameters are caused by wave-like processes of tidal origin. Global planetary waves are modulated by solar-lunar tides which work as trigger mechanism for generation of new circulation cells. This is a periodical process and it has a maximum in the mesosphere. The disturbing moved up into ionosphere and down into stratosphere, where it can be registered by radio and optic methods. Experimental data showed the most pronounced variations, which are harmonics of tidal waves.

В настоящем исследовании рассматриваются вариации параметров верхней атмосферы Земли, которые имеют характерный период единицы и десятки дней. Основное внимание было уделено влиянию на долговременную динамику верхней атмосферы приливных процессов, которые оказывают регулярное и детерминированное воздействие на атмосферный газ. Возмущения верхней атмосферы и ионосферы Земли, как правило, обусловлены воздействиями снизу, и они активно изучаются в течение многих лет. Источниками таких возмущений могут быть атмосферные гравитационные волны, распространяющиеся из нижележащих слоев атмосферы и переносящие с собой момент количества движения и энергию. Различные источники, действующие в нижней и средней атмосфере (сейсмические события, метеорологические фронты и струйные течения, прохождение солнечного терминатора, стратосферные потепления, антропогенные воздействия и т.п.), возбуждают широкий пространственно-временной спектр внутренних гравитационных волн (ВГВ) [1]. При определенных условиях ВГВ достигают высот максимума ионосферы (~300-350 км), и на высотах ионосферы, проявляют свои свойства в виде перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ). Эти возмущения могут быть обнаружены радиофизическими и оптическими методами при активном или пассивном исследовании верхней атмосферы.

Приливное гравитационное воздействие на атмосферный газ является не самым мощным, однако регулярным и детерминированным эффектом, т.е. амплитуда и фаза гравитационного воздействия может быть точно рассчитана. В отличие от солнечного излучения, которое относительно спонтанно, гравитационное воздействие носит детерминированный, хотя и не строго периодичный характер. Даже при относительно слабом, по сравнению с солнечным излучением, воздействии на земную атмосферу, гравитационные силы могут существенно влиять на динамические процессы в верхней атмосфере.

Наибольший эффект в возмущении параметров нейтральной атмосферы оказывают глобальные колебания, описываемые волнами Россби [3]. Движителем этих волн являются процессы глобального перераспределения энергии в атмосфере Земли, а их период определяется собственными частотами колебаний атмосферы. По мере поступления энергии в атмосферу, период этих волн со временем возрастает, до тех пока не совпадет по фазе со стационарной приливной волной, распространяющейся, в основном, ниже 85 км. В результате резонанса этих двух волн происходит усиление волны Россби 1-го типа, и переход ее в критический режим, который приводит к смене регулярной циркуляции в верхней атмосфере, и к трансформации энергии в тепло или к передаче энергии другим атмосферных потеплений Sudden Stratospheric Warming (SSW) привело к пониманию того, что приливные процессы являются важным фактором, инициирующим изменение циркуляции, задающим периодичность этих глобальных процессов [2], и это изменение проявляется в динамике разных областей верхней атмосферы.

В настоящей работе долговременная динамика параметров верхней атмосферы исследовалась на предмет зависимости от приливных вариаций, которые специально рассчитывались для региона наблюдения. Для анализа были использованы данные наземных оптических наблюдений, данных прибора MLS на спутниках AURA, данные некогерентного рассеяния по электронной концентрации и температурам и ионному составу на высотах ионосферы, данные ионозонда и данные GPS по глобальному содержанию.

Динамика гравитационного ускорения рассчитывалась по упрощенной формуле:

Вертикальная составляющая приливной силы (на единицу массы) изменяет силу тяжести на величину [8],

$$F_{\nu} = 3G \frac{mr}{R^3} \left\{ \cos^2 \chi - 1/3 \right]$$
 (1)

где G — гравитационная постоянная, m - масса Луны, r - расстояние от центра Земли, R - расстояние от Земли до Луны, χ - зенитный угол Луны.

Сила тяжести уменьшается на поверхности Земли, когда Луна находится в зените или надире, на 0,1 мгал (см/с²), или на 1×10-7 своей величины, и увеличивается на половину этой величины в тех местах Земли, где Луна в рассматриваемый момент восходит или заходит.

Горизонтальная составляющая приливных сил равна 0, когда Луна находится в зените, надире или на горизонте, и максимальна, когда зенитное расстояние Луны равно 45° и достигает 0,08 мгал:

$$F_h = 3/2G \frac{mr}{R^3} \sin 2\chi \tag{2}$$

Вариации ускорения свободного падения вследствие притяжения Луны рассчитывались по формуле

$$\frac{g_{M}}{g} \approx \frac{3GM_{M} \frac{R_{E}}{R_{M}^{3}} (\cos^{2} \chi_{M} - \frac{1}{3})}{GM_{E} / R_{E}^{2}} = 9.64 \cdot 10^{-8} \cos^{2} \chi_{M} - \frac{1}{3}, \qquad (3)$$

которая получена в рамках приближения гидростатического равновесия. При дальнейшем анализе мы использовали только относительные вариации g_M , и искали соответствующие периоды в экспериментальных данных.

Для обработки рядов наблюдений нами был использован алгоритм поиска периодичностей, основанный на идеологии текущих спектров переменных величин [9]. Преимуществом данного подхода является возможность исследования временных вариаций спектра величины, что

особенно важно при рассмотрении приливных волн, вариации которых зависят от сезона года и времени суток.

Пример приливных вариаций, рассчитанных по формуле (3) представлен на рис.1.



Вариации на рис.1 являются суперпозицией вариаций зенитного угла Луны и Солнца, и основными являются суточная, полусуточная, 14-дневная и 29-дневная гармоники. Текущий спектр приливных вариаций сравнивался с текущими спектрами параметров верхней атмосферы. На основе этого анализа были сделаны следующие выводы.

Спектр приливных колебаний является достаточно сложным, чтобы интерпретировать его в виде гармонической функции. Причиной того является полусуточная вариация (Рис.1), которая периодически изменяет эффективную частоту приливных колебаний. При наблюдении свечения в линии 558нм этот эффект отражается в резком усилении полусуточных колебаний, которое наблюдается с периодом около 3.5 суток. Такие колебания также характерны при наблюдениях мезосферы во время зимних стратосферных потеплений [7].



Рис.2 Интенсивность приливных волн ночной атмосфере

Сезонное распределение интенсивности приливных колебаний зависит от времени суток. Зимой наибольшая амплитуда волн проявляется ночью, летом – в дневные часы. На рис.2 приведены интенсивности приливных колебаний для ночных условий в Иркутске. Видно, что зимняя ночная атмосфера наиболее подвержена влиянию приливов. Так как наблюдения в оптическом диапазоне обычно проводятся именно в темное время суток, наиболее значимые результаты по приливным вариациям как раз относятся к зимнему периоду. Летом наблюдается обратная картина, и максимальная амплитуда приливных волн наблюдается в дневные часы. Эти вариации отчетливо наблюдаются в критических частотах и высоте максимума слоя F2 при вертикальном зондировании ионосферы, когда вариации этих параметров достигают десятков процентов.



Рис.3 Межсуточные вариации электронной концентрации на высоте 300км.

На рис.3 представлены вариации концентрации электронов на высоте 300км по данным Иркутского радара некогерентного рассеяния в Декабре 2007 года. Начало каждых суток соответствует 8 часам локального времени, поэтому первый суточный максимум соответствует условиям дневной ионосферы, второй максимум соответствует ночному максимуму, который возникает вследствие притока плазмы из сопряженной летней ионосферы [10]. Из рисунка отчетливо видно волнообразное увеличение ночного максимума, который в 346 и 347 дни становится сравнимым по величине с дневным максимумом. В то же время дневные значения электронной концентрации таких вариаций не испытывают. Данный пример отчетливо показывает усиление ночной приливной волны. Хотя вариации параметров ионосферы обусловлены не непосредственно приливными силами, а сложным процессом, приводящим к изменению скорости меридионального нейтрального ветра, тем не менее ведущим механизмом этих вариаций является именно гравитационный прилив.

Эффект усиления приливных волн также наблюдался нами на данных полного электронного содержания системы GPS, в температурах мезосферы по данным прибора TIDI на спутнике AURA, в таких характеристиках ионосферы, как минимальная частота отражения по данным ионозондов. Рассмотренные процессы являются важным фактором атмосферной динамики, особенно в среднеширотной атмосфере, где приливные силы максимальны. В глобальном масштабе атмосферные приливы являются регуляторами общей циркуляции верхней атмосферы. Этот эффект наиболее выражен в изменения поля скоростей нейтрального ветра в мезосфере и стратосфере, которые исследовались нами по данным спутника SABER. Из данных измерений видно, что вариации интенсивности приливных волн приводят к циклической смене глобальной циркуляции, когда зональный ветер меняет свое направление на противоположное, нарушая стабильный западный перенос. В этих процессах большую роль играет долготная неоднородность приливной волны, инициирующая создание новых ячеек циркуляции.

В качестве основных выводов можно сформулировать следующие положения:

- Наибольшее влияние на спектр долговременных вариаций параметров верхней атмосферы имеют волнообразные процессы, обусловленные изменением относительной фазы солнечного и лунного приливов, которые на средних широтах имеют максимальную амплитуду.
- Атмосферные приливы часто являются не источником возмущения параметров атмосферы, а спусковым механизмом, запускающим генерацию новых ячеек циркуляции, которые повторяются циклически и перераспределяют энергию между разными областями верхней атмосферы.
- 3) Зарождаясь в нейтральной атмосфере, долгопериодные возмущения проявляются также на высотах ионосферы, где могут легко диагностироваться радиофизическими и оптическими методами. Связь разноплановых данных экспериментальных наблюдений в единую систему, управляемую приливными процессами является перспективной задачей физики верхней атмосферы.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 09-05-00757.

Литература:

- 1. *Hocke K., Schlegel K.* A review of atmospheric gravity waves and travelling ionospheric disturbances: 1982-1995 // Ann. Geophys., 1996. Vol. 14. P. 917-940.
- Liu, H.-L., and R. G. Roble, A study of a self-generated stratospheric sudden warming and its mesospheric– lower thermospheric impacts using the coupled TIME-GCM/CCM3, J. Geophys. Res., 107(D23), 4695, doi:10.1029/2001JD001533, 2002.
- 3. Rossby C. G. et al. // J. Mar. Res. 1939. Vol. 2. P. 38.
- 4. *Siskind, D. E., L. Coy, and P. Espy (2005),* Observations of stratospheric warmings and mesospheric coolings by the TIMED SABER instrument, Geophys. Res. Lett., 32, L09804, doi:10.1029/2005GL022399.
- Dowdy, A. J., R. A. Vincent, D. J. Murphy, M. Tsutsumi, D.M. Riggin, and M. J. Jarvis (2004), The large-scale dynamics of the mesosphere–lower thermosphere during the Southern Hemisphere stratospheric warming of 2002, Geophys. Res. Lett., 31, 14102, doi:10.1029/2004GL020282.
- Liu, H.-L., and R. G. Roble (2005), Dynamical coupling of the stratosphere and mesosphere in the 2002 Southern Hemisphere major stratospheric sudden warming, Geophys. Res. Lett., 32, L13804, doi:10.1029/2005GL022939.
- Azeem, S. M. I., E. R. Talaat, G. G. Sivjee, H.-L. Liu, and R. G. Roble (2005), Observational study of the 4-day wave in the mesosphere preceding the sudden stratospheric warming events during 1995 and 2002, Geophys. Res. Lett., 32, L15804, doi:10.1029/2005GL023393.
- 8. *Молоденский М. С.*, Упругие приливы, свободная нутация и некоторые вопросы строения Земли, //«Тр. Геофизического института АН СССР», 1953, № 19;
- 9. *Орлов И.И., Ильин Н.В.* О текущих спектрах сигналов // Радиолокация. Навигация. Связь / Под ред. Борисова В.И. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2000. Т.1. С. 361-365.
- 10. *Mikhailov A.V., Förster M., Leschinskaya T.Yu.* On the mechanism of the post-midnight winter N_mF_2 enhancements: dependence on solar activity, Ann. Geophysicae, V.18, 1422-1434, 2000.