

ПЛЕНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ

**МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ
ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНЫХ АЭРОЗОЛЕЙ
OPTICAL PROPERTIES OF ATMOSPHERIC AEROSOLS:
MATHEMATICAL MODELING**

М.Я. Маров*, В.П. Шари****

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

**Институт прикладной математики им. М.В. Келдыша РАН, Москва

Method and program complex for numerical evaluation of the full set of spectral properties of light single scattering with application to polydisperse system of spherical particles were developed, with the emphasis on spectral dependence of volume scattering coefficients and angular dependencies of phase matrix elements. This approach ensures the real time data analysis of optical properties of aerosols of natural and anthropogenic origin in the Earth's atmosphere and serves as an effective tool for remote sensing of the atmosphere and the processes involved. The data bank on light scattering of various type of terrestrial aerosols was compiled with the account for different particles size distributions, which also comprises model optical characteristics of aerosols in the Venus and Mars atmospheres.

Введение

Оптический метод представляет собой наиболее доступный способ дистанционного зондирования состояния атмосферы и происходящих в ней процессов, включая последствия стихийных бедствий и катастроф. В его основе лежит исследование переноса излучения в среде, содержащей газовые и аэрозольные составляющие естественного и антропогенного происхождения, и соответствующие математические модели вместе с комплексом программ для проведения оперативных расчетов.

Авторами разработана методика и программная реализация численного расчета полного набора спектральных свойств однократного рассеяния света полидисперсной системой сферических частиц (рассеяние Ми), включающая объемные коэффициенты и угловые зависимости элементов фазовой матрицы. Ее основой служат алгоритмы, использующие классические методы анализа характеристик светорассеяния. Это позволило выполнить широкое параметрическое исследование для различных модельных аэрозолей земной атмосферы. При этом достигнута возможность расчета характеристик светорассеяния частиц в поглощающих и рассеивающих средах и устойчивого расчета коэффициентов Ми для частиц больших относительных размеров, что необходимо в случае широких распределений частиц по размерам, аппроксимирующих распределения реальных аэрозолей, таких как степенное распределение Юнге, модифицированное гамма-распределение, логарифмически-нормальное распределение и их суммы (Шари, 1984;1988; Маров и др., 1989). Указанным методом ранее нами были успешно проанализированы результаты нефелометрических измерений в атмосфере Венеры на космических аппаратах "Венера 9-14", что позволило отождествить структуру и микрофизические свойства ее облачного слоя (Маров и др., 1979,1983; Marov et al.,1980; Marov, Grinspoon, 1997). В рамках европейского эксперимента по глобальному озонному мониторингу методом затмения света звезд земной атмосферой (GOMOS) был исследован вклад в ослабление излучения аэрозолем в интервале высот от 15 до 80 км (Маров и др., 1994; Ioltukhovski, Marov, 1998). Были заложены основы создания банка данных по характеристикам светорассеяния аэрозолями атмосферы Земли, включающий также оптические свойства аэрозолей атмосфер Венеры и Марса (Маров, Шари, 1997), который доступен для использования на коммерческой основе. Опыт исследования оптических характеристик водонефтяных эмульсий и морского аэрозоля открывает возможности обнаружения загрязнения океана при выбросах нефти и при решении вопросов ее транспортировки, а также при разработке и безопасной эксплуатации нефтяных и газовых месторождений.

Исходные модели аэрозолей

При математическом моделировании оптических свойств аэрозолей в качестве базисных использованы модели, предложенные Рабочей группой по стандартной радиационной атмосфере (SRA) Радиационной комиссии Международной ассоциации по метеорологии и атмосферной физике IAMAP (SRA 1978; 1984). Несмотря на то, что эти модели созданы более 20 лет назад, они представляются нам наиболее полными, хотя не целиком согласуются с результатами более позднего мониторинга атмосферы Земли, (см., напр., Hansen et al., 2002; Виролайнен и др., 2004; Schmidt et al,

2006; Kondratyev et al, 2006). Эти отличия можно, по-видимому, хотя мы частично, отнести на счет динамики происходящих атмосферных процессов.

Модели континентального тропосферного (в чистой атмосфере над сушей и загрязненного городского) аэрозоля в приземном слое и морского аэрозоля в пограничном слое над морем приведены в Табл. 1, а модели аэрозоля в стратосфере и мезосфере Земли – в Табл. 2. Используются оптические характеристики для 61 длины волны от 0,2 до 40 мкм типичных аэрозолей всех основных высотных областей земной атмосферы.

Таблица 1

Аэрозольные модели нижней атмосферы Земли (SRA 1978, 1984)

Model	Aerosol component	$c_v^{(i)} = V_i/V$	$c_N^{(i)} = N_i/N$
(C) CONTINENTAL	(W) WATER-SOLUBLE	0.29	9.37437-01
	(D) DUST-LIKE	0.70	2.26278-06
	(S) SOOT	0.01	6.25607-02
(U) URBAN/INDUSTRIAL	(W) WATER-SOLUBLE	0.61	5.88931-01
	(D) DUST-LIKE	0.17	1.64128-07
	(S) SOOT	0.22	4.11069-01
(M) MARITIME	(W) WATER-SOLUBLE	0.05	9.99573-01
	(O) OCEANIC	0.95	4.29942-04

Таблица 2

Аэрозольные модели стратосферы и мезосферы Земли (SRA 1978, 1984)

Модель аэрозоля	Высоты, км	Тип аэрозоля	Оптическая толщина $\tau(0.55 \text{ мкм})$	$k_{ex}(0.55 \text{ мкм})$ км ⁻¹
BSA	12-20	75% H ₂ SO ₄	$1.744 \cdot 10^{-3}$	$2.18 \cdot 10^{-4}$
	20-30	75% H ₂ SO ₄	0.003	$2.18 \cdot 10^{-4}$ линейная интерполяция $3.32 \cdot 10^{-5}$
VSA	12-20	$t \leq 1$ месяца: Volcanic Ash $t > 1$ месяца: 75% H ₂ SO ₄	0.0306	$3.83 \cdot 10^{-3}$
	20-30	$t \leq 1$ года: Volcanic Ash	0.3	$2.31 \cdot 10^{-2}$ линейная интерполяция $3.20 \cdot 10^{-5}$
	20-30	$1 < t \leq 5$ лет 75% H ₂ SO ₄	0.1	$7.68 \cdot 10^{-3}$ линейная интерполяция $3.20 \cdot 10^{-5}$
	20-30	$5 < t \leq 30$ лет 75% H ₂ SO ₄	0.05	$3.83 \cdot 10^{-3}$ линейная интерполяция $3.20 \cdot 10^{-5}$
UAA	35 40 45 50 70 100	Meteoric dust (SRA 1978) Meteoric dust (SRA 1984)		$2.45 \cdot 10^{-05}$ $8.00 \cdot 10^{-06}$ $4.02 \cdot 10^{-06}$ $2.10 \cdot 10^{-06}$ $1.60 \cdot 10^{-07}$ $9.30 \cdot 10^{-10}$

Для тропосферы и пограничного приземного (0-2 км) слоя атмосферы (Табл. 1) приняты

фоновая модель континентального (**continental-C**) аэрозоля, модель городского (**urban/industrial-U**) аэрозоля в загрязненном приземном слое и модель морского (**maritime-M**) аэрозоля в пограничном слое над морем. Модели континентального, городского и морского аэрозоля, в свою очередь, являются комбинациями 4-х основных компонентов: растворимых в воде частиц (**water-soluble-W**) - аммиака, сульфата кальция и органических соединений; пылевых, нерастворимых в воде частиц почвенного происхождения (**dust-like-D**); углеродного антропогенного аэрозоля (**soot-S**); океанического аэрозоля или частиц морских брызг (**oceanic-O**) - 30% морских солей и 70% жидкой воды. Для верхней атмосферы ($h > 30$ км) в Табл. 2 - это модели метеорной пыли (**meteoric dust-Md**) и стратосферы ($12 \leq h \leq 30$ км), а также фонового (**background-B**) аэрозоля, состоящего из 75% раствора серной кислоты в воде и вулканического пепла после крупных извержений (**volcanic ash-V**).

Исходные объемные концентрации $c_v^{(i)} = \frac{V_i}{V}$ и рассчитанные числовые содержания отдельных компонентов $c_N^{(i)}$ в каждой из моделей согласно Табл. 1 используются в формулах для определения оптические характеристики смеси компонентов. Для моделей аэрозолей в стратосфере и мезосфере согласно Табл. 2 выделяются характерные высотные слои, для которых задается их оптическая толща τ при длине волны 0,55 мкм. В слое 12-20 км объемный коэффициент экстинкции $k_{ex}(0.55)$ предполагается постоянным, а выше - линейно меняющимся с высотой до $h = 30$ км. Таким образом, оптическая толща может быть трансформирована непосредственно в коэффициент экстинкции.

Суммарная оптическая толща слоя 12-30 км невозмущенного (фонового) глобального аэрозоля стратосферы (**BSA**) $\tau = 0,0047$, коэффициент экстинкции постоянен от 12 до 20 км при значении $2,18 \cdot 10^{-4} \text{ км}^{-1}$, а выше 20 км он линейно уменьшается с высотой до величины $3,32 \cdot 10^{-5} \text{ км}$ на высоте 30 км. Стратосферный аэрозоль после вулканического извержения (**VSA**) считается распределенным с высотой качественно так же, как и фоновый: коэффициент экстинкции постоянен в слое 12-20 км и убывает линейно до значения $3,2 \cdot 10^{-5} \text{ км}^{-1}$ на высоте 30 км. Очевидно, значение коэффициента экстинкции $k_{ex}(0.55)$ в слое 12-20 км, так же как и суммарная оптическая толща, зависят от стадии вулканической активности. В течение времени t меньше приблизительно одного года после вулканического извержения, когда стратосфера содержит вулканический пепел, значение $k_{ex}(0.55) = 2,31 \cdot 10^{-2} \text{ км}^{-1}$ на высоте 20 км и соответствующая оптическая толща слоя 20-30 км $\tau = 0,3$, а аэрозоль VSA-типа. В период $1 < t \leq 5$ лет после извержения $k_{ex}(0.55) = 7,68 \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1}$ ($\tau = 0,10$), а в последующие ~ 30 лет $k_{ex}(0.55) = 3,8 \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1}$ ($\tau = 0,05$), а аэрозоль **BSA**-типа. Выше ~ 30 км (в мезосфере) модель аэрозоля считается аналогичной по составу фоновому стратосферному (**UAA**) согласно SRA 1984, в то время как согласно SRA 1978 главным компонентом аэрозоля является метеорная пыль (**Md**). В расчетах использовались два наиболее употребительных вида одномодального распределения: для аэрозолей нижней атмосферы и метеорной пыли верхней атмосферы - логарифмически-нормальные распределения, для фонового и вулканического аэрозоля - модифицированные гамма-распределения. Спектральные зависимости коэффициентов ослабления для аэрозоля серебристых облаков (Noctilucent clouds - **NCI**) на $h=80-85$ км были рассчитаны с использованием степенного распределения Юнге и вероятных значений вещественного показателя преломления частиц аэрозоля 1,33 и 1,25.

Методические вопросы

Метод, положенный в основу компьютерного моделирования характеристик рассеяния света полидисперсными сферическими однородными частицами, исходит из классических представлений теории переноса излучения. Его подробное рассмотрение содержится в работах (Маров, Шапи, 2006; 2008; 2010). Здесь мы коснемся лишь отдельных положений. По сравнению с другими известными подходами к методам расчета светорассеяния аэрозолями приблизительно сферической формы (см. напр., Борен, Хафмен, 1986, а также коды на сайтах <http://www.giss.nasa.gov/~cirmim>; <http://www.t-matrix.de/>), он обладает, на наш взгляд, определенными преимуществами в силу простоты и экономичности.

Свойства рассеяния полидисперсной системой частиц выражаются через исходные характеристики однократного рассеяния света для одной частицы радиуса r путем введения факторов

эффективности ослабления и рассеяния $Q_{ex}(r)$ и $Q_{sc}(r)$ ансамблем частиц в интервале радиусов от r до $r + dr$. Объемные коэффициенты ослабления k_{ex} и рассеяния k_{sc} (коэффициент поглощения $k_{ab} = k_{ex} - k_{sc}$, альбедо однократного рассеяния света $\varpi = k_{sc}/k_{ex} = Q_{sc}/Q_{ex}$) определяются как суммарные сечения для всех частиц в единице объема $k_{ex,sc} = \int_0^\infty \pi r^2 Q_{ex,sc}(r) n(r) dr$, а $Q_{ex}(r)$ и $Q_{sc}(r)$ определяются соотношениями $Q_{ex,sc} = k_{ex,sc}/G$, где геометрическое сечение G всех частиц в единице объема $G = \int_0^\infty \pi r^2 n(r) dr$.

Нормированная фазовая матрица $\mathbf{P}$ из 4×4 безразмерных элементов связывает вектор-параметр Стокса $\mathbf{I} = I, Q, U, V$, описывающий интенсивность I и поляризацию рассеянного света длины волны λ (волновое число $\kappa = 2\pi/\lambda$) на расстоянии $R \gg \lambda$ от рассеивающего элемента объема среды dv с параметрами Стокса падающего излучения $\mathbf{I}_0 = I_0, Q_0, U_0, V_0$ в виде $\mathbf{I} = \frac{k_{sc} dv}{4\pi R^2} \mathbf{P} \mathbf{I}_0$. Из определения параметров Стокса: $I = I_l + I_r$; $Q = I_l - I_r$. Преобразование вектор-параметра $\mathbf{I}' = I_r, I_l, U, V$ осуществляется матрицей $\mathbf{P}'$. Для рассеяния Ми сферическими однородными частицами элементы матрицы $\mathbf{P}$ и $\mathbf{P}'$ не зависят от азимутального угла φ , а только от угла рассеяния θ , и имеют простой вид:

$$\mathbf{P} = \begin{Bmatrix} P^{11} & P^{21} & 0 & 0 \\ P^{21} & P^{11} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & P_3 & P_4 \\ 0 & 0 & -P_4 & P_3 \end{Bmatrix}; \quad \mathbf{P}' = \begin{Bmatrix} P_1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & P_2 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & P_3 & P_4 \\ 0 & 0 & -P_4 & P_3 \end{Bmatrix}$$

Здесь элементы матрицы P^{11} и P^{21} так выражаются через параметры P_j θ $j = 1, 2, 3, 4$:

$$P^{11} = \frac{P_1 + P_2}{2}; \quad P^{21} = \frac{P_2 - P_1}{2}. \quad \text{В случае неполяризованного падающего излучения}$$

$\mathbf{I}_0 = I_0, 0, 0, 0$ имеем $\mathbf{I} = P^{11}, P^{21}, 0, 0$, так что рассеянный свет линейно поляризован.

Индикатриса рассеяния $i(\theta)$ определяется элементом P^{11} фазовой матрицы $\mathbf{P}$:

$$i(\theta) = \frac{P^{11}(\theta)}{4\pi} = \frac{P_1 + P_2}{8\pi} \quad \text{с нормировкой } N = \int_{4\pi} i(\theta) d\Omega = 2\pi \int_0^\pi i(\theta) \sin\theta d\theta = 1; \text{ она дает вероятность}$$

рассеяния в данном направлении неполяризованного излучения $I(\theta) = i(\theta) \frac{k_{sc} dv}{R^2} I_0$, при этом

коэффициент направленного рассеяния $\beta(\theta) = k_{sc} i(\theta)$, а интегралы в переднюю и заднюю

$$\text{полусферы: } N_1 = 2\pi \int_0^{\pi/2} i(\theta) \sin\theta d\theta \quad \text{и} \quad N_2 = 2\pi \int_{\pi/2}^\pi i(\theta) \sin\theta d\theta.$$

$$\text{Отношения } N_1/N_2 \text{ и } N_2/N, \text{ а также параметр анизотропии } \langle \cos\theta \rangle = 2\pi \int_0^\pi \cos\theta \sin\theta d\theta$$

характеризуют форму индикатрисы. Величина этого параметра изменяется от 1 до -1, а значение $\langle \cos\theta \rangle = 0$ соответствует изотропному рассеянию.

Степень линейной поляризации рассеянного света в случае неполяризованного падающего
суть: $\frac{I_r - I_l}{I_r + I_l} = -\frac{Q}{I} = -\frac{P^{21}}{P^{11}} = \frac{P_1 - P_2}{P_1 + P_2}$; поляризация положительна при $P_1 > P_2$ и отрицательна при

$P_1 < P_2$. В общем случае рассеяния произвольно поляризованного света вектор Стокса определяется также и элементами P_3 и P_4 . Параметры $P_j \theta$ в случае распределения частиц по размерам выражаются через безразмерные параметры интенсивности $i_j \theta, r$ для рассеяния частиц радиуса

$$r \text{ в виде } \frac{P_j \theta}{4\pi} = \frac{1}{\kappa^2 k_{sc}} \int_0^\infty i_j \theta, r n(r) dr; \quad j=1,2,3,4.$$

В свою очередь, $i_j \theta, r$ определяются не зависящими от азимутального угла ϕ комплексными амплитудными функциями $S_1 \theta, x, m$ и $S_2 \theta, x, m$ – диагональными элементами матрицы рассеяния S : $i_1 = S_1 S_1^*$; $i_2 = S_2 S_2^*$; $i_3 = \operatorname{Re} S_1 S_2^*$; $i_4 = -\operatorname{Im} S_1 S_2^*$, причем независимыми являются только три параметра i_j из четырех, поскольку между ними имеется одно соотношение: $i_1 * i_2 = i_3^2 + i_4^2$. Вычисление функций $S_1 \theta, x, m$ и $S_2 \theta, x, m$ является первоочередной задачей теории Ми, т.к. все характеристики рассеяния выражаются через них.

Параметрами, определяющими характеристики рассеяния света длины волны λ одной сферической частицей радиуса r , являются относительный размер частицы $x = \kappa r = \frac{2\pi}{\lambda} r$; ее комплексный показатель преломления относительно окружающей среды $m = m_{\operatorname{Re}} - i m_{\operatorname{Im}}$ и нормированный параметр размера $\rho = 2x|m-1|$. В случае рассеивающих частиц с показателем $m^{(a)}$ в среде с показателем преломления $m^{(s)}$, отличным от 1 (в вакууме), значения m и λ определяются, соответственно, в виде $m = \frac{m^{(a)}}{m^{(s)}}$; $\lambda = \frac{\lambda^{\operatorname{vacuum}}}{m_{\operatorname{Re}}^{(s)}}$. Если поглощение частиц и среды мало (малы мнимые части показателей преломления по сравнению с действительными), то $m_{\operatorname{Re}} \approx m_{\operatorname{Re}}^{(a)} / m_{\operatorname{Re}}^{(s)}$; $m_{\operatorname{Im}} \approx m_{\operatorname{Im}}^{(a)} / m_{\operatorname{Re}}^{(s)} \left[1 - m_{\operatorname{Re}}^{(a)} / m_{\operatorname{Re}}^{(s)} * m_{\operatorname{Im}}^{(s)} / m_{\operatorname{Im}}^{(a)} \right]$.

Для рассеяния одной частицей радиуса r или монодисперсным аэрозолем $P_j \theta, r$ и индикатриса выражаются через безразмерные параметры интенсивности $i_j \theta, r$ следующим

$$\text{образом: } \frac{P_j \theta, r}{4\pi} = \frac{i_j \theta, r}{\kappa^2 \pi r^2 Q_{sc}} \quad i \theta = \frac{1}{\pi x^2 Q_{sc}} \frac{i_1 \theta + i_2 \theta}{2}.$$

Параметры $P_j \theta, r$ при всех углах связаны соотношением: $P_1 P_2 = P_3^2 + P_4^2$. Для ансамбля рассеивающих гетерогенных частиц с различными размерами или оптическими свойствами $P_1 \theta P_2 \theta \geq P_3^2 \theta + P_4^2 \theta$, а

$$\text{фактор деполяризации } D(P): \quad 0 \leq \left\{ D = \frac{P_1 P_2 - P_3^2 + P_4^2}{P_1 P_2 + P_3^2 + P_4^2} \right\} \leq 1.$$

Так как каждая частица рассеивает и ослабляет количество света, пропорциональное сечениям рассеяния и, соответственно, ослабления $\sigma_{sc,ex} = \pi r^2 Q_{sc,ex}(r, m)$, то наилучшими параметрами, описывающими рассеяние света ансамблем частиц будут средние радиусы для рассеяния и

$$\text{ослабления } r_{sc,ex} = \frac{\int_0^\infty r \pi r^2 Q_{sc,ex}(r, m) n(r) dr}{\int_0^\infty \pi r^2 Q_{sc,ex}(r, m) n(r) dr}.$$

Рассеяние света ансамблем частиц достаточно хорошо

(особенно при $r \geq \lambda$) описывается эффективным радиусом r_{ef} и безразмерной эффективной шириной распределения v_{ef} относительно r_{ef} . К сожалению, угловые элементы фазовой матрицы, а тем более объемные характеристики рассеяния, не очень чувствительны к точной форме функции распределения, что было показано нами на примере сравнения характеристик для гамма-распределения, бимодального гамма-распределения, логарифмически нормального и Юнге распределения (степенной закон). Это означает, что невозможно выделить точную форму распределения частиц из измерений светорассеяния, но можно получить параметры $r_{ef} = \frac{1}{G} \int_0^\infty r \pi r^2 n r dr$ и $v_{ef} = \frac{1}{Gr_{ef}^2} \int_0^\infty (r - r_{ef})^2 \pi r^2 n r dr$, где G – геометрическое сечение всех частиц в единице объема.

Теория Ми дает для S_1 и S_2 , а также для Q_{sc} и Q_{ex} , выражения в виде сходящихся рядов через

комплексные коэффициенты a_n и b_n и вещественные угловые коэффициенты π_n и τ_n :

$$S_1(\theta, m, x) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \pi_n + b_n \tau_n); \quad S_2(\theta, m, x) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \tau_n + b_n \pi_n);$$

$Q_{sc}(m, x) = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) |a_n|^2 + |b_n|^2$ и $Q_{ex}(m, x) = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \text{Re}(a_n + b_n)$. Ряды быстро сходятся при $n > x$. Для расчета угловых коэффициентов π_n и τ_n используются следующие

рекуррентные соотношения:

$$\pi_n(\theta) = \frac{2n-1}{n-1} \pi_{n-1} \cos \theta - \frac{n}{n-1} \pi_{n-2};$$

$$\tau_n(\theta) = \pi_n - \pi_{n-2} \cos \theta - \frac{2n-1}{n-1} \pi_{n-1} \sin^2 \theta + \tau_{n-2};$$

$$\pi_0(\theta) = 0; \quad \pi_1(\theta) = 1; \quad \tau_0(\theta) = 0; \quad \tau_1(\theta) = \cos \theta \quad \text{при всех } \theta: 0 \leq \theta \leq \pi \quad (\text{Дейрменджан, 1971;}$$

Маров, Шари, 2000; 2008). Коэффициенты Ми a_n и b_n определяются как

$$a_n = \frac{[m^{-1} A_n y + n/x] \text{Re } w_n x - \text{Re } w_{n-1} x}{[m^{-1} A_n y + n/x] w_n x - w_{n-1} x};$$

$$b_n = \frac{[m^{+1} A_n y + n/x] \text{Re } w_n x - \text{Re } w_{n-1} x}{[m^{+1} A_n y + n/x] w_n x - w_{n-1} x}.$$

При этом комплексные функции $w_n x$ рассчитываются по рекуррентному соотношению:

$$w_0 x = \sin x + i \cos x; \quad w_{-1} x = \cos x - i \sin x; \quad w_n x = \frac{2n-1}{x} w_{n-1} x - w_{n-2} x, \text{ а коэффициенты}$$

$$A_n y - \text{ по рекуррентной формуле } A_n y = -n/y + [n/y - A_{n-1} y]^{-1};$$

$$A_0 y = \frac{\sin p \cos p + i \sinh q \cosh q}{\sin^2 p + \sinh^2 q}, \text{ где } y \equiv mx = p - iq; \quad p = m_{\text{Re}} x; \quad q = m_{\text{Im}} x.$$

Для всех этих вычислительных процедур созданы эффективные алгоритмы, успешно апробированные при решении задач в научных исследованиях и многочисленных приложениях. Хотя метод обеспечивает моделирование светорассеяния сферическими однородными частицами, он может быть приближенно использован, если допустима аппроксимация реальных частиц частицами правильной геометрической формы (ромбом, тетраэдром, октаэдром) путем введения поправочных множителей, определяемых экспериментально (см., напр., *Toon, Pollack, 1976*). Мы не касаемся при этом разработанных к настоящему времени методов расчета характеристик светорассеяния частицами различной формы (см., напр., *Mishchenko et al, 2002; Liu et al, 2006*), оказывающих, в частности, существенное влияние на величину оптической толщи слоя при обработке данных дистанционного зондирования (*Mishchenko et al., 2003*).

Результаты расчетов

Для каждого компонента аэрозоля рассчитан полный набор характеристик однократного рассеяния, включающий в себя объемные коэффициенты рассеяния, ослабления и поглощения, а для углов рассеяния от 0 до 180° рассчитаны также все элементы фазовой матрицы $\mathbf{P}$ с шагом 1°, где $P^{11}/4\pi$ – нормированная на 1 индикатриса рассеяния неполяризованного падающего света, $-100P^{21}/P^{11}$ – его процентная линейная поляризация, а также P_3/P^{11} и P_4/P^{11} . Это обеспечивает высокую степень надежности отождествления микрофизических характеристик и состава частиц при решении обратных задач светорассеяния. Они могут быть использованы для оценки роли аэрозольной составляющей в переносе излучения при дистанционном зондировании атмосферы и при анализе вклада климатических эффектов. Для облегчения обращения результатов измерений получены аналитические полиномиальные функции, аппроксимирующие спектральные зависимости объемных характеристик ослабления излучения в области длин волн 0,2-1 мкм (Маров, Шари, 2000).

В качестве примера приведены результаты расчетов спектральной зависимости объемных коэффициентов ослабления k_{ex} и рассеяния k_{sc} и сравнение полных фазовых матриц на $\lambda = 0,55$ мкм для четырех основных компонентов (рис. 1-2) и моделей аэрозоля нижней атмосферы (рис. 3-4).

На рис. 5,6 приведены спектральные зависимости полной фазовой матрицы в области длин волн 0,2-0,7 мкм для модели фоновых (75% H_2SO_4 in H_2O –В) и вулканического аэрозоля (volcanic ash–V) для стратосферы ниже ~30 км. Наряду с обширными исследованиями различных классов аэрозолей атмосферы Земли, авторами получены оригинальные результаты расчетов характеристик светорассеяния для ряда длин волн и микрофизических свойств пылевых частиц в атмосфере Марса и модельных аэрозолей облаков Венеры (Маров и др., 1997). Частицы минеральной пыли Марса моделировались силикатами и лимонитами, а аэрозоли в атмосфере Венеры капельками серной кислоты и частицами кристаллической серы.

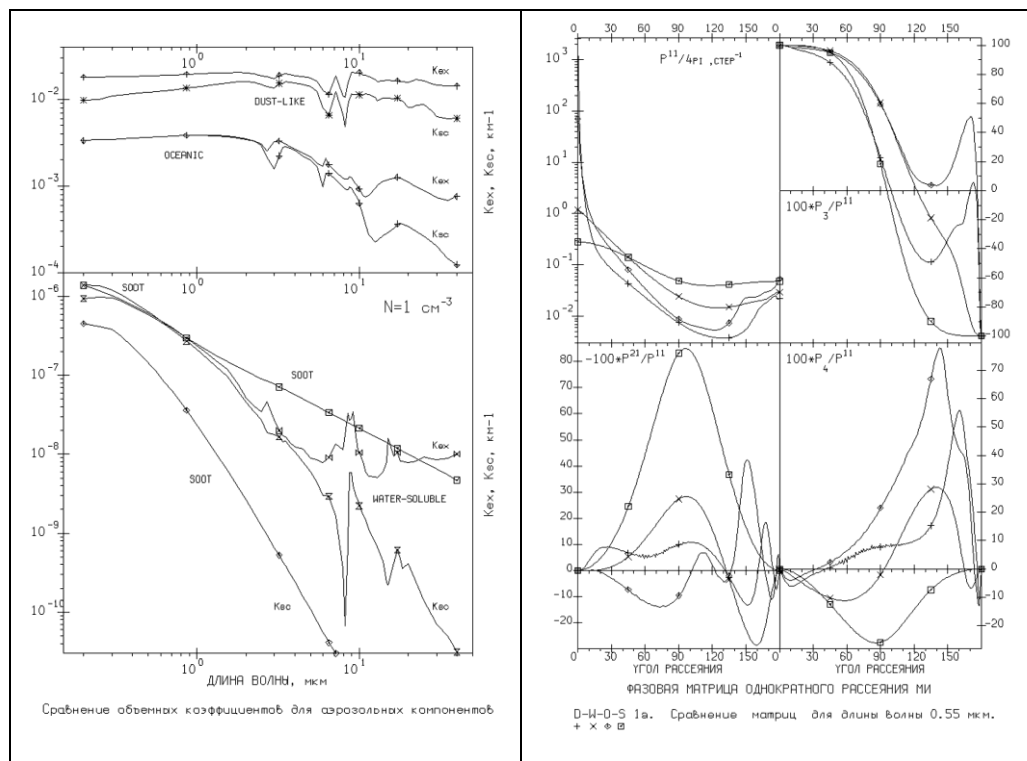


Рис. 1,2. Спектральные зависимости k_{ex} и k_{sc} и полные фазовые матрицы для аэрозольных компонентов.

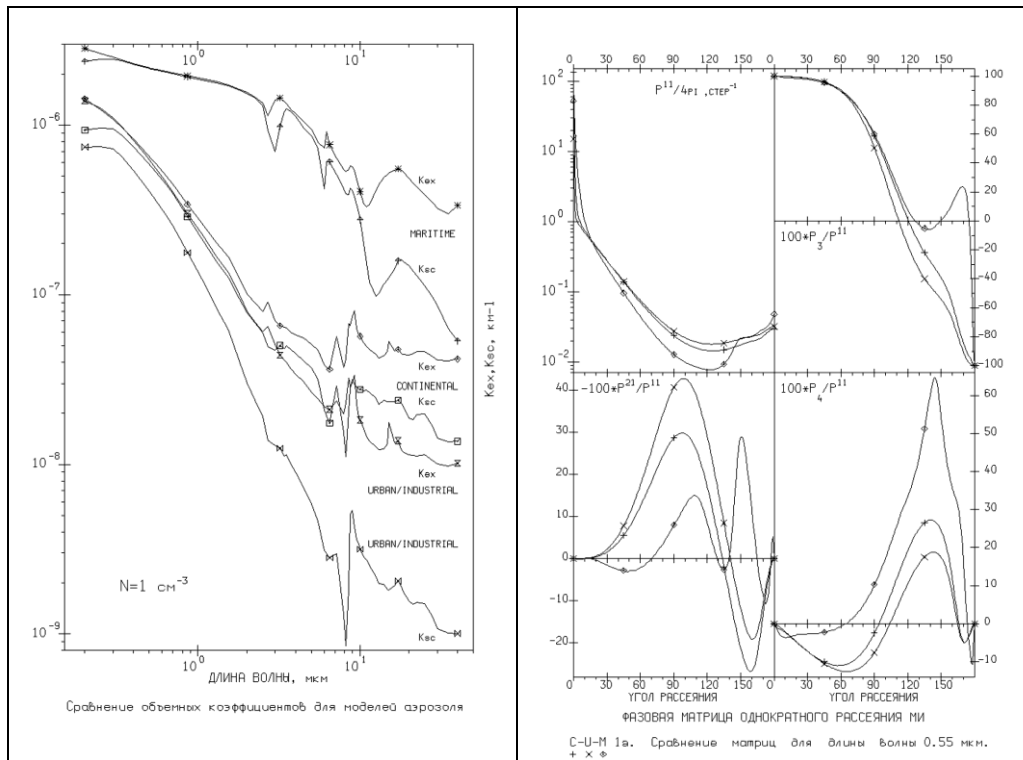
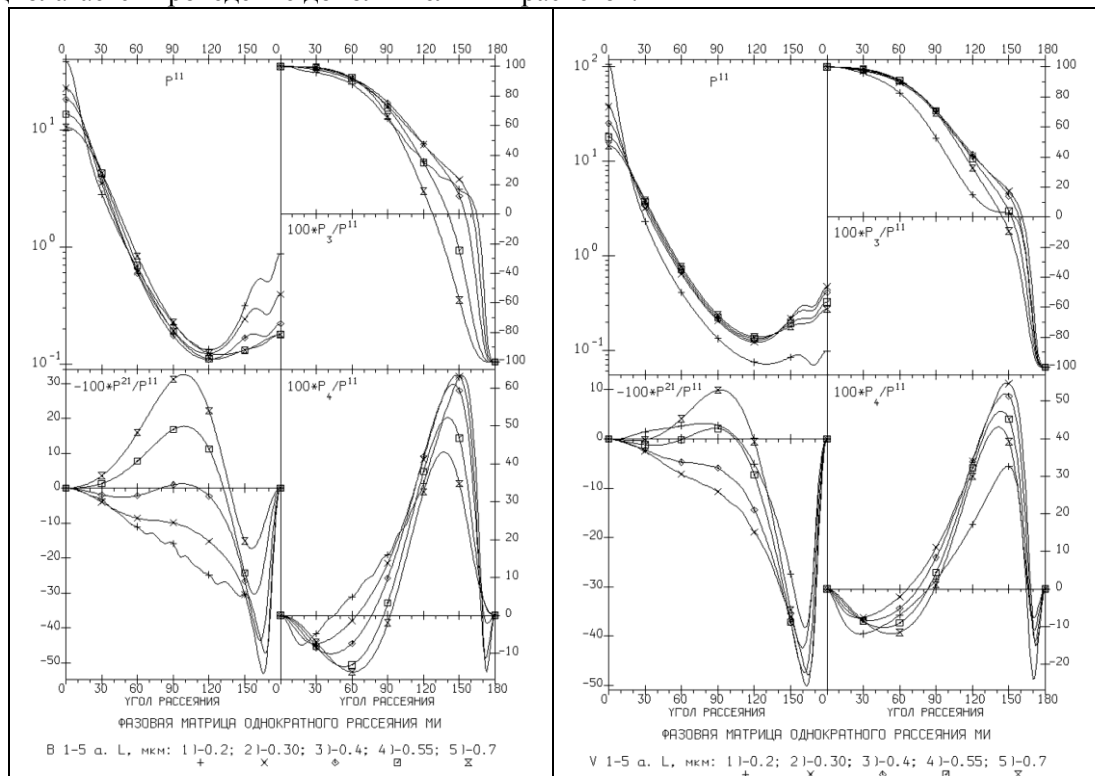


Рис. 3.4. Спектральные зависимости k_{ex} и k_{sc} и полные фазовые матрицы для моделей аэрозоля.

В качестве примера на рис. 7-8 приведены угловые зависимости элементов фазовых матриц с разрешением в 1° при всех углах рассеяния для аэрозолей различного состава в атмосфере Марса. Рассмотрено влияние различной степени поглощения марсианских аэрозолей на спектральные характеристики светорассеяния. Заметим, что приведенные результаты носят в известном смысле иллюстративный характер, показывая влияние на формирование фазовой матрицы частиц с различным показателем преломления. Результаты наземных наблюдений и исследований с космических аппаратов позволили к настоящему времени существенно уточнить свойства пылевых частиц в атмосфере Марса (см., напр., *Ockert-Bell et al., 1997*; *Длугач и др., 2003*), для которых предполагается проведение дополнительных расчетов.



Спектральная зависимость фазовой матрицы для модели фонового аэрозоля стратосферы	Спектральная зависимость фазовой матрицы для вулканического пепла в стратосфере
---	--

Рис. 5.6. Спектральные зависимости фазовой матрицы аэрозолей стратосферы.

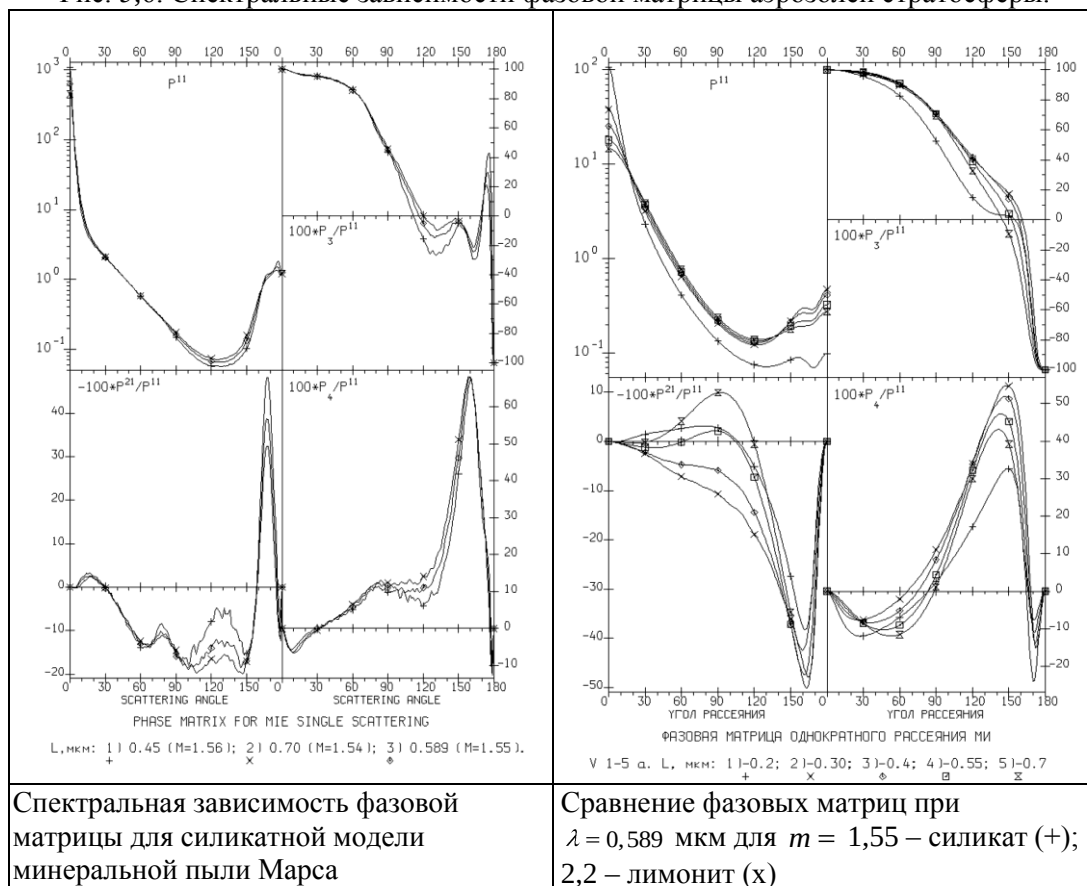


Рис. 7,8. Фазовые матрицы для марсианских аэрозолей.

В свою очередь, для каждой из четырех мод венерианских аэрозолей, наряду с полной матрицей рассеяния света на длине волны 0,63 мкм, исследована спектральная зависимость ИК-непрозрачности аэрозоля в интервале длин волн от 2 до 40 мкм с целью оценки вклада облаков в характеристики переноса теплового излучения и создание парникового эффекта. Для каждого из основных слоев облаков Венеры проведено сравнение угловых зависимостей элементов матриц каждой моды аэрозолей, составляющих эти слои.

Заключение

Разработана методика и программная реализация численного расчета полного набора спектральных свойств однократного рассеяния света полидисперсной системой сферических частиц (рассеяние Ми) в широком спектральном интервале, включающая объемные коэффициенты и угловые зависимости элементов фазовой матрицы. Рассмотрены методические вопросы, на которых базируются эффективные вычислительные алгоритмы, исходные модели аэрозолей естественного и антропогенного происхождения (размеры, распределения по размерам, показатели преломления) в тропосфере, стратосфере и мезосфере Земли для континентальных и морских районов. Приведены примеры расчетов соответствующих объемных коэффициентов рассеяния (экстинкции), их спектральной зависимости и элементов фазовых матриц для различных классов аэрозолей сферической формы или аппроксимируемых частицами правильной геометрической формы. Эти результаты, используемые в научных исследованиях и различных приложениях, составляют основу банка данных, который, наряду с аэрозолями атмосферы Земли, включает также аэрозоли атмосфер соседних планет – Венеры и Марса.

ЛИТЕРАТУРА

- Борен, Хафмен. Поглощение и рассеяние света малыми частицами. МИР, М., 1986.
 Виролайнен и др. Известия РАН, ФАО 2004, 40(2) 255-266.

- Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами / М.: Мир, 1971. 165 с.
- Другач Ж.Ф. и др. Астрон. вестн. 2003, 37(1) 3-22.
- Маров М.Я., Лебедев В.Н., Лукашевич Н.Л. и др. Оптические и микроструктурные характеристики аэрозольной компоненты в атмосфере Венеры. М.: Депонир. ВИНТИ, 1979. № 1192-79.
- Маров М.Я., Бывшев Б.В., Баранов Б.П. и др. Исследование структуры облаков Венеры при помощи нефелометров на станциях "Венера-13" и "Венера-14" // Космич. исслед. 1983. Т. 21. Вып. 2. С. 269-278.
- Маров М.Я., Шари В.П., Ломакина Л.Д. Оптические характеристики модельных аэрозолей атмосферы Земли. М.: Ин-т прикл. матем. АН СССР, 1989. 229 с.
- Маров М.Я., Иолтуховский А.А., Колесниченко А.В. и др. О методе космического мониторинга озоносферы Земли по затмению звезд. Препринт № 33. М.: Ин-т прикл. матем. РАН, 1994, 40 с.
- Маров М.Я., Шари В.П. Оптические характеристики модельных аэрозолей атмосфер Марса и Венеры // Астрон. вестн. 1997. Т. 31. № 4, С. 291-313.
- Маров М.Я., Шари В.П. Оптические характеристики модельных аэрозолей стратосферы и мезосферы Земли (аналитические аппроксимации). Препринт № 1. М.: Ин-т прикл. матем. им. М.В. Келдыша РАН, 2000. 32 с.
- Маров М.Я., Шари В.П. Математическое моделирование оптических характеристик атмосферных аэрозолей естественного и антропогенного происхождения. Труды пятой Международной конференции "Естественные и антропогенные аэрозоли", посвященной 70-летию Л.С.Ивлева. 22-26 мая 2006 года, Санкт-Петербургский государственный университет, НИИ физики им. В.А. Фока. – СПб: СПбГУ, 2007. С. 1- 12.
- Маров М.Я., Шари В.П. Математическое моделирование оптических характеристик атмосферных аэрозолей естественного и антропогенного происхождения: Методические вопросы, результаты расчетов и создание банка данных //Энциклопедия низкотемпературной плазмы (ред. В.Е. Фортон), т. VII-2 "Математическое моделирование в низкотемпературной плазме", серия "Б", раздел VII, М.: Изд-во ЯНУС-К, 2008. С. 1 -21.
- Маров М.Я., Шари В.П. Математическое моделирование оптических характеристик атмосферных аэрозолей. //Астрономический вестник. Исследования Солнечной системы. 2010. Т.44 (в печати).
- Шари В.П. Характеристики однократного рассеяния света стратосферным аэрозолем Земли. В сб. "Численное решение задач атмосферной оптики". М.: Ин-т. прикл. матем. им. М.В. Келдыша АН СССР, 1984. С. 212-223.
- Шари В.П. Некоторые вопросы численного расчета на ЭВМ характеристик однократного рассеяния света полидисперсной системой сферических частиц. Препринт № 187. М.: Ин-т прикл. матем. им. М.В. Келдыша АН СССР, 1988а. 27 с.
- Hansen et al. JGR, 2002, 107(D18), 4347.
<http://www.giss.nasa.gov/~crimim>
<http://www.t-matrix.de/>
- Ioltukhovski A.A., Marov M.Ya.. Spectral remote sensing of the atmosphere by the occultation of stars: Retrieval of the constituents and evaluation of the refraction effect.// J. Atmosperic and Solar-Terrestrial Physics, 1998, v. 60, pp. 1555-1571.
- Kondratyev K.Ya. et al. Atmospheric Aerosol Properties, Formation Processes and Impacts, Berlin, Springer, 2006 Liu et al. JQRST, 2006, 101, 488-497.
- Marov M.Ya., Lystsev V.E., Lebedev V.N et al. The structure and microphysical properties of the Venus clouds: Venera 9, 10, and 11 data // Icarus. 1980. V. 44. № 3. P. 608-639.
- Marov M.Ya., Grinspoon D. The Planet Venus. Yale University Press, 1997.
- Mishchenko, Travis, Lacis. Scattering, absorption, and emission of light by small particles. Cambridge University Press, Cambridge, 2002
- Mishchenko et al. JQRST, 2003, 79–80, 953–972.
- Ockert-Bell et al. JGR 1997, 102 (E4) 9039-9050.
- Schmidt et al. Journal of Climate 2006, 19, 153-192.
- SRA 1978: Report of the IAMAP Radiation Commission Working Group on a Standard Radiation Atmosphere, Seattle, Washington, U.S.A., 29 August 1977 (Revised 17 Feb. 1978).
- SRA 1984: A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation. International Association for Meteorology and Atmospheric Physics. Radiation Commission. Boulder, Colorado, U.S.A., 1984.
- Toon O.B., Pollack J.B. A global average model of atmospheric aerosol for radiative transfer calculations // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. № 33. P. 5733-5748.

ИЗМЕНЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПО РАЗМЕРАМ СОБЫТИЙ ФОНОВОЙ АКТИВНОСТИ В СЛОЖНЫХ СИСТЕМАХ ПЕРЕД ЭКСТРЕМАЛЬНЫМИ СОБЫТИЯМИ CHANGE OF SCALING OF BACKGROUND ACTIVITY EVENTS IN COMPLEX SYSTEMS BEFORE EXTREME EVENTS

А.А.Соловьев

Учреждение Российской академии наук Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН

Socio-economic and natural complex systems persistently generate extreme events also known as disasters, crises, or critical transitions. Here we analyze patterns of background activity preceding extreme events in four complex systems: the U.S. economy, a megacity (Los Angeles), the Earth magnetosphere, and the Earth lithosphere. Economic recessions, surges in homicides in a megacity, magnetic storms, and strong earthquakes are considered as extreme events in these systems. We use as a starting point the indicators describing the system's behavior. Rather than analyze the whole time series of an indicator, we identify sufficiently strong changes in an indicator's trend. Those changes constitute our background events (BE). We demonstrate a premonitory pattern common to all four systems considered: relatively large magnitude BEs become more frequent before an extreme event. A premonitory change of scaling has been found in various models and observations. Here we demonstrate this change in scaling of uniformly defined BEs in four real complex systems, their enormous differences notwithstanding.

Экстремальные события. В природных и социально-экономических сложных системах постоянно происходят редкие экстремальные события, которые также известны как катастрофы, кризисы, критические переходы и т.п. Исследование возможности прогноза экстремальных событий рассматривается в качестве одной из главных нерешенных задач фундаментальной науки.

В докладе исследуется некоторое наблюдаемое явление, предшествующее экстремальным событиям. Оно может быть обнаружено в виде изменения распределения размеров событий, составляющих фоновую активность рассматриваемого процесса. Само это распределение является одним из главных предметов в изучении сложных систем. Но его изменение перед экстремальными событиями до сих пор было найдено только в сейсмичности и других формах множественного трещинообразования с главным разрывом (например, землетрясением) в качестве экстремального события [например, 1, 2].

Ниже вводится универсальное определение фоновых событий (ΦC) для рассматриваемых сложных систем, которое дает возможность единообразно анализировать данные наблюдений, относящиеся к экономическим рецессиям, подъемам числа убийств, магнитным штормам и сильным землетрясениям. Обнаруженное изменение распределения размеров ΦC выглядит перспективным с точки зрения прогноза экстремальных событий.

Определения. Рассматриваются дискретные ряды значений индикаторов, описывающих сложные системы. Пусть $f(m)$ – один из таких рядов. Обозначим $W^f(l/q, p)$ локальную линейную регрессию функции $f(m)$, полученную методом наименьших квадратов в скользящем окне (q, p) :

$$W^f(l/q, p) = K^f(q, p)l + B^f(q, p), \quad q \leq l \leq p, \quad (1)$$

Здесь предполагается, что m , l , q и p являются целыми числами, которые обозначают дискретные моменты времени в течение рассматриваемого периода. Введем функцию $S^f(m/s, u) = K^f(m-s, m) - K^f(m-s-u, m-s)$. Эта функция отражает различие в тренде функции $f(m)$ в течение s моментов времени после и u моментов времени до момента $m-s$. Ее величина относится к моменту m , чтобы избежать использования для ее вычисления информации из «будущего». Если экстремальные события в рассматриваемой сложной системе связаны с отклонением вниз тренда функции $f(m)$, то ΦC происходит в момент m , если $S^f(m/s, u) < 0$. В случае, когда экстремальные события связаны с отклонением вверх тренда функции $f(m)$, ΦC происходит, если $S^f(m/s, u) > 0$. И в том, и в другом случае $\mu^f(m/s, u) = |S^f(m/s, u)|$ считается магнитудой ΦC . Путем применения описанной выше процедуры ряд $f(m)$ преобразуется в последовательность ΦC , происходящих в моменты $m_1, m_2, \dots$ и имеющих магнитуды $\mu^f(m_1/s, u), \mu^f(m_2/s, u), \dots$. Результат преобразования определяется исходным рядом $f(m)$ и значениями параметров s и u . Отметим, что, если исходный ряд дан для периода времени от момента m_0 до момента m_T , то ΦC могут быть определены только, если $m_0 + s + u \leq m_T$ и моменты их возникновения принадлежат отрезку времени $[m_0 + s + u, m_T]$.

Анализ данных. Анализировались данные, связанные со следующими экстремальными событиями: начала экономических рецессий (в экономике США), начала подъема месячного числа убийств (в Лос-Анджелесе), магнитные штормы (в магнитосфере Земли) и сильные землетрясения (в Южной Калифорнии).

Экономика США. Для определения ΦC был выбран индикатор промышленного производства **IP**. Это месячный индикатор, отражающий реальный (в постоянных долларах) выход всей экономики. Рассмотрен период от января 1959 г. до марта 2009 г. Данные по **IP** взяты со страницы в Интернете Секции экономических исследований Федерального резервного банка Сент-Луиса [3]. Периоды экономических рецессий в США определены в соответствии с данными Национального бюро экономических исследований [4]. Начало экономической рецессии рассматривается в качестве экстремального события для экономики США, и оно связано с отклонением вниз от тренда индикатора **IP**. Следовательно, в соответствии с определением, данным выше, ΦC происходит в месяц t когда $S^{IP}(m/s, u) < 0$. Ряды ΦC были получены при различных значениях параметров s и u . Распределение ΦC по размерам характеризуется частотно-магнитудной (ЧМ) зависимостью $P(\mu) = N(\mu)/N(0)$ от μ , где $N(\mu)$ – число ΦC с магнитудой $\mu^{IP}(m/s, u) \geq \mu$. Оказалось, что при рассмотренных значениях s и u , зависимость $P(\mu)$ от μ близка к степенной зависимости

$$\lg P(\mu) = \alpha - \beta \mu \quad (2)$$

Возникает вопрос, изменяется ли распределение ΦC по размерам перед экстремальным событием? С целью такого анализа рассматриваемый период времени делится на периоды трех типов: **D**, **N** и **X**. В случае экономики в качестве сложной системы и начал экономических рецессий в качестве экстремальных событий в ней формальное определение этих периодов выглядит следующим образом. Вводятся два целых параметра $\Delta_D > 0$ и $\Delta_X \geq 0$. Месяцы принадлежащие периодам рецессий и Δ_X месяцев после каждой рецессии включаются в **X**-период. Среди оставшихся месяцев Δ_D месяцев перед каждой рецессией включаются в **D**-период. Месяцы, которые не вошли ни в **X**-период, ни в **D**-период, образуют **N**-период. Обозначим как $P_D(\mu)$ функцию $P(\mu)$, полученную для ΦC , произошедших в течение **D**-периода, и как $P_N(\mu)$ функцию $P(\mu)$ для ΦC , произошедших в течение **N**-периода. Различие между этими двумя функциями отражает изменение распределения размеров ΦC перед экстремальными событиями.

Графики, приведенные на рис. 1, показывают функции $P_D(\mu)$ и $P_N(\mu)$, полученные для **D**- и **N**-периодов, соответствующих различным значениям Δ_D и $\Delta_X = 1$ месяцу. На рис. 1 видно очевидное различие между $P_D(\mu)$ и $P_N(\mu)$, которое устойчиво к изменению значения Δ_D . Это различие означает, что величина β в формуле (2) становится меньше перед экстремальными событиями (началами экономических рецессий).

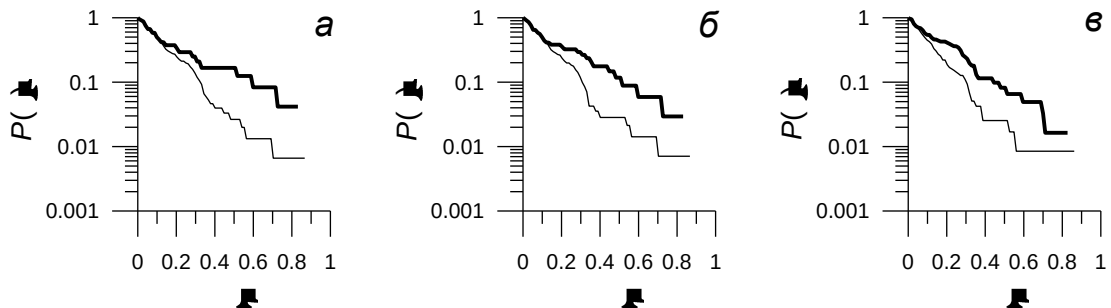


Рисунок 1. Функции $P_D(\mu)$ (жирные кривые) и $P_N(\mu)$ (тонкие кривые) для ΦC , полученных на основе **IP** при $s = 6$ и $u = 48$ месяцев, и **D**- и **N**-периодов, соответствующих следующим значениям параметров: $\Delta_X = 1$ и $\Delta_D = 4$ (**a**), $\Delta_D = 6$ (**б**), и $\Delta_D = 12$ (**в**).

Меганполис (Лос-Анджелес). Месячное число нападений с использованием огнестрельного оружия **ФА** в Лос-Анджелесе выбрано для определения ΦC . **ФА** является числом нападений с использованием огнестрельного оружия, зарегистрированным Полицейским департаментом Лос-Анджелеса в течение месяца и отнесенным к 3 000 000 жителей города. Рассмотрен период с января 1974 г. по декабрь 2003 г. Данные по месячному числу убийств в Лос-Анджелесе и по индикатору **ФА** взяты со страницы в Интернете Национального архива данных уголовного судопроизводства [5]. Начало роста месячного числа убийств рассматривается в качестве экстремального события, и оно связано с отклонением вверх тренда индикатора **ФА**. Следовательно, в соответствии с определением, приведенным выше, ΦC происходит в месяц t , когда $S^{FA}(m/s, u) > 0$. Анализ рядов ΦC , полученных при различных значениях параметров s и u , показывает, что зависимость $\lg P(\mu)$ от μ , как и в случае ΦC , полученных на основе индикатора **IP**, близка к линейной.

Как и в случае рецессий, **D**-, **N**-, и **X**-периоды выделяются посредством двух параметров $\Delta_D > 0$ и $\Delta_X \geq 0$: месяцы, принадлежащие периодам роста числа убийств, и Δ_X месяцев после таких периодов образуют **X**-период, среди оставшихся месяцев Δ_D месяцев перед началом каждого из

периодов роста числа убийств включаются в **D**-период, а месяцы, которые не вошли ни в **X**-период, ни в **D**-период, относятся к **N**-периоду. Графики функций $P_D(\mu)$ и $P_N(\mu)$ для **D**- и **N**-периодов, соответствующих различным величинам Δ_D и $\Delta_X = 3$ приведены на рис. 2. Можно видеть, что изменение распределения размеров ΦC перед началом роста числа убийств аналогично его изменению перед началом рецессии (рис. 1).

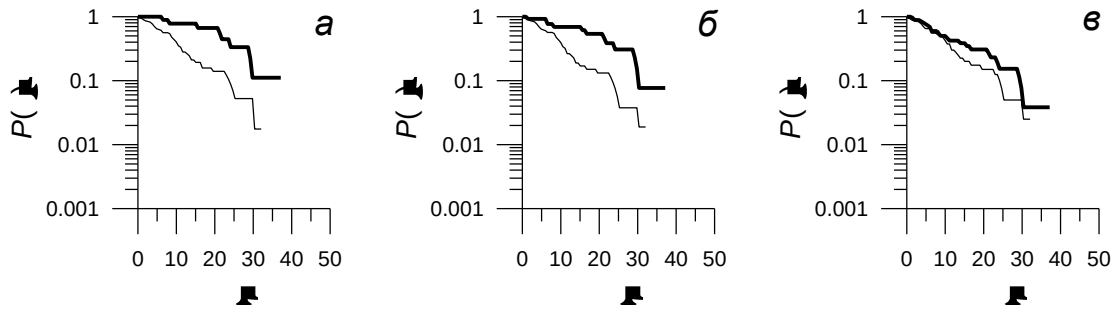


Рисунок 2. Функции $P_D(\mu)$ (жирные кривые) и $P_N(\mu)$ (тонкие кривые) для ΦC , полученных на основе **FA** при $s = 6$ и $u = 48$ месяцев, и **D**- и **N**-периодов, соответствующих следующим значениям параметров: $\Delta_X = 3$ и $\Delta_D = 4$ (а), $\Delta_D = 6$ (б), и $\Delta_D = 12$ (в).

Магнитосфера Земли. Рассматриваемые данные являются почасовыми значениями времени штормового возмущения (Disturbance Storm Time) **DST** за период с 1 часа 01.01.1991 до 13 часов 08.04.2005. **DST** вычисляется из наблюдений группы магнетометров на поверхности Земли и является мерой силы кольцевого тока, постоянно присутствующего в магнитосфере Земли. Это также мера геомагнитной активности. Данные по **DST** взяты со страницы в Интернете НАСА [6]. Экстремальные события ассоциируются с периодами интенсивной геомагнитной активности и характеризуются очень большими и отрицательными значениями **DST**. В данном исследовании принималось, что экстремальные события (магнитные штормы) происходят в те часы, когда **DST** < -200. Индикатор **DST** используется также для определения ΦC , и ΦC происходит в час m , когда $S^{\text{DST}}(m/s, u) < 0$. Как и в предыдущих случаях, для ΦC , полученных при различных величинах параметров s и u , зависимость $\lg P(\mu)$ от μ близка к линейной (2).

Как и в предыдущих случаях, **D**-, **N**- и **X**-периоды определяются с помощью двух параметров $\Delta_D > 0$ и $\Delta_X \geq 0$: часы магнитных штормов и Δ_X часов после них формируют **X**-период, среди оставшихся часов выбираются Δ_D часов перед каждым магнитным штормом, и они образуют **D**-период, а часы, которые не вошли ни в **X**-период, ни в **D**-период, образуют **N**-период. В некоторых случаях моменты магнитных штормов образуют плотные группы. Для того, чтобы исключить из рассмотрения моменты времени внутри таких групп и тем самым рассматривать группу как одно экстремальное событие, задавалось достаточно большое значение $\Delta_X = 96$ часам. Графики функций $P_D(\mu)$ и $P_N(\mu)$, которые соответствуют различным величинам Δ_D , приведены на рис. 3. Из этих графиков следует, что изменение распределения размеров ΦC перед магнитными штормами аналогично его изменению перед рецессиями и периодами роста числа убийств (рис. 1 и 2).

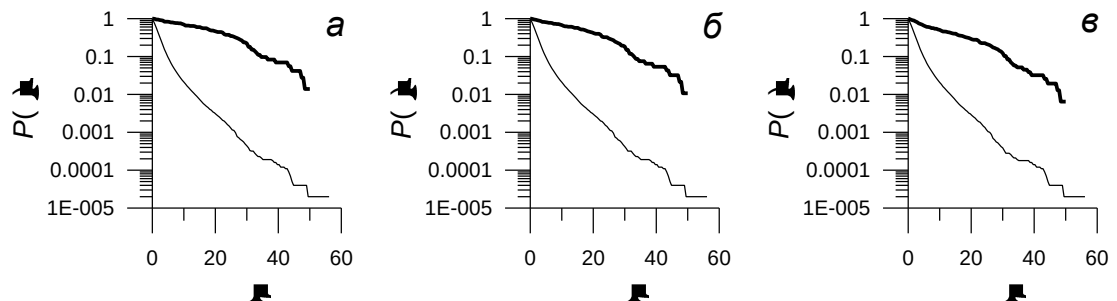


Рисунок 3. Функции $P_D(\mu)$ (жирные кривые) и $P_N(\mu)$ (тонкие кривые) для ΦC , полученных на основе **DST** при $s = 4$ и $u = 20$ часам, и **D**- и **N**-периодов, соответствующих следующим значениям параметров: $\Delta_X = 96$ и $\Delta_D = 4$ (а), $\Delta_D = 6$ (б), и $\Delta_D = 12$ (в).

Литосфера Земли (Южная Калифорния). Рассматривается сейсмоактивный регион Южная Калифорния и сильные землетрясения (с магнитудой $M \geq 6.4$), произошедшие в регионе с 1932 по 2005 гг., в качестве экстремальных событий. Данные по сейсмичности Южной Калифорнии взяты из каталога землетрясений Центра данных по землетрясениям Южной Калифорнии [7]. Сейсмичность

Южной Калифорнии характеризуется месячными значениями функции Σ , которая вычисляется по формуле

$$\Sigma(m) = \sum_i 10^{M_i}. \quad (3)$$

Здесь M_i – магнитуды землетрясений, произошедших в регионе в течение месяца номер m . В соответствии с формулой (3) значение $\Sigma(m)$ пропорционально общей площади очагов землетрясений, произошедших в регионе в течение рассматриваемого месяца. Функция $\Sigma(m)$ используется в качестве индикатора для определения ΦC , и ΦC происходит в месяц m , когда $S^\Sigma(m/s, u) > 0$. Как и в предыдущих случаях, для ΦC , полученных при различных значениях параметров s и u , зависимость $\lg P(\mu)$ от μ близка к линейной (2).

D-, **N**- и **X**-периоды определяются с помощью двух параметров $\Delta_D > 0$ и $\Delta_X > 0$: месяц, когда произошло сильное землетрясение, и $\Delta_X - 1$ месяцев после него включаются в **X**-период, среди оставшихся месяцев выделяются Δ_D месяцев перед каждым месяцем, когда произошло сильное землетрясение, которые формируют **D**-период, остальные месяцы, которые не вошли ни в **X**-период, ни в **D**-период, образуют **N**-период. Графики функций $P_D(\mu)$ и $P_N(\mu)$, полученные при $\Delta_X = 24$ месяцам и различных значениях Δ_D приведены на рис. 4. Изменение распределения размеров ΦC перед сильными землетрясениями здесь аналогично его изменению перед экстремальными событиями в других рассмотренных сложных системах (рис. 1 - 3).

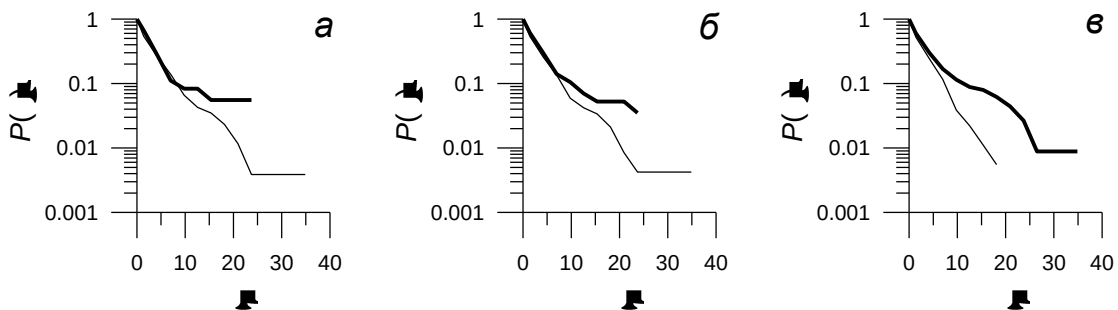


Рисунок 4. Функции $P_D(\mu)$ (жирные кривые) и $P_N(\mu)$ (тонкие кривые) для ΦC , полученных на основе $\Sigma(m)$ при $s = 6$ и $u = 24$ месяцам, и **D**- и **N**-периодов, соответствующих следующим значениям параметров: $\Delta_X = 24$ и $\Delta_D = 8$ (а), $\Delta_D = 12$ (б), и $\Delta_D = 24$ (в).

Заключение. Рассмотрены четыре сложных системы различной природы. Во всех этих системах обнаружено явление изменения распределения размеров определенных универсальным образом событий фоновой активности перед экстремальными событиями в системе. Возникновение этого явления устойчиво к вариациям параметров, определяющих события фоновой активности и периоды, где ведется его поиск. Приведенный анализ может рассматриваться как имеющий отношение к прогнозу экстремальных событий в сложных системах. Следующим шагом должно быть создание на его основе формализованных алгоритмов прогноза и оценка их достоверности и надежности.

Литература

1. Наркунская Г.С., Шнирман М.Г. Об одном алгоритме прогноза землетрясений // Компьютерный анализ геофизических полей. М.: Наука. С.27-37 (Вычисл. сейсмология; Вып. 23), 1990.
2. Ботвина Л.Р., Ротвайн И.М., Кейлис-Борок В.И., Опарина И.Б. О характере графика повторяемости на различных стадиях деформирования и подготовки землетрясения // ДАН, т.345, № 6. С.809-812, 1995.
3. *Economic Research Section of Federal Reserve Bank of St. Louis Web site* <http://research.stlouisfed.org/fred2/series/INDPRO/downloaddata/xls>
4. *National Bureau of Economic Research Web site* <http://www.nber.org/cycles/cyclesmain.html>
5. *National Archive of Criminal Justice Data Web site* <http://www.icpsr.umich.edu/NACJD/>
6. *NASA Web site* <http://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html>
7. *SCEDC web site* http://www.data.scec.org/about/data_avail.html.

**СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ
ПРОЦЕССОВ, ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМ
MODERN METHODS OF THE ELECTROMAGNETIC PROCESSES
RESEARCH BEFORE EARTHQUAKES**

**В.Д.Кузнецов¹, Ю.М.Михайлов¹, Б.М.Шевцов², Ш.Ференц³, Л.Боднар³, В.Е.Корепанов⁴,
Г.А.Михайлова¹, Л.П.Корсунова¹, В.В.Хегай¹, С.Э.Смирнов², Г.И.Дружин²,
В.В.Богданов², О.В.Капустина¹**

¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН
им.Н.В.Пушкова, yumikh@izmiran.ru

²Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,
ikir@ikir.kamchatka.ru

³Университет Этваша, Будапешт, Венгрия, spacerg@sas.elte.hu

⁴Центр космических исследований НАНУ и НКАУ, Львов, Украина vakor@isr.lviv.ua

Studying of electromagnetic processes before earthquakes was base purpose of the IZMIRAN and IKIR investigations in Kamchatka region. They included necessary measurements of quasi-static electromagnetic fields and VLF as well as special magnetic and ionospheric investigations. In so doing, one useful fact has been revealed that the apparent velocity of the precursor propagation in electric fields and with ionosphere parameters is, roughly speaking, the same, so coinciding approximately with 1 m/s. That is confirmed by ionospheric EQ precursors non Japan islands in Pacific Ocean and so geophysical and biological precursors investigations, including Earth currents measurements. This fact, that different processes are controlled by same time scales is attested about their analogy nature, however dependence of this moving from Earth surface properties is not yet stated. At present there have been developed special satellites, main goal of which is to look EQ-precursors (Demeter, Compass 2). The first results of Compass 2 satellite have been brought in report. Satellite measurements allow to carry global control seismic situation under consideration. But some difficulty arises here due slow time varying effects of EQ preparing and quick flight of satellite. It is required developing of detection methods.

Введение

Многолетние разрозненные наземные наблюдения различных геофизических параметров в сейсмоактивных регионах мира показали, что перед сильными землетрясениями (ЗТ) были обнаружены аномалии в их поведении. В частности, аномальный эффект в вариациях вертикальной составляющей градиента потенциала электрического поля (E_z -компонента) в приземной атмосфере проявляется преимущественно в виде бухтообразного понижения интенсивности, а в вариациях естественного электромагнитного поля в КНЧ- и ОНЧ-диапазонах – как в изменении интенсивности, так и возрастании потоков дискретных сигналов. Хотя природу этих эффектов связывают с изменением напряженно-деформированного состояния верхней литосферы в результате подготовки

очага землетрясений, механизм аномалий этих геофизических явлений до сих пор не ясен. Очевидно, только, что наблюдения этих явлений следует проводить не только непрерывно, но и комплексно. Исходя из этого уже в течение многих лет, начиная с 1991г. в районе Паратунской гидротермальной системы (обс.Паратунка, $\varphi = 52^\circ 58,3'N$, $\lambda = 158^\circ 14,9'E$) Институтом космофизических исследований и распространения радиоволн (ИКИР) ДВО РАН ведутся регулярные целенаправленные наблюдения целого комплекса геофизических параметров. Первые результаты одновременных наблюдений КНЧ-излучения на частоте 1,2 кГц и E_z - компоненты электрического поля показали следующее. За 2,8 ч перед ЗТ 13 ноября 1993г. с магнитудой $M = 7,0$ в вариациях электрического поля наблюдалось возмущение длительностью 67 мин, одновременно появилось возмущение в

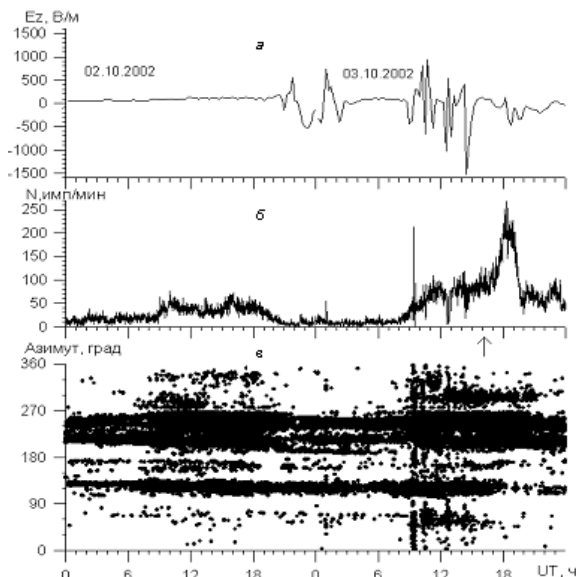


Рис.1. Суточные вариации E_z -компоненты электрического поля (а), потока дискретных электромагнитных импульсов (N имп/мин) (б), азимутов источников этих импульсов в прямоугольной системе координат 02-03 октября (в).

электромагнитном поле, которое длилось ~ 33 мин.

Основные результаты

а) Электрические поля и ОНЧ

Ниже приводится анализ одновременных записей суточных вариаций квазистатического электрического поля в приземной атмосфере, потока дискретных электромагнитных импульсов в ОНЧ-диапазоне, азимутов их источников, интенсивности излучений на выходе узкополосных фильтров на частотах 4,65 и 5,3 кГц, а также временных форм и амплитудных спектров ОНЧ-импульсов в октябре 2002г. и августе 2004г. Аномалии в поведении этих параметров с различным запаздыванием по времени сопровождались землетрясениями на юго-восточном побережье п-ова Камчатка на расстояниях 250–400 км от пунктов регистраций. Наблюдаемые аномальные вариации напряженности электрического поля, как видно на рис.1, имеют характерные особенности при грозовой активности в приземной атмосфере. Одновременно с регистрацией электрического поля велись наблюдения интенсивности ОНЧ-излучения на частоте 5,3 кГц, а также определялись азимуты источников дискретных электромагнитных импульсов с помощью ОНЧ-пеленгатора. Кроме азимутов, по записям пеленгатора определялся поток дискретных сигналов в одну минуту. Оказалось, что в момент первого скачкообразного понижения величины E_z -компоненты электрического поля наблюдался интенсивный всплеск потока дискретных электромагнитных сигналов. Длительность этого всплеска значительно короче длительности аномалии электрического поля. На рис.1 в качестве иллюстрации приведены: суточные вариации электрического поля за 2-3 октября (а); поток импульсов N имп/мин (б) и азимуты их источников в прямоугольных координатах (в). На рис.1в вертикальные линии в интервале времени 09-15 UT во всем диапазоне азимутов указывают на локальный («над головой») источник интенсивного потока импульсов. Стрелкой на рисунке указан момент времени ЗТ.

В период, предшествовавший ЗТ 6 марта 1992г. с магнитудой $M=6,1$ и эпицентром в Авачинском заливе на глубине 30 км на расстоянии 130 км от пункта регистрации, наблюдалось бухтообразное понижение квазистатического поля величиной до -300 В/м (рис.2б). Аналогичное

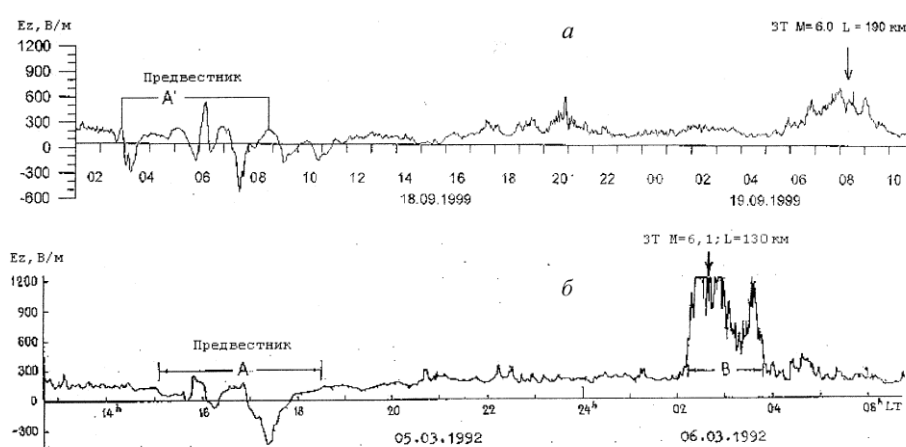


Рис.2. Изменения квазистатического электрического поля E_z по измерениям на Камчатке в периоды подготовки и развития землетрясений 19 сентября 1999 г. (а) и 6 марта 1992 г. (б). А и А' - предполагаемые предвестники землетрясений.

понижение величины квазистатического электрического поля наблюдалось также перед ЗТ 18 сентября 1999г. с магнитудой $M=6,0$ и эпицентром на глубине 60 км на расстоянии 190 км от пункта регистрации (рис.2а). Обращает на себя внимание подобие временных форм предвестников, однако время упреждения ЗТ несколько различно: в первом случае – 10 ч, во втором – 29 ч. Полагая, что разность времен зависит от скорости

распространения предвестника, находим её: $V = 0,87$ м/с [1].

б) Ионосферные параметры.

В связи с измерениями предвестников ЗТ в квазистатических электрических полях возникла задача о связи этих явлений с ионосферными предвестниками ЗТ. Первая попытка сопоставить эти два вида явлений была сделана в работе [2]. На рис.3 приведены результаты этого сопоставления и представлены отклонения основных ионосферных параметров с временем опроса 30 мин в период подготовки ЗТ 18.09.99 г. с $M = 6,0$ и E_z -компоненты электрического поля. Расстояние от эпицентра ЗТ до пункта наблюдения (R) составляло 190 км. Момент удара обозначен штриховой линией со стрелкой. Время появления электрического предвестника землетрясения (ЭПЗ) определялось по моменту возникновения отрицательной бухты во временных изменениях E_z , а ионосферного предвестника землетрясения (ИПЗ) – по регистрации аномально высокого E_s . Зачерненные всплески в ионосферных параметрах, отвечающие указанным выше критериям, отнесены к предполагаемым

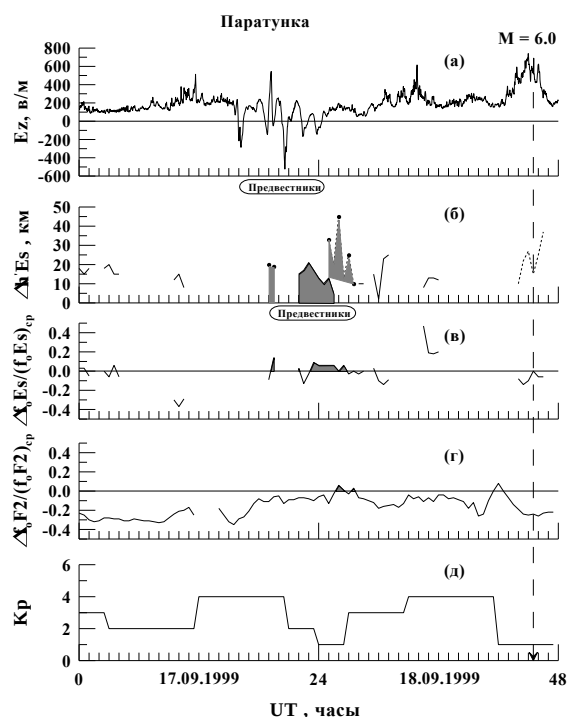


Рис.3. Изменения величины вертикального градиента электрического потенциала (а), параметров ионосферы (б-г) и Кр-индекса (д) в период подготовки землетрясения 18.09.1999.

суточных изменений E_z . Времена упреждения оценить скорость распространения ИПЗ ~ 1 м/с. Ранее этот результат был получен для среднесрочных ИПЗ при измерениях на одном из островов в Тихом океане на станции Кокубунджи (Япония) [2].

в) Магнитное поле.

Нами сделана попытка проанализировать записи горизонтальной компоненты магнитного поля для ст. Петропавловск-Камчатский. Результаты анализа данных за период 1 – 10 марта представлены на рис.4. Справа по вертикали снизу вверх шкала времени (UT) для этого интервала. Горизонтальными линиями указаны ЗТ с магнитудой $M > 5$ (согласно шкале M). 2.03.92 г. наблюдались триплеты ЗТ с интервалом между афтершоками ~ 40 мин, а 6.03.92 г. дуплет ЗТ с интервалом ~ 30 мин. Слева на горизонтальной шкале приведены спектры H в интервале периодов от 6 до 40 мин. Обращает на себя гармоника с периодом 35 мин, которая наиболее ярко выражена перед ЗТ 2.03.92 г. с интервалом между форшоками примерно 20 мин. Это обстоятельство может быть существенно при прогнозировании афтершоков. В работе ИКИР-ИЗМИРАН детально изучено поведение H -компоненты, как в Петропавловске-Камчатском, так и в Барроу.

предвестникам. На нижней панели приведены изменения Кр-индекса [2] за тот же период времени. Видно, что подготовка землетрясения 18.09.99 г. проходила во время магнитных возмущений. Именно поэтому положительные отклонения в частотных параметрах слоёв E_z и F_2 очень малы, но появление их в тот же период времени, что и аномалий в E_z и $h'E_s$, и нарушение наблюдаемой тенденции к отрицательным отклонениям в f_0F_2 свидетельствует об их сейсмогенной природе. Однако, в отсутствие данных по E_s -слою выделение ИПЗ только по f_0F_2 во время магнитных возмущений весьма соответствуют, по-видимому, идентифицированным нами электрическим предвестникам землетрясений (ЭПЗ) первого порядка срочности. Для камчатских землетрясений в вариациях E_z -компоненты электрического поля уверенно выделяются предвестники землетрясений в пределах суток до момента (ЗТ) [2,3], отвечающие характеристикам предвестников ЗТ второго порядка срочности по нашей классификации. Возможно, это связано с тем обстоятельством, что величина сейсмогенных аномалий в E_z второго порядка срочности обычно в несколько раз превышает изменения поля для группы первого порядка срочности так, что их трудно выделить на фоне для ЭПЗ и ИПЗ примерно совпадают, что позволяет

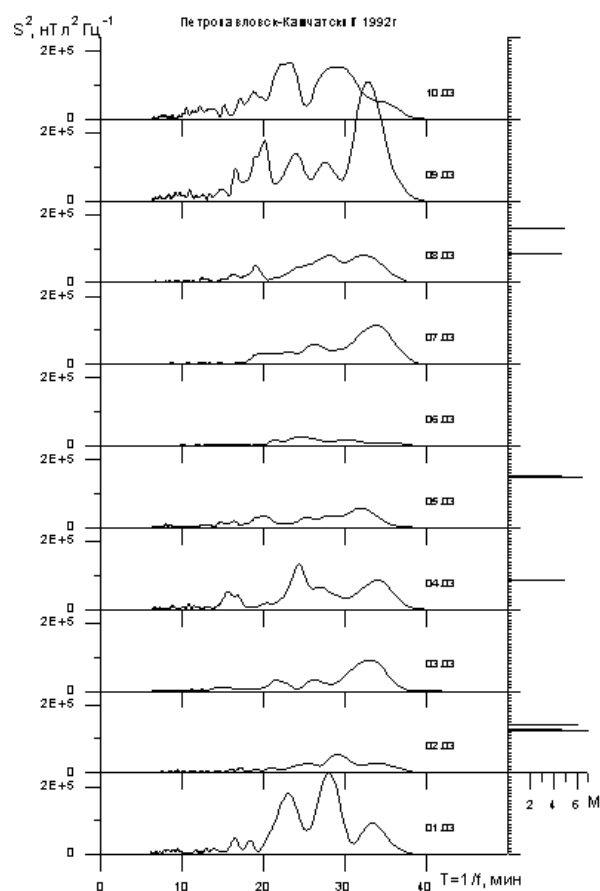


Рис.4. Последовательность спектров мощности горизонтальной компоненты магнитного поля в зависимости от периода. Справа — серия землетрясений.

Показано, что накануне ЗТ спектр расширяется в область периодов <2 час [3].

г) Космические исследования

По инициативе ИЗМИРАН в рамках федеральной космической программы России был разработан и реализован в 2006-2007гг. проект «Вулкан-Компас 2», предназначенный для мониторинга ионосферы и поиска аномальных физических явлений, связанных с ЗТ и другими природными катастрофами. Экспериментальный малый космический аппарат (МКА) «Вулкан-Компас 2» был выведен 26 мая 2006г. на околоземную орбиту с наклоном $78,9^\circ$, апогеем 412,3 км и периодом обращения 93,59 мин. Общая масса МКА – 80 кг, в том числе масса научной аппаратуры – 20 кг.

На этом спутнике [1] нами сделана попытка рассмотреть прохождение сигналов сильных атмосфериков, которые могли быть предвестниками землетрясений. На рис.5 приведен динамический спектр низкочастотного волнового излучения, полученный при пролёте над Камчаткой 27.02.2007г. в 21:35:49 (рис.5). Источником частично-диспергированного свистящего атмосферика (СА) с

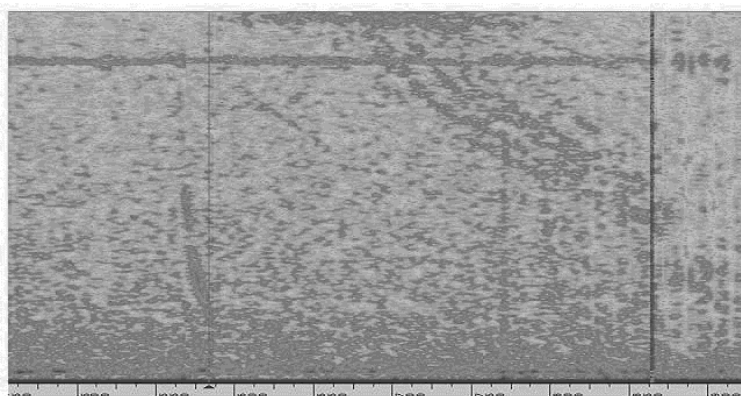


Рис.5. Динамический спектр ОНЧ-записи, полученной при пролёте спутника «Компас-2» над Камчаткой

максимумом в спектре ~ 5 кГц (в левой части рисунка) мог быть молниевый разряд в зоне подготовки ЗТ, прошедший расстояние $\sim 1000-1500$ км до входа в ионосферу. Серия следов СА в правой части с дисперсией ~ 72 , вероятно, результат распространения по многоканальным траекториям в условиях сильно неоднородной ионосферы. Системой TOGA локализована группа атмосфериков на юго-востоке Австралийского континента, которые могли быть источниками СА.

Выводы

В поведении электрического и магнитного полей в сейсмоактивные периоды прослеживается много особенностей, присущих сейсмогравитационным пульсациям Земли. В частности, эти аналогии прослеживаются на структуре спектра горизонтальной компоненты магнитного поля Н. Наиболее чувствительным к сейсмическим процессам оказывается участок спектра с периодами $0,2 \div 4$ часа, который мы связываем с гравитационными волнами [3]. Напомним, что наиболее интенсивные сейсмогравитационные колебания имели период ~ 1 часа. Из измерений Е и ионосферных предвестников удалось оценить виртуальную скорость распространения предвестников. Если принять эту величину как изменение скорости на интервале времени упреждения, можно получить величину ускорения $\sim 10^{-5}$ м/с², а эта величина уже близка к некоторым сейсмическим моделям. Наконец, отношение времён упреждения для долгосрочных предвестников и краткосрочных равно примерно $2 \div 10$, и эту величину можно сопоставить с сейсмогравитационными параметрами. Таким образом, электромагнитные исследования позволяют как подтвердить предыдущие, так и получить новые данные о литосферно-ионосферном взаимодействии.

Литература

1. Mikhailov, Yu. M., Kuznetsov V.D., Ferencz, S. H., Bodnar, L., Korepanov, V. E., Mikhailova, G. A., Korsunova, L.P., Khagai, V.V., Smirnov, S. S., Kapustina, O. V.: COMPASS 2 Satellite and ground-based VLF-experiments // The Atmosphere and Ionosphere Dynamics, Processes and Monitoring. Springer. 2010. 375p.
2. Корсунова Л.П., Михайлов Ю.М., Хегай В.В., Лещенко Л.Н., Смирнов С. Э., Богданов В.В. Экспериментальное подтверждение взаимосвязи возможных предвестников землетрясений в приземных квазистатических электрических полях и в ионосфере // Солнечно-земная физика. Новосибирск: Изд-во ИСЗФ СО РАН, 2010. Вып. 14. (в печати).
3. Михайлова Г. А., Михайлов Ю.М., Капустина О. В., Дружин Г. И., Смирнов С. Э. Прохождение внутренних гравитационных волн на высоты D- и динамо- областей ионосферы в сейсмически активном регионе (Камчатка): предварительные результаты // Геомагнетизм и аэрономия. 2008. Т.48. №2. 261-269.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛОКАЛЬНЫХ МОЗАИЧНО ВОЗНИКАЮЩИХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В АТМОСФЕРЕ ПЕРЕД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

THE RESULTS OF INVESTIGATIONS OF LOCAL MOSAIC-LIKELY ELECTRICAL FIELDS ARISING IN THE ATMOSPHERE BEFORE EARTHQUAKES AND PERSPECTIVES OF FURTHER INVESTIGATIONS

В.А.Липеровский¹, А.С.Силина¹, В.В.Богданов²,

Е.В.Липеровская¹, Р.М.Умарходжаев³, В.Ф.Давыдов⁴

¹ИФЗ РАН, Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10

²ИКИР ДВО РАН, Камчатская обл., Елизовский район, с. Паратунка

³НИИЯФ МГУ, г. Москва, Воробьевы горы

⁴ Московский государственный университет леса, г. Мытищи, 1-я Институтская ул.

The brief review of the works of the last decade devoted to observation and interpretation of quasy-constant anomalous electrical fields in the atmosphere before earthquakes is presented. Generation of electrical field in the atmosphere near Earth surface can be of deformation nature and local peculiarities demonstrate mosaic-like structure of physical processes in the Earth's crust. Anomalies of electrical field in the atmosphere near Earth surface can arise due to electrical processes if radon pollution, which increases conductivity, is taken into account. The generation of anomalous electrical fields also can take place due to Frenkel gravity separation of electrical charges in the clouds of aerosols with increased ionization and character size $L \geq 100$ m. It seems reasonable that the regions with anomalous electrical fields are localized mosaic-like in the atmosphere at different heights. The time dependence of electrical fields is a splash-like. Authors confirm the point of view that further measurements of electric field anomalies should be carried out in a few remote points simultaneously with the measurements of conductivities of positively and negatively charged ions and a remote sensing of spectra of infrared radiation of the atmosphere.

Введение. В этой работе сделан краткий обзор результатов измерений квазипостоянных электрических полей, проведенных в наземных обсерваториях в сейсмоактивных зонах за последние десятилетия. Было важно выделить выявленные в связи с землетрясениями закономерности. Обсуждаются перспективы развития дальнейших исследований, как модифицировать и улучшать постановку экспериментальных работ и их интерпретацию. В связи с этим сделан краткий обзор последних работ по длиннопериодной аэроэлектрической турбулентности в атмосфере. Согласно этим работам, в атмосфере в сейсмспокойных районах хаотично возникают и исчезают аэроэлектрические структуры, что определяется обычными метеорологическими факторами. Эти представления важны для создания адекватной физической модели специфических френкелевских аэроэлектрических структур сейсмической природы при выбросах облаков радона, приводящих к дополнительной ионизации атмосферы. Далее обсуждаются вопросы дальнейших исследований для диагностики электрического состояния атмосферы с целью осуществления возможного прогноза землетрясений. Авторы поддерживают точку зрения, что дальнейшие измерения аномалий электрического поля должны проводиться в нескольких разнесенных в пространстве точках одновременно с измерениями проводимостей положительных и отрицательных ионов и с дистанционным измерением спектров инфракрасного излучения атмосферы.

1. Изучение электрических явлений в атмосфере в связи с землетрясениями продолжается уже около полувека [1]. Исследования аномалий квазипостоянного электрического поля за последние 20 лет в связи с землетрясениями проведены в цикле работ Ю.М.Михайлова, С.Э.Смирнова и др. [2–6]. Было показано, что часто аномалии электрического поля до и сразу после землетрясений на 1–2 порядка превышают фон. Наиболее вероятная величина бухтообразных вариаций 100–300 В/м на высоте в несколько метров от земной поверхности, длительности аномалий 40–100 мин. Такие характерные времена нестационарных процессов соответствуют френкелевским аэроэлектрическим структурам [7–9].

В работе [4] было показано, что в октябре 2002г. и августе 2004г. дискретные электромагнитные импульсы, наблюдаемые в аномальных потоках перед землетрясениями, были сигналами локальных грозовых процессов. Природа этих процессов пока неясна, поскольку известно, что на Камчатке грозы – довольно редкое явление, особенно в октябре месяце. Можно только

предположить, что некоторые «грозовые» явления могут быть связаны с процессами подготовки землетрясений.

О.П.Руленко с сотрудниками в цикле работ [10–13] показано, что при отсутствии видимых источников атмосферной природы за несколько часов-десятки минут до землетрясений с магнитудами $M=4,0-6,3$ на эпицентральных расстояниях $\Delta=6-200$ км при хорошей погоде, когда влиянием возмущающих электрическое состояние приземной атмосферы метеорологических факторов можно пренебречь, наблюдается уменьшение напряженности вертикального атмосферного электрического поля, причем иногда знак ее меняется. Продолжительности аномалий составляют 0,3–4 ч. Явной зависимости максимальной напряженности вариаций электрического поля от параметров землетрясения не проявляется. Интересно отметить, что отрицательные аномалии E , длившиеся иногда до 10ч, могли повторяться несколько раз перед землетрясениями. Заметим, что аномалии электрического поля и вертикальных токов за несколько суток до землетрясений исследованы для сравнительно небольшого числа землетрясений и только на стационарных установках в приземной атмосфере. Качественно сходные результаты получены в Китае для около полусотни землетрясений при десятилетних наблюдениях [14].

В обзоре [12] наблюдаемые аномалии электрического поля вблизи земной поверхности подразделены на два типа. Первый, с характерным временем 0.3–4 часа, соответствует уменьшению напряженности электрического поля от значений, характерных для условий хорошей погоды, до некоторого значения и последующему увеличению примерно до прежнего уровня, при этом знак поля иногда становится отрицательным. Второй тип – это пакет колебаний, продолжающихся 0.2–4 часа, возникающий внезапно на фоне нормального атмосферного электрического поля, период колебаний в пределах от секунд до двух часов.

Аномальные электрические явления в большинстве случаев атмосферной природы, но возможно в каких-то случаях в сейсмоактивной зоне являются следствием изменений в наклонных, в напряжениях, в локальных подземных явлениях, вызванных подготовкой очень сильных, но очень далеких землетрясений. Аналогично предвестникам в вариациях геомагнитного поля.

2. В последние десятилетия С.В.Анисимовым, Е.А.Мареевым, Б.М.Копровым и др. был выполнен важный цикл работ, посвященный аэроэлектрическим структурам в атмосфере в приземном слое атмосферы. [15–19]. При многолетних наблюдениях электрического поля в спокойных условиях в среднеширотной атмосфере было установлено, что атмосфера приземного слоя представляет собой турбулентную слабоионизованную среду, находящуюся в квазистационарном электрическом поле Земли.

Приземный слой характеризуется наличием аэроэлектрических структур, динамика которых отражает метеорологическое и электрическое состояние атмосферы. В целях исследования взаимосвязи структурных и спектральных характеристик аэроэлектрических пульсаций разработана и реализована специальная программа наблюдений. Основные экспериментальные работы включали разнесенный синхронный прием и цифровую регистрацию медленных вариаций составляющих электрического поля. Выяснилось, что существует иерархия масштабов аэроэлектрических структур, определяемых природой и механизмами их генерации. Методика обработки данных включала выделение временных интервалов пульсаций, длительность которых определялась временем существования аэроэлектрических структур – от 15 до 20 мин, средняя амплитуда возмущений электрического поля составляла ~ 30 В/м, характерные размеры структур 50 м.

Для образования всплесков электрического поля важны эффекты конвекции, которые порождаются либо неустойчивой стратификацией атмосферы, либо неоднородным нагревом поверхности. Размеры элементов хаотической конвекции от 30 до 80 м, иногда на порядок больше. Существенно, что восходящие потоки – конвективные ячейки, не только более теплые, но и более влажные, чем окружающий воздух. При интенсивной конвекции иногда наблюдаются квазипериодические последовательности аэроэлектрических структур с характерными масштабами до 1000 м и амплитудой порядка 10% от величины статического электрического поля хорошей погоды. Авторы рассматривали меняющиеся электрические поля как короткопериодные пульсации в диапазоне 10^{-3} –1 Гц. Пульсации связаны с турбулентным перемешиванием в атмосфере, конвективным переносом объемных зарядов, аэрозолей. Спектры пульсаций в этом диапазоне частот обладают универсальными свойствами самоподобия, подчиняясь степенному закону, при этом показатели спектра возмущений поля в большинстве случаев заметно не отличаются от соответствующих показателей в условиях хорошей погоды.

Интересные результаты были получены в работах о вариациях электрического поля и плотности тока в тумане. Такие вариации обычно интенсивнее, чем при ясной погоде, и носят

бухтообразный характер с плавным, в течение нескольких часов, переходом в область смены направления тока и сравнительно быстрым резким возвратом в стационарное состояние условий невозмущенной приземной атмосферы. В условиях температурной инверсии и тумана зарегистрированы «гигантские» структуры с амплитудой порядка величины статического поля. Уменьшение проводимости авторами связывается с прилипанием легких ионов к аэрозолям, микрокаплям воды и кристаллам льда. Важна принципиальная роль нелокальности связи напряженности электрического поля и плотности объемного заряда в условиях пространственно неоднородной турбулентности. Авторы выделили два вида электрического состояния тумана, первый из которых характеризуется наличием квазистационарных аэроэлектрических структур, второй – хаотическими структурно-временными образованиями. Энергия аэроэлектрических пульсаций в условиях тумана часто более чем на порядок превышает энергию пульсаций электрического поля хорошей погоды. В области частот $5 \cdot 10^{-3} - 10^{-1}$ Гц спектр носит степенной характер с показателем наклона 3.

В работе [20] рассматривались мезомасштабные конвективные системы (ММКС) – многоячейковые облачные структуры, включающие обширную, в несколько сотен км, область стратификации. Как показывают измерения, в верхней части области стратификации, лежащей в области низких температур, обычно наблюдается слой положительного заряда, а под ним – слой отрицательного заряда, занимающий меньший диапазон высот. Наблюдались случаи, когда в зависимости от высоты сильное электрическое поле изменялось по направлению несколько раз. Эти результаты свидетельствуют о большом разнообразии характерных размеров аэроэлектрических структур и их изменчивости.

Важно отметить случаи наблюдения в сейсмоактивные периоды аномалий вертикального электрического поля вблизи земной поверхности при отсутствии их на достаточно большой высоте [6, 12]. Это соответствует появлению низко над станцией наблюдения френкелевской аэроэлектрической структуры. Такая структура, опустившаяся на станцию наблюдения может дать максимальный эффект. Структура может быть высоко над землей, и на некотором расстоянии по горизонтали. Это соответствует разнообразию аномалий. Особенно, если иметь в виду горизонтальные ветры, хаотически меняющие направление.

В настоящее время актуальны совместные исследования высокочастотной геоакустической эмиссии и электрического поля [21]. Они представляют интерес как для понимания процессов, протекающих в литосфере на заключительной стадии подготовки землетрясений, так и для понимания физики литосферно-атмосферной связи. В работе обнаружена отрицательная связь между возмущениями электрического поля в атмосфере и высокочастотной геоакустической эмиссии.

В работе [22] изучался механизм образования грозových облаков в атмосфере. Для этого механизма важную роль играют космические лучи высоких энергий $W \geq 10^{14}$ ЭВ, образующие в атмосфере широкие атмосферные ливни. Высокоэнергичная частица с посредством высокоэнергичных вторичных частиц образует около 10^{10} свободных электронов с линейной плотностью $n_e \sim 10^2$ см⁻¹ при общей протяженности таких следов порядка 10^8 см.

При образовании грозových облаков аэроэлектрические структуры – генераторы электрического поля появляются при наличии областей восходящего движения воздуха, причем верхняя часть облака заряжена положительно, нижняя – отрицательно. При достижении электрическим полем пробойного значения происходит пробой – молния.

Для появления всплесков внутриоблачного тока необходимо наличие проводящих путей. Одна космическая частица сверхвысокой энергии больше 10^{14} эВ инициирует появление в облаке таких путей, образующих широкие атмосферные ливни с длиной до 10 км. В поперечном направлении частицы ливня разлетаются на расстояние в сотни метров. Эти процессы приводят к мелкомасштабным вариациям в электрическом поле.

Выводы процитированных работ важны для организации и проведения исследований электрического поля на Камчатке.

3. В ряде работ последнего времени было показано, что одним из важных процессов, свидетельствующим о подготовке землетрясений, является выделение радона в сейсмоактивных областях, которое ведет к дополнительной ионизации и модификации атмосферного электрического поля. В этом плане из последних работ хотелось бы отметить важную и интересную работу П.П.Фирстова, Н.В.Черновой, Е.А.Пономарева, А.В. Бузевич [23]. Для условий Камчатки в этой работе исследовался вопрос о связи подпочвенного радона, выделяющегося в атмосферу и приводящего к изменению напряженности электрического поля, и была экспериментально получена связь величины напряженности атмосферного электрического поля с выделением радона. Радон

перед землетрясением – это одна их специфических причин аномалий в электрической обстановке в атмосфере перед землетрясениями [24–26]. Другая причина – это «обычные» метеорологические причины – наличие аэрозолей, разделение зарядов, турбулентные конвективные потоки. В приземном слое атмосферы в несколько километров ионизация неравномерна и имеет облачный характер, обусловленный турбулентными ветрами. В области подготовки землетрясений за несколько дней до них имеет место ионизация из-за эманации радона, приводящая к френкелевским аэроэлектрическим структурам в негрозовой атмосфере. В совокупности эти структуры образуют структуры большего масштаба [7–9].

4. Благодаря градиентам горизонтального ветра могут наблюдаться горизонтальные составляющие электрических полей. Верхняя (положительно заряженная) часть облака сносится быстрее, чем нижняя, вследствие профиля горизонтальной скорости ветра, дипольный момент приобретает горизонтальную составляющую вдоль скорости ветра.

Согласно работе [19] в вариациях напряженности электрического поля вблизи подстилающей поверхности присутствует компонента, вызванная неравномерным по горизонтали распределением заряда в приземном слое и переносом этого поля заряда средним ветром. Между вариациями напряженности и вертикальной скорости ветра наблюдается положительная корреляция, а между вариациями напряженности и продольного ветра – отрицательная, причем она не зависит от знака параметра устойчивости в приземном слое. Для оценок использовались в обычных условиях горизонтальные размеры ячеек до 500 м. и скорости ветров до 1 м/с.

5. В настоящее время в исследовательских работах по электромагнитному прогнозу землетрясений пора перейти к «работам нового поколения», применяя новые методы, используя измерения параметров редко измеряемых в геофизике, используя дистанционные измерения. Положительным примером является постановка эксперимента в работе О.П.Руленко [13], где были изучены проводимости, связанные с положительными и отрицательными ионами в электрическом поле, а не только непосредственно вертикальное электрическое поле атмосферы. Это верный путь – изучать первопричины, а не только следствия. В цитированной работе [13] было обнаружено аномальное возмущение электрического состояния приземного воздуха. Оно началось за трое суток и закончилось за 9–12 часов до землетрясения с $M=6$, произошедшего на расстоянии 400 км от пункта измерений. Аномальное возмущение непосредственно перед землетрясением не наблюдалось.

Какие могут быть дальнейшие научные проекты? Хорошо бы организовать «цепочку», а еще лучше «четыреугольник» – систему четырех точек наблюдения, разнесенных на десяток км, с обсерваторией в центре. Было бы интересно, опираясь на эксперимент, анализировать некие эффективные функции от напряженности электрического поля, влажности воздуха и проводимостей легких ионов в точках наблюдения в зависимости от времени, а также анализировать флуктуации таких функций. Хотелось бы, чтобы была найдена какая-то величина, отражающая среднюю интегральную характеристику изменчивости проводимости. Подчеркнем, что в областях повышенной ионизации могут наблюдаться области пониженной проводимости при достаточной концентрации аэрозолей.

Поскольку одноточечные наблюдения электрического поля не могут дать адекватной картины явления, необходима дистанционная диагностика электрических полей и проводимостей. Так что желательны измерения инфракрасного излучения атмосферы [7–9, 27]. Желательны также одновременные радиолокационные наблюдения [28].

Литература

1. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А. Сейсмоэлектромагнитные явления. М.: Наука. 173 с. 1988.
2. Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Бузевич А.В., Дружин Г.И., Смирнов С.Э., Фирстов П.П. Вариации различных атмосферно-ионосферных параметров в периоды подготовки землетрясений на Камчатке: предварительные результаты // Геомагнетизм и Аэрономия. 2002. Т.42, №6. С. 805–815.
3. Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Денуева А.Х., Бузевич А.В., Смирнов С.Э. Особенности атмосферных шумов, наложенных на вариации квазистатического поля в приземной атмосфере Камчатки // Геомагнетизм и Аэрономия. 2005. Т.45, №5. С. 690–705.
4. Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Дружин Г.И., Смирнов С.Э. Электрические и электромагнитные процессы в приземной атмосфере перед землетрясениями на Камчатке // Геомагнетизм и Аэрономия. 2006. Т.46, №6. С. 839–852.
5. Михайлов Ю.М. О свойствах предвестников землетрясений в электростатическом поле в приземной атмосфере // Физика Земли. 2007. №4. С. 76–80.
6. Смирнов С.Э. Особенности отрицательных аномалий квазистатического электрического поля в приземной атмосфере на Камчатке // Геомагнетизм и Аэрономия. 2005. № 2. С. 282–287.

7. *Liperovsky V.A., Meister C.-V., Liperovskaya E.V., Davidov V.F., and Bogdanov V.V.* On the possible influence of radon and aerosol injection on the atmosphere and ionosphere before earthquakes// *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2005, V.5. N6 P. 783 – 789.
8. *Липеровский В.А., Михайлин В.В., Давыдов В.Ф., Богданов В.В., Шевцов Б.М., Умарходжаев Р.М.* Об инфракрасном излучении в атмосфере перед землетрясениями // *Геофиз. исслед.* 2007. Вып. 8. С. 51-68.
9. *Liperovsky V.A., Meister C.-V., Liperovskaya E.V., Bogdanov V.V.* On the generation of electric field and infrared radiation in aerosol clouds due to radon emanation in the atmosphere before earthquakes// *Natural Hazard and Earth System Sciences*, 2008. V.8. N 5. P.1199-1205.
10. *Руленко О.П., Иванов А.В., Шумейко А.В.* Краткосрочный атмосферно электрический предвестник Камчатского землетрясения 6.03.1992, M=6.1 // *Докл.РАН.* 1992. Т. 326. № 6. С.980-982.
11. *Руленко О.П., Дружин Г.И., Вершинин Е.Ф.* Измерения атмосферного электрического поля и естественного электромагнитного излучения перед Камчатским землетрясением 13.11.93 г. M=7.0 // *Докл. РАН.* 1996. Т.348, № 6. С. 814-816.
12. *Руленко О.П.* Оперативные предвестники землетрясений в электричестве приземной атмосферы // *Вулканология и сейсмология.* 2000. № 4. С. 57-68.
13. *Руленко О.П.* Новая методика выявления и изучения предвестника землетрясений в электричестве приземной атмосферы // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле.* 2008. №2. вып. №12. С. 42-47.
14. *Jianguo H.* Near earth surface anomalies of the atmospheric electric field and earthquakes. // *Acta Seismol. Sin.* 1989: V.2, N2, 289-298.
15. *Анисимов С.В., Мареев Е.А.* Аэроэлектрические структуры в атмосфере // *ДАН.* 2000. Т. 371, № 1. С. 101-104.
16. *Анисимов С.В., Мареев Е.А.* Спектры пульсаций электрического поля приземной атмосферы // *ДАН.* 2001. Т. 381, № 1. С. 107-112.
17. *Анисимов С.В., Мареев Е.А., Сорокин А.Е., Шихова Н.М., Дмитриев Э.М.* Электродинамические свойства тумана // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2003. Т. 39. № 1. С. 58-73.
18. *Анисимов С.В., Шихова Н.М., Мареев Е.А., Шаталина М.В.* Структуры и спектры турбулентных пульсаций аэроэлектрического поля // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2003. Т. 39. № 6. С. 766-781.
19. *Копров Б.М., Анисимов С.В., Копров В.М.* Вариации электрического поля и турбулентность приземной атмосферы // *ДАН.* 2006. Т.407, № 1. С. 96-101.
20. *Евтушенко А.А., Мареев Е.А.* О генерации слоев электрического заряда в мезомасштабных конвективных системах // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* 2009. Т.45, № 2. С. 255-265.
21. *Марапулец Ю.В., Руленко О.П., Мищенко М.А., Шевцов Б.М.* Связь высокочастотной геоакустической эмиссии с электрическим полем в атмосфере при сейсмотектоническом процессе // *ДАН.* 2010. Т.431. №2. С.242-245.
22. *Ермаков В.И., Стожков Ю.И.* Космические лучи в механизме образования грозных облаков// *Краткие сообщения по физике ФИАН,* 2003, N1, С. 23-35.
23. *Фирстов П.П., Чернева Н.В., Пономарев Е.А., Бузевич А.В.* // *Подпочвенный радон и напряженность электрического поля атмосферы в районе Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона* // *Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле.* 2006. №1. Вып. №7.
24. *Pulinets SA, Boyarchuk KA, Hegai VV, Karelin AV* Conception and model of seismo-ionosphere-magnetosphere coupling, In: *Seismo-Electromagnetics: Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling*, Eds. M.Nayakawa and O.A.Molchanov, TERRAPUB, Tokyo, 2002, pp. 353-361.
25. *Pulinets S.A., Boyarchuk K.A.* Ionospheric precursors of earthquakes. Berlin: Springer, 2004. 215 p.
26. *Omori Y., Yasuoka, Y., Nagahama H., Kawada Y., Ishikawa T., Tokonami S., Shinogi M.* Anomalous radon emanation linked to preseismic electromagnetic phenomena // *Natural Hazards and Earth System Sci.* 2007. V. 7, N 7. P.629–635.
27. *Липеровский В.А., Умарходжаев Р.М., Михайлин В.В., Богданов В.В., Мальцев С.А., Липеровская Е.В., Кайсин А.В., Лексина Е.Г.* Метод поиска предвестников землетрясений на основе дистанционной регистрации локальных электрических полей в атмосфере // *Сейсмические приборы.* 2009. Вып. 45, № 4. С. 58-68.
28. *Сливинский А.П., Терехов А.С., Липеровский В.А.* Геофизический радар для наблюдения образований с повышенной ионизацией в атмосфере над областью подготовки землетрясения// *Сейсмические приборы.* 2008. Вып. 44, № 2, С.41-49.

**ЛИДАРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ В
НИЖНЕЙ И СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЕ НАД ЗАПАДНОЙ СИБИРЬЮ В 2008-2010ГГ.
LIDAR OBSERVATIONS OF THE VERTICAL TEMPERATURE DISTRIBUTION IN THE
LOWER AND MIDDLE ATMOSPHERE OVER WEST SIBERIA IN 2008-2010**

В.Н. Маричев.

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск, marichev@iao.ru

The employed technique of temperature sensing based on the Rayleigh and Raman light scattering is briefly described. The special features of the modernized lidar complex intended for temperature sensing are discussed. Results of stratospheric temperature sensing in 2008-2010 are presented. Results of observations of stratospheric warming in winter months are given.

Лидарные измерения вертикального распределения температуры по молекулярному (или по называемому иначе в литературе релеевскому) рассеянию света основаны на однозначной связи между коэффициентом обратного молекулярного рассеяния $\beta_M(H)$ и плотностью атмосферы $q(H)$ для высоты H . В свою очередь, лидарные сигналы пропорциональны величине $\beta_M(H)$, тогда как плотность атмосферы связана с температурой $T(H)$ через давление $p(H)$ известным законом состояния идеального газа:

$$p(H) = R^* q(H) T(H), \quad (1)$$

где R^* - удельная газовая постоянная.

При условии выполнения гидростатического равновесия

$$dp(H) = -q(H)g(H)dH, \quad (2)$$

и отсутствия на зондируемом интервале аэрозольных слоев может быть установлена связь между температурой и лидарными сигналами:

$$T(H) = \frac{P^2(H)}{N(H)H^2} \left[\frac{N(H_m)H_m^2 T(H_m)}{P^2(H_m)} + \frac{1}{R^*} \int_{H_m}^H \frac{N(h)h^2 g(h)dh}{P^2(h)} \right] \quad (3)$$

Здесь и выше - g – ускорение свободного падения, $N(H)$ - лидарный сигнал, $P(H)$ - прозрачность молекулярной атмосферы от уровня расположения лидара до высоты H , H_m - максимальная высота, с которой регистрируются достаточно надежные для обработки сигналы.

Результаты наблюдений температурных аномалий в стратосфере над Томском.

Ниже приводятся результаты лидарных наблюдений вертикального распределения температуры в стратосфере над Томском в 2008-2010гг. с акцентом на исследование проявлений зимних стратосферных потеплений. Данные представлены в виде вертикальных профилей температуры, построенным по ночным сигналам, полученными с накоплением в течение 2-х часов и более и пространственным разрешением 100-300м. Максимальный интервал высот расчета температуры по лидарным измерениям простирался от 10 до 60км. На графиках показаны лидарные профили температуры со стандартными отклонениями и гладкими кривыми модельные профили CIRA-86. Там, где было возможным, приведены температурные профили аэрологического (ближайшие станции Новосибирск и Колпашево - удаление от Томска 210 и 240км) и спутникового (Aura) синхронного зондирования.

Выборочные результаты наблюдений за период октябрь 2008 – март 2009 приведены на рис. 1. Как видно из графиков, в наблюдениях за октябрь 2008г. и март 2009г. вертикальное распределение температуры с небольшими отклонениями следует модельному. Более близкое соответствие лидарных и модельных профилей характерно для периода между указанными месяцами, т.е. лету и ранней осени. Поэтому мы не стали приводить их графики, а ограничились замечанием. Значительные стратосферные потепления были замечены в декабре и январе. Так, для более сильных январских потеплений, наблюдаемых 21 и 22 января, максимальное отклонение достигало 50К, а высота стратопавзы опускалась до 37км. Лидарные наблюдения СП подтверждаются спутниковыми. Так, за 20 декабря и 21 января отмечается подобие в поведении вертикальных профилей температуры, а за 22 и 31 января их хорошее совпадение. Также последние два профиля интересны тем, что выглядят относительно модельного профиля температуры в идее положительных и отрицательных полувольт: 1-ый с отрицательной полувольтной в нижней части (15-30км) и

положительной (30-50км), а 2-ой с отрицательной внизу (15-23км), положительной в средней части (23-35км) и отрицательной сверху (35-50км). На подавляющем большинстве профилей отмечается хорошее соответствие с данными аэрологического зондирования.

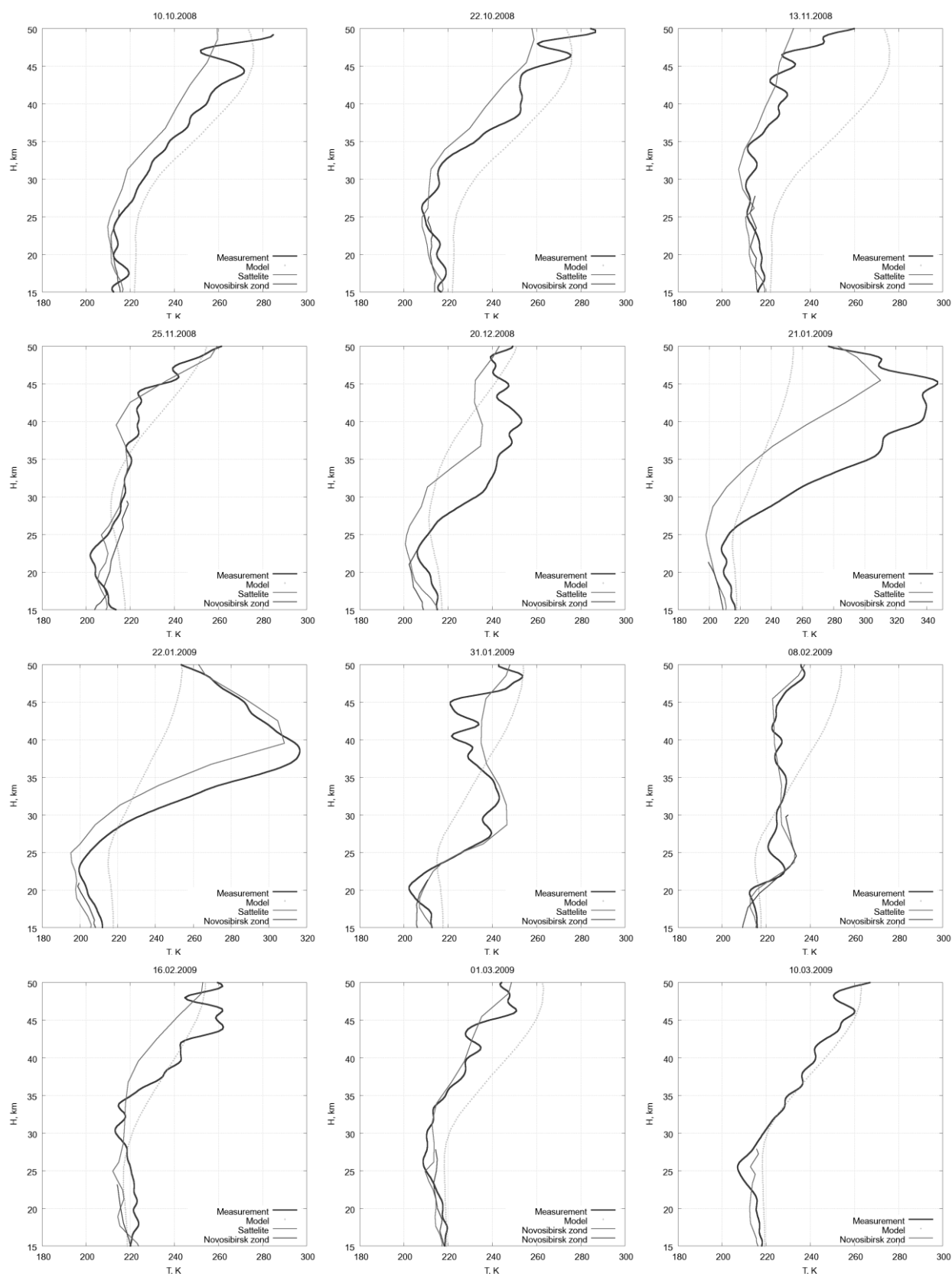


Рис.1. Выборочные профили температуры, полученные из лидарных наблюдений за период октябрь 2008г. – март 2009г.

Далее при анализе наблюдений мы пропустим менее интересный период со стабильной ситуацией, подчиняющийся модельным представлениям вертикального распределения температуры, а остановимся на рассмотрении данных зондирования за зимне-весенний период 2009-2010гг., охватывающим начало формирования, развитие и разрушение СП.

Наблюдения стратификации температуры за декабрь приведены на рис.2.

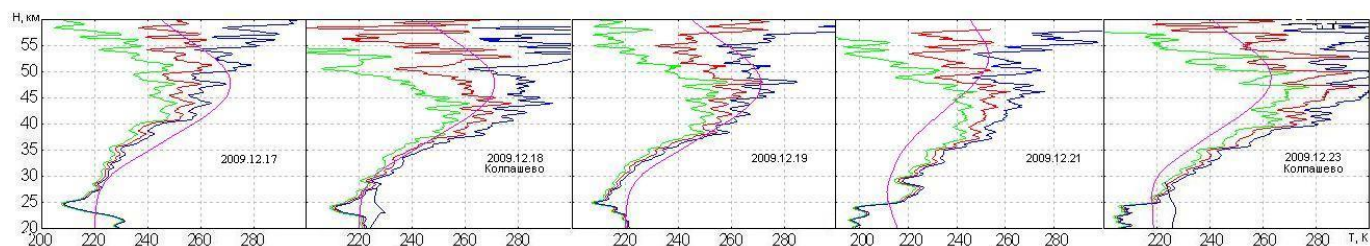
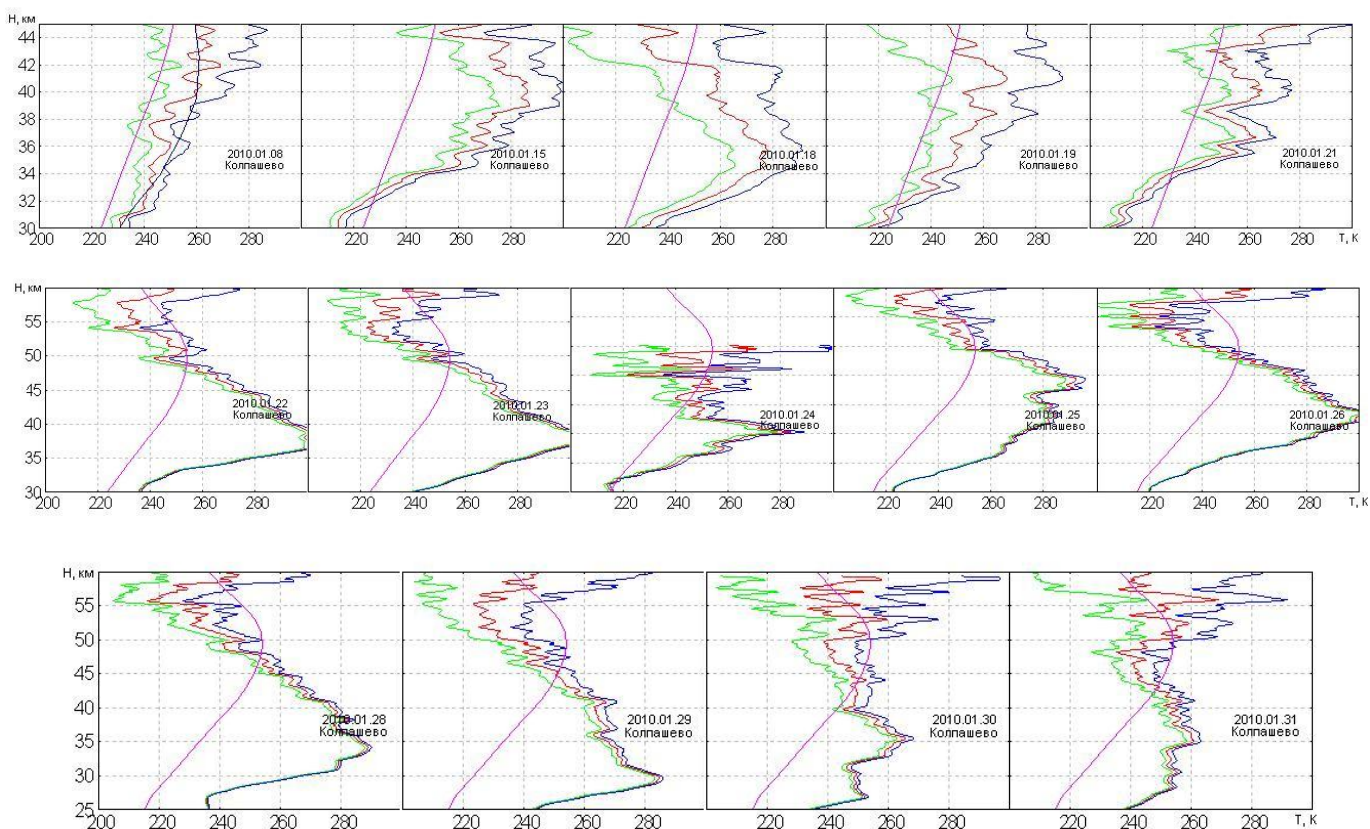


Рис.2. Лидарные наблюдения температуры в декабре 2009г.

Из рисунка в целом видно, что для второй половины декабря 2009г. вертикальное распределение температуры, рассчитанное из лидарных измерений, начиная с высот 30 км, следовало модельному. Небольшое отклонение в положительную сторону начало проявляться с 21 декабря. В нижней части профиля до высот 30км (наблюдения за 18-ое и 23-е декабря) лидарные значения температуры были ниже зондовых примерно на 5-7° С.

Очень динамичным поведением вертикальное распределение температуры отмечалось в январе 2010г. (см. рис.3).

Рис. 3. Лидарные наблюдения аномального распределения температуры в стратосфере в январе 2010г.



Первое температурное возмущение в январе было зарегистрировано 15-го числа. Это был очаг теплого воздуха в области высот 34-44км с отклонением от модельного профиля от 20 до 40К в максимуме на высоте 40км. К 18 января произошла некоторая его трансформация с опусканием в целом и перемещением максимума на высоты 34-36км. Далее

19-го января весь профиль температуры в области высот 32-44км по значениям оставался выше модельного, а 21 января появилась двугорбная структура с четко обозначенными максимумами на высотах 36 и 40км с отклонениями от среднеянварского профиля примерно на 20К.

Следующее мощное стратосферное потепление было зафиксировано 22-го января. Стратопауза резко опустилась на высоту 38км. Перепад температур на уровне стратопаузы (максимум в вертикальном распределении), составил более 60К, что для Томска за весь период лидарных наблюдений, начиная с 1996г [1], было обнаружено впервые. Подобная структура распределения, в виде мощного очага потепления в стратосфере и похолодания в мезосфере (в смысле классического определения высотных интервалов этих областей атмосферы в невозмущенном состоянии) оставалась и 23 января. 24 января происходит трансформация структуры этого мощного теплового очага в достаточно локализованный слой меньшей интенсивности на нижних высотах 34-43 км с максимумом на $H=40$ км. Таким образом, на основании непрерывных измерений от 21 до 24 января было установлено, что мощное СП просуществовало около 2-х суток.

В последующие дни 25 января область высот протяженности теплового очага восстанавливается в интервале дат наблюдения за 22-23 января – 30-50км, интенсивность потепления возрастает, а 26 января как по форме (положительная и отрицательная полуволна), так и по интенсивности очаг потепления становится подобным максимальному СП за 22-23 января с пиком на высоте 38км.

28 и 29 января мощность потепления убывает, а стратопауза продолжает опускаться до уровня 30км. При этом полуволновая структура продолжает существовать. В последние дни января потепление продолжает убывать, оставаясь в нижней части графика, а в верхней выходит на модельный профиль.

Стратосферные потепления, несколько меньшей интенсивности, наблюдались и в феврале (рис.4). В первых двух декадах февраля потепление регистрировалось в интервале высот от 20 до 40км с некоторым его уменьшением в отдельных наблюдениях. Однозначно уровень высоты стратопаузы определить было нельзя, поскольку в обозначенном выше интервале высот могло оказаться несколько пиков профилей температуры либо его квази- постоянный ход с высотой. Максимальное значение температуры за первую декаду, кроме дат 1,2 февраля, находилось на отметке около 240К. С 12 декабря происходит очередное опускание высоты тропопаузы, которое за 19 февраля четко обозначилось высотой 23км. Эта высота сохранилась для последней декады. Также для этой декады начало проявляться незначительное похолодание выше 35 км., а ниже тепловой очаг практически разрушается и остаются лишь некоторые его следы.

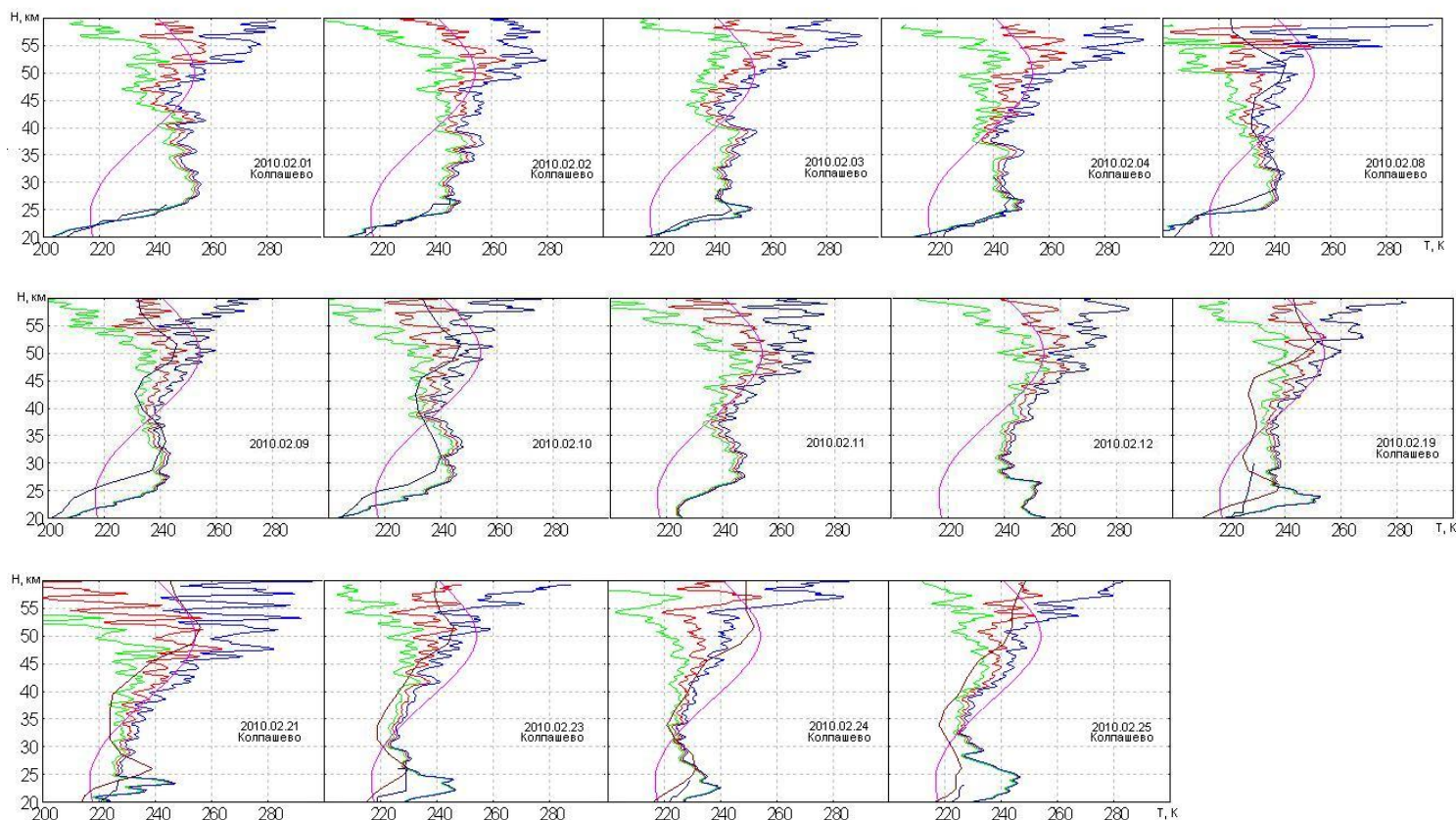


Рис. 4. Лидарные наблюдения аномального распределения температуры в стратосфере в феврале 2010г.

Часть наблюдений в феврале нам удалось сопроводить данными аэрологического и спутникового зондирования. Сравнение с показаниями метеозондов для первой декады показало их отличное количественное совпадение с лидарными измерениями (см. нижнюю часть графиков). Количественное совпадение с данными спутникового зондирования было несколько хуже, но качественное подобие вертикальной структуры температурных профилей отмечается. Указанное несоответствие вполне может быть вызвано большим пространственным усреднением спутниковых измерений, различием времени и местом наблюдений.

На следующем рис.5. показаны результаты зондирования температуры в марте 2010.

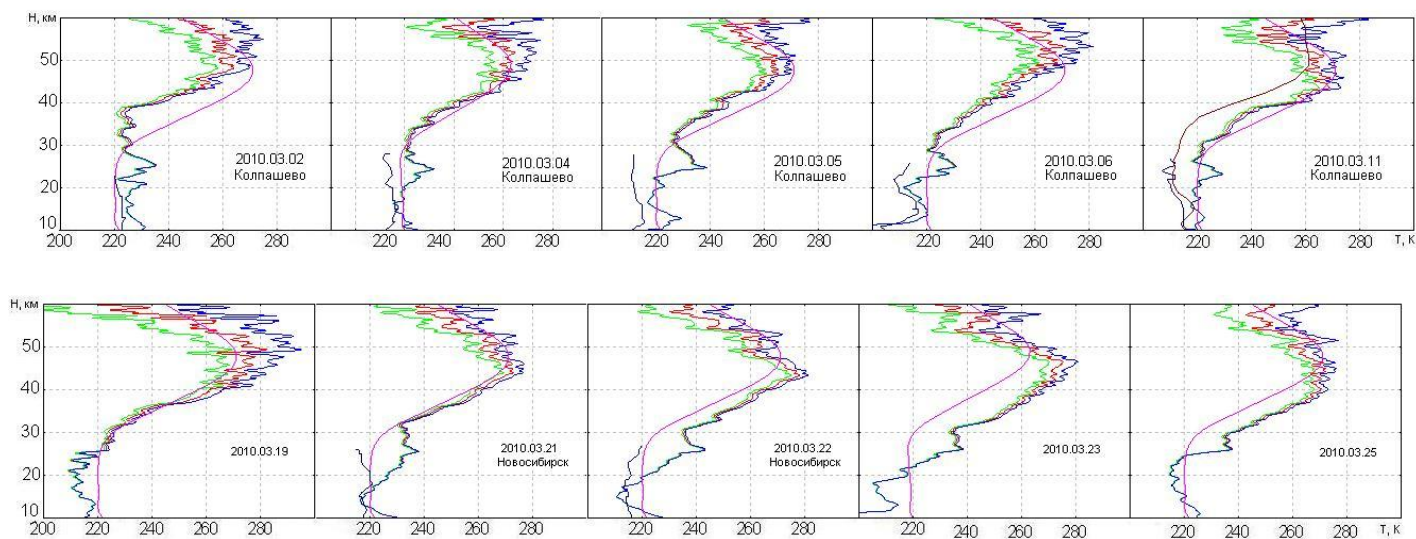


Рис.5. Лидарные наблюдения вертикального распределения температуры в марте 2010г.

Особенность вертикальной структуры температуры в марте определяется завершением возмущений стратосферы потеплениями и переходу к спокойному периоду. В таких условиях, как видно из рис. 12, вертикальное распределение температуры следует модельному. Соответствие лидарных профилей модельным профилям усиливается в апреле (рис.6).

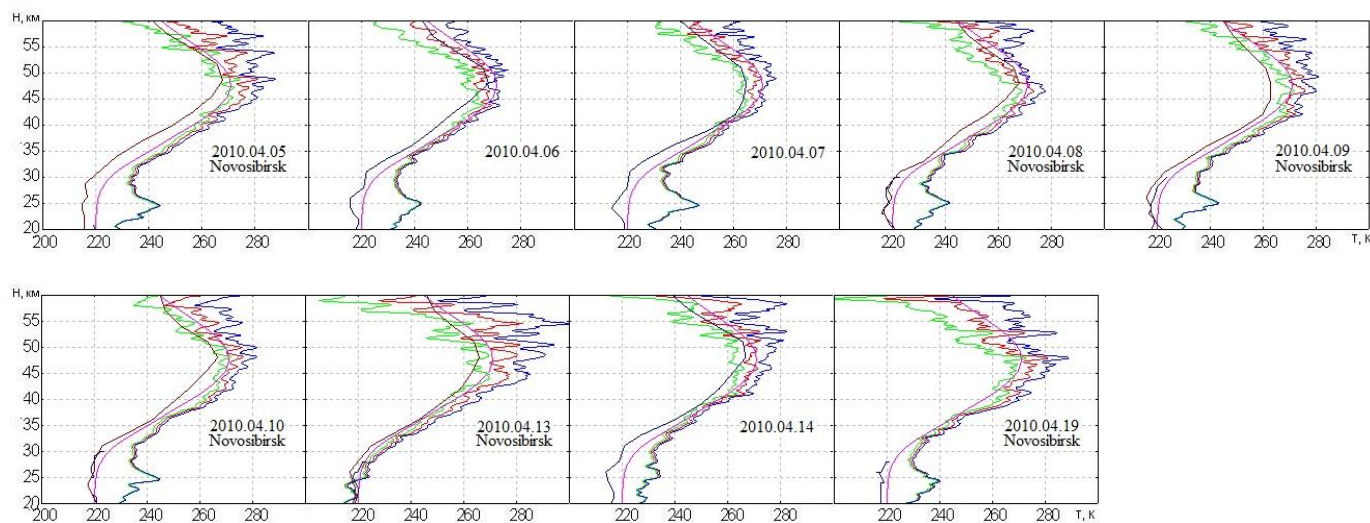


Рис.6.Лидарные наблюдения вертикального распределения температуры в апреле 2010г.

По результатам зимне-весеннего зондирования температуры в 2009-2010гг. можно сделать следующие выводы. Выявленные за этот период потепления были самые продолжительные за весь опыт лидарных наблюдений с 1996г, которые начались с 15 января и завершились в конце февраля. Также это были самые мощные потепления, при которых температура в отдельные ночи в стратопause доходила до 30°C , а уровень стратопause опускался до 37-38км. Почти до конца января характерным для профиля температуры была структура с положительной полувошной в стратосфере и отрицательной в мезосфере. С конца января и весь февраль очаг потепления постепенно убывал и был локализован только в нижней части профиля ниже 40км. Стратопause опускалась до рекордно низких высот 23-25км. В верхней части профиля распределение температуры было близко к модельному и измеренному со спутника.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке интеграционного научно-исследовательского 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».

Литература

1. Маричев В.Н. Лидарные наблюдения зимних стратосферных потеплений над Томском в 1996-2000гг.// Метеорология и Гидрология. 2001. № 8. С.41-48.

АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ ТЕХНОЛОГИЯ ТОМОГРАФИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ИОНОСФЕРЫ ЗЕМЛИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕЕ РАЗВИТИЯ AUTOMATED TECHNOLOGY OF THE SATELLITE IONOSPHERE TOMOGRAPHY AND ITS PERSPECTIVES

Романов А.А.¹, Трусцов С.В.¹, Новиков А.В.¹, Романов А.А.¹

¹ ОАО «Российские космические системы», romanov@mnikp.ru

The description of the automated technology of the ionosphere satellite tomography is presented in the frameworks of this research. The modeling results for the inverse problem solving are described and the real tomography reconstructions are represented also.

The obtained data comparison was carried out with almost whole available ionosphere data space based sources: satellite altimeters, satellite “occultation” systems and with ground based ionosond also.

It was shown that due to different physical restrictions the most suitable information for comparison process with satellite tomography information was ionosond data. Besides it was revealed a good correlation between two data rows – 84% and the data row discrepancy was about 15%.

The further development of the technique of satellite ionosphere tomography is possible in two perspective but connected ways. From one hand it is really important to solve the problem of phase ambiguity for the measurements. It allows significantly simplifying the data processing procedure. From the other hand if we remove the receiving segment to the satellite we make possible the global ionosphere reconstruction in the satellite orbit plane.

The first problem might be solved with the aid of the proposed method of the multifrequency ionosphere sounding which theoretically allows calculating the absolute TEC on the ray-path between “source and receiver” upon phase signal characteristics.

The first problem might be solved with the aid of the new generation satellite equipment creation which allows developing satellite segment of the perspective system using small satellites. And the ionosphere state could be reconstructed for 15-100 min time period depends on the satellites amount (5-36).

The modeling results of the different ways of the perspective tomography system space segment realization are showing that the errors of the vertical distributions of the ionosphere electron concentration will be less than 30%.

Введение

Изучение состояния ионосферной плазмы необходимо для решения широкого круга задач, связанных не только с распространением радиоволн, но и с обеспечением бесперебойного функционирования навигационных и спутниковых систем [1], диагностированием предвестников землетрясений [2, 3] и даже оценкой влияния космической погоды на состояние здоровья метеозависимых людей [4].

До недавнего времени, исследование ионосферы ограничивались схемами вертикального или наклонного зондирования радиосигналами с Земли. Подобные схемы исследований позволяли исследовать ионосферу исключительно до слоя максимума, восстанавливая, в том числе, пространственную структуру критических частот. С появлением спутниковых навигационных систем первого поколения, технологий автоматизированной реконструкции вертикальных распределений электронной концентрации на основе данных подобных систем [5], появилась возможность исследований всей толщи ионосферы до высот орбиты спутников на постоянной основе.

С учетом развития новых подходов и автоматизированных технологий и систем регистрации состояния ионосферы [6] появилась необходимость непосредственного сравнения и верификации данных, используя максимальное количество доступных на сегодняшний момент источников информации о состоянии ионосферы, с одной стороны, а также рассмотреть возможные перспективные направления развития систем мониторинга состояния ионосферы, с другой.

Автоматизированная технология томографического зондирования ионосферы Земли

Разработанная технология томографического зондирования ионосферы Земли базируется на методе фазоразностной томографии [7]. Основные параметры методики обработки данных были получены в результате численного моделирования проведенного для геометрии сети приемных установок, расположенной на о. Сахалин [6].

Оперативная передача данных в рамках разработанной технологии осуществляется путем подключения ЭВМ приемных установок и центра обработки данных к глобальной сети Интернет [8]. Для типовой скорости передачи информации региональными провайдерами

Интернет 128 Кбит/с время передачи данных одного сеанса радиопросвечивания (220 Кб) составляет 14 секунд.

Для реализации технологии было разработано специализированное программное обеспечение, которое осуществляет не только сбор и тематическую обработку данных томографического радиопросвечивания ионосферы, но также хранение и представление информации. Были решены вопросы информационного обеспечения процедур сбора и обработки баллистической информацией, организован контроль выполнения процессов сбора и обработки информации, а также управление процессами в системе.

Пользовательский web-интерфейс технологии позволяет получать доступ к результатам обработки данных, а также выполнять управление процессами сбора и обработки в интерактивном режиме с любой ЭВМ, подключенной к сети Интернет [5].

Достоверность информации, представляемой разработанной технологией, подтверждается результатами численного моделирования [9]. Также была проведена целая серия экспериментов, состоящих в сравнении получаемых томограмм и альтернативной информации о состоянии ионосферы.

Сравнение данных радиотомографии ионосферы с информацией спутниковой альтиметрии

На первый взгляд наиболее подходящим источником информации об ионосфере Земли является спутниковый альтиметр. Спутниковый альтиметр, излучающий в нади́р на частоте ~ 13 ГГц активный прибор, который установлен на спутниках JASON-1, JASON-2, ENVISAT и GFO с высотами орбит от 800 до 1300 км. Альтиметр измеряет время между испущенным и принятым сигналом, из которого рассчитывается мгновенная высота фазового центра антенны альтиметра над уровнем океана. Для учета ионосферной задержки сигнала альтиметра используется второй когерентный сигнал на частоте ~ 5 -6 ГГц.

Однако в силу специфики работы прибора оценить полное электронное содержание в нади́р спутниковый альтиметр может только над акваторией океана.

С другой стороны, в соответствии с [10] точность ионосферной поправки альтиметра не превышает 2-3 см. Если пересчитать данную величину в термины полной электронной концентрации вдоль луча распространения сигнала получится, что точность определения электронной концентрации спутниковыми альтиметрами не превышает 5 TECU ($1 \text{ TECU} = 10^{16} \text{ эл.} \cdot \text{м}^{-2}$). На самом деле точность определения полной электронной концентрации спутниковыми альтиметрами может быть и несколько хуже.

Результат анализа информации со спутниковых альтиметров, установленных на КА JASON-1 и ENVISAT для одной точки пространства показал, что абсолютная разница измерений двух альтиметров составляет порядка 10 TECU, что делает использование данных альтиметрии не целесообразным для верификации [11].

Сравнение данных радиотомографии ионосферы и вертикальными профилями, рассчитанными на основе информации систем FORMOSAT3/COSMIC и GPS

В 2006 году была запущена космическая система FORMOSAT-3/COSMIC, являющаяся продолжателем космической миссии экспериментального спутника CHAMP, низкоорбитальные КА которой оснащены приборами для регистрации сигналов системы GPS для осуществления затменного зондирования ионосферы и нижней атмосферы.

Было проанализировано более чем 200 профилей электронной концентрации, полученных по данным системы COSMIC.

Характер кривых профилей показывает, что кривые профилей плохо согласуются друг с другом [11]. Наиболее вероятная причина подобного несовпадения профилей, рассчитанных на основе информации томографических реконструкций вертикального распределения электронной концентрации по данным навигационных и специализированных низкоорбитальных систем и системой COSMIC, лежит, по всей видимости, в геометрической конфигурации схемы измерений.

Профиль системы COSMIC представляет собой не измерение электронной концентрации в нади́р, а имеет существенную (~ 800 км) протяженность под некоторым углом к поверхности Земли. Поэтому, не совсем ясно на какой широте из томографической реконструкции следует выбирать вертикальный профиль для сравнения с данными системы COSMIC. Так, расстояние между сравниваемыми в [11] профилями по поверхности Земли превышают 100-150 км, которые составляют

пространственный радиус корреляции в ионосфере. Таким образом, к сожалению, данные системы COSMIC, также не подходят для верификации информации спутниковой томографии ионосферы.

Сравнение данных томографии ионосферы с информацией наземного ионозонда

Следующий этап верификации данных томографии ионосферы связан с анализом данных ионозонда. Необходимо отметить, что ионозонд позволяет оперировать значениями максимума электронной концентрации (значениями критической частоты) и значениями высоты максимума ионосферы.

Для верификации абсолютных значений электронной концентрации, получаемых в процессе реконструкции, были использованы данные ионозонда Вакканай (Wakkanai), расположенного на о. Хоккайдо, в 150 км к югу от наиболее южной приемной установки.

В работе [11] показано, что данные, рассчитанные из реконструкций, неплохо совпадают с моделью, однако данные томографических реконструкций несколько меньше по абсолютной величине соответствующих им значений критической частоты, рассчитанной по модельным представлениям. Данные ионозонда неплохо соответствуют критическим частотам, рассчитанным из IRI2007 [11], что и не удивительно, поскольку модель, в том числе, строится на основе измерений ионозондов по всему миру. Дисперсия данных критических частот, рассчитанных на основе томографии, и, измеренных ионозондом, по отношению к модели ионосферы практически одинакова. Измерения, полученные на основе анализа сигналов системы GPS, также неплохо согласуются с моделью IRI2007 и несколько хуже с данными ионозонда и томографии в ночное время. В дневное время, измерения по данным систем ГЛОНАСС/GPS существенно смещены в область более высоких критических частот, что, по-видимому, связано с возросшей ошибкой расчета ПЭС по «кодовым» данным в силу усиливающегося шума сигналов из-за влияния солнечной активности на ионосферу Земли [11].

Средняя невязка (среднее разности) составила 15%, δ_2 [2] = 0.13. Коэффициент корреляции между двумя рядами данных $R=0.84$. Т.е. результаты определения $foF2$ двумя различными способами, непосредственными измерениями и решением обратной задачи, хорошо соответствуют друг другу.

Определение абсолютного ПЭС на основе многочастотных фазовых измерений

Основными проблемами спутниковой томографии ионосферы является необходимость устранения фазовой неоднозначности, и, как следствие, сложности при решении обратной задачи, а также невозможность глобального мониторинга состояния ионосферы, в силу размещения установок исключительно в определенном регионе. В дальнейшем будет сделана попытка показать пути решения данных проблем.

Действительно, в случае использования двух когерентных сигналов необходимо применять различные методы определения абсолютной фазы [7]. Однако, в работе [12] представлен метод, позволяющий получить абсолютные значения полной электронной концентрации вдоль луча визирования приемник-передатчик с использованием многочастотного излучения. Продемонстрируем его эффективность для четырехчастотного сигнала 150, 400, 1067, 2833 МГц [13]. Для простоты дальнейшего изложения будем обозначать данные частоты по порядковым номерам: 1, 2, 3, 4.

Для получения точного абсолютного значения ПЭС необходимо максимизировать неоднозначность и минимизировать ошибку определения ПЭС. Максимальная неоднозначность в 532 TECU достижима при использовании нескольких комбинаций частот, наименьшую ошибку из них дает комбинация 1214, однако, эти комбинации накладывают высокие требования на разрешающую способность приемной аппаратуры. Комбинация 1324 дает неоднозначность 66,6 TECU, что перекрывает практически весь физически обоснованный диапазон значений ПЭС для средних широт. С другой стороны, требования к точности все ещё высоки, например, для обеспечения разрешения в 1 TECU, точность определения разности фазы должна составлять 1,7 град.

Требования к точности разрешения фазы можно ослабить при последовательном использовании комбинаций, дающих грубые измерения для разрешения неоднозначностей более точных. Так при разрешении неоднозначности в 22,2 TECU комбинации 2434 с помощью измерений по комбинации 1324, достаточно разрешения по фазе в 38 град. Этого же разрешения достаточно для последующего перехода к комбинации 1323 (неоднозначность 8,31 TECU), затем 2334 (неоднозначность 2,77 TECU), затем 1223 (неоднозначность 1,04 TECU). Далее возможно использование простых двухчастотных комбинаций. Наибольшую, а, следовательно, легко разрешимую, неоднозначность дает комбинация 34, с помощью нее может быть разрешена

неоднозначность самой точной комбинации 14. При фазовом разрешении в 38 град разрешение этой комбинации составит около 0,01 TECU.

Таким образом, использование описанной выше последовательности измерений позволяет достичь неоднозначности в 66,6 TECU при точности не хуже 0,01 TECU, не предъявляя завышенных требований к приемной аппаратуре.

Восстановление распределения электронной концентрации в ионосфере с использованием низко- и среднеорбитальных ИСЗ

Бесспорно, перспективными в рамках спутниковой томографии ионосферы являются исследования по разработке специализированной системы мониторинга на базе низкоорбитальных космических аппаратов, на которых установлены как приемники, так и передатчики когерентного радиоизлучения. Подобная схема измерений позволит проводить глобальные исследования состояния электронной концентрации ионосферы, а в комбинации с данными традиционных наземных цепочек существенно повысит точность восстанавливаемых реконструкций за счет добавления «горизонтальных» проекций.

Была проанализирована возможность томографической реконструкции поля электронной концентрации ионосферы в плоскости орбиты КА системы FORMOSAT-3/COSMIC (F3C). В данном случае источником когерентных сигналов являются среднеорбитальные КА системы GPS, а приемники установлены на низкоорбитальных КА системы F3C. Более подробные результаты данного исследования представлены в [14].

Результаты обработки данных с нескольких десятков витков КА F3C показали, что недостаток проекций не позволяет восстановить распределение с достаточной точностью, а недостаток измерений (малое количество источников сигнала) является причиной существования областей, для которых отсутствуют измерения. Площадь этих областей занимает около 50 % площади ионосферы, находящейся в плоскости орбиты низкоорбитального КА.

Восстановление распределения электронной концентрации в ионосфере с использованием низкоорбитальных ИСЗ

Для оценки качества реконструкции распределения электронного содержания в ионосфере по данным низкоорбитальных группировок, было проведено томографическое восстановление модельного распределения электронной концентрации. В качестве схемы регистрации ПЭС использовались следующие конфигурации размещения КА на низкой орбите:

- 72 КА (40 передатчиков, 32 приемника);
- 56 КА (32 передатчика, 24 приемника);
- 36 КА (20 передатчиков, 16 приемников).

Распределение электронной концентрации задавалось с помощью модели ионосферы NeQuick аналогично предыдущему случаю, размер элемента изображения 100×100 км. Частота регистрации данных составляла 0,1 Гц. В качестве начального приближения использовалось постоянное значение $4 \cdot 10^{11}$ эл·м⁻³. Ошибки реконструкции δ_2/δ_m для соответствующих ОГ составили: 72 КА – 0.05/0.09, 56 КА – 0.06/0.09 и 36 КА – 0.09/0.13, соответственно.

Результаты реконструкции модельного распределения электронной концентрации в ионосфере для рассмотренных вариантов низкоорбитальных ОГ демонстрируют хорошее качество восстановления и достаточно низкие значения ошибок. Наилучший результат получен для группировки из 72 КА, реконструкция практически идентична модельному распределению, средняя ошибка восстановления 5% ($\delta_2 = 0,05$), максимальная (δ_m) 9%. Подобными характеристиками обладает и реконструкция, полученная при помощи ОГ из 56 КА. Томографическая реконструкция, полученная с помощью схемы регистрации на основе 36 КА, характеризуется средней ошибкой 9%, и максимальной 13%.

Восстановление распределения электронной концентрации в ионосфере с использованием кластера низкоорбитальных ИСЗ

К сожалению, разработка, изготовление и запуск 36, а тем более большего количества космических аппаратов являются крайне затратными. Поэтому необходимо предложить такую конфигурацию орбитальной группировки мониторинга ионосферы, которая обеспечила бы требуемый уровень ошибок реконструкции при существенно меньшем количестве космических аппаратов. В этом случае необходимо отказаться от требования получать реконструкцию вертикального распределения электронной концентрации ионосферы во всей плоскости орбиты спутников за 15 минут.

Поскольку настоящее исследование направлено преимущественно на диагностику нерегулярных явлений в ионосфере, которые представляют собой естественные или искусственные неоднородности, и располагаются в районе слоя максимальной ионизации, то область восстановления по высоте следует ограничить диапазоном высот слоя-максимума. Высота его центра, а также нижняя и верхняя границы варьируют в зависимости от сезона, времени суток, а также магнитной широты, и солнечной активности, однако в подавляющем большинстве случаев слой с максимальной концентрацией располагается в диапазоне высот 200 - 500 км [14], который и будет рассматриваться при реконструкции. Выше этого диапазона реконструкция также будет производиться, но с меньшей точностью, из-за недостатка проекций. Ниже диапазона реконструкция не будет возможна в принципе, из-за полного отсутствия данных для этих высот [14].

Еще одним параметром, который будет определять количество КА в кластере, это пространственное разрешение реконструкции, и в большей степени является размер элемента по высоте. Так, при шаге 50 км, в восстанавливаемый диапазон попадает 6 дискретов по высоте $((500-200)/50)$, и для уверенного восстановления электронной концентрации необходимо минимум 6 радиотрасс различного направления. Исходя и изложенного выше, целесообразно рассмотреть три варианта использования кластера, с 4 - 5 КА и вертикальным размером элемента реконструкции 50 и 75 км.

Реконструкция с использованием начального приближения для кластера из 5 КА с 5 % несоответствием базовому распределению (а с учетом наложенных неоднородностей 10 %), показала среднюю ошибку 6%, максимальную 20 %. Не восстановилась лишь одна неоднородность на высоте 200, размером 50 x 50 км. Остальные неоднородности, в том числе провал, восстановились, и хорошо различимы на реконструкции. В случае использования начального приближения с 30 % несоответствием, средняя ошибка составила 11 %, максимальная осталась на прежнем уровне.

Целесообразно использовать 4 или 5 малоразмерных космических аппарата, в качестве базовых элементов кластера космической группировки перспективной системы мониторинга ионосферы. Оптимальные углы расстановки приемных и передающих КА в орбитальной плоскости несколько различаются в зависимости от количества КА в кластере. Для кластера из 5 КА они составили – передающие: 0, 1.5, 2.5; принимающие: 48, 53.5, для 4 КА – передающие: 0, 3.5; принимающие: 45.5, 52.5, соответственно.

Небольшие неоднородности практически невозможно восстановить без использования априорной информации, так как их величина находится в пределах ошибки реконструкции (около 30%). При использовании начального приближения качество восстановления, как общей картины, так и небольших неоднородностей резко улучшается; средняя ошибка реконструкции в этом случае составляет 5-10%.

Заключение

В заключении необходимо подчеркнуть, что в рамках данной работы представлено описание автоматизированной информационной технологии реконструкции состояния ионосферной плазмы на базе спутниковой радиотомографии ионосферы.

В качестве базового метода обработки сигналов навигационных спутниковых систем выбран метод фазоразностной томографии, эффективность которого подтверждена независимыми экспериментами, а также исследованиями, проведенными в дальневосточном регионе России. Коэффициент корреляции информации полученной по данным наземного ионозонда и спутниковой томографии составил 84%.

Показаны дальнейшие пути развития, как инструментария, так и методов измерения значений ПЭС, необходимых для решения основных проблем спутниковых томографических исследований ионосферы: разрешение фазовой однозначности и региональная привязанность измерительных сетей.

Предложены принципиально новые методы получения абсолютного полного электронного содержания ионосферы Земли на основе регистрации характеристик многочастотных когерентных сигналов. Показано, что фазовая неоднозначность, выраженная в терминах электронной концентрации, превышает характерное значение полного электронного содержания ионосферы земли не менее чем в пять раз, что позволяет говорить о возможности абсолютного измерения.

Перспективным направлением развития спутниковой томографии ионосферы является перенос сегмента приема радиосигналов с поверхности Земли на орбиту спутника. Рассмотрены несколько вариантов построения перспективных орбитальных группировок. Показана принципиальная возможность реконструкции вертикального распределения электронной концентрации ионосферы Земли на основе межспутникового томографического зондирования.

Анализ восстановленных распределений электронной концентрации по данным систем FORMOSAT-3/COSMIC и GPS продемонстрировал наличие больших ошибок при решении обратной задачи вследствие недостаточности исходных данных.

Смоделированы различные варианты построения орбитального сегмента перспективной космической системы мониторинга вертикального распределения электронной концентрации ионосферы в орбитальной плоскости перспективной низкоорбитальной группировки КА.

Обоснована принципиальная возможность построения глобальной системы томографии электронной концентрации в ионосфере Земли, в том числе, на базе 4-х космических аппаратов. Ошибки реконструкции модельных распределений электронной концентрации ионосферы не превышают 13%.

В качестве источников и приемников многочастотного когерентного сигнала перспективной глобальной спутниковой системы мониторинга состояния ионосферы целесообразно рассматривать малоразмерные космические аппараты, разрабатываемых в ОАО «Российские космические системы».

Литература

1. [Афраймович Э.Л., Косоголов Е.А., Лесюта О.С., Ушаков И.И.](#) Спектр перемещающихся ионосферных возмущений по данным глобальной сети GPS//[Известия высших учебных заведений. Радиофизика](#), 2001. Т. 44. №10. С.828-839
2. Pulinets S. A., Boyarchuk K. A. Ionospheric Precursors of Earthquakes// Berlin: Springer, 2004.
3. Pulinets S.A., Romanov A.A., Urlichich Yu.M., Romanov A.A., Jr., Doda L.N., Ouzounov D. The First Results of the Pilot Project on Complex Diagnosing Earthquake Precursors on Sakhalin// Geomagnetism and Aeronomy, 2009. V. 49. N1. P.123–132.
4. Кулешова В. П., Пулинец С. А., Сазанова Е. А., Харченко А. М. Биотропные эффекты геомагнитных бурь и их сезонные закономерности// Биофизика, 2001. Т. 46. №5. С.930-934.
5. Романов А.А., Романов А.А., Трусков С.В., Урличич Ю.М. Современные подходы к созданию автоматизированной системы регистрации ионосферных предвестников землетрясений по спутниковым данным// Космонавтика и ракетостроение, 2006. №1. С.167-172.
6. [Романов А.А., Трусков С.В., Романов А.А., Крючков В.Г.](#) Исследование ионосферных неоднородностей методом фазоразностной томографии в дальневосточном регионе России // Исследование Земли из космоса, 2008. №2. С.14-20.
7. Куницын В.Е., Терещенко Е.Д., Андреева Е.С. Радиотомография ионосферы. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2007. 336 с.
8. Kelso T.S. Real-World Benchmarking // Satellite times, 1996. November/December, P. 80-82.
9. [Трусков С.В., Романов А.А., Романов А.А., Новиков А.В.](#) Современные подходы к созданию программного комплекса сбора и обработки данных спутникового мониторинга ионосферы и ионосферных предвестников землетрясений // Труды научно-технической конференции “Актуальные проблемы ракетно-космического приборостроения и информационных технологий” 19-21 июня 2007 г., М.: ФИЗМАТЛИТ, 2008. С. 284-290.
10. Benada J. R. MERGED GDR (TOPEX/POSEIDON) Generation B. Handbook Version 2// JPL, 2002.
11. А.А. Романов, С.В. Трусков, А.В. Новиков, А.А. Романов Сравнение данных радиотомографии ионосферы на средних широтах с данными ионозонда, затменного зондирования и моделей ионосферы/Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. Сборник научных статей. Выпуск 6. Том II. – М.: ООО «Азбука-2000», 2009. с. 296-304
12. Богданов В.А., Сорочинский В.А., Якшевич Е.В. Спутниковые системы морской навигации // М.: Транспорт, 1987. 200 с.
13. Новиков А.В., Романов А.А., Романов А.А., Селин В.А. Метод определения абсолютного полного электронного содержания в ионосфере на основе анализа характеристик немодулированных когерентных сигналов//Радиотехника и электроника, т.55, №2, с. 179-183, 2010
14. Романов А.А., Трусков С.В., Новиков А.В., Аджалова А.А., Романов А.А., Селин В.А. Восстановление двумерного распределения электронной концентрации ионосферы в плоскости орбиты низкоорбитальных ИСЗ на основе анализа характеристик когерентного излучения // Вопросы электромеханики, 2009. Т.111, №4, с.37-42