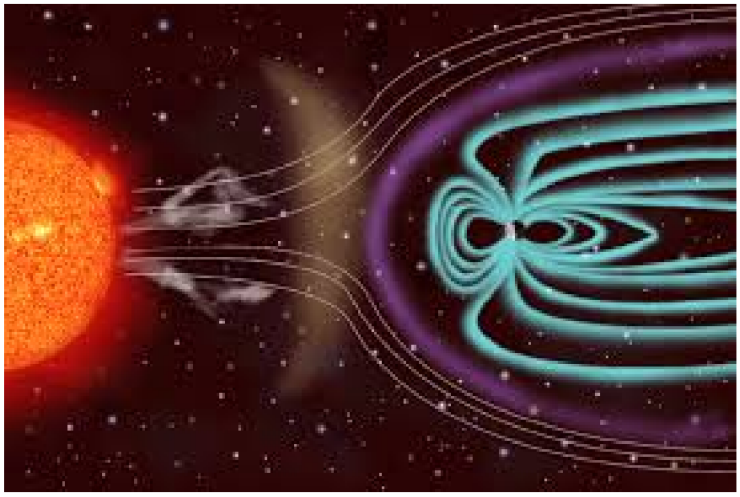
Российская академия наук
Дальневосточное отделение
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт космофизических исследований и распространения радиоволн
ДВО РАН

СОЛНЕЧНО-ЗЕМНЫЕ СВЯЗИ И ФИЗИКА ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Сборник докладов
VII международной конференции

29 августа - 02 сентября 2016 года
с. Паратунка, Камчатский край



Петропавловск-Камчатский
2016

Russian Academy of Sciences
Far Eastern Branch
Institute of Cosmophysical Research and Radio Wave Propagation



SOLAR-TERRESTRIAL RELATIONS AND PHYSICS OF EARTHQUAKES PRECURSORS

VII INTERNATIONAL CONFERENCE

v. Paratunka Kamchatsky kray

29 august – 2 September 2016
COLLECTION OF THE REPORTS

Petropavlovsk-Kamchatsky
2016

УДК 551.509.336 + 550.344.37
Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений: VII международная конференция, с. Паратунка, Камчатский край, 29 августа – 2 сентября 2016 г. : сб. докл. – Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2016. – 350 с.

Доклады представлены в авторский редакции

Представлены доклады, посвященные результатам оригинальных исследований физических процессов в различных слоях атмосферы, околоземном космическом пространстве и твердой оболочке Земли. Рассмотрены вопросы влияния солнечной активности на магнитосферу и ионосферу Земли. Представлены современные методы сбора, обработки, передачи и обмена геофизическими данными.

Ключевые слова: физика атмосферы, магнитосфера, геофизические поля, предвестники землетрясений.

Solar terrestrial relations and physics of earthquakes precursors : VII Intern. Conf., v. Paratunka Kamchatka region, 29 August - 2 September 2016 : The Reports. – Petropavlovsk-Kamchatsky : IKIR FEB RAS, 2016. – 350 p.

Reports content the results of original research of physical processes in the different layers of the atmosphere, near space and the solid Earth. The questions of influence of solar activity on the magnetosphere and ionosphere of the Earth. Modern methods of measurement, processing and exchange of geophysical data are represented.

Key words: physics of atmosphere, magnetosphere, geophysical fields, earthquake precursors.

Конференция проведена при поддержке РФФИ грант (№ 16-05-20521 Г)

© ИКИР ДВО РАН, 2016
© IKIR FEB RAS, 2016

Физика атмосферы
Physics of Atmosphere

Вариации интенсивности ОНЧ-шумов на 8,7 кГц в циклах солнечной активности за период 2001-2015 года

Каримов Р. Р., Козлов В. И., Торопов А. А.
Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН
г. Якутск, Россия
e-mail: karimov@ikfia.sbras.ru, vkozlov@ikfia.sbras.ru, toropov@ikfia.sbras.ru

Проведено исследование вариации интенсивности ОНЧ-шумов на частоте 8.7 кГц, принимаемых на ст. Якутск (62.00 N, 129.72 E) за период 2001 – 2015 гг. Прием ОНЧ-радиошумов осуществляется на рамочную антенну в плоскости восток–запад. В интенсивность ОНЧ-шумов, регистрируемых в Якутске, основной вклад вносит электромагнитное излучение грозовых разрядов, как ближних, так и мировых очагов гроз. Магнитосферно-ионосферные источники влияют на интенсивность ОНЧ-излучения на 8,7 кГц во время сильных геомагнитных возмущений, которые в основном проявляются на более низких частотах. В ранних работах авторов была найдена связь интенсивности ОНЧ-шумов грозового происхождения с солнечной активностью, вариациями параметров солнечного ветра и интенсивностью космических лучей. Исследование в данной работе показало наличие положительной связи интенсивности ОНЧ-шумов грозового происхождения с вариациями солнечного ветра, а также выявлены эффекты во время значительных изменений в потоке космических лучей. Результаты подтверждают, что воздействие космических лучей с атмосферой Земли влияет на изменение глобальной грозовой активности.

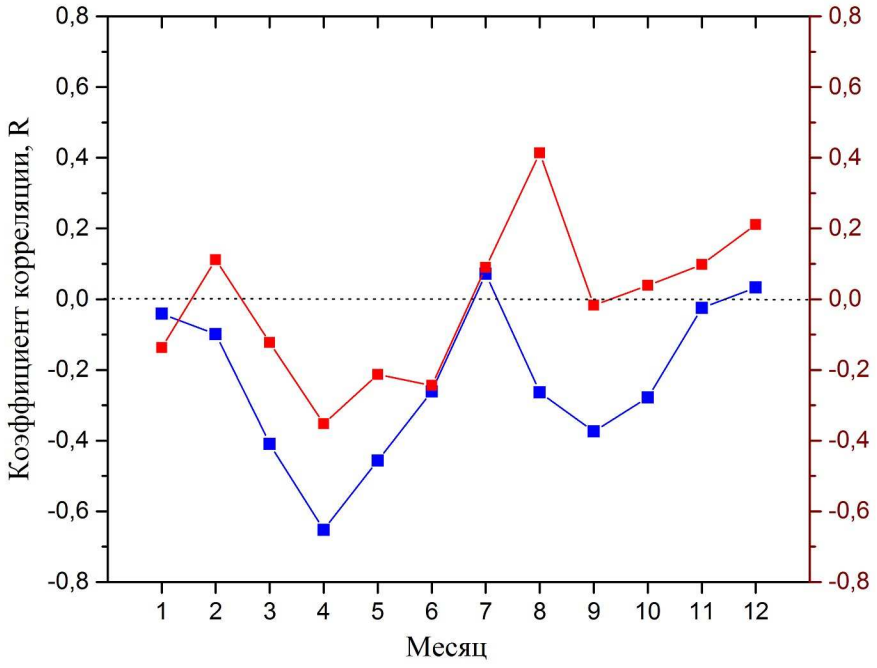
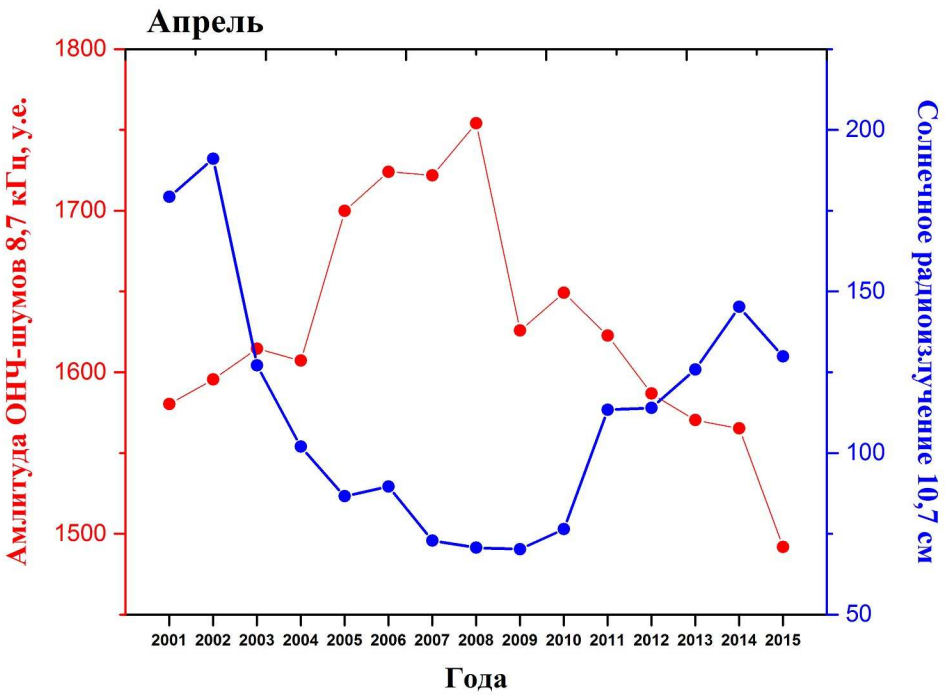
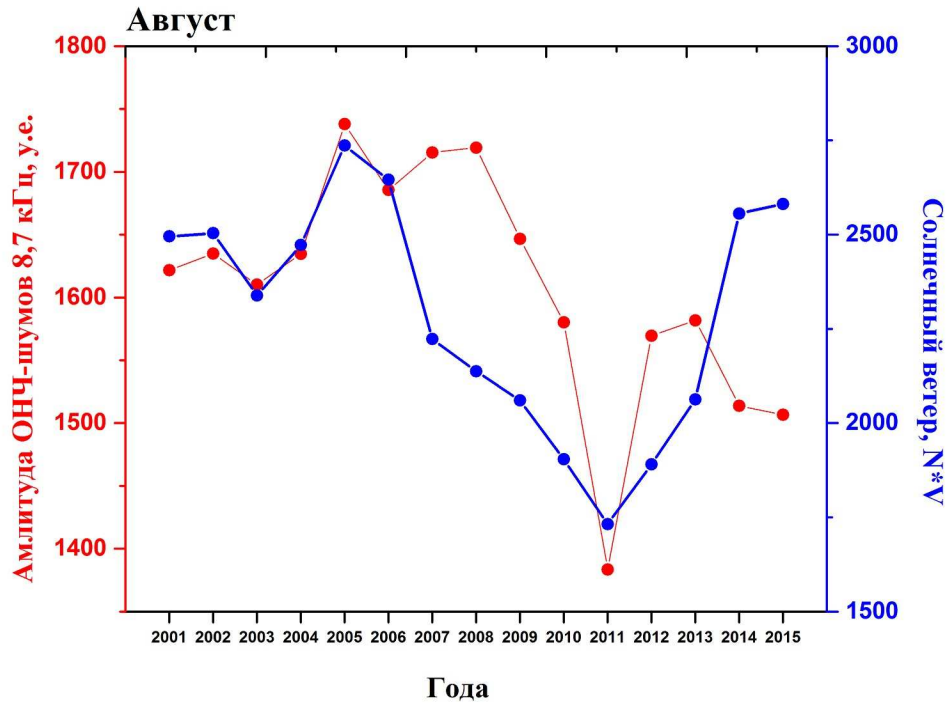
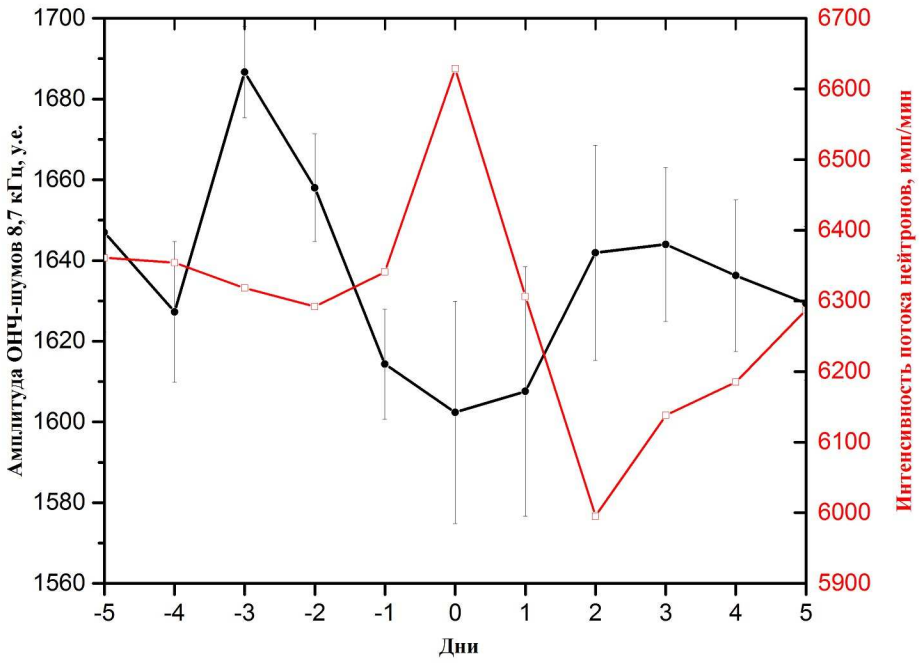


Рис. 1. Сезонный ход коэффициентов корреляции амплитуды ОНЧ-шумов на частоте 8,7 кГц с индексом солнечного радиоизлучения на 10,7 см (нижняя кривая) и с параметром солнечно активности

Работа поддержана: РФФИ, проекты 15-45-05005 р_восток_а и 15-45-05135 р_восток_а, грант Главы РС(Я) для молодых ученых за 2016


Апрель
Амплитуда ОНЧ-шумов 8,7 кГц, у.е.
Солнечное радиоизлучение 10,7 см
1800
1700
1600
1500
200
150
100
50
2001 2002 2003 2004 2005 2006 2007 2008 2009 2010 2011 2012 2013 2014 2015
Года


Август
Амплитуда ОНЧ-шумов 8,7 кГц, у.е.
Солнечный ветер, N*V
1800
1700
1600
1500
1400
3000
2500
2000
1500
2001 2002 2003 2004 2005 2006 2007 2008 2009 2010 2011 2012 2013 2014 2015
Года



Литература

1. V. I. Kozlov, V. A. Mullayarov, and R. R. Karimov. The Response of Thunderstorm VLF radio Noise to Solar Activity According to Observations in Yakutsk.// Geomagnetism and Aeronomy, 2009, Vol. 49, No. 8 (Special Issue 2), pp. 1296–1298.

Вариации числа атмосфериков по наблюдениям в Якутске в летние месяцы 2001-2015 гг.

Козлов В. И. [1,2], Корсаков А. А.[1], Тарабукина Л. Д. [1,2]
[1]Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН, г. Якутск, Россия
[2]Северо-Восточный Федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, Россия
e-mail: v.kozlov@ikfia.sbras.ru

Основным природным источником очень низкочастотного излучения (ОНЧ: 3 – 30 кГц) являются грозовые разряды, порождающие радиоимпульсы – атмосферики. Эти радиоимпульсы распространяются на большие расстояния с малым затуханием. Исследованиям импульсной составляющей радиошумов ОНЧ-диапазона посвящен ряд работ [1, 2]. Ряд работ [3-5] указывает на зависимость атмосферных помех от активности Солнца.

Атмосферики регистрировались в 30 км от г. Якутска ($\phi = 62^{o}$ N; $\lambda = 129{,}72^{o}$ E). Рамочная приемная антенна ориентирована восток-запад. Приемный тракт включает в себя предварительный усилитель с полосой усиления 0,3-10 кГц, что соответствует полосе сосредоточения наибольшей энергии наземных грозовых разрядов. Порог регистрации выбирался так, что средняя плотность потока атмосфериков в суточном дневном летнем максимуме превышала 1 сек$^{-1}$. Пороговый уровень поля, принимаемого антенной $\sim$ 2 мВ/м, что для ночной трассы распространения дает возможность регистрации импульсов на дальности до $\sim$6000 км. Выставленный порог превышает верхнюю оценку шумовой составляющей. Стандартное отклонение шумовой составляющей атмосферных помех в полосе частот 2 – 9 кГц, измеренное в Канаде в 1950-х годах лежит в пределах 0,03. . . 2 мВ/м [6]. Наши измерения показывают, что для окрестности г. Якутска, максимальная величина флуктуационной составляющей во время летних ближних гроз достигает 1 мВ/м. Превысивший порог сигнал поступал на счетчик.

Для исследования вариаций потока атмосфериков использованы данные регистрации счета импульсов в час с 2001 по 2015 гг. В указанный период регистрации получены суточные и сезонные хода принимаемых атмосфериков. В суточном ходе импульсов выделяются три характерных периода: 3-7 UT – минимум в суточном ходе обусловленный утренним и дневным временем в окрестности точки регистрации, при минимальной активности остальных очагов, входящих в зону регистрации, и максимальным затуханием на трассе распространения; 8-12 UT – максимум в летнее время, обусловленный дневным и вечернем временем в окрестности точки регистрации, максимумом вклада местной грозовой активности при максимальном затухании сигналов при их распространении; 15-19 UT – максимум, наблюдаемый зимой и второй летний максимум, обусловленный ночным временем в окрестности точки регистрации, при минимальном затухании на трассе распространения. В сезонной вариации максимум наблюдается в летнее время [7]. Вариация для суточного максимума в $\sim$17 ч (UT) между летними и зимними месяцами составляет 230%, а в $\sim$9 ч (UT) – 2600%, что определяется вкладом местной грозовой активности летом.

Одиннадцатилетняя вариация имеет характерный вид полуволны с максимумом на 1 год раньше минимума солнечной активности для всех отмеченных выше экстремумов суточного хода как для летних (Рис. 1), так и для зимних месяцев (Рис. 2). На ниспадающей ветви солнечной активности, с максимума (2001 г.) до минимума (2008 г.), идет нарастание превышающего порог 1,75 мВ/м. числа атмосфериков. Вместе с тем, при нарастании солнечной активности (2008 – 2015 гг.), наоборот, наблюдается уменьшение плотности потока атмосфериков. Таким образом, поток атмосфериков находится в противофазе с солнечной активностью.

От максимума к минимуму солнечной активности (2001-2007 гг.) изменение потока радиоимпульсов 3-7 UT составило 59 и 13 раз в зимний и летний сезоны соответственно. Изменение потока атмосфериков 15-19 UT составило 38 и 5 раз в зимний и летний сезоны соответственно. Повышение потока атмосфериков, соответствующих местной грозовой активности летом и грозовому очагу Северной Индии зимой (8-12 UT) составило 34 и 8 раз для зимы и лета соответственно.

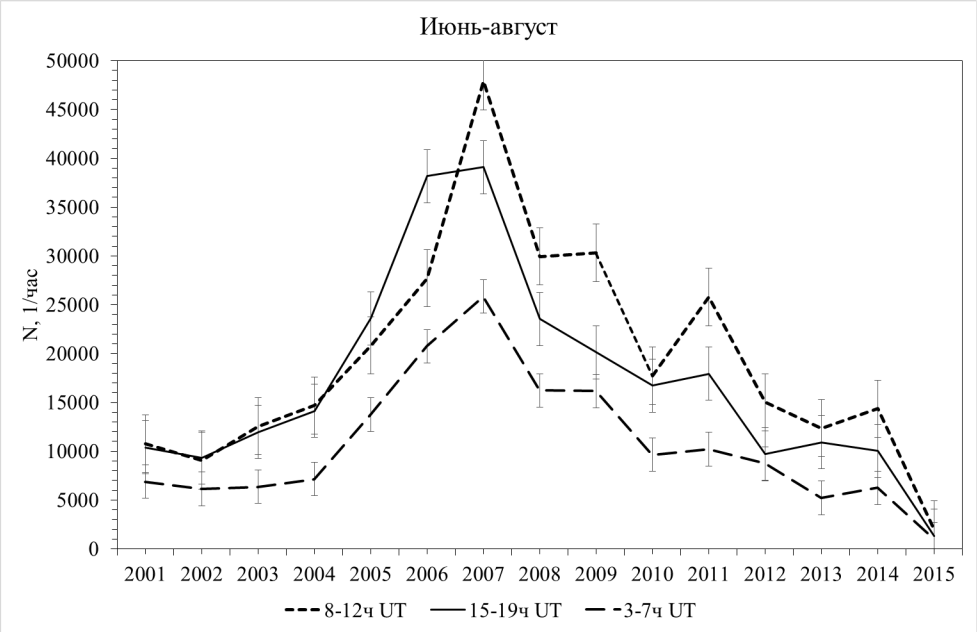


Рис. 1. Вариации числа атмосфериков, превышающих 1,75 мВ/м по наблюдения в Якутске в летние месяцы 2001-2015 гг.

Одиннадцатилетняя вариация количества регистрируемых атмосфериков на наш взгляд может быть объяснена тремя причинами: изменением затухания атмосфериков при распространении, изменением активности грозовых очагов и смещением положения этих очагов относительно пункта регистрации.

В зимние месяцы из-за выставленного порога регистрируются атмосферики от грозовых разрядов, происходящих на самом севере полуострова Индостан и даже небольшое смещение положения грозовых очагов в солнечном цикле приводит к значительным вариациям числа регистрируемых атмосфериков.

С 2009 г. в Якутске регистрируются сигналы ОНЧ навигационной системы станций РСДН – 20 (Новосибирск и Хабаровск). Методика регистрации описана в работе [8]. Якутский пункт с 2009 г. входит в мировую сеть регистрации гроз WWLLN [9]. По данным этой сети для Северо-Восточной Азии выделяются два максимума плотности грозовых разрядов, вносящих большой вклад в местную послеполуденную (3-7 UT) грозовую активность в летний период. Один максимум находится западнее Новосибирска, а второй – южнее Хабаровска. Вариации распространения атмосфериков из этих областей до Якутска и оцениваются с помощью регистрации сигналов станций Новосибирск и Хабаровск. В работе [10] указывается, что в дневных условиях в минимуме солнечной активности затухание примерно на 0,3 дБ / Мм больше, чем в солнечном максимуме. Максимальное расстояние регистрации атмосфериков составляет 10 Мм, таким образом оценка затухания в солнечном цикле меняется на 3 дБ, что соответствует изменению величины электрического поля в 1, 41 раза. По нашим наблюдениям на трассе Новосибирск – Якутск изменение затухания составляет 1,2 раза. Для пересчета изменений в величине электрического поля E в изменения в плотности потока атмосфериков N(E) воспользуемся следующим соотношением:

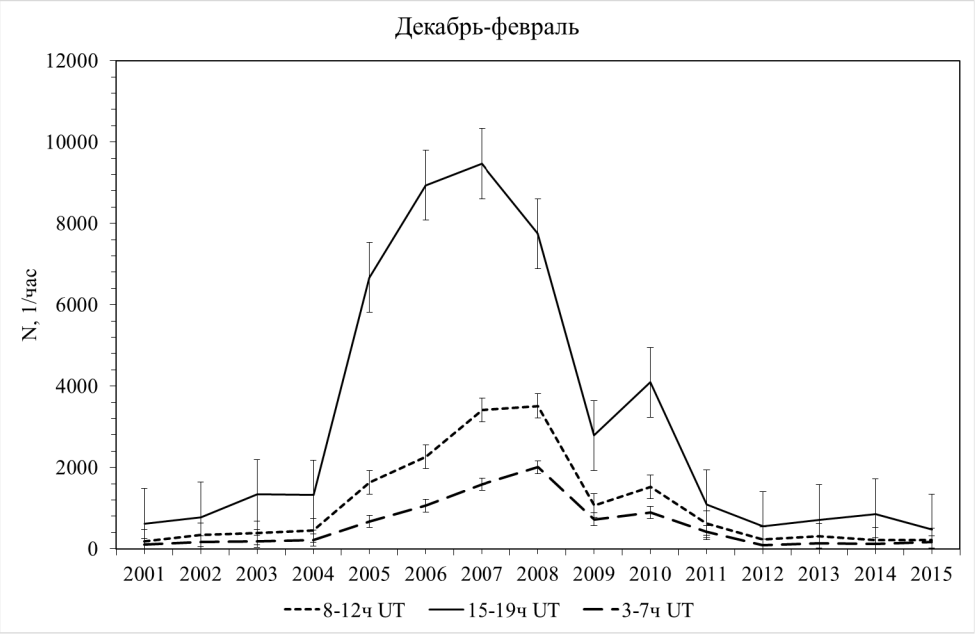


Рис. 2. Вариации числа атмосфериков, превышающих 1,75 мВ/м по наблюдения в Якутске в зимние месяцы 2001-2015 гг.

$N(E)/N(E0) = (E/E0)^{K}$, где в нашем случае к = 2,5. Соотношение выведено исходя из следующих допущений: равномерного распределения гроз по поверхности Земли; амплитуда атмосферика убывает по степенному закону при удалении от источника; функция распределения амплитуд атмосфериков логарифмически нормальная для любого грозового очага на небольшом расстоянии от него. Значения показателя к для Якутска изменяются от 1,36...3 летом до 2...3,2 зимой. Для сезонов весна- осень значения показателя составляют 2,2...2,9. Полученные нами значения к соответствуют значениям 1,5...3 весной и осенью, 1...2 летом и 2,5...3,5 зимой, измеренным в средних широтах европейской части России [2]. Сравнение вариаций ОНЧ сигналов радиостанций, зарегистрированных в 2009-2014 гг., с вариациями потока атмосфериков указывает на присутствие связи солнечной активности с числом регистрируемых импульсов от грозовых источников. С учетом вклада распространения, отношение между количеством атмосфериков, принятых в минимуме солнечной активности (2009 г.) и максимуме (2013 г.) для летних месяцев составляет около 159%.

Эффекты вариаций флуктуационной составляющей ОНЧ естественных радиошумов, вызываемых грозовой активности по наблюдениям в 1979-1996 гг. в Якутске рассмотрены в [5], где показано, что вариация интенсивности регистрируемых радиошумов противофазна солнечной активности и модулируется параметрами солнечного ветра. Количество молний по наблюдениям в Европе также модулируется скоростными потоками солнечного ветра [11-12].

Регистрируемое изменение функции прохождения не может полностью объяснить величину наблюдаемой нами одиннадцатилетней вариации количества регистрируемых атмосфериков. Имеются публикации о регистрации длинного ряда грозовых разрядов в двух регионах, Южной (8 ° N-35 ° N, 60 ° E-95 ° E) и Юго-Восточной Азии (8 ° N-35 ° N, 95 ° E-120 ° E) [13]. В работе рассмотрен длинный ряд данных регистрации числа световых вспышек молний спутниковым прибором Lightning Imaging Sensors (LISs) помещенным на борту спутника Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). LIS обнаруживает и определяет местоположение молнии с пространственным разрешением 5-10 км и временным разрешением 2 мс на большой области земной поверхности в окрестности от 35 ° южной широты до 35 ° северной широты. Эффективность детектирование молниевых вспышек LIS около

90% в поле наблюдения сенсора, и он обнаруживает как внутриоблачные разряды так, и разряды облако-земля в дневных и ночных условиях. Использованы ежемесячные данные, с разрешением сетки $5^\circ \times 5^\circ$ за период 1998-2010. одиннадцатилетняя вариация количества гроз как в Южной Азии, так и Юго-Восточной Азии находится в противофазе с солнечной активностью, выражаемой количеством солнечных пятен и потоком радиоизлучения F10,7. В тоже время одиннадцатилетняя вариация количества гроз коррелирует в фазе с потоком космических лучей. Изменение количество гроз с 2000 до 2007 год составило 3,5 раза.

Подобный же анализ регистрации грозовых разрядов, использующих данные как спутника OTD, так и LIS проведен для того же временного периода 1998-2009 годы проведен в работе [14].

Данные для количества грозовых разрядов для региона Индии антикоррелируют с солнечной активностью и коррелируют со средней температурой земной поверхности. При этом изменение плотности грозовых разрядов для северной геосферы от минимума 1999-2000 до максимума 2006-2007 составляет 1,4 раза.

В заключение можно сделать вывод, что с учетом вклада распространения, отношение между количеством атмосфериков, принятых в минимуме солнечной активности (2009 г.) и максимуме (2013 г.) составляет около полутора раз. Это соответствует вариации количества грозовых разрядов, наблюдаемых в Южной и Юго-Восточной Азии. То есть, как в Южной и Юго-Восточной Азии, так и в Северной Азии вариация грозовых разрядов находится в противофазе с солнечной активностью и в фазе с вариацией галактических космических лучей.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, № 15-45-05005-р_восток_а, № 15-45-05135-р_восток_а и частично РНФ (проект №14-19-01079).

Литература

1. Ремизов Л.Т. Естественные радиопомехи. М.: Наука, 1985. 196 с.

2. Александров М.С. Исследование атмосферных радиопомех ОНЧ- и НЧ-диапазонов и их источников. // Успехи современной радиоэлектроники. 1998. № 10. С. 3-25.

3. Лихтер Я.И. О циклических вариациях интенсивности атмосферных радиопомех // Геомагнетизм и аэрономия. 1966. Т.6. №4. С. 795-796.

4. Клейменова З.П. Об изменении грозовой активности в солнечном цикле // Метрология и гидрология. 1967. № 8. С. 64-68.

5. Mullayarov V.A., Kozlov V.I., Karimov R.R. Effect of Variations in the Solar Wind Parameters on Thunderstorm Activity // Geomagnetism and Aeronomy. 2009. V. 49. № 8. (Special Issue 2). P. 1299–1301.

6. McKerrow C.A. Some Measurements of Atmospheric Noise at Low and Very Low Frequencies in Canada // JGRes. 1960. V. 65, № 7, P. 1901-1926.

7. Козлов В.И., Федорова Г.В., Шабаганова С.Н. Суточно-сезонные вариации атмосфериков // Вестник Якутского государственного университета. 2009. Т. 6. № 4. С. 29-34.

8. Каримов Р.Р., Козлов В.И., Корсаков А.А., Муллаяров В.А., Мельчинов В.П. Вариации параметров сигналов радионавигационных станций, регистрируемых в Якутске в диапазоне очень низких частот // Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса. 2012. Т. 9. № 4. С. 57-62.

9. Козлов В.И., Муллаяров В.А., Каримов Р.Р. Пространственное распределение плотности грозовых разрядов на Востоке России по данным дистанционных наблюдений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011 Т. 8. № 3. С. 257-262.

10. Thomson N.R., Clilverd M.A. Solar cycle changes in daytime VLF subionospheric attenuation //Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2000. V. 62. № 7. P. 601–608.

11. Scott C.J., Harrison R.G., Owens M.J., Lockwood M., Barnard L. Evidence for solar wind modulation of lightning // Environmental Research Letters. 2014. V. 9. doi:10.1088/1748-9326/9/5/055004.

12. Williams E., Guha A., Boldi R., Satori G., Koloskov A., Yampolski Yu. Global Circuit Response to the 11-Year Solar Cycle: Changes in Source or in Medium? // XV International Conference on Atmospheric Electricity, 15-20 June 2014, Norman, Oklahoma, U.S.A. [Электронный ресурс].
URL: http://www.nssl.noaa.gov/users/mansell/icae2014/preprints/Williams_299.pdf.

13. Siingha D., Kumara P.R., Kulkarnia M.N., Singhb R.P., Singhc A.K. Lightning, convective rain and solar activity — Over the South/Southeast Asia // Atmospheric Research. 2013. V. 120–121, P. 99–111. doi:10.1016/j.atmosres.2012.07.026.

14. Pereira F.B., Priyadarsini G., Girish T.E. A possible relationship between global warming and lightning activity in India during the period 1998–2009 // arxiv.org/pdf/1012.3338 (2010).

Влияния циклонов над Камчаткой на распределение электронов в ионосфере

Богданов В. В.[1], Кайсин А. В.[1], Романов А. А.[2]
[1] Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН
[2]ОАО "Российские космические системы"
e-mail: vbogd@ikir.ru

Введение

Камчатский регион расположен в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану и характеризуется повышенной сейсмической активностью. Вся территория края находится в области 5-9 балльной зоны землетрясений (по 12-балльной шкале), и в этой связи, не последнее место занимает вопрос поиска предвестников катастрофических сейсмических событий с целью их прогнозирования. Известным фактом является связь процессов на Солнце и литосфере Земли с процессами в ионосфере, проявляющихся в виде регистрируемых предвестников (см., например, монографию [Пулинец и др., 2014] и, приведенные там же, ссылки на литературу). Однако регистрация надежного прогностического признака сейсмического события в поведении параметров ионосферы сталкивается с трудностями, которые связаны с тем, что атмосфера Земли, являясь открытой динамической системой, подвержена влиянию различных физических процессов, имеющих по отношению к ионосфере внешнее воздействие. Следовательно, вариации ионосферных параметров не могут быть в полной мере объяснены без учета влияния нижележащих слоев атмосферы. Поэтому физические процессы, формирующиеся в нижней и средней атмосфере, могут влиять на изменение параметров в вышележащих слоях, включая ионосферу. Возможно, что такие атмосферные явления, как циклоны, в той или иной степени, могут оказывать влияние на состояние ионосферы. А поскольку территория Камчатского края омывается Тихим океаном, Охотским и Беринговым морями, которые являются зонами повышенной циклонической деятельности, то Камчатку, при оснащении соответствующими измерительными комплексами, можно рассматривать как полигон по изучению влияния циклонической активности на процессы в ионосфере.

К настоящему моменту уже был проведен определенный цикл работ, где исследовалось наличие связей между волновыми возмущениями в атмосфере и погодными условиями. Отмечались волнообразные возмущения в ионосферных параметрах во время прохождения штормов [Baker et al, 1965]. Были выявлены квазипериодические колебания во время прохождения сильных гроз [Prasad et al.,1975]. В настоящий момент появились статьи, посвященные изучению возможного влияния тропических циклонов на разные слои ионосферы. Возмущения такого рода регистрировались различными способами. В период прохождения штормов с помощью измерений доплеровского сдвига частоты в ионосфере были выявлены среднемасштабные ПИВ с периодом около 20 минут [Xiao et al.,2007]. С помощью ионозондов вертикального и наклонного зондирования было показано, что на расстоянии порядка 3-5 тысяч км от центра циклона наблюдалось изменение параметра f_0F2на 10-20% [Ванина-Дарт, Романов и др., 2011]. Авторы работ считают, что увеличение [Rice et al., 2012] или уменьшение [Liu et al., 2006] критической частоты f_0F2 может быть связано с задержкой момента измерения относительно времени зарождения циклона. В работах [Михайлов и др., 2005], [Черниговская и др.,2010] были выявили временные интервалы усиления мощности спектра сигнала на определенных частотах. С помощью GPS-измерений [Захаров, Куницин,2012] на стадии быстрого изменения мощности урагана было установлено увеличение на 20-30% активности акустико-гравитационных волн (АГВ). Однако есть публикации, где отклик ионосферы не обнаружен [Айфромович и др., 2008].

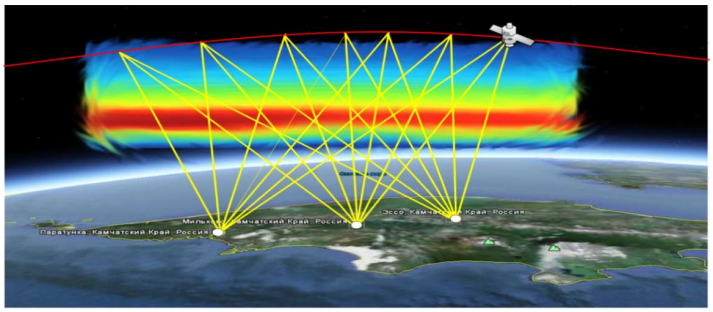


Рис. 1. Схема расположения станций приема и распространения зондирующего сигнала

В данной работе на примере зимних и весенних циклонов продолжен цикл исследований влияния тропосферных возмущений на поведение параметров ионосферы. В исследовании использовались данные, полученные методом томографического зондирования с помощью цепочки томографических станций, расположенных на п-ве Камчатка. Отличительной особенностью этой работы является расположение приемных станций томографического зондирования в районе действия циклонов.

Описание метода

Радиотомографическое зондирование ионосферы проводится над территорией п-ова Камчатка с помощью лучевой радиотомографии. Задачи лучевой радиотомографии решаются на практике с помощью ИСЗ и нескольких приемников. Несколько станций приема навигационного сигнала располагаются на поверхности Земли в плоскости, которая соответствует углу наклона плоскости орбиты спутников. В случае использования космических систем типа “Цикада/Транзит”, наклонение орбиты которых составляет 83 $^\circ$-90 $^\circ$ градусов, наземные приемные станции навигационных сигналов должны располагаются в меридиональном направлении.

На земле по приведенным фазам сигналов с частотами 150 и 400 МГц можно рассчитать электронное содержание на пути распространения навигационного сигнала. За время пролета спутника над развернутой системой наземных станций проводится серия измерений, при этом для каждой станции приема навигационного сигнала, и определяется $TEC = \int\limits_p N_e ds$, (где TEC – полное электронное содержание вдоль пути распространения сигнала между источником и приемником p,N_e – электронное содержание), на элементе пути распространения ds, после этого проводится реконструкцию томографического разреза ионосферы, путем решения обратной задачи [Андреева Е.С. и др.1992, Романов А.А. и др., 2006]. На рис.1 представлена схема реализации метода томографического зондирования ионосферы, позволяющего восстановить электронную концентрацию в верхней атмосфере. В качестве источников когерентного сигнала используются низкоорбитальные навигационные спутники типа "Космос что позволяет восстановить вертикальное распределение концентрации вдоль трассы пролета спутника с хорошим разрешением (25 км по высоте и 50 км по широте). Наземные приемники сигналов расположены в селах Паратунка (Par), Мильково (Ml), Эссо (Ess) в субмеридиональном направлении (158^{o}31’ в.д.). Приемные станции работают в автоматическом режиме.

Анализ экспериментальных результатов

Для исследования отклика ионосферы были отобраны циклоны, прошедшие над Камчаткой за период с января 2012 по февраль 2014 гг. (см. Таблицу 1) в условиях спокойной и

Таблица 1

День с циклоном			День без циклона		
Дата	Время пролета спутника, UT	Суммарный Kp индекс	Дата	Время пролета спутника, UT	Суммарный Kp индекс
13.01.2012	15:10	9	09.01.2012	15:06	10
01.04.2012	12:49	14	29.03.2012	12:32	4
18.01.2013	16:00	16	12.01.2013	16:20	2
03.02.2013	18:09	7	31.01.2013	18:32	1
17.02.2013	12:33	17	12.02.2013	13:07	9
18.02.2013	09:20	5	15.02.2013	09:46	7
31.01.2014	14:15	0	25.01.2014	14:40	13
05.02.2014	17:05	9	25.01.2014	17:33	13

Таблица 2

Максимальное значение концентрации электронов ионосферы, el/m^3 ($\times 10^{11}$))			
Пролет спутника/ Широта	48.01 $^\circ$ с.ш.	52.96 $^\circ$ с.ш.	61.52 $^\circ$ с.ш.
12.01.2013; 16:20 UT	1,0287	0,9313	1,0287
18.01.2013; 16:00 UT	2,9366	1,2030	0,1486

умеренно спокойной магнитной обстановки (K$\leq$17). В период их прохождения в камчатском регионе отсутствовали сильные землетрясения и сейсмический режим соответствовал фоновому. Это дает возможность надеяться, что если существуют эффекты влияния циклонов на ионосферу, то это влияние не будет замаскировано процессами, происходящими в литосфере сейсмоактивного региона. В левой половине Таблицы 1, обозначенной как "День с циклоном" приведены дата его прохождения, время пролета спутника (UT), суммарный на эту дату трехчасовой индекс магнитной активности (Kp) по магнитной станции "Паратунка". Во второй половине таблицы ("День без циклона") представлена информация ближайшего к циклону опорного дня, по отношению к которому для сравнения определялось меридиональное распределение электронов. Время пролета спутника в опорный день выбиралось максимально близким ко времени пролета в день циклона.

В качестве примера на рис. 2 представлены синоптические карты и томограммы субмеридионального распределения электронов по высоте для двух дней с циклоном (18.01.2013) с циклоном и без него (12.01.2013). На томограммах по оси абсцисс отложена широта в градусах и обозначены станции приема спутниковой информации *Par*, *Ml*, *Ess,* по оси ординат высота в км. Справа от томограммы приведена шкала распределения концентрации электронов. Томограммы снимаются в интервале широт 48.01 $^\circ$-61.52 $^\circ$ с.ш.

В Таблице 2 представлены максимальные значения концентрации электронов для трех выбранных широт 48.01 $^\circ$ с.ш., 52.96 $^\circ$ с.ш. и 61.52 $^\circ$ с.ш. для рассматриваемого циклона и соответствующего опорного дня.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №11-05-00915, по Программе президиума РАН №12-1-П22-01 и целевой программе ДВО РАН "Спутниковый мониторинг Дальнего Востока для проведения фундаментальных научных исследований ДВО РАН".

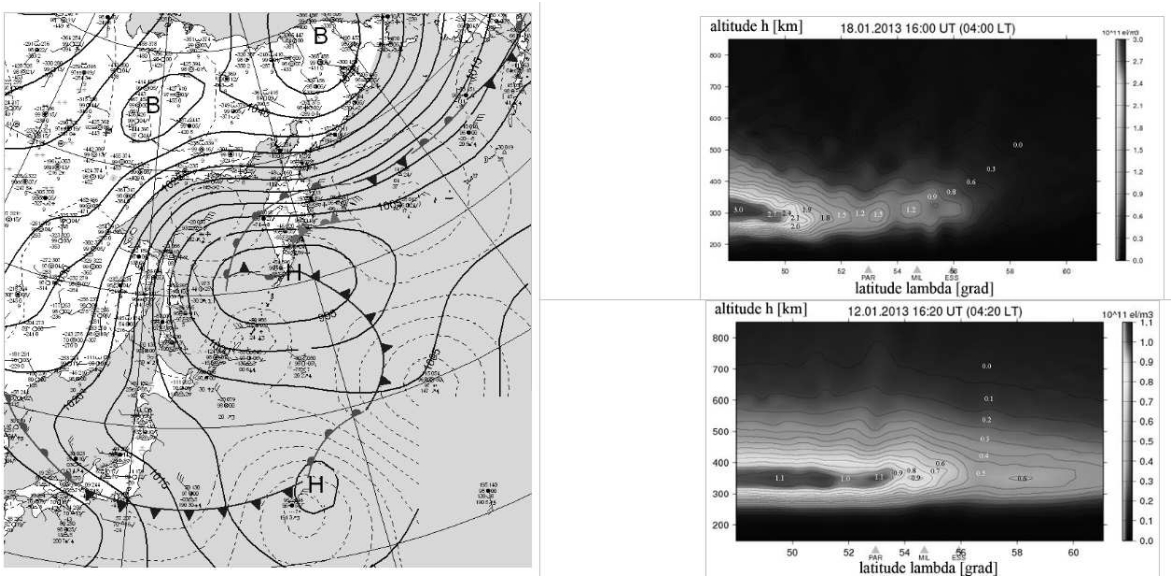


Рис. 2. Циклон 18.01.2013 год. a) Синоптическая карта соответствует 12 UT. Ветер восточного направления достигал 30 м/с на высоте 5 км. Эпицентр циклона располагался в южной части полуострова на $\sim 48^\circ$ с.ш. (12 UT) b) 18.01.2013 г. в 16:00 UT наблюдается турбулизация ионосферной плазмы с ярко выраженным плазменным образованием в интервале широт 48° -49° с.ш. и высот 290-350 км с ростом широты (12.01.2013 г. - опорный день).

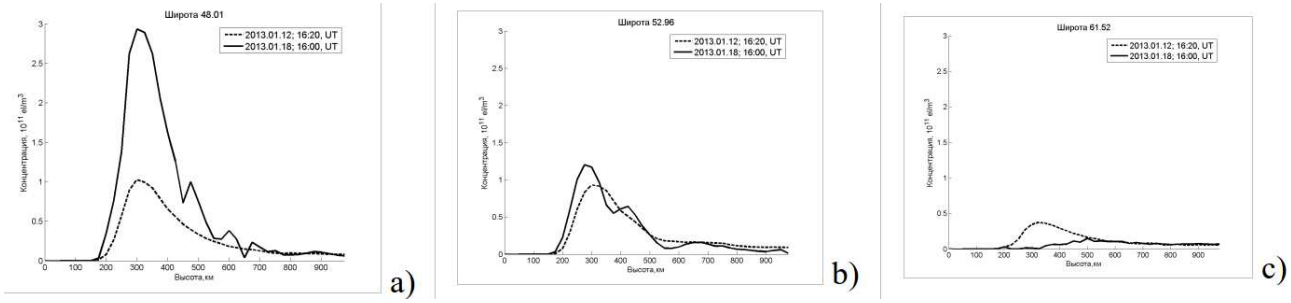


Рис. 3. Разрез распределения плотности электронов в ионосфере для циклона за 18.01.2013 г. в 16:00 UT (04:00 LT) (сплошная линия) для трех широт в сравнении с опорным днем 12.01.2013г. (пунктирная линия).

Выводы

Проведенный анализ развития циклонов показал, что:

- Для пяти из восьми циклонов наблюдается превышение концентрации электронов по сравнению с опорными днями вблизи центра циклона.
- Наибольшая турбулизация ионосферы происходит непосредственно над областью расположения центра циклона, что характеризуется резкими градиентами в распределении электронов.
- Изменение концентрации электронов ионосферы может быть объяснено за счет переноса механического импульса нижележащих слоев ионосферы и нейтральной атмосферы [Данилов и др., 1987] на высоты F-слоя и влиянием АГВ, генерируемых циклоном.
- Необходимо проводить дальнейшие исследования влияния циклона на ионосферу для набора статистики, построения соответствующих физических моделей и выяснения механизма передачи импульса вихревого движения циклона на ионосферные высоты.

Литература

Андреева Е.С., Куницын В.Е., Терещенко Е.Д. Фазоразностная томография ионосферы //Геомагнетизм и аэрономия, 1992. Т32. №1. С104-110.

Ванина-Дарт Л.Б., Романов А.А., Шарков Е.А.Влияние тропического циклона на верхнюю ионосферу по данным томографического зондирования над о-вом Сахалин в ноябре 2007г //Геомагнетизм и аэрономия, 2011. Т51. №6. С790-798.

Данилов А. Д., Казимировский Э. С. и др. Метеорологические эффекты в ионосфере //Гидрометеоиздат,1987.

Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В, Дружин Г. И., Чернева Н. В. Возможные атмосферные эффекты в нижней ионосфере по наблюдениям атмосферных радиошумов на Камчатке во время тропических циклонов //Геомагнетизм и аэрономия. Т.45.№6. С.824-839.2005.

Пулинец С.А., Узунов Д.Л., Давиденко Д.В., Дудкин С.А., Цадиковский Е.И. Прогноз землетрясений возможен?! // "Тровант", 2014. - 144·с.

Романов А.А., Романов А.А, Трусов С.В., Урличич Ю.М. Современные подходы к созданию автоматизированной системы регистрации ионосферных предвестников землетрясений по спутниковым данным //Космонавтика и ракетостроение, 2006. №1. С167-172.

Черниговская М.А., Куркин В.И., Орлов И.И. и др. Исследование связи короткопериодных временных вариаций параметров ионосферы в Северо-Восточном регионе России с проявлениями тропических циклонов // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 5. С. 32–41.

Afraimovich E.L., Voeykov S.V., Ishin A.B., et al. Variations in the total electron content during the powerful typhoon of August 5–11, 2006, near the southeastern coast of China // Geomagnetism and Aeronomy., V. 48. Iss. 5. P. 674–679. 2008.

Baker, Davis, 1965. Ionospheric effects observed around the time of the Alaskan earthquake of March 28, 1964. J. Geophvs. Res. 70: 2251—2253.

Liu Y.-M., Wang J.-S., Suo Y.-C. Effects of typhoon on the ionosphere // Adv. Geosci. 2006. V. 29. P. 351–360.

Prasad S.S., Schneck L.J., Davies K., Ionospheric disturbances by severe tropospheric weather storms. J. At-mos. Terr. Phys., 1975, Vol. 37, pp. 1357-1363.

Rice D.D., Sojka J.J., Eccles J.V., Schunk R.W. Typhoon Melor and ionospheric weather in the Asian sector: A case study // Radio Sci. 2012. V. 47.

Влияние ренгеновского излучения на суточные периоды ОНЧ-излучений

Дружин Г. И., Стасий И. Е.

Введение. Рентгеновское излучение Солнца , является основным фактором, воздействующим на область Д ионосферы[http://ru.wikipedia.org/wiki, 1,2]. Дополнительные слабые источники ионизации: метеориты, сгорающие на высотах 60—100 км, космические лучи, энергичные частицы магнитосферы, заносимые в этот слой во время магнитных бурь, — также вносят некоторый вклад в процесс ионизации области D, которая, в основном, влияет на условия распространения радиоволн в диапазоне очень низких частот

В спектрах принимаемых на Земле ОНЧ излучений могут проявляться суточное вращение Солнца ($\sim$ 27 дней), вращение Луны (29,5 дней), а также недельный цикл, связанный с деятельностью человека [3]. Однако имеются лишь единичные случаи, где бы рассматривались суточные периоды ОНЧ излучений [4].

Целью работы является изучение на больших временных интервалах шумовых и импульсных характеристик ОНЧ сигналов в диапазоне периодов, близких к суточному вращению Земли, а также определение их возможной связи с рентгеновскими источниками излучения. С этой целью мы провели спектральный анализ огибающей ОНЧ излучений по данным регистрации шумовых и импульсных сигналов в диапазоне периодов, близких к суточному вращению Земли.

Аппаратура и методы исследования. Регистрация шумовых излучений проводилась с помощью многоканального ОНЧ-регистратора, расположенного на Камчатке, в экспедиционном пункте "р. Карымшина" (j=$52^0$49' N, l=$158^0$07' E), записывающих огибающую излучений на фиксированных частотах в узких частотных полосах (5% - 10% от центральной частоты). ОНЧ-регистратор состоит из стовитковой рамочной антенны, предварительного усилителя, расположенного непосредственно у основания антенны, кабельной линии связи, устройства фильтрации сигнала, выходного устройства. Рамочная антенна имеет геометрические размеры 7,5x15 м и ориентирована своей плоскостью в направлении восток — запад.

Спектральный анализ огибающей на частотах 0.7, 1.2, 5.3 кГц был выполнен за временной промежуток T=10 лет и были построены периодограммы, близкие к суточному периоду. (рис. 1). На рис. 1 видно, что два основных максимума с периодами 1440 мин (24 ч) и 1436 мин (23ч 56 мин), которые уверенно разделяются (разрешающая способность по периоду составляет 0,4 мин). Первый максимум совпадает с суточным вращением Земли (1440 мин) относительно Солнца, второй — с суточным вращением Земли относительно звезд — 23 часа 56 минут (1436 мин).

Регистрация импульсных излучений от грозовых разрядов проводилась с помощью ОНЧ-пеленгатора, способного принимать сигналы в диапазоне частот от 3 кГц до 60 кГц. ОНЧ-пеленгатор расположен на Камчатке, в с. Паратунка (j=$52^0$58' N, l=$158^0$15' E), на территории ИКИР и состоит из антенной системы, предварительных усилителей, блоков аналоговой и цифровой обработки сигнала. Антенная система состоит из двух взаимноперпендикулярных рамочных антенн и одной штыревой антенны. Регистрировались грозовые разряды при превышении порогового уровня 1 В/м. За 2002 — 2006 гг. подсчитывалось почасовое количество атмосфериков, пришедших с азимутальных направлений: 0^0 — 90^0; 90^0 — 180^0; 180^0 — 270^0;270^0 — 360^0, затем выполнялся спектральный анализ. Периодограммы, полученные с применением ОНЧ пеленгатора, представлены на рис. 2.

На рис. 2 видно, что имеются максимумы амплитуд на периодах 1436 и 1440 мин, которые более отчетливо наблюдаются с азимутального сектора 180^0 — 270^0, то есть с юго-западного направления. Меньшие по амплитуде максимумы — с северо-восточного

(0^0 — 90^0)и северо-западного (270^0 — 360^0) направлений. В этом случае разрешающая способность по периоду составила 0,8 мин.

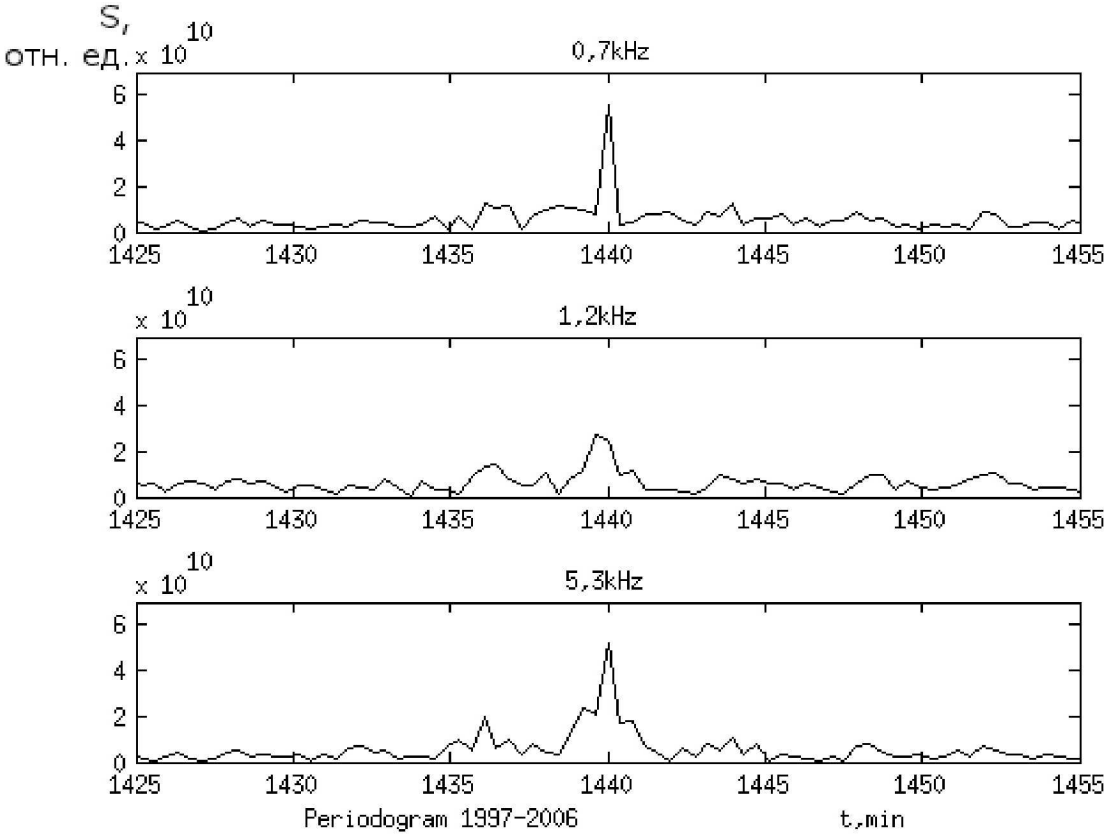


Рис. 1. Периодограммы огибающей ОНЧ-шумов (за 1997-2006 гг.) в трех частотных полосах

Источники излучений. На периодограммах рис. 1 и рис. 2 видно, что явно выделяется составляющая, связанная с излучением галактического происхождения (1436 мин). Причиной появления этой составляющей могут быть рентгеновские источники галактики, воздействующие на области D и E ионосферы. С.Л. Мандельштам
пишет, что у границы земной атмосферы поток рентгеновского излучения Солнца в области 1 — 10 ангстрем составляет 10^{-4} эрг/(см^{2}с), а наиболее сильный источник галактики находится в созвездии Скорпиона и Sco X-1, поток от которого составляет $5{\cdot}10^{-7}$эрг/(см^{2}с). Имеется около сотни дискретных рентгеновских источников. Также рентгеновское излучение наблюдается из рентгеновского хребта Галактики и представляет собой протяженное излучение малой поверхностной яркости, расположенное в виде полосы шириной около 1 – 2 градусов вдоль галактической плоскости [http://ru.wikipedia.org/wiki].

Периодограммы. Приведенные на рис. 1 и рис. 2 периодограммы получены за периоды наблюдения до 2006 г.[4,5] В дальнейшем мы продолжили наблюдения за суточными периодами ОНЧ излучений. На рис. 3 представлены . периодограммы за 2007-2006 гг. в тех же частотных полосах, что и на рис.1. Не смотря на то, что периодограммы получены за более короткий промежуток времени – 3 года, максимумы наблюдаются на тех же, полученных ранее, периодах 1440 и 1436 мин. В этом случае разрешающая способность по периоду составила 1,3 мин.

Заключение. Таким образом, рентгеновское излучение галактики способно влиять на уровень ионизации области D ионосферы и его воздействие привело к появлению максимума в спектре принятого ОНЧ излучения на периоде 1440 мин, связанного с вращение Зели относительно звезд. Полученный результат может способствовать более полному по-

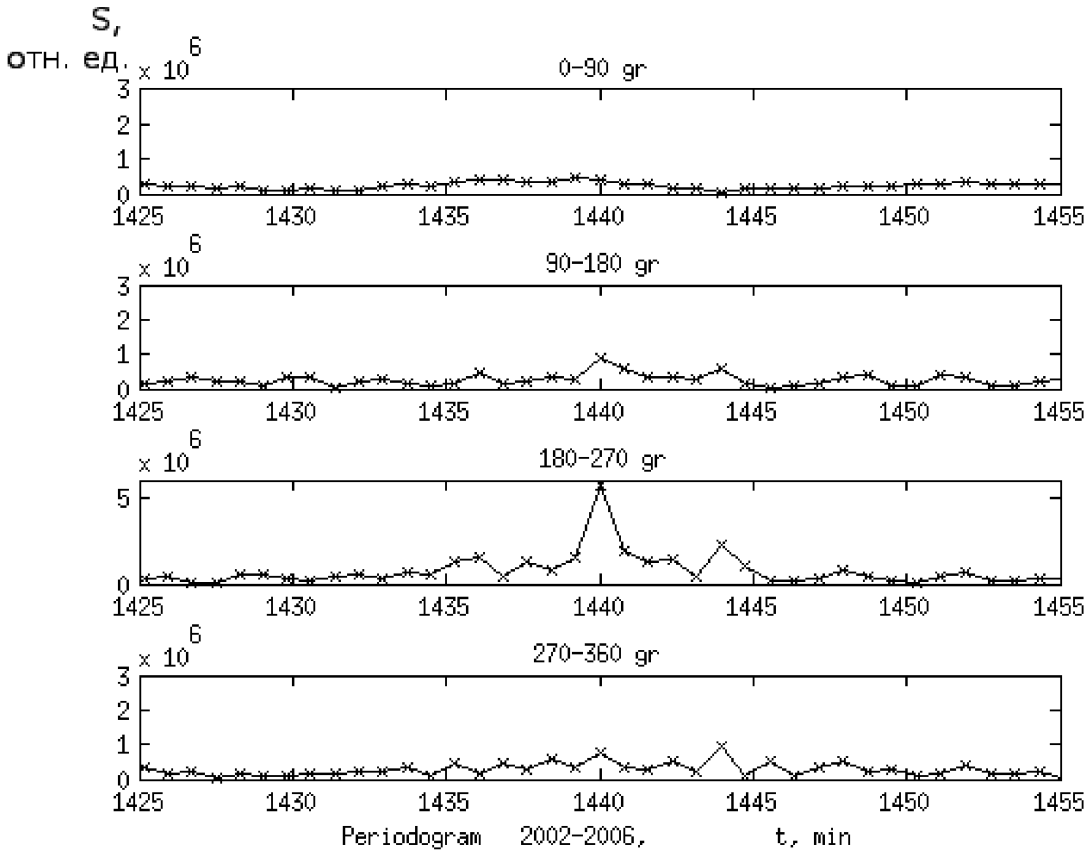


Рис. 2. Периодограммы (за 2002-2006 гг.), полученные с различных азимутальных направлений, с применением ОНЧ-пеленгатора.

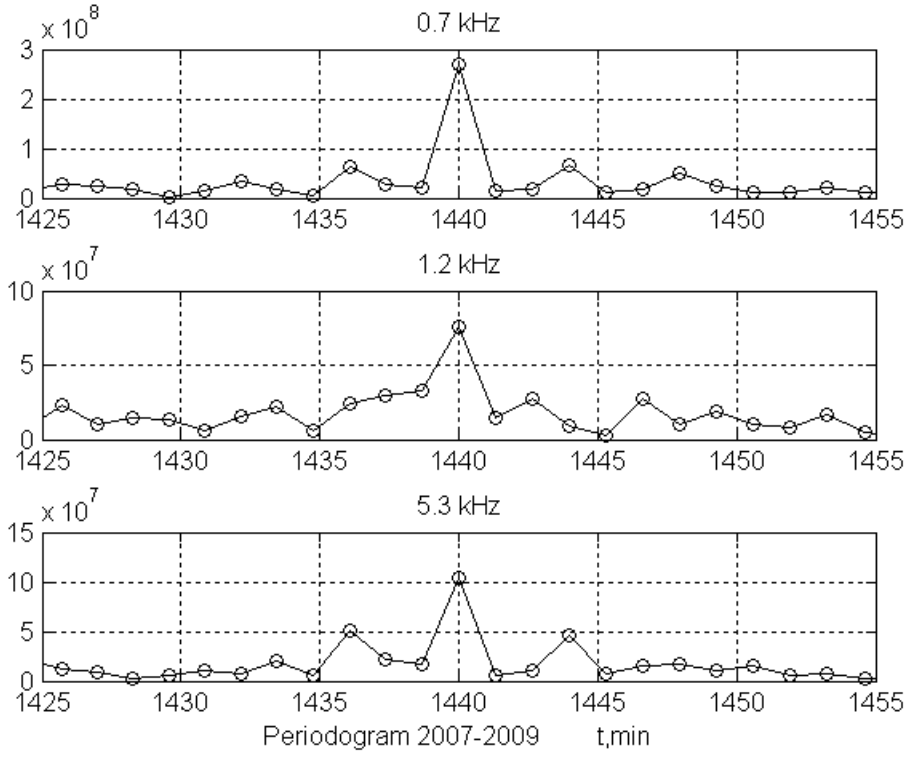


Рис. 3. Периодограммы огибающей ОНЧ-шумов за 2007-2006 гг.

ниманию процессов, влияющих на область D и ионосферы.

Литература

1. Мурзаева Н.Н.// Связь ОНЧ излучения верхней атмосферы с другими геофизическими явлениями. Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР. 1977. С. 21-24.

1. Муллаяров В.А., Каримов Р.Р., Козлов В.И., Мурзаева Н.Н.// Метеорология и гидрология. 1998. №8. С.48-56.

2. КозловВ.И., Муллаяров В.А. Грозовая активность в Якутии. Якутск: изд. ЯФ СО РАН. 2004. 104 с.

3. Дружин Г.И.,Мельников А.Н., Чернева Н.В. Проявление суточных периодов Земли в ОНЧ-излучениях // Доклады Академии Наук, 2014, том 457, No 1, с.92-94

4. Дружин Г.И. Суточные периоды в ОНЧ излучении и их связь с рентгеновским излучением // Международный научно-исследовательский журнал. № 8 (39) ч. 2, сентябрь, 2015.

Выделение и анализ ионосферных возмущений в периоды солнечных событий и геомагнитных бурь

Мандрикова О.В.[1], Полозов Ю.А.[1,2], Соловьев И.С.[1,2], Фетисова Н.В.[1]
[1]Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН
с. Паратунка, Камчатский край, Россия
[2]Камчатский государственный технический университет г. Петропавловск-Камчатский, Россия
e-mail: oksanam1@mail.ru, up_agent@mail.ru, kamigsol@yandex.ru, nv.glushkova@yandex.ru

Введение

В периоды повышенной солнечной активности в регистрируемых ионосферных параметрах могут наблюдаться аномальные изменения, характеризующие процессы в магнитосфере и ионосфере Земли [1, 2, 3]. Аномальные изменения проявляются в виде значительного отклонения (роста или понижения) концентраций электронов по отношению к характерному уровню. Моменты возникновения, относительная величина и временная протяженность ионосферных аномалий зависят от многих факторов. В сейсмоактивных районах Земли ионосферные аномалии также могут быть обусловлены повышенной сейсмической активностью [1, 4]. Несмотря на интенсивное развитие технологий мониторинга околоземного пространства и методов анализа данных, возможности оценки и прогноза состояния ионосферы в настоящее время еще весьма ограничены и развитие эмпирических методик и технических средств по их выделению имеет важное научное и прикладное значение [1, 5].

Задачи анализа состояния ионосферы и выявления аномалий, решаются большим количеством авторов [2, 3, 5, 6, 7, 8]. Среди основных подходов можно выделить традиционный метод скользящей медианы [1, 9], эмпирические модели ионосферы [2, 3, 5, 6, 7], применение нейронных сетей [2, 8, 10], и вейвлет-преобразование [10, 11, 12, 13, 14]. Наиболее разработанной эмпирической моделью ионосферы является Международная справочная ИРИ модель [5], которая основана на широком диапазоне наземных и космических данных. Точность ИРИ модели для оценки параметров в конкретном регионе существенно зависит от наличия в нем регистрируемых данных и может давать результаты с большими отклонениями от экспериментальных данных [5]. С этим связан факт получения более точного прогноза на основе ИРИ модели для средних широт, по сравнению с экваториальными и авроральными широтами. Также в работах [2, 7], показано, что точность ИРИ модели существенно зависит от уровня солнечной активности и убывает с ростом последней. Новые разработки эмпирических моделей с применением нейронных сетей [2, 8] позволяют по сравнению с ИРИ моделью существенно повысить качество прогноза, легко реализуемы в автоматическом режиме и являются достаточно гибкими. Но эти модели относятся к классу моделей «черного ящика», поэтому для описания признакового пространства требуют длинных обучающих выборок, склонны к переобучению и могут показывать непредсказуемые результаты в случае сильно зашумлённых данных. В данной работе применяется комплексный подход, основанный на использовании методов вейвлет-преобразования и их совмещении с классическими авторегрессионными методами и нейронными сетями. В более ранних работах авторов показано [4, 12, 13, 14] что применение классических авторегрессионных методов [15] в комплексе с современными методами распознавания образов позволяет получать достаточно точные оценки, и они легко реализуемы в автоматическом режиме. Но основным преимуществом предлагаемого подхода является математическая обоснованность и как следствие возможность получения результатов с заданной довери-

тельной вероятностью.

Анализ параметров ионосферы в работе выполнялся совместно с данными геомагнитного поля (www.ikir.ru), для обработки которых применялись методы, описанные в работе [16]. Сопоставление полученных результатов производилось с параметрами солнечного ветра (http://www.srl.caltech.edu/ACE/ASC).

Описание методов

1. Модель МКМ-1 временного ряда параметров ионосферы на основе вейвлетов и авторегрессионных моделей.

Шаг 1. На основе кратномасштабных разложений (КМА) временной ряд f_o представляем в виде линейной комбинации разномасштабных составляющих: сглаженной $f[2^{-m}t]$ масштаба m и детализирующих $g[2^j t]$ масштабов $j = \overline{-1,-m}$ [4]:

$$f_o(t) = \sum_{j=-1}^{-m} g[2^j t] + f[2^{-m}t], \tag{1}$$

где $g[2^j t] = \sum_n d_{j,n}\Psi_{j,n}(t)$, $d_{j,n} = \langle f, \Psi_{j,n}\rangle$, Ψ - базисный вейвлет, j - разрешение, $f[2^{-m}t] = \sum_k c_{-m,n}\phi_{-m,n}(t)$, $c_{-m,n} = \langle f, \phi_{-m,n}\rangle$, ϕ - сглаживающая скэйлинг-функция. Нижний индекс 0 соответствует исходному разрешению данных.

Шаг 2. Для полученных компонент ряда $f[2^{-m}t]$, $m = \overline{1,M}$ выполняем идентификацию авторегрессионных моделей (процедура идентификации подробно описана в работах [12, 14]).

Шаг 3. Выполняем объединение полученных моделей в общую многокомпонентную конструкцию (модель МКМ-1), описывающую временной ход данных:

$$f_o(t) = \sum_{\mu=\overline{1,T}} \sum_{k=\overline{1,N_j^\mu}} s_{j,k}^\mu b_{j,k}^\mu(t), \tag{2}$$

где $s_{j,k}^\mu = \sum_{l=1}^{p_j^\mu} \gamma_{j,l}^\mu \omega_{j,k-l}^\mu - \sum_{n=1}^{h_j^\mu} \theta_{j,n}^\mu a_{j,k-n}^\mu$ - оценочное значение μ-ой компоненты; p_j^μ, $\gamma_{j,l}^\mu$ - порядок и параметры авторегрессии μ-ой компоненты; h_j^μ, $\theta_{j,k}^\mu$ - порядок и параметры скользящего среднего μ-ой компоненты; $\omega_{j,k}^\mu = \bigtriangledown^{\nu^\mu}\beta_{j,k}^\mu$; ν^μ – порядок разности μ-ой компоненты; $\beta_{j,k}^1 = c_{j,k}$, $\beta_{j,k}^\mu = d_{j,k}$, $\mu = \overline{2,T}$; T – количество моделируемых компонент; $a_{j,k}^\mu$ – остаточные ошибки модели μ-ой компоненты; N_j^μ – длина μ-ой компоненты; $b_{j,k}^1 = \phi_{j,k}$ – масштабирующая функция; $b_{j,k}^\mu = \Psi_{j,k}$, $\mu = \overline{2,T}$ – вейвлет-базис μ-ой компоненты.

В период аномального поведения параметров ионосферы произойдет изменение их структуры, и, как следствие, возрастут ошибки моделей МКМ. Поэтому процедура выделения аномалий построена на проверке следующего условия:

$$\varepsilon_\mu = \sum_{q=1}^{Q_\mu} |a_{j,k+q}^\mu| > T_\mu, \tag{3}$$

где Q_μ – длина упреждения данных на основе модели μ-ой компоненты; $a_{j,k+q}^\mu = s_{j,k+q}^{\mu,fact} - s_{j,k+q}^{\mu,forecast}$ – остаточные ошибки модели μ-ой компоненты в точке $k+q$, T_μ – пороговое значение μ-ой компоненты, определяющее наличие аномалии.

2. Модель МКМ-2 временного ряда параметров ионосферы на основе вейвлетов и нейронных сетей

Шаг 1. На основе КМА (см. представление (1)) получаем сглаженную компоненту $f[2^{-m}t]$ ряда f_OF2. Для исключения влияния краевого эффекта к исходному набору данных добавляем зеркальные отрезки (на основе зеркального отображения функции) длительностью $2^{-m} * q$ отсчетов (размер окрестности, содержащей краевой эффект, на масштабном уровне $-m$ определяется по формуле $h_{-j} = 2^{-m} * q$, где q – размер носителя используемого вейвлета).

Шаг 2. Выполняем вейвлет-восстановление компоненты $f[2^{-m}t]$ до исходного разрешения, удаляем зеркальные отрезки и получаем ее представление в виде:$f_0(t) = \sum_k c_{0,k}\phi_{0,k}(t)$.

Шаг 3. Полученный вектор коэффициентов $\{c_{0,k}\}_{k=1}^{K}$, где K – длина вектора, делим на блоки: $\{c_{0,k}\}_{k=1}^{S}, \{c_{0,k}\}_{k=2}^{S+1}, ..., \{c_{0,k}\}_{k=K-S}^{K}$. Длина блока $S = 24$ (определялась в соответствии с суточным ходом часовых данных f_OF2). Используя полученные блоки, формируем нейронную сеть (процедура построения нейронной сети описана в работе [17]). Критерием качества обучения сети является: $E_A = \left(\frac{1}{R}\sqrt{\sum_{r=1}^{R} e_{A,r}^2(l)}\right) < \varepsilon_A$, где $\varepsilon_A > 0$ - наперед заданное значение, $e_{A,r}(l) = \hat{c}_{0,l}^r - c_{0,l}^r$ – ошибка решения в дискретный момент времени l с шагом упреждения r, $c_{0,l}^r$ – желаемое, $\hat{c}_{0,l}^r$ – действительное выходное значение сети, R – длина выходного вектора сети. Применение нейронной сети позволяет воспроизводить характерные вариации ряда f_OF2. В период аномальных изменений ошибки нейронной сети возрастут, и операция их выделения может быть основана на проверке условия: $E_A = T$, где T – пороговое значение, определяющее наличие аномалии. В работе модели МКМ строились отдельно для каждой станции регистрации данных. Учитывая сезонные изменения хода f_OF2, данные за разные сезоны моделировались отдельно. Поскольку состояние ионосферы находит отражение в геомагнитном поле, с целью моделирования характерного хода f_OF2 в оценках использовались ионосферные данные за временные интервалы относительно спокойного геомагнитного поля (интервалы, в которые суммарный за сутки К-индекс не превышает значения 18). **Для детального анализа ионосферных параметров** использовались вычислительные решения, основанные на непрерывном вейвлет-преобразовании [18]

$$(W_\Psi f)(b,a) := |a|^{-1/2} \int_{-\infty}^{\infty} f(t)\Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt,$$

Ψ - вейвлет, $f \in L^2(R),\ a, b \in R,\ a \neq 0$.

Если в качестве f рассматривать временной ряд f_OF2 , выделение ионосферных аномалий может быть основано на применении следующего решающего правила [12]:

$$P_{T_a}(W_\Psi f_{b,a}) = \begin{cases} W_\Psi f_{b,a}, & \text{если } |W_\Psi f_{b,a} - W_\Psi f_{b,a}^{med}| \geq T_a \\ 0, & \text{если } |W_\Psi f_{b,a} - W_\Psi f_{b,a}^{med}| < T_a \end{cases}, \tag{4}$$

где порог $T_a = U * St_a$ - определяет наличие аномалии на масштабе a вблизи точки ξ содержащейся в носителе $\Psi_{b,a}$, U – коэффициент порога (в работе в периоды лет с низкой солнечной активностью использовался коэффициент порога $U = 2$, в периоды с высокой солнечной активностью $U = 2.5$), $St_a = \sqrt{\frac{1}{\Phi-1}\sum_{u=1}^{\Phi}(W_\Psi f_{b,a} - \overline{W_\Psi f_{b,a}})^2}$, $\overline{W_\Psi f_{b,a}}$ и $W_\Psi f_{b,a}^{med}$ - среднее значение и медиана, определяемые в скользящем временном окне длины Φ.

Интенсивность аномалии в момент времени $t = b$ оценивалась в работе как

$$I_b = \sum_a \frac{|P_{T_a}(W_\Psi f_{b,a})|}{\|W_\Psi f_{b,a}\|_2}, \tag{5}$$

где норма $\|W_\Psi f_{b,a}\|_2 = \sqrt{\sum_{N_a}(P_{T_a}(W_\Psi f_{b,a}))^2}$, N_a - длина ряда на масштабе a.

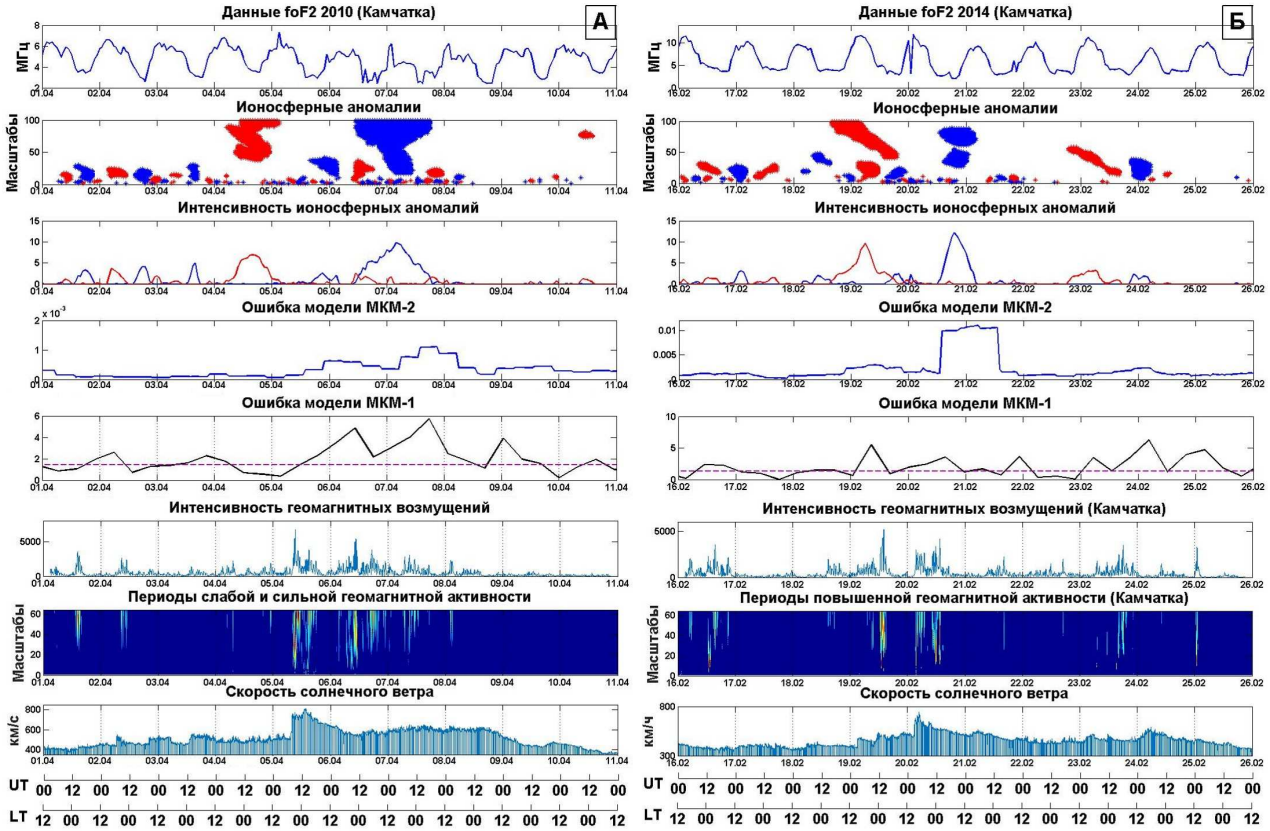


Рис. 1. Результаты обработки данных за периоды: А - 01.04-10.04 2010 г.; Б - 16.02-26.02 2014г.

Результаты анализа данных

В обработке использовались часовые данные параметров ионосферы (www.ikir.ru) и данные магнитометров (http://www.ikir.ru:8180/observ). На рис.1 показаны результаты применения описанных методов на примере событий 5-6 апреля 2010г. и 19-20 февраля 2014 г. В анализируемый период 01.04-10.04 2010 г. (рис. 1А) произошла сильная магнитная буря, которая была зафиксирована на поверхности Земли в 08.26 UT как внезапное начало SC. По результатам обработки ионосферных данных 4 апреля с 05.00 UT и до момента начала магнитной бури в ионосферных параметрах наблюдались аномальные возрастания (положительная фаза ионосферной бури, показана на рис. 1А красным цветом). Анализ показывает, что наибольшей интенсивности ионосферные возмущения достигли в утреннее время LT. В период бури произошло существенное понижение электронной концентрации, и возникла отрицательная фаза ионосферной бури (показана на рис. 1А синим цветом), длительность которой составила около 30 часов. По результатам обработки магнитных данных наиболее сильные возмущения геомагнитного поля происходили 5-6 апреля в период отрицательной фазы ионосферной бури. Магнитная буря, произошедшая 19-20 февраля 2014 г., на станции Паратунка (Камчатка) была зарегистрирована 19 февраля в 12:30 UT (рис. 1Б). Накануне события в период с 16.00 UT 18 февраля по 19.00 UT 19 февраля в районе Камчатки в ионосферных параметрах наблюдаются аномальные возрастания (на рис. 1Б показано красным цветом). Максимальные значения интенсивности ионосферных возмущений зафиксированы 19 февраля в 06:00 UT. К концу суток 19 февраля произошло понижение электронной концентрации, и возникла отрицательная фаза ионосферной бури, которая наибольшей интенсивности достигла в период с 13.00 UT 20 февраля по

04.00 UT 21 февраля (показана на рис. 1Б синим цветом). В периоды аномального поведения ионосферы наблюдаются наибольшие возмущения в геомагнитном поле: 19 февраля в период с 12:30 UT по 15:30 UT и 20 февраля с 03:30 UT до 13:30 UT.

Выводы

Применение комплексных средств позволило детально проанализировать режим ионосферы и до моментов начала магнитных бурь выделить периоды аномального повышения электронной плотности (предбуревые ионосферные повышения). Выделенные аномальные эффекты, имели длительность от нескольких часов до 1,5 суток и наблюдались на различных станциях, что характеризует их крупные пространственно-временные масштабы. Выделенным ионосферным аномалиям в настоящее время уделяется особое внимание [19, 20]. Выполненный в данной работе анализ подтверждает предположение, сделанное в обзоре [20] о том, что подобные ионосферные эффекты связаны с неким каналом проникновения энергии из межпланетного пространства и магнитосферы и имеют солнечную природу. В этом случае данные эффекты могут служить сигналом о предстоящей геомагнитной буре, что важно для задач прогноза космической погоды [19, 20].

Работа поддержана грантом РНФ № 14-11-00194. Авторы благодарят институты, поддерживающие станции регистрации ионосферных параметров и магнитные обсерватории, данные которых были использованы в исследовании.

Литература

[1] Afraimovich E. L. et al., "The use of GPS arrays in detecting the ionospheric response during rocket launchings", *Earth, Planets and Space*, **52**:11 (2000), 1061-1066.

[2] Nakamura E., Maruyama T., Shidama Y., "Using a neural network to make operational forecasts of ionospheric variations and storms at Kokubunji, Japan", *Journal of the National Institute of Information and Communications Technology*, **56** (2000), 391-406.

[3] Watthanasangmechai K. et al., "TEC prediction with neural network for equatorial latitude station in Thailand", *Earth, Planets and Space*, **64** (2012), 473-483.

[4] Mandrikova O. V., Glushkova N. V., Zhivet'ev I. V., "Modeling and analysis of ionospheric parameters by a combination of wavelet transform and autoregression models", *Geomagnetism and Aeronomy*, **54**:5 (2014), 638-645.

[5] Bilitza D., Reinisc B. W., "International Reference Ioinosphere 2007: Improvements and new parameters", *Advances in space research*, **42** (2008), 599-609.

[6] Klimenko M. V., "Numerical modeling of the global ionospheric effects of storm sequence on September 9–14, 2005–comparison with IRI model", *Earth, Planets and Space*, **64**:6 (2012), 433-440.

[7] Oyekola O. S., Fagundes P. R., "Equatorial F2-layer variations: Comparison between F2 peak parameters at Ouagadougou with the IRI-2007 model", *Earth, Planets and Space*, **64**:6 (2012), 553-566.

[8] Zhao X. et al., "A prediction model of short-term ionospheric foF2 based on AdaBoost", *Advances in Space Research*, **53**:3 (2012), 387-394.

[9] Kakinami Y. et al., "Ionospheric electron content anomalies detected by a FORMOSAT-3/COSMIC empirical model before and after the Wenchuan Earthquake", *International Journal of Remote Sensing*, **31**:13 (2010), 3571-3578.

[10] Mandrikova O. V., et al., "Method of detection of abnormal features in ionosphere critical frequency data on the basis of wavelet transformation and neural networks combination", *A Journal of Software Engineering and Applications*, **5**:12B (2012), 181-187.

[11] Kato H. et al., "Development of automatic scaling software of ionospheric parameters", *Journal of the National Institute of Information and Communications Technology*, **56** (2009), 465-474.

[12] Mandrikova O. V., et al., "Method for modeling of the components of ionospheric parameter time variations and detection of anomalies in the ionosphere", *Earth, Planets and Space*, **67** (2015).

[13] Mandrikova O. V., Glushkova N. V., Polozov Yu. A., "Simulation and analysis of time variations in ionospheric parameters on the basis of wavelet transform and multicomponent models", *Pattern Recognition and Image Analysis*, **25**:3 (2015), 470-480.

[14] Mandrikova O. V., et al., "Ionospheric parameter modelling and anomaly discovery by combining the wavelet transform with autoregressive models", *Annals of geophysics*, **58**:5 (2015).

[15] Box G. E. P., Jenkins G. M., *Time Series Analysis Forecasting and Control*, Holden-Day, San Francisco, 1970, 537 с.

[16] Mandrikova O. V., Solovev I. S., Zalyaev T. L., "Methods of analysis of geomagnetic field variations and cosmic ray data", *Earth, Planets and Space*, **66** (2014).

[17] Мандрикова О. В., Полозов Ю. А., "Метод выделения аномальных особенностей в данных критической частоты ионосферы на основе совмещения вейвлет-преобразования и нейронных сетей", *Цифровая обработка сигналов*, **2** (2012), 29-35 [Mandrikova O. V., Polozov Yu. A., Metod vydeleniya anomal'nykh osobennostey v dannykh kriticheskoy chastoty ionosfery na osnove sovmeshcheniya veyvlet-preobrazovaniya i neyronnykh setey, Tsifrovaya obrabotka signalov, 2 (2012), 29-35 (in Russian)].

[18] Mallat S., *A wavelet tour of signal processing*, Academic Press, London, 1999, 637 с.

[19] Buresova D., Laštovička J., "Pre-storm enhancements of foF2 above", *Advances in Space Research*, **39** (2007), 1298–1303.

[20] Danilov A. D., "Ionospheric F-region response to geomagnetic disturbances", *Advances in Space Research*, **52**:3 (2013), 343–366.

Динамика вариаций параметров сигналов радионавигационных станций в ОНЧ диапазоне

Виляев А. В., Жантаев Ж. Ш., Акбергенов Е. М.
ДТОО Институт ионосферы АО "Национальный центр космических исследований и технологий" г. Алматы, Республика Казахстан
vilayev@gmail.com

Введение. Способность сверхдлинных волн распространяться на значительные расстояния позволяет использовать удаленные передающие радиостанции, работающие в диапазоне очень низких частот 3-30 кГц, для зондирования нижних слоев атмосферы и ионосферных возмущений по трассе распространения сигнала. К настоящему времени накоплен значительный объем данных наблюдений за вариациями распространения радиоволн различной природы в диапазоне очень низких частот (ОНЧ) [1-4 и др.]. Отмечается, что амплитуды сигналов зависят от пространственно-временных изменений плотности электронов в ионосфере, связанных с уровнем солнечной активности, временами года и суток и контролируются для ОНЧ волн параметрами ионосферной области D на высотах 60-80 км. Изменения параметров приземной атмосферы, вызванные прохождением солнечного терминатора, также влияют на прохождение сигналов радиолокационных станций дальнего обнаружения [5-6].

Цель настоящей работы состояла в изучении вариаций характеристик сигналов радионавигационных станций в диапазоне очень низких частот, измеренных на годовом временном интервале, и определение их возможной связи с изменениями параметров геомагнитного поля. В работе приводятся результаты анализа записей амплитуды сигналов четырех радионавигационных станций в диапазоне частот 18.2 – 23.4 кГц, полученных в г. Алматы. Анализируются особенности сезонного хода суточных амплитуд от летних месяцев к зимним. Рассматривается амплитудный спектр зарегистрированных сигналов и их связь с вариациями геомагнитного поля по данным геомагнитной обсерватории “Алма-Ата”.

Методика эксперимента и обработки данных. В качестве экспериментальных данных использовались 10-секундные записи сигналов радионавигационных станций (табл.) за период с мая 2015 по апрель 2016 гг. в пункте регистрации на территории геомагнитной обсерватории “Алма-Ата”, координаты 43.25 ° N, 76.95 ° E.

Таблица 1. Станции радионавигации в ОНЧ диапазоне

Частота	Код	Расположение	Широта	Долгота
18.2 кГц	INS	Kattabomman Vijayanarayanam, India	8.387018 N	77.752841 E
22.1 кГц	GBZ	Skelton, UK	54.731929 N	2.883359 W
22.2 кГц	JJI	Ebino, Japan	32.092247 N	130.829095 E
23.4 кГц	DHO38	Rhauderfehn, Germany	53.087341 N	7.608652 E

ОНЧ регистратор [7] имеет активную штыревую мини-антенну, размещенную на высоте 4.5 м, соединенную коаксильным кабелем с предварительным усилителем; узкополосный частотный фильтр, демодулятор, аналоговый преобразователь с записью оцифрованных значений на персональный компьютер.

Для выявления внутригодовых сезонных изменений суточных вариаций проводилось усреднение амплитуд радиосигналов для каждого часа для всех суток наблюдений по отдельным месяцам. В результате получены формы среднесуточного сигнала за сутки для соответствующего месячного периода. Также рассматривались вариации сигналов, приходящих по разным трассам, однако выявить значимые различия от направления распространения по азимуту не удалось. Для разных передатчиков вариации амплитуды и

формы сигналов оказались идентичными и не зависящими от сезона и времени суток, что, возможно, определяется методикой осреднения. Для выделения более тонких характеристик необходимы дальнейшие исследования.

Изучение динамики спектра частотных вариаций выполнялось по исходным нефильтрованным данным методом Фурье по алгоритму БПФ для каждого месяца наблюдений. Для определения сезонных особенностей изменения сигналов сопоставлялись их спектры в летний и зимний периоды года.

Результаты и анализ

Выделены устойчивые сезонные и суточные вариации принимаемых радиосигналов. Суточные изменения амплитуды радиосигнала на частоте 18.2 кГц для передающей радиостанции INS (Индия) представлены на рис. 1. Следует отметить их выраженную асимметрию для летних месяцев с двумя минимумами примерно в 4 ч и в 12 ч UT, обусловленную значительными утренним и вечерним градиентами в изменениях поглощаемой солнечной радиации и резким изменением высоты волновода ионосферной D области [5].

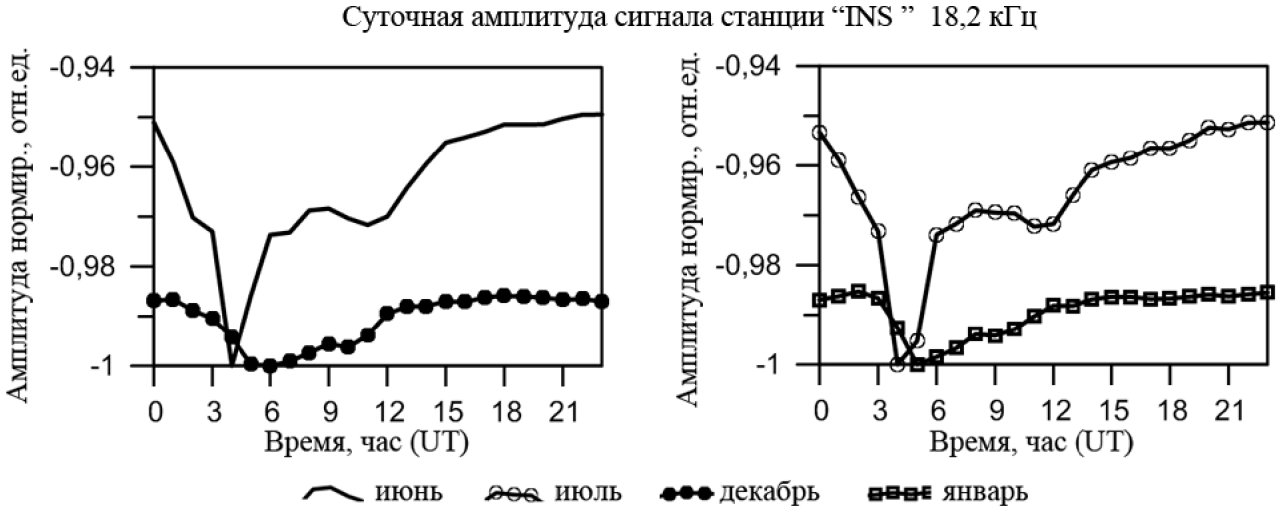


Рис. 1. Среднесуточные значения амплитуды радиосигналов, нормированные на максимум сигнала, в летнее и зимнее время года.

В суточных изменениях амплитуды радиосигнала наблюдается его увеличение в ночное время для летних месяцев в 1.9 раза, для зимних месяцев – в 1.2 раза.

Слабая выраженность утреннего суточного минимума амплитуды сигнала и временной сдвиг его относительно летнего в 1.5-2 часа объясняется понижением вертикального градиента в распределении электронной концентрации нижней ионосферы вследствие уменьшения зенитного угла Солнца от летних месяцев к зимним [3]. Вечерний минимум зимой практически не наблюдается.

Динамика сезонных суточных вариаций радиосигналов представлена на рис 2. Обнаруживается тенденция повышения уровня сигнала в зимние месяцы по сравнению с летними. Это может быть связано с уменьшением эффективности ионизации D области ионосферы от июня к декабрю [3], что приводит к уменьшению коэффициента затухания радиоволн рассматриваемого диапазона в 1.3 раза.

Спектральный состав возмущений амплитуд ОНЧ радиосигналов сопоставлялся с вариациями геомагнитного поля по данным геомагнитной обсерватории "Алма-Ата" сети "INTERMAGNET". На рис. 3 представлены записи сигналов радиостанций GBZ на частоте 22.1 кГц и DHO38 на частоте 23.4 кГц, нижняя кривая – вариация вертикальной компоненты геомагнитного поля за период май 2015 г. Отмечается синхронизация в вариациях амплитуды регистрируемых сигналов передающих станций.

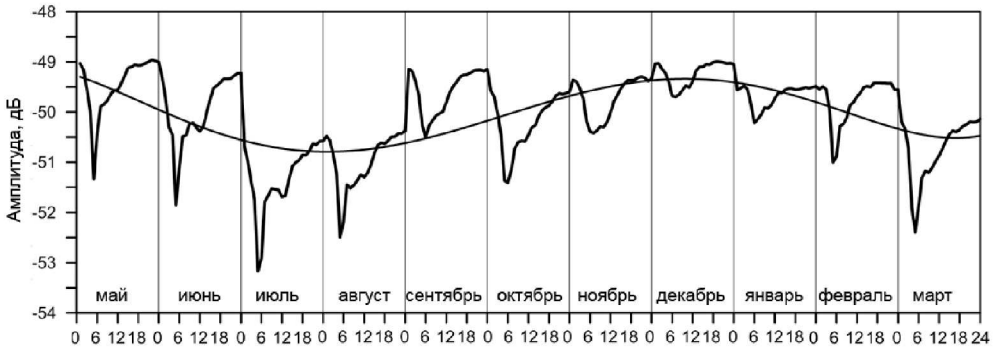


Рис. 2. Сезонное изменение амплитуды среднесуточного сигнала 18.2 кГц радиостанции INS, Индия

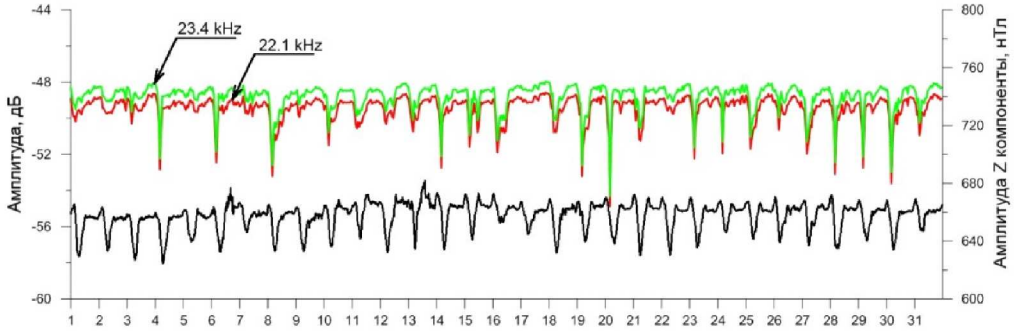


Рис. 3. Вариации в записях амплитуд ОНЧ сигналов и геомагнитного поля в мае 2015 г.

Результаты спектрального анализа показывают, что в изменениях уровня ОНЧ сигнала, как в летние, так и в зимние месяцы, присутствуют одинаковые гармоники с близкими периодами, наблюдаемые также в вариациях геомагнитного поля (рис. 4). Амплитуды спектральных гармоник вариаций в зимние месяцы примерно в пять раз ниже аналогичных гармоник для летнего времени года, что может быть обусловлено сезонным уменьшением ионизации D области ионосферы.

В диапазоне периодов от первых часов до 30 ч выделены пики ОНЧ сигнала на периодах 1464.7 минут (24.4 ч), 1417.4 мин. (23.6 ч), 720.3 мин. (12 ч), 482.9 мин. (8 ч) и 360.2 мин. (6 ч). В спектре вариаций вертикальной компоненты геомагнитного поля в рассматриваемом диапазоне периодов присутствуют гармоники с периодами 1456.4 мин. (24.3 ч), 1424.7 мин. (23.7 ч), 720.2 мин. (12 ч), 481.9 мин. (8 ч).

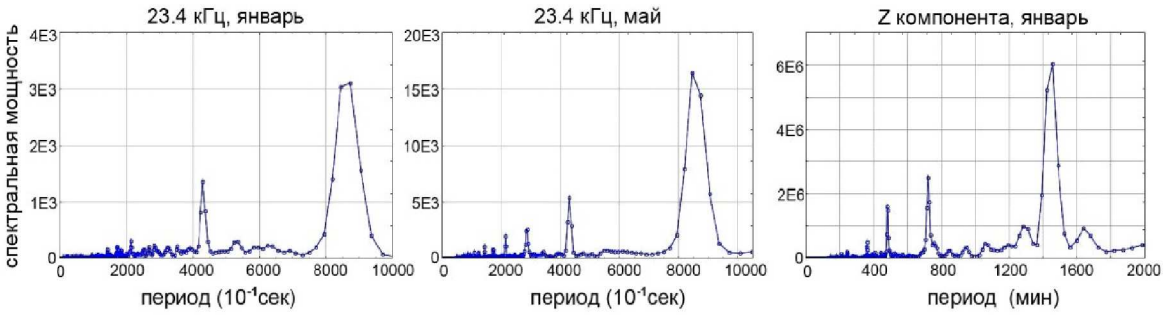


Рис. 4. Спектры мощности вариаций ОНЧ сигнала на частоте 23.4 кГц и вариаций Z компоненты магнитного поля.

Два максимума в суточной периодичности, выделенные в вариациях ОНЧ сигнала на периодах 1464 и 1417 мин. и в вариациях Z компоненты геомагнитного поля (1456 мин

и 1424 мин.), могут быть обусловлены наложением комбинационных частот при нелинейном взаимодействии двух близких по частоте физических процессов в ионосфере Земли. Экспериментально и теоретически показано [1], что в спектрах ОНЧ шумов имеются максимумы, которые совпадают с суточными периодами вращения Земли относительно Солнца (1440 мин) и относительно звезд (1436 мин). Можно предположить, что в зарегистрированных изменениях сигналов ОНЧ излучений проявляется влияние на область D ионосферы рентгеновского излучения Солнца и галактических рентгеновских источников.

Заключение

В суточных вариациях регистрируемых ОНЧ сигналов от радионавигационных станций в диапазоне частот 18.2, 22.1, 22.2, 23.4 кГц выделена их асимметрия для летних месяцев с двумя минимумами амплитуды в 4 и 12 ч UT. Такая асимметрия может быть обусловлена эффектами увеличения утреннего и вечернего градиентов поглощаемой солнечной радиации и резкими изменениями высоты волновода ионосферной D области. В течение суток наблюдается увеличение амплитуды сигнала в ночное время для летних месяцев в 1.9 раза, для зимних месяцев – в 1.2 раза.

Понижение градиента электронной концентрации в нижней ионосфере вследствие уменьшения зенитного угла Солнца от лета к зиме обуславливает слабую выраженность утреннего суточного минимума амплитуды сигнала и его временной сдвиг в 1.5-2 часа относительно летнего минимума. Вечерний минимум зимой практически не наблюдается.

Обнаружена тенденция повышения амплитуды сигнала в зимние месяцы по сравнению с амплитудами в летние месяцы, связанная с уменьшением эффективности ионизации D области ионосферы от июня к декабрю, что приводит к уменьшению коэффициента затухания радиоволн рассматриваемого диапазона в 1.3 раза.

Выделены два максимума в суточных вариациях ОНЧ сигнала на периодах 1464 и 1417 мин. и в вариациях Z компоненты геомагнитного поля (1456 мин. и 1424 мин.), которые могут быть комбинационными частотами при нелинейном взаимодействии области D ионосферы, рентгеновского излучения Солнца и галактических рентгеновских источников.

Литература

1. Дружин Г.И. Суточные периоды в ОНЧ излучении и связь их с рентгеновским излучением // Международный научно-исследовательский журнал. - 2015. - № 8(39). - С. 98-100.

2. Дружин Г.И., Мельников А.Н., Чернева Н.В. Проявление суточных периодов Земли в ОНЧ-излучениях // ДАН. - 2014. - Т. 457. - № 1. - С. 92-94.

3. Каримов Р.Р., Козлов В.И., Корсаков А.А., Муллаяров В.А., Мельчинов В.П. Вариации параметров сигналов радионавигационных станций, регистрируемых в Якутске в диапазоне очень низких частот // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. - 2012. - Т. 9. - № 4. - С. 57-62.

4. Каримов Р.Р., Муллаяров В.А., Козлов В.И. Исследование связи долгопериодных вариаций интенсивности ОНЧ-шумов грозовой природы с вариациями плотности солнечного ветра //Вестник ЯГУ. – 2006. – Т. 3. - № 2. – С.27-31.

5. Сомсиков В.М. Солнечный терминатор и динамика атмосферы. Алма-Ата: Наука, 1983. - 192 с.

6. Сомсиков В. М., Андреев А. Б., Жумабаев Б. Т., Соколова О. И. Анализ суточной динамики спектра вариаций геомагнитного поля // Геомагнетизм и аэрономия. - 2011. - Т. 51. - № 1. - С. 68–72.

7. http://www.inflamo.org/technical-background.html

Естественное импульсное электромагнитное поле Земли по наблюдениям в Бурятии

Дружин Г. И.[1], Башкуев Ю. Б.[2], Нагуслаева И. Б.[2], Чернева Н. В.[1], Шевцов Б. М.[1]

[1]Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с.Паратунка, Камчатский край

[2]Институте физического материаловедения СО РАН г. Улан-Уде

drug@ikir.ru buddich@mail.ru idam@mail.ru nina@ikir.ru bshev@ikir.ru

Введение

Грозовая активность является опасным явлением. Информацию о грозах можно использовать в различных областях человеческой деятельности. Молниевые разряды могут наносить значительный ущерб за счет наведенных токов в линиях электропередач и кабельных линиях связи. Информация о грозах важна для обеспечение безопасности полетов самолетов, судов, находящихся в море, предупреждение лесных пожаров от грозовой активности. Например, в [http://www.altesmedia.ru/index.php/component/k2/item/797-grozy-stali-prichinoj-pozharov
-v-zabajkalskom-natsionalnom-parke] пишется, что в июле 2015 г. "в Бурятии лесные пожары зарегистрированы на территории Забайкальского национального парка. По данным Республиканского агентства лесного хозяйства, причиной возгораний на охраняемых территориях стали сухие грозы, сообщает ТАСС".

Для исследования грозовой активности создана Всемирная сеть локализации гроз WWLLN [http://wwlln.com], которая включает в себя около 50 станций, расположенных по всему земному шару. Сеть WWLLN позволяет с хорошей точностью определять местоположения грозовых разрядов. Однако эта сеть регистрирует только мощные грозовые разряды. В отдельных регионах Земли она не может обнаружить некоторые грозы из-за больших расстояний до пунктов регистрации и малым их количеством.

В районах Восточной Сибири инструментальные наблюдения за грозовой активностью проводятся лишь в отдельных регионах [1,2]. Исследование излучений, связанных с естественным импульсным электромагнитным полем Земли (ЕИЭМПЗ), проводится в Забайкалье, в Бурятии. Но в настоящее время имеющиеся там пункты регистрации не входят во всемирную сеть WWLLN, поэтому там нет возможности проводить мониторинг грозовой активности с определением местоположения грозовых источников.

Целью работы является по данным всемирной сети WWLLN и данным регистрации ЕИЭМПЗ на территории Бурятии определить основные характеристики излучений от грозовых источников и показать возможности использования сети WWLLN для мониторинга грозовой активности Бурятии.

Аппаратура и методы исследований

Некоторые результаты исследований и описание сети WWLLN и приведены в **[3].** Регистрация излучений ЕИЭМПЗ проводились в г. Улан-Уде, в Институте физического материаловедения СО РАН (ИФМ СО РАН). Наблюдения за плотностью потока ЕИЭМПЗ проводилось в ОНЧ диапазоне с 31 марта 2008 г. по настоящее время с помощью многоканального геофизического регистратора МГР-01 [4].

По данным регистрации магнитных составляющих ЕИЭМПЗ с направлений север-юг и восток-запад была построена временная зависимость количества импульсов за 2008 –

2015 годы. Годовой ход импульсных разрядов имеет хорошую повторяемость. Наибольшее количество импульсных разрядов наблюдалось летом и достигало 100 000 и более, в зимний же период среднее значение импульсов не превышало нескольких сотен.

Годовой ход

Было замечено, что годовой ход достаточно хорошо повторяется, поэтому для более подробного рассмотрения его был выбран 2013 год и для него построена зависимость количества импульсов, зарегистрированных сетью WWLLN и аппаратурой ЕИЭМПЗ с направлений север-юг и восток-запад (рис.1). Подсчет количества импульсов от гроз по данным сети WWLLN осуществлялся из области, ограниченной координатами (45^0 – 55^0)N, (100^0 – 115^0)E„ в центре которой находился пункт регистрации ЕИЭМПЗ г. Улан-Уде (?=51.83^0, ?=107.62^0).

Из рис. 1 видно, что количество гроз по данным сети WWLLN составляло ∼(1 – 1000) 1/ч, а количество импульсов, принятых аппаратурой ЕИЭМПЗ ∼ (1 – 100000) 1/ч. В основном количество зарегистрированных аппаратурой ЕИЭМПЗ импульсов было на два порядка больше принятых сетью WWLLN.

Разница в количестве регистрируемых излучений между WWLLN и ЕИЭМПЗ объясняется тем, что в зимой местные грозы происходят очень редко и сеть WWLLN их не регистрирует, а аппаратура ЕИЭМПЗ принимает, кроме местных гроз, еще и удаленные грозы, а также излучения от мировых очагов гроз, происходящих в приэкваториальных областях Земли [5]. Ранее грозы от мировых очагов регистрировались даже в более удаленных от экватора северно-восточных регионах России [6].

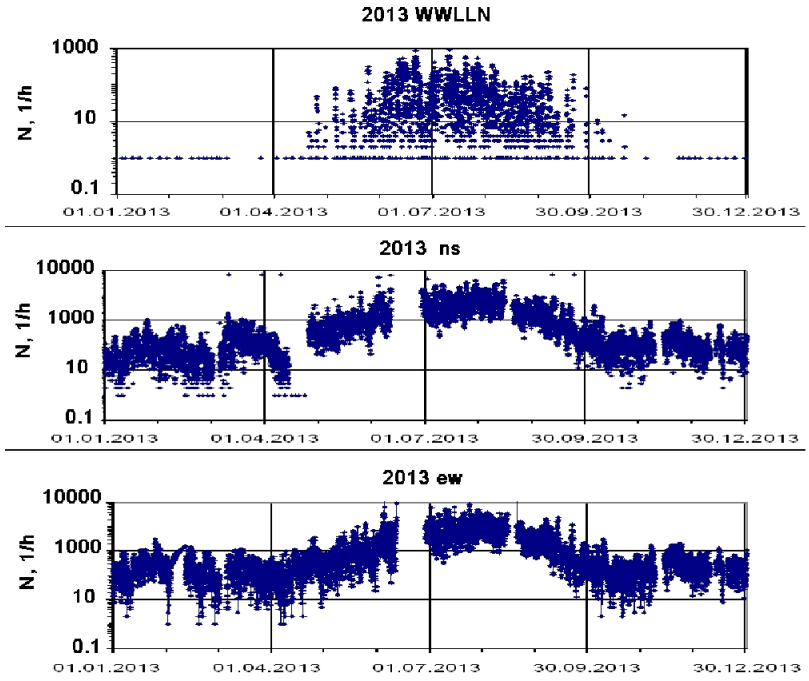


Рис. 1. Грозовые разряды N, зарегистрированные сетью WWLLN (вверху) и аппаратурой ЕИЭМПЗ с направлений север – юг (n-s) и восток – запад (e-w) d 2013 г.

Суточный ход

Суточный ход усредненных за месячный период импульсов, принятых сетью WWLLN и станцией ЕИЭМПЗ, приведен на рис.2, в нижней части которого показан суточный ход ми-

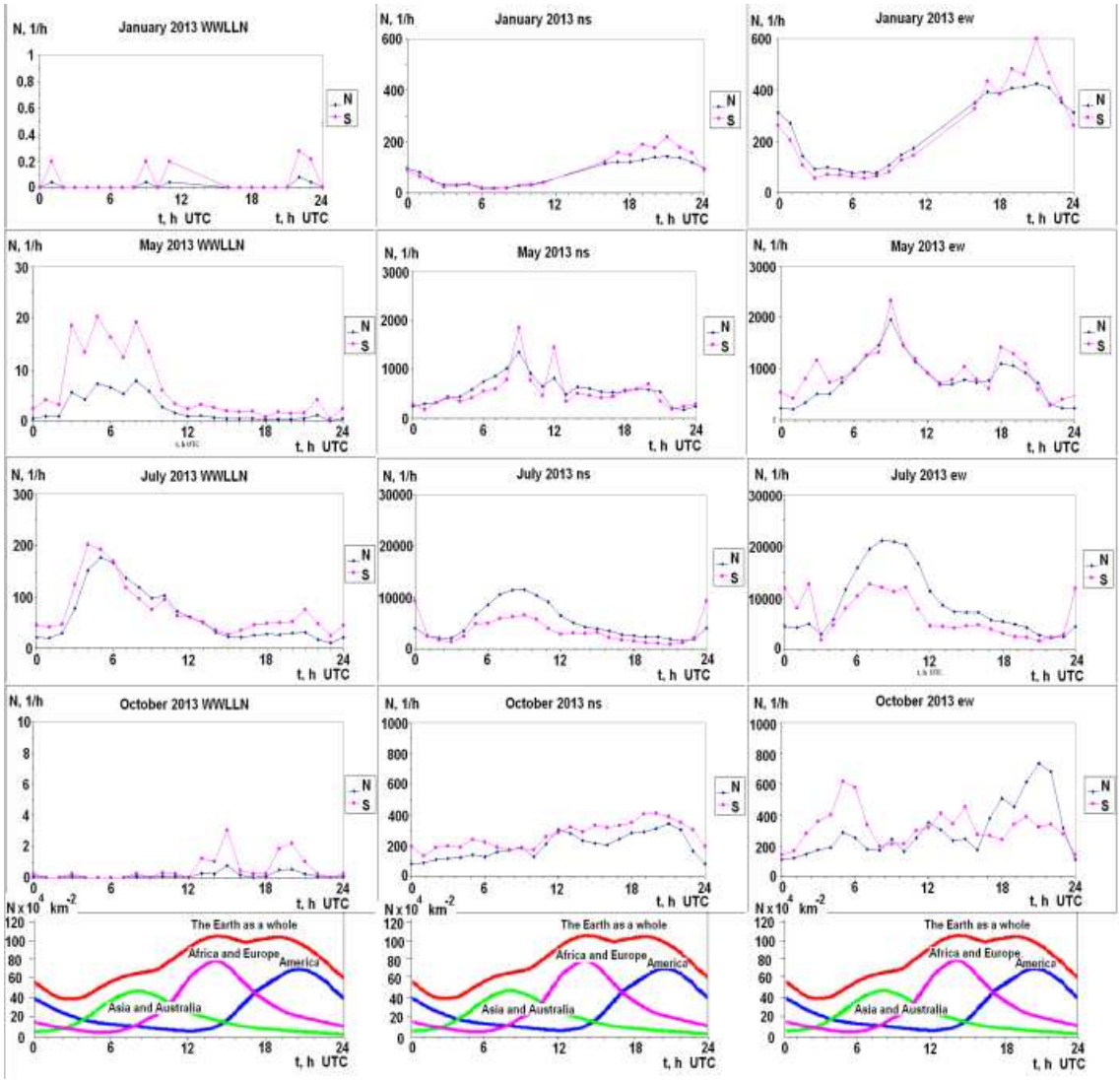


Рис. 2. Суточный ход усредненных за месячный период импульсов, принятых сетью WWLLN и станцией ЕИЭМПЗ в январе, мае, июле, ноябре 2013 г.(N – средние значения, S – среднеквадратичные отклонения). Внизу – суточный ход мировой грозовой активности.

ровой грозовой активности [5]. Видно, что сеть WWLLN в январе зарегистрировала очень малое количество гроз. Практически местные грозы в зимнее время отсутствуют, поэтому явно суточный ход не наблюдается. В это же время аппаратура ЕИ.ЭМПЗ зарегистрировала много излучений. суточный ход прослеживается, максимум излучения наблюдался в $\sim$ 20 ч UTC. Это примерно совпадает с максимумом грозовой активности Американского грозового очага. При этом с направления восток-запад принято значительно больше импульсов, чем с направления север-юг. Это свидетельствует также в пользу приема излучений с Американского грозового очага, который находится в восточном от Бурятии направлении. Имеется еще один меньший по величине максимум в 0 ч UTC, который также совпадает с меньшим по величине максимумом грозовой активности Американского грозового очага.

В мае количество гроз, зарегистрированных сетью WWLLN, заметно возросло и виден явно суточный ход, максимум которого приходится на $\sim$ 6 ч UTC. Это послеполуденное время в Бурятии — 16 ч. LT. Данные ЕИЭМПЗ показывают, что максимальное значение приходится на 9 ч UTC (вечернее время, 19 ч LT). Это расхождение во времени наступления максимумов может быть обусловлено тем, что сеть WWLLN принимает излучения от гроз, находящихся в выделенной области $(45^0 - 55^0)$N, $(100^0 - 115^0)$E, а аппаратура ЕИЭМПЗ регистрирует излучения и вне этой области, в основном из юго-восточных областей. Виден в мае также меньший по величине максимум ЕИЭМПЗ в $\sim$ 19 ч UTC., который практически совпадает с максимумом, зарегистрированном в январе.

В летний период, в июле, наблюдался годовой максимум грозовой активности. Сетью WWLLN зарегистрировано максимальное количество гроз в $\sim$ 5 ч UTC. Максимкум в излучении ЕИЭМПЗ приходится на $\sim$ 8 ч UTC. Следовательно, аппаратура ЕИЭМПЗ принимала излучения и за выделенной областью, предположительно с юго-западного направления. Отметим, что 8 ч UTC примерно совпадает со временем максимальной активности грозового очага Азии и Австралии. Этот мировой грозовой очаг расположен ближе всех мировой очагов.

В октябре сетью WWLLN в выделенной области было зарегистрировано очень мало гроз и суточный ход явно не наблюдался, а суточный ход ЕИЭМПЗ, виден явно. Наблюдались три максимума, каждый из которых по времени примерно совпадал с соответствующими мировыми грозовыми очагами. Можно полагать, что в аппаратура ЕИЭМПЗ октябре регистрировала в основном удаленные грозы.

Заключение

По данным сети WWLLN и ЕИЭМПЗ были получены основные сезонные и суточные закономерности принимаемых от гроз излучений на территории Бурятии. Показана возможная связь принимаемых излучений с мировыми грозовыми очагами.

Литература

1. Козлов В.И., Муллаяров В.А. Грозовая активность в Якутии. Якутск: изд. ЯФ СО РАН. 2004. 104 с.

2. Дружин Г.И., Чернева Н.В., Мельников А.Н. Грозовая активность по наблюдениям ОНЧ-излучения на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. 2010. Т. 49. № 8. С. 1305-1307.

3. Holzworth, R.H.; Rodger, C.J.; Thomas, J.N.; Pinto, O., Jr.; Dowden, R.L. WWLL global lightning detection system: Regional validation study in Brazil Lay, E.H. (Dept. of Earth & Space Sci., Washington Univ., Seattle, WA, USA) // Geophysical Research Letters, v. 31, n. 3, 16 Feb. 2004, p. 5.

4. Сейсмоионосферные и сейсмоэлектромагнитные процессы в Байкальской рифтовой зоне / Э.Л. Афраймович и др.; Отв.ред. Г.А. Жеребцов; РАН, Сиб. Отд., Ин-т солнечно-земной физики, Ин-т земной коры, Ин-т физического материаловедения. — Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2012.– 304 с. - (Интеграционные проекты СО РАН; вып. 35).

5. Справочник по геофизике. М.: Наука. 1965. 571 с.

6. Дружин Г.И., Шапаев В.И. Роль мировой грозовой активности в формировании амплитуды регулярного шумового фона // Геомагнетизм и аэрономия.1988. Т. 28. № 1. С.81-86.

Зимняя аномалия в N_mF2 и в полном электронном содержании. 1. Морфология явления по данным наблюдений и результатам модельных расчетов

Ясюкевич Ю. В.[1], Ратовский К. Г.[1], Чирик Н. В.[2], Клименко М. В.[2,3], Клименко В. В.[3], Полякова А. С.[1], Лукьянова Р. Ю.[4,5]
[1]Институт солнечно-земной физики СО РАН, 664033, г. Иркутск, Россия
[2]КФ ИЗМИРАН им. Н.В. Пушкова, 236017, г. Калининград, Россия
[3]БФУ им. Иммануила Канта, 236013, г. Калининград, Россия
[4]Геофизический Центр РАН, Москва, Россия
[5]Институт космических исследований РАН, Москва, Россия
email: r.lukianova@gcras.ru vvk_48@mail.ru wsaad@mail.ru maksim.klimenko@mail.ru yasukevich@iszf.irk.ru

Введение

Явление зимней аномалии заключается в том, что значения электронной концентрации в максимуме $F2$ слоя (N_mF2) или критической частоты $F2$ слоя ($foF2$) в дневное время при одинаковых уровнях солнечной активности зимой больше, чем летом [2]. Пионерской работой в этой области является статья [3], в которой исследовалось проявление зимней аномалии в $foF2$. Механизм формирования зимней аномалии в N_mF2 представлен в работе [4]. Согласно [4] на фиксированной географической широте зимняя аномалия сильнее развита в долготных секторах ионосферы, наиболее приближенных к геомагнитным полюсам, и слабее развита в долготных секторах ионосферы, наиболее удаленных от геомагнитных полюсов. В настоящей работе мы провели сопоставление проявления зимней аномалии в N_mF2 и полном электронном содержании (ПЭС) по данным наблюдений и результатам расчетов глобальной самосогласованной модели верхней атмосферы Земли ГСМ ТИП и модели IRI-2012. Следует отметить, что термин "зимняя аномалия" в литературе применяется к среднем широтам. В этой связи, мы оставляем рассмотрение превышений зимних значений N_mF2 и ПЭС над летними в приэкваториальной и авроральной областях за рамками нашего исследования.

Используемые данные и методология анализа

Для анализа зимней аномалии в N_mF2 мы использовали данные, опубликованные в работе [1], а также данные радиозатменных наблюдений со спутников COSMIC, CHAMP и GRACE за 2001–2015 гг. Для анализа зимней аномалии в ПЭС мы использовали глобальные ионосферные карты (GIM) ПЭС лаборатории JPL [5] за 1998-2015 гг.

В качестве величины, характеризующей степень развития (или интенсивности) зимней аномалии, мы использовали отношение полуденных значений ПЭС и N_mF2, усредненных за зимний период, к полуденным значениям, усредненным за летний период, т.е. отношение зима/лето для полудня. Для Северного полушария летний и зимний периоды определялись как день соответствующего солнцестояния ±30 дней. Для Южного полушария зимний период представлял собой июнь-июль, а летний – декабрь-январь.

Для построения карты развития аномалии мы произвели расчет регрессий полуденных значений ПЭС и N_mF2 в зимний и летний периоды от индекса $F10.7A$, рассчитываемого как среднее между текущим значением $F10.7$ и значением $F10.7$, усредненным за 81 день в окрестности текущего дня (± 40 дней). На основе построенных регрессий проводился расчет отношения зима/лето для любого уровня $F10.7A$.

Для моделирования зимней аномалии в N_mF2 и ПЭС мы использовали результаты расчетов Глобальной Самосогласованной Модели Термосферы, Ионосферы и Протоносферы

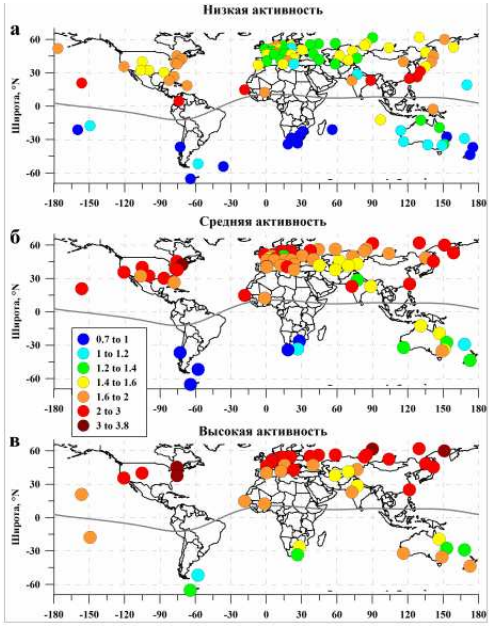


Рис. 1. Отношение зима/лето в N_mF2 по данным [1] для низкой (а), средней (б) и высокой (в) солнечной активности.

(ГСМ ТИП) [6]. Моделирование осуществлялось на глобальной пространственной сетке с шагами 5 $^\circ$ по широте и 15 $^\circ$ по долготе. Расчеты проводились с использованием эмпирической модели продольных токов, построенной по данным измерений спутников Magsat и Ørsted [7] для дней зимнего и летнего солнцестояния при низкой ($F10.7$ =80) и средней ($F10.7$ =121) солнечной активности. Также проводились расчеты с использованием международной справочной модели ионосферы IRI-2012 [8].

Зимняя аномалия в N_mF2

На рис. 1 и 2 а-в показаны карты отношения зимних значений N_mF2к летним,построенные по данным работы [1] и по регрессионным кривым зимних и летних значений N_mF2, полученным по данным радиозатменных наблюдений при низкой ($F10.7A$ = 90), средней ($F10.7A$ =120) и высокой ($F10.7A$ =240) солнечной активности в зависимости от индекса F10.7. На рис. 3 представлены карты отношения зимних значений N_mF2 к летним,построенные по результатам расчетов, модели ГСМ ТИП при низкой и средней солнечной активности. Как результаты модельных расчетов, так и данные наблюдений указывают на то, что отношение зима/лето существенно выше в Северном полушарии, чем в Южном. Этот результат согласуется с известными экспериментальными фактами [4, 5]. В то же время, он отличается от результатов, представленных в [6], где предложенный механизм формирования аномалии приводит к одинаковому характеру развития зимней аномалии в Северном и Южном полушариях.

Наибольшее отношение зима/лето наблюдается в североамериканском долготном секторе Северного полушария и в австралийском секторе Южного полушария, что согласуется с механизмом, предложенным в работе [6]. Наименьшее значение отношения зима/лето для Северного полушария наблюдается в Восточно-Европейском секторе, что не согласуется с механизмом, предложенным в работе [6], согласно которому наименьшее отношение ожидается в Восточно-Сибирском секторе. При этом результаты расчетов, полученные с использованием модели ГСМ ТИП, воспроизводят формирование локального максимума интенсивности зимней аномалии в регионе 105 $^\circ$–150 $^\circ$ E в Северном полушарии.

Можно заметить, что формирование зимней аномалии в N_mF2 в южном полушарии начинается уже при 90 с.е.п. При 240 с.е.п. область, в которой наблюдается зимняя ано-

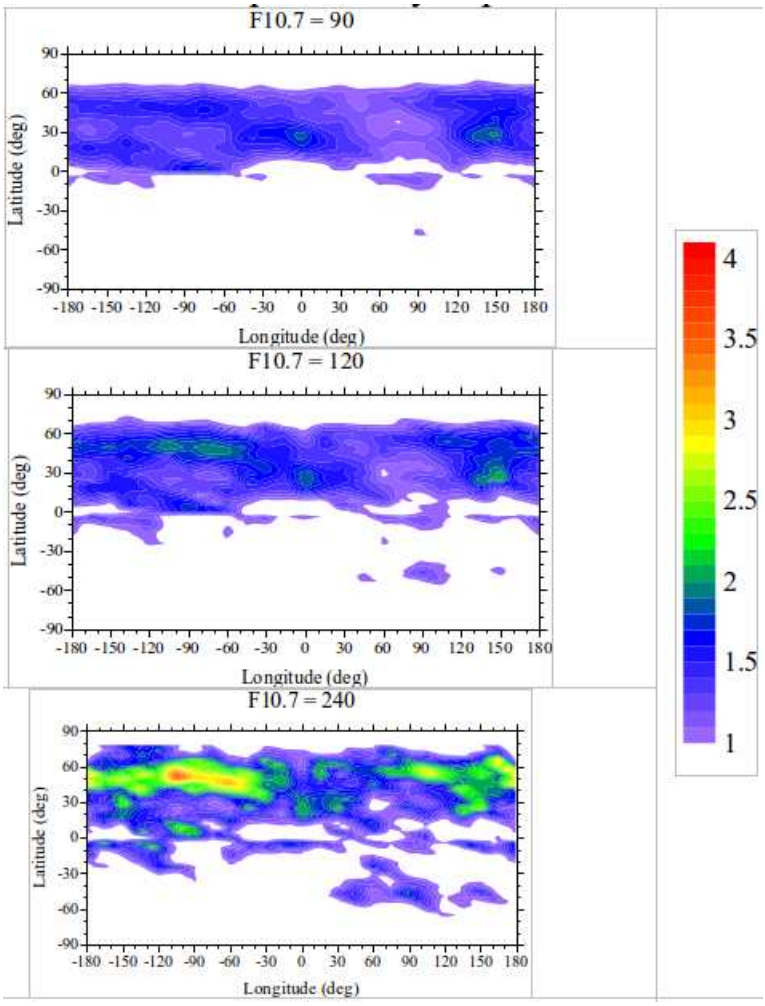


Рис. 2. Отношение зима/лето полуденных значений N_mF2, полученное по данным радиозатменных наблюдений при низкой (90 с.е.п.), средней (120 с.е.п.) и высокой (240 с.е.п.) солнечной активности.

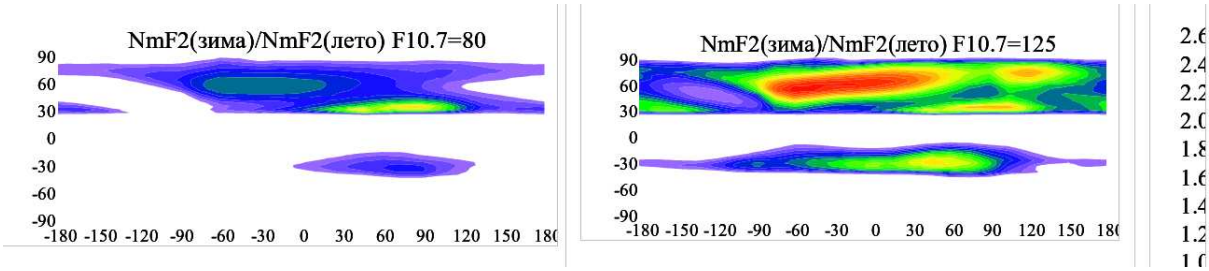


Рис. 3. Карты отношений зима/лето полуденных значений N_mF2, полученных в модели ГСМ ТИП для низкой (F10.7=80 – слева) и средней (F10.7=120 – справа) солнечной активности.

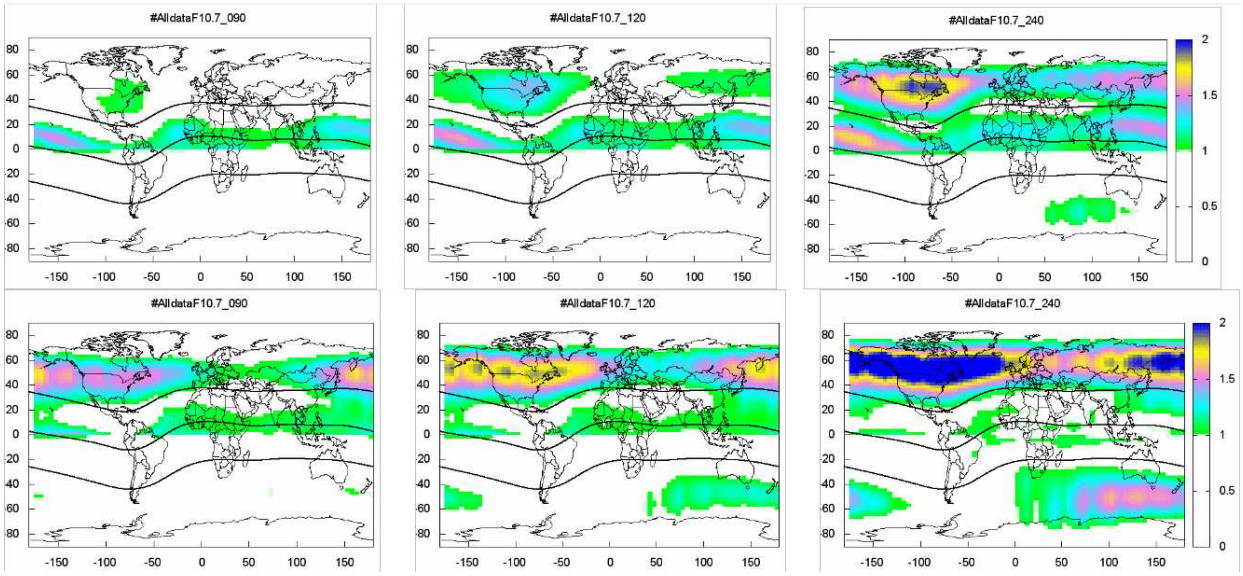


Рис. 4. Карты отношения зима/лето в ПЭС. Данные GIM (сверху) и модели IRI-2012 (снизу).

малия, охватывает долготный сектор 30-180 ° E. При этом спутниковые данные не показывают аномалии в долготном секторе -180 ° –20 ° E.

Зимняя аномалия в полном электронном содержании

На рис. 4 показаны карты отношения зима/лето по данным наблюдений GPS ПЭС для трех уровней солнечной активности ($F10.7A = 90$, 120 и 240 с.е.п.), а также по модели IRI-2012. Видно, что появление зимней аномалии в северо-американском секторе регистрируется при$F10.7A = 90$ с.е.п., в восточносибирском секторе – при$F10.7A = 120$ с.е.п., в австралийском секторе – при $F10.7A = 240$ с.е.п. Зимняя аномалия в ПЭС проявляется гораздо слабее, чем в N_mF2.

Из рис. 4 видно, что в модели IRI зимняя аномалия проявляется значительно сильнее, чем по данным наблюдений GIM. В южном полушарии зимняя аномалия по модели IRI-2012 наблюдается уже при 120 с.е.п. Следует отметить, что область максимального развития аномалии в модели IRI смещается восточнее относительно данных наблюдений.

На рис. 5 показаны карты интенсивности зимней аномалии в ПЭС при низкой и средней солнечной активности, построенные по результатам расчетов модели ГСМ ТИП. Можно заметить, что при $F10.7$=120 с.е.п. аномалия в Южном полушарии еще не развита, а при 80 с.е.п. она практически отсутствует в обоих полушариях. При 120 с.е.п. зимняя аномалия начинает проявляться в северном полушарии. Наибольшая интенсивность зимней аномалии при умеренной активности как по данным наблюдений, так и по результатам модельных расчетов формируется в северо-американском регионе и составляет $\sim$1.5. При этом географические широты максимума развития аномалии по данным наблюдений (45 ° N) и по результатам модельных расчетов (30 ° N) отличаются друг от друга.

Заключение

Сопоставление особенностей проявления зимней аномалии в N_mF2 и ПЭС показало, что основные закономерности зимней аномалии (географическое положение и изменение с солнечной активностью) зимней аномалии для этих параметров совпадают. Однако зимняя аномалия в ПЭС развита заметно слабее, чем в N_mF2, на что указывают как данные наблюдений, так и результаты модельных расчетов.

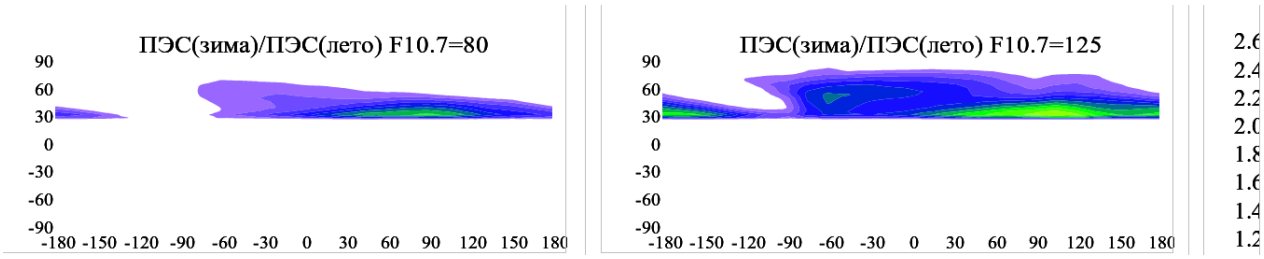


Рис. 5. Полученные в модели ГСМ ТИП карты отношений зима/лето полуденных значений ПЭС для низкой (F10.7=80 с.е.п. – слева) и средней (F10.7=125 с.е.п. – справа) солнечной активности.

Результаты расчетов, полученные с использованием модели ГСМ ТИП, воспроизводят асимметрию развития аномалии в N_mF2 и ПЭС в Северном и Южном полушариях и основные долготные особенности зимней аномалии. Как показывают данные наблюдений, наименьшее отношение зима/лето для Северного полушария наблюдается в восточно-европейском секторе, в то время как по результатам модельных расчетов эта область значительно смещена на восток – в сибирский регион. В модели IRI-2012 зимняя аномалия в ПЭС выражена значительно сильнее, чем по данным наблюдений.

Авторы выражают благодарность Лаборатории реактивного движения (JPL) за предоставление глобальных ионосферных карт GIM ПЭС, а также Павлову А.В. и Павловой Н.М., результаты работы которых были использованы в нашем исследовании. Работа выполнена в рамках грантов РФФИ № 16-35-60018 и 14-05-00788, а также гранта № НШ-6894.2016.5 Президента РФ государственной поддержки ведущих научных школ РФ.

Литература

1. Павлов А.В., Павлова Н.М. Вариации статистических параметров зимней аномалии N_mF2 с широтой и солнечной активностью // Геомагнетизм и аэрономия. 2012. Т. 52, № 3. С. 356-364.

2. Rishbeth H. How the thermospheric circulation affects the ionosphere // J. Atmos. Sol. Terr. Phys. 1998. V. 60. P. 1385–1402.

3. Torr M.R. and Torr D.G. The seasonal behaviour of the F2-layer of the ionosphere // J. Atmos. Terr. Phys. 1973. V. 35. P. 2237–2251.

4. Rishbeth H., Muller-Wodarg I.C.F., Zou L., Fuller-Rowell T.J., Millward G.H., Moffett R.J., Idenden D.W., Aylward A.D. Annual and semiannual variations in the ionospheric F2-layer: II: physical discussion // Ann. Geophys. 2000. V. 18, N 8. P. 945-956.

5. Mannucci A.J., Wilson B.D., Yuan D.N., Ho C. H., Lindqwister U.J., Runge T. F. A global mapping technique for GPS-derived ionospheric TEC measurements // Radio Sci. 1998. V. 33, N 3. P. 565–582.

6. Намгаладзе А.А., Кореньков Ю.Н., Клименко В.В., Карпов И.В., Бессараб Ф.С., Суроткин В.А., Глущенко Т.А., Наумова Н.М. Глобальная численная модель термосферы, ионосферы и протоносферы Земли // Геомагнетизм и аэрономия. 1990. Т. 30. № 4. С. 612–619.

7. Lukianova R., Christiansen F. Modeling of the global distribution of ionospheric electric field based on realistic maps of field-aligned currents // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. A03213. doi:10.1029/2005JA011465.

8. Bilitza D., Altadill D., Zhang Y., Mertens C., Truhlik V., Richards P., McKinnell L.-A., Reinisch B. The International Reference Ionosphere 2012 – a model of international collaboration // J. Space Weather Space Clim. 2014. V. 4. A07. DOI: 10.1051/swsc/2014004.

Зимняя аномалия в N_mF2 и в полном электронном содержании. 2. Механизмы формирования долготной вариации зимней аномалии

Клименко М. В.[1,2], Клименко В. В.[1], Ясюкевич Ю. В.[3], Ратовский К. Г.[3], Полякова А. С.[3], Чирик Н. В.[2], Лукьянова Р. Ю.[4,5]
[1]КФ ИЗМИРАН им. Н.В. Пушкова г. Калининград, Россия
[2]БФУ им. Иммануила Канта г. Калининград, Россия
[3]Институт солнечно-земной физики СО РАН г. Иркутск, Россия
[4]Геофизический Центр РАН г. Москва, Россия
[5]Институт космических исследований РАН г. Москва, Россия
email: maksim.klimenko@mail.ru vvk_48@mail.ru yasukevich@iszf.irk.ru ratovsky@iszf.irk.ru annpol@iszf.irk.ru wsaad@mail.ru r.lukianova@gcras.ru

Введение

Термин "ионосферная аномалия" означает любые отклонения от теории "слоя Чепмена" [1], т.е. отклонения от обратной зависимости электронной концентрации в максимуме $F2$-слоя, N_mF2, от зенитного угла Солнца χ . Частным случаем такого вида аномалий является зимняя аномалия, заключающаяся в том, что зимние дневные значения N_mF2 превышают соответствующие летние значения при примерно одном и том же уровне солнечной активности. Морфология, причины и механизмы формирования зимней аномалии в $F2$ слое ионосферы начали обсуждаться достаточно давно [1-6]. Было показано, что основной причиной формирования зимней аномалии в $F2$ слое являются сезонные изменения нейтрального состава термосферы, а именно, то, что отношение $[O]/[N_2]$ зимой больше, чем летом). Torr and Torr [7], Павлов и Павлова [8] и Burns et al. [6] показали, что зимняя аномалия интенсивнее в годы максимума солнечной активности по сравнению с годами минимума солнечной активности. Это связано с большей разницей между зимними и летними отношениями $[O]/[N_2]$ в годы максимума солнечной активности по сравнению с годами минимума солнечной активности [6].

Долготная вариация и межполушарная асимметрия зимней аномалии обсуждалась в работах [1, 4–9]. Rishbeth et al. [5] предложили гипотезу о том, что сезонные изменения нейтрального состава термосферы связаны с формированием в глобальной термосферной циркуляции зон восходящих потоков (уменьшение отношения [O]/[N2]) в летнем полушарии и нисходящих потоков (увеличение отношения [O]/[N2]) в зимнем полушарии, немного экваториальнее аврорального овала. Географическая широта зоны зимних нисходящих потоков зависит от геомагнитной долготы. На географических долготах наиболее близких к геомагнитному полюсу, геомагнитные широты соответствуют более низким географическим широтам (Американский долготный сектор в северном полушарии и Австралийский сектор – в южном полушарии), чем на географических долготах, наиболее удаленных от магнитного полюса (Восточная Сибирь в северном полушарии и Южная Америка – в южном полушарии). На более низких широтах в областях с большими значениями $\cos\chi$ наблюдается больший рост N_mF2 в приполюсных долготных секторах по сравнению с долготными секторами, наиболее удаленными от магнитного полюса. Данное объяснение долготной вариации зимней аномалии было успешно воспроизведено в результатах расчетов по модели CTIP (Coupled Thermosphere- Ionosphere-Plasmasphere) [4]. Отметим, что результаты расчетов по модели CTIP не воспроизводят усиления зимней аномалии с ростом солнечной активности так же, как и более сильную зимнюю аномалию в северном полушарии по сравнению с зимней аномалией в южном полушарии. Более сильная зимняя аномалия в северном полушарии по сравнению с аномалией в южном полушарии связана

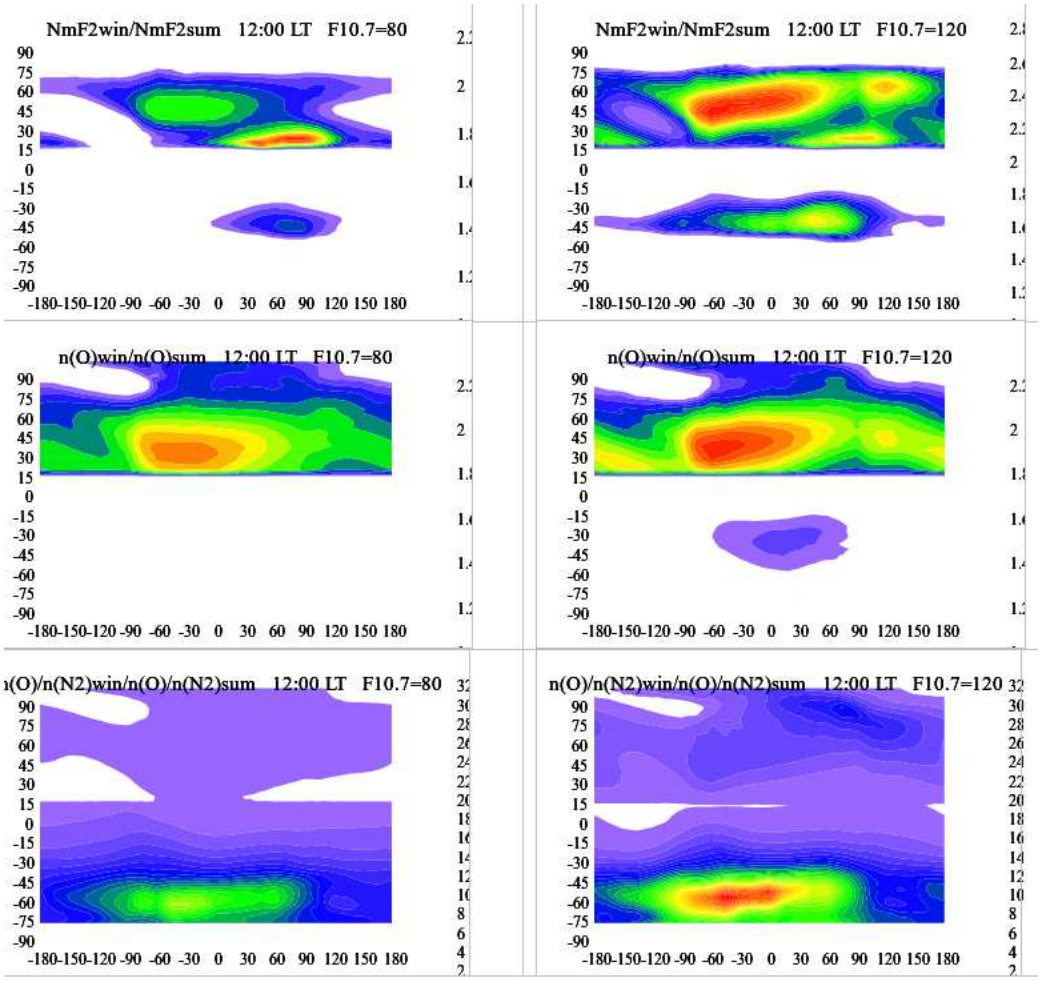


Рис. 1. Отношения зимних полуденных значений N_mF2 (вверху), $n(\mathrm{O})$ (посредине), $n(\mathrm{O})/n(\mathrm{N_2})$ (внизу) к соответствующим летним, полученные в модели ГСМ ТИП. Слева – результаты расчетов для $F_{10.7}$ =80, справа – для $F_{10.7}$ =120.

с большими годовыми вариациями отношения $[\mathrm{O}]/[\mathrm{N_2}]$ в северном полушарии, чем в южном [6]. Целью данного исследования является интерпретация наблюдаемых долготных вариаций и межполушарной асимметрии зимней аномалии на основе результатов расчетов, полученных с использованием Глобальной Самосогласованной Модели Термосферы, Ионосферы и Протоносферы (ГСМ ТИП).

Методы и подходы

Для моделирования зимней аномалии в N_mF2 и полном электронном содержании (ПЭС) мы использовали результаты расчетов Глобальной Самосогласованной Модели Термосферы, Ионосферы и Протоносферы (ГСМ ТИП) [10]. Моделирование осуществлялось на глобальной пространственной сетке с шагами 5 $^\circ$ по широте и 15 $^\circ$ по долготе. В модели ГСМ ТИП используется дипольное приближение геомагнитного поля с учетом несовпадения географической и геомагнитной осей. Расчеты проводились продольными токами, рассчитываемыми по эмпирической модели, построенной по данным измерений спутников Magsat и Ørsted [11] для дней зимнего и летнего солнцестояния при низкой ($F_{10.7}$ =80) и средней ($F_{10.7}$ =120) солнечной активности. Как показано в статье Ясюкевича и др. (в этом сборнике), особенности проявления зимней аномалии в N_mF2 и ПЭС, полученные по данным наблюдений и результатам расчетов с использованием модели ГСМ ТИП, выявили хорошее согласие. Это позволило нам провести исследование механизмов формирования долготной вариации и межполушарных различий зимней аномалии основываясь на результатах расчетов по модели ГСМ ТИП.

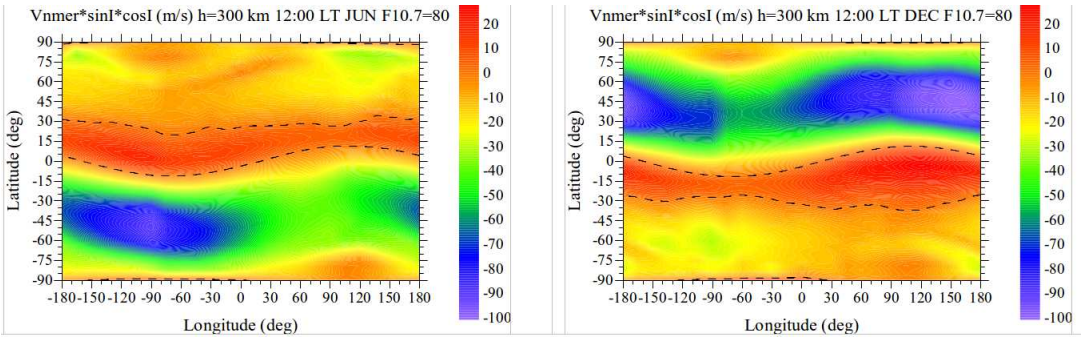


Рис. 2. Вертикальная (положительная вверх) компонента переноса ионосферной плазмы вдоль силовых линий геомагнитного поля под действием термосферного ветра на высоте 300 км для июньского (слева) и декабрьского (справа) солнцестояния при $F_{10.7}$ =80.

Результаты расчетов

Рисунок 1 показывает полученную в модели ГСМ ТИП интенсивность зимней аномалии в N_mF2 для низкой и средней солнечной активности в обоих полушариях, а также количественную оценку возможных механизмов формирования ($n(\mathrm{O})$ и $n(\mathrm{O})/n(\mathrm{N_2})$) долготной вариации и межполушарной асимметрии зимней аномалии. Согласно результатам расчетов по модели ГСМ ТИП долготная вариация $n(\mathrm{O})/n(\mathrm{N_2})$ значительно отличается от представлений в [1]: (1) на широтах ниже 45° с.г.ш. долготная вариация по результатам наших модельных расчетов достаточно хорошо согласуется с долготной вариацией основанной на гипотезе Rishbeth [1]; (2) на более высоких широтах северного полушария распределение $n(\mathrm{O})/n(\mathrm{N_2})$ более благоприятно для формирования зимней аномалии в восточно-сибирском долготном секторе. Следует отметить, что положения максимумов отношения зимних значений $n(\mathrm{O})/n(\mathrm{N_2})$ к летним значениям в американском и восточно-сибирском долготных секторах северного полушария хоть и не идеально, но совпадают с максимумами зимней аномалии в N_mF2, тогда как в южном полушарии это не совсем так. Особенно хорошо это видно для среднего уровня солнечной активности. Долготная вариация $n(\mathrm{O})$ в южном полушарии гораздо лучше объясняет долготную вариацию зимней аномалии в этом же полушарии.

Для объяснения причины того, почему зимняя аномалия в северном полушарии в американском долготном секторе сильнее, чем в восточно-сибирском долготном секторе, мы приводим рассчитанные в модели ГСМ ТИП карты скоростей вертикального переноса плазмы вдоль силовых линий магнитного поля под действиям меридионального термосферного ветра в полдень для декабря и июня в минимуме солнечной активности (Рис. 2). Ветер к полюсу (приводящий к уменьшению N_mF2), сильней в северном полушарии в восточно-сибирском регионе и в южном полушарии в Южной Америке, что и приводит к усилению зимней аномалии в американском долготном секторе северного полушария и в австралийском долготном секторе южного полушария, несмотря на пространственное распределение $n(\mathrm{O})$ и $n(\mathrm{O})/n(\mathrm{N_2})$ на широтах к полюсам от $\pm 45^\circ$. Долготная вариация термосферного ветра, полученная в модели ГСМ ТИП, хорошо согласуются с оценками, приведенными в [1].

Важно отметить, что долготная вариация термосферного ветра зимой определяет влияние ветра на долготную вариацию зимней аномалии из-за того, что долготная вариация ветра местным летом меньше, чем местной зимой. Согласно результатам модельных расчетов термосферный ветер наряду с изменениями состава нейтральной атмосферы является основной причиной долготных вариаций зимней аномалии. Это несколько противоречит выводам, сделанным в [1, 4, 5], согласно которым влияние ветров на зимнюю аномалию незначительное. Таким образом, влияние термосферного ветра на долготную вариацию

зимней аномалии в северном полушарии синфазно с влиянием $[O]/[N_2]$ для широт ниже $\pm 45^\circ$ и противофазно для широт выше $\pm 45^\circ$. Наиболее благоприятное распределение ветра для создания зимней аномалии в северном полушарии формируется в американском долготном секторе, а в южном полушарии – в австралийском долготном секторе, что согласуется с представлениями [1, 5].

Заключение

Показано, что наряду с основным механизмом формирования зимней аномалии на средних широтах – распределением нейтрального состава термосферы важную роль в формировании ее долготных вариаций играет распределение вертикальной компоненты переноса плазмы на высотах F области ионосферы вдоль силовых линий геомагнитного поля под действием термосферного ветра. Долготная вариация $n(O)$ в южном полушарии гораздо лучше объясняет долготную вариацию зимней аномалии в южном полушарии, чем долготная вариация $n(O)/n(N_2)$ в этом же полушарии.

Работа поддержана грантами РФФИ № 16-35-60018 и 14-05-00788.

Литература

1. Rishbeth H. How the thermospheric circulation affects the ionosphere // J. Atmos. Sol. Terr. Phys. – 1998. – V. 60. – P. 1385–1402.

2. Strobel D.F., McElroy M.B. The $F2$ layer at middle latitudes // Planet. Space Sci., – 1970. – V. 18. – P. 1181–1202.

3. Torr D.G., Torr M.R., Richards P.G. Causes of the F region winter anomaly // Geophys. Res. Lett. – 1980. – V. 7(5), – P. 301–304.

4. Zou L., Rishbeth H., Muller-Wodarg I.C.F., Aylward A.D., Millward G.H., Fuller-Rowell T.J., Idenden D.W., Moffett R.J. Annual and semiannual variations in the ionospheric $F2$-layer: I. Modelling // Ann. Geophys. – 2000. – V. 18. – P. 927–944.

5. Rishbeth H., Muller-Wodarg I.C.F., Zou L., Fuller-Rowell T.J., Millward G.H., Moffett R.J., Idenden D.W., Aylward A.D. Annual and semiannual variations in the ionospheric $F2$-layer: II: physical discussion // Ann. Geophys. – 2000. – V. 18. – No 8. – P. 945-956.

6. Burns A.G., Wang W., Qian L., Solomon S.C., Zhang Y., Paxton L.J., Yue X. On the solar cycle variation of the winter anomaly // J. Geophys. Res. Space Physics. – 2014. – V. 119, doi:10.1002/2013JA019552.

7. Torr M.R., Torr D.G. The seasonal behaviour of the $F2$-layer of the ionosphere // J. Atmos. Terr. Phys. – 1973. – V. 35. – P. 2237–2251.

8. Павлов А.В., Павлова Н.М. Вариации статистических параметров зимней аномалии N_mF2 с широтой и солнечной активностью // Геомагнетизм и аэрономия. – 2012. – Т. 52, – № 3. – С. 356-364.

9. Lee W.K., Kil H., Kwak Y.S., Wu Q., Cho S., Park J.U. The winter anomaly in the middle?latitude F region during the solar minimum period observed by the Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere, and Climate // J. Geophys. Res. – 2011 – V. 116, A02302, doi:10.1029/2010JA015815.

10. Намгаладзе А.А., Кореньков Ю.Н., Клименко В.В., Карпов И.В., Бессараб Ф.С., Суроткин В.А., Глущенко Т.А., Наумова Н.М. Глобальная численная модель термосферы, ионосферы и протоносферы Земли // Геомагнетизм и аэрономия. – 1990. – Т. 30. – № 4. –С. 612–619.

11. Lukianova R., Christiansen F. Modeling of the global distribution of ionospheric electric field based on realistic maps of field-aligned currents // J. Geophys. Res. – 2006. – V. 111. A03213. doi:10.1029/2005JA011465.

Идентификация полярных стратосферных облаков над Томском по данным лидарных наблюдений

Черемисин А. А.[1,3], Маричев В. Н.[2], Новиков П. В.[3], Барашков Т. О.[3], Бочковский Д. А.[2]
[1] Сибирский федеральный университет г. Красноярск, Россия
[2] Институт оптики атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН, г. Томск, Россия
[3] Красноярский институт железнодорожного транспорта г. Красноярск, Россия
email: marichev@iao.ru aacheremisin@gmail.com, novikov-pv@yandex.ru

Аннотация. В январе 2010 и 26-28 января 2016 года над Томском в стратосфере были зарегистрированы пики аэрозольного рассеяния. На основе расчетов обратных траекторий воздушных масс и анализа температурных данных вдоль этих траекторий сделано предположение, что наблюдавшийся аэрозоль представлял собой полярные стратосферные облака.

Ключевые слова: лидарные наблюдения, обратные траектории, полярные стратосферные облака

Полярные стратосферные облака (ПСО), регулярно наблюдаемые в Северной Европе, на территории России наблюдаются достаточно редко [1,2,3]. Кроме того, количество лидарных станций на территории России не слишком велико. Одна из таких станций, малая лидарная станция высотного зондирования атмосферы [4] действует в настоящее время в Томске в Институте оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН. Имеется три канала приема оптического излучения: стратосферный и тропосферный на длине волны λ=532 нм и СКР-канал (рамановский) на λ=607 нм. Лидарные наблюдения проводятся по методике, описанной в [5]. Для анализа аэрозольной составляющей атмосферы используется отношение R(H) полного обратного рассеяния к молекулярному, R(H) $>$ 1 при наличии аэрозоля на некоторой высоте H, при отсутствии R(H) $\approx$ 1 с точностью до погрешности измерений.

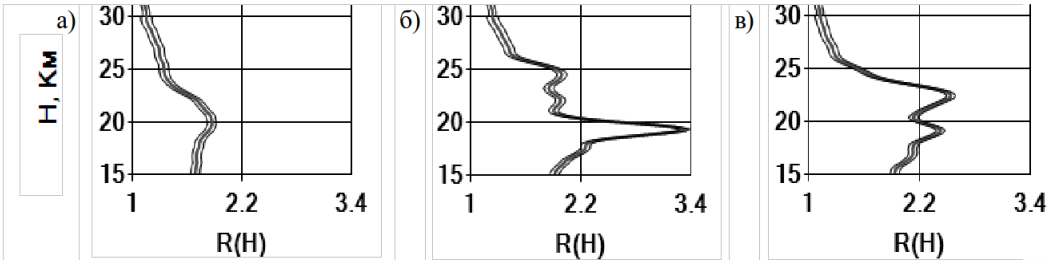


Рис. 1. Профили отношения обратного рассеяния, полученные в результате лидарных наблюдений в Томске: а) 26 января, б) 27 января, в) 28 января 2016 года.

По результатам лидарных наблюдений, выполненных в Томске в январе 2010г, в стратосфере на высотах от 14 до 22 км, было обнаружено явно выраженное аэрозольное

рассеяние. Расчеты переноса воздушных масс показали, что обратные траектории, прошедшие над Томском на высотах наблюдения пиков рассеяния, имели участки с переохлаждением стратосферы до температур образования полярных стратосферных облаков. В различные дни переохлаждение происходило над районом Скандинавии, а также над Северным Уралом и Новой Землей. Таким образом, над Томском в январе 2010 года наблюдались ПСО, образовавшиеся над указанными выше районами северного полушария.

Лидарные наблюдения стратосферы над Томском в январе 2016 года выявили значительное аэрозольное наполнение на высотах на высотах 15-25 км (рис. 1). Мы предположили, что 26-28 января 2016 года в процессе лидарных наблюдений над Томском были

зарегистрированы полярные стратосферные облака. Случаи появления ПСО над Томском был зарегистрированы ранее [3].

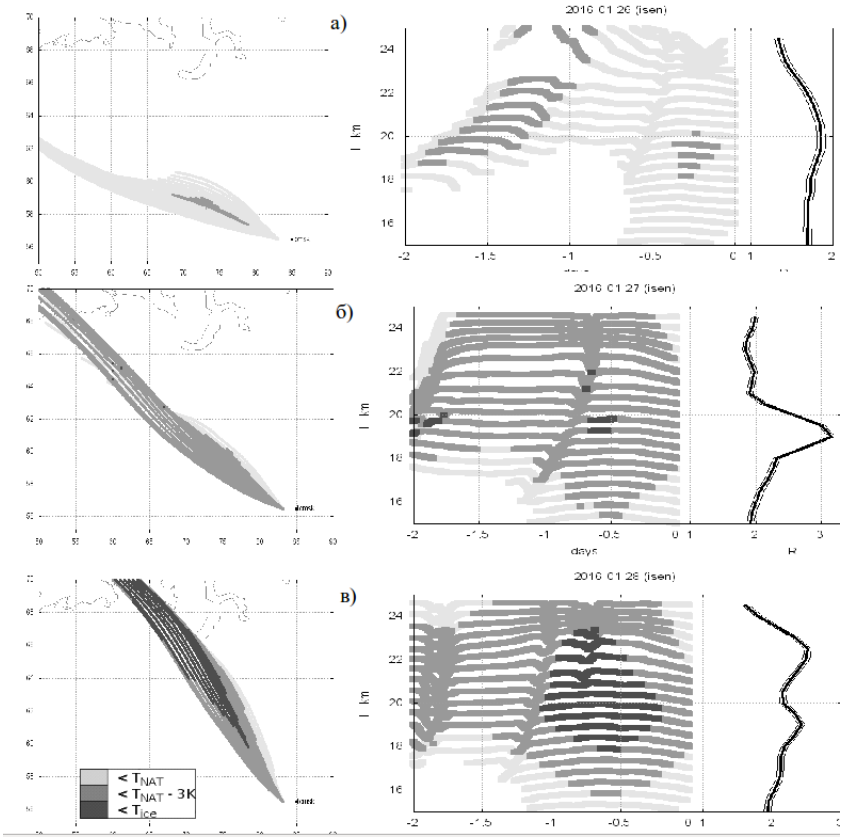


Рис. 2. Обратные траектории, пришедшие к Томску в дни лидарных наблюдений: а) 26 января, б) 27 января, в) 28 января 2016 года.

Известно, что образование различных типов ПСО может происходить при понижении температуры стратосферы на 3-4 градуса ниже температуры конденсации тригидрата азотной кислоты T_{NAT}(H), а также ниже температуры замерзания воды T_{ice}(H). [8]. По различным данным аэрозольные частицы ПСО могут существовать некоторое время при $T > T_{NAT}$ [9].

Для подтверждения предположения о прохождении ПСО над Томском в январе 2016 года в работе был использован метод обратных траекторий. Расчеты проводились на основе разработанного нами программного пакета [2, 10], с использованием ежесуточных ассимилированных данных UK MetOffice [11].

На рисунке 2 показаны рассчитанные траектории воздушных масс в сравнении с профилем отношения обратного рассеяния. Градациями серого цвета показаны только те участки траекторий, где температура опускалась ниже температуры T_{NAT}. Светло-серый цвет: $T \leq T_{NAT}$, серый цвет: $T \leq T_{NAT} - 3K$, тёмно-серый цвет: – $T \leq T_{ice}$. Слева приведены карты траекторий, прошедших над Томском в момент наблюдений. По центру приведена высотно-временная развертка этих же траекторий в тех же цветовых градациях. По оси абсцисс отложено количество суток до момента прохождения воздушных масс над Томском. Справа приведены те же профили аэрозольного наполнения стратосферы, что и на рис. 1.

Согласно результатам, представленным на рис. 2, можно сделать вывод о том, что наблюдается соответствие между аэрозольным наполнением стратосферы над Томском и понижением температуры в течение 0,5 суток перед регистрацией аэрозольных слоев над Томском. Поскольку при указанном охлаждении воздушных масс температура опускалась

ниже порогов образования ПСО различного типа, можно предположить, что 26, 27 и 28 января 2016 года над Томском наблюдались полярные стратосферные облака.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 16-05-00901а), гранта Президента РФ НШ4714.2014.5 и гранта РНФ №14-27-00022.

Авторы благодарны Метеорологической службе Великобритании (UK Meteorological Office) за предоставленные данные.

Литература

1. *Ельников А.В., Зуев В.В., Бурлаков В.Д.* О типе полярных стратосферных облаков наблюдаемых в январе 1995г. над Томском. // Современные достижения в исследованиях окружающей среды и экологии. Сб. науч. статей, посвящ. памяти акад. В.Е. Зуева. Томск: STT. 2004. С.29–32.

2. *Черемисин А.А., Кушнаренко А.В., Маричев В.Н. Николашкин С.В.* Метеорологические условия и полярные стратосферные облака над Якутском зимой 2004/05 г.//Метеорол. гидрол.. 2007. № 3. С.43–53.

3. *Черемисин А.А., Маричев В.Н., Новиков П.В.* Перенос полярных стратосферных облаков из Арктики к Томску в январе 2010 г.. // Опт. атм. и океана. 2013. Т. 26. № 02. С. 93-99.

4. *Маричев В.Н., Самохвалов И.В.* Лидарные наблюдения аэрозольных вулканических слоев в стратосфере Западной Сибири в 2008-2010 гг. //Опт. атм. ок. 2011. Т. 24. № 3. С.224-231.

5. *Ельников А.В., Креков Г.М., Маричев В.Н.* Лидарные наблюдения стратосферного слоя аэрозоля над Западной Сибирью. //Физ. атм. 1988. Т. 24. № 8. С. 818–823.

6. *Stein B., Wedekind C., Wille H., Immler F., Müller M., Wöste L., del Guasta M., Morandi M., Stefanutti L., Antonelli A., Agostini P., Rizi V., Readelli G., Mitev V., Matthey R., Kivi R., Kyrö E.* Optical classification, existence temperatures, and coexistence of diff. polar stratospheric cloud types. // J. Geophys. Res.. 1999. V. 104. No. D19. P. 23983–23993.

7. *Voigt C., Schlager H., Luo B.P., Dörnbrack A., Roiger A., Stock P., Curtius J., Vössing H., Borrmann S., Davies S., Konopka P., Schiller C., Shur G., and Peter T.* Nitric Acid Trihydrate (NAT) formation at low NAT supersaturation in Polar Stratospheric Clouds (PSCs). //Atmos. Chem. Phys.. 2005. V. 5. P. 1371–1380.

8. *Черемисин А.А., Маричев В.Н., Новиков П.В.* Лидарные наблюдения вулканического аэрозоля в атмосфере над Томском. //Метеорология и гидрология. 2011. № 9. С.46–56.

9. *Swinbank R., O'Neill A., Lorenc A.C., Ballard S.P., Bell R.S., Ingleby N.B., Andrews P.L.F., Barker D.M., Bray J.R., Clayton A.M., Dalby T., Li D., Payne T.J., Saunders F.W., Macpherson B., Cullen M.J.P., Davies T., Mawson M.H.* Stratospheric Assimilated Data. British Atmospheric Data Centre, 2006.

10. *Stein A.F., Draxler R.R, Rolph G.D., Stunder B.J.B., Cohen M.D., Ngan F.* NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system, Bull. Amer. Meteor. Soc. 2015. V.96. P. 2059-2077.

Измерение вращательной температуры гидроксила на разных широтах

Колтовской И. И., Аммосов П. П., Гаврильева Г. А., Аммосова А. М.
Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г.Шафера СО РАН
г. Якутск, Республика Саха (Якутия), Россия
e-mail: Koltigor@mail.ru

Введение.

В докладе представляются сравнения вращательных температур полосы OH(3,1) на высоте около 87 км измеренных двумя спектрографами, установленными на разнесенных по широте оптических станциях: Маймага ($\phi = 63^\circ$ N, $\lambda = 129.5^\circ$ E), которая располагается в 120 км севернее от г. Якутска, и Тикси (71.6 $^\circ$N, 128.7 $^\circ$E).

Инфракрасный спектрограф в п. Тикси (71.6 $^\circ$N, 128.7 $^\circ$E) был установлен в сентябре 2015г. Разработанное нами программное обеспечение позволяет прибору работать в полностью автоматическом режиме. Прибор автоматически начинает регистрировать ночное небо, при угле погружения Солнца $>9^o$, а с началом рассвета останавливает свою работу. Каждое утро по интернету передает в институт отснятые за ночь данные. Таким образом, на станции Тикси и Маймага установлены идентичные светочувствительные инфракрасные спектрографы, регистрирующие полосу OH(3,1) в далекой инфракрасной области (около 1,5 мкм).

Приборы и станции.

Постоянная регистрация полос гидроксила OH(3,1) в далекой инфракрасной области (около 1,5 мкм) проводится на оптическом полигоне Маймага (63 $^\circ$N, 129.5 $^\circ$E) Института космофизических исследований и аэрономии СО РАН с 2014 г. Оптический полигон Маймага расположен в $\sim$120км к северу от Якутска. Инфракрасный спектрограф состоит из монохроматора Shamrock SR-303i,оснащенного высокочувствительным инфракрасным iDus InGaAs фотодиодным детектором DU490A-1.7 производства фирмы ANDOR. Рабочий диапазон длин волн 1490 - 1544нм. Охлаждение -60 $^\circ$C. Угол зрения $\sim 3^o$. Разрешение спектрографа при ширине входной щели 0.2мм равно 0,8 нм. Спектры молекулы гидроксила OH(3,1), излучающиеся на высоте около 87 км, регистрируются в автоматическом режиме при угле погружения Солнца $> 9^\circ$ каждую минуту и передаются ежесуточно через интернет на сервер Института. С сентября 2015г. аналогичный инфракрасный спектрограф был установлен на станции ПГО Тикси (71.6 $^\circ$N, 128.7 $^\circ$E). Согласно многим последним работам полоса OH (3,1) достаточно хорошо термализируется и соответствует температуре окружающей нейтральной атмосферы на высоте ее излучения. Выбор полосы излучения гидроксила в далекой инфракрасной области обусловлен тремя обстоятельствами. Во-первых, наибольшей интенсивностью эмиссий гидроксила в этой области спектра, во-вторых, меньшим вкладом паразитного света от звезд и Луны, в третьих отсутствием эмиссий полярных сияний.

Измерение и обработка.

Измерения проводились в ночное время, при угле погружения Солнца $> 9^\circ$, в безоблачную и малооблачную погоду. Регистрировались эмиссии гидроксила OH(3,1) с экспозицией 60 секунд. Далее, используя известную методику, находим вращательную температуру эмиссии гидроксила OH(3,1). Метод оценки вращательной температуры молекулярных эмиссий основан на подгонке модельных спектров, построенных с учетом аппаратной функции прибора для различных, заранее заданных температур, к реально измеренному спектру методом наименьших квадратов. При оценке вращательной температуры по полосе гидроксила были использованы вероятности перехода рассчитанные в работе Mies, F.H.,1974

Обсуждение и сравнение.

В течение суток, вследствие динамических процессов, происходящих в атмосфере, таких как планетарные волны, вариации связанные с возрастом Луны, приливы и ВГВ, вращательная температура подвержена значительным колебаниям. На примере нескольких ночей показаны сравнения вращательных температур полос гидроксила OH(3,1) в течение ночи (рис 2 а,б,в), где можно отчетливо видеть прохождения различных волн. Появляется возможность проследить ту или иную волну. Известно, что по модельным расчетам амплитуда суточных колебаний вращательной температуры должна убывать с ростом широты, что отчетливо видно на рисунке 2в.

Для сравнения на рис. 3 приведены средненочные вращательные температуры полосы OH(3,1), измеренные на разных широтах в течение 4 месяцев 2015 г. Несмотря на то, что период наблюдения всего 4 месяца, хорошо прослеживается сезонное изменение вращательной температуры гидроксила. Так, температура нагревается со 150K в середине августа до 210K в зимние месяцы. Хотя в сентябре данных с Тикси очень мало, полученные температуры немного ниже, чем температуры, полученные в Маймаге. В октябре температура, полученная в Тикси, становится выше, чем в Маймаге. При сравнении среднемесячных вращательных температур гидроксила с температурами, полученными с эмпирической модели CIRA (COSPAR International Reference Atmosphere ftp://nssdcftp.gsfc.nasa.gov/models/atmospheric/cira/cira86/) наблюдается хорошая корреляция, за исключением декабря (Рис 4). Видно, что хотя общий сезонный ход соответствует модельному, значения температуры совпадет только в ноябре.

На рис 3 также можно увидеть кратковременные вариации с периодами в несколько дней, связанные с существованием планетарных волн. В дальнейших работах планируется выявить и оценить параметры этих вариаций. Попытаться понять их происхождения и т.д.

Заключение.

Таким образом, светочувствительный инфракрасный спектрограф, регистрирующий полосу OH(3,1) в далекой инфракрасной области (около 1,5 мкм) установлен в ПГО Тикси (71.58 $^\circ$ N,128.77 $^\circ$ E). Получены предварительные результаты измерений вращательной температуры гидроксила на высоте мезопаузы за 4 месяца (сентябрь, октябрь, ноябрь, декабрь) 2015года. Сделано сравнение полученных результатов с данными полученными на станции Маймага (63.04 $^\circ$ N,129.51 $^\circ$ E). Среднемесячные вращательные температуры гидроксила сравнивались с температурами, полученными с эмпирической модели CIRA (COSPAR International Reference Atmosphere.
ftp://nssdcftp.gsfc.nasa.gov/models/atmospheric/cira/cira86/).

Несмотря на широтную разность, наблюдается очень хорошая корреляция между вращательными температурами гидроксила, измеренными в Маймаге и Тикси. Предполагалось, что в области полярной шапки температура вращательной температуры гидроксила зимой должна быть выше, а в летние месяцы ниже. В общем, по нашим данным такая закономерность описывается за исключением второй половины декабря. Причиной такого понижения температуры мезопаузы может быть отсутствие разного рода активностей.(11-летний солнечный цикл на минимуме).

При измерении вращательных температур гидроксила с разных географических пунктов появляется возможность исследовать сложные пространственно-временные вариации в зависимости от их типа. Например, разделение на мигрирующие или немигрирующие приливы, направление распространения планетарных и внутренних гравитационных волн и т.д. В будущих работах планируется именно это и сделать.

Работа проведена в рамках выполнения проекта, поддержанного РФФИ, грант 16-35-00204 мол_а, 16-35-00121 мол_а, 15-05-05320 А

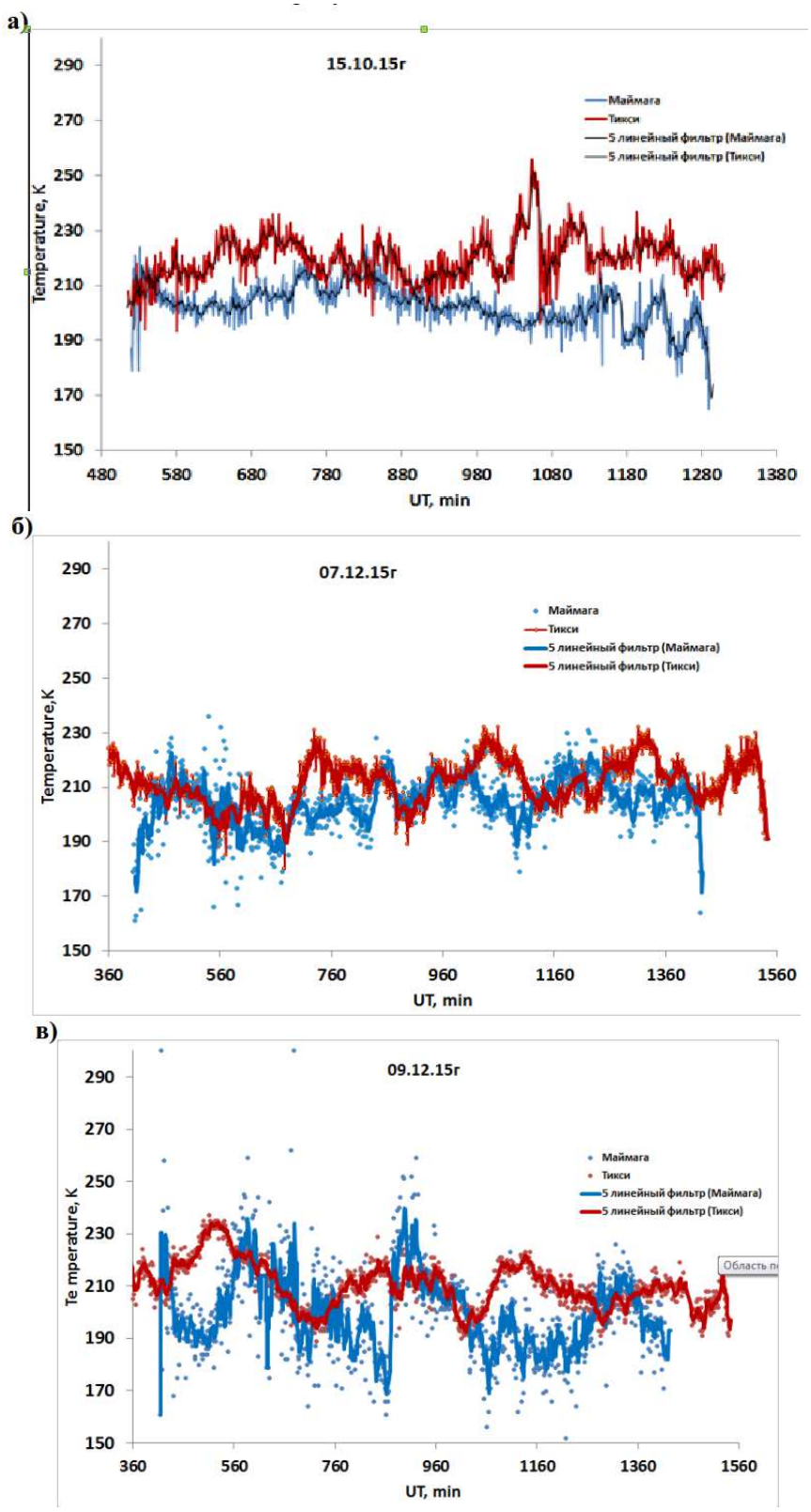


Рис. 1. Сравнения вращательных температур полос гидроксила OH(3,1) в течение ночи.

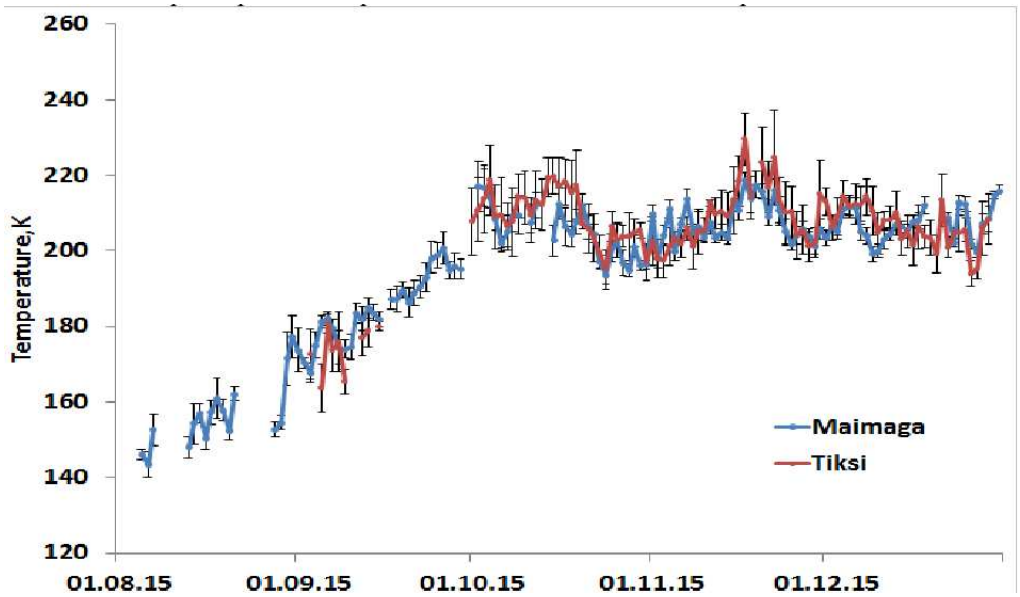


Рис. 2. Сравнение средненочных вращательных температур полосы OH(3,1), измеренных на разных оптических станциях в течение 4 месяцев 2015г.

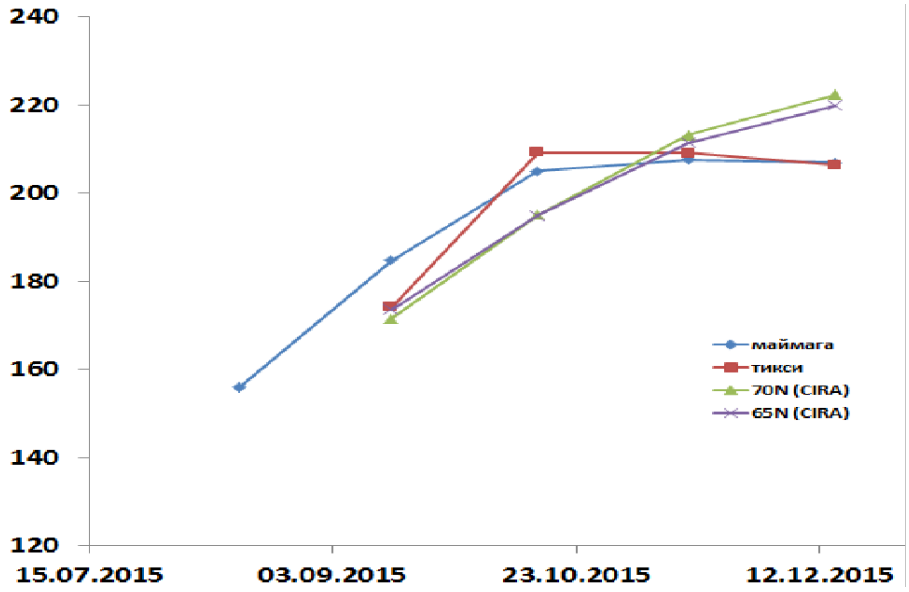


Рис. 3. Сравнение среднемесячных вращательных температур гидроксила с температурами, полученными с эмпирической модели CIRA. Нарисованы две линии температур из двух разных широт 65 и 70.

Инверсии и экскурсы геомагнитногго поля, как причины изменения климата

Кузнецов В. В.[1], Кузнецова Н. Д.
[1]Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН
с. Паратунка, Камчатский край
e-mail: vvkuz38@mail.ru

Обсуждается причина резких изменений климата, вызванных инверсиями и экскурсами геомагнитного поля (ГМП). Как известно, экскурсы сопровождаются значительными понижениями интенсивности ГМП, в результате чего усиливается проникающий поток космических лучей (КЛ).

Введение

Сопоставление экскурсов Gothenburg, Laschamp и Blake с трендом уровня мирового океана показывает, что прохождение этих экскурсов сопровождалось потеплением, в это время уровень океана возрастал, а экскурсы Mono Lake и Norwegian-Greenland Sea сопровождались похолоданиями и падением уровня мирового океана.

Можно предположить, что характер изменения климата во время экскурса определяется оптическими свойствами атмосферы, т.е. ее прозрачностью в период, предшествующий экскурсу. КЛ действуют как ионизирующий агент на атомы атмосферы. Увеличение плотности потока КЛ, по нашим оценкам, может достигать нескольких порядков, что в случае запыленной атмосферы вызывает очищение атмосферы за счет коагуляции аэрозольных частиц и их осаждения. Атмосфера становится прозрачной, пропускает солнечную радиацию, что приводит к потеплению климата. В качестве причины запыленности атмосферы здесь рассматриваются интенсивные взрывные извержения вулканов, выбрасывающих в атмосферу большие массы мелкодисперсного пепла.

Если экскурс начинается в условиях прозрачной атмосферы, которая наблюдается в настоящее время, то возросший поток КЛ генерирует ядра конденсации с образованием аэрозолей, которые отражают солнечное излучение, и развивается похолодание. Наши оценки получили подтверждение результатами экспериментов в области Бразильской Мировой Аномалии, где общая интенсивность ГМП в два раза ниже, чем в соседствующих регионах.

Итак, изменение климата, сопровождающее инверсию или экскурс ГМП, является установленным фактом, но выводы о его характере различны.

Модель изменений климата

Как известно, экскурсы и инверсии сопровождаются значительными понижениями интенсивности ГМП, в результате чего усиливается проникающий поток КЛ. Есть данные о почти двукратном возрастании потока КЛ при 10%-ном уменьшении интенсивности геомагнитного поля (1). Следует отметить, что хотя экскурсы и ассоциируются с минимальной интенсивностью ГМП, на их датировку, и даже на их наличие влияют технические трудности регистрации экскурсов (2), поэтому существует разброс в данных разных авторов, даже названия одного и того же экскурса отличаются (3). На таблице 1 представлены датировки и названия экскурсов хрона Брюнес по последним данным (2).

В работах (1, 4) доказывается, что в результате усиления ионизирующего воздействия КЛ во время экскурсов должно развиваться похолодание за счет интенсивного образования облаков, имеющих высокое альбедо. Согласно этой гипотезе, периоды потеплений должны совпадать с минимальными потоками КЛ, и наоборот, похолодания развиваются в периоды увеличения потоков КЛ, что и характеризует некоторые экскурсы хрона Брюнес (5). Однако зафиксированы и потепления, приуроченные к экскурсам Laschamp и Gothenburg (4, 6). Изучение содержания космогенного нуклида ^{10}Be в океанских осадках

(7) во временном интервале до 3.5 млн. лет назад позволило его авторам сделать вывод, что увеличения содержания ^{10}Be совпадают по времени как с инверсиями и экскурсами ГМП, так и с периодами межледниковий.

Таблица 1. Экскурсы хрона Брюнес (тыс. лет ВР).

Название экскурса	Gothenburg	Mono Lake	Laschamp	Norwegian-Greenland Sea	Blake	Iceland Basin	Pringle Falls	Calsbrian Ridge	Big Lost	West Eifel 2	Stage 17	West Eifel 1
Дата	12	33	41	70	120	188	211	260	560	626	670	722
№	1	2	3	4	5	6	7	8				

В работе Поспеловой (8) сопоставлением палеомагнитных и палеоклиматических данных обсуждается различный характер климатических изменений во время экскурсов, и, по мнению автора, невозможно объяснить его изменениями прозрачности атмосферы в результате воздействия КЛ. Сопоставив тренд уровня мирового океана (9) (Рис. 1) со временем прохождения экскурсов, мы обнаружили, что экскурсам Gothenburg (6), Laschamp и Blake (2) сопутствовало потепление, поскольку в это время уровень океана возрастал, а экскурсы Mono Lake и Norwegian-Greenland Sea (2) сопровождались похолоданиями и падением уровня мирового океана.

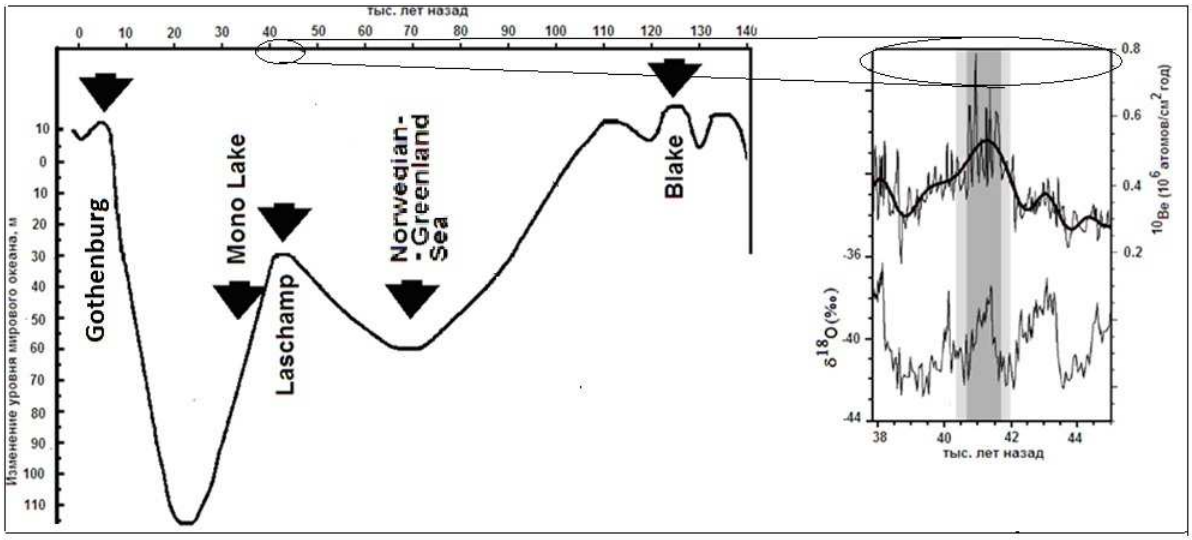


Рис. 1. Изменение уровня мирового океана за последние 140 тыс. лет (9), черные стрелки указывают на время прохождения экскурсов Gothenburg, Mono Lake, Laschamp, Norwegian-Greenland Sea и Blake. Врезка: верхняя кривая - изменение содержания ^{10}Be в кернах льда, нижняя - изменение ^{18}O (ширина серой вертикальной полосы показывает продолжительность экскурса Laschamp (10)

Рассмотрим характеристики экскурсов. На врезке Рис. 1 представлены кривые относительного содержания изотопа ^{18}O и концентрации радионуклида ^{10}Be в кернах гренландского льда в период экскурса Laschamp (10). Отсюда видно (Рис. 1, врезка), что экскурс Laschamp характеризуется пиками обеих кривых, и минимум интенсивности ГМП (т.е. максимум содержания ^{10}Be в результате увеличения проникающего потока КЛ) соответствует максимуму температуры (высокие значения δ для изотопа кислорода ^{18}O соответствуют более теплым климатическим условиям) на поверхности Земли, т.е. потепле-

нию. Важным моментом является продолжительность периода пониженной интенсивности ГМП во время экскурса или инверсии. Как видно из кривых, представленных на Рис. 2, период изменения векторных характеристик ГМП значительно короче, чем вариация интенсивности поля от начала ее падения до восстановления исходного уровня. Так, для экскурса Laschamp (Рис. 2) эти характеристики различаются, примерно, в три раза (11), а для экскурса Blake (12, 13) - почти в десять раз.

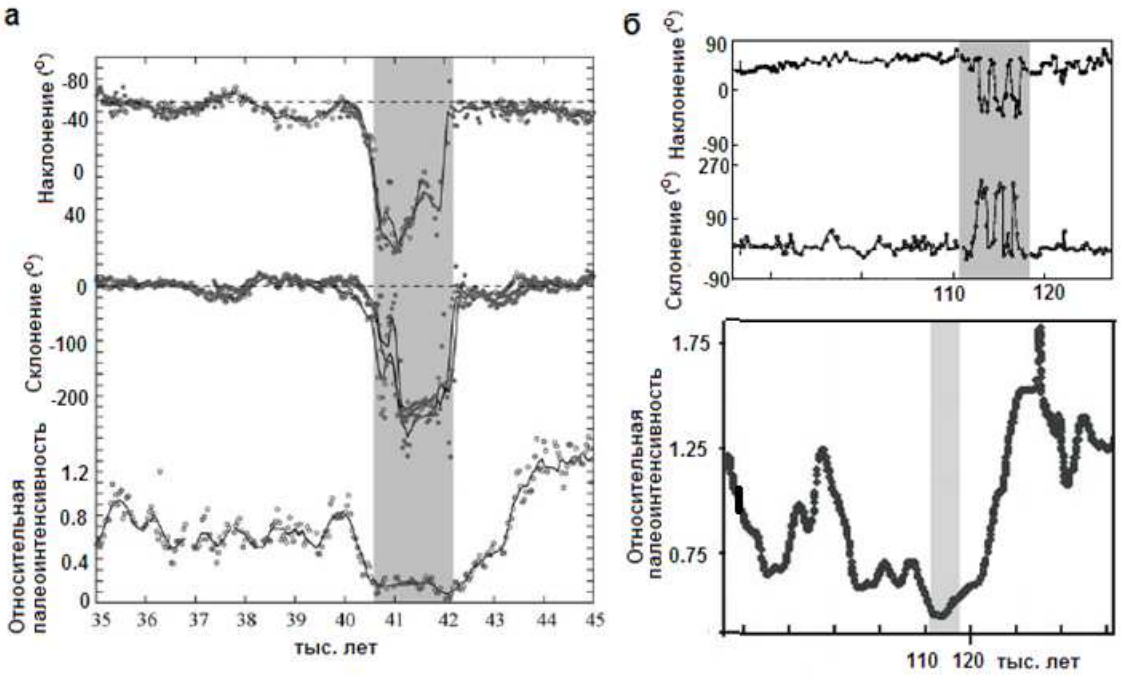


Рис. 2. Характеристика экскурсов Laschamp (а) (11) и Blake (б) (12, 13). Серыми вертикальными полосами отмечены временные интервалы изменения векторных характеристик ГМП

КЛ действуют как ионизирующий агент на атомы атмосферы. Можно оценить, как меняется поток КЛ в зависимости от степени уменьшения интенсивности геомагнитного поля. При уменьшении модуля ГМП в десять раз, что характерно, например, для экскурса Laschamp (14), увеличение потока КЛ (галактических, солнечных, частиц из разрушенных радиационных поясов Земли) (15, С. 186) вызовет увеличение плотности потока частиц КЛ на несколько порядков. Объяснить механизм различного характера изменения климата, сопровождающего экскурс или инверсию, можно за счет различной степени запыленности атмосферы в периоды, предшествующие экскурсу.

На рис. 3 в его левой части сопоставлены температурный ход с изменением содержания пыли в кернах льда Антарктиды (16) и интенсивности ГМП (5) в указанном интервале времени, тыс. лет назад. Из левой части рисунка видно, что одни экскурсы предшествуют потеплениям, другие – похолоданиям

В правой части рис. 3 показана зависимость изменения температуры после экскурса от содержания пыли кернах льда в период, предшествующий экскурсу. Отсюда следует, что чем больше содержание пыли, тем значительнее изменение температуры в положительную сторону, и, наоборот, при минимальных ее количествах в результате экскурса происходит похолодание.

Выводы

1. Во время экскурсов и инверсий интенсивность ГМП падает, в результате чего увеличивается проникающий поток КЛ, воздействующий на оптические свойства атмосферы.

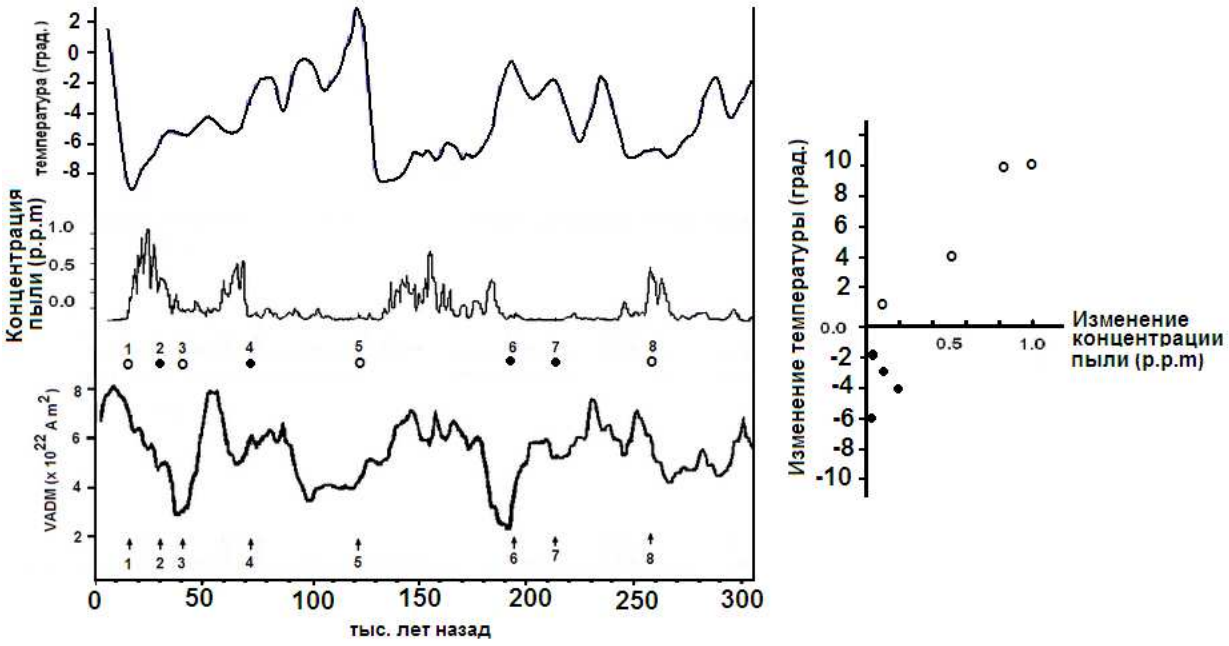


Рис. 3. Корреляция температуры и содержания пыли в кернах льда с ходом временных вариаций модуля ГМП и развитием экскурсов. Климатические эффекты экскурсов: черные кружки – приводят к потеплению, незаполненные – к похолоданию. Стрелки показывают время прохождения экскурсов с номерами, которые соответствуют названиям в таблице 1. Правая часть – связь изменения температуры с концентрацией пыли в керне льда в период, предшествующий экскурсу.

2. Увеличение плотности потока КЛ на 4-6 порядков в случае запыленной атмосферы вызывает ее очищение за счет коагуляции аэрозольных частиц и последующего их осаждения. Прозрачная атмосфера пропускает солнечную радиацию, что приводит к потеплению климата. Если экскурс начинается в условиях прозрачной атмосферы, которая наблюдается в настоящее время, тогда возросший поток КЛ действует, как ионизующий агент, генерируя ядра конденсации с образованием аэрозолей, которые отражают солнечное излучение, приводя к похолоданию.

Литература

1. Christl M., et al. Evidence for a link between the flux of galactic cosmic rays and Earth's climate during the past 200,000 years// J. Atmosph. Sol-Terr. Phys. – 2004. – V. 66. – P. 313-322.

2. Roberts A. Geomagnetic excursions: Knowns and unknowns// Geoph. Res. Lett. – 2008. – V. 35. – L17307.

3. Laj, C., Channell J. E. T. Geomagnetic excursions, in Treatise on Geophysics, V. 5, Geomagnetism, edited by M. Kono. Amsterdam: Elsevier, 2007. pp. 373–416.

4. Svensmark H. Cosmoclimatology: a new theory emerges.// Astronomy & Geophysics. – 2007. – V. 48. No 1. – P. 1.18-1.24

5. Worm H-U. A link between geomagnetic reversals and events and glaciations// Earth Plan. Sci. Lett. – 1997. – V. 147. – P. 55-67.

6. Guskova, E. G., et al. Manifestation of the Gothenburg geomagnetic field excursion in the Barents Sea bottom sediments// Geom. Aeron. – 2007. – V. 47, No 6. – P. 781-786.

7. Aldahan A., Possnert G. The ^{10}Be marine record of the last 3.5 Ma// Nucl. Instr. Meth. Phys. Res. B. – 2000. – V. 172. – P. 513-517.

8. Поспелова Г.А. Геомагнитные экскурсы хрона Брюнес и глобальные климатические осцилляции// Физика Земли. – 2000. – № 8 . – С. 3-14.

9. Нигматулин Р.И. Во власти океана // Наука в России. – 2010. – .No 4. – С. 54-62.

10. Svesson A. et al. The Greenland ice core chronology 2005, 15-42 ka. Part 2: comparison to other records// Quaternary Science Reviews. – 2006. – V. 25. No 23-24. – P. 3258-3267.

11. Lund S. et al. A summary of Brunhes paleomagnetic field variability recorded in Ocean Drilling Program cores// Phys. Earth Planet. Inter. – 2006. – V. 156. – P. 194–204.

12. Ménabréaz L., et al. Paleomagnetic record of the late Pleistocene reef sequence of Tahiti (French Polynesia): A contribution to the chronology of the deposits// Earth Planet. Sci. Lett. – 2010. – V. 294. – P. 58-68.

13. Zhu R.X., et al., The Blake geomagnetic polarity episode recorded in Chinese loess// Geoph. Res. Lett. – 1994. – V. 21. – No 8. – P. 697-700.

14. Ferk A., Leonhardt R. The Laschamp geomagnetic field excursion recorded in Icelandic lavas// Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2009. – V. 177. – P. 19-30.

15. Панасюк М.И. Странники Вселенной или эхо Большого взрыва. – Фрязино: Век 2, 2005.

16. Petit J. R., et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica// Nature. –1999. – V. 399. – P. 429-436.

Исследование вариаций электрического поля в приземной атмосфере с учётом её температурной стратификации

Петрова Г. Г.[1], Панчишкина И. Н.[1], Петров А. И.[1], Чхетиани О. Г.[2], Моисеев П. В.[1]
[1]Южный федеральный университет г. Ростов-на-Дону, Россия
[2]Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН г. Москва, Россия
email: georgpu@rambler.ru ochkheti@rssi.ru

Разработанные на данный момент модели электродного слоя атмосферы дают определенное понимание электрических процессов, происходящих в приземной атмосфере, но нуждаются в экспериментальном подтверждении теоретических результатов, исследовании границ применимости моделей, выделении типов физических условий, когда может быть применима та или иная модель. Сообразно представлениям классического электродного эффекта, вблизи земной поверхности формируется положительный объёмный заряд. Вследствие этого поле в электродном слое увеличивается по мере приближения к земной поверхности. В то же время, электродный эффект не единственный источник объёмных зарядов в приземном слое. Для объёмного заряда лёгких ионов на основании уравнения Пуассона можно записать:

$$\rho_{\text{л.и.}} = \frac{\varepsilon_0}{\lambda}\nabla \cdot \vec{j}_\lambda - \frac{\varepsilon_0}{\lambda}\vec{E} \cdot \nabla\lambda \tag{1}$$

Здесь λ – удельная электропроводность атмосферы, $\vec{E}$- вектор напряжённости электрического поля, $\vec{j}_\lambda$ - плотность тока проводимости, ε_0- электрическая постоянная.

Первый член в уравнении (1), обусловленный дивергенцией тока проводимости в атмосфере вблизи её границы с земной поверхностью, относится к электродному эффекту поверхности земли. Второй член уравнения (1) описывает процессы формирования объёмного заряда вследствие прохождения тока проводимости в атмосфере через слои с градиентом её электропроводности. В проекции на вертикальную ось:

$$\rho_{\text{л.и.}} = \frac{\varepsilon_0}{\lambda}\frac{\partial j_z}{\partial z} - \frac{\varepsilon_0}{\lambda}E_z\frac{\partial\lambda}{\partial z} \tag{2}$$

Для горизонтально-однородной атмосферы в случае ненарушенного поля, когда вектор напряжённости направлен вниз к земле, проекция градиента потенциала на вертикальную ось, направленную вверх, отрицательна: $E_z < 0$. Тогда при уменьшении электропроводности с высотой её градиент также будет отрицателен, и минус перед вторым членом уравнения (2) сохранится, что свидетельствует об отрицательном знаке формирующегося в соответствующем слое объёмного заряда.

В природе отрицательный градиент электропроводности наблюдается, если почва заметно эманирует при ослабленном турбулентном перемешивании приземного слоя [1]. Это способствует накоплению вблизи земли радиоактивных эманаций (прежде всего, радона-222 с периодом полураспада 3,8 суток) и, соответственно, усилению ионизации воздуха у земной поверхности. В реальности оба процесса протекают одновременно, и результат – плотность объёмного заряда лёгких ионов - будет зависеть от соотношения их продуктивности на каждом уровне. При взаимодействии лёгких ионов с частицами аэрозоля образуются тяжёлые ионы, время жизни которых исчисляется часами в отличие от нескольких минут для лёгких ионов. Слои заряженного аэрозоля могут длительное время присутствовать в атмосфере, определяя величину и вертикальный профиль электрического поля.

Таблица 1. Средние характеристики атмосферы для разных параметров стратификации m.

Величина	Высота, м	Устойчивая m<0,7		Неустойчивая m>1,3	
Температура воздуха, ^{o}C	2,0	24,1	4,6	31,6	5,0
Градиент температуры, ^{o}C/м	0,5-2,0	1,2	0,9	-0,8	0,3
Скорость ветра, м/с	0,5	0,8	0,4	2,0	0,4
	2,0	1,2	0,6	2,5	0,5
Относительная влажность, %	2,0	55	19	34	16
Коэффициент турбулентности, м^2/с	0,5-2,0	0,01	0,01	0,10	0,02
Объёмная активность радона, Бк/м^3	0,05	28	13	11	5
Концентрация аэрозолей $>$ 0,3 μ, 10^8м$^{-3}$	1,0	0,11	0,04	0,09	0,03
Число профилей		28		25	

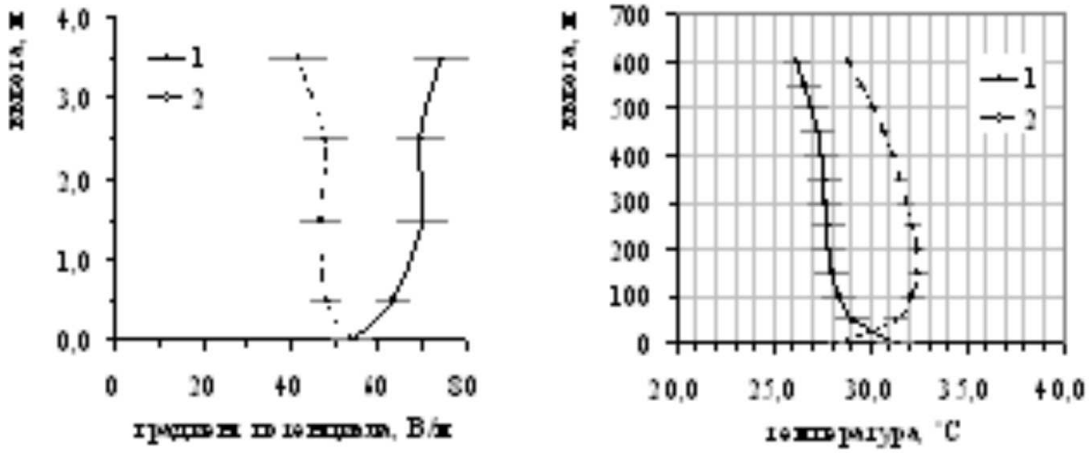


Рис. 1. Результаты измерений в августе 2014 года в Цимлянске при неустойчивой (1) и устойчивой (2) стратификации приземной атмосферы: а – вертикальные профили градиента электрического потенциала; б – кривые температурной стратификации (МТП5). (Планками показаны значения стандартной погрешности.)

В работе анализируются результаты атмосферно-электрических измерений лаборатории геофизических исследований физического факультета Южного федерального университета (ЮФУ) в августе 2014 года в период совместной экспедиции с Институтом физики атмосферы им.А.М.Обухова (ИФА РАН) на Цимлянской научной станции ИФА, а также ряда экспедиций ЮФУ предыдущего периода, главным образом, в пунктах Кашарского района Ростовской области. Обсуждаемые данные получены одним и тем же измерительно-вычислительным комплексом [2], который с 2012 года пополнился счётчиком аэрозольных частиц АЗ-10. Счётчик предназначен для измерения счетной концентрации аэрозольных частиц с диаметрами от 0,3 до 10 мкм в шести диапазонах: 0,3-0,4; 0,4-0,5; 0,5-1; 1-2; 2-5; более 5. Часть рассматриваемых в работе характеристик измерялась непосредственно традиционными для физики атмосферы методами и хорошо известными приборами. Измерения велись круглосуточно в течение примерно 10 дней. Некоторые параметры получены расчётным путём по общеизвестным формулам и на основании общепринятых подходов [2]. Градиент потенциала на уровне земли измерялся датчиком “Поле-2” системы ГГО им. А.И.Воейкова. С помощью радиоактивных коллекторов на высотах 1, 2, 3 и 4 метра регистрировались электрические потенциалы, что позволяло рассчитывать среднее для слоя значение градиента потенциала через разность потенциалов и расстояние между коллекторами.

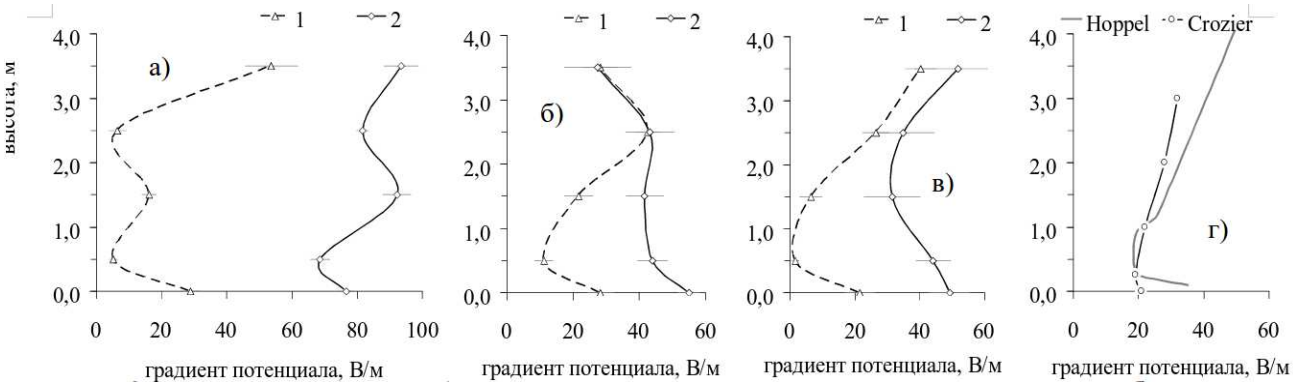


Рис. 2. Вертикальные профили градиента электрического потенциала: а, б, в, – при устойчивой стратификации атмосферы в Федоровке (1) Кашарского района и Цимлянске (2), Ростовская область; г – экспериментальная кривая Crozier [4] для безветренных ночей и расчетный профиль Hoppel [5] для нетурбулентного электродного эффекта. (Планками показаны значения стандартной погрешности.)

На рисунке 1а представлены вертикальные профили градиента электрического потенциала, осреднённые для неустойчивой (1) и устойчивой (2) стратификации приземного слоя. Параметр стратификации определялся по известному методу Л.Р.Орленко на основании результатов измерения скорости ветра и температуры воздуха на высотах 0,5 и 2 метра. На рисунке 1 б показаны профили температуры атмосферы до высоты 600 м, осреднённые для этих же групп замеров. Профили получены с помощью температурного профилемера МТП-5, установленного ИФА на измерительном полигоне Цимлянской научной станции на период экспедиционных измерений.

В таблице 1 даны характеристики атмосферы, осреднённые для часов с устойчивой и неустойчивой стратификацией приземного слоя.

По профилям градиента потенциала на рис. 1 вблизи земной поверхности обнаруживаются слои объёмного заряда разных знаков. В соответствии с уравнением Пуассона уменьшение поля по высоте происходит в слоях атмосферы с положительным объёмным зарядом, рост – в отрицательно заряженных слоях.

По наблюдениям при неустойчивой стратификации чаще наблюдаются профили с отрицательным объемным зарядом в нижней части слоя. Он связан, по-видимому, с подъемом отрицательно наэлектризованной пыли ветром с сухой земной поверхности. Аналогичные результаты получены Israelsson [3], наблюдавшим отрицательный объемный заряд при работе сельскохозяйственных машин возле площадки наблюдений.

В 80 % случаев при устойчивой стратификации в период наблюдений в Цимлянске имели место профили с положительным объёмным зарядом непосредственно вблизи поверхности земли, о чём свидетельствует уменьшение поля с высотой в нижней части профиля. На рисунке 2 (а, б, в) сплошными линиями представлены средние профили разных типов, наблюдавшихся в числе упомянутых 80 % в Цимлянске. Пунктиром показаны аналогичные профили, полученные в Федоровке Кашарского района. В Федоровке таких профилей в этих условиях было 92 %. На рисунке 2 г для сравнения показан известный экспериментальный профиль Crozier [4] для безветренных ночей и расчётный профиль Hoppel [5] для нетурбулентного электродного эффекта. Из рисунка видно, что выше положительного заряда во всех случаях поле начинает расти с высотой, что свидетельствует о наличии на этих уровнях отрицательного объёмного заряда. Его происхождение связано, по-видимому, с отрицательным градиентом электропроводности, что обсуждалось выше.

При рассмотрении вертикальных профилей поля, полученных при устойчивой стратификации, обращает на себя внимание тот факт, что в Федоровке в 4-метровом слое вертикальный профиль поля, будучи изрезанным, в целом наклонён вправо. Это свидетельствует о преимущественном росте поля с высотой в пределах этого слоя и, соответственно, преимущественном отрицательном объёмном заряде в этом слое. Поле на уровне земли под отрицательно заряженными слоями атмосферы оказывается в этих условиях существенно сниженным. Наклон профилей в Цимлянске представляется менее определённым, и значения поля на уровне земли в этом пункте заметно выше, чем в Федоровке. На формирование заряженных структур в нижних десятках и сотнях метров атмосферы указывают авторы целого ряда работ, в частности, [6].

На основании уравнения Пуассона по данным о вертикальном распределении поля сделана оценка плотности объёмного заряда, средней по всему 4-метровому слою. Оказалось, что большие отрицательные значения плотности заряда коррелируют с относительно высоким содержанием аэрозолей в приземной атмосфере (Рис. 3 а).

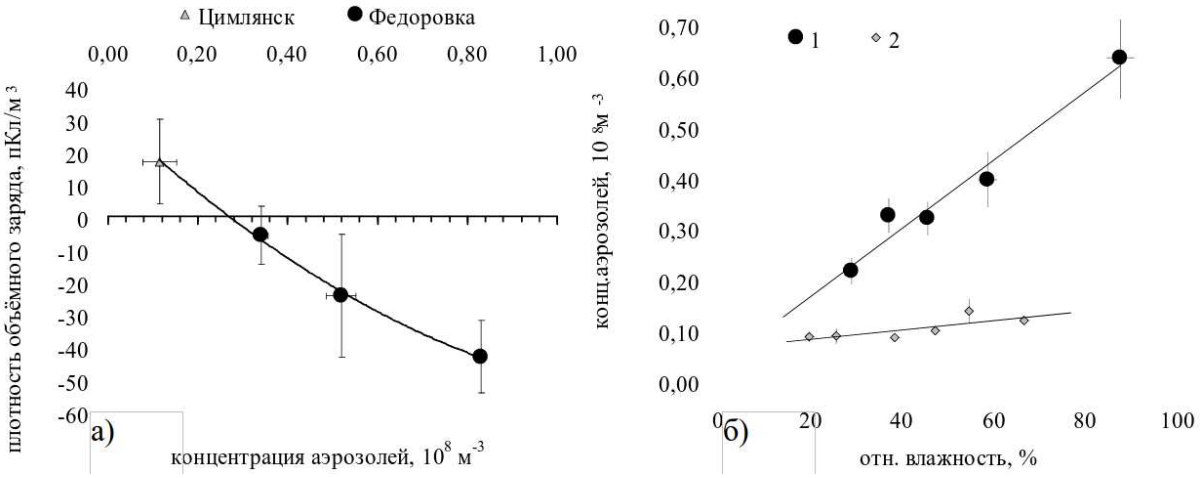


Рис. 3. Ряды регрессии: а) плотности объемного заряда по концентрации аэрозолей; б) концентрации аэрозолей по влажности воздуха в Федоровке (1) и Цимлянске (2).

В свою очередь обнаружено, что имеется тенденция к росту концентрации аэрозолей в обоих пунктах с увеличением влажности (Рис. 3 б).

Можно предположить, что важнейшим механизмом образования заряженных слоёв в приземной атмосфере является избирательная адсорбция аэрозолями разных по знаку зарядов лёгких ионов. Смирнов [7] отмечает, что обнаруженная им при повышениях относительной влажности воздуха в адиабатической камере избирательная селекция аэрозольных частиц по отношению к легким ионам разных знаков способствует формированию объёмных зарядов, что приводит к появлению неоднородных электрических полей. Важную роль при этом играет обводнение аэрозоля: значительные отрицательные объемные заряды, появляющиеся на нерастворимых гигроскопических ядрах при росте влажности с 40 до 70%, Смирнов объясняет структурированием поверхностных пленок воды, которые проявляют сродство к отрицательным легким ионам. По данным Смирнова, знак заряда зависит от химического состава гигроскопических ядер. Возможно, различия свойств аэрозоля определили наблюдаемые особенности профилей электрического поля в двух пунктах наблюдений.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ), грант 16-05-00930 А.

Литература

1. Petrov A.I., Petrova G.G., Panchishkina I.N. Profiles of polar conductivities and of radon-222 concentration in the atmosphere by stable and labile stratification of surface layer // Atmospheric Research (Elsevier). – 2009.-V.91. – P.206-214.

2. Петров А.И., Петрова Г.Г., Панчишкина И.Н., Кудринская Т.В., Петров Н.А. Измерительный комплекс для исследования электричества приземного слоя атмосферы // Изв.высших учебных заведений, Сев.- Кав. рег., Естест. Науки. – 2010. - №3. - С. 47-52

3. Israelsson S. Measurements of surface-air space charges carried by dry wind-driven dust. J.Atmosph.Terr.Phys., 1994. 56 (12), 1551-1556.

4. Crozier W.D. Atmospheric electrical profiles below three meters // J.Geoph.Res. 1965. 70. P.2785-2792.

5. Hoppel W.A., 1969. Electrode effect: comparison of theory and measurement, in: S.C.Coroniti and J.Hughes, Planetary Electrodinamics, 2. Gordon and Breach Science Publishers, New-York, pp.167-181.

6. Anisimov S.V., Galichenko S.V., Shikhova N.M. Space charge and aeroelectric flows in the exchange layer: An experimental and numerical study // Atmospheric Research, 135–136 (2014). Pp.244–254

7. Смирнов В.В. Электризация аэрозоля, обводняющегося в биполярно ионизированном воздухе // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 3. С. 321-331.

Исследование изменчивости содержания фонового аэрозоля в стратосфере над томском по данным лидарных наблюдений

Маричев В. Н., Бочковский Д. А.
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск
marichev@iao.ru, moto@iao.ru

Введение

В предыдущих работах [1-5] нами были представлены результаты лидарных наблюдений за изменением вертикальной структуры аэрозоля в различные месяцы периода 2010-2014гг. Работа в данном направлении была продолжена и в 2015г. Для всего указанного периода характерным являлось практическое отсутствие вулканических извержений, которые могли бы оказывать влияние на возмущение аэрозольной компоненты стратосферы Северного полушария, включая регион Западной Сибири. Поэтому возникла удобная возможность проследить особенности временной изменчивости наполнения стратосферы фоновым аэрозолем в Западной Сибири за достаточно длительный временной интервал.

В качестве первичной информации для анализа за 2015г. использовался массив данных из 84 суммарных сигналов, накопленных в отдельные ночи. Как и в вышеуказанных работах, интервал зондируемых высот простирался от 15 до 50-60км. пространственное разрешение составляло 192м. Прием лидарных сигналов велся в режиме счета фотоимпульсов с накоплением по 12×10^4 запускам лазерных импульсов (время накопления - около двух часов за ночь). В качестве параметра, описывающего вертикальную стратификацию аэрозоля, представлена оптическая характеристика R(H) – отношение аэрозольного рассеяния (H –текущая высота). По определения R(H) – отношение суммы коэффициентов аэрозольного и молекулярного коэффициентов обратного рассеяния к молекулярному коэффициенту обратного рассеяния. Для примера, выполнение условий R(H)=1 означает отсутствие на данных высотах аэрозоля, и, наоборот, там, где R(H)>1, появляется аэрозоль.

Результаты наблюдений

Результаты измерений среднемесячной динамики вертикальной стратификации аэрозоля приведены на рис.1. Здесь в качестве рассчитываемого из лидарных измерений параметра приведено отношение аэрозольного рассеяния R(H) - отношение суммы коэффициентов обратного аэрозольного и молекулярного рассеяния к обратному коэффициенту молекулярного рассеяния света.

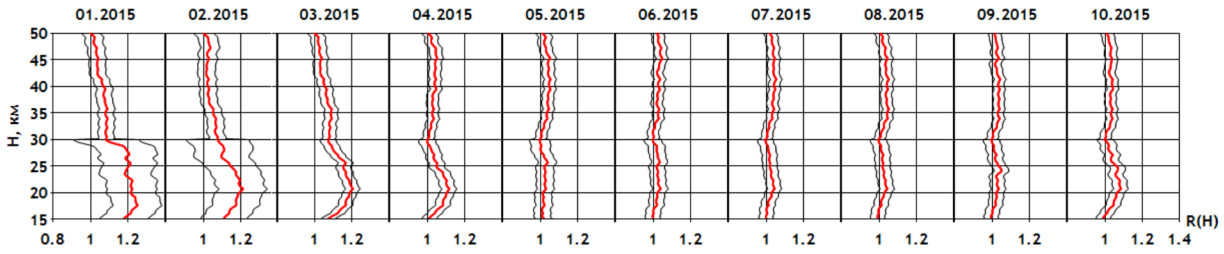


Рис. 1. Среднемесячные профили вертикальной стратификации аэрозоля в 2015г. Кривые красного цвета - усредненные профили, черного - коридор стандартного отклонения.

Из сравнительного анализа с наблюдениями за прошлые годы [1] подтверждается тенденция максимального аэрозольного наполнения нижней стратосферы в январе с убыванием в весенний период и практическим отсутствием в мае - сентябре. С октября начинается постепенное возрастание содержания аэрозоля до его максимального значения в январе.

Динамика внутремесячных вариаций аэрозольного наполнения стратосферы показана на рисунках 2- 11.

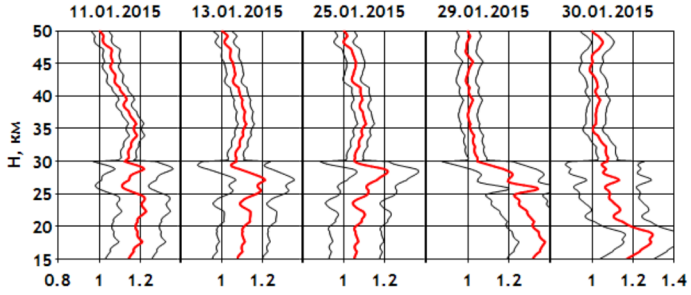


Рис. 2. Динамика вертикальной стратификации аэрозоля в январе 2015г.

Так, для января в течении всего месяца (рис.4.2) отмечается значительное аэрозольное наполнение нижней стратосферы в интервале высот 15- 30км со значениями отношения рассеяния до R>1.2, а также с заметным присутствием аэрозоля на протяжении большей части месяца до 25 января на высотах от 30 до 40-45км.

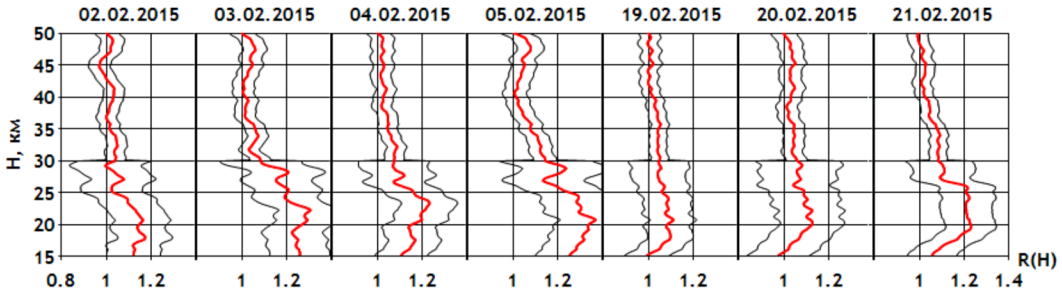


Рис. 3. Динамика вертикальной стратификации аэрозоля в феврале 2015г.

Примерно аналогия картина стратификации аэрозоля наблюдается в феврале с отличием в сторону меньшего содержания аэрозоля в верхней стратосфере (рис.3).

В марте в первой декаде месяца аэрозольная компонента распространяется до высот 40-43км. При этом аэрозольное наполнение нижней стратосферы. в отличие от большинства предыдущих лет наблюдений, может достигать уровня января-февраля месяцев (рис.4.).

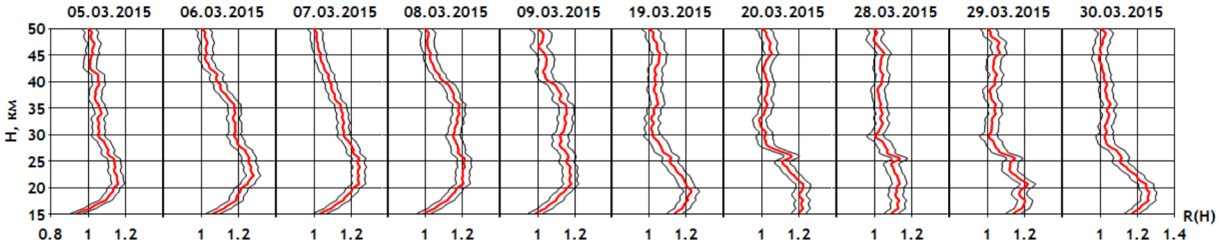


Рис. 4. Динамика вертикальной стратификации аэрозоля в марте 2015 г.

В апреле содержание аэрозоля отмечается лишь в начале месяца в нижней стратосфере (рис.5), которое быстро убывает за первую неделю.

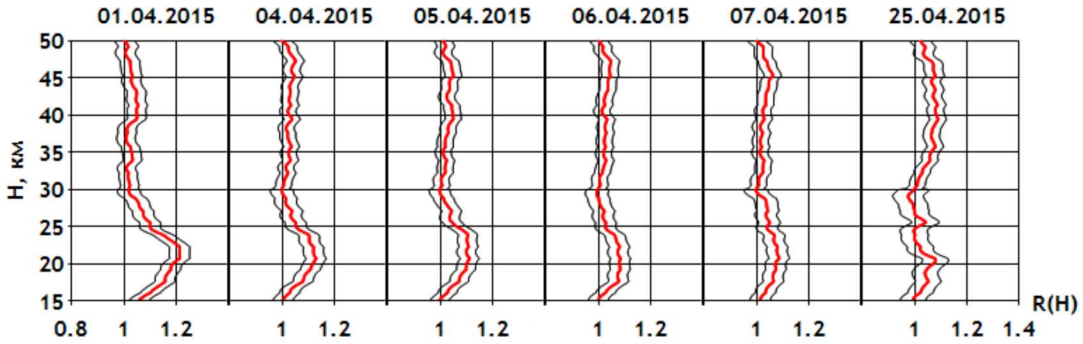


Рис. 5. Динамика вертикальной стратификации аэрозоля в апреле 2015 г.

В последующий период конец весны, лета и начала осени во всем слое стратосферы аэрозольная компонента практически отсутствует (рис.4.6-4.9). Указанная особенность, выявленная по крайней мере для Томского региона, подтверждается многолетними наблюдениями.

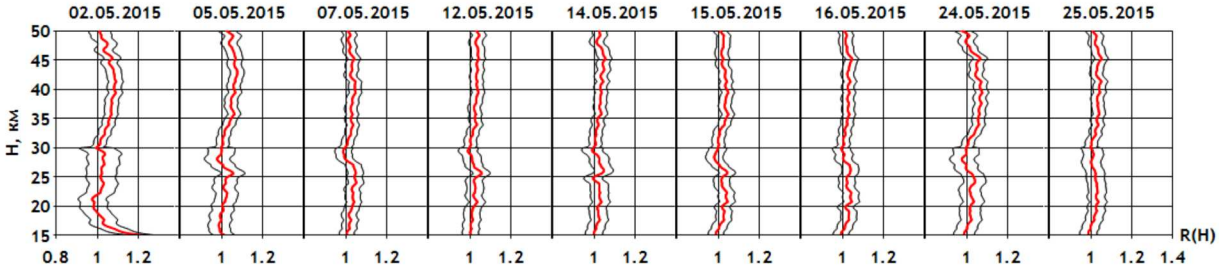


Рис. 6. Динамика вертикальной стратификации аэрозоля в мае 2015 г.

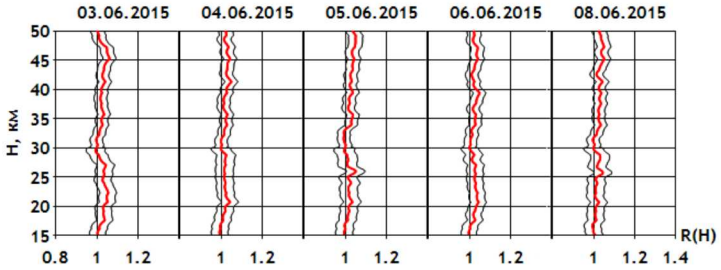


Рис. 7. Динамика вертикальной стратификации аэрозоля в июне 2015 г.

Незначительный рост аэрозольного наполнения начинается в октябре в области нижней стратосферы (рис.10). Наконец, в отличие от наблюдений за прошлые годы, аномально высокое содержание аэрозоля в нижней стратосфере зафиксировано в ноябре и особенно в декабре (рис.11).

Работа выполнена при финансовой поддержки гранта Президента РФ НШ4714.2014.5, гранта РНФ №14-27-00022 и гранта РФФИ № 16-05-00901

ЛИТЕРАТУРА

1. Маричев В.Н. Исследование изменчивости вертикальной структуры фонового аэрозоля в стратосфере над Томском на основе лидарных наблюдений в 2010-2011 гг.. // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 11. С. 976-984.

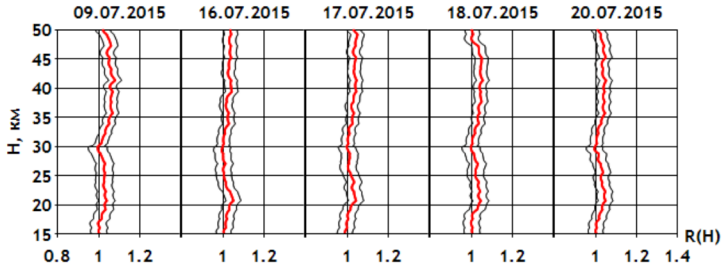


Рис. 8. Динамика вертикальной стратификации аэрозоля в июле 2015 г.

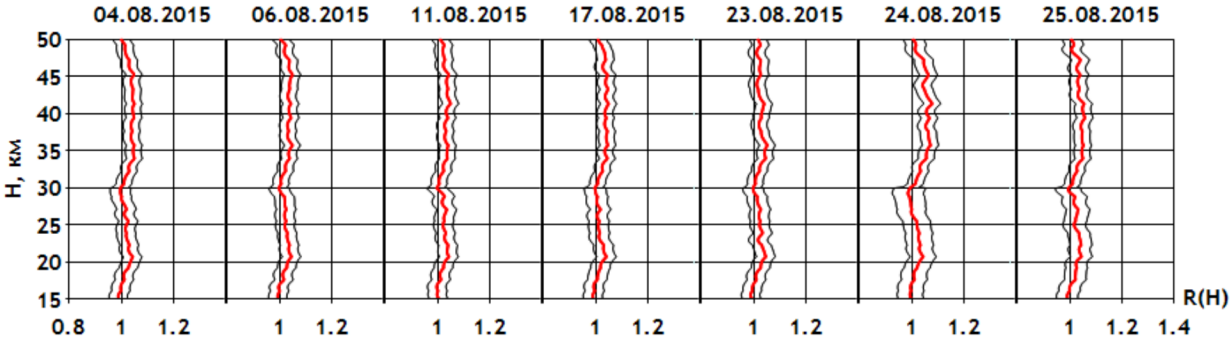


Рис. 9. Динамика вертикальной стратификации аэрозоля в августе 2015 г.

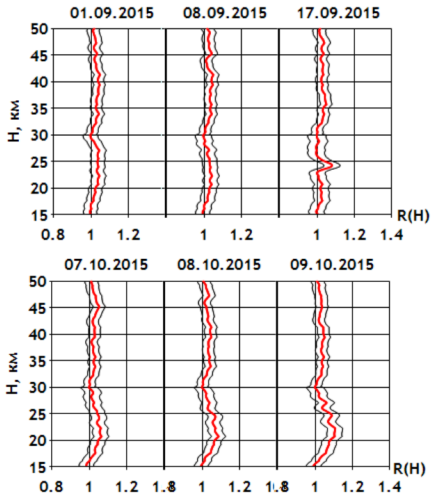


Рис. 10. Динамика вертикальной стратификации аэрозоля в сентябре (слева) и октябре (справа) в 2015 г.

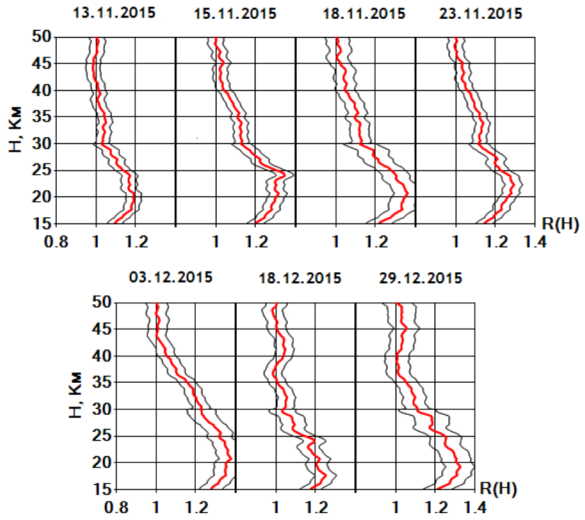


Рис. 11. Динамика вертикальной стратификации аэрозоля в ноябре (слева) и декабре (справа) в 2015 г.

2. Маричев В.Н. Лидарные исследования изменчивости аэрозольного наполнения стратосферы над Томском для фоновых условий. // Сборник докладов 19-го международного симпозиума “Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы”. Алтай, г. Барнаул, база отдыха “Золотое озеро”.1-6 июля 2013г. С. D-51 – D-56.

3. Маричев В.Н. Лидарные исследования годовой изменчивости наполнения стратосферы фоновым аэрозолем над томском в период 2011-13гг. // Сборник докладов 20-го международного симпозиума “Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы”. г. Новосибирск, курорт-отель “Сосновка”, 23-27 июня 2014г. С. D62-D66

4. Маричев В.Н., Бочковский Д.А. Исследование изменчивости наполнения стратосферы фоновым аэрозолем в 2014г. // Сборник докладов 21-го международного симпозиума “Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы”. г. Томск, 22-26 июня 2015г. D41-D45

5. Marichev V.N. Bochkosvkii D.A. Studying the variations in background aerosol loading of the stratosphere in 2014 // Proceedings of SPIE. 2015. V.9680. CID: 9680 6U. [9680-209]

Крупномасштабные и мелкомасштабные неоднородности, генерируемые во время главной фазы магнитной бури 22 июня 2015 г.

Ясюкевич Ю. В., Васильев Р. В., Веснин А. М., Глоба М. В., Ратовский К. Г.
Институт солнечно-земной физики СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова 126а, а/я 291
email: yasukevich@iszf.irk.ru

Введение

Интенсивные мелкомасштабные неоднородности оказывают значительное влияние на распространение радиоволн вследствие рассеяния сигнала [5]. Наиболее значительно эффекты рассеяния проявляются при размерах неоднородностей порядка первой зоны Френеля. Эффекты рассеяния приводят к значительным амплитудным мерцаниям радиосигнала, что в свою очередь приводит к ухудшению качества оценки фазы в таких системах, как глобальные навигационные спутниковые системы (ГНСС), и даже срыву слежения за фазой сигнала в отдельных случаях [2].

Как правило, эффекты значительных мерцаний и срывов сопровождения фазы сигнала ГНСС согласно литературе наблюдались на высоких или приэкваториальных широтах, где эффективно работают механизмы генерации мелкомасштабных неоднородностей. В тоже время достаточно большое число работ указывает на проявление мелкомасштабных неоднородностей на средних широтах (см, например [3] и список цитируемых здесь работ).

Стоит отметить, что эффекты мелкомасштабных неоднородностей, например, в фазовых измерениях, проявляются значительно только для достаточно больших длин волн. В этой связи для мелкомасштабной части спектра ионосферных неоднородностей значительный интерес представляет комплексирование различных средств, одновременно осуществляющих оценку присутствия интенсивных неоднородностей.

В настоящей работе на основе экспериментального комплекса ИСЗФ СО РАН мы анализируем проявление мелкомасштабных неоднородностей во время магнитной бури 22 июня 2015 г., а также глобальную структуру генерируемых ионосферных возмущений.

Экспериментальные данные

В настоящей работе анализ мелкомасштабной структуры ионосферы был проведен на основе данных экспериментального комплекса ИСЗФ СО РАН (регион г. Иркутск, $\sim$52 $^\circ$ N, 104 $^\circ$ E), а также мировой сети приемников GPS/ГЛОНАСС. Для целей исследования мелкомасштабных неоднородностей мы использовали следующие инструменты:

1) Ионозонд вертикального зондирования DPS-4, позволяющий регистрировать явление F-рассеяния (F-spread). На рис. 1 приведен пример ионограммы 22 июня 2015 г., на которой можно видеть значительное размытие. Разрешение по времени – 15 мин. Наиболее значительное влияние на рассеяние сигнала оказывают неоднородности $\sim$1-3 км.

2) Радар некогерентного рассеяния (РНР) [4]. Приёмные устройства РНР позволяют измерять мерцания амплитуды дискретных космических радиоисточников при прохождении ими сектора обзора радара. Наиболее значительное влияние на рассеяние сигнала в этом диапазоне оказывают неоднородности размером $\sim$400-800 м.

3) Специализированный приемник сигналов GPS/ГЛОНАСС GPStation-6, позволяющий измерять интенсивность мерцаний амплитуды навигационного сигнала S4 и вариации фазы $\sigma\phi$ навигационного сигнала [3]. Приемник работал с разрешением по времени равным 1 мин. Наиболее значительное влияние на рассеяние навигационного сигнала и амплитудные мерцания оказывают неоднородности размером $\sim$100-300 м.

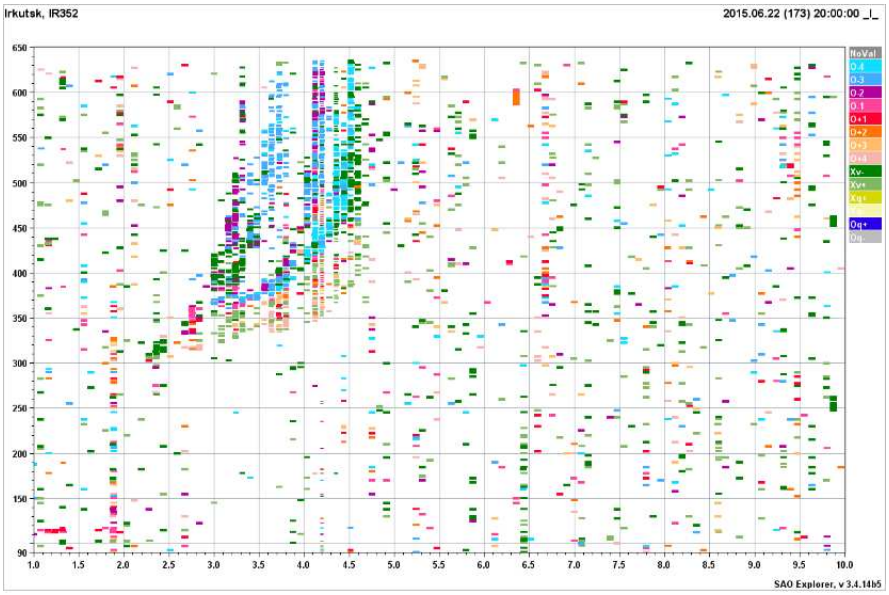


Рис. 1. Пример ионограммы вертикального зондирования 22 июня 2015 г. 20:00 UT.

Экспериментальные результаты

На рис. 2 представлены ширина частотного размытия ионограмм (F-рассеяние, верхняя панель), мерцания фазы навигационного сигнала $\sigma\phi$ по всем наблюдаемым спутникам (средняя панель) и мерцания радиосигнала “Лебедь-А” (нижняя панель). Данные представлены для 22 июня 2015 г. Рис. 3 показывает вариации индексов H-SYM и Bz (верхняя панель), плотности потока протонов (средняя панель), а также F-рассеяния (нижняя панель) за 22-23 июня 2015 г. (дни 173, 174).

Рис. 2 показывает, что в период времени с 19:45 до 21:15 UT регистрируется усиление F-рассеяния. Максимум наблюдается в ∼20:15 UT. В ∼19:30 UT регистрировалось кратковременное увеличение мерцаний фазы сигнала над фоновым уровнем. При этом увеличения мерцаний амплитуды навигационного сигнала нами отмечено не было. В районе 20 UT зарегистрированы мерцания сигнала радиоисточника “Лебедь-А” проходящего через диаграмму направленности РНР.

На рис. 3 показаны геофизические индексы, характеризующие протекание бури за период 21, 22 июня 2015 г. (дни года 173, 174). На верхней панели даны вариации индекса H-SYM и Bz-компоненты межпланетного магнитного поля. На средней панели приведена плотность потока протонов (http://www.swpc.noaa.gov/). На нижней панели дана ширина частотного размытия ионограмм (F-рассеяния). После прихода ударной волны в 18:00 UT 22 июня 2015 г. и изменения направления Bz-компоненты ММП на южное, в 18:30 UT было зарегистрировано SSC и резкое снижение H-SYM индекса. При этом плотность потока протонов возросла с ∼12 до ∼52 см$^{-3}$. Локальный минимум H-SYM ∼ -135 нТл зарегистрирован ∼в 20:15 UT, когда регистрируется наиболее сильное F-рассеяние и мерцания радиоисточника.

Мерцания амплитуды навигационного сигнала в диапазонах частот GPS/ГЛОНАСС 1200-1600 МГц в это время не превышало фоновое значения (данные здесь не приведены из-за ограниченного объема). При этом в ∼19:30 UT регистрировалось кратковременное увеличение мерцаний фазы навигационного сигнала (рис. 2, средняя панель).

На рис. 4 представлены карты вариаций полного электронного содержания (ПЭС) для 4 моментов времени. Карты получены по данным мировых и региональных сетей приемников сигналов GPS/ГЛОНАСС. На картах в подионосферных точках лучей “спутник-

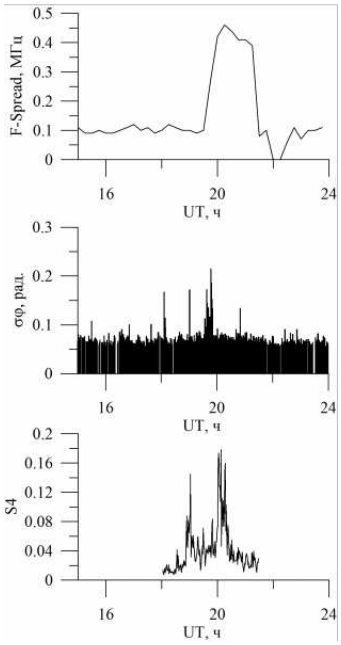


Рис. 2. F-рассеяние, флуктуации фазы навигационного сигнала и мерцания радиоисточника «Лебедь-А» по данным PHP (сверху вниз)

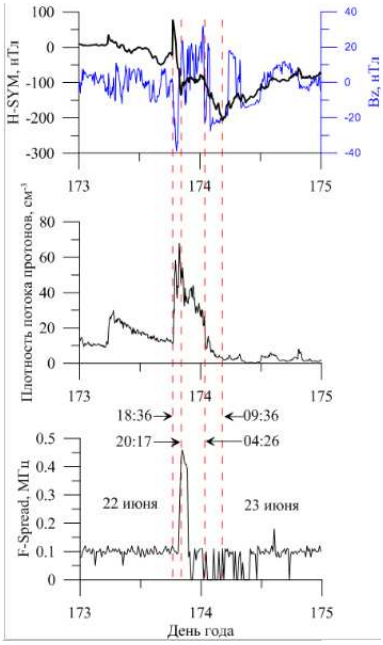


Рис. 3. Вариации индексов H-SYM и Bz, плотности потока протонов, а также F-рассеяния (сверху вниз)

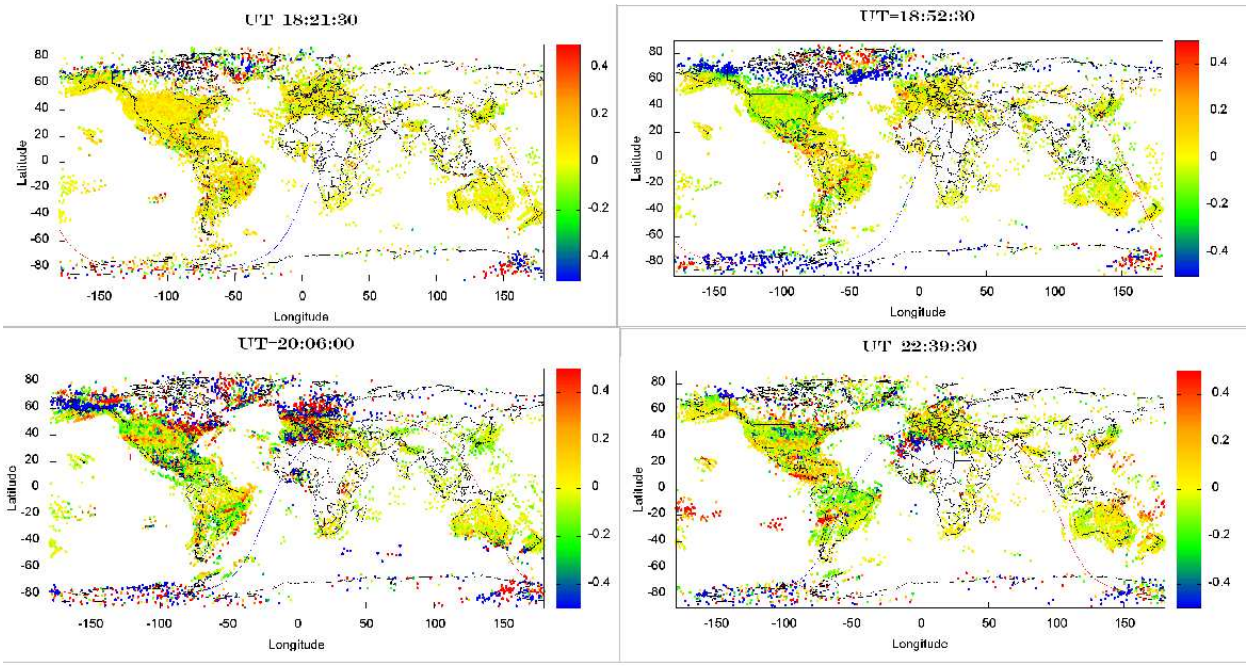


Рис. 4. Карты вариаций полного электронного содержания для времени 18:21:30, 18:52:30, 20:06:00, 22:39:30 UT

приемник" (высота 300 км) отмечены значения вариаций ПЭС, отфильтрованных в диапазоне периодов 2-20 мин. До начала бури в авроральной области всегда присутствуют спорадические возмущения не имеющие выраженного фронта и направления распространения. Во время начала магнитной бури около 18:50 UT в области аврорального овала южного и северного полушария возникают возмущения, охватывающие все долготные сектора. Эти крупномасштабные возмущения характеризуются отрицательным отклонением ПЭС от фона. Далее отрицательное возмущение сменяется положительным.

После этого формируется крупномасштабное перемещающееся ионосферное возмущение. Анализ динамической картины показывает, что крупномасштабные возмущения движутся в сторону экватора. В силу низкого пространственного разрешения карт вариаций ПЭС в регионе г. Иркутска затруднительно точно выделить время прихода крупномасштабного возмущения.

Здесь можно только ориентироваться на хорошо выделенный фронт в регионе Северной Америки и Европы, и делать экстраполяцию в регион г. Иркутска. Используя глобальные карты вариаций ПЭС, видно что возмущение достигло г. Иркутска около 20:06 UT. Это время совпадает с временем наблюдения мерцаний и F-рассеяния. Таким образом, инициатором процесса развития наблюдаемых мелкомасштабных неоднородностей ионосферы на средних широтах служит крупномасштабное возмущение, генерируемое в области высоких широт и распространяющееся в сторону экватора.

Заключение

Во время магнитной бури 22 июня 2015 г. были зарегистрированы интенсивные мелкомасштабные неоднородности на средних широтах. Полученные результаты указывают на то, что осуществлялась генерация достаточно интенсивных неоднородностей, вызывающих F-рассеяние на ионограммах ионозонда и интенсивные мерцания 150 МГц радиосигнала "Лебедь-А", т.е. интенсивных неоднородностей с характерными размерами ∼0.5-3 км в соответствии с зонами Френеля для метрового и декаметрового диапазона. Отсутствие амплитудных мерцаний в диапазоне частот GPS/ГЛОНАСС наряду с тем, что эффект

в данных DPS-4 выражен наиболее сильно, обусловлено степенным спаданием спектра интенсивности неоднородностей.

Также во время бури 22 июня 2015 г. зарегистрированы крупномасштабные неоднородности. В период ∼18:50 UT синхронно в авроральной области северного и южного полушарий формируется "кольцо", охватывающее все долготные сектора. Далее формируются перемещающиеся крупномасштабные возмущения, фронт которых имеет вид кольца и охватывает все долготные сектора (насколько позволяет судить сеть с неполным покрытием). Эти возмущения перемещаются в сторону экватора. Перемещающееся возмущение, генерируемое в северном полушарии имело большую амплитуду (по сравнению с возмущением в южном полушарии). При своем распространении оно пересекло экватор и достигло ∼40 ° S.

Результаты анализа пространственной картины вариаций ПЭС указывают на то, что появление мелкомасштабных неоднородности обусловлены проникновением на средние широты крупномасштабных возмущений аврорального происхождения. На это же указывает отсутствие в это время высыпаний в области, где регистрировались мелкомасштабные неоднородности.

Мы выражаем благодарность сетям IGS, Unavco, Sonel за данные GPS/ГЛОНАСС. Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 15-05-03946, а также гранта № НШ-6894.2016.5 Президента РФ государственной поддержки ведущих научных школ РФ.

Литература

1. E.Astafyeva, Y. Yasyukevich, A. Maksikov, I. Zhivetiev. Geomagnetic storms, superstorms, and their impacts on GPS-based navigation systems // Space Weather. 2014. V. 12. P. 508–525, doi:10.1002/2014SW001072.

2. P. M. Kintner, B.M. Ledvina, E.R. de Paula. GPS and ionospheric scintillations // SPACE WEATHER, VOL. 5, S09003, doi:10.1029/2006SW000260, 2007.

3. S. Shanmugam, J. Jones, A. MacAulay A.J. Van Dierendonck. Evolution to Modernized GNSS Ionoshperic Scintillation and TEC Monitoring // IEEE/ION PLANS 2012 – April 24-26, Myrtle Beach, SC, Session B2A

4. R.V. Vasilyev, D.S. Kushnarev, V.P. Lebedev, A.V. Medvedev, N.I. Nevidimov, K.G. Ratovsky. Perspectives of usage of Irkutsk incoherent scatter radar (IISR) as an imaging riometer and radio-heliograph // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2013; P. 105–106:273–280. DOI: 10.1016/j.jastp.2013.06.012

5. K. C. Yeh, C.H. Liu. Radio wave scintillation in the ionosphere // Proc. IEEE, 704, 324–360, 1982.source of ionospheric information since 1998, J. Geodesy, 2009, vol. 83, nos. 3–4, pp. 263–275.

Лидарные исследования рассеяния верхней атмосферы на возбужденных ионах атомарного кислорода

Бычков В. В., Пережогин А. С., Середкин И. Н., Шевцов Б. М.
Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,
с. Паратунка, Елизовского района, Камчатского края
email: vasily.v.bychkov@gmail.com

Представлены результаты лидарного исследования рассеяния верхней атмосферы. Наблюдения проводились на длине волны 561.106 нм, что соответствует резонансному переходу между возбужденными состояниями $2s^2 2p^2(^3P)4p$ -> $2s^2 2p^2(^1S)3s$ иона атомарного кислорода. Обсуждается возможность использования лидарного метода в исследованиях ионосферы. Физической основой этого метода может быть резонансное рассеяние на возбужденных ионах верхней атмосферы.

Ключевые слова: ионосфера, лидар, зондирование, рассеяние, атмосфера

Введение.

В работах [1-3] по данным ионосферных и лидарных наблюдений на длине волны 532 нм показано, что во время высыпаний сверхтепловых (0.1-10 кэВ) электронов в атмосферу суммарный лидарный сигнал от областей высот верхней атмосферы (150-300 км), может коррелировать с содержанием плазмы в области максимума ночного слоя F2 ионосферы.

Анализ геофизической обстановки, сопровождавшей явление, позволил сделать вывод о том, что возможный физический механизм, объясняющий эти корреляции – резонансное рассеяние на возбужденных ионах атома азота, возникающих во время высыпаний электронов в ионосферу. Содержание ионов атома азота на ионосферных высотах составляет единицы процентов днем, и пренебрежимо мало ночью. В работе представлены результаты регистрации резонансного рассеяния на возбужденных ионах атомарного кислорода, являющегося основным заряженным компонентом в слое F2 ионосферы.

Аппаратный комплекс и методика измерений.

В наблюдениях использовался двухчастотный лидар с лазером Brilliant-B для генерации излучения 532 нм и лазером на красителях TDL-90 с лазером накачки YG982E для генерации излучения 561.106 нм. Оба лазера имеют частоту 10 Гц. Энергия импульса на длине волны 532 нм составляла $\sim$ 400 мДж и около 150 мДж на длине волны 561.106 нм.

Приемный телескоп лидара имеет параболическое зеркало диаметром 60 см. Угол зрения приемника 0.1-1 мрад. Через линзу приемного блока принятый телескопом сигнал в виде параллельного пучка подается в световод. В световоде установлена спектроделительная пластина под углом 45 градусов к направлению распространения пучка. Излучение с длиной волны больше 532 нм пластиной пропускается, излучение с длиной волны 532 нм и меньше, отражается под углом 90 в другой световод, на выходе которого установлен интерференционный светофильтр для длины волны 532 нм с шириной полосы пропускания 1 нм на половине высоты. После светофильтра световой поток направляется на фотокатод ФЭУ Hamamatsu H8259-01, подключенный к счетчику фотонов Hamamatsu M8784. Таким способом реализуется канал регистрации резонансного рассеяния на возбужденных ионах атомарного азота на длине волны 532 нм. Из данных этого канала получается также информация об аэрозольном наполнении области высот 25-80 км.

Длинноволновая часть принятого сигнала направлялась во второй канал. На первом этапе работ, она фокусировалась на щель монохроматора Sp-2500i, за выходной щелью которого устанавливался второй ФЭУ, Hamamatsu H8259-01. Монохроматор калибровался по линиям ртутной лампы с использованием камеры PicoStar HR. По монохроматору калибровался лазер TDL-90, после чего камера с монохроматора снималась, и на ее место устанавливались щель и ФЭУ. В связи со сложностью проведения калибровок по этой

схеме с февраля 2016 г. регистрация сигнала по этому каналу проводится по обычной схеме, с использованием светофильтра на длину волны 561 нм. Монохроматор с камерой используются для калибровки лазера TDL. Этот канал служит для регистрации резонансного рассеяния на ионах атомарного кислорода и определения характеристик аэрозольных слоев в области высот 15-70 км.

Выбор длины волны зондирующего излучения для ионов атомарного кислорода сделан с учетом результатов анализа спектра иона атомарного кислорода и выбора красителя радомин-590 (Rh-590) для лазера TDL-90, обеспечивающего наиболее эффективную передачу энергии при накачке излучением с длиной волны 532 нм. В спектр красителя хорошо попадает линия кислорода 561.106 нм, и чуть хуже линия 558.322 нм.

Величина фонового сигнала измерялась с 20-й по 24-ю мс с шагом 10 мкс после посылки каждого лазерного импульса. Измеренный таким способом фоновый сигнал не содержат импульсов последействия, и обеспечивается хорошим накоплением данных.

Контроль состояния ионосферы проводился по данным ионозонда “Парус”, заменившего Автоматическую ионосферную станцию (АИС) в августе 2015 г.

Результаты наблюдений.

Плохие погодные условия 2015 года в сравнении со всеми предыдущими годами лидарных наблюдений (2008 - 2014), позволили проводить лидарные наблюдения только с октября 2015 года. Как отмечалось в работе [1] условия для наблюдения резонансного рассеяния на среднеширотной лидарной станции Камчатки реализуются нечасто, обнаружить рассеяние на ионах атомарного азота удавалось от 2 до 5 раз в году.

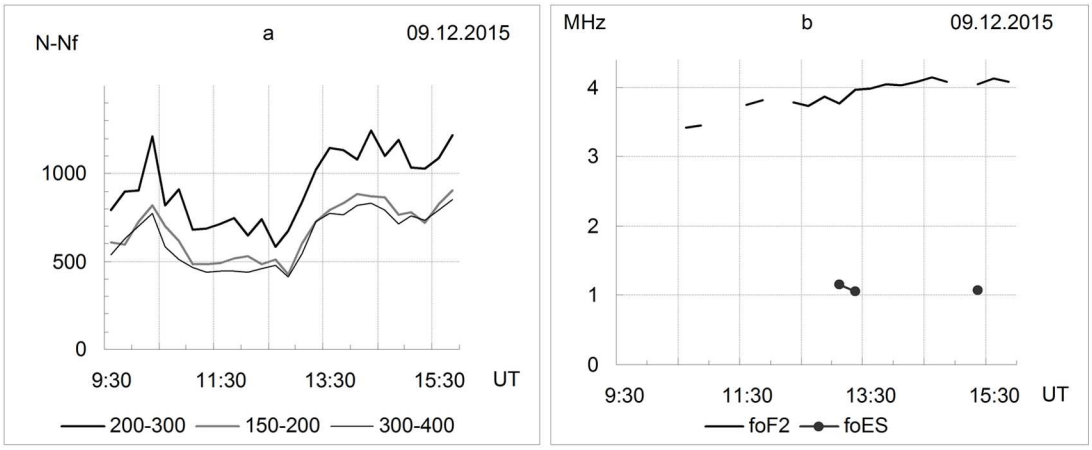


Рис. 1. Лидарный “сигнал-фон” от слоев 150-200, 200-300 и 300-400 км (a) и критические частоты слоев F2 и Es (b) во время лидарных наблюдений 9 декабря 2015 года.

Первые результаты зондирования с использованием приемной системы регистрации излучения на длине волны 561.106 нм приведены на рисунке 1. По рисунку 1 видно, что наблюдается высокая корреляция между суммарным сигналом от слоев 150-200, 200-300 и 300-400 км между собой, что не характерно для сигналов с больших высот. В некоторые дни наблюдений, например, 7 октября 2015 г. отмечалась также высокая, с коэффициентом порядка 0.9, корреляция между значениями foF2 ионосферы и значениями фонового сигнала на длине волны 561.106 нм, что объяснимо. С увеличением скорости ионизации в ночной ионосфере увеличивается свечение ночного неба в линии 561.106 нм.

Согласно данным рисунка 1a наблюдался синхронный рост лидарного сигнала во всей области высот 150-400 км в 10:15 UT и после 12:45 UT. Коэффициент корреляции между суммированными по слоям сигналами рис. 1a превышает значения 0.9.

Заметных корреляций для лидарных сигналов на длине волны 532 нм не отмечено.

Геомагнитная обстановка 9 декабря 2015 г. оставалась спокойной во все время наблюдений.

Обсуждение результатов.

Согласно ионосферным данным для слоя F2 во все время наблюдений 09.12.2015 была характерна высокая диффузность (F-рассеяние), и в большой части случаев определить точное значение foF2 не представлялось возможным. Диффузность слоя F2 объясняется наличием в слое неоднородностей, причиной которых могут быть в числе других и высыпания ионизующих частиц. В целом наблюдался рост foF2 в ночных условиях, что также свидетельствует о появлении дополнительной ионизации. Слабо выраженные ночные Es появлялись на ионограммах с 12:30 до 15:15 UT (рисунок 1b). Нормальной интенсивностью отличался только слой в 15:15 UT, что соответствует во времени росту лидарного и фонового сигнала в указанный промежуток времени.

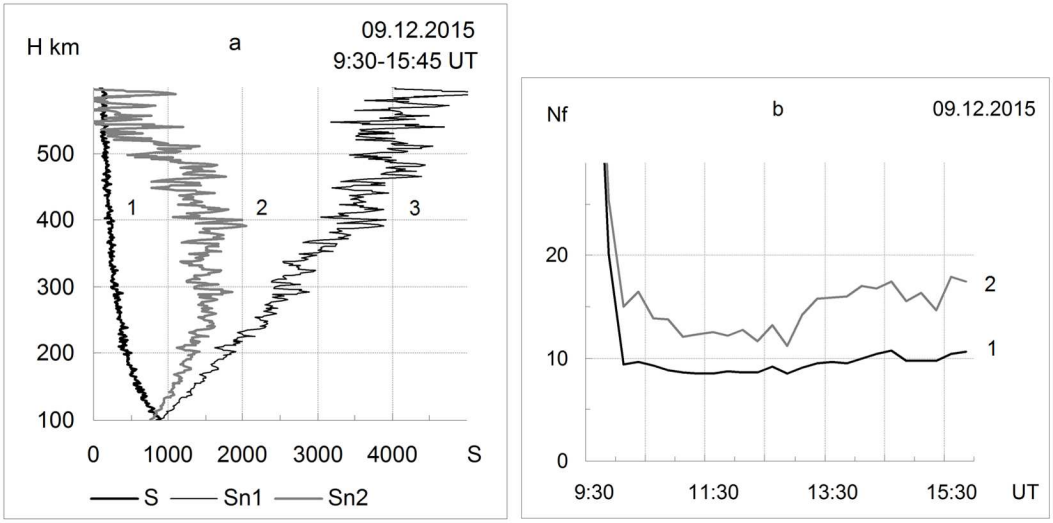


Рис. 2. a - суммарный лидарный сигнал S и нормированные лидарные сигналы Sn, b – фоновый сигнал, измеренный в интервале 20-24 мс после посылки импульса (1) и, среднее значение сигнала, измеренное в интервале 3-4 мс (2).

На рисунке 2a представлен суммарный за ночь сигнал S (кривая 1) за вычетом измеренного фона. В работе [4] приведены результаты исследования резонансного рассеяния на ионах молекулярного азота. Можно утверждать, что с учетом отличий распределения ионов молекулярного азота от распределения ионов атомарного кислорода, кривая суммарного лидарного сигнала S хорошо соответствует кривой сигнала, приведенного в работе [4].

На рисунке 2b приведен фоновый сигнал, отнесенный к интервалу 10 мкс (что соответствует времени прохождения слоя высотой 1.5 км и ширине ворот счетчика). Цифрой 1 обозначен сигнал, измеренный с 20-й по 24 мс после посылки каждого лазерного импульса, цифрой 2 – сигнал, измеренный с 3-й по 4 мс, т.е. средний сигнал от области 450-600 км. Сравнение кривой 2 рисунка 2b с рисунком 1a показывает, что сигнал от области 450-600 км повторяет форму сигнала от слоев в области 100-400 км, содержит сигнал резонансного рассеяния и не может использоваться в качестве фонового. В обычных условиях отличие полученных такими способами сигналов очень мало.

На кривых 2 и 3 рисунка 2a представлен суммарный за ночь “сигнал-фон”, нормированный на величину $(H/100)^2$, где H – высота в километрах. Нормировка выбрана из тех соображений, что угол зрения на зеркало с больших высот уменьшается как $\sim 1/R^2$, а уменьшение интенсивности потока лазерного излучения с высотой компенсируется увеличением засвеченного объема.

Кривая 3 рисунка 2a рассчитана с учетом значений фона, представленных на кривой 1 рисунка 2b. Рост нормированного сигнала с высотой означает, что разница "сигнал-фон" содержит некоторую дополнительную составляющую. Эта дополнительная составляющая сигнала может состоять из импульсов последействия с характерным временем затухания в не менее чем единицы микросекунд. Такой порядок времени затухания имеет, например, последействие типа ионной обратной связи.

Результаты исследования влияния на лидарный сигнал импульсов последействия использованного в настоящей работе ФЭУ Hamamatsu H8259-01 приведено в работе [5]. В этой работе на данных лидарного зондирования атмосферы показано, что в первом приближении последействие может быть представлено экспонентой, полученной методом наименьших квадратов (НК) на сигнале в области высот $\sim$ 100-150 км, вида A*exp(B*H) + C, где H – высота. Метод хорошо себя зарекомендовал при корректировке сигнала в области высот 60-80 км при восстановлении профилей отношения рассеяния. Он позволяет устранить эффект относительно быстро затухающих процессов последействия. Процессы последействия описаны в работе [6], они могут быть сгруппированы по характеру процессов и ремени действия относительно основного импульса. Характерные времена процессов последействия находятся в интервале от десятков наносекунд до микросекунд и даже секунд [6]. Как правило, результаты экспериментов по их исследованию представляются экспонентой или суммой экспонент.

Последействие представляет собой затухающий процесс. Поскольку сигналы молекулярного и аэрозольного рассеяния с высот больших 100 км отсутствуют, можно выделить затухающий сигнал последействия в виде экспоненты. В лидарных данных за 09.12.2015 методом НК выделена экспонента в области высот 100 - 400 км. Расчеты показали, что чисто экспоненциальная часть зависимости A*exp(B*H) + C последействия мала и слабо влияет на результат, сигнал спадает медленно и в качестве последействия в этой области высот можно использовать только константу. Значение константы C существенно влияет на ход кривой, но значение ее, полученное методом НК, завышено что приводит к отрицательным значениям нормированного сигнала. Последнее связано с тем, что исходные данные содержат помимо импульсов последействия сигнал резонансного рассеяния. Поэтому значение константы C подбиралось таким, чтобы на высоте 600 км нормированный сигнал был близок к нулю. Согласно модели ионосферы IRI на высоте 600 км содержание ионов O^+ уменьшается на порядок, по сравнению с их содержанием на высоте 300 км.

Результат приведен на рисунке 2a, кривая 2. Исходные данные кривой 2 сглажены методом скользящего среднего с окном 4.5 км. Кривая 2 соответствует профилю распределения концентрации ионов O^+ в ионосфере. Но фактически это кривая среднего содержания возбужденного состояния иона кислорода $2s^22p^2(^1S)3s$, время жизни которого составляет доли микросекунды. Профиль состоит из 213 200 измеренных значений, и содержит историю функции ионизации за 6.5 часов наблюдений.

По положению локальных максимумов в ходе профиля сигнала можно оценивать энергию высыпавшихся электронов и их спектр. Для иллюстрации этого положения на рисунке 3a приведено распределение уровня сигнала S рисунка 2 в зависимости от высоты по лидарным данным с 15-минутным накоплением. На рисунке 3b представлены значения скорости ионизации, вызванной моноэнергетическим потоком электронов интенсивностью 10^8 $см^{-2}$ $с^{-1}$, приведенные в работе [7]. Цифрами у кривых обозначена характерная энергия спектра в кэВ. Аналогичные расчеты, выполненные в предположении максвелловского распределения по энергиям, показывают, что в этом случае высота максимума скорости ионизации уменьшается, но значение максимальной скорости меняется мало [7].

Как следует из данных рисунков 1a и 2b среднее отношение сигнал/фон для сигналов с 15-минутным накоплением в области 300-400 км составляет значения порядка единицы, и это обстоятельство нужно учитывать при использовании данных с больших высот.

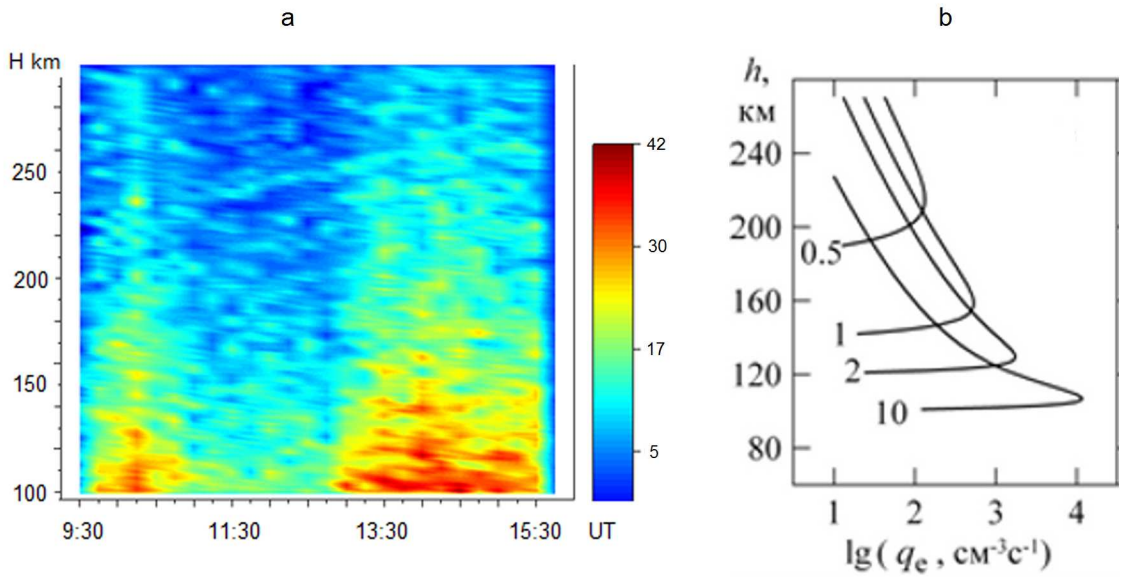


Рис. 3. Распределение уровня лидарного сигнала 09.12.2015 (а), и скорость ионизации в зависимости от энергии высыпающихся электронов (б) [7].

Заключение.

Анализ полученных результатов позволяет сделать предварительные выводы:

- во время высыпаний электронов в ионосферу на высотах 150-250 км значения лидарного сигнала обратного рассеяния на длине волны 561.106 нм в разы превосходят значения лидарного сигнала на длине волны 532 нм от рассеяния на ионах атомарного азота. Что соответствует сделанным ранее оценкам [1, 2].

- лидарные наблюдения верхней атмосферы могут дать информацию о распределении заряженных компонент в ионосфере с существенно лучшим разрешением по пространству, чем ионосферные радары. Использующиеся для этих целей радары некогерентного рассеяния слишком дороги как сами по себе, так и в эксплуатации.

Работа выполнена при поддержке проекта ДВО РАН № 12-I-ОФН-16, гранта РФФИ 13-05-01036а.

Литература

[1] Bychkov V. V., Nepomnyashchiy Y. A., Perezhogin A. S., Shevtsov B. M., "Lidar returns from the upper atmosphere of Kamchatka and possible causes of their generation" *Atmospheric and Oceanic Optics*, 28:3 (2015), 210-214.

[2] Vasily V. Bychkov, Yuri A. Nepomnyashchiy, Andrey S. Perezhogin, Boris M. Shevtsov "Resonance scattering at excited atoms and ions of the upper atmosphere as a possible mechanism for ionosphere investigations" *Proc. SPIE 9680, 21st International Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics,* 968073 (2015), doi: 10.1117/12.220596.

[3] Vasily V Bychkov, Yuri A Nepomnyashchiy, Andrey S Perezhogin, Boris M Shevtsov "Lidar returns from the upper atmosphere of Kamchatka on observations in 2008-2014", *Earth, Planets and Space*, 66:150 (2014), DOI: 10.1186/s40623-014-0150-6.

[4] Collins R.L., Su L., Lummerzheim D. Doe R.A. (2006) "Investigating the Auroral Thermosphere with $N2^+$ Lidar", In *Characterisingthe Ionosphere* (PP. 2-1 – 2-14). Meeting Proceedings RTO-MP-IST-056, Paper 2. Neuilly-sur-Seine, France: RTO.

[5] Bychkov V. V. , Perezhogin A. S., Perezhogin, A. S, Shevtsov B. M., Marichev V. N., Matvienko G. G., Belov A. S. and Cheremisin A. A. "Lidar Observations of Aerosol Occurrence

in the Middle Atmosphere of Kamchatka in 2007–2011" *Atmospheric and Oceanic Optics*, 25:3, 228–235 (2012).

[6] Zuev V. V., *Lidar monitoring of the stratosphere*, Nauka, Novosibirsk, 307(2004).

[7] Deminov M. G., "Earth's ionosphere" in: *Plasma heliogeophysics Vol.2*, Ed. Zelenyi L. M. and Veselovskii I. S., Fizmatlit, Moscow, 559(2008).

Электромагнитное излучение литосферы (ЭМИЛ): проявление, условия распространения и методы регистрации

Уваров В. Н.
Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН
с. Паратунка, Камчатский край, Россия
email: uvarovvnng@yandex.ru

Основная информация о деформационных процессах в коре из-за поглощения высокочастотного излучения проводящей породой переносится низкочастотным излучением VLF-ELF диапазона. При наблюдении удаленных литосферных источников путь распространения излучения состоит из двух частей: от подземного источника до поверхности и распространение в атмосфере от места выхода до регистратора. Оценки угла конуса выхода электромагнитного излучения для типичных параметров литосферы для этого диапазона волн лежит в диапазоне $10^o \div 20^o$около вертикали. Иными словами, пятно выхода излучения на поверхности достаточно точно указывает на положение проекции источника.

Литосферное излучение в атмосфере составляет лишь малую часть общего естественного электромагнитного поля над поверхностью Земли, являющегося смесью полей различного происхождения. Его доминирующая компонента связана с атмосферно-грозовой активностью. Максимальная напряженность поля в точке наблюдения может достигать единиц в/м, превышая фоновое значение в сотни тысяч раз. Подавляющее число источников атмосферно-грозового происхождения находится в азиатском, африканском и американском центрах мировой грозовой активности, где ежесекундно происходит 100 – 300 молниевых разрядов. Распределение этих событий во времени имеет хорошо выраженный суточный ход. Компонента магнитосферного происхождения особенно сильно проявляет себя во время магнитных бурь. Литосферная компонента существенна в районах повышенной сейсмической активности в периоды активизации. Электромагнитное излучение, связанное с технической деятельностью человека существенно в местах с высокой плотностью населения и вблизи ЛЭП. Хотя в настоящее время естественное электромагнитное излучение VLF-ELF диапазона используется в глобальном дистанционном зондировании, проводимом рядом международных геофизических проектов (TOGA, WWLLN, AWDANET), результаты которых открыты на соответствующих сайтах, однако использование этих данных для исследования ЭМИЛ представляется проблематичным.

Поскольку потери электромагнитного излучения при распространении в земной коре составляют десятки дБ/м [1], доступными для регистрации оказываются сигналы литосферных источников, расстояние до которых значительно меньше длины волны. Их расположение относится к ближней волновой зоне. В то же время основные области локализации гроз расположены в приэкваториальных областях, главным образом в африканском, азиатском и американском центрах мировых гроз. Излучение грозового происхождения распространяется преимущественно в волноводе между земной поверхностью и ионосферой, где потери составляют от долей до первых единиц децибела на километр [2]. Поэтому для волн КНЧ-СНЧ диапазона при наблюдении в средних широтах источники мировых центров гроз находятся в дальней волновой зоне. Отсюда следует, что в масштабах источников литосферного происхождения поле грозового происхождения однородно.

Возможны несколько путей выделения сигнала ЭМИЛ из фона помех.

- Выделение по параметрам: частоте, амплитуде или поляризации. К сожалению необходимые для выделения сигналов ЭМИЛ отличительные признаки не найдены.

- Физическое ограничение (экранирование) объема области, занимаемой источником излучения и регистратором, реализуется при измерениях в полостях литосферы, например, в шахтах, рудниках или скважинах. Этот подход (использование рудников или шахт) хорошо известно [3] и потому рассматриваться не будет.

- Компенсация помехового сигнала. В свою очередь этот подход может быть реализован в двух вариантах — при скалярной и векторной аппроксимации поля.

1. При скалярной аппроксимации поля (т.е. при регистрации одной компоненты) компенсация основана на использовании различий пространственных статистических характеристик полезного и шумового сигналов.

2. При векторной аппроксимации поля компенсация основана на использовании линейной различных компонент сигнала, обусловленных общим источником этих компонент. В этом случае передаточная функция между этими компонентами является независящим от поля отношением компонент:$S_{k,l} = J_k/J_l$. Такой подход использован в магнитотеллурических методах.

Рассмотрим случай регистрации одной компоненты поля. Зависимость амплитуды поперечной составляющей дипольного излучения от расстояния r до источника при распространении в свободном пространстве имеет вид

$$A = A^0 \frac{exp\,(-i\ f\ r\ /a)}{r} \left(\left(\frac{a}{f\ r} \right)^2 + i \frac{a}{f\ r} - 1 \right)\ sin\,(\theta) \tag{1}$$

Здесь $a = \frac{c}{2\pi\sqrt{\varepsilon\mu}} \approx 5 \cdot 10^9$м$/c$ - константа.

$c,\ \varepsilon,\ \mu$ — скорость света, электрическая и магнитная восприимчивость среды, A^0 параметр, зависящий от дипольного момента, параметров среды и частоты излучения, θ - угол между направлением распространения излучения и дипольным моментом, $f,\ r$ - соответственно частота и расстояние.

Из выражения (1) видно, что амплитуда поля в ближней зоне определяется выражением r^{-3}, в дальней зоне - выражением r^{-1}. Поэтому приближенно естественное поле в сейсмоактивной зоне можно рассматривать как сумму полей дальней зоны атмосферно-грозового $E_L = E_L^0\ a^2/f^2 r_L^3$ и ближней зоны литосферного $E_G = E_G^0/r_G$ происхождения:

$$E \approx E_G + E_L = \frac{E_G^0}{r_G} + \frac{E_L^0 a^2}{f^2 r_L^3}. \tag{2}$$

Здесь $E_L^0,\ E_G^0$ - эффективные амплитуды грозового и литосферного источников в месте их возникновения, $r_L,\ r_G$ - расстояния от детектора до источников - грозового и литосферного.

Для эффективного исследования сигналов необходимо, чтобы полезный сигнал превосходил сигнал помехи$E_G/E_L > 1$. К сожалению, в нашем случае это условие не выполняется. Поэтому разработка метода регистрации-выделения сигналов литосферных источников сводится к поиску такой процедуры измерений параметров поля $F\,(E)$, которая позволила бы удовлетворить неравенство

$$F\left\{ \frac{E_G^0}{r_G} \right\} / F\left\{ \frac{E_L^0 a^2}{f^2 r_L^3} \right\} > 1. \tag{3}$$

Видно, что аргументы функции в правой и левой частях неравенства имеют различные степени x. Понятно, что в качестве такой функции можно использовать пространственную производную, которую достаточно просто реализовать в виде измерительной процедуры.

Для дальнейшего анализа введем вспомогательное расстояние в окрестности детектора x, удовлетворяющее условиям $x << r_L, \quad x \sim r_G$. Тогда соотношение (3) можно переписать в виде

$$\left|\frac{d}{dx}\left\{\frac{E_G^0}{r_G+x}\right\}\right| / \left|\frac{d}{dx}\frac{E_L^0\, a^2}{f^2\,(r_L+x)^3}\right| > 1 \tag{4}$$

Выполнив дифференцирование неравенства (4) и положив $x = 0$, преобразуем его к виду

$$\frac{E_G^0 f^2 r_L^4}{3a^2 E_L^0 r_G^2} > 1 \tag{5}$$

Оценки этого неравенства в диапазоне частот $f \sim 10 \div 10^3$ Гц при расстояниях до центра грозовой активности десятки мегаметров ($r_l \sim 10^9$), до литосферного источника в сотни метров ($r_G \sim 10^3$м), напряженности пробоя воздуха при молниевом разряде $E_L^0 \approx 10^6$ В/м, напряженности поля, наводимой дислокационным движением в горной породе $E_G^0 \sim 10^{-10} \div 10^{-7}\ V/m$ [5], показывают что это неравенство выполняется с большим запасом. Иными словами, в частотном диапазоне $10 \div 10^3$ Гц сигнал литосферного источника может быть уверенно зарегистрирован и выделен из сильных помех атмосферно-грозового происхождения с использованием электромагнитного датчика пространственной производной электромагнитного поля. Таким образом может быть выделен как сигнал литосферной эмиссии, так и сигнал индукционного происхождения — вызванный токами, наведенными полем удаленных источников (приэкваториальных гроз) в контрастных по электропроводности геологических телах. При этом исходный сигнал, вызывающий индукционные токи, будет подавлен.

Практическая реализация такого датчика представляет собой квадрупольную антенну - систему из двух разнесенных в пространстве идентичных дипольных антенн с противоположно ориентированными дипольными моментами [1,4].

Условия распространения волн в земной коре с увеличением глубины улучшаются, а приближение к поверхности, напротив, приводит к ухудшению условий распространения. Поэтому для эффективного исследования волновых полей литосферы необходим доступ к подповерхностным слоям коры с малыми потерями. Такой доступ возможен в рудниках, шахтах или с помощью скважин, охватывающих большие территории и разнообразие геологических условий.

Однако использование скважин при компенсационном приеме порождает дополнительные сложности. В этом случае одна из антенн использует стальную обсадную трубу скважины в качестве ферритового сердечника, являющегося одновременно и магнитопроводом магнитной компоненты электромагнитных колебаний на поверхность. Вторая антенна регистрирует только помеховый сигнал, который используется для выделения полезного литосферного сигнала. Амплитудно-частотные характеристики этих антенн затруднительно сделать идентичными для качественной компенсации помехового сигнала. Поэтому необходимо осуществлять независимую регистрацию сигнала каждой антенной, а компенсацию проводить на стадии предварительной обработки. В этом случае вводят весовую функцию a, позволяющую компенсировать различие их АЧХ. Рассмотрим спектры мощности сигнала смеси и компенсирующего сигнала: $J_0(\omega) = \left(\tilde{F}(I_0)\right), \quad J_k(\omega) = \left(\tilde{F}(I_k)\right)$. Здесь $J, \quad \left(\tilde{F}\right), \quad I_0, \quad I_k$ соответственно спектр мощности, модуль преобразования Фурье, сигнал смеси и компенсирующий сигналы. Поскольку литосферный сигнал значительно слабее помехового, можно найти весовой коэфициент в предположении, что средние спектры мощности сигнала смеси и компенситующего сигнала должны быть равны с точностью до весовых коэффициентов: $\overline{(J_0(\omega))} \simeq a(\omega) \cdot \overline{(J_k(\omega))}$.

Для нахождения весовой функции $a(\omega)$ воспользуемся методом наименьших квадратов, выбрав в качестве целевой функции $F(\omega) = \overline{(I_0(\omega) - a_1(\omega) \cdot I_k(\omega))^2}$. Минимизируя

целевую функцию $\frac{\partial F(\omega)}{\partial a_1(\omega)} = 0$,получаем весовые коэффициенты $a_1(\omega) = \frac{\overline{(I_0(\omega)\cdot I_k(\omega))^2}}{\overline{(I_k(\omega))^2}}$. Для компонент спектра мощности литосферного сигнала получаем$I_l = (I_0(\omega) - a_1(\omega)\cdot I_k(\omega))$, показанный на рисунке 1. Левая часть – сигнал компенсирующей антенны, центральная – сигнал смеси, правая – отфильтрованные сигналы. Белым прямоугольником выделены сигналы литосферного происхождения.

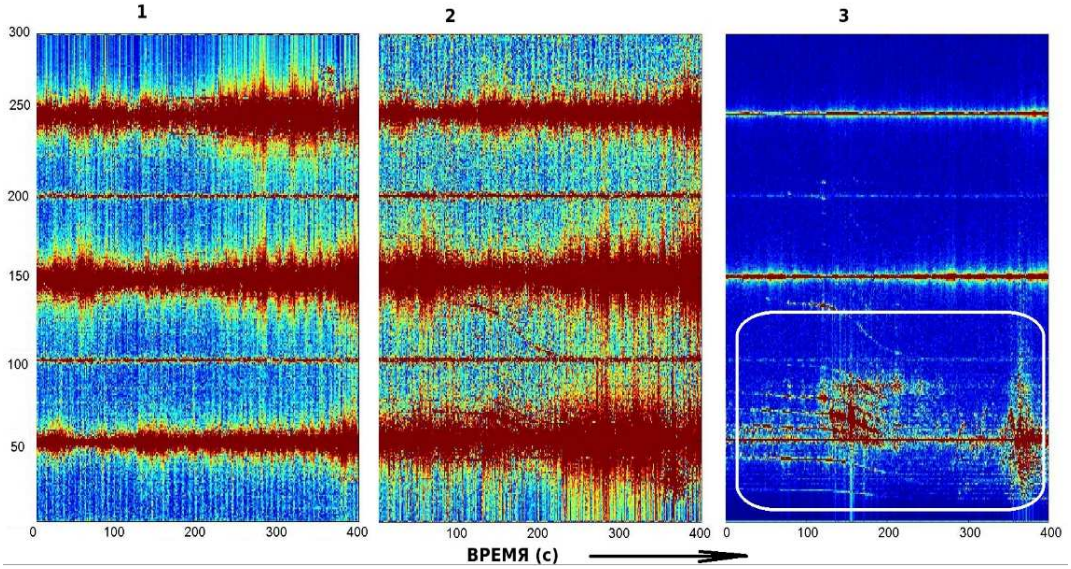


Рис. 1. Логарифм спектра мощности отфильтрованного сигнала

Мгновенные значения компонент электромагнитного поля линейно зависимы: $J_k = \hat{R}_{k,m}J_m$или $\frac{J_k}{J_m} = \hat{R}_{k,m}$. В таком случае величина $\hat{R}_{k,m}$не зависит от свойств источника и полностью характеризуется параметрами среды распространения, являясь ее передаточной функцией. Специфика наземных наблюдений в ELF-VLF диапазоне (30 Hz-30 kHz) заключается большой длине волны ($10^4 \div 10^7$м.). Регистрирующая антенна оказывается расположенной в скин-слое ($\Delta = 503\sqrt{\frac{\rho}{\mu f}}, \quad 10^5 \geq \Delta \geq 10^2 m$. Здесь ρ, μ, f- удельная проводимость, относительная магнитная проницаемость и частота соответственно). Естественно, в этом случае передаточная функция полностью характеризуется свойствами среды в точке приема. В таком случае количество компонент этой передаточной функции равно числу независимых пар наблюдаемых компонент поля. В случае наблюдения всех 6 компонент (3 электрических и 3 магнитных) число компонент передаточной функции $C_6^2 = 15$.

В геофизической разведке широко используются магнитотеллурические методы, основанные на наблюдении части компонент передаточной функции и последующей интерпретации (“инверсии”) полученных данных с привлечением геологически обоснованных моделей в области инфранизких частот (f $<$ 1 Hz) [6].

Литература

1. Уваров В.Н., Электромагнитное излучение литосферного происхождения. Метод обнаружения и первые результаты. / Уваров В.Н., Дружин Г.И., Санников Д.В.// Приборы и техника эксперимента. 2010, №6, стр. 131-137.

2. Фейнберг Е.Л. Распространение радиоволн вдоль земной поверхности. Из-во АН СССР, 1961, 543с.

3. Яковицкая Г.Е., Методы и технические средства диагностики критических состояний горных пород на основе электромагнитной эмиссии. // Новосибирск, 2008., 2008.-315с.

4. Патент РФ G01V 3/08 № 2473101, 30.06.2011. Уваров В.Н., Дружин Г.И., Пухов В.М., Санников Д.В. Способ пассивной локации близко расположенных источников электромагнитного излучения на фоне мощных излучений удаленных источников.

5. Чаркина О.В., Чишко К.А. Электромагнитное излучение подвижных дислокационных элементов в ионном кристалле.// Физика твердого тела, 2001г., Т 43, №10, стр. 1821 – 1827.

6. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. Научный мир, Москва, 2009г., 680с., УДК: 550.837.11, ISBN: 978-5-91522-087-3

Моделирование потенциальных возможностей измерений температуры в средней атмосфере лидаром из космоса

Маричев В. Н., Бочковский Д. А.
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск
email: marichev@iao.ru moto@iao.ru

Ранее нами в работах [1,2] при моделировании лидарных измерений плотности атмосферы из космоса было показано, что использование в лидарах лазеров ультрафиолетового диапазона длин волн более эффективно по сравнению с лазерами видимого диапазона. УФ-диапазон интересен тем, что в нем происходит более сильное взаимодействие излучения с молекулярной атмосферой как рассеивающей средой пропорционально четвертой степени отношения длин видимой и ультрафиолетовой длин волн. Для выбранных длин волн – это третья и четвертая гармоника Nd:YAG –лазера 355 и 266нм усиление взаимодействия, в данном случае рассеяния, будет в 5.04 и 16 раз больше по сравнению с 532нм. Следовательно, во столько же раз будут больше лидарные сигналы (сигналы обратнорассеянного света). Но вместе с тем нужно учитывать, что и молекулярное ослабление лидарных сигналов УФ-диапазоне за счет молекулярного рассеяния будет больше, а для излучения на длине волны 266нм будет сказываться также поглощение озоном.

Процедура оценки точности измерений

Процедура оценки погрешности измерения температурных профилей проводилась следующим образом. Вначале рассчитывался профиль температуры по модельному лидарному сигналу при нулевых значениях шумовых компонент. Данный профиль принимался как контрольный (реперный). Затем к лидарному сигналу добавлялись его собственный шум $N^{1/2}$, темновой шум и шум от фона со знаками плюс-минус как $\pm$ ($N^{1/2}$+ $N_Ф$ +N_T) и рассчитывались профили температуры с отклонением от реперного в положительную и отрицательную стороны. Формулы, по которым производился расчет, приведены в [1].Все полученные кривые в виде графиков наносились на один рисунок, по которому можно было проследить величину отклонения профилей, вызванных шумами, от контрольного.

Относительно шумовых компонент следует отметить, что собственный дробовой шум сигнала изменяется по трассе зондирования (высоте), темновой остается постоянным, а фоновый, оставаясь также постоянным по высоте, значительно изменяется в зависимости от освещенности земной поверхности (день, ночь) и является доминирующим в ограничении точностных характеристик измерений.

Зондирование на длине волны 355нм

Расчеты лидарных сигналов проводились для двух апертур с диаметрами 0.4 и 1м в интервале высот 10 - 100км при следующих входных параметрах для длины волны 355нм:квантовая эффективность фотоприемника η=0.2, энергия лазерного импульса E_0 =0.4Дж, энергия фотона на длине волны 353нм $h\nu$=5.63 6×10^{-19}Дж,пропускание приемопередающего тракта 0.2, пространственное разрешение ΔH=1км, частота посылки импульсов f = 20 Гц, время накопления сигнала Δt_1 =12с и Δt_2 = 60с. Лидар установлен на борту КА с радиусом высоты орбиты вращения 414км. Расчет лидарных сигналов (рассеяние, ослабление) проводился по модели атмосферы [3].

Значение фонового сигнала рассчитывалось для пропускания приемной системой $T^{апп,пр}$ = 0.3 при двух значениях ширин интерференционных фильтров и двух полей зрения приемного телескопа:

$\Delta\lambda_1$ = 1нм, γ_1 = 1мрад;

$\Delta\lambda_2$ = 0.05нм, γ_2 = 0.5мрад.

При оценке фоновых засветок, согласно работе [4], освещенность поверхности в дневное время задавалось величиной E=0.5 Вт*м$^{-2}$нм$^{-1}$. Для альбедо вводились значения 0.9, 0.5, 0.1, 0.01 и 0.001, имитирующие измерения в дневное, сумеречное и вечернее время суток. Для ночных условий (при луне), согласно работе [5], лунная освещенность определялось значением 0,0002—0,0003% от солнечной (соответствующие имитирующие значения альбедо 3×10^{-6}, 1.5×10^{-6}, 1×10^{-6}). При расчете темновой компоненты шума скорость поступления темновых фотоимпульсов выбиралась как типичное для фотоприемников с f_T = 50 имп •с$^{-1}$.

Точностные характеристики измерений температуры космическим лидаром с диаметром приемного зеркала 0.4м и 1м для поля зрения 1мрад, разных ширин световых фильтров и времени накопления 12с приведены на рис. 1. На всех графиках центральная кривая(красная линия) представляет профиль температуры, рассчитанный по лидарному сигналу в отсутствии шумов, 10% интервал отклонений(зеленая линия), остальные кривые– среднеквадратичное отклонение при расчете температуры из лидарных сигналов с учетом влияния фоновых засветок от максимальных значений до минимальных (дневные, сумеречные, вечерние и ночные условия). Все графики рассчитаны для высоты калибровки H_m= 60км.

Предельная высота измерений температуры из космоса, в км, при поле зрения 1мрад и времени накопления 12с представлен в таблице 1. Из таблицы видно, что для зеркала диаметром 0.4 м, измерения возможны только в ночное время суток и только до 40 км. Измерения температуры для лидара с диаметром зеркала 1 м, с уровнем погрешности 10%, выполнимы во всем диапазоне высот 10-60 км в вечернее и ночное время суток.

Аналогичные результаты расчетов для поля зрения приемного телескопа 0.5 мрад и времени накопления 60с показаны на рис.2. Здесь ситуация выглядит значительно лучше. Так, для лидара с диаметром апертуры 0.4м, при ширине полосы светофильтра 1нм, измерения с уровнем погрешности 10% реализуемы в интервале высот 20-60км в вечернее и ночное время, а при ширине интерференционного фильтра 0.05нм, измерения возможны в сумеречное время суток. Для лидара с диаметром зеркала 1м, при ширине полосы светофильтра 0.05нм измерения с уровнем погрешности 10% реализуемы во всем интервале высот 20-60км днем и при ширине полосы 1нм в вечернее время. В таблице 2 представлена предельная высота измерений температуры из космоса, в км, при поле зрения 0.5мрад и времени накопления 60с.

Таблица 1. Предельная высота измерений температуры из космоса (от поверхности Земли, в км), с уровнем погрешности 10% при поле зрения 1мрад и времени накопления 12с, двух значениях ширин интерференционных фильтров и разных значений альбедо. Значения альбедо: 1 – 0,9; 2 – 0,5; 3 – 0,1; 4 – 0,01; 5 – 0,001; 6 – 3 •10^{-6}, 1,5 •10^{-6}, 1 •10^{-6} (ночные измерения);

	$\Delta\lambda_1$=1нм						$\Delta\lambda_2$=0.05нм					
R\Аз	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**
0.2 м	12	14	20	29	37	40	23	25	32	38	40	
0.5 м	19	21	27	39	60		31	34	44	60		

Зондирование на длине волны 266нм

При зондировании на длине волны 266нм. исходные данные были аналогичны лидару с лазером, работающим на длине волны 355нм. Исключение составляли энергия импульса излучения и энергия кванта, которые задавались величинами E_0 =0.2Дж и 7.4×10^{-19} Дж, и нулевая освещенность. Преимуществом зондирования на длине волны 266нм, как

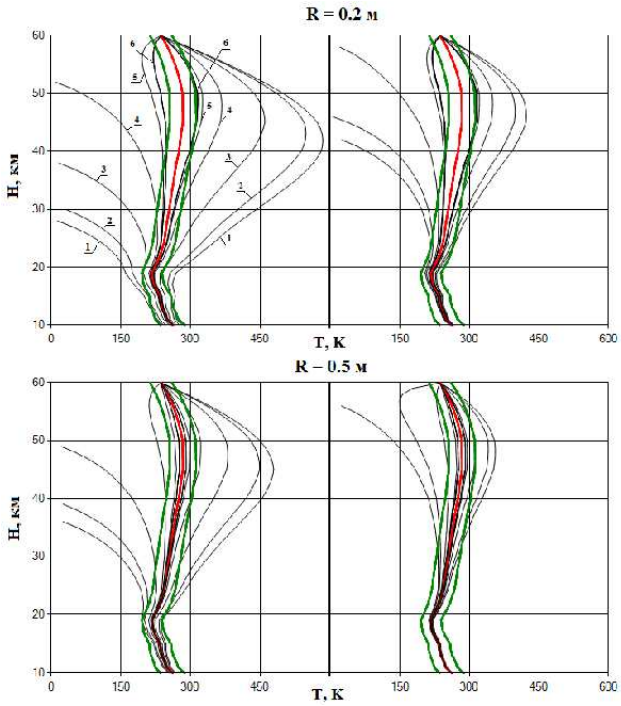


Рис. 1. Отклонения рассчитанных по лидарным сигналам профилей температуры от контрольного, возникающие за счет фоновых шумов. Параметры расчета: R1 = 0.2 м, R2 = 0.5 м; H_m= 60км; γ

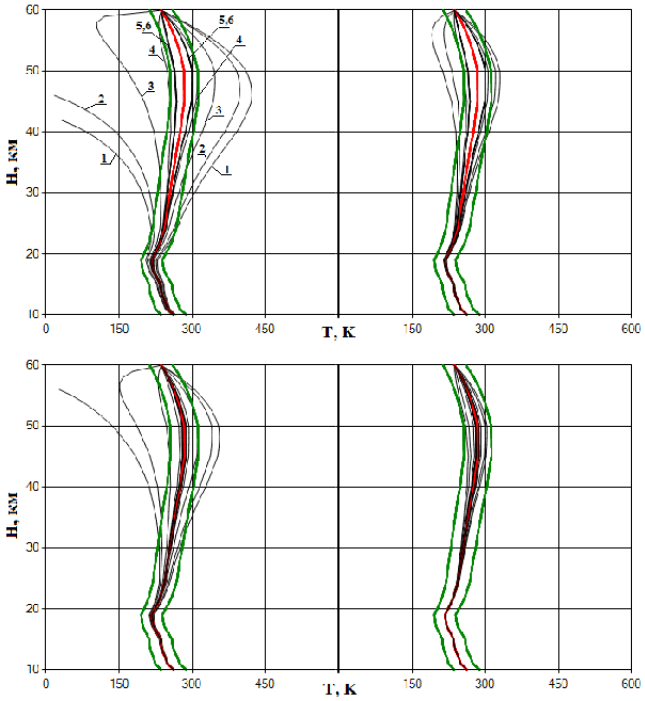


Рис. 2. Аналогично рис. 1, для поля зрения 0.5 мрад и времени накопления 60 с.

Таблица 2. Аналогично таблице 1, для поля зрения 0.5 мрад и времени накопления 60с.

	$\Delta\lambda_1$=1нм						$\Delta\lambda_2$=0.05нм					
R/Аз	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**
0.2 м	23	26	33	45	60		37	40	60			
0.5 м	31	34	44	60			60					

отмечалось ранее, является более интенсивное взаимодействие излучения с молекулярной атмосферой как рассеивающей средой. Оно в 16 раз больше по сравнению с длиной волны 532нм, и дает пропорциональное увеличение лидарных сигналов. Кроме того, что является не менее важным, за счет поглощения стратосферным озоном излучение в данном спектральном диапазоне не достигает поверхности Земли, и, следовательно, отсутствуют фоновые засветки отраженной солнечной радиации от земной поверхности. Но есть и существенный недостаток при работе с этим излучением. Длина волны 266нм попадает почти в центр сильной полосы поглощения озона Хартли. Поэтому при зондировании средней стратосферы, где находится озоновый слой, следует ожидать сильного ослабления лидарных сигналов за счет поглощения озоном. Расчеты лидарых сигналов проводились по атмосферной модели [3]. Для учета поглощения лазерного излучения озоном использовались данные по высотному распределению его концентрации, заимствованные из [6]. Сечение поглощение озона на длине волны 266нм была взята равной $947*10^{-20}$см^{2}мол$^{-1}$из [7].

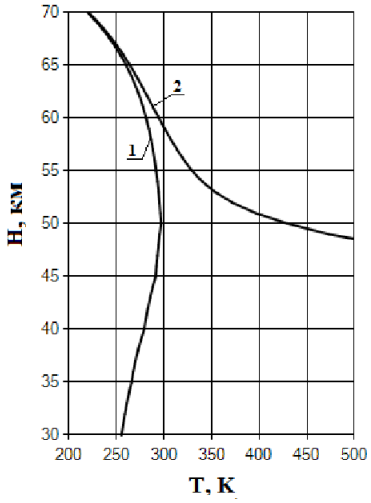


Рис. 3. Профили температуры, рассчитанные по лидарным сигналам на длине волны 266 нм, без учета (кривая 1) и с учетом (кривая 2) поглощения озоном.

Результаты оценки точности восстановления температуры из лидарных сигналов для двух приемных зеркал демонстрируются на рис.3. Здесь отсутствуют такие параметры, как величина полосы пропускания фильтра и поле зрения приемной антенны, т.к. они практически не влияют на ошибку измерений. На рисунке приведены профили температуры, рассчитанные для лидарных сигналов при нулевых шумах без учета поглощения озоном (кривая 1) и с его учетом (кривая 2). В данном случае из-за малой среднеквадратичной ошибки, вызванной собственными и темновыми шумами, кривые 1 и 2 для зеркал с диаметром 0.4 и 1.0м сливаются.

Из рис.3 видно, что при высоте калибровки 70км кривые 1 и 2 начинают резко расходиться уже с высоты 65км.. Это означает, систематическая ошибка, возникающая из-за по-

глощения излучения озоном, в принципе не позволяет использовать казалось бы перспективный УФ-диапазон в области 266нм для измерения температуры. Хотя при отсутствии озона достигалась бы очень хорошая точность измерений, не превышающую погрешность нескольких К во всем диапазоне высот 20-60км.

Заключение

Из сравнения расчетных результатов моделирования лидарных измерений температуры из космоса выпускаемыми лазерными источниками УФ-диапазона 355нм и 266нм к применению подходит только лазер, работающий на длине волны 355нм. Использование в лидаре лазера с длиной волны 266нмв измерениях ниже высот 65км невозможно из-за влияния поглощения излучения озоном. Учесть его нельзя, поскольку озон – это газовая компонента с реальной пространственно-временной изменчивостью. Последняя при расчете температуры по лидарным сигналам приводит к ее ложным отклонениям от реальных значений.

Космический лидар с использованием передатчика на длине волны 355нм с достаточно его умеренными параметрами (см.выше) позволяет:

- проводить надежные измерения температуры в интервале высот 10-60к над затемненной поверхностью земного шара.

- при уменьшении поля зрения приемной системы до 0.5мрад и достаточно узких полос пропускания светофильтров порядка 0.05нм реализовывать измерения в дневное время суток.

Работа выполнена при финансовой поддержки гранта Президента РФ НШ4714.2014.5, гранта РНФ №14-27-00022 и гранта РФФИ № 16-05-00901

Литература

1. Маричев В.Н., Бочковский Д.А. Лидарные измерения плотности воздуха в средней атмосфере. Часть 1: моделирование потенциальных возможностей при зондировании в видимой области спектра. //Оптика атмосферы и океана. 2013. Т26. №7. С.553-563.

2. Маричев В.Н., Бочковский Д.А Лидарные измерения плотности воздуха в средней атмосфере. Часть 2: моделирование потенциальных возможностей при зондировании в УФ-области спектра. //Оптика атмосферы и океана. 2013. Т26. №8. В печати.

3. 3.Ипполитов И.И., Комаров В.С., МицельА.А. Оптикометеорологическая модель атмосферы для моделирования лидарных измерений и расчета распространения радиации.//Сборник “Спектрометрические методы зондирования атмосферы”. Н-ск. Из-во “Наука”. 1985. С.4-44.

4. Jeff Dozier. A Clear-Sky Spectral Solar Radiation Model for Snow-Covered Mountainous Terrain. // Water recourses research. 1980. V.16. NO.4. P.709-718.

5. http://about-space.ru/rasseyanscet?start=41

6. Зуев В.Е., Комаров В.С.Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы.// Ленинград. Гидрометеоиздат.1986. 264С.

7. Molina L.T., Molina M. J._Absolute absorption cross sections of ozone in the 185–150 nm wavelength range. //J. Geoph. Res. 1986. V.91, NO. 13. P.14501.

Моделирование характеристик светорассеяния капельных полидисперсных облаков

Криворотов К. А., Ни Е. В., Брюханова В. В.
Национальный исследовательский Томский государственный университет г. Томск, Россия
email: klim.andreevich@gmail.com, wolf.ni@yandex.ru, leo@mail.tsu.ru

Распространение света в атмосфере сопровождается разнообразными эффектами, обусловленными взаимодействием света с оптическими неоднородностями. На ослабление оптического излучения существенное влияние оказывают аэрозоли, т.к. упругое аэрозольное рассеяние (наблюдаемое на исходной частоте) является энергетически наиболее выраженным. Суть рассеяния заключается в изменении пространственного распределения интенсивности излучения, его частоты и состояния поляризации. Характеристики светорассеяния существенно зависят от микрофизических свойств вещества, поэтому рассеянный свет несет информацию об исследуемом объекте.

Лидары, широко используемые в развитых странах для исследования аэрозольных полей, позволяют получить информацию о геометрических и оптических свойствах зондируемых объектов с достаточно высоким пространственным разрешением практически в режиме реального времени.

В общем случае лидарный сигнал $P(r)$, поступающий из объема среды, находящегося на расстоянии r, можно представить как сумму сигналов первой, второй и более высоких кратностей рассеяния:

$$P\left(r\right) = P^{(1)}\left(r\right) + P^{(2)}\left(r\right) + ... + P^{(i)}\left(r\right)$$

где $P^{(1)}(r)$, $P^{(2)}(r)$ и $P^{(n)}(r)$ – мощности компонент лидарного сигнала, обусловленных рассеянием 1-й, 2–й и n–й кратностей, соответственно.

Интерпретация данных лидарных экспериментов чаще всего осуществляется на основе уравнения лазерного зондирования, связывающего регистрируемую мощность отраженного излучения с параметрами приемо-передающей системы лидара и характеристиками среды

$$P^{(1)}\left(r\right) = \frac{P_0 c\tau A}{2\pi r^2}\sigma\left(r\right)\chi(\pi, r)e^{-2\tau(r)} \tag{1}$$

где $P^{(1)}(r)$ – мощность однократно рассеянного назад излучения, поступающего на вход приемной системы лидара с расстояния r, P_0 – мощность посылаемого в атмосферу излучения, A – площадь приемной апертуры лидара, c – скорость света в воздухе, $\tau_{\text{и}}$ – длительность импульса излучения лазера, $\chi(\pi,r)$ – индикатриса обратного рассеяния, $\sigma(r)$ – коэффициент рассеяния, $\tau(r)$ – оптическая толща [1].

Данное уравнение справедливо для зондирования образований малой оптической плотности ($\tau \leq 1$), например слабых дымок. При зондировании более плотных образований, например облаков, туманов, плотных дымок лидарный сигнал обусловлен не только однократным, но и многократным рассеянием.

Во многих практически значимых случаях лидарный сигнал с достаточной точностью можно описать в приближении двукратного рассеяния. В этом случае лидарный сигнал можно представить как сумму сигналов первой и второй кратностей рассеяния:

$$P\left(r\right) = P^{(1)}\left(r\right) + P^{(2)}\left(r\right)$$

где мощность лидарного сигнала двукратного рассеяния в общем виде определяется следующим образом:

$$P^{(2)}(r) = \frac{P_0 c\tau A}{16\pi}e^{-2\tau(r)}\left(I_1 + I_2\right) \tag{2}$$

Здесь

$$I_1 = \int_0^{\theta_{\pi/2}} \int_0^r \frac{\sigma(z)\sigma(z_1)}{R(r,z,\gamma)} \chi(z,\gamma)\,\chi(z_1,\pi-\gamma)\sin\gamma dz d\gamma\,,\; I_1 = \int_{\theta_{\pi/2}}^{\pi} \int_{z'(\gamma)}^r \frac{\sigma(z)\sigma(z_1)}{R(r,z,\gamma)} \chi(z,\gamma)\,\chi(z_1,\pi-\gamma)\sin\gamma dz d\gamma,$$

$$R(z,\gamma,r) = r^2 - (2r-z)\,z\sin^2\tfrac{\gamma}{2}\;\; z_1 = z + \frac{r(r-z)\cos\gamma}{r - z\sin^2\frac{\gamma}{2}}\;\; z'(\gamma) = r\left(1 - tg\tfrac{\theta_0}{4} ctg\tfrac{\gamma}{2}\right).$$

Как следует из приведенных выражений, мощность лидарного сигнала двукратного рассеяния $P^{(2)}(r)$ определяется характеристиками приемо-передающей системы лидара и характеристиками среды. Однако, в отличие от (1) в (2) входит полная индикатриса рассеяния, что позволяет полагать, что выражение (2) более информативно о микроструктуре исследуемого образования [1].

Вид индикатрисы рассеяния зависит от дифракционного параметра, т.е. от соотношения размеров частицы и длины волны излучения, которое падает на частицу:

$$\rho = \frac{2\pi a}{\lambda}.$$

Индикатриса рассеяния частиц, размеры которых много меньше длины волны, имеет простой вид (рисунок 1а). По мере увеличения дифракционного параметра индикатриса рассеяния становится все более и более сложной (рисунок 1б, 1в) вследствие интерференции волн, отраженных от различных участков поверхности частицы.

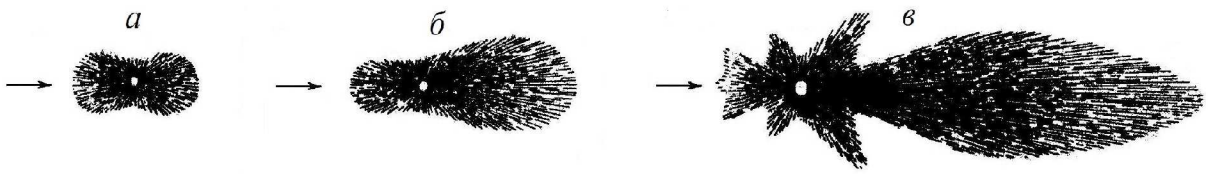


Рис. 1. Индикатриса рассеяния частиц трех различных размеров: а – малые частицы ($\lambda/10$), б – большие частицы ($\lambda/4$), в – частицы с размерами больше λ [2].

Выражение (2) имеет ряд особенностей: значение верхнего предела интегрирования параметра I_1 по углу рассеяния γ составляет меньше 1°, а при приближении угла рассеяния γ к верхнему пределу угол обратного рассеяния π–γ стремится к 0, вследствие чего подынтегральное выражение параметра I_2

$$f(r,z',\gamma) = \sin\gamma \int_{z'(\gamma)}^{r} \frac{\chi(z,\gamma)\,\chi(z_1,\pi-\gamma)}{R(z,\gamma,r)} dz \qquad (3)$$

резко возрастает и стремится к ∞ (рисунок 2).

Данная особенность приводит к невозможности вычисления значения функции (3) в точке $\gamma = \pi$. Поэтому для численного интегрирования параметров I_1 и I_2 нами используются методы наивысшей алгебраической точности с неравноотстоящими узлами [4].

Получение полной угловой зависимости в силу ее сложности возможно только благодаря численным расчетам. Поэтому при моделировании лидарного сигнала двукратного рассеяния на основе выражения (2) используются индикатрисы рассеяния, заранее рассчитанные с шагом 1° на основе программы POLY_2 [5].

Расчет значения индикатрисы рассеяния между узлами таблицы можно осуществить на основе кубической сплайн-интерполяции. Кубический сплайн хорошо аппроксимирует не очень гладкие функции, легко конструируется и является кривой наименьшего порядка, допускающей точки перегиба и изгиб в пространстве [6]. Недостатком кубических сплайнов является то, что они склонны осциллировать в окрестностях точки, существенно

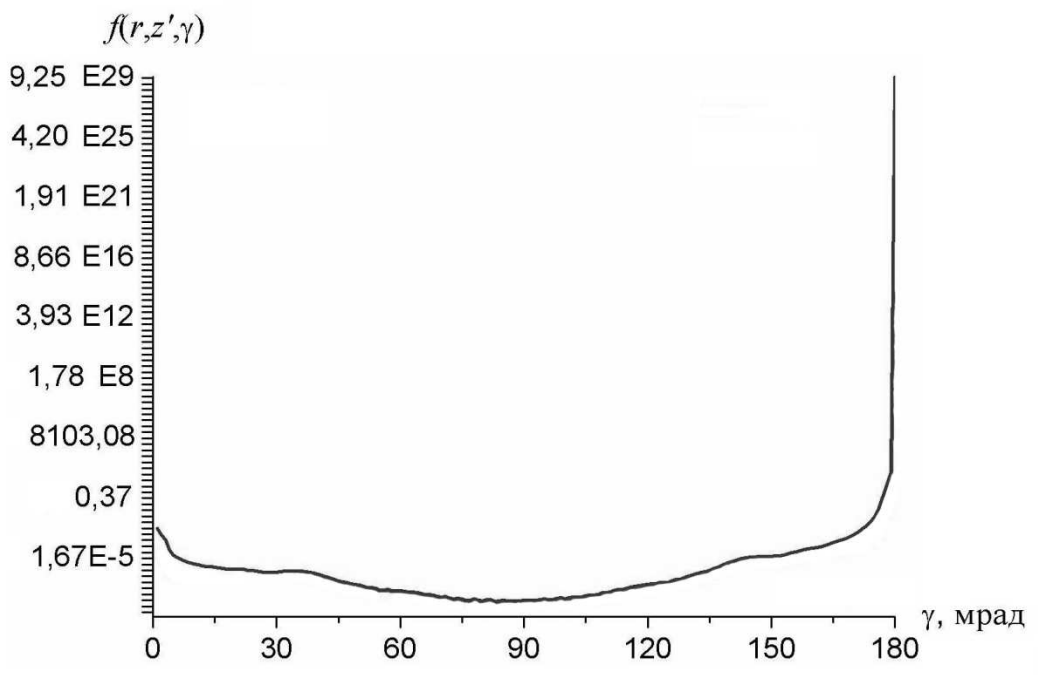


Рис. 2. Угловая зависимость подынтегрального выражения по γ для модели облака C1 [3].

отличающейся от соседних. Для устранения этой особенности можно использовать монотонный кубический сплайн – это особый вид сплайна, устойчивый к выбросам [7].

Из работы [8] нами был отобран ряд моделей капельных облаков, параметры микроструктуры которых варьируют в диапазонах: r_m=1.18–10.2 мкм, μ=0.6–23.6 и N=5–693 см$^{-3}$. На рисунке 3 представлены результаты монотонной кубической сплайн-интерполяции с использованием различных алгоритмов наиболее сложной угловой зависимости рассеянной капельным облаком интенсивности из рассматриваемых (модель облака r_m=8 мкм, μ=22.9 и N=360 см$^{-3}$).

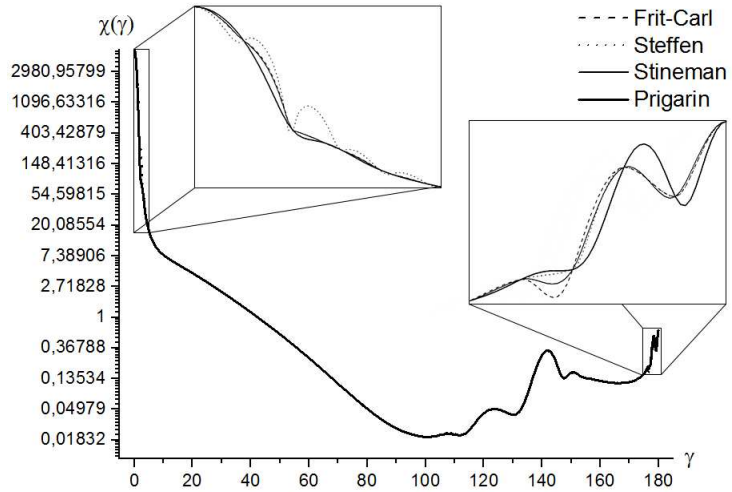


Рис. 3. Индикатриса рассеяния выбранной модели облака, рассчитанная с помощью программы POLY_2 (в легенде - Prigarin) с шагом 0.1, и интерполяционные кривые, полученные с использованием различных алгоритмов (Fritsch-Carlson, Steffen и Stineman [7, 9, 10]).

Анализируя полученные результаты, можно сказать, что интерполяционная кривая, полученная методом Steffen'а, совершенно точно не может быть использована из-за ее

сильных отклонений. Методы Fritsch-Carlson‘a и Stineman‘a, позволяют получить вид индикатрисы рассеяния близкий к ее виду при прямом расчете. Однако если обратить внимание на выделенный участок 175 $^\circ$–180 $^\circ$, можно сказать, что интерполяционная кривая Stineman‘a является более гладкой и близкой по виду к кривой прямого расчета. Этот факт позволяет сделать вывод о том, что данный метод наиболее применим к расчету значений индикатрисы рассеяния между узлами таблицы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (Грант № 16-05-00710).

Литература

1. Зуев Е.В., Кауль Б.В., Самохвалов И.В. и др. Лазерное зондирование индустриальных аэрозолей. – Новосибирск: Наука, 1986. 188 с.

2. Маккартни Э. Оптика атмосферы. – М.: Мир, 1979. 422 с.

3. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. – М.: Мир, 1971 г. 165 с.

4. Брюханова В.В. Лидарный сигнал в приближении двукратного рассеяния от удаленных аэрозольных образований: дис. канд. физ.-мат. наук. – Томск, 2013.

5. Program Poly_2 to calculate optical properties of water droplet clouds. – URL http://osmf.sscc.ru/∼smp/INTAS_01-0239/main.html. (дата обращения 17.05.2011).

6. Квасов Б.И. Методы изогеометрической аппроксимации сплайнами. – М.: Физматлит, 2006. 360 с.

7. Fritsch F.N., Carlson R.E. Monotone Piecewise Cubic Interpolation // SIAM Journal on Numerical Analysis. – 1980 – V.17 – N.2 – P. 238-246

8. Kokhanovsky A.A. Cloud Optics. – Springer, 2006. 283 p.

9. M. Steffen A simple method for monotonic interpolation in one dimension // Astronomy and Astrophysics. – 1990. – P. 443–450.

10. Russel W. Stineman A consistently well-behaved method of interpolation // Creative Computing. – 1980 – P. 54–57.

Наблюдение эффектов солнечного терминатора в ПЭС в период действия тайфунов

Едемский И. К., Гальченко В. В.
Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск, Россия
email: ilya@iszf.irk.ru

Солнечный терминатор (СТ) является одним из наиболее масштабных и регулярных источников возмущений в верхней атмосфере и ионосфере. В среднеширотной ионосфере прохождение солнечного терминатора, помимо прочего, вызывает генерацию волновых пакетов среднего масштаба с периодом порядка 20 мин [1]. Исследование волновых пакетов методами ГНСС-радиозондирования показало, что они имеют четко выраженную пространственную структуру, сохраняющуюся длительное время, и в Северном полушарии наблюдаются преимущественно после прохождения вечернего СТ [2].

Авторы [3] анализировали динамику полного электронного содержания (ПЭС) во время прохождения тайфунов NEOGURI и HALONG по территории Японии. Представленные в работе карты распределения вариаций ПЭС показали, что интенсивность генерируемых СТ волновых пакетов выше в области прохождения циклона.

На рис. 1 представлены траектории движения рассматривавшихся в [3] тайфунов NEOGURI (184-191 дни года) и HALONG (205-222 д.г.), проходивших вблизи Японии в 2014 г. и траектория тайфуна JANGMI (267-275 день 2008 г.). Размеры узловых точек траектории отражают скорость ветра тайфуна на данном участке траектории. Треугольниками на рисунке отмечены станции Японской сети GSI.

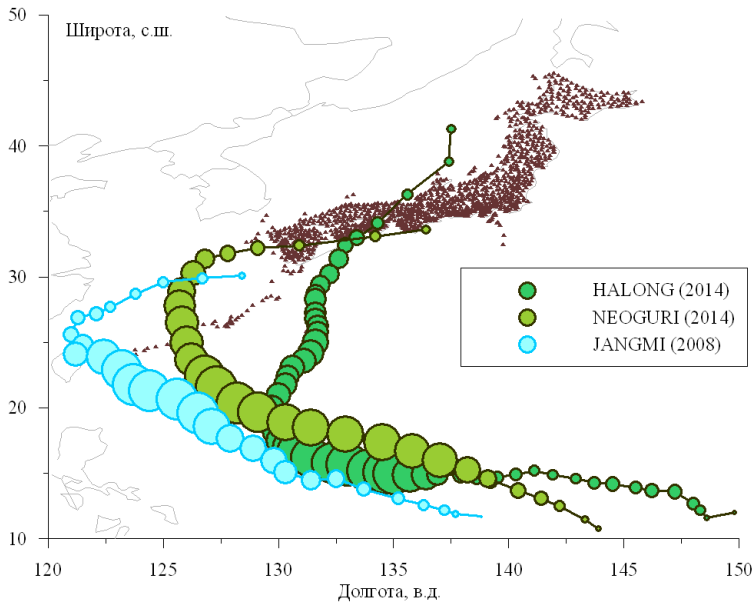


Рис. 1. Траектории движения тайфунов HALONG, NEOGURI и JANGMI.

Используя методику автоматического отбора волновых пакетов в вариациях ПЭС, приведенную в [1] мы проанализировали динамику ПЭС в диапазоне до, во время и после прохождения тайфунов. На рис. 2-4 представлены распределения амплитуды (а) и периода (б) волновых пакетов, наблюдавшихся во время прохождения тайфунов. Синим, красным и черным цветом на рисунках даны распределения, полученные по данным до, во время и после прохождения тайфуна, соответственно.

На рис. 2 приведены распределения амплитуд (а) и периодов (б) волновых пакетов во время прохождения тайфуна JANGMI. Распределения имеют типичный для этого типа волновых пакетов вид [1], однако можно видеть, что во время прохождения тайфуна

амплитуды пакетов, в среднем, занимали более узкий диапазон, нежели до и после прохождения, с наиболее вероятным значением 0,17 TECU. В распределении периодов, при этом, сложно выделить наличие связанных с прохождением тайфуна особенностей.

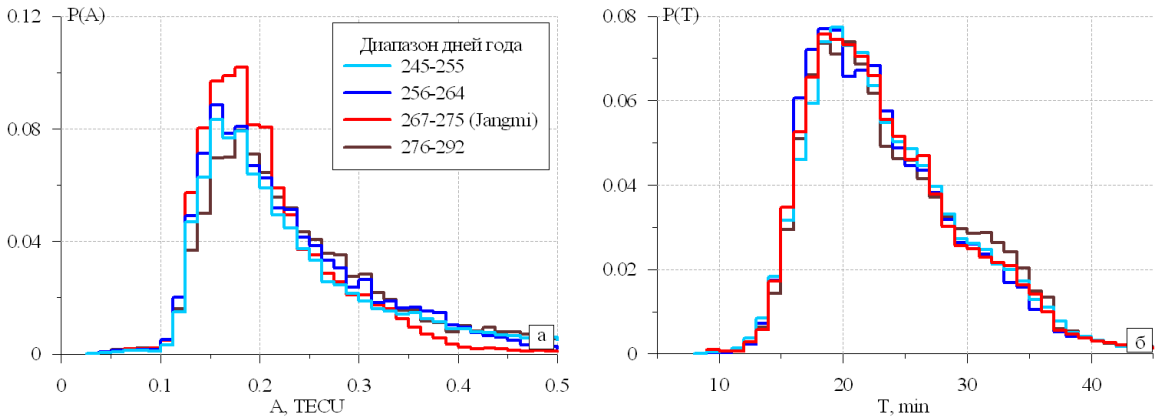


Рис. 2. Распределения амплитуды (а) и периода (б) волновых пакетов до, после и во время прохождения тайфуна JANGMI.

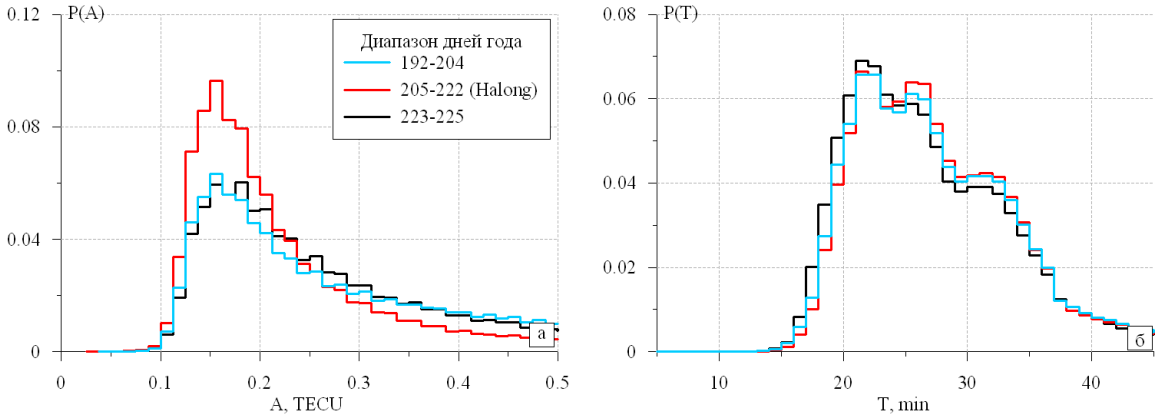


Рис. 3. Параметры волновых пакетов во время прохождения тайфуна HALONG.

Аналогичным образом, во время прохождения тайфуна HALONG распределение амплитуд становится более узким, чем до и после (рис. 3). Наиболее вероятное значение амплитуды здесь составляет порядка 0,15 TECU. Распределения периодов демонстрируют некоторые отличия друг от друга, которые, впрочем, могут быть связаны с переходом от летних условий генерации к осенне-зимним [1].

Движение тайфуна NEOGURI (рис. 4) не оказало значительного влияния на распределение параметров волновых пакетов: для всех трех интервалов времени распределения обеих величин носят сходный характер, не проявляя выраженных особенностей.

Число волновых пакетов варьирует в течение дня и имеет выраженную корреляцию со временем прохождения солнечного терминатора [1]. На рис. 5 показаны нормированные распределения числа волновых пакетов в системе локального времени терминатора. Нулевой отметке здесь соответствует время наблюдения СТ на высоте 300 км над точкой условной регистрации волнового пакета [4]. Положительным значениям оси соответствуют наблюдения после прохождения СТ, отрицательным – до.

Общий вид распределения на рис. 5 типичен для данного региона и сезона: можно видеть плавный переход от летних условий к осенним, когда генерация ВП наблюдается

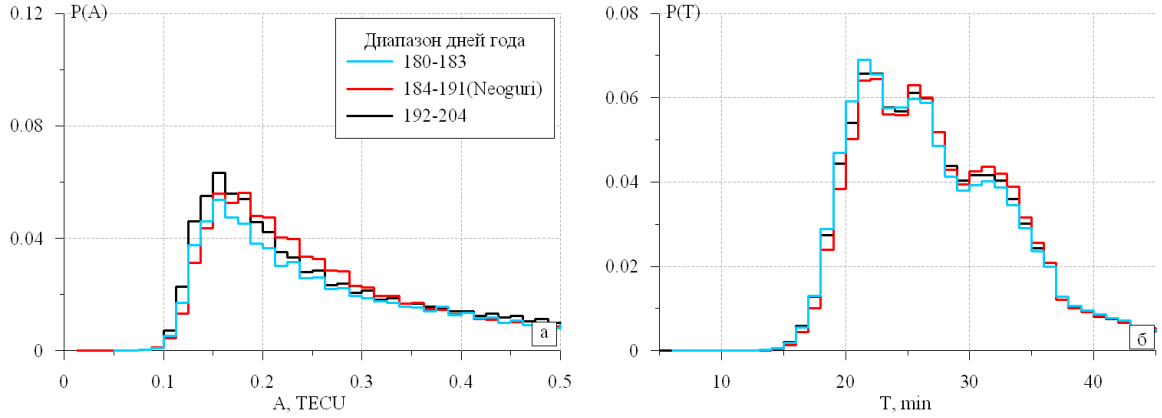


Рис. 4. Параметры волновых пакетов во время прохождения тайфуна NEOGURI.

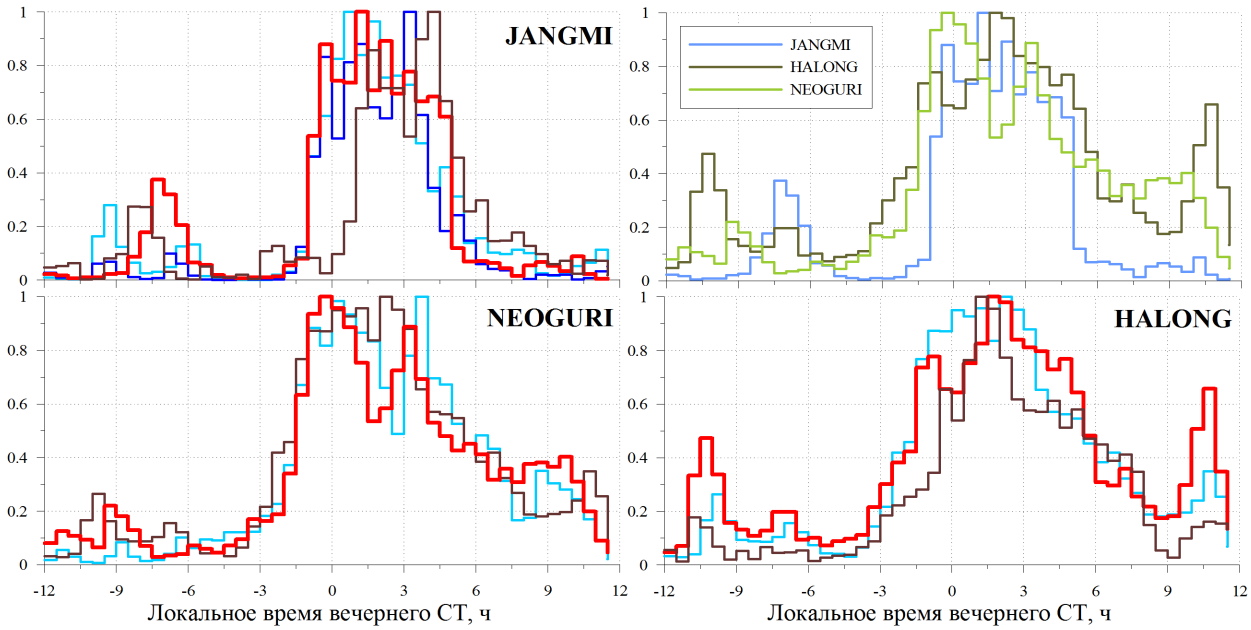


Рис. 5. Распределение числа волновых пакетов системе локального времени СТ.

спустя некоторое время после прохождения СТ [1]. Внимание привлекает наличие отдельных пиков, особенно во время прохождения тайфуна HALONG, приходящихся на отметку ± 11 ч. Ни до, ни после тайфуна эти пики не выражены так явно. Подобный пик можно видеть во время прохождения JANGMI, однако здесь его можно видеть до и после тайфуна с небольшим смещением по оси. На рис. 5б объединены распределения во время прохождения всех трех тайфунов. Хорошо видно, что пики выражены для JANGMI и HALONG. По-видимому, именно эти волновые пакеты дают вклад в изменение распределения амплитуды. Заметим также, что данные пики не связаны с прохождением утреннего СТ, как это можно было бы ожидать.

Представленные данные позволяют предположить, что, будучи источниками широкого диапазона возмущений в атмосфере, солнечный терминатор и мощные тайфуны оказывают совокупное воздействие и, возможно, приводят к генерации колебаний в магнитосферно-ионосферном резонаторе, проявляющихся в виде волновых пакетов в ПЭС [5]. Наблюдаемые до прохождения СТ пики числа волновых пакетов могут быть связаны именно с тем, что при наличии благоприятных условий для генерации волновых пакетов, тайфун, при отсутствии солнечного терминатора, занимает его место, выступая в качестве источника возбуждения резонансных колебания.

Авторы благодарны Поляковой А.С. за плодотворные дискуссии. Авторы также выражают благодарность Японской геофизической службе GSI и Объединенному институту исследования атмосферы CIRA за предоставленные данные.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (номер гранта 16-35-00027 мол_а).

Литература.

1. Ю. В. Ясюкевич, И. К. Едемский, Н. П. Перевалова, А. С. Полякова. Отклик ионосферы на гелио- и геофизические возмущающие факторы по данным GPS : монография. – Иркутск : Изд-во ИГУ, 2013. – 259 с. – (Солнечно-земная физика).ISBN 978-5-9624-0879-8

2. П.Л. Малькова, И.К. Едемский. Исследование широтных особенностей генерации волновых пакетов Солнечным терминатором в долготном регионе Америки в течение 2008 г. // Солнечно-земная физика. Вып. 24 (2014) С. 84–86.

3. Полякова А.С., Ясюкевич Ю.В. Возмущения полного электронного содержания в зоне действия тайфунов в ночное время. Труды международной байкальской молодежной научной школы по фундаментальной физике “БШФФ-2015”, сс. 181-183.

4. E.L. Afraimovich, I.K. Edemskiy, A.S. Leonovich, L.A. Leonovich, S.V. Voeykov, Yu.V. Yasyukevich. The MHD nature of night-time MSTIDs excited by the solar terminator, Geophys. Res. Lett., 36, L15106, doi:10.1029/2009GL039803.36.

5. A.S. Leonovich, D.A. Kozlov, I.K. Edemskiy. Standing slow magnetosonic waves in a dipole-like plasmasphere. Planetary and Space Science. 2010, V. 58, 1425–1433.

Вариации электрического поля в зависимости от географической широты местности

Торопов А. А., Каримов Р. Р., Козлов В. И., Муллаяров В. А.
Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН,
677980, Якутск, Россия
email: Anatol2010@mail.ru toropov@ikfia.sbras.ru karimov@ikfia.sbras.ru
vkozlov@ikfia.sbras.ru

Анализ результатов измерений величины атмосферного электрического поля показывает [144/1, 323/2], что градиент потенциала несколько больше в умеренных широтах и убывает как к экватору, так и к полюсам. Попытки объяснить полярные минимумы обсуждаются в работе [103/3] и в основном сводятся к действию различного рода локальных факторов, а так же космических лучей, отклоняющихся магнитным полем земли к полюсам, что вызывает изменение суммарной проводимости столба атмосферы в полярных регионах.

В данной работе представлены результаты измерения напряженности атмосферного электрического поля во время экспедиционных наблюдений на пассажирском судне “Механик Кулибин” по маршруту Якутск-Тикси-Якутск (с сопутствующими остановками в населенных пунктах) уна широтах 62N-72N. Непрерывные наблюдения проводились с 20 сентября по 29 сентября в 2010 г. Измерения электрического поля производились с помощью электростатического флюксметра производства НИРФИ с диапазоном измерения +/-50кВ/м. Также непрерывно осуществлялась синхронная запись географических координат и высоты над уровнем моря с помощью GPS-приемника Trimble. Аналоговый сигнал с электростатического флюксметра оцифровывался АЦП E-154 L-Card и записывался на ноутбук. В работе используются данные измерений электрического поля с разрешением 1 секунда и данные GPS-приемника с разрешением 5 минут.

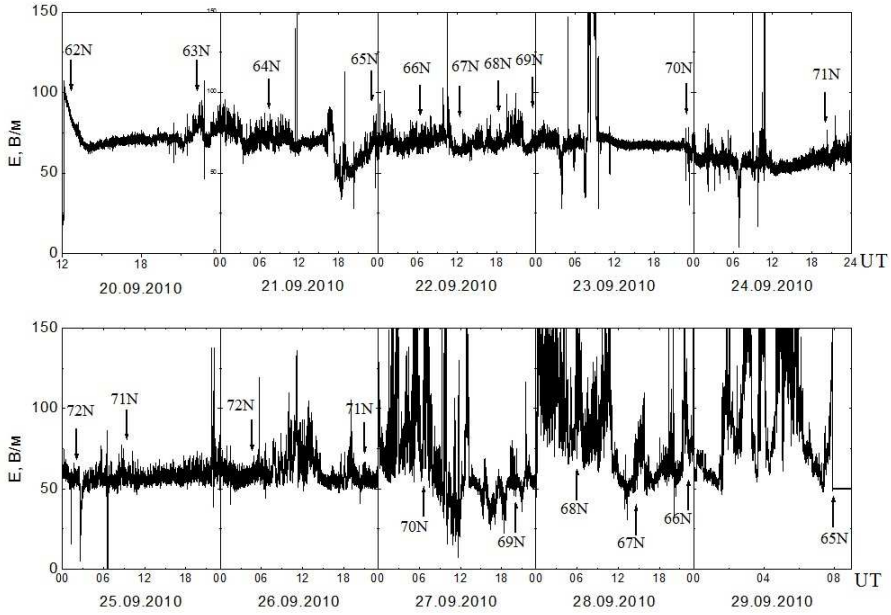


Рис. 1. Секундные вариации напряженности электрического поля по дням. Стрелками указана широта местности.

Внешняя антенна GPS-приемника и флюксметр были установлены на верхней палубе, на уровне капитанского мостика по правому борту судна. Для исключения влияния осадков, флюксметр был установлен “пластинами вниз”. Запись данных началась 20 сентября

примерно в 12 часов (по UT) на широте 62^o N и была окончена 29 сентября в 8 часов на широте 65^o N. На рисунке 4.39 показаны вариации секундных значений электрического поля по дням, отмечена широта местности.

Следует отметить, что сильные вариации поля с 27 по 29 сентября обусловлены локальными причинами - прохождением дыма из трубы судна над флюксметром. По-видимому, частички сажи в выхлопных газах дизель-генератора судна имеют большой положительный заряд, что и вызвало сильные положительные вариации поля. Во время всего периода наблюдений направление дыма из трубы, в основном, определялось северным и северо-восточным ветром, поэтому, когда теплоход двигался на север, дым сносило к корме, после смены курса по направлению на юг (на обратном пути) направление дыма повернулось в сторону носа судна. Флюксметр был установлен чуть впереди трубы.

Поведение усредненных за 5 минут значений напряженности атмосферного электрического поля в зависимости от географической широты местности представлено на рисунке 1. Использованы значения напряженности поля для периода 20-26 сентября. Значения географической широты за указанный период менялись следующим образом 62N-72N-71N-72N-65N. Не рассматривались значения поля 27-29 сентября - для исключения сильных вариаций поля, связанных с выхлопными газами дизель–генератора судна. На графике видно, что с увеличением широты местности величина поля, имея некоторые выбросы, убывает и может быть аппроксимирована линейной функцией с показателем наклона a = -0,7196. Большой разброс значений величины поля наблюдался на широте около 72^o N.

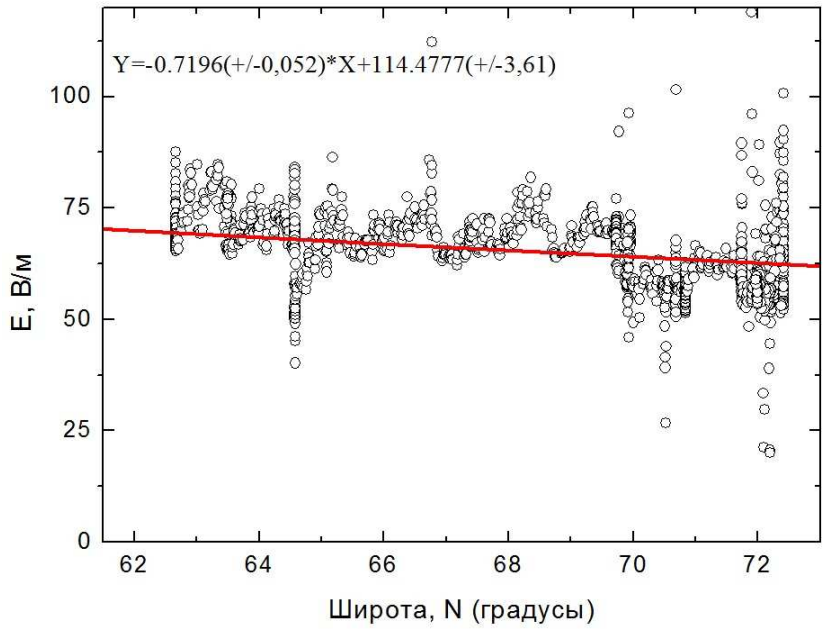


Рис. 2. Средние за 5 минут значения напряженности электрического поля в зависимости от географической широты местности.

Значения электрического поля от географической широты, по наблюдениям за часовой интервал, в ночные часы во время стоянки судна показаны на рисунке 4.41. Аналогично данным непрерывных измерений наблюдается уменьшение напряженности электрического поля с широтой. Напряженность поля имеет достаточно резкий спад средней величины 66-71 В/м до величины 53-57 В/м на широтах 70^o -72^o N.

В процессе движения судно делало ежедневные ночные остановки, причаливая к берегу. Это дало возможность получить записи атмосферного электрического поля в одно и то же время в условиях минимальных помех (связанных с движением судна) в точках на разных широтах. Статистические характеристики поля за 1 час наблюдений на разных

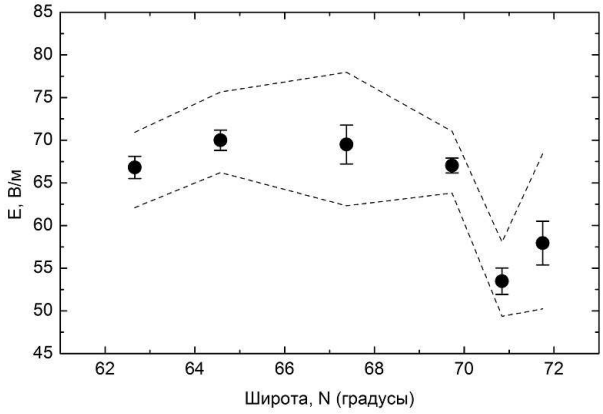


Рис. 3. Значения электрического поля от географической широты местности, по наблюдениям за часовой интервал. Измерения проводились в ночные часы во время стоянки судна. Пунктирными линиями показаны максимальные и минимальные значения напряженности поля в период наблюдений.

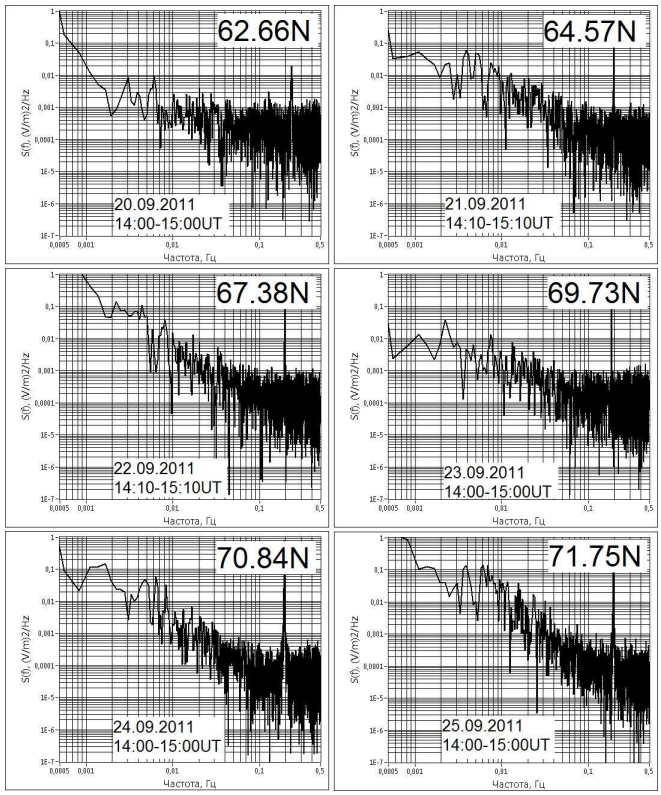


Рис. 4. Спектры мощности электрического поля, для интервалов наблюдений, указанных в таблице 4.10.

широтах представлены в таблице 4.10.

Таблица 1. Статистические характеристики электрического поля по наблюдениям за 1 час в ночные часы во время стоянки судна

Дата	20.09.2010	21.09.2010	22.09.2010	23.09.2010	24.09.2010	25.09.2010
Время наблюдений	14:00-15:00UT	14:10-15:10UT	14:10-15:10UT	14:00-15:00UT	14:00-15:00UT	14:00-15:00UT
Географические координаты	N62.66 E129.87	N64.57 E125.87	N67.38 E123.15	N69.73 E125.08	N70.84 E127.59	N71.75 E128.87
Высота над уровнем моря, м	87.768	42.201	22.316	22.604	2.865	0.512
Количество значений	3600	3600	3600	3600	3600	3600
Среднее значение, В/м	66,8098	70,0080	69,5241	67,0277	53,4811	57,8857
Средний квадрат	66,8225	70,0182	69,5615	67,0335	53,5036	57,9426
Стандартное отклонение	1,2991	1,1988	2,2821	0,8795	1,5526	2,5696
Медиана	66,6844	69,9784	69,2597	67,0211	53,4589	57,9641
Мода	66,5180	70,9367	70,1481	67,4270	53,7185	59,3483
Максимальное значение, В/м	70,9300	75,6548	77,9706	71,0405	58,0706	68,4585
Минимальное значение, В/м	62,1060	66,2186	62,3256	63,8135	49,3663	50,2381

Пунктирными линиями на рисунке 4.41 показаны максимальные и минимальные значения поля в период наблюдений.

Для интервалов наблюдений, указанных в таблице 1, построены спектры мощности электрического поля (рисунок 4). Наблюдается небольшое возрастание низкочастотной компоненты поля с увеличением географической широты, излом в спектре смещается с 0,06 Гц на более высокие частоты 0,1-0,2 Гц. Следует отметить, что наблюдаемый пик на частоте 0,2 Гц (период 5 секунд) связан с механическими биениями вращающейся шторки флюксметра.

Литература

1. Mauchly, S.J. Studies in atmosphere electricity based on observations made on the Carnegie, 1915-1921 / S.J. Mauchly // Researches of the Departament of Terretrial Magnetism, Vol. V. - Washington: Carnegie Institution, Publ. No. 175, 1926, P. 385-424.

2. Парамонов, Н.А. Широтный ход элементов атмосферного электричества / Н.А. Парамонов // Труды Главной Геофизической Обсерватории им. А.И. Воейкова, Т. 146. -Л.: Гидромет. Изд-во, 1963, С. 65-70.

3. Israel, H. Atmospheric Electricity / H. Israel // Vol. II. Fields, Charges, Currents. - Jerusalem: Keter Press, 1973, P. 339-340.

Определение параметра рассеяния на ионосферном экране при распространении радиосигнала в канале Земля-ионосфера в коротком диапазоне радиоволн

Белов С. Ю.[1], Белова И. Н.[2]
[1]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия
[2]Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН,
г. Москва, Россия

email: Belov_Sergej@Mail.Ru Belova_Ija@Mail.Ru

Введение

В работе предложен новый некогерентный метод оценки параметра сигнал/шум β_K ионосферного сигнала. Выполнен сравнительный анализ и показано, что по аналитической (относительной) точности определения параметра β_K новый метод на порядок превосходит широко используемый стандартный и одного порядка с известной когерентной методикой.

Параметр β_K возвращённого, частично рассеянного ионосферного сигнала представляет интерес как важная характеристика "возмущённости", "мутности" статистически неоднородной ионосферной плазмы, показатель надёжности работы ионосферных каналов связи, а также диагностических каналов. Оперативная и надёжная оценка параметра β_K имеет общефизический интерес (радиофизика, геофизика, оптика и т. д.); конкретизация осуществлена для ионосферного случая. Данный диапазон позволяет диагностировать и подповерхностный слой земли на предмет предвестников землетрясений, поскольку параметр рассеяния формируется также и неоднородностями диэлектрической проницаемости подповерхностных структур.

Проблема измерения и учёта рассеивающей способности земной поверхности в коротковолновом диапазоне радиоволн важна для решения ряда задач, например, при диагностике свойств среды с помощью методов, использующих этот радиодиапазон, когда на трассе происходит промежуточное отражение (рассеяние) от земной поверхности, что представляет интерес для геологоразведочных и экологических исследований.

Важнейшими аспектами при использовании средств космического базирования для целей природопользования и экологического мониторинга являются выбор рабочего диапазона зондирования и вопросы влияния сред на проходящее излучение. Выбор КВ диапазона позволяет учитывать подповерхностный слой (толщины порядка длины волны падающего излучения).

Методы расчёта (когерентный и некогерентный)

В фиксированной точке приёма на поверхности земли (в скалярном приближении) ионосферный сигнал, узкополосный случайный процесс E(t) представляет собой суперпозицию "зеркальной" $E_0(t)$ и рассеянной $E_P(t)$ по нормальному закону компонент:

$$\begin{gathered} E(t) = E_0(t) + E_P(t) = E_{00} \cdot e^{i\cdot(\omega_0 \cdot t - \varphi(t))} + E_P(t) = \\ = R(t) \cdot e^{i\cdot(\omega_0 \cdot t - \Phi(t))} = \left[E_{C(t)} + i \cdot E_{S(t)}\right] \cdot e^{i\cdot\omega_0 \cdot t}, \end{gathered} \tag{1}$$

где φ(t), Φ(t), R(t), E_m(t), m=c,s – медленные на периоде $T = \frac{2\cdot\pi}{\omega_0}$ случайные процессы; E_{00} = Const.

Параметр рассеяния определяется отношением:

$$\beta_k^2 = \frac{\text{мощность зеркальной компоненты}}{\text{мощность рассеянной компоненты}} = \frac{E_{00}^2}{2 \cdot \overline{E_P^2}}. \tag{2}$$

Здесь и ниже черта “ — ” означает статистическое усреднение. $E_C(t) = R(t)\cdot\cos\Phi(t)$ и $E_S(t) = R(t)\cdot\sin\Phi(t)$ – низкочастотные квадратуры ионосферного сигнала, R(t) – огибающая, Φ(t) – суммарная фаза.

При этом индекс K = E4, R2, R4 означает экспериментально регистрируемые первичные случайные процессы и соответствующий метод их регистрации: E4 – когерентный; R2, R4 – некогерентные амплитудные.

Достаточно широко используется для оценки β_K (2) стандартный некогерентный R2-метод, основанный на соотношении [1]:

$$\frac{\overline{R^2}}{\left(\overline{R}\right)^2} = f\left(\beta_{R2}\right) = \frac{4}{\pi}\cdot\frac{\left(1+\beta_{R2}^2\right)\cdot\exp\left(\beta_{R2}^2\right)}{\left[\left(1+\beta_{R2}^2\right)\cdot \mathrm{I}_0\left(\beta_{R2}^2/2\right)+\beta_{R2}^2\cdot \mathrm{I}_1\left(\beta_{R2}^2/2\right)\right]^2}. \tag{3}$$

$I_n(x)$ – функция Бесселя n-порядка от чисто мнимого аргумента.

Используя когерентный E4метод, β_{E4} оценивается по эксцессу γ_{E4} квадратур [2, 3]:

$\gamma_{E4}\left(\beta_{E4}\right) = \frac{\overline{E_m^4}}{\left(\overline{E_m^2}\right)^2} - 3 = -\frac{3}{2}\cdot\frac{\beta_{E4}^4}{\left(1+\beta_{E4}^2\right)^2}$;?m=c,s. (4)

Следует заметить, что измеряемыми первичными параметрами являются отношения моментов $\overline{R^2}\Big/\left(\overline{R}\right)^2$, $\overline{E_m^4}\Big/\left(\overline{E_m^2}\right)^2$ соответственно. Естественно, соотношения (3), (4) получены с учётом определённых моделей структуры ионосферного сигнала. Исследования показали, что вероятностные свойства ионосферного сигнала (1) отражений первой кратности достаточно хорошо описываются моделью Райса со смещённым спектром (РС-модель) [4–6], на основе которой получены выражения (3), (4). Заметим, что выражение (4) когерентной методики E4 обеспечивает на порядок более высокую относительную аналитическую точность оценки параметра β_K [7, 8].

В настоящей работе предлагается новый некогерентный R4метод определения β_{R4} по эксцессу γ_{R4} огибающей для РСмодели [2]:

$$\gamma_{R4}\left(\beta_{R4}\right) = \frac{\overline{R^4}}{\left(\overline{R^2}\right)^2} - 3 = \gamma_{R4}\left(\beta_{R4}\right) = -1 - \frac{\beta_{R4}^4}{\left(1+\beta_{R4}^2\right)^2}. \tag{4}$$

Для сопоставления приведённых методов в смысле относительных погрешностей, допускаемых при вычислении β_K, обусловленных видом функциональных зависимостей $f(\beta)$, $\gamma_{E4}(\beta)$ и $\gamma_{R4}(\beta)$, получим выражения (5):

$$\varepsilon_k = \left|\frac{\Delta\beta_K}{\beta_K}\right| = \left|\frac{1}{\beta_K}\cdot\frac{dG_K}{dZ_K}\cdot\Delta\left(Z_K\right)\right| \quad , \tag{5}$$

где K = R2, E4, R4; $G_K = f$, γ_{E4}, γ_{R4}; $\Delta(Z_K)$ – абсолютные статистические ошибки измеряемых величин:? $Z_K = \frac{\overline{R^2}}{\left(\overline{R}\right)^2}$, $\frac{\overline{E_m^4}}{\left(\overline{E_m^2}\right)^2}$, $\frac{\overline{R^4}}{\left(\overline{R^2}\right)^2}$.

Погрешности (включая статистические) для разных методик определения β_K :

$$\varepsilon_{R2}\left(\beta\right) = \frac{\pi}{8}\cdot\frac{\left[\left(1+\beta^2\right)\cdot \mathrm{I}_0\left(\beta^2/2\right)+\beta^2\cdot \mathrm{I}_1\left(\beta^2/2\right)\right]^3}{\beta^2\cdot\exp\left(\beta^2\right)\cdot \mathrm{I}_1\left(\beta^2/2\right)}\cdot\Delta\left(Z_{R2}\right); \tag{6}$$

$$\varepsilon_{E4}\left(\beta\right) = \frac{\left(1+\beta^2\right)^3}{6\cdot\beta^4}\cdot\Delta\left(Z_{E4}\right); \tag{7}$$

$$\varepsilon_{R4}\left(\beta\right) = \frac{\left(1+\beta^2\right)^3}{4\cdot\beta^4}\cdot\Delta\left(Z_{R4}\right). \tag{8}$$

Статистическая ошибка $\Delta(Z_K)$ зависит от объёма выборки N и при одинаковых объёмах выборки может быть разной для каждого из способов. Чтобы акцентировать внимание

на погрешностях за счёт различия функциональных зависимостей (3) – (4), нормируем (7) на $\Delta(Z_K)$.

Графики зависимостей?$\varepsilon_K^* = \frac{\varepsilon_K}{\Delta(Z_K)}$?для β_{R2}, β_{E4} и β_{R4} приведены на рис. 1.?ε_K^*?будем ниже называть аналитической (относительной) погрешностью метода.

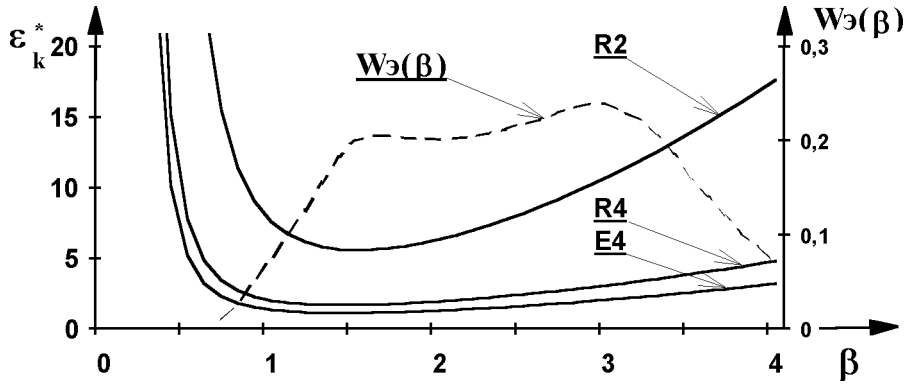


Рис. 1. Графики зависимостей ε_K^*, K = R2, R4, E4 (сплошные линии) и экспериментальное распределение $W_Э(\beta)$ (пунктир) (слой F2, 4,5 – 9,5 МГц, единичный сигнал)

Экспериментальное распределение $W_Э(\beta)$ определяет диапазон изменения β.

Заключение

Из выражений (4) и (4) видно, что $\varepsilon_{E4}^* = \frac{2}{3} \cdot \varepsilon_{R4}^*$ – одного порядка и существенно (на порядок) превосходят точность измерения стандартной R2методики [9, 10]. В итоге, анализ аналитических погрешностей оценки параметра β_K позволил рекомендовать метод R4 вместо стандартного R2. При этом достаточно высокая аналитическая (относительная) точность оценки параметра β_K может быть достигнута с помощью некогерентной аппаратуры, используя выражение (4) метода R4 [11]. Естественно, что за когерентной методикой E4 остается возможность оптимизации статистической ошибки путём соответствующей специальной цифровой обработки ионосферного сигнала [12].

Литература

1. Альперт Я.Л. Распространение радиоволн в ионосфере. АН СССР, М, 1960. 480 с.

2. Белов С.Ю. Методы оценки параметра сигнал/шум в коротковолновом диапазоне радиоволн. // Физические проблемы экологии (Экологическая физика) №16. Сборник научных трудов под ред. В. И. Трухина, Ю. А. Пирогова, К. В. Показеева. М.: МАКС Пресс. 2010. С. 3138.

3. Белов С.Ю. Численное моделирование в задаче тестирования метода дистанционной диагностики рассеивающей способности земной поверхности в КВ-радиодиапазоне. // Материалы Международного молодежного научного форума “Ломоносов-2015”. / Отв. ред. А.И. Андреев, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов. [Электронный ресурс] — М.: МАКС Пресс, 2015 г.

4. Белов С.Ю. О методах определения параметра сигнал/шум на примере распространения радиосигнала в канале Земля – Ионосфера. // Материалы Международного молодёжного научного форума “Ломоносов-2013”. / Отв. ред. А.И. Андреев, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов, М.В. Чистякова. [Электронный ресурс] — М.: МАКС Пресс, 2013 г. С. 73.

5. Белов С.Ю., Белова И.Н. Выявление экологического риска при мониторинге поверхности земли методом дистанционного зондирования в коротковолновом диапазоне радиоволн. // Сборник трудов II Всероссийской научной конференции “Экология и космос” имени академика К. Я. Кондратьева. / Под общ. ред. Ю. В. Кулешова. – 461 с, СПб.: ВКА имени А. Ф. Можайского, 2015 г. С. 70-76.

6. Белов С.Ю., Белова И.Н. О параметре “возмущённости” неоднородного флуктуирующего дифракционного экрана. // Международный Симпозиум "Атмосферная Радиация и Динамика"(МСАРД–2015), Санкт–Петербург, 2015. С. 103.

7. Белов С.Ю. Дистанционная диагностика рассеивающей способности земной поверхности в КВ-диапазоне. // Перспективы развития научных исследований в 21 веке: сборник материалов 6-й международной научно-практической конференции. – г. Махачкала: ООО "Апробация 2014. С. 43.

8. Belov S.Yu. New measurement method of estimation signal/noise parameter. // European Geosciences Union General Assembly 2010 Vienna, Austria, Geophysical Research Abstracts. 2010. V. 12. P. 2233.

9. Белов С.Ю., Белова И.Н. Функциональная схема экспериментальной аппаратуры когерентного приёма в задачах мониторинга поверхности земли методом дистанционного зондирования в коротковолновом диапазоне радиоволн. // III Международная научно-практическая конференция “Прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий”. Материалы III Международной научно-практической конференции. – Майкоп, 2015г. – 262 с. ISBN 978-5-906696-22-9. С. 5358.

10. Белов С.Ю., Белова И.Н. Мониторинг поверхности земли методом дистанционного зондирования в КВ-радиодиапазоне. // V Международная молодёжная научная конференция “Экология-2015”: материалы докл. Всероссийской конференции с международным участием, 22–24 сентября 2015 г. ISBN 978-5-91378-098-0. Архангельск, 2015. С. 6–7.

11. Belov S.Yu., Belova I.N. Environmental aspects of the use of remote sensing of the earth’s surface in the short-wave range of radio waves. // IGCP 610 Third Plenary Conference and Field Trip “From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the Quaternary” 22-30 September 2015, Astrakhan, Russia. Proceedings / Ed.: A. Gilbert, V. Yanko-Hombach, T. Yanina. Moscow, MSU, 2015. P. 29–31.

12. Белов С.Ю. Программа регистрации квадратурных компонент n-кратного отражённого от земной поверхности радиосигнала. Свидетельство о регистрации права на программное обеспечение № RU.2016612172 от 19.02.2016 г.

Особенности влияния солнечной активности на температуру высокоширотной мезопаузы над Якутией в 23 цикле

Аммосова А. М., Аммосов П. П., Гаврильева Г. А., Колтовской И. И.
Институт Космофизических Исследований и Аэрономии им.Ю.Г. Шафера СО РАН, г.Якутск, Россия
e-mail: ammosovaam@mail.ru ammosov@ikfia.sbras.ru gagavrilyeva@ikfia.sbras.ru koltigor@mail.ru

Аннотация

Представлен анализ изменения температуры области мезопаузы на основе измерения вращательной температуры OH(6,2) в зависимости от солнечной активности. Наблюдения проводились на станции Маймага (63.04 ° N, 129.51 ° E) на период с августа 1999 года по март 2013 года. Измерения ведутся инфракрасным цифровым спектрографом. Среднемесячные остатки температуры после вычитания сезонной климатической составляющей были использованы для поиска солнечной составляющей в температурном отклике. Линейная регрессия остаточных температур дает отклик на солнечную активность равный 4.2K/100 солнечных потоков единиц (SFU). Кросскорреляционный анализ показал, что изменения остаточной температуры отстают за изменениями солнечной активности с задержкой в 25 месяцев. Отклик температуры на влияние 11-летнего солнечного цикла при задержке в 25 месяцев достигает 7K/100 SFU.

Введение

По сведениям Всемирной метеорологической организации, средняя глобальная температура воздуха, являющаяся очень чувствительной мерой климатических изменений, повысилась в приземном слое на 0.3–0.6 K за последние 100 лет. При этом скорость потепления за последние три десятилетия заметно превышает среднее значение скорости за столетие. Согласно теоретическим работам положительный тренд температуры в нижней атмосфере должен сопровождаться отрицательным трендом температуры в средней и верхней атмосфере [Akmaev et al., 2006]. Тщательный обзор работ, связанных с исследованием многолетних изменений температуры на высоте мезопаузы был сделан в работе [Beig 2011]. Исследование отклика температуры атмосферы на антропогенное воздействие маскируется изменениями, вызываемыми вариациями солнечной активности и волновыми процессами различной природы. Поэтому при оценке трендов температуры атмосферы на различных высотах важным условием является длительность рядов измерений, охватывающих хотя бы один 11-летний солнечный цикл. Целью данной работы является переоценка влияния солнечной активности на температуру высокоширотной мезопаузы [Гаврильева и Аммосов, 2002] и выявление возможного тренда температуры измеренной инфракрасным спектрографом с августа 1999 по май 2013 годы.

Описание прибора и база данных

В данной работе приведены результаты анализа данных о температуре мезопаузы полученных инфракрасным спектрографом, изготовленным на базе решетчатого спектрографа СП – 50. Прибор установлен на оптической станции Маймага (63?N, 129,5?E), который расположен в 150 км к северу от г. Якутска. Наблюдения проводились в ночное время, при угле погружения Солнца >9 ° , в безоблачную погоду. Для анализа выбирались данные, полученные в безлунное время и при отсутствии сияний. Одним и тем же прибором

регистрируется один и тот же параметр вращательная температура молекулы гидроксила. С 1999 и по настоящее время для регистрации спектра на выходе спектрографа используется цифровая ПЗС камера, что позволяет использовать для оценки вращательной температуры полностью весь спектр [Аммосов и Гаврильева, 2000]. Как показывают оценки, случайные ошибки измерения температуры лежат в пределах 2-10K в зависимости от уровня отношения сигнал/шум. Съемки спектра ночного неба ведутся только с середины августа до конца апреля.

Температура области мезопаузы подвержена многочисленным гелиогеофизическим воздействиям: сезонные изменения, вариации солнечного активности, распространения планетарных, приливных и внутренних гравитационных волн, квазидвухлетние колебания атмосферы, внезапные стратосферные потепления и извержения вулканов. Влияние приливных и внутренних гравитационных волн можно уменьшить, используя средне ночные температуры. Сезонные изменения могут быть представлены в виде суммы годовой, полугодовой и треть годовой гармоник. Зная значение этих гармоник, возможно вычесть сезонную составляющую из временных рядов температуры OH. На рисунке 1(a) сплошной линией показана подгонка годовой, полугодовой и треть годовой гармоник с амплитудами 28,6 K (максимум на 312 день), 10,6 K (максимум на 350 день) и 3 K (максимум на 361 день) соответственно.

Анализ влияния солнечной активности

В работе рассмотрено 2229 средне ночных значений температуры, удовлетворяющие критериям выбора. Внезапные стратосферные потепления обусловлены взаимодействием планетарных волн со стратосферным ветром и их продолжительность порядка от 15 до 30 дней. Для уменьшения влияния планетарных волн, в дальнейшем рассматриваем среднемесячные значения температуры. Для анализа данных использовался критерий Фишера (F-критерий). В таблице 1 приведены рассчитанные значения Fcalc и критические значения Fcrit для уровня значимости p=0.05. Оценка коэффициента регрессии является статистически значимой при Fcalc>Fcrit.

Таблица 1. Коэффициенты регрессии, 95% доверительный интервал, F-тест и вероятность (p) для линейной модели, включающей остаточные значения температуры (T) и солнечный индекс F10.7 во временных интервалах (F_{crit}=3.9)

Временной интервал, нумерация месяцев с января 1999	Отклик на солнечный цикл				Долгосрочный тренд			
	K/100 SFU	95% доверительный интервал	Fcalc	p	K/ десятилетие	95% доверительный интервал	Fcalc	p
8 <T< 173 8<F10,7< 173	4,24	(1,49 6,98)	9,35	0,0027	-2,11	(-5,10 0,87)	1,95	0,1647
8<T<173 -17<F10,7<148	7,11	(4,66 9,56)	33,02	<0,0001	0,51	(-2,27 3,29)	0,13	0,7186
33 <T<173 8<F10,7<148	7,79	(5,41 10,17)	42,12	<0,0001	2,04	(-1,20 5,28)	1,55	0,2157

На рисунке 3 (a) и (b) показаны остаточные среднемесячные значения температуры и среднемесячные значения потока радиоизлучения F10.7. Рисунок 3 (d) показывает

зависимость остаточных температур от солнечного индекса F10.7. Значение коэффициента отклика на вариации солнечной активности равно 4,24 K/100SFU. На рисунке 3 (c) представлены остаточные температуры после снятия сезонного хода и влияния солнечной активности. Линия регрессии соответствует возможному температурному тренду 2,11K/десятилетие, однако, это значение является статистически незначимым (Fcalc<Fcrit). На рисунке 3 (c) хорошо видно, что после снятия влияния солнечной компоненты, зависимость остаточной температуры от индекса F10.7 все еще остается. Поэтому результат проведения кросскорреляционного анализа среднемесячных остаточных температур и среднемесячных значений F10.7, рассчитанного с шагом в 1 месяц, приведен на рисунке 5. Максимальная корреляция наблюдается при условии опережения индекса F10.7 значения температуры области мезопаузы на 25 месяцев. На основании кросскорреляционного анализа можно сделать вывод, что температура на высоте свечения слоя OH реагирует на изменения солнечной активности с задержкой около 2 лет.

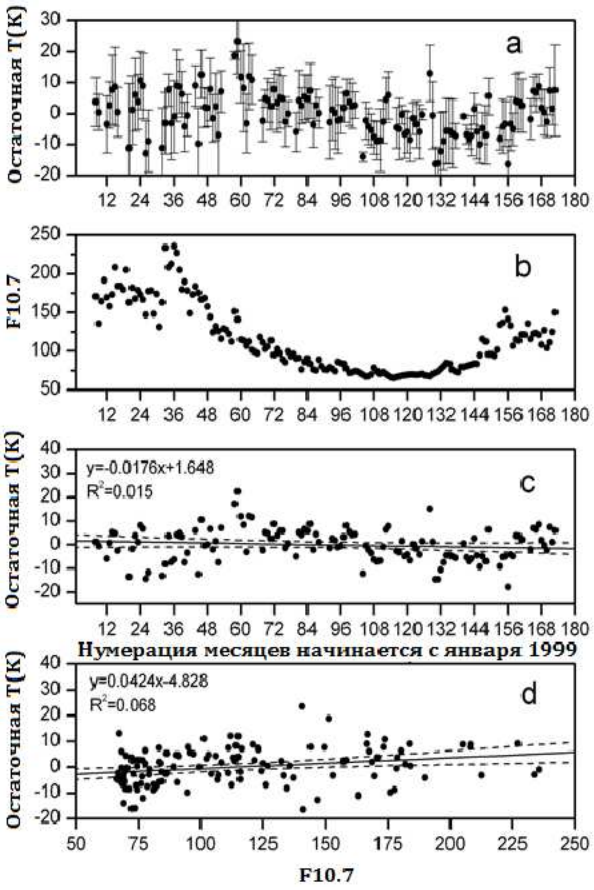


Рис. 3. (a) Среднемесячные остаточные значения температуры, показаны со стандартными отклонениями, (b) среднемесячные значения солнечного индекса F10.7, (c) остаточные температуры, после снятия влияния солнечной активности, (d) зависимость остаточных температур от значений солнечного индекса F10.7.

На рисунке 4 показано сравнение остаточных температур с значениями индекса F10.7, полученных с апреля 1997 года, т.е. за 25 месяцев до начала постоянных измерений полосы OH(6,2) на станции Маймага. Результат кросскорреляционного анализа среднемесячных остаточных температур и среднемесячных значений F10.7, полученных с июля 1997 года показаны на рисунке 4, на котором не существует запаздывания между временными рядами. В данном случае температурный отклик на солнечную активность возрастает до 7,1 K/100SFU, представлен на рисунке 4 (d). Положительный температурный тренд, полученный при помощи остаточных температур после снятия сезонного хода и влия-

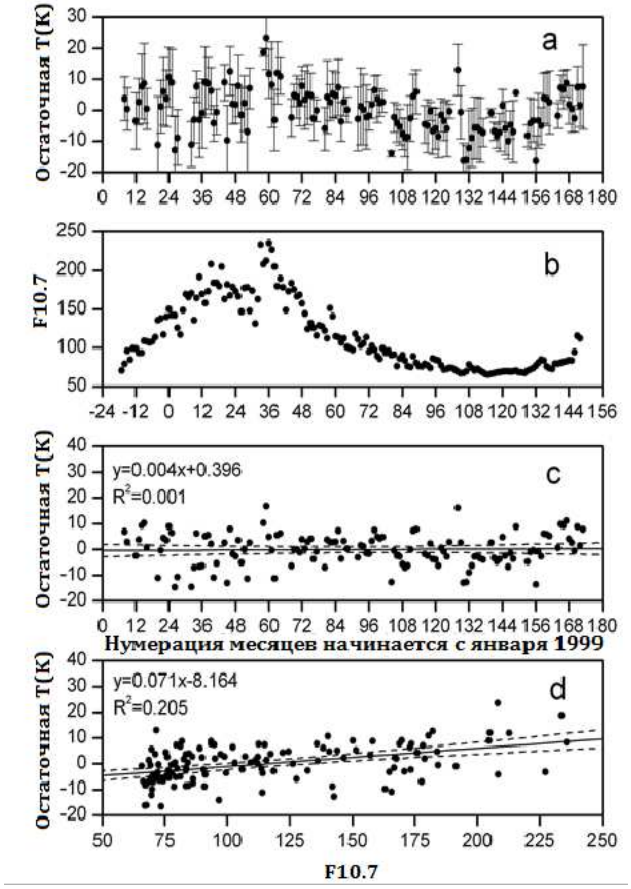


Рис. 4. Все также как на рис 3, но для остаточных температур с августа 1999 по март 2013 года и значений F10.7 с июля 1997 по апрель 2011 года

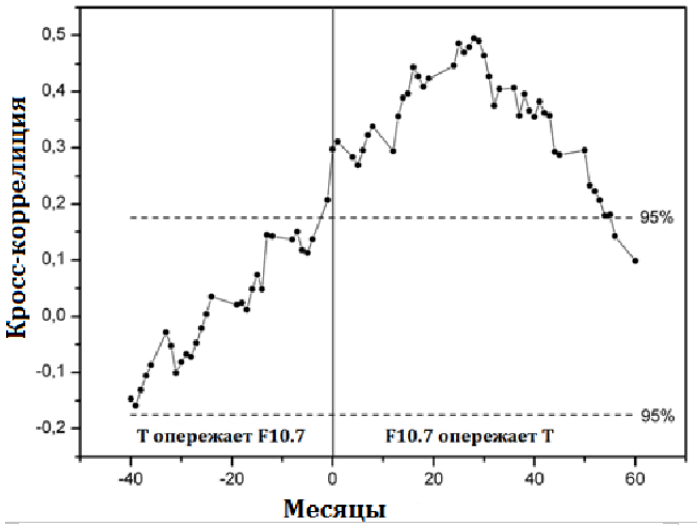


Рис. 5. Кросс-корреляционная функция для остаточной температуры и солнечного индекса F10.7.

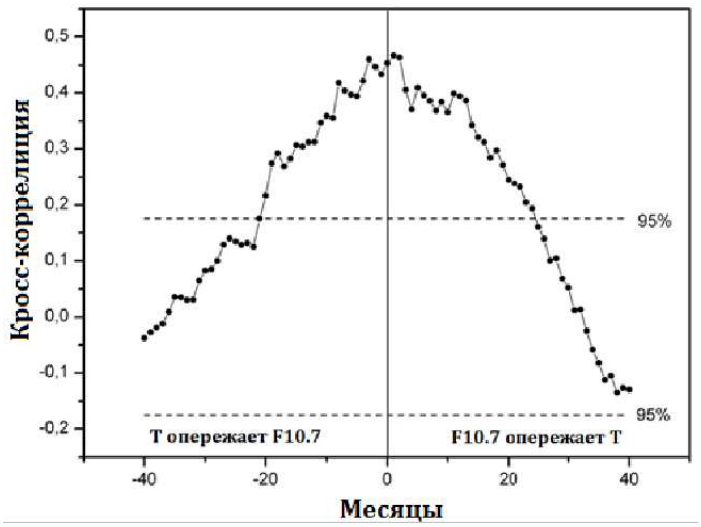


Рис. 6. Кросс-корреляционная функция для остаточной температуры и солнечного индекса F10.7, полученных с апреля 1997 года.

ния 11-летнего солнечного цикла представлен на рисунке 4 (c). В двух случаях значения тренда являются статистически незначимыми (Fcalc<Fcrit), эти результаты отражены в таблице 1.

Обсуждение и выводы

Несмотря на широкий разброс оценки различных исследователей влияния солнечной активности на температуру области мезопаузы, большинство значений варьируются в пределах 2-5 K/100SFU. В работе [French and Klekociuk, 2011] обнаружили запаздывание температуры на станции Дэвис, Антарктида (69 ° S, 78 ° E) от солнечного потока на 160 дней. Авторы объяснили данный феномен краткосрочным ростом температуры в 2002 году в связи со внезапным стратосферным потеплением. Конечно, временная задержка на 25 месяцев гораздо продолжительней, чем запаздывание, полученное на Антарктиде.

Поскольку линия регрессии, указывающие на наличие температурного тренда, не являются статистическими значимыми, невозможно утверждать о наличии температурного тренда в области мезопаузы. В обзоре многочисленных исследований температурных трендов в верхних слоях атмосферы [Lastovicka et al., 2012] пришли к выводу, что в области мезопаузы не наблюдается температурный тренд. Вероятно, дальнейшие исследований с ростом базы данных позволит выявит статистически значимый температурный тренд.

Корреляционный анализ показал, что изменение температуры по отношению к изменению солнечного индекса F10.7 происходит с запаздыванием в 25 месяцев. Отклик температуры на солнечную активность возрос с 4 K/100SFU до 7 K/100SFU при смещении изменения солнечного индекса на 25 месяцев. Значение температурного тренда после снятия сезонного хода и влияния солнечной активности является статистически незначимым.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 16-35-00121 мол_а, № 16-35-00204 мол_а, № 15-05-05320 А

Литература

1. Akmaev, R.A., Fomichev, V.I., Zhu, X., 2006. Impact of middle atmospheric composition changes on greenhouse cooling in the upper atmosphere. J. Atmos. Solar Terr. Phys. 68, 1879–1889.

2. Beig, G., 2011. Long-term trends in the temperature of the mesosphere/lower thermosphere region: 2. Solar response. J. Geophys. Res. 116, A00H12. http://dx.doi.org/10.1029/2011JA016766.

3. Гаврильева Г.А., Аммосов П.П. Сезонные вариации температуры мезопаузы над Якутском (63 ° N, 129.5 ° E) // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 42. № 2. С. 279–283. 2002.

4. Аммосов П.П., Гаврильева Г.А. Инфракрасный цифровой спектрограф для измерения вращательной температуры гидроксила // Приборы и техника эксперимента. Т. 43. № 6. С. 792–797. 2000.

5. French, J.W.R., Klekociuk, A.R., 2011. Long- term trends in Antarctic winter hydroxyl temperatures. J. Geophys. Res. 116, D00P09.http://dx.doi.org/10.1029/2011JD015731.

6. Lastovicka, J., Solomon, S.C., Qian, L., 2012. Trends in the neutral and ionized upper atmosphere. Space Sci. Rev. 168, 113–145. http://dx.doi.org/10.1007/s11214-011-9799-3

Оценка изменения эффективной высоты волновода Земля-ионосфера по вариациям фазы ОНЧ-НЧ радиосигналов в период солнечного затмения

Корсаков А.А.[1], Козлов В.И.[1,2], Каримов Р.Р.[1]
[1] Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН г. Якутск, Россия
[2] Северо-Восточный Федеральный университет им. М.К. Амосова г. Якутск, Россия
email: korsakovaa@ikfia.sbras.ru vkozlov@ikfia.sbras.ru karimov@ikfia.sbras.ru

Во время солнечного затмения лунная тень перекрывает потоки ультрафиолетового и рентгеновского излучений Солнца – основных источников ионизации нижней (D-область: 65-85 км) ионосферы. Так тень Луны способна менять параметры ионосферы. Особенно чувствительными к таким изменениям являются электромагнитные сигналы низких и очень низких частот (НЧ: 30 - 300 кГц, ОНЧ: 3 - 30 кГц), трассы распространения которых затеняются Луной. Долговременный приём с различных направлений ОНЧ - НЧ радиосигналов от удалённых источников даёт возможность проведения дистанционного исследования нижней ионосферы.

Первый контакт лунной тени с земной поверхностью состоялся 20 мая 2012 г. в 20:56:06 UT. Полоса кольцевого затмения возникла в южном Китае, прошла по островам Японии, через Тихий океан и исчезла на территории США. В точке с координатами 49,1 N, 176,3 E в Тихом океане затмение достигло максимума в 23:53:54 UT, и длилось 5 минут 46 секунд. Ширина лунной тени на земной поверхности составила 237 километров. В момент и в точке наибольшего затенения высота солнца над горизонтом составляла 61°. 21 мая 2012 г. в 02:49:18 UT тень покинула Землю.

В г. Якутске регистрирующий комплекс состоял из штыревой антенны (действующая высота 2 м), предварительного усилителя (коэффициент усиления 40 в полосе частот 0,3-100 кГц), быстродействующего АЦП, GPS–часов – приёмника с секундными импульсами и сигналом стабильной частоты (10 МГц), начальная фаза которого синхронизирована с мировым временем. Стабильный гармонический сигнал от GPS-часов поступал на вход делителя частоты, для создания высокостабильной частоты дискретизации АЦП (2,5 МГц), необходимой для выделения фазы. Оцифрованный сигнал с АЦП поступал через USB порт ноутбука с программой синоптической записи. Длительность записи составляла 18 сек. с интервалом 126 секунд.

В Якутске зарегистрированы устойчивые суточные вариации фазы ОНЧ сигналов удалённых радиостанций (рис. 1). В период солнечного затмения 20 - 21 мая 2012 года при затенении Луной трасс распространения зафиксированы вариации фазы сигналов. Для сигнала станции JJY40 (40 кГц, 37,4° N, 140,84° E) максимальные вариации фазы составили 0,77 радиан (22:55 UT), а для сигнала станции NPM (21,4 кГц, 21,4° N, 158,1° E) максимальное изменение фазы составило 0,54 радиан (23:58 UT). Эффекты затмения в виде фазовых вариаций соответствуют затенению Луной радиотрасс JJY40 – Якутск (2850 км) и NPM – Якутск (6995 км).

В качестве параметра, характеризующего фазу ОНЧ сигнала, введена эффективная высота волновода h, которая определяется как уровень постоянной концентрации электронов ионосферы вдоль трассы распространения радиосигнала. Для связи эффективной высоты волновода с линейной фазой затмения (отношения закрытой части диаметра к полному диаметру Солнца) использовалось представление профиля электронной концентрации слоем Чепмена. Электронная концентрация в максимуме слоя изменяется в зависимости от линейной фазы затмения, в результате чего любому фиксированному значению концентрации соответствуют различные высоты. Предполагая, что излучение по

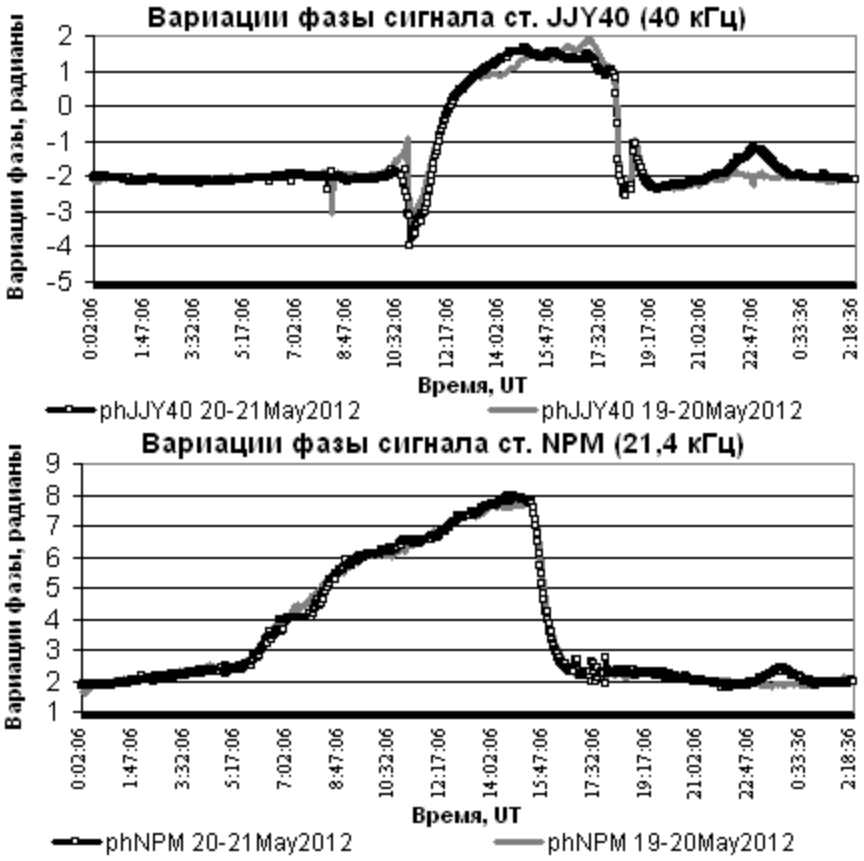


Рис. 1. Суточные вариации фазы сигналов радиостанций JJY40 и NPM

диску Солнца и его короне распределено равномерно, а зенитный угол Солнца за время затмения сохраняется неизменным, изменение высоты можно представить в виде [1]:

$$\Delta h = H \cdot \ln\left(I(\Phi)/I(0)\right) \quad , \tag{1}$$

где I(Ф) – поток излучения, зависящий от линейной фазы затмения Ф, I(0) – полный поток ионизирующего излучения Солнца в дневное время. H – нормировочный коэффициент для соответствующей радиотрассы. Полный поток ионизирующего излучения в дневное время можно представить, как сумму потоков от диска Солнца I_D=bS(Ф) и его короны $I_К$, а также потока ночных дополнительных источников ионизации $I_Н$. Где S(Ф) – площадь открытой части диска Солнца, a b – коэффициент пропорциональности. Выразив b через значение полного потока ионизирующего излучения в дневное время, и подставив соответствующие потоки в формулу (1), получим изменение эффективной высоты в виде:

$$\Delta h = H \cdot \ln\left[\frac{I_{\text{Н}}}{I_{\text{дн}}}\left(1-\frac{S(\Phi)}{S_0}\right)+\frac{I_k}{I_{\text{дн}}}\left(1-\frac{S(\Phi)}{S_0}\right)+\frac{S(\Phi)}{S_0}\right], \tag{2}$$

где S_0 – полная (открытая) площадь солнечного диска. При расчетах трасса разбита на nэлементов, длиной по Δr=200 км. Предполагается одинаковое изменение эффективной высоты волновода на протяжении элемента трасы. При одномодовом приближении распространения ОНЧ сигнала по дневной протяженной трассе фазу сигнала ϕ по длине трассы r представим в виде:

$$\varphi = \sum_{i=1}^{n} \beta_i \Delta r. \tag{3}$$

Для β – изменения фазы сигнала с расстоянием в [2] дана формула:

$$\beta(\text{рад/Мм}) = 20,95 \cdot 10^{-3} \cdot f \cdot \left(1 - \frac{V_1}{c}\right),$$

где f – частота сигнала, V_1 – фазовая скорость первой моды, причем, с учетом, что радиус Земли $R_З = 6378$ км:

$$\frac{V_1}{c} - 1 = \frac{\pi^2}{8k^2h^2} - \frac{h}{2R_З}\left(1 - \frac{4}{\pi^2}\right)$$

В диапазоне ОНЧ в интервале возможных значений высот волновода Земля-ионосфера использована линейная зависимость изменения фазы сигнала с расстоянием от высоты. Тогда β на частотах 40 и 21,4 кГц описывается линейным трендом с коэффициентом детерминации $R^2 = 0,99$:

$$\beta(h) = 0,0991 \cdot h - 0,783,$$
$$\beta(h) = 0,062 \cdot h - 1,464, \quad (4)$$

Представим отклонения фазы радиосигнала в период затмения $\phi_З$ от значения фазы ближайших невозмущенных суток ϕ_0 на основе выражений (3) и (4):

$$\Delta\varphi = \varphi_З - \varphi_0 = \sum_{i=1}^{n} 0,0525 \cdot \Delta h_i \cdot \Delta r$$

С учетом выражения (2) получим:

$$\Delta\varphi = 0,0525 \cdot \Delta r \cdot H \cdot \sum_{i=1}^{n}\left(\ln\left[\frac{I_Н}{I_{ДН}}\left(1 - \left(\frac{S(\Phi)}{S_0}\right)_i\right) + \frac{I_k}{I_{ДН}}\left(1 - \left(\frac{S(\Phi)}{S_0}\right)_i\right) + \left(\frac{S(\Phi)}{S_0}\right)_i\right]\right), \quad (5)$$

На основе обстоятельств и значений бесселевых элементов затмения 20-21 мая 2012 года из [3] по алгоритмам [4], получены распределения отношения площадей открытой части Солнца к полной $S(\Phi)/S_0$ вдоль радиотрасс JJY40 – Якутск и NPM – Якутск, с шагом $\Delta r = 200$ км и временным разрешением 3 минуты. Примем $I_Н/I_{ДН} = 0,01$ [5] и $I_К/I_{ДН} = 0,1$ [6]. Методом наименьших квадратов, по данным о вариациях фазы во время затмения $\Delta\phi$ определен нормировочный коэффициент H, связывающий изменение эффективной высоты волновода Земля-ионосфера и логарифм отношения потока солнечного излучения во время затмения к полному потоку в дневное время. Нормировочные коэффициенты $H_{JJY40} = 3,27\pm0,08$ км, $H_{NPM} = 2,27\pm0,05$ км.

Изменения высоты волновода в максимумы затенения радиотрасс JJY40 – Якутск и NPM – Якутск представлены на рис. 2.

Из рис. 2. видно, что максимальное изменение высоты волновода Земля – ионосфера в период максимального затенения трассы JJY40 – Якутск (22:47 UT) составило 4,63 км (39N 140E, Ф=0,88). На трассе NPM – Якутск (23:52 UT) максимальное изменение составило 4,25 км (49N 177E, Ф=0,96).

По фазовым вариациям зарегистрированных в Якутске ОНЧ-НЧ сигналов радиостанций оценено влияние Солнца на нижнюю ионосферу в период солнечного затмения 20-21 мая 2012 года. Проведена оценка изменения эффективной высоты волновода Земля – ионосфера на участках радиотрасс, затененных Луной. Изменения эффективной высоты волновода на участках рассмотренных радиотрасс соответствуют обстоятельствам солнечного затмения.

Работа поддержана РФФИ, проекты 15-45-05005 р_восток_а, 15-45-05135 р_восток_а и частично РНФ (проект 14-19-01079).

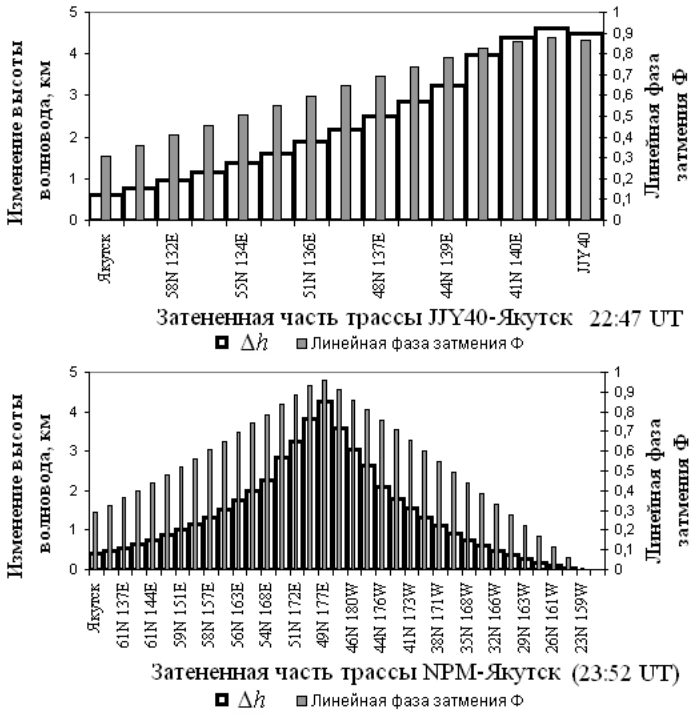


Рис. 2. Изменения высоты волновода Земля – ионосфера в максимумы затенения радиотрасс JJY40 – Якутск и NPM – Якутск

Литература

1. Моисеенко Л.Н., Шубова Р.С. Изменение эффективной высоты ионосферы в период солнечного затмения // Известия вузов. Радиофизика. 1978. Т.XXI. №2.

2. Орлов А.Б., Азарнин Г.В. Основные закономерности распространения сигналов СДВ-диапазона в волноводном канале Земля – ионосфера // Проблемы дифракции и распространения волн: сб. ст. Л.: Изд-во ЛГУ, 1970. Вып. X. С. 3–107.

3. Обстоятельства затмения Солнца 20 мая 2012 г. ИПА РАН.
– URL http://www.ipa.nw.ru/PAGE/EDITION/RUS/AE/20120520soa.txt (дата обращения 10.03.2016)

4. Дагаев М.М. Солнечные и лунные затмения. М.: Наука. 1978. 208 с.

5. Иванов-Холодный Г.С., Никольский Г.М. Солнце и ионосфера. М.: Наука. 1969. 456 с.

6. Альперт Я.Л. Распространение электромагнитных волн и ионосфера. Изд. 2-е, переработанное и дополненное. М.: Наука, 1972. 564 с.

Применение метода подталкивания упругой нити в задачах радиосвязи и сейсмологии

Носиков И. А.[1,2], Клименко М. В.[1,2], Бессараб П. Ф.[3], Жбанков Г. А.[4]
[1]Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, г. Калининград, Россия
[2]Западное отделение Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, г. Калининград, Россия
[3]Королевский технологический институт, г. Стокгольм, Швеция
[4]Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, Россия

e-mail:igor.nosikov@gmail.com bessarab@kth.se maksim.klimenko@mail.ru gzhbankov@sfedu.ru

Введение. Одной из главных проблем в задачах о распространении как сейсмических волн в земной коре, так и радиоволн в ионосфере является траекторный расчет с заданными граничными условиями. В настоящее время главным подходом к решению таких прикладных задач является численное решение уравнения эйконала с заданными начальными условиями для радиоволн [1] и для сейсмических волн [2]. Сведение задачи Коши к задаче с граничными условиями осуществляется посредством метода пристрелки (метод стрельбы) [2].

Альтернативным подходом к решению граничной задачи о распространении волн в приближении геометрической оптики является использование вариационных методов, основанных на прямой минимизации функционала оптической длины пути для радиолуча и времени распространения для сейсмических волн. При этом в основе этого метода лежит принцип Ферма о минимуме фазового расстояния [3]. В сейсмологии данный подход носит названия метод изгибания (англ. bending method) [4] и псевдо метод изгибания (англ. pseudo bending method) [5 - 7]. Эти подходы получили широкое применение в сейсмологии [8, 9]. В задаче радиосвязи до последнего времени вариационные методы не находили своего применения. В единственной известной нам работе [10] предложен вариант вариационного метода. Однако, как указывает автор, предложенный подход имеет ряд ограничений, прежде всего связанный с невозможностью получения нижних лучей.

В нашей работе продемонстрировано, как метод подталкивания упругой нити (англ. nudged elastic band), широко используемый в химии, физике твердого тела и других областях наук [11 - 13], находит свое применение и в задачах о распространении сейсмических волн в земной коре и задаче о расчете коротковолновых радиотрасс в ионосфере. По своему содержанию метод подталкивания упругой нити аналогичен методам представленным в работах [5,7], но имеет особенности, в частности использование проецированных сил и введение сил упругости между точками траектории. Это позволит избежать проблемы зависимости решения от начального приближения, которые были показаны в работе [14]. В данной работе будут продемонстрированы возможности метода при решении различных задач, связанных с распространением сейсмических волн и радиоволн в двумерных изотропных средах.

Задача о расчете сейсмических волн. Важнейшая задача о распространении сейсмических волн в земной коре – определение времени распространения волны между двумя объектами, положение которых известно (от источника возмущения к приемнику). Функционал S времени распространения сейсмической волны имеет вид:

$$S(\gamma) = \int\limits_{\gamma} \frac{dl}{c(\vec{r})} \tag{1}$$

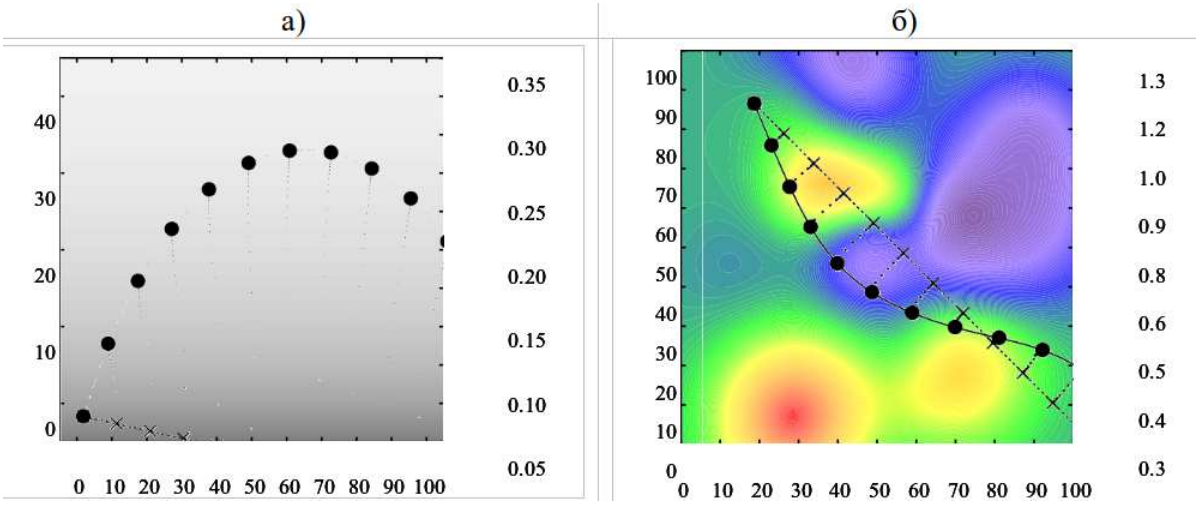


Рис. 1. Результаты расчетов траекторий распространения сейсмических волн методом подталкивания упругой нити (черные кружки) и аналитические решения (сплошная линия) в модельной среде, где поле скоростей задавалось в виде функции $V = 4+0.2z$ (а), и неоднородной среде (б). Крестиками показаны начальные приближения. Точками показаны последовательные приближения к искомой траектории, полученные в результате итерационного процесса.

Интегрирование производится вдоль кривой γ, задающей траекторию луча, которая соединяет граничные точки, $c(\vec{r})$ — скорость распространения волны в точке $\vec{r}$, лежащей на кривой γ, и dl — элемент длины вдоль γ. При этом изначально кривая γ является начальным приближением для решения задачи нахождения траектории распространения сейсмической волны. Форма кривой может задаваться произвольным образом. Задача расчета траектории распространения сейсмической волны сводится к поиску минимума функции оптической длины пути согласно принципу Ферма $\delta S = 0$.

В качестве среды для распространения сейсмических волн были выбраны модельные среды, где поле скоростей задавалось гладкими аналитическими функциями [5]. Такая постановка задачи позволяет сделать оценку работоспособности метода и провести сравнение полученных результатов с численными и аналитическими решениями.

В работе [5] представлены различные варианты модельных сред. Нами было выбрано поле скоростей, заданное функцией $V = 4 + 0.2z$, для которого известно аналитическое решение времени распространения сейсмической волны равное 14.6643. На рис.1(а) представлены результаты расчетов NEB методом в данной среде. Для 15 точек время распространения составляет 14.6645. Отметим, что увеличение количество точек приводит к улучшению точности расчета времени распространения. Для 20 точек время распространение составляет 14.6643, что совпадает с точным аналитическим решением.

Следующий важный этап проверки метода – апробация в сложной неоднородной среде, поскольку на практике моделирование распространения сейсмических волн проходит в среде, где параметры меняются сложным образом. В нашем случае поле скоростей задавалась суперпозицией гауссовых функций, амплитуда, дисперсия и положение которых генерировались случайным образом. На рис.1(б) представлены результаты расчетов в неоднородной изотропной среде с начальным приближением траектории в виде прямой линии. Таким образом, результаты расчетов для модельной изотропной среды показали, что метод подталкивания упругой нити в данном случае позволяет успешно находить траектории распространения сейсмических волн.

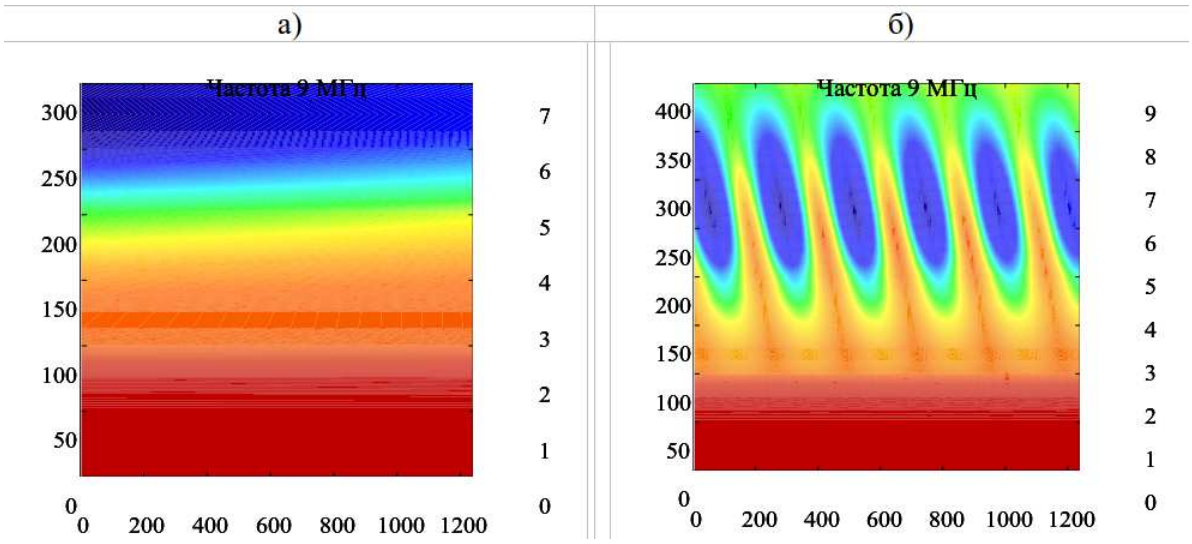


Рис. 2. Результаты расчетов радиотрасс с частотой 9 МГц методом подталкивания упругой нити в изотропной среде, где электронная концентрация задавалась по модели IRI (а), и с наличием перемещающихся ионосферных возмущений (б).

Задача о расчете радиотрасс. В качестве среды для численных расчетов радиотрасс коротковолнового диапазона была выбрана двумерная изотропная модель ионосферы, где электронная концентрация задавалась по международной справочной модели IRI-2007. В качестве граничных условий были выбраны гипотетическая передающая станция, которая располагалась в г. Калининграде, Россия ($54{,}57^o$ с.ш.; 20^o в.д.) и приемная станция в г. Тромсё, Норвегия ($65{,}65^o$ с.ш.; $18{,}57^o$ в.д.). Проверка полученных результатов осуществлялась на основе сравнения с радиотрассами, полученными стандартным методом трассировки лучей (модель Г.А. Жбанкова).

На рис. 2 представлены результаты расчетов радиотрасс Калининград – Тромсё, полученных с использованием метода подталкивания упругой нити для частоты 9 МГц. Поиск верхних решений осуществлялся перебором начальных приближений на различных высотах. Результаты расчетов методом подталкивания упругой нити хорошо согласуются с расчетами методом пристрелки. При этом изменяя начальные приближения, находятся все возможные верхние лучи. Однако поиск нижних лучей с использованием метода подталкивания упругой нити не приводит к успешному результату. Проблема в определении нижних лучей вариационным методом обозначена в работе [10]. Как указывает автор, главной причиной является то, что нижние лучи не удовлетворяет условию Якоби на минимум функционала оптической длины пути. Нами был осуществлен численный эксперимент на основе метода подталкивания упругой нити, в котором нахождение нижнего луча осуществлялось по частям. Для этого была закреплена одна из граничных точек в вершине нижнего луча, полученного ранее методом пристрелки. Отметим, что в данном случае каждая половинка луча успешно сходилась к известному аналитическому решению. Однако поиск нижнего луча “целиком” не приводит к успешному результату. Следовательно, нижние лучи имеют особенность, которая заключается в том, что оптические длины путей от передатчика до точки отражения и от точки отражения до приемника являются минимумами оптической длины пути. При этом целиком оптическая длина пути нижнего луча минимумом не является. Поэтому нижние лучи на рис. 2 получены с использованием заранее известной информации о точке отражения, полученной в решении методом пристрелки.

На рис. 2(б) показаны результаты расчетов радиотрасс Калининград – Тромсё для модельной ионосферы с модельными ионосферными неоднородностями, полученными с использованием метода подталкивания упругой нити. Полученные результаты сопоставлялись с численным моделированием на основе метода характеристик и пристрелки. Результаты расчетов, полученные различными методами, хорошо согласуются. Это доказывает, что прямой вариационный метод может успешно применяться для расчета радиотрасс КВ-диапазона даже в среде с неоднородным распределением электронной концентрации.

Заключение. Представлен подход к решению граничной задачи о расчете траекторий распространения сейсмических волн и радиоволн в двумерной изотропной модельной среде. В качестве метода оптимизации выбран метод подталкивания упругой нити, который позволяет находить все решения соответствующие минимуму функционала путем перебора начальных приближений.

На основе результатов данной работы можно сделать вывод о том, что минимумам оптической длины пути радиолуча соответствуют только верхние лучи и части нижних лучей от передатчика до точки отражения и от точки отражения до приемника. Проблема нахождения нижних лучей с использованием вариационных методов является актуальной задачей и требует дальнейших исследований.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00590 мол_а, гранта РФФИ № 15-35-20364 мол_а_вед. Работа проводилась в рамках проекта "Физические механизмы формирования реакции верхней атмосферы и ионосферы на процессы в нижней атмосфере и на поверхности Земли"(Государственное задание Министерства образования и науки РФ, конкурсная часть, задание № 3.1127.2014/К).

Литература

1. Кравцов Ю.А., Орлов Ю.И. Геометрическая оптика неоднородных сред. - Москва: Наукаб 1980. 304 с.

2. Rawlinson N., Hauser J., Sambridge M. Seismic ray tracing and wavefront tracking in laterally heterogeneous media //Advances in geophysics. – 2008. – Т. 49. – P. 203.

3. Bóna A., Slawinski M. A. Fermat's principle for seismic rays in elastic media //Journal of applied geophysics. – 2003. – Т. 54. – №. 3. – P. 445-451.

4. Pereyra, V., W. H. K. Lee, and H. B. Keller. Solving two-point seismic ray tracing problems in a heterogeneous medium // Bulletin of the Seismological Society of America. – 1980. – 70. – P. 79–99.

5. Um J., Thurber C. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing //Bulletin of the Seismological Society of America. – 1987. – Т. 77. – №. 3. – P. 972-986.

6. Prothero W. A., Taylor W. J., Eickemeyer J. A. A fast, two-point, three-dimensional raytracing algorithm using a simple step search method //Bulletin of the Seismological Society of America. – 1988. – Т. 78. – №. 3. – P. 1190-1198.

7. Moser T. J., Nolet G., Snieder R. Ray bending revisited //Bulletin of the Seismological Society of America. – 1992. – Т. 82. – №. 1. – P. 259-288.

8. Zhao D., Hasegawa A., Horiuchi S. Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1992. – Т. 97. – №. B13. – P. 19909-19928.

9. Koketsu K., Sekine S. Pseudo-bending method for three-dimensional seismic ray tracing in a spherical earth with discontinuities //Geophysical Journal International. – 1998. – Т. 132. – №. 2. – P. 339-346.

10. Coleman C. J. Point?to?point ionospheric ray tracing by a direct variational method //Radio Science. – 2011. – Т. 46. – №. 5.

11. Mills G., Jónsson H. Quantum and thermal effects in H 2 dissociative adsorption: evaluation of free energy barriers in multidimensional quantum systems //Physical review letters. – 1994. – Т. 72. – №. 7. – P. 1124.

12. Henkelman G., Jónsson H. Multiple time scale simulations of metal crystal growth reveal the importance of multiatom surface processes //Physical review letters. – 2003. – Т. 90. – №. 11. – P. 116101.

13. Bessarab P. F., Uzdin V. M., Jónsson H. Effect of hydrogen adsorption on the magnetic properties of a surface nanocluster of iron //Physical Review B. – 2013. – Т. 88. – №. 21. – P. 214407.

14. Носиков И.А., Бессараб П.Ф., Клименко М.В. Применение метода “поперечных смещений” для расчета радиотрасс волн КВ-диапазона – Постановка задачи и предварительные результаты // Известия ВУЗов. Радиофизика. – 2016. – Т. LIX. – № 3. – С. 1 – 14.

Проблема интерпретации данных лазерного поляризационного зондирования облаков верхнего яруса на основе теоретически рассчитанных матриц обратного рассеяния света монодисперсными кристаллами льда

Самохвалов И. В., Брюханов И. Д.
Национальный исследовательский Томский государственный университет г. Томск, Россия
email: lidar@mail.tsu.ru, plyton2121@mail.ru

Изучению радиационных свойств облаков верхнего яруса (ОВЯ), связанному с их важной ролью в процессах формирования климата и радиационного баланса Земли, уделяется всё больше внимания. Отсутствие учёта влияния ряда явлений и процессов, происходящих в таких облаках, приводит к неточностям в расчётах радиационного баланса. К числу таких малоизученных факторов относится пространственная ориентация облачных несферических кристаллов льда. Её влияние на пропускание приходящего Солнечного излучения и уходящего теплового излучения Земли определяет необходимость построения микрофизической модели ОВЯ, учитывающей этот параметр. Отсутствие таких моделей является следствием невозможности измерения ориентации частиц в облаках контактными методами ввиду её нарушения при заборе проб, например, с самолёта.

Полная информация о микроструктуре облака содержится в его матрице обратного рассеяния света (МОРС), связывающей вектор-параметр Стокса зондирующего лазерного излучения и излучения, рассеянного назад облачными частицами. Таким образом, для оценки параметров микроструктуры облака необходимо определить его МОРС. Метод поляризационного лазерного зондирования [1] используется на высотном поляризационном лидаре Национального исследовательского Томского государственного университета [2] для изучения особенностей микроструктуры перистых облаков. Использование оригинальных технических решений в лидаре ТГУ позволяет, в отличие от его существующих аналогов [например, 3–5], экспериментально определять все 16 элементов МОРС, не прибегая к использованию свойств их попарного равенства. Зондирование осуществляется в зенит, что вместе с измерением параллельной и ортогональной поляризационных компонент обратно рассеянного излучения делает возможным детектирование ансамблей аэрозолей с преимущественной горизонтальной пространственной ориентацией [6]. При этом используется приближение однократного рассеяния, что аргументировано в [7]. Результаты экспериментов по поляризационному лазерному зондированию атмосферы сопоставляются с метеорологическими параметрами на высотах наблюдения облаков [2].

Накопленный массив экспериментальных данных, полученных методом поляризационного лазерного зондирования, статистически значим, однако проблема их интерпретации, связанная с оценкой параметров ориентации кристаллических частиц, до сих пор не решена. Это связано с отсутствием строгой теории рассеяния электромагнитных волн на совокупности пространственно ориентированных частиц льда. Наш подход к решению обратной задачи – определении параметров микроструктуры облаков – заключается в сопоставлении экспериментально полученных МОРС с рассчитанными теоретически. Для этого используется база данных Института оптики атмосферы (ИОА СО РАН, г. Томск), включающая в себя МОРС монодисперсных ансамблей ледяных кристаллов для различных и параметров пространственной ориентации [8]. При вычислении элементов матриц использовался метод физической оптики, основанный на теории дифракции Кирхгофа [9]. Данные из указанной базы были аппроксимированы с целью получения МОРС для полидисперсных ансамблей гексагональных ледяных пластинок [10]. Такие матрицы рассчи-

тывались как аддитивные суммы (с весовыми коэффициентами) МОРС монодисперсных ансамблей с учётом реальных параметров функций распределения частиц в облаках по размерам и параметрам пространственной ориентации. При этом толщина h и эффективный диаметр D пластинки связаны [11] соотношением $h \approx 2,02D^{0,449}$. Для аппроксимации массива теоретических рассчитанных МОРС по размерам гексагональных частиц (Рис. 1) была выбрана гамма-функция [12, 13]:

$$f(a_0) = \frac{\mu^{\mu+1}}{\Gamma(\mu+1)a_{0m}} \left(\frac{a_0}{a_{0m}}\right)^{\mu} \exp\left(-\mu\frac{a_0}{a_{0m}}\right),$$

где $a_0 = \sqrt{hD/\pi}$ – эквивалентный размер пластинок, μ – дисперсия распределения и a_{0m} – модальный эквивалентный размер. Для аппроксимации распределения частиц по углам ориентации (Рис. 2) использована функция Гаусса [9, 14]:

$$f(\theta) = b \cdot \exp\left[-(\theta-\theta_0)^2/2\theta_s\right],$$

где b $--$ нормировочная константа, θ_0 – модальный угол и θ_s – дисперсия распределения. Поскольку диапазоны изменения значений размеров частиц отличаются от таковых в [12], были использованы другие значения модальных размеров.

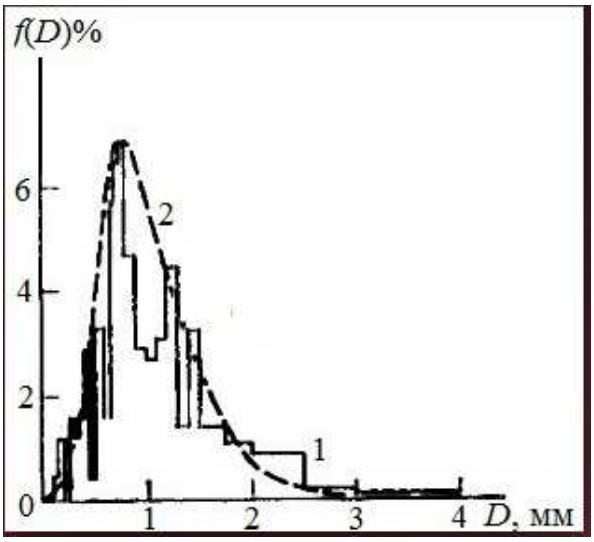


Рис. 1. Распределение по размерам D пластинчатых кристаллов в перистом облаке: 1 – эксперимент, 2 – гамма-распределение с параметрами $D_m = 0{,}8$ мм, $\mu = 4$ [12]

Расширенная версия базы данных ИОА СО РАН содержит МОРС, рассчитанные для гексагональных пластинок и столбиков правильной формы [15]. Для формирования МОРС полидисперсных ансамблей кристаллов льда, состоящих из частиц обеих форм, с параметрами распределений частиц, отвечающими реальным перистым облакам, использовано соотношение их долей по результатам работы [16]. В ней приведены обобщённые данные по экспериментальным исследованиям микроструктуры перистых облаков в рамках проектов TWP-ICE (тропики, 2006 г.), ISDAC (Артика, 2008 г.) и SPARTICUS (средние широты, 2010 г.) для ледяных кристаллов пластинчатой, столбчатой и других форм. В качестве наиболее близких к климатическим условиям Западной Сибири выбраны данные проекта SPARTICUS [17]. Поскольку при обработке данных, получаемых с помощью высотного поляризационного лидара НИ ТГУ, морфологические признаки исследуемых облаков пока не учитываются, для получения МОРС полидисперсных ансамблей частиц использованы средние значения процентных долей кристаллов.

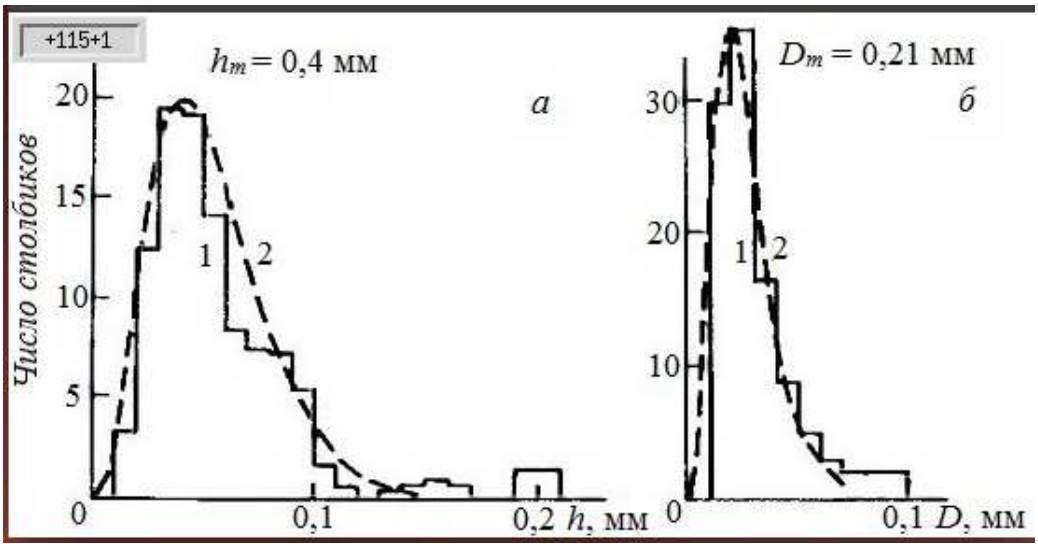


Рис. 2. Распределение кристаллов столбиков по размерам h и D (aи b, соответственно) при $\mu = 3$: 1 – эксперимент, 2 – гамма-распределение [12]

Температура	$-67 < T < -35^oC$	$-40 < T < -15^oC$
Столбики	47,9 (43,7; 48,7)	45,4 (27,66; 52,6)
Пластинки	7,9 (30,6; 3,9)	24,3 (57,85; 10,6)

Таблица 1. Процентные доли гексагональных столбиков и пластинок правильной формы в перистых облаках, нормированные на общее количество ледяных кристаллов правильных форм, по данным проекта SPARTICUS [16].

Примечание: в скобках приведены доли кристаллов в облаках, образовавшихся из наковален, и в облаках, не являющихся таковыми.

Таким образом, для получения матриц обратного рассеяния облаков верхнего яруса на основе теоретически рассчитанных использовались функции распределения облачных ледяных кристаллов по форме, размерам и параметрам пространственной ориентации, а также параметры этих функций, соответствующие реальным ОВЯ. С учётом этого, описанные МОРС можно рассматривать как теоретически рассчитанные матрицы ОВЯ. Формирование массива таких матриц, рассчитанных для различных значений параметров распределений, позволит решить обратную задачу оценки параметров микроструктуры реально наблюдаемых облаков. Сопоставление этих данных с метеорологическими на высотах образования ОВЯ позволит делать выводы об условиях формирования облаков с той или иной микроструктурой.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (Грант 16-05-00710), Минобрнауки РФ в рамках Программы “Научный фонд им. Д.И. Менделеева Томского государственного университета” (проект 8.1.12.2015) и в рамках базовой части государственного задания при финансовой поддержке Минобрнауки России (код проекта 1975).

Литература

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

2. Самохвалов И.В., Кауль Б.В., Насонов С.В. и др. Матрица обратного рассеяния света зеркально отражающих слоев облаков верхнего яруса, образованных кристаллическими частицами, преимущественно ориентированными в горизонтальной плоскости // Оптика атмосферы и океана. – 2012. – Т. 25. – № 5. – С. 403–411.

3. Guasta M.D., Vallar E., Riviere O., *et al.* Use of polarimetric lidar for the study of oriented ice plates in clouds // Appl. Opt. – 2006. – Vol. 45. – No. 20. – P. 4878–2887.

4. Hayman M., Spuler S., Morley B., *et al.* Polarization lidar operation for measuring backscatter phase matrices of oriented scatterers // Opt. Exp. – 2012. – Vol. 20. – Is. 28. – P. 29553–29567.

5. Volkov S.N., Samokvalov I.V., Cheong H.D., *et al.* Investigation of East Asian clouds with polarization light detection and ranging // Appl. Opt. – 2015. – Vol. 54. – No. 11. – P. 3095–3105.

6 Кауль Б.В., Самохвалов И.В. Ориентация частиц кристаллических облаков Ci: Ч.1. Ориентация при падении // Оптика атмосферы и океана. – 2005. – Т. 18. – № 11. – С. 963–967.

7. Nee E.V., Bryukhanova V.V. Influence of droplet cloud water content on the polarization characteristics of the double scattering lidar signal // Proc. of SPIE. – 2015. – Vol. 9680. – 96804M-1–96804M-5.

8. ftp://ftp.iao.ru/pub/GWDT/Physical_optics.

9. Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N., *et al.* Backscattering Mueller matrix for quasihorizontally oriented ice plates of cirrus clouds: application to CALIPSO signals // Optics Express. – 2012. – Vol. 20. – No. 27. – P. 28222-28233.

10. Самохвалов И.В., Насонов С.В., Брюханов И.Д. и др. Анализ матрицы обратного рассеяния перистых облаков с аномальным обратным рассеянием // Известия высших учебных заведений. Физика. – 2013. – Т. 56. – № 8/3. – С. 281–283.

11. Auer A., Veal D. The dimensions of ice crystals in natural clouds // J. Atm. Sci. – 1970. – Vol. 27. – No. 6. – P. 919–926.

12. Волковицкий О.А., Павлова Л.Н., Петрушин А.Г. Оптические свойства кристаллических облаков. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 198 с

13. Зуев В.Е. Распространение лазерного излучения в атмосфере. – М.: Радио и связь, 1981. 288 с.

14. Sato K., Okamoto H. Characterization of Ze and LDR of nonspherical and inhomogeneous ice particles for 95-GHz cloud radar: Its implication to microphysical retrievals // J. Geophys. Res. – 2006. – Vol. 111. – D22213.

15. Коношонкин А.В., Кустова Н.В., Шишко В.А. и др. Методика решения задачи рассеяния света на ледяных кристаллах перистых облаков в направлении рассеяния назад методом физической оптики для лидара с зенитным сканированием // Оптика атмосферы и океана. – 2016. – Т. 29. – № 1. – С. 40–50.

16. Um J., McFarquhar G.M., Hong Y.P., *et al.*, Dimensions and aspect ratios of natural ice crystals // Atmos. Chem. Phys. – 2015. – V. 15. – P. 3933–3956.

17. http://acrf-campaign.arm.gov/sparticus.

Программно-вычислительная система для обработки лидарных данных на МСВЗА ИОА СО РАН

Маричев В. Н., Бочковский Д. А.
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск
email: marichev@iao.ru, moto@iao.ru

Введение

В конце прошлого и начале нынешнего столетий в широких кругах научной общественности обсуждаются проблемы, связанные с вопросами с изменениями климата как на глобальном, так и локальном уровнях. Сложный вопрос об изменении климатических и экологических систем под влиянием природных и техногенных факторов требует разработки и создания атмосферных термодинамических и аэрозольных пространственно-временных моделей, развития сети как наземных, так и космических служб слежения за атмосферой в глобальных масштабах [1,2]. Мероприятия по сбору огромного количества данных приводят к тому, что необходимо развивать не только техническую сторону решения проблемы, но и методологическую, алгоритмическую и связанную с ней – программную.

Требования к разработке программного обеспечения

Данные лидарного зондирования атмосферы являются экспериментально полученными и содержат информацию о параметрах атмосферы. В дальнейшем, чтобы извлечь полезную для исследователя информацию, эти данные необходимо подвергнуть определенному набору преобразований. Поэтому при решении задач в рассматриваемой предметной области предполагается:

1. возможность поэтапного решения задачи, с произвольным определением финального этапа;
2. варьирование применяемыми методами на этапах решения задачи;
3. модификация параметров применяемых методов;
4. возможность обработки множественных объектов данных;
5. контроль результатов расчета на всех этапах в табличной форме;
6. контроль результатов на всех этапах в графическом виде;
7. суммирование данных таблиц различных этапов и различных экспериментов на одном графике;
8. сохранение данных из графиков в виде файлов графического формата gif;
9. произвольная выборка (столбцов) из таблиц результатов расчета;

Имея столь обширную задачу и возрастающую сложность программного обеспечения, необходимо на начальном этапе разработки предусмотреть возможность дальнейшего развития программного обеспечения позволяющего не переписывая предыдущую версию ПО, добавлять новый функциональный ряд возможностей к уже существующим, другими словами, возможность дальнейшего развития при сохранении ранее созданной функциональности. В научных исследованиях набор применяемых методов – постоянно дополняется,

появление новых методов и их апробация типичное явление и было бы не разумно переписывать существующий у исследователя набор ПО под очередной метод, который возможно, а зачастую так и есть, не найдет своего применения. Не исключается возможность изменения алгоритма решения, появление родственной задачи, предполагающей видоизменение текущего алгоритма, увеличение масштаба решаемой задачи, переход от единичных объектов обработки к массовым или обработка нескольких задач параллельно. Все эти возможности следует учитывать при создании программного обеспечения в такой динамичной области как научные исследования. ПО с жесткой архитектурой, не учитывающей возможные изменения, быстро устареет или будет требовать больших затрат времени и сил на свою модификацию.

Программный комплекс для обработки лидарных данных

Вычислительная система представляет собой набор подключаемых модулей, каждый из которых решает определенную задачу. Благодаря такому способу организации существует возможность разработки и внедрения своих модулей, тем самым увеличивая функциональные возможности комплекса.

В настоящее время в программный комплекс входят следующие модули:

1. Стробирование лидарного сигнала;
2. Коррекция сигнала;
3. Сглаживание сигнала. Выполняется полиномиальное сглаживание, где сглаживающий полином строится методом наименьших квадратов по 3 или 5 точкам от данной;
4. Выбор метеорологической модели из CIRA86. Выполняется поиск модели для текущего месяца;
5. Расчет молекулярной модели атмосферы по CIRA86;
6. Расчет вертикальных профильных характеристик аэрозоля.
7. Расчет профилей температуры.
8. Расчет профилей плотности.
9. Поиск и загрузка профилей температуры со спутника “AURA” и зондовых станций. Данный модуль предназначен для получения данных в сети интернета.

На начальном этапе входной лидарный сигнал стробируется по высоте, т.е. подготавливается для дальнейшего использования другими модулями. Далее в зависимости от поставленной задачи подключаются блоки обработки данных перечисленных выше.

Развернутая блок – схема алгоритма обработки лидарных сигналов, которая применяется на МСВЗА ИОА СО РАН представлена на рис. 1. Из блок-схемы видно, что любые выходные данные каждого модуля могут быть использованы для обработки другими модулями. В данном случае, лидарный сигнал обрабатывается модулем сглаживания. В дальнейшем полученные данные с этого модуля используются для расчета вертикальных профильных характеристик аэрозоля, профилей температуры и плотности.

После завершения работы, полученные данные выводятся в табличном виде и в виде графика. Так же на каждом этапе расчетов, полученные результаты сохраняются в hdf-файле.

Результаты обработки лидарных данных



Рис. 1. Блок-схема алгоритма обработки лидарных сигналов.

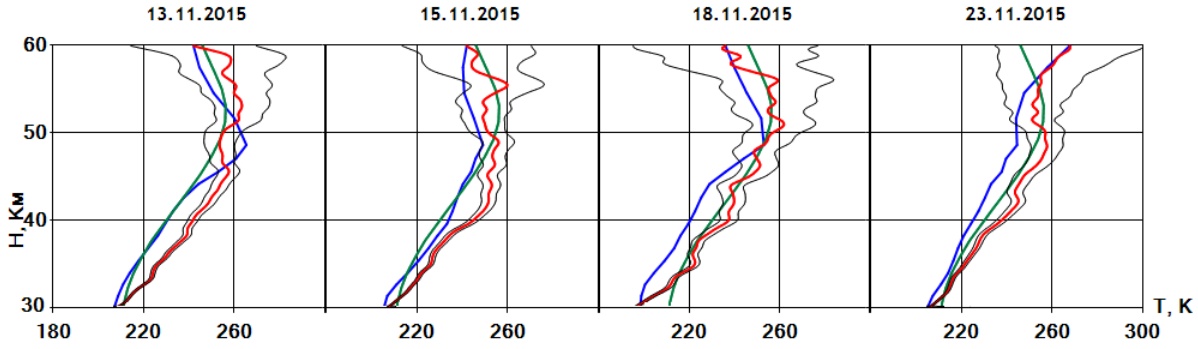


Рис. 2. Графическое представление выходных данных. На графике показаны профили температуры за ноябрь 2015 г. с 30 до 60 км. Кривые: красный цвет – лидарный профиль температуры, черный – его стандартное отклонение, зеленый – модель CIRA-86, синий – измерения со спутника “Аура”.

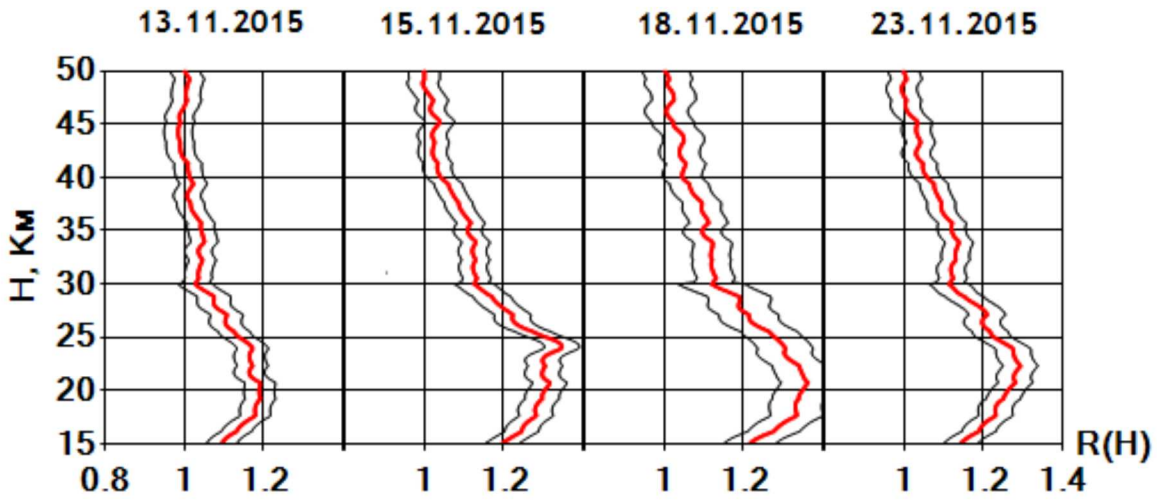


Рис. 3. Графическое представление выходных данных. Динамика вертикальной стратификации аэрозоля в ноябре 2015г по данным лидарного зондирования атмосферы на МСВЗА.

Заключение

Программный комплекс для обработки результатов лидарных измерений на МСВЗА позволяет восстанавливать вертикальные профильные характеристики аэрозоля, профили температуры и плотности и проводить поиск профилей температуры зондов и спутника “AURA” в сети интернет. Все результаты обработки данных сохраняются в hdf-файле.

Работа выполнена при финансовой поддержки гранта Президента РФ НШ4714.2014.5, гранта РНФ №14-27-00022 и гранта РФФИ № 16-05-00901

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев К.Я. Новое в теории климата. Л.: Гидрометеоиздат, 1976, 263 с.

2. Зуев В.Е., Титов Г.А. Оптика атмосферы и климат. Томск, издательство “Спектр” ИОА СО РАН, 1996, 271с.

Распознавание свистящих атмосфериков в ОНЧ-спектрограммах

Малыш Е. А.[1], Водинчар Г. М.[1,2], Чернева Н. В.[2]
[1] Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга
г. Петропавловск-Камчатский, Россия
[2] Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН
с. Паратунка, Камчатский край, Россия
email: roswell-47@mail.ru gvodinchar@ikir.ru nina@ikir.ru

На долю свистящих атмосфериков (вистлеров) приходится значительная часть естественного электромагнитного излучения. Они формируются в результате частотной дисперсии импульса грозового разряда, при распространении этого импульса в магнитосферной плазме. В сигналах ОНЧ-диапазона вистлеры проявляются в виде структур, имеющих характерную саблеобразную форму на спектрограмме [1]. Форма дисперсионного искажения импульса определяется параметрами плазмы, поэтому вистлеры являются естественными маркерами состояния плазмосферы Земли [2], и их мониторинг является перспективным направлением исследований космической погоды.

Мониторинг вистлеров в планетарном масштабе осуществляется станциями сети AWDANet, работа которой координируется в рамках международного проекта "Plasmon"[3]. Один из регистраторов этой сети работает в обсерваторском пункте Института космофизических исследований и распространения радиоволн (ИКИР) ДВО РАН «Карымшина».

Также мониторинг вистлеров в ИКИР ведется с помощью радиокомплекса собственной разработки, в котором реализована система автоматического распознавания вистлеров [4]. Однако данная система не позволяет вести детектирование вистлеров в реальном времени, что требует разработки новой системы распознавания.

В настоящей работе мы описываем один алгоритм распознавания образа вистлеров в спектрограмме. Исходными данными для задачи распознавания вистлеров в системе мониторинга ИКИР являются 15-минутные wav-файлы сигнала ОНЧ-излучения. Рассматриваемый алгоритм обрабатывает 4-секундный отрезок этого файла.

Рассмотрим спектрограмму такого фрагмента как двумерный массив $\mathbf{A} = \{A_{ij}\}$, $i = 0, \ldots, N-1$, $j = 0, \ldots, M-1$, где $N = 513$ и $M = 172$. По вертикали индекс i нумерует отсчеты частоты f_i, а по горизонтали индекс j – отсчеты времени t_j. Пример такой спектрограммы, содержащей один вистлер, приведен на рис. 1 слева.

Задача распознавания вистлеров может рассматриваться как задача распознавания графического образа в двумерном изображении. Искомым образом является саблеобразная кривая, форма которой в плоскости (t, f) описывается соотношением $t - t_0 \sim f^{-1/2}$ [1].

Из рис. 1 хорошо видно, что в анализируемом сигнале кроме вистлера присутствуют δ-образные компоненты (импульсы грозовых разрядов, так называемые атмосферики) и узкополосные составляющие. И те, и другие являются помехами для задачи распознавания и проявляются в спектрограмме в виде протяженных прямолинейных структур, вертикальных и горизонтальных, соответственно.

Возникает необходимость, прежде всего, подавить такие помехи, и отобрать статистически значимые отсчеты гистограммы.

Хорошо известно, что эффективным инструментом подавления протяженных импульсных помех в изображениях является медианная фильтрация [5]. Она относится к классу нелинейных фильтров и хорошо сохраняет резкость изображения, поскольку основана на порядковой статистике, которая устойчива к сильным выбросам в данным. В работе [6]

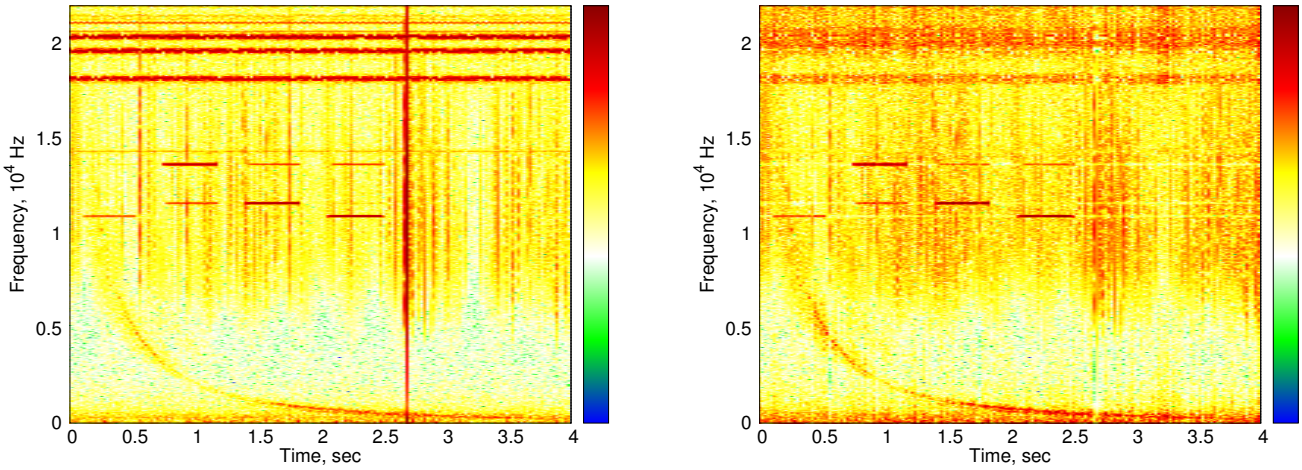


Рис. 1. Спектрограмма фрагмента ОНЧ-сигнала, содержащего вистлер: исходная (слева) и после медианной фильтрации (справа).

был предложен модифицированный алгоритм медианной фильтрации, позволяющий подавлять протяженные вертикальные помехи в спутниковых снимках. Этот алгоритм был адаптирован нами для решения задачи подавления протяженных вертикальных и горизонтальных помех в спектрограммах.

Сначала составляются два одномерных массива $\mathbf{X}$ и $\mathbf{Y}$, элементы которых являются средними значениями элементов исходного массива спектрограммы по строкам и столбцами соответственно, т.е. $X_i = \dfrac{1}{N}\sum\limits_{k=0}^{M-1} A_{ik}$ и $Y_j = \dfrac{1}{M}\sum\limits_{k=0}^{N-1} A_{kj}$.

В результате каждая вертикальная помеха оказывается сконцентрированной в нескольких соседних отсчетах массива $\mathbf{X}$, а горизонтальная – в нескольких соседних отсчетах массива $\mathbf{Y}$. Фильтруемым помехам будут тогда соответствовать сильные выбросы в этих массивах.

Далее, каждый из этих массивов подвергается одномерной медианной фильтрации:

$$
\begin{aligned}
&\hat{X}_i = \mathrm{median}\{X_{i+k}| \quad k = -L_X, \ldots, L_X\}, \quad i = L_X, \ldots, N - L_X - 1,\\
&\hat{X}_i = \hat{X}_{L_X}, \quad i = 0, \ldots, L_X - 1,\\
&\hat{X}_i = \hat{X}_{N-L_X-1}, \quad i = N - L_X, \ldots, N - 1,\\
&\hat{Y}_j = \mathrm{median}\{Y_{j+k}| \quad k = -L_Y, \ldots, L_Y\}, \quad j = L_Y, \ldots, M - L_Y - 1,\\
&\hat{Y}_j = \hat{Y}_{L_Y}, \quad j = 0, \ldots, L_Y - 1,\\
&\hat{Y}_j = \hat{Y}_{M-L_Y-1}, \quad j = M - L_Y, \ldots, M - 1,
\end{aligned}
\tag{1}
$$

где $2L_X + 1$ и $2L_Y + 1$ являются длинами масок фильтров. Затем вычисляются массивы шумов $\Delta\mathbf{X} = \mathbf{X} - \hat{\mathbf{X}}$ и $\Delta\mathbf{Y} = \mathbf{Y} - \hat{\mathbf{Y}}$.

Фильтрованную спектрограмму $\hat{\mathbf{A}}$ определим далее по правилу $\hat{A}_{ij} = A_{ij} - (\Delta X_i + \Delta Y_j)/2$. Она изображена на рис. 1 справа. Видно, что предложенный алгоритм медианной фильтрации действительно эффективно подавляет образы атмосфериков и узкополосных шумов, а образ вистлера не размывается.

На следующем этапе распознавания происходит отбор значимых отсчетов для каждого столбца фильтрованной спектрограммы. Для этого мы рассматриваем квадраты элемен-

тов столбца как периодограмму Шустера соответствующего фрагмента ОНЧ-сигнала и выполняем проверку на уровне значимости α гипотезы о том, что этот фрагмент сигнала является белым шумом [7]. Если отсчет перидограммы проходит проверку, он считается шумовым (незначимым), в противном случае – значимым.

Из пар индексов (i, j) значимых элементов составляется динамический одномерный массив $\mathbf{P}$ с элементами $P_m = (i_m, j_m)$, размерность которого равна количеству значимых элементов спектрограммы . Это делается для ускорения обработки, поскольку в дальнейшем в работе алгоритма распознавания используются не отсчеты спектрограммы, а массивы $\mathbf{P} = \{P_m\}$, $\mathbf{t} = \{t_j\}$ и $\mathbf{f} = \{f_i\}$. При этом элементу P_m соответствует точка $\hat{A}_{i_m j_m}$ на фильтрованной спектрограмме. Далее будем отождествлять P_m и $\hat{A}_{i_m j_m}$

Переходом к этим массивам обеспечивается существенное снижение объема обрабатываемых далее данных. Анализ типичных спектрограмм показал, что размерность массива $\mathbf{P}$ оказывается примерно на порядок меньше размерности исходной спектрограммы.

На рис. 2 слева точками изображены элементы, отобранные для спектрограммы $\hat{\mathbf{A}}$.

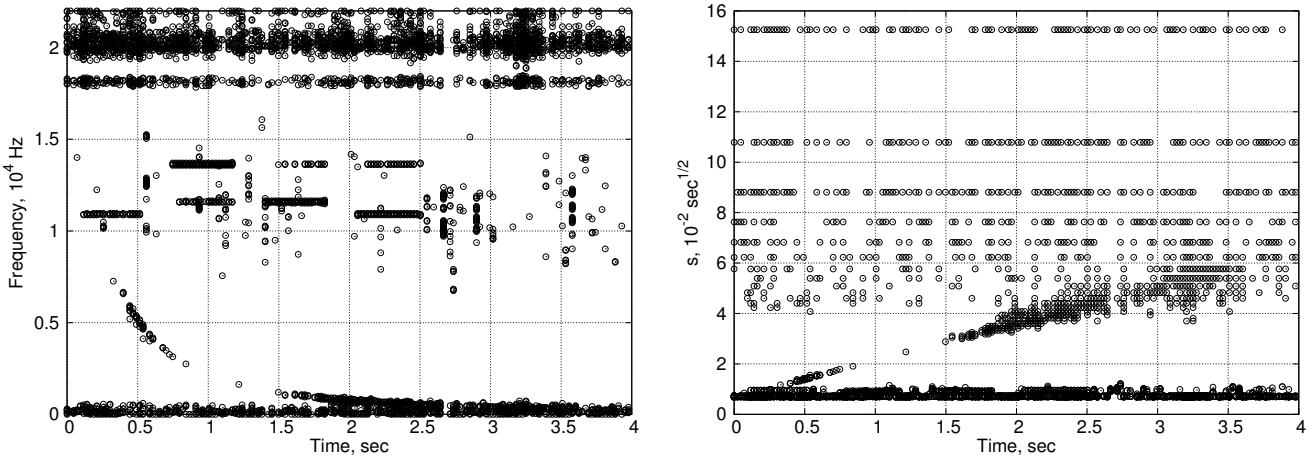


Рис. 2. Значимые точки спектрограммы в плоскости (t, f) (слева) и в плоскости (t, s) (справа).

Из теории распространения ОНЧ-волн в магнитосферной плазме известно [1], что форма вистлера, пришедшего в момент τ, хорошо описывается уравнением

$$t - \tau = D/\sqrt{f}, \tag{2}$$

где коэффициент $D > 0$ называют дисперсией. Из (2) видно, что если ввести преобразование $s = f^{-1/2}$, то в плоскости координат (t, s) образ вистлера выпрямляется, и уравнению (2) будет соответствовать в этой плоскости уравнение $t - Ds - \tau = 0$, т.е. наклонная прямая, образующая ненулевой острый угол с положительным направлением оси времени. Соответствующие элементам $P_m = (i_m, j_m)$ точки $Q_m = (t_{j_m}, s_{i_m})$ изображены на рис. 2 справа.

Поскольку распознавание прямой линии представляется алгоритмически более простой задачей, чем распознавание кривой, удобнее детектировать вистлеры в плоскости (t, s). Признаком наличия вистлера (вистлеров) тогда является группировка точек вблизи прямой (прямых) в этой плоскости.

Из многих вариантов записи уравнений таких прямых, для наших целей лучше всего подходит $t \sin\varphi - s\cos\varphi - d = 0$, где φ – угол, образуемый прямой с осью времени, а d – обобщенное расстояние от прямой до начала координат, принимаемое положительным, если прямая пересекает ось s в положительной точке, и отрицательным в противном случае.

Обработка большого числа спектрограмм показала, что реальные значения $\varphi \in [1^0; 10^0]$. Ясно также, что $d \geq d_{\min} = -\max\{t_{j_m}\}$ и $d \leq d_{\max} = \max\{s_{i_m}\}$.

Пучек прямых, проходящих через точку Q_m, задается уравнением

$$t_{j_m} \sin\varphi - s_{i_m} \cos\varphi = d, \tag{3}$$

определяющим синусоиду в области $1^0 < \varphi < 10^0$, $d_{\min} \leq d \leq d_{\max}$ плоскости (φ, d). Тогда прямой (образу вистлера), проходящей через несколько точек Q_m, будет соответствовать точка пересечения таких синусоид. Поэтому признаком близости точек к прямой в плоскости (t, s) будет существование точки в плоскости (φ, d), через малую окрестность которой проходят синусоиды. При этом, чем меньше окрестность, тем ближе к прямой лежат точки в (t, s), и наоборот.

Введем равномерные сетки $\{\varphi_k\}$ и $\{d_l\}$ на возможных значениях углов и расстояний. Для каждой точки Q_m и каждого угла φ_k из уравнения (3) определяем расстояние d и округляем его до ближайшего d_l.

В результате получим двумерную гистограмму распределения пар (φ, d)для точек Q_m. Если для пары (φ_k, d_l) значение гистограммы велико, то много точек Q_m лежит вблизи соответствующей прямой. Таким образом, каждому значимому максимуму гистограммы можно поставить в соответствие вистлер.

Тестирование описанного алгоритма распознавания показало, что обработка 225 спектрограмм одного 15-минутного wav-файла требует менее 5 минут, что обеспечивает значительный резерв времени обработки. Для обнаружения значимых максимумов в гистограмме распределения пар в автоматическом режиме в настоящее время разрабатывается нейронная сеть.

References

[1] Гершман Б.Н., Угаров В.А. Распространение и генерация низкочастотных электромагнитных волн в верхней атмосфере // Успехи физических наук. – 1960. – Т. 72. – № 2. – С. 235-271.

[2] Lichtenberger J. A new whistler inversion method // J. Geophys. Res. – 2009. – V. 114. – A07222.

[3] http://plasmon.elte.hu/

[4] Cherneva N.V., Sivokon' V.P., Agranat I.V. Spectral characteristics of whistlers // Problems of Geocosmos: Proc. of the 9th Int. Conf., St. Petersburg, October 8-12, 2012. SPb.: St. Petersburg State Univ., 2012. P. 212-217.

[5] Гонсалес Р., Вудс Р. Цифровая обработка изображений. М.: Техносфера, 2005. 1104 с.

[6] Гектин Ю. М., Зайцев А. А. Разработка и применение модифицированного алгоритма медианной фильтрации при бортовой коррекции изображений дистанционного зондирования // Труды МФТИ. – 2014. – Т. 6. – № 4. – С. 103-106.

[7] Марпл-мл. С.Л. Цифровой спектральный анализ и его приложения. – М.: МИР, 1990. 584 с.

Результаты измерений характеристик ионизации приземного слоя и содержания радона-222 в почве и атмосфере на берегу озера Байкал

Панчишкина И. Н., Петрова Г. Г., Бураева Е. А., Петров А. И., Егоров Е. В., Петров Н. А., Маслов С. А.
Южный федеральный университет г. Ростов-на-Дону, Россия
email: georgpu@rambler.ru

При описании электрической структуры приземного слоя необходимо учитывать множество факторов, оказывающих влияние на распределение по высоте атмосферно-электрических характеристик. К таким факторам относятся изменение интенсивности ионообразования с высотой, наличие в воздухе аэрозолей субмикронного диапазона, интенсивность турбулентного перемешивания атмосферы.

Считается, что ионизацию атмосферы вблизи земной поверхности определяют космическое излучение и радиоактивные вещества, содержащиеся в земной коре и в воздухе. Интенсивность ионообразования в нижних слоях атмосферы за счет космического излучения постоянна по высоте и составляет 2 п.и. в $см^3$ за секунду. Содержание радиоактивных веществ в воздухе связано с интенсивностью поступления их из почвы и скоростью рассеивания в атмосфере. Интенсивность выделения из почвы радиоактивных веществ зависит от ее пористости, температуры и влажности, характера покрова ее поверхности и т.д. Значительная часть естественной α-радиоактивности вблизи земной поверхности обусловлена попаданием в атмосферу радона, среди которых изотопу $_{86}Rn^{222}$ принадлежит значительная роль в ионизации нижних слоев атмосферы, поскольку его период полураспада составляет 3,8 суток, что существенно больше периодов полураспада других изотопов радона. Радон-222 и продукты его распада обнаруживаются в слое перемешивания на высоте нескольких километров, и их концентрация медленно уменьшается с высотой, в то время как торон $-_{86}Rn^{220}$ (период полураспада около 54 секунд) исчезает уже вблизи земной поверхности. Количество актинона $-\,_{86}Rn^{219}$ (период полураспада 4 секунды) в воздухе пренебрежимо мало. Разные почвы содержат то или иное количество радиоактивных веществ, их повышенное содержание определяется наличием радоногенерирующих объектов и разломов в недрах пункта наблюдений. При значительном эманировании почвы в слое атмосферы, прилегающем к земной поверхности наблюдается интенсивное ионообразование, причем по мере приближения к земной поверхности скорость ионизации возрастает.

В результате многолетних экспедиционных исследований электрического состояния приземного слоя в нескольких пунктах Ростовской области и в Прибайкалье (пос. Большие Коты) накоплен большой объем данных измерений атмосферно-электрических характеристик атмосферы. Измерительный комплекс [1] позволяет также регистрировать значения метеоэлементов в слое 0,5-2 м, необходимых для расчета параметра стратификации и коэффициента турбулентности по методу Л.Р.Орленко [2].

Как показывают исследования [3-5], на электрическое состояние приземного слоя существенное влияние оказывает изменение его термической и динамической устойчивости, поэтому при анализе экспериментальный материал был систематизирован с учетом стратификации атмосферы. На рисунке 1 приведены типичные профили вертикального распределения полярных удельных электропроводностей в пунктах Ростовской области для случаев устойчивой и неустойчивой стратификации приземного слоя атмосферы. При устойчивой стратификации вблизи земли образуются большие градиенты концентрации радона-222, следствием чего является изменение с высотой интенсивности ионообразования. В результате удельные электропроводности обоих знаков в пределах нижних трёх метров могут уменьшаться с высотой более чем в 2 раза.

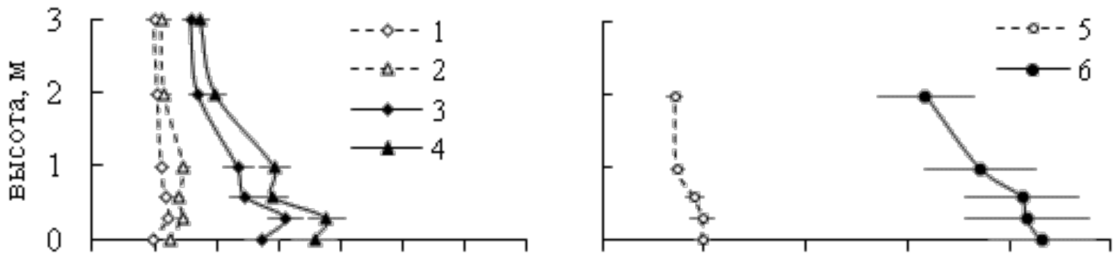


Рис. 1. Вертикальные профили отрицательной (кривые 1,3) и положительной (кривые 2,4) удельных электропроводностей воздуха и объемной активности радона-222 (кривые 5,6) в пунктах Ростовской области при неустойчивой (пунктирные линии) и устойчивой (сплошные линии) стратификации атмосферы.

Следует отметить, что при измерениях на окраине города Ростов-на-Дону, крупного промышленного центра с высоким содержанием антропогенного аэрозоля, получены сравнительно низкие значения полярных электропроводностей. Очевидно, что значения полярных электропроводностей уменьшаются при увеличении содержания аэрозолей в атмосфере: по данным наблюдений в летние месяцы в Ростове-на-Дону они в 2-3 раза ниже, чем в сельских пунктах. Однако и в этом пункте наблюдений обнаруживается заметный градиент электропроводности и объемной активности радона и вблизи земной поверхности, что указывает на значительное эманирование почвы.

Полученные ранее по результатам экспедиционных измерений 1990 – 1991 гг. в Прибайкалье (пос. Большие Коты) средние за период наблюдений профили полярных удельных электропроводностей воздуха в слое 0 - 5 метров не обнаруживают заметного увеличения значений электропроводности по мере приближения к земной поверхности (рис.1). Это обстоятельство указывает на слабое эманирование почвы, обусловленное либо низким содержанием эманаций в почвенном газе, либо плохими условиями их выхода в атмосферу. Экспедиционный измерительный комплекс того времени не включал в себя приборов для получения данных о характеристиках радиоактивности почв и атмосферы, поэтому дать оценку источников ионизации в пункте наблюдений не было возможности.

В июне 2015 года в пос. Большие Коты на измерительной площадке предыдущих экспедиций измерена объемная активность радона-222 в почвенном газе. Оказалось, что объемная активность радона-222 в почве на глубине 10 см на измерительной площадке составляет порядка 5000 Бк/м^3, а на такой же глубине вблизи береговой линии - более 40 000 Бк/м^3, в то время как в воздухе его концентрация невелика. По-видимому, близость грунтовых вод и состояние верхнего слоя почвы определяют слабое поступление радона-222 в атмосферу при высоком содержании его в грунте.

На диаграмме 1 (рис.2) показаны полученные значения объемной активности радона-222 в пос. Б.Коты (Прибайкалье) на глубинах: 0,1 м, 0,6 м, 0,9 м. Для сравнения приведены данные для пунктов Ростовской области (диаграммы 1-4). Содержание радона-222 в почвенном газе в пос. Б.Коты существенно превышает таковое для пунктов Ростовской области.

Серия параллельных измерений полярных концентраций легких ионов (счетчик ионов “Сапфир-3К”) и содержания радона-222 в атмосфере (радон-монитор “AlphaGUARD PQ2000 PRO”) показала, что при сравнительно низких значениях объемной активности радона-222 в атмосфере, полярные концентрации легких ионов достаточно высоки. Этот факт можно объяснить малым содержанием в воздухе аэрозоля или наличием других источников ионообразования. В таблице 1 приводится описательная статистика массивов данных, полученных в июне 2015 года.

Таблица 1. Объемная активность радона-222 и концентрации положительных (n_+) и

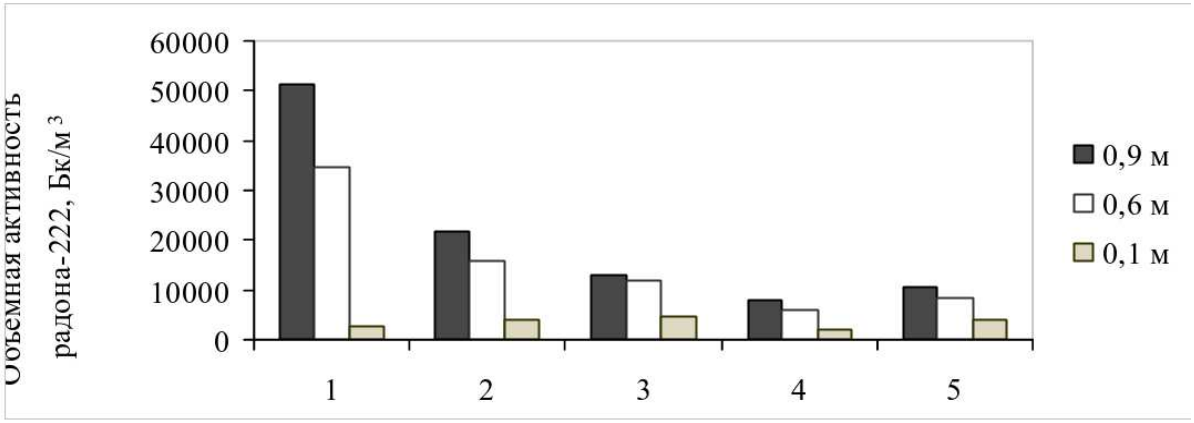


Рис. 2. Объемная активность радона-222 в почвенном газе в летние месяцы в пунктах наблюдений: 1 - пос. Б.Коты (Прибайкалье), 2 – пос. Орловский, 3 – х. Талловеров, 4 – х. Федоровка, 5 - г. Росто-на-Дону.

отрицательных (n_-) легких ионов в атмосфере на высоте 1 м.

пос.Большие Коты, июнь 2015 г.

	Rn-222, Бк/м^3	n_+, см$^{-3}$	n_-, см$^{-3}$
Среднее значение	**18**	**631**	**417**
Стандартная ошибка	0,8	27	26
Стандартное отклонение	11	148	142
Эксцесс	0,8	-0,3	-1,0
Асимметричность	0,9	0,1	0,1
Количество серий измерений	224	30	30

Для сравнения ионизирующей способности земной поверхности в Ростовской области и Прибайкалье в десяти точках пос. Большие Коты были взяты пробы почв на содержание радионуклидов (таблица 2.). Удельную активность радионуклидов в почвах определяли гамма-спектрометрическим методом радионуклидного анализа.

Таблица 2. Удельная активность радионуклидов (Бк/кг) в верхнем слое почвы

	^{137}Cs	^{226}Ra	^{232}Th	^{40}K	количество проб
пос. Большие Коты, июнь 2015 г.	8,5	29,4	29,5	561,3	10
Ростовская область 2003 – 2013 гг.	20,5	24,3	28,5	430,8	133

Можно отметить, что средние значения удельной активности радионуклидов естественного происхождения в почве пос. Большие Коты и Ростовской области близки и находятся в пределах фоновых среднемировых значений. Содержание техногенного цезия-137 значительно ниже принятых ПДК для почв.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00930 - А.

Литература

1. Петров А.И., Петрова Г.Г., Панчишкина И.Н., Кудринская Т.В., Петров Н.А. Измерительный комплекс для исследования электричества приземного слоя атмосферы. // Известия высших учебных заведений, Сев.- Кав. рег., Естест. науки, №3 2010, стр. 47-52

2. Орленко Л. Р. Строение планетарного пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1979, 270 с.

3. Petrov A.I., Petrova G.G., and Panchishkina I.N. On factors determining the variations of the electric characteristics of a surface layer // Proc.11th Int. Conf. Atm. Electricity. Alabama. USA. 1999. Pp.547-550.

4. Petrov A.I., Petrova G.G., Panchishkina I.N. Profiles of polar conductivities and of radon-222 concentration in the atmosphere by stable and labile stratification of surface layer // Atmospheric Research. 91 (2009). Pp.206-214.

5. Петрова Г.Г., Петров А.И., Панчишкина И.Н. Процессы формирования электрической структуры нижних слоев атмосферы: экспериментальные исследования и обобщение данных. // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. Н.Новгород. Т.56, № 11-12. 2013. С.803-819.

Результаты лидарных исследований термического режима стратосферы над Томском

Маричев В. Н., Бочковский Д. А.
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск
email: marichev@iao.ru moto@iao.ru

Результаты исследований

Начало исследований термического режима стратосферы в 2015г. пришлось на возмущенный период, вызванный стратосферным потеплением [4,5]. В качестве примера на рисунках 1 и 2 приведены вертикальные профили температуры, полученные из лидарных измерений, в сравнении с профилями температуры, измеренными со спутника Аура [7] и взятые из модели CIRA-86[8]

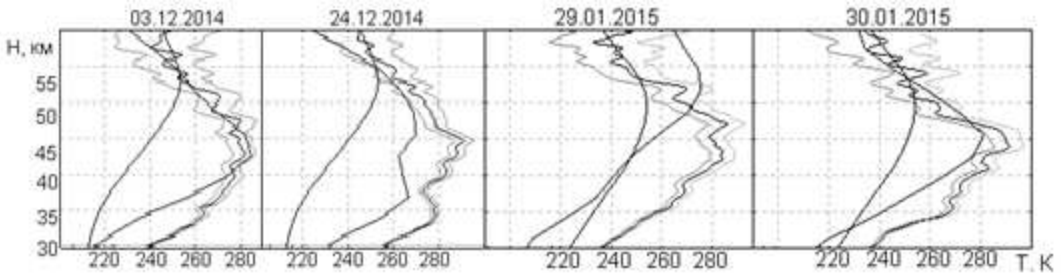


Рис. 1. Лидарные и спутниковые наблюдения проявления стратосферного потепления в декабре 2014 г. и январе 2015г. Лидарные измерения (жирная непрерывная кривая – средние значения, тонкая непрерывная кривая – стандартное отклонение), измерения со спутника “Аура” (штриховая кривая) и среднемесячный профиль по модели CIRA-86 (кривая, обозначенная точками).

Проявление следующего всплеска СП началось в конце января 2015г. и продолжалось до конца второй декады февраля (см. рис.2). Стратосферное потепление зимы 2014-15гг было одно из самых длительных СП, зарегистрированных в лидарных наблюдениях над Томском, начиная с 1996г., которое продолжалось почти месяц. Наибольшие положительные отклонения температуры наблюдались в области высот 40-45км и могли достигать 60K на высоте 40км.(05.02.15).

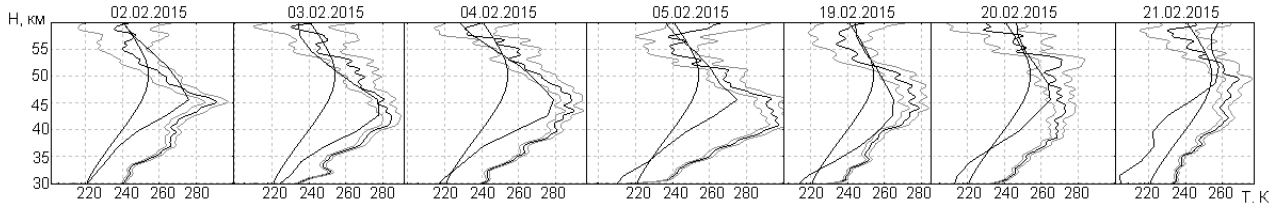


Рис. 2. Вертикальное распределение температуры в феврале 2015 г.

Наблюдаемое СП 2014-15гг. относилось к минорному типу, когда в стратосфере не происходило изменения направления переноса воздушных масс от западного к восточному, на что указывает данные, взятые с сайта [9].

Среднемесячные профили температуры для спокойного периода 2015 года показаны на рис.3

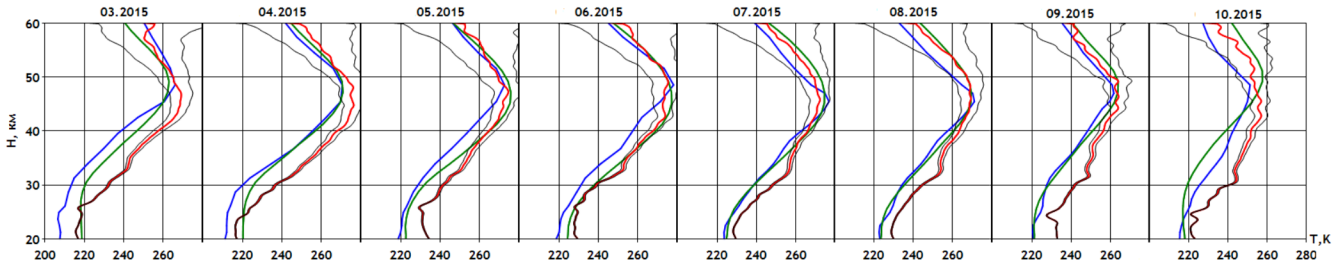


Рис. 3. Усредненное месячное вертикальное распределение температуры, полученное из лидарных наблюдений в 2015г. Кривые: красный цвет - лидарные измерения, черный - стандартное отклонение, синий - измерения Аура, зеленый - среднемесячный профиль по модели CIRA-86.

На протяжении многолетних наблюдений показано , что для региона Западной Сибири для длительного периода года апрель - ноябрь вертикальное распределение температуры хорошо согласуется с модельным распределением CIRA-86.

Относительная спокойная динамика внутримесячого вертикального распределения температуры над Томском по данным лидарных и спутниковых измерений "Аура"приведена на рисунках 4- 12.

.

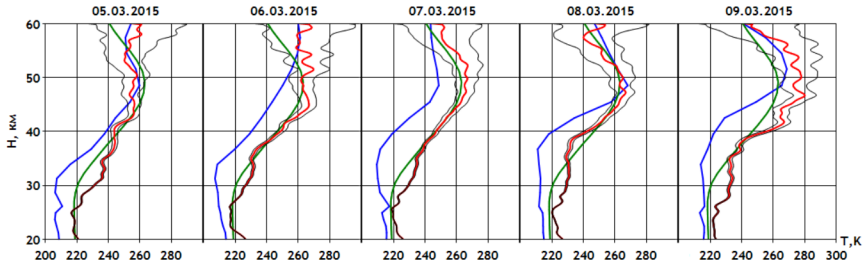


Рис. 4. Вертикальное распределение температуры в отдельные ночи марта 2015г.

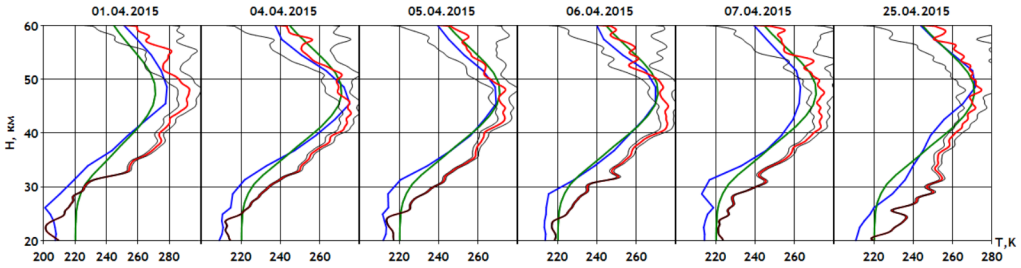


Рис. 5. Вертикальное распределение температуры в отдельные ночи апреля 2015г.

Значительная динамика вертикального распределения температуры начинает проявляться в декабре. Так, 13декабря примерно на высоте 50км возникает положительное отклонение температуры от среднемесячного значения примерно на 30К. Далее, 18 декабря очаг "теплого"воздуха охватывает интервал высот от 37 до 60 км со средним значением

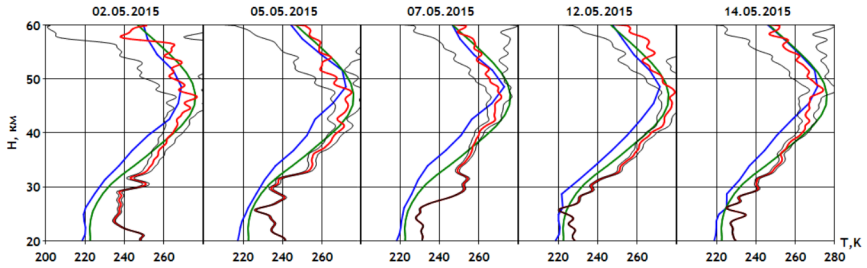


Рис. 6. Вертикальное распределение температуры в отдельные ночи мая 2015г.

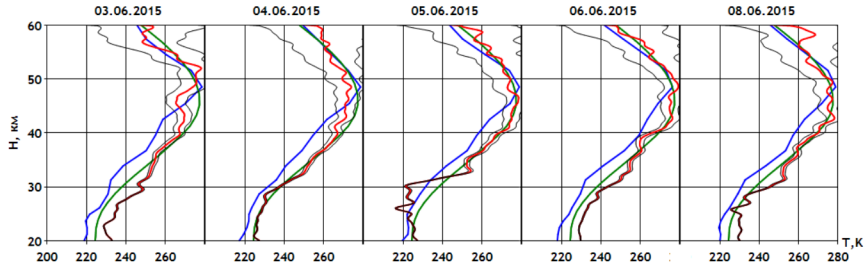


Рис. 7. Вертикальное распределение температуры в отдельные ночи июня 2015г.

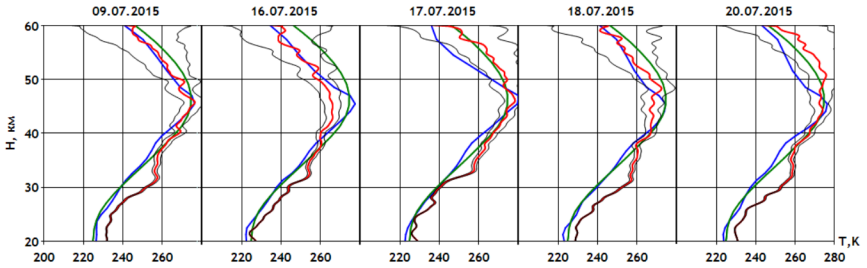


Рис. 8. Вертикальное распределение температуры в отдельные ночи июля 2015г.

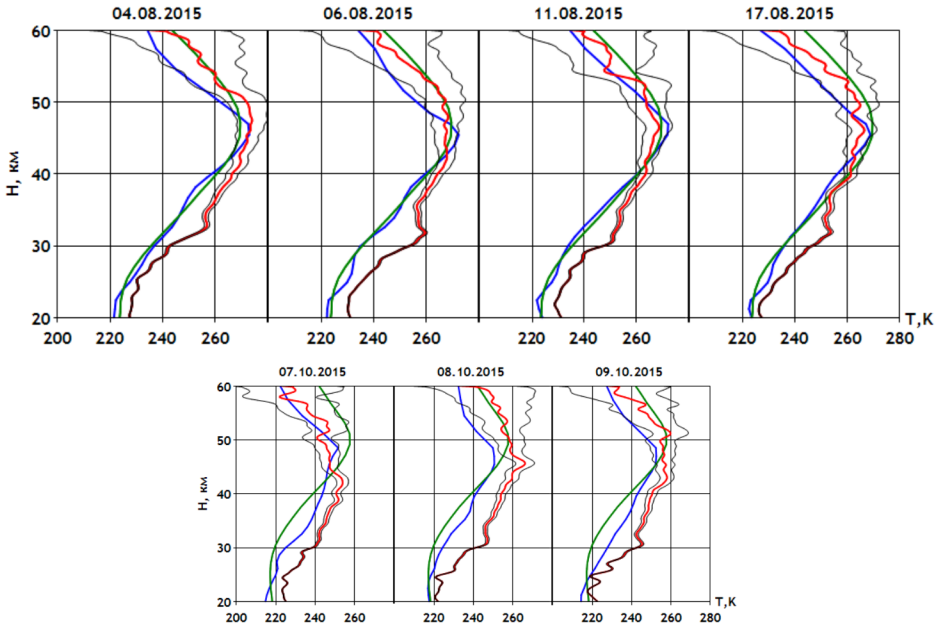


Рис. 9. Вертикальное распределение температуры в отдельные ночи августа 2015г.

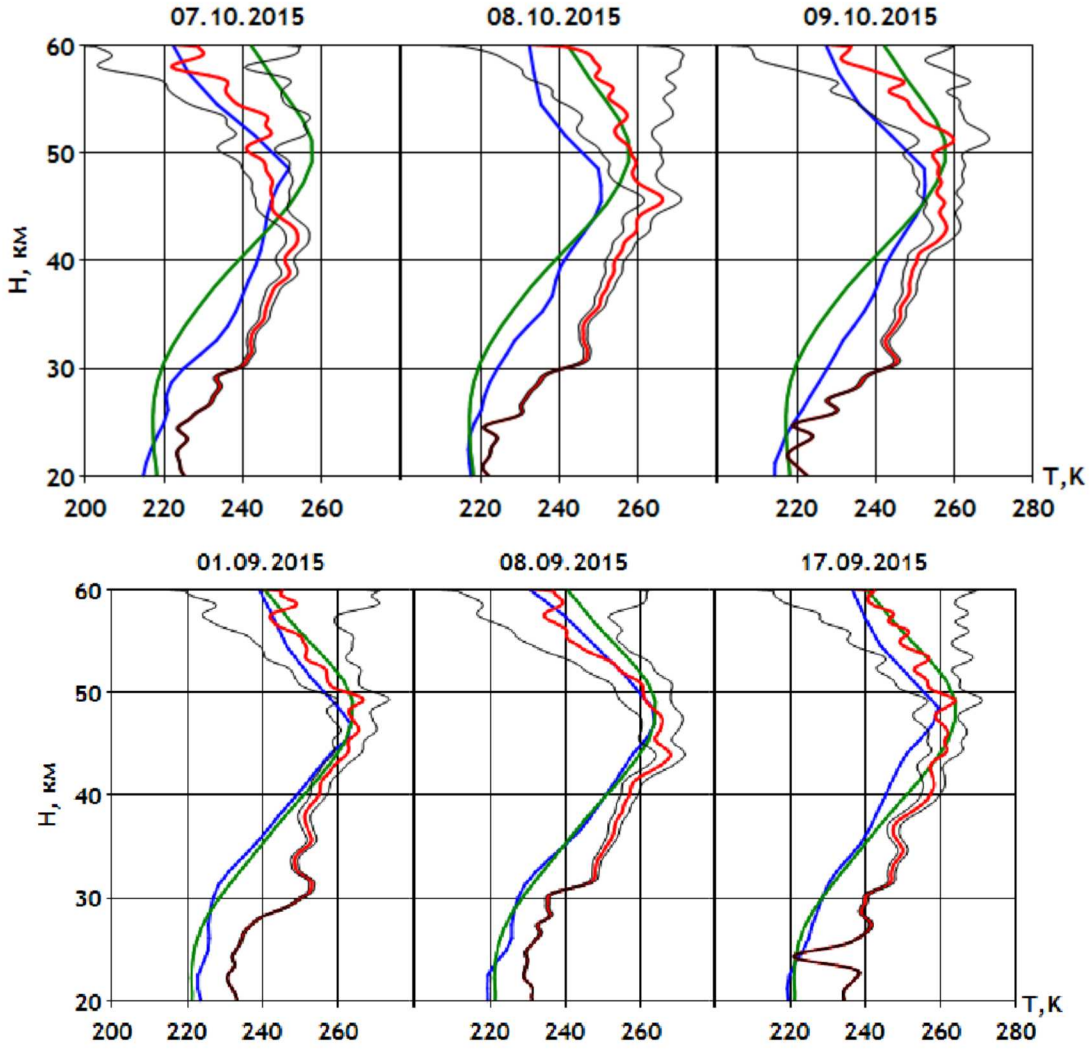


Рис. 10. Вертикальное распределение температуры в отдельные ночи сентября и октября 2015 г.

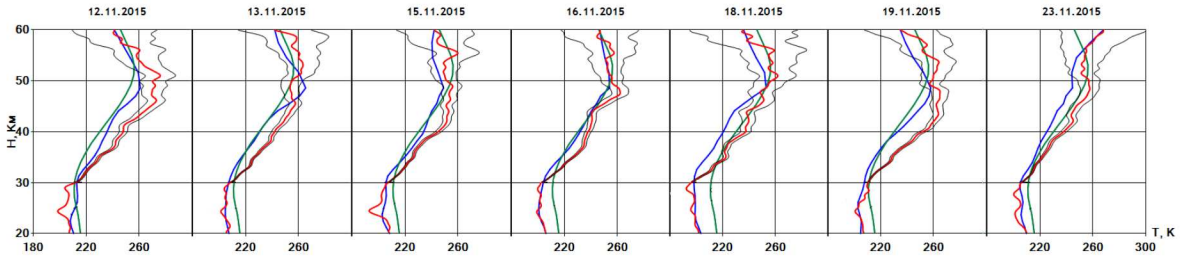


Рис. 11. Вертикальное распределение температуры в отдельные ночи ноября 2015 г.

температуры около 260K. Максимальное потепление отмечается 29 декабря, когда уже в указанном интервале высот температура превышает 260K и достигает 270K на высотах 40-50 км. Данная ситуация связана с началом очередного зимнего стратосферного потепления.

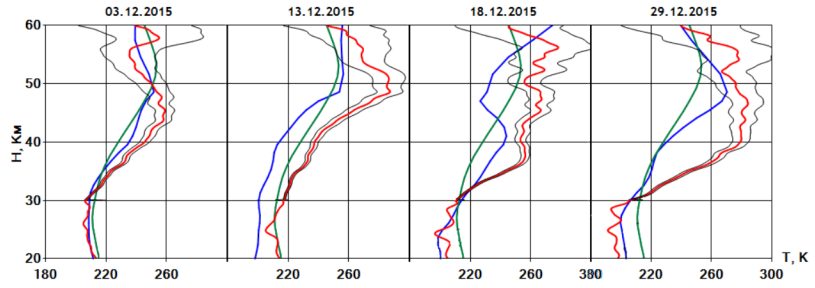


Рис. 12. Вертикальное распределение температуры в отдельные ночи декабря 2015 г.

Работа выполнена при финансовой поддержки гранта Президента РФ НШ4714.2014.5, гранта РНФ №14-27-00022 и гранта РФФИ № 16-05-00901

ЛИТЕРАТУРА

1. Маричев В.Н. Лидарные исследования проявления стратосферных потеплений над Томском в 2008-2010 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 05. С. 386-391.

2. Маричев В.Н. Исследование особенностей проявления зимних стратосферных потеплений над Томском по данным лидарных измерений температуры в 2010-2011 гг.. // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 12. С. 1041-1046.

3. Маричев В.Н. Исследования особенностей проявления зимних стратосферных потеплений над Томском по данным лидарных измерений температуры. // Сборник докладов 20-го международного симпозиума “Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы”. г. Новосибирск, курорт-отель “Сосновка”, 23-27 июня 2014г. С. D67-D72

4. Маричев В.Н. Бочковский. Д.А. Результаты измерений температуры в верхней тропосфере и средней атмосфере лидаром с использованием каналов релеевского и комбинационного рассеяния света // Сборник докладов 21-го международного симпозиума “Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы”. г. Томск, 22-26 июня 2015г. С. D51-D54

5. Marichev V.N. (ИОА, ТГУ), Bochkosvkii D.A. (ИОА, ТГУ) Lidar studies of specific manifestation features of stratospheric warming in winter of 2014-2015 // Proceedings of SPIE. 2015. V.9680. CID: 9680 6Y. [9680-213]

6. Маричев В.Н. Анализ поведения плотности воздуха и температуры в стратосфере над Томском в периоды ее возмущенного и спокойного состояний, выполненный по результатам лидарных измерений. // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 09. С. 783-792.

7. http://mirador.gsfc.nasa.gov

8. Rees D., Barnett J.J., Labitske K. COSPAR International Reference Atmosphere: 1986. Part II, Middle Atmosphere Models // Adv. Space Res. 1990. V. 10, N 12. 525 p

9. http://users.met.fu-berlin.de/~Aktuell/strat-www/wdiag/eczm.php?alert=8 &forecast=all&var= u&lng= eng#fig1

Сезонные изменения спектра фонового гамма-излучения в приземном слое воздуха

Балабин Ю. В., Германенко А. В.
Полярный геофизический институт КНЦ РАН,
email: balabin@pgi.ru germanenko@pgia.ru

1. Введение

В Полярной геофизическом институте в течение нескольких лет ведется непрерывный мониторинг различных компонентов вторичных космических лучей. Для этого была создана комплексная система мониторинга радиационного фона в различных видах излучений: нейтронной компоненты, низкоэнергичной заряженной и низкоэнергичной электромагнитной компонент [1-3]. На атмосферу земли из космического пространства падает поток первичных космических лучей. Попадая в атмосферу Земли и сталкиваясь с ядрами атомов, частицы первичного потока вызывают каскад ядерных реакций и ливни вторичных частиц. Именно эти вторичные частицы и достигают нижних слоев атмосферы и поверхности земли. Среди них имеются электроны, мюоны, гамма-кванты и нейтроны.

2. Комплексная установка мониторинга вторичных космических лучей

К настоящему времени комплекс в завершенном виде работает на ст. Апатиты (Мурманская обл.) и в усеченном виде на ст. Баренцбург (арх. Шпицберген). В него помимо стандартного нейтронного монитора (НМ) входят детекторы гамма-квантов на сцинтилляционных кристаллах (СД), бессвинцовая секция нейтронного монитора (БСНМ), детектор заряженной компоненты (ДЗК) и детектор тепловых нейтронов (ДТН). Сцинтилляционные детекторы регистрируют гамма-излучение в общем диапазоне энергий от 20 кэВ до 5 МэВ (два поддиапазона: 20-400 кэВ и 0.2-5 МэВ), НМ чувствителен к нейтронам с энергиями более 50 МэВ [4], БСНМ – к нейтронам с энергиями в сотни кэВ, ДТН – тепловые нейтроны, ДЗК регистрирует все заряженные частицы (мюоны, электроны, позитроны) с энергиями более $\sim$5 МэВ. С помощью сцинтилляционного детектора и многоканального амплитудного анализатора непрерывно ведутся измерения дифференциального спектра гамма излучения с временем накопления одного спектра в 30 минут. Данные со всех приборов поступают в общую систему регистрации [1]. Также подобная система, пока в усечённом виде, создана в Баренцбурге. На данный момент она состоит из трёх секций стандартного нейтронного монитора и сцинтилляционного гамма-детектора. Анализ данных за последние несколько лет, получаемых с этих установок, выявил наличие сезонных вариаций в некоторых компонентах космических лучей.

3. Сезонные вариации излучения

Рентгеновский фон в приземном слое атмосферы имеет сезонные колебания, что приводит к годовой вариации в этой компоненте излучений. Она наблюдается как в Апатитах, так и на станции в Баренцбурге. Для примера приведен профиль интенсивности гамма-излучения на ст. Баренцбург за 2010-15 г.г. (рис.1). Как видно из графика поток гамма-излучения испытывает вариации, увеличиваясь весной-летом, достигая максимума в июле-августе, и уменьшаясь зимой с минимумом в конце марта (Апатиты) и в апрелемае (Баренцбург). В Апатитах амплитуда годовой вариации составляет $\sim$25%, в то время как в Баренцбурге она доходит до 50%. При этом “бахрома”, присутствующая на графике, соответствует другому явлению – возрастанию гамма-фона при осадках [1, 3]. На рисунке 2 показана среднегодовая вариация гамма-излучения, вычисленная методом наложения эпох. Вариация имеет выраженный несимметричный характер: достаточно широкий плоский максимум на протяжении теплого сезона и спад в период осени-зимы с резким ростом в весенний период. При этом в Баренцбурге спад начинается раньше, а рост позже.

Отметим, что обе станции располагаются далеко от зон тектонических разломов, а Баренцбург находится в зоне вечной мерзлоты. Эти факторы означают, что выделение радона из почвы минимально или вообще отсутствует и, соответственно, не может служить причиной вариации. Против радоновой гипотезы также говорит факт отсутствия подобной вариации в заряженной компоненте. В работе [5] приводится подробное описание дополнительно выполненных экспериментов, подтверждающих отсутствие вклада в эти вариации каких-либо радионуклидов-загрязнителей природного или антропогенного характера.

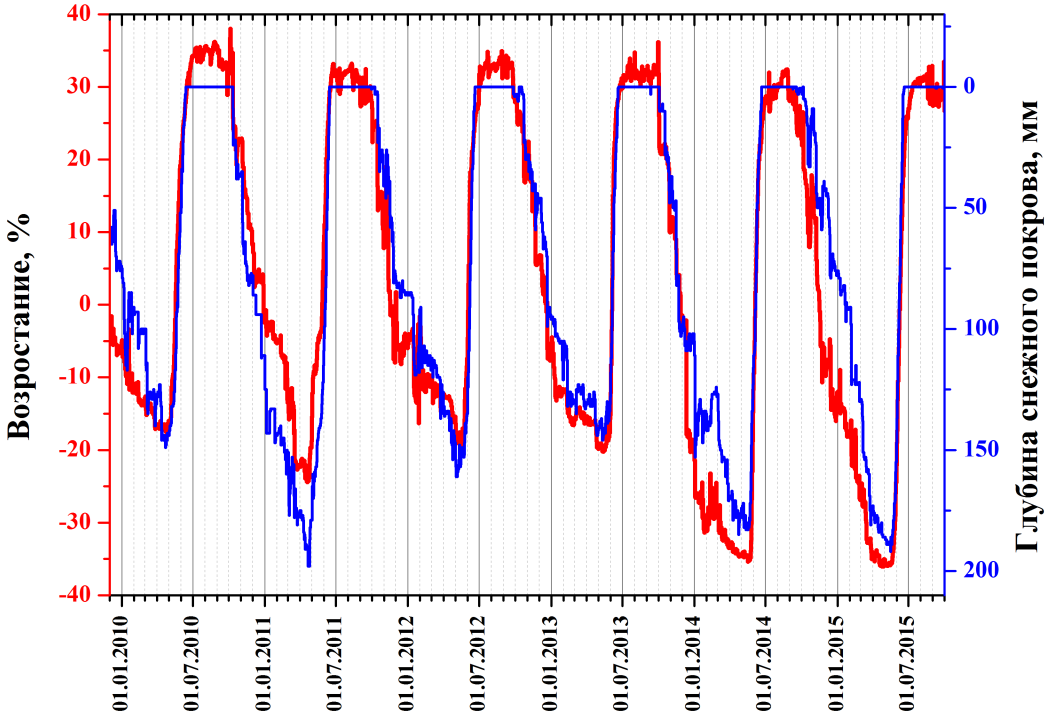


Рис. 1. Вариации счета СД в Баренцбурге за период 2010-15 гг. (красная линия) и толщины снежного слоя (синяя). Ось ОУ справа, показывающая толщину снежного покрова, направлена вниз для удобства восприятия синхронности изменений этих двух величин. Данные о снежном покрове взяты из http://rp5.ru.

Наличие корреляции между толщиной снежного покрова и потоком гамма-излучения не вызывает сомнения, что, в свою очередь, дает основания полагать, что именно экранирование излучения от почвы, которое создает снежный покров, и является причиной годовых вариаций гамма-излучения. Эффект не вызывает сомнений, однако, полной ясности не удается достичь. Во-первых, напомним, что СД размещены в глубоких свинцовых стаканах со стенками толщиной 50 мм, открытых сверху. Чтобы попасть в СД, квантам необходимо испытать рассеяние на большие углы (около 180 градусов), что для квантов с энергиями в десятки и сотни кэВ маловероятно. Такие большие годовые вариации трудно объяснить и вариациями температуры атмосферы.

В Апатитах развернута полная версия комплекса для мониторинга, и для этой станции имеются данные о годовых вариациях в мягкой нейтронной компоненте (бессвинцовая секция). Эти данные показывают, что годовая вариация нейтронного потока с энергиями до сотен кэВ подобна показанной на рис.2: она очень хорошо коррелирует с толщиной снежного покрова и совпадает по фазе с вариацией в гамма-излучении. Амплитуда вариации на БСНМ не превышает 5 %. Объяснение годовых вариаций на БСНМ достаточно простое и известное [4, 6]. Нейтронный фон у земли складывается из потока, приходящего сверху из

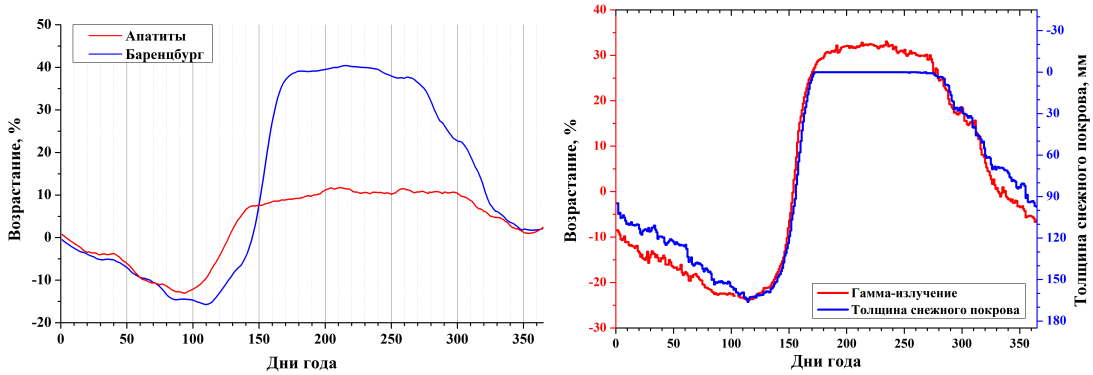


Рис. 2. Профили среднегодовой вариации гамма-излучения в приземном слое атмосферы на станциях Апатиты и Баренцбург (слева). Профили среднегодовой толщины снежного покрова и потока гамма-излучения в приземном слое атмосферы на станции Баренцбург (справа). Профили вычислены методом наложения эпох за период 2010-15 гг.

атмосферы, и потока альбедных нейтронов. Свободный нейтрон достаточно эффективно тормозится в процессе упругих столкновений с ядрами водорода, поскольку массы протона и нейтрона близки [7]. Снежный покров уменьшает поток альбедных нейтронов из почвы (снег – вещество с высоким содержанием протонов, что обеспечивает эффективное замедление нейтронов и меньший их выход в атмосферу), что ведет к уменьшению потока, регистрируемого БСНМ. Отсутствие влияния снега на НМ объясняется как раз наличием внешнего полиэтиленового слоя, обеспечивающим защиту НМ от альбедных нейтронов и других локальных причин.

4. Годовые вариации спектра гамма-излучения

Помимо измерений интегрального потока гамма-излучения ведется непрерывная регистрация дифференциального спектра в диапазоне 0.2-5 МэВ. Созданный в лаборатории измеритель дифференциального спектра собран на основе сцинтилляционного кристалла $\emptyset 150 \times 100$ мм NaI(Tl) и цифрового анализатора импульсов. Кристалла БСД имеет размер $\emptyset 150 \times 100$ мм. Время накопления одного спектра составляет 30 минут. Дифференциальный спектр гамма-излучения (спектр гамма-фона) в ясную погоду в холодный сезон имеет степенную форму с показателем $\gamma \approx -1.8$, что близко к значению для тормозного излучения [8]. В максимуме вариации (летом) в спектре гамма-излучения появляется дополнительная составляющая: спектр становится круче. Однако, распространяется такая добавка только до 600-800 кэВ. В больших энергиях спектр не меняется. В то же время при другом явлении – возрастании потока гамма-излучения при осадках – изменения спектра простираются до 2-2.5 МэВ. Факт, что сезонная вариация гамма-фона совпадает по фазе и положениям максимума и минимума с сезонной вариацией в мягкой нейтронной компоненте позволяет с достаточной долей уверенности считать эти два явления связанными. Известно, что тепловые нейтроны у поверхности земли практически не распадаются [7, 9], а вступают в ядерные реакции. Это вполне понятно, поскольку ядерные реакции с нейтронами являются беспороговыми, а собственное время жизни свободного нейтрона ($\sim$1000 сек) много больше, чем время его свободного существования в веществе. Поглощение нейтрона сопровождается выделением энергии, одним из основных каналов которой – испускание возбужденным ядром гамма-кванта. Остается пока не ясным пороговое значение вариации – 800 кэВ.

5. Заключение

В ходе мониторинга различных компонент вторичных космических лучей у поверхности земли обнаружена годовая вариация потока гамма-фона. Амплитуда ее составляет $\sim$25 % в Апатитах и 50 % в Баренцбурге. Дополнительное излучение, обусловленное этой

вариацией, накладывается на степенной спектр фонового излучения. При этом верхняя граница этого изучения составляет 600-800 кэВ. Вероятной причиной генерации этого дополнительного излучения являются нейтроны умеренных энергий (до сотен кэВ), вариация потока которых точно повторяет годовую вариацию гамма-излучения. Это предположение хорошо согласуется со свойствами указанных нейтронов: они легко вступают в ядерные реакции с ядрами окружающего вещества с последующим выделением энергии возбужденным ядром.

Мониторинг дифференциального спектра фонового гамма-излучения позволил также разделить два наблюдающихся явления: годовую вариацию и возрастание при осадках, ранее хорошо изученную нами. Хотя амплитуды этих явлений примерно равны (десятки процентов), однако, энергетический спектр у них разный. Возрастание при осадках простирается по энергии до 2.5 МэВ, при этом дополнительное излучение имеет экспоненциальную форму спектра. Изменения спектра при годовой вариации происходит только до 800 кэВ и простой функцией не описываются.

Список литературы

1. Ю. В. Балабин, А. В. Германенко, Б. Б. Гвоздевский, Э. В. Вашенюк. Вариации естественного рентгеновского фона в полярной атмосфере // Геомагнетизм и аэрономия, Т.54, № 3, 2014, с. 376–386.

2. A.V. Germanenko, Yu.V. Balabin, B.B. Gvozdevsky, E.V. Vashenyuk. Features of the flux of gamma-radiation in the lower atmosphere during precipitation. // J. of Phys. Conf. Ser., V.409, 2013, 012241.

3. Yu.V. Balabin, A.V. Germanenko, B.B. Gvozdevsky, E.V. Vashenyuk. Variations of gamma radiation spectra during precipitations // J. of Phys. Conf. Ser., V.409, 2013, 012243.

4. Дорман Л.И. “Экспериментальные и теоретические основы астрофизики космических лучей”, М.: Наука, 1975, 402С.

5. Germanenko A.V., Balabin Yu.V., Gvozdevsky B.B., Schur L.I., Vashenyuk E.V. High-energy photons connected to atmospheric precipitations. Astrophys. Space Sci. Trans., V.7, 2011, p.471-475.

6. Казарновский М.В.: Замедление и диффузия нейтронов. Цепная ядерная реакция. Физика элементарных частиц атомного ядра. Т.26 N6, 1475-1502, 1995.

7. Hendrick L.D. and Edge R.D.: Cosmic-ray neutrons near the Earth, Phys. Rev. Ser. II, 145, 1023–1025, 1966.

8. Гайтлер В. Квантовая теория излучения. М.: ИЛ, 492 с. 1956.

9. Pioch C., Mares V., Vashenyuk E.V., Balabin Yu.V., Ruehm W. Measurement of cosmic ray neutrons with Bonner sphere spectrometer and neutron monitor at 79^o N // Nucl. Instr. and Meth. A (**2010**), doi:10.1016/j.nima.2010.10.030.

Сравнение результатов методики TayAbsTEC с данными Глобальных Ионосферых Карт

Мыльникова А. А.[1], Ясюкевич Ю. В.[1,2]
[1]Институт солнечно-земной физики СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова 126а, а/я 291
[2]Иркутский государственный университет, 664003, г. Иркутск, бул. Гагарина, 20
email: manna@iszf.irk.ru

Введение

С помощью глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) по двухчастотным кодовым и фазовым измерениям псевдодальности определяется полное электронное содержание (ПЭС) в ионосфере [1]. Для решения многих задач в физике ионосферы используется наклонное ПЭС – вдоль луча спутник–приемник. Важной задачей также является восстановление абсолютного вертикального ПЭС.

Ранее нами разработана методика определения абсолютного вертикального ПЭС по данным приемников ГЛОНАСС/GPS и на её основе создан программный комплекс TayAbsTEC [2]. В работе будет проведено тестирование методики, используя данные ПЭС глобальных ионосферных карт (GIM) за полный 2009 год (минимум солнечной активности) и 2014 год (максимум солнечной активности).

Алгоритм определения абсолютного вертикального ПЭС и ДКЗ

Разработанный алгоритм имеет следующую структуру:

1. Вычисление ПЭС по данным ГНСС.

ПЭС вычисляется по фазовым и групповым измерениям на двух частотах GPS (f_1=1575.42 МГц, f_2=1227.6 МГц) и ГЛОНАСС ($f_{k1} = 1602 + K \cdot 0.5625$,$f_{k2} = 1246 + K \cdot 0.4375$, где K номер несущих частот) [3, 1].

1. Разделение рядов данных на непрерывные интервалы по времени.
2. Детектирование и устранение влияния выбросов и срывов сопровождения сигнала в данных ПЭС.
3. Устранение неоднозначности фазовых измерений.
4. Оценка вертикального ПЭС, градиентов, ДКЗ и других параметров на основе модели измерений ПЭС.

Для определения абсолютного вертикального ПЭС и ДКЗ необходимо задать модель измерений ПЭС, где одними из параметров являются вертикальное ПЭС I_V и погрешность ПЭС вследствие ДКЗ - I_{BIAS}. Далее нужно провести оценку её параметров. Наряду с I_V и I_{BIAS} параметрами модели являются широтные и долготные градиенты, временная производная ПЭС.

Модель измерений ПЭС имеет следующий вид:

$$I_M = S_j^i \cdot \left\{ \begin{array}{l} I_V(\phi_0, l_0, t_0) + G_\phi \cdot \Delta\phi_j^i + G_{q_\phi} \cdot (\Delta\phi_j^i)^2 + \\ +G_l \cdot (\Delta l_j^i)^2 + G_t \cdot \Delta t_j^i + G_{q_t} \cdot (\Delta t_j^i)^2 \end{array} \right\} + I_{BIAS_j} \quad (1)$$

и является разложением вертикального ПЭС I_V в ряд Тейлора по пространству и времени.

В модели также задается функциональная зависимость вертикального ПЭС от угла места (θ_i^j) посредством проекционного оператора S_j^i, с учетом сферичности Земли:

$$S_j^i = \left[\cos\left\{\arcsin\left(\frac{R_E}{R_E + h_{\max}}\sin\left[\alpha\cdot\left(90-\theta_j^i\right)\right]\right)\right\}\right]^{-1} \quad (2)$$

где R_E – радиус Земли, h_{max} – высота тонкого сферического слоя (450 км), θ_i^j - угол пролета спутника над горизонтом.

Далее определяются параметры модели посредством минимизации квадрата разности ПЭС, вычисленного по данным фазовых измерений с учетом фазовой неоднозначности, и модели ПЭС (1).

Для улучшения точности восстановления ПЭС в работе [4] в проекционном операторе вводится коэффициент α меньший единицы. Зависимость этого коэффициента устанавливается от выбранной высоты ионосферной точки. Нами было выявлено, что в зависимости от широты станции необходимо использовать разный коэффициент α, так как наклонное ПЭС в зависимости от угла пролета спутника меняется по-разному в разных регионах Земли [2].

Сравнение суточной динамики вертикального ПЭС

Для тестирования разработанной методики в работе проведено сравнение полученных с помощью TayAbsTEC данных I_V с картами GIM.

На первом этапе проведено сравнение суточной динамики I_V, над Иркутском (52.3 ° N., 104.3 ° E.), полученной с помощью программного комплекса TayAbsTEC и значений I_V карт GIM, публикуемых лабораторией CODE и JPL. Сравнение выполнено для нескольких дней 2009 года, минимум солнечной активности (количество солнечных пятен ~ 0) и для нескольких дней 2014 года, максимум солнечной активности (количество солнечных пятен около 110).

На рис. 1а и 1б представлены данные I_V полученные с помощью TayAbsTEC (сплошная черная линия), данные CODE (пунктирная серая линия) и JPL (штрих-пунктирная черная линия) для нескольких дней в начале и середине 2009 года (рис. 1а) и для нескольких дней в начале и середине 2014 года (рис. 1б).

Среднее значение разности между данными I_V, полученными с помощью TayAbsTEC и данными карт GIM, представлены в таблице 1.

Средняя разность между I_V полученным с помощью TayAbsTEC и данными JPL в два раза больше чем средняя разность с данными CODE. Расхождение I_V полученного с помощью TayAbsTEC с JPL в 2014 году увеличилось значительно по сравнению с 2009 (особенно для 170-172 дней), а расхождение с CODE в 2014 году изменилось незначительно.

Таблица 1

	2009 год		2014 год	
	6 – 8 день	170 – 172 день	6 – 8 день	170 – 172 день
ΔI_V JPL-TayAbsTEC	1.5 TECU	1.7 TECU	2.4 TECU	5 TECU
ΔI_V CODE-TayAbsTEC	0.7 TECU	2.2 TECU	1.2 TECU	2.4 TECU

Статистическое сравнение вертикального ПЭС

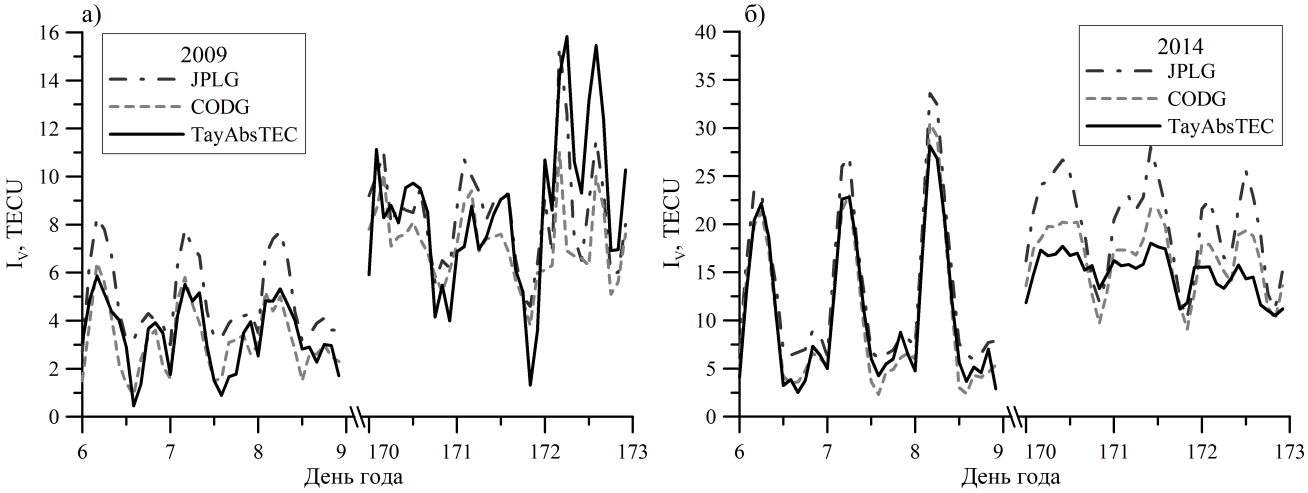


Рис. 1. I_V полученное с помощью программного комплекса TayAbsTEC (черная сплошная линия), данные CODE (пунктирная серая линия) и JPL (штрих-пунктирная черная линия) для: а) 6 - 8-го и 170 - 172-го дней 2009 года (минимум солнечной активности); б) для этих же дней 2014 года (максимум солнечной активности).

Далее в работе проведено статистическое сравнение разности между данными I_V, полученными с помощью разработанного программного комплекса TayAbsTEC и данными I_V из карт GIM, публикуемыми лабораторией JPL и CODE, для всего 2009 года (минимум солнечной активности) и для всего 2014 года (максимум солнечной активности), над Иркутском.

На рисунке 2а и 2б показаны нормированные гистограммы ΔI_V, разности между значениями I_V публикуемыми лабораторией а) CODE; б) JPL и I_V полученными с помощью TayAbsTEC для 2009 года (серый цвет), для 2014 года (черный цвет). Значения наиболее часто встречающих значений (мод) разности представлены в таблице 2.

Значение моды распределения разности для года максимума солнечной активности (2014 год) для лаборатории CODE незначительно увеличилось, по сравнению с 2009 годом.

Значение моды распределения разности в гистограмме на рис. 2б для года максимума солнечной активности (2014 года) значительно увеличилась по сравнению с 2009 годом.

Таблица 2

	2009 год	2014 год
Мода JPL-TayAbsTEC	2 TECU	3.5 TECU
Мода CODE-TayAbsTEC	0 TECU	1 TECU

Заключение

Проведено тестирование разработанной ранее методики определения абсолютного вертикального ПЭС. Тестирование проводилось с использованием данных абсолютного ПЭС карт GIM, лабораторий CODE и JPL.

Распределение значений разности абсолютного вертикального ПЭС имеет вид распределения Гаусса, присутствует систематическая и случайная ошибка. Систематическая ошибка для разности значений вертикального ПЭС лаборатории CODE и полученных с помощью TayAbsTEC составляет ∼1 TECU (0 TECU для 2009 года). Для разности с лабораторией JPL систематическая ошибка ∼3.5 TECU (2 TECU для 2009 года). Такие систематические ошибки присутствуют и при сравнении между собой значений вертикального ПЭС с карт GIM разных лабораторий [5].

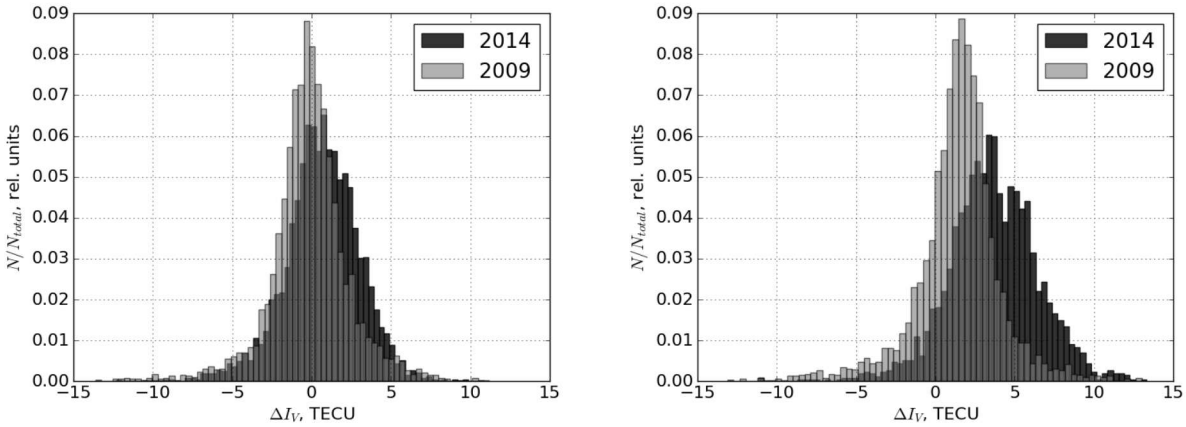


Рис. 2. Нормированная гистограмма ΔI_V разности значений вертикального ПЭС по данным GIM и TayAbsTEC. а) GIM лаборатории CODE, б) GIM лаборатории JPL. Серым цветом представлены данные для 2009 г., черным цветом – для 2014 г. (размер бина 0.45 TECU).

Разработанный программный комплекс можно использовать для расчета абсолютного вертикального ПЭС по данным локальных сетей приемников ГНСС.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 16-35-00051_мол_а и гранта № НШ-6894.2016.5 Президента РФ государственной поддержки ведущих научных школ РФ.

Литература

1. Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск: изд-во ГУ НЦ РВХ ВСНЦ СО РАМН, 2006. 480 с.

2. Ю.В. Ясюкевич, А.А. Мыльникова, В.Е. Куницын, А.М. Падохин влияние дифференциальных кодовых задержек GPS/ГЛОНАСС на точность определения абсолютного полного электронного содержания ионосферы // Геомагнетизм и аэрономия, Т. 55, № 6, Р. 790–796. 2015

3. B. Hofmann-Wellenhof, H. Lichtenegger, J. Collins Global Positioning System: Theory and Practice. New York. Springer–Verlag Wien, 1992. 327 p.

4. S. Schaer Mapping and Predicting the Earth's Ionosphere Using the Global Positioning System // Dissertation, Astronomical Institute, University of Berne, Berne, Switzerland, 25 March 1999.

5. Hernandez-Pajares M., Juan J.M., Sanz J., Garcia-Rigo A., Feltens J., Komjathy A., Schaer S.C., Krankowski A. The IGS VTEC maps: a reliable source of ionospheric information since 1998 // J. Geodesy. V. 83. № 3–4. P. 263–275. 2009.

Сравнительный анализ измерения электронной концентрации во внешней ионосфере

Ратовский К. Г.[1], Щербаков А. А.[1], Алсаткин С. С.[1], Дмитриев А. В.[2,3], Суворова А. В.[2,3]
[1]Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск, Россия
[2]МГУ имени М.В. Ломоносова, Научно-исследовательский институт ядерной физики имени Д.В. Скобельцына, г. Москва, Россия
[3]National Central University, 32001, Jhongli City, Taiwan
email: ratovsky@iszf.irk.ru, scherbakov@iszf.irk.ru, alss@iszf.irk.ru, dalex@jupiter.ss.ncu.edu.tw, suvorova_alla@yahoo.com

Сравнительный анализ измерения электронной концентрации необходим как для взаимных калибровок различных инструментов, так и для калибровок ионосферных моделей.

В работе проводится сравнение электронной концентрации, полученной на трех различных инструментах: (1) Иркутский радар некогерентного рассеяния [1] (PHP) (52.9 ° с.ш., 103.3 ° в.д.); (2) Иркутский ионозонд вертикального зондирования [2] (52.3 ° с.ш., 104.3 ° в.д.) и (3) спутник COSMIC/FORMOSAT-3 [3], измеряющий профиль электронной концентрации радиозатменным методом во время пролетов вблизи места расположения PHP. Данные инструментов сопоставлялись с Международной справочной моделью ионосферы IRI [4]. Для сравнения были использованы продолжительные непрерывные измерения на PHP (Таблица 1).

Таблица 1. Периоды продолжительных непрерывных измерений на PHP

Период наблюдений	Число дней	Число одновременных измерений	Среднегодовое значение F10.7 (с.е.п.)
05.06-19.06, 2007	15	46	73
25.08-28.09, 2008	35	44	69
01.04-18.04, 2009	16	32	71
12.01-28.02, 2010	48	62	80
16.01-16.02, 2011	32	28	114
12.04-21.04, 2011	10	6	
18.01-05.02, 2012	8	13	120
06.04-22.04, 2012	12	23	
01.01-21.01, 2013	19	49	123
21.06-30.06, 2013	9	24	
25.12-31.12, 2013	4	10	
Всего	208	337	

Для сравнения использовались 4 характеристики профиля электронной концентрации: (1) максимум электронной концентрации NmF2; (2) электронное содержание в нижней (170-300 км) части ионосферы TECb; (3) электронное содержание в верхней (300-600 км) части ионосферы TECt и (4) полное (170-600 км) электронное содержание TEC. При использовании данных ионозонда выше высоты максимума электронной концентрации hmF2, профиль рассчитывался с помощью экстраполяции слоем Чепмена с масштабной высотой, рассчитанной методом Хуанга-Рейниша.

Наиболее часто тестирование метода радиозатменных измерений проводилось для характеристик внутренней ионосферы [5], [6], [7]. Отличительной чертой наших исследова-

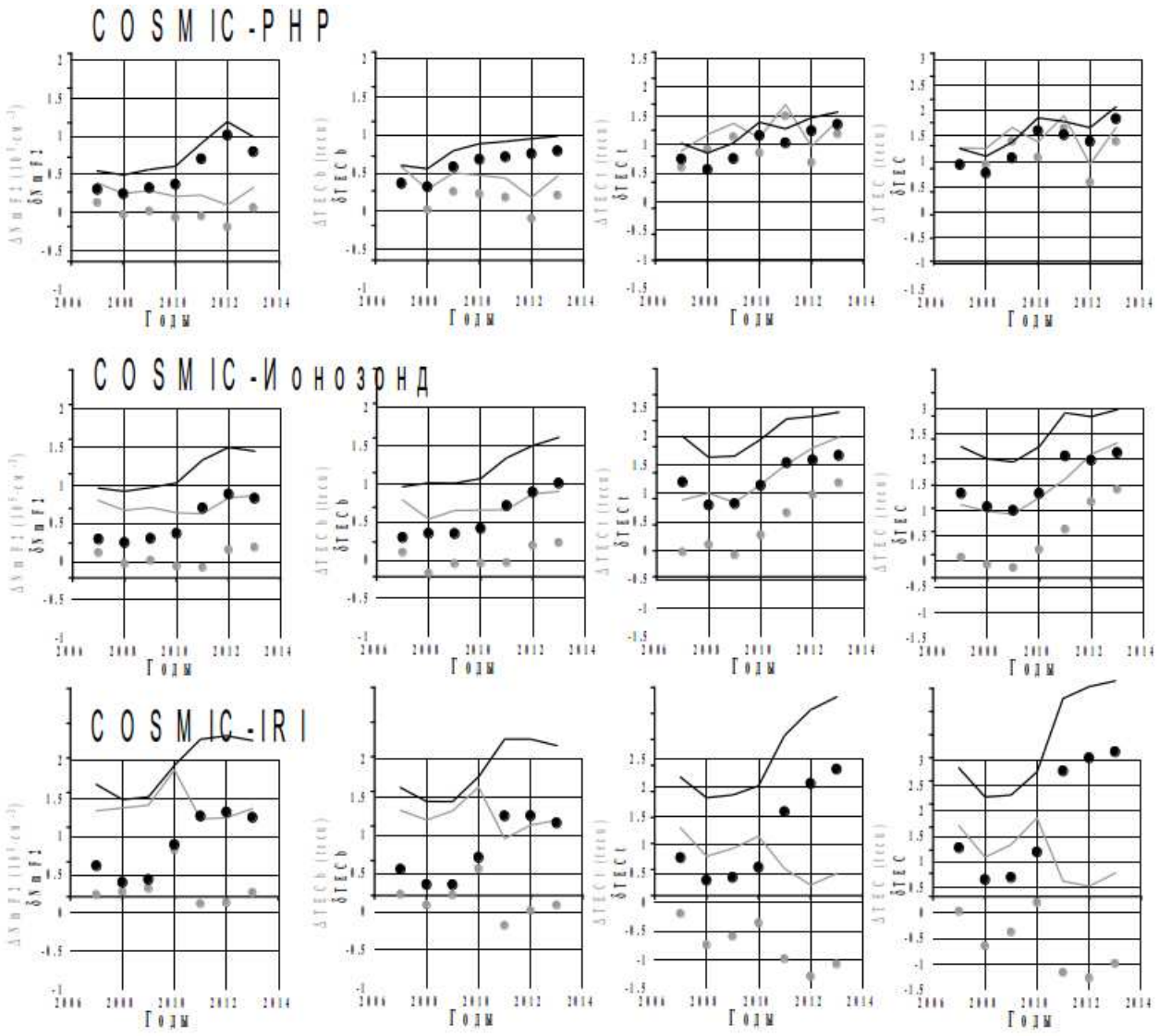


Рис. 1. Среднее (Δ, серым) и среднеквадратичное (δ, черным) отклонение между данными COSMIC и PHP (вверху); ионозонда (в середине) и модели IRI (внизу). Слева направо показаны результаты сравнения для NmF2; TECb; TECt и TEC.

ний является сопоставление характеристик как внутренней, так и внешней ионосферы в различные сезоны при низкой и умеренной солнечной активности.

Результаты сравнения показаны на Рисунке 1 в виде средних и среднеквадратичных отклонений между данными COSMIC и данными PHP, ионозонда и модели IRI для различных годов. При сопоставлении с PHP было использовано 30-80 сравнений в год, а при сопоставлении с ионозондом и моделью IRI – 700-800 сравнений в год.

Сравнение измерений максимума электронной концентрации NmF2 показывает, что между данными COSMIC и PHP отсутствуют систематические расхождения. Среднеквадратичное отклонение возрастает от $\sim 0.25 \cdot 10^5$ см$^{-3}$ при низкой солнечной активности (2007-2010 гг.) до $\sim 1 \cdot 10^5$ см$^{-3}$ при наибольшей солнечной активности для рассматриваемого периода (2012-2013 гг.). Аналогичные результаты показывает сравнение данных COSMIC и Иркутского ионозонда. Полученные значения среднеквадратичного отклонения близки к результатам, полученным при сравнении данных COSMIC и среднеширотных ионозондов: $\sim 0.6 \cdot 10^5$ см$^{-3}$ при сравнении данных ионозонда в Мохе (53.5° с.ш., 123.3° в.д.) за 2011-2013 гг. [7] и $\sim 0.2 \cdot 10^5$ см$^{-3}$ при сравнении данных европейских ионозондов за 2008

г. [6]. По всей видимости, эти результаты означают, что причиной отклонений данных COSMIC от данных РНР и ионозондов являются ошибки измерения радиозатменного метода. Радиозатменный метод (так же как и метод вертикального зондирования) основан на предположении о горизонтальной однородности ионосферы. При этом требования к горизонтальной однородности в случае радиозатменного метода (однородность на масштабах ∼1000 км) гораздо выше, чем в случае метода вертикального зондирования (однородность на масштабах ∼100 км). Возрастание среднеквадратичного отклонения с ростом солнечной активности объясняется возрастанием фонового NmF2, и как следствие, возрастанием горизонтальных градиентов электронной концентрации. Отметим, что расхождения между различными методами измерений меньше чем между измерениями и моделью IRI.

Результаты сравнения электронного содержания в нижней части ионосферы TECb в целом близки к результатам сравнения NmF2. Основное различие, заключается в том, что данные COSMIC систематически завышают данные РНР (в отличие от ионозонда) на небольшую величину порядка 0.2 tecu. Причиной различия сравнений COSMIC-РНР и COSMIC-Ионозонд могут являться эффекты экстраполяции профиля электронной концентрации для случаев, когда hmF2 существенно меньше 300 км.

Результаты сравнения электронного содержания в верхней части ионосферы TECt существенно отличаются от результатов сравнения NmF2 и TECb. Во-первых, данные COSMIC систематически завышают данные РНР на заметную величину ∼1 tecu (от 0.6 tecu в 2007 г. до 1.5 tecu в 2011г.), которая близка к среднеквадратичному отклонению (от 0.6 tecu в 2008 г. до 1.4 tecu в 2013г.). Отметим, что систематическое завышение не имеет отчетливой зависимости от солнечной активности. Во-вторых, сравнение COSMIC-РНР существенно отличается от сравнения COSMIC-Ионозонд, что неудивительно, поскольку данные ионозонда на высотах 300-600 км практически всегда получены методом экстраполяции профиля электронной концентрации. В-третьих, мы не можем сказать, что расхождения между различными методами измерений меньше чем между измерениями и моделью IRI. Данные модели IRI систематически завышают данные COSMIC, которые в свою очередь систематически завышают данные РНР (при этом абсолютная величина систематического расхождения немного меньше в случае COSMIC-IRI). Среднеквадратичное отклонение для COSMIC-РНР меньше чем для COSMIC-IRI при высокой солнечной активности и больше при низкой. Интерпретация результатов сравнения TECt не столь очевидна как в случае NmF2 и TECb. Для выяснения источника систематического различия в данных COSMIC и РНР нами были произведены расчеты профилей мощности рассеянного сигнала на основе ряда профилей электронной концентрации, полученных COSMIC. Расчеты показали, что COSMIC действительно дает завышенную оценку электронного содержания в верхней части ионосферы. Причины того, почему COSMIC систематически завышает электронную концентрацию в верхней ионосфере, не очевидны, можно лишь отметить случаи систематического расхождения при измерениях NmF2 между COSMIC и ионозондами, расположенными на широтах 18-40^o [7].

Результаты сравнения полного электронного содержания TEC = TECb + TECt естественным образом отражают результаты сравнения TECb и TECt. Данные модели IRI систематически завышают данные COSMIC (0.6±1.8 tecu), которые в свою очередь систематически завышают данные РНР (1.1±1.3 tecu).

Подводя итог сравнительному анализу измерения электронной концентрации различными методами, мы можем сделать следующие выводы.

В случае сравнения параметров нижней части ионосферы (TECb и NmF2) систематические расхождения отсутствуют либо малы, а среднеквадратичные отклонения могут быть объяснены ошибками измерения радиозатменного метода. Эти ошибки увеличиваются с ростом солнечной активности.

В случае сравнения параметров верхней части ионосферы (TECt и TEC) выявлены систематические расхождения. Данные COSMIC завышают данные РНР на ∼1 tecu, причем завышение не имеет отчетливой зависимости от солнечной активности. Расчеты профилей мощности сигнала некогерентного рассеяния на основе ряда профилей электронной концентрации, полученных COSMIC, показали, что COSMIC действительно дает завышенную оценку электронного содержания в верхней части ионосферы. Причины систематических расхождений не очевидны, можно лишь отметить случаи систематического расхождения при измерениях NmF2 между COSMIC и ионозондами, расположенными на широтах 18-40^o [7].

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ ННС Тайваня в рамках совместного научного проекта № 14-05-92002 ННС_а / NSC103-2923-M-006-002-MY3.

Литература

1. Потехин А.П., Медведев А.В., Заворин А.В., Кушнарев Д.С., Лебедев В.П., Шпынев Б.Г. Развитие диагностических возможностей Иркутского радара некогерентного рассеяния // Космические исследования. – 2008. – Т. 46. – № 4. – С. 356-362.

2. Reinisch B.W., Haines D.M., Bibl K., Galkin I., Huang X., Kitrosser D.F., Sales G.S., Scali J.L. Ionospheric sounding support of OTH radar // Radio Science. – 1997. – V. 32. – No 4. – P. 1681-1694.

3. Tsai L.C., Tsai W.H., Schreiner W.S., Berkey F.T., Liu J.Y. Comparisons of GPS/MET retrieved ionospheric electron density and ground based ionosonde data // Earth Planets Space. – 2001. – V. 53. – No 3. – P. 193-205.

4. Bilitza D., Altadill D., Zhang Y., Mertens C., Truhlik V., Richards P., McKinnell L.-A., Reinisch B. The International Reference Ionosphere 2012 - a model of international collaboration // Journal of Space Weather and Space Climate. – 2014. – V. 4. – No A07. – P. 1-12.

5. Cherniak Iu.V., Zakharenkova I.E. Validation of FORMOSAT-3/COSMIC radio occultation electron density profiles by incoherent scatter radar data // Advances in Space Research. – 2014. – V. 53. – No 9. – P. 1304-1312.

6. Krankowski A., Zakharenkova I., Krypiak-Gregorczyk A., Shagimuratov I.I., Wielgosz P. Ionospheric electron density observed by FORMOSAT-3/COSMIC over the European region and validated by ionosonde data // Journal of Geodesy. – 2011. – V. 85. – No 12. – P. 949-964.

7. Hu L., Ning B., Liu L., Zhao B., Li G., Wu B., Huang Z., Hao X., Chang S., Wu Z. Validation of COSMIC ionospheric peak parameters by the measurements of an ionosonde chain in China // Annales Geophysicae. – 2014. – V. 32. – No 10. – P. 1311-1319.

Сравнительный анализ лидарных, радиозондовых и спутниковых измерений температуры в нижней стратосфере региона Западной Сибири

Маричев В. Н., Бочковский Д. А.
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск
email: marichev@iao.ru, moto@iao.ru

Ранее нами в работе [1] сообщалось об измерении температуры в тропосфере лидаром с приемным зеркалом диаметром 1м и передатчиком на базе эксимерного XeCl-лазера. В лидаре использовался канал для приема СКР-сигналов на первом колебательно-вращательном переходе молекул азота. Возбуждение данного перехода молекут N_2(384нм) производилось излучением на длине волны 353нм, получаемой, в свою очередь, при ВКР-преобразовании лазерного излучения с длиной волны 308нм в кювете с водородом.

В плане дальнейшего развития технологии измерений температуры в атмосфере была проведена модернизация вышеуказанного лидара. В лидаре были созданы три канала для приема сигналов СКР и упругого рэлеевского рассеяния света, что позволило охватить диапазон измерений температуры во всей стратосфере и нижней термосфере от 10 до 60км. В качестве передатчика использовался Nd-YAG лазер с генерацией на второй гармонике 532нм. Прием СКР-сигналов проводился на возбужденном излучением лазера колебательно -вращательном переходе молекул азота 607нм.

Блок-схема лидара в его современном состоянии представлена на рис.1.

Луч лазера направляется в коллиматор 2 и затем сколлимированный пучок через плоское зеркало 3 выводится вертикально в атмосферу.

Обратнорассеянное излучения поступает на телескоп системы Ньютона 4 с диаметром главного зеркала 1 м и фокусным расстоянием 2 м. В фокальной плоскости телескопа установлена полевая диафрагма 6, предназначенная для формирования поля зрения приемной антенны и выполняющая, в конечном счете, роль пространственной селекции сигналов. Отфильтрованные от фоновых засветок оптические сигналы направляются в приемный блок, в котором производится их спектральная селекция и фотоэлектронное преобразование. В приемном блоке установлены четыре фокусирующие линзы 7, 8, 9,10, дихроичная пластина 11 для разделения излучений на длинах волн 532 и 607нм, пластина 12 для разделения излучения на длине волны 532нм на пучки с примерным процентным соотношением 10% и 90% (уменьшение динамического диапазона при приеме сигналов ближней и дальней зон) и интерференционные светофильтры 532(13) и 607(14) нм. Разделенные оптические сигналы по трем отдельным каналам через фокусирующие линзы поступают на фотосенсорные модули 15, 16, 17, где происходит их преобразование в электрические сигналы. Преобразование световых сигналов осуществляется в режиме счета фотонов. Далее производится их регистрация 18 с дальнейшей передачей данных в компьютер для сбора и накопления 19.

Зондирование проводится в ночное время суток. Используемое вертикальное разрешение измерения сигнала (длина строба) составляет 192м (при этом дискрет по стробу равен 12м). Единичная серия измерений равнялось 10мин., а среднее время проведения измерений за ночь – около двух часов Восстановление температурных профилей из СКР-сигналов проводился через концентрацию молекул азота, т.е. через плотность атмосферы. Для расчета температуры T по СКР-сигналам было получено выражение, аналогичное для расчета температуры по рэлеевским сигналам [1,2]

$$T(H) = \frac{P_1(H)P_2(H)}{N(H)H^2}\left[\frac{N(H_m)}{P_1(H_m)P_2(H_m)}T(H_m) + \frac{1}{R^*}\int\limits_{H_m}^{H}\frac{N(h)h^2g(h)dh}{P_1(h)P_2(h)}\right]$$

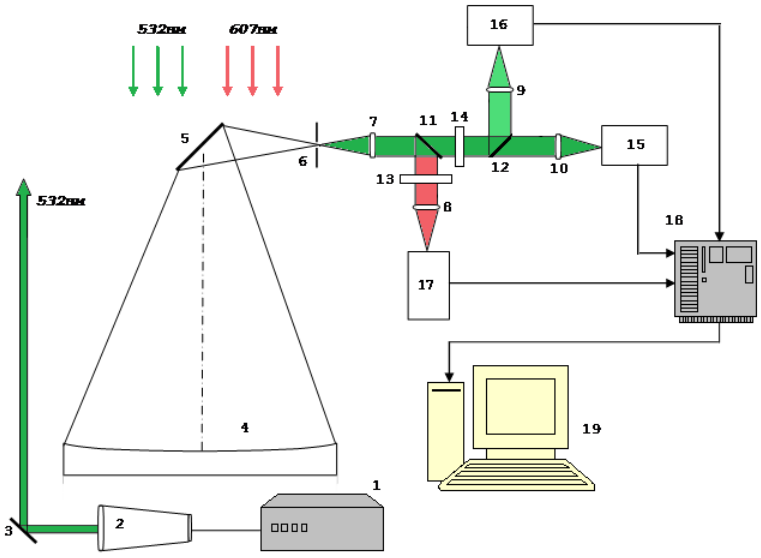


Рис. 1. Структурная схема лидара. 1 – лазер, 2 – коллиматор, 3 – плоское зеркало, 4 – главное параболическое зеркало, 5 – плоский контротражатель, 6 – диафрагма, 7, 8, 9, 10 – фокусирующие линзы, 11 – дихроичная пластина, 12 – светоделительная пластина, 13, 14 – интерференционные светофильтры, 15,16,17 - фотосенсорные модули, 18 – счетчик фотонов, 19 – вычислительная техника.

Здесь $P_1(H), P_2(H)$– прозрачность атмосферы от уровня расположения лидара до высоты H на длинах волн 532 и 607 нм, R^* – удельная газовая постоянная, $g(h)$ – ускорение свободного падения, H_m – максимальная высота, с которой регистрируются достаточно надежные для обработки сигналы (так называемая высота калибровки, на которой задаются граничные значения температуры $T(H_m)$).

Сравнение лидарных измерений температурных профилей в нижней стратосфере, полученных методом СКР, проводилось с данными радиозондовых и спутниковых измерений. В качестве независимых данных были взяты профили температуры, полученные на аэрологической станции г. Новосибирска (удаление от Томска 210км) и со спутника "Аура"[3]. Результаты лидарных измерений температуры, полученные за длительный период март-декабрь 2015г. представлены на рис.2.

Как видно из рисунка, измерениями по СКР-сигналам был освоен высотный диапазон от 10 до 25км. Выше для расчета температуры использовались сигналы рэлеевского рассеяния света, на которые в том числе производилась калибровка сигналов СКР. В большинстве случаев отмечается достаточно хорошее соответствие вертикального распределения температуры, полученное из лидарных, радиозондовых и спутниковых измерений. По представленным выше графикам был рассчитан средний разброс измеренных значений температуры, приведенный в таблице 1.

Таблица1.Разброс данных измерений температуры лидаром по сравнению с радиозондом и спутником "Аура".

Оцененный разброс между экспериментальными измерениями на высотах от 15 до 30км не выходил из интервала стандартной ошибки лидарных измерений температуры, который на высотах 15, 20 и 25км не превышал 2.4%, 5% и 10% для расчета по сигналам СКР и на высотах 25 и 30км - 4% и 10% - для расчета по сигналам упругого рассеяния света.

Таким образом, сравнение данных лидарных и радиозондовых , а также спутниковых измерений температуры дало их очень хорошее и качественное и количественное совпа-

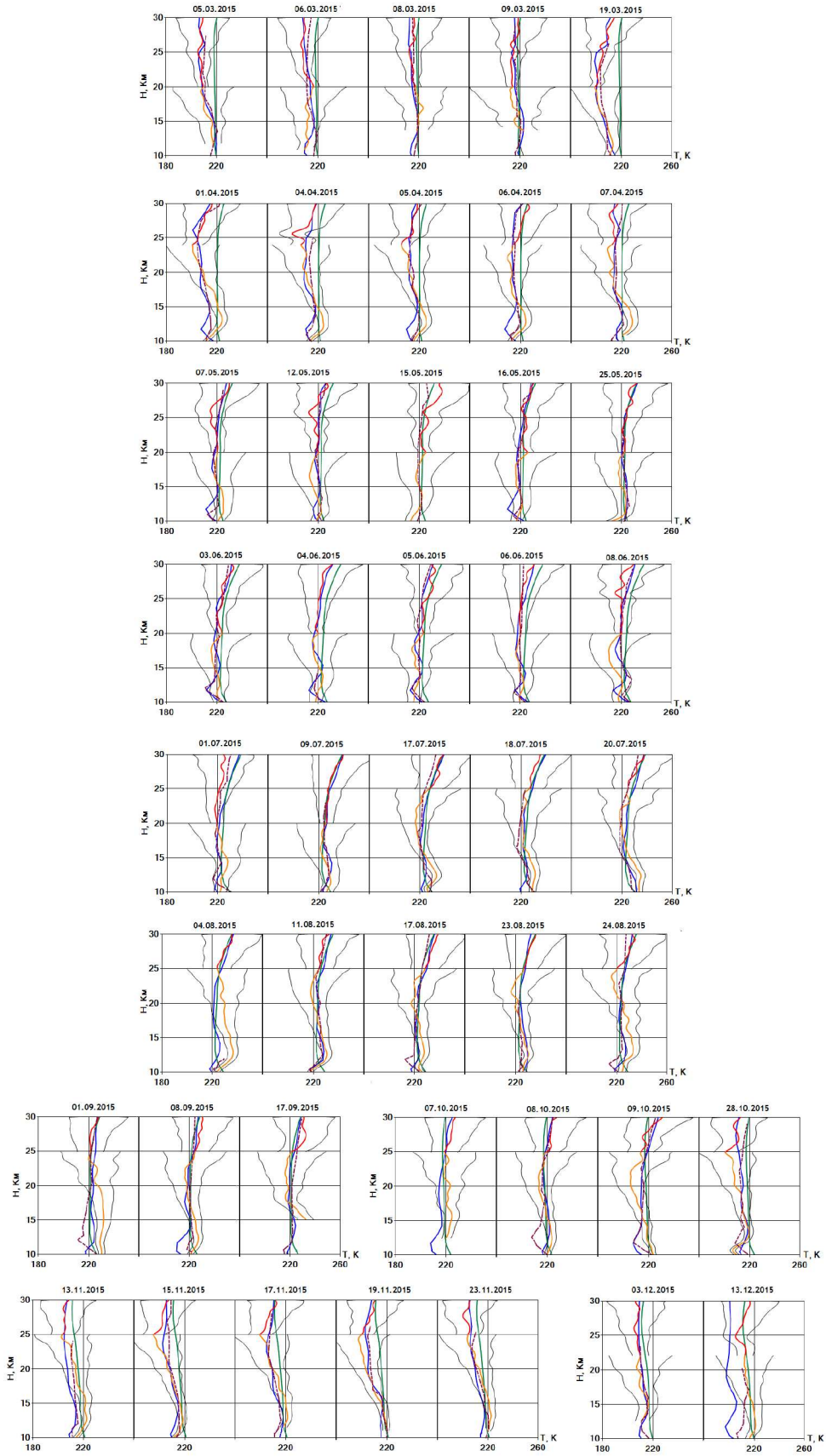


Рис. 2. Результаты измерений температуры лидаром в сравнении с радиозондовыми и спутниковыми измерениями. Кривые цвета: желтого - лидар, СКР; красного -лидар, релеевское рассеяние; черного - стандартное отклонение лидарных измерений; синего - спутник "Аура"; зеленого - модель CIRA-86[4]. Штриховая кривая - радиозонд.

Высота	Зонд	Кол-профилей	Аура	Кол-во профилей
10 км	3,27	38	4,59	36
15 км	3,68	41	4,06	42
20 км	2,82	40	2,14	42
25 км	3,69	36	2,97	42
30 км	4,38	31	1,96	42

дение. Полученный результат показал перспективность лидарного СКР-канала с использованием первого колебательно-вращательного перехода молекул азота на длине волны 607нм при накачке лазерной гармоникой с длиной волны 532нм для измерения температуры в нижней стратосфере. При одновременной работе на каналах рамановского и рэлеевского рассеяния света, как это было показано нами в работе [5],были получены протяженные профили температуры в области высот от 7 до 60км, охватывающую верхнюю тропосферу и среднюю атмосферу.

Работа выполнена при финансовой поддержки гранта Президента РФ НШ4714.2014.5 в части проведения мониторинговых измерений, гранта РНФ №14-27-00022 в части модернизации лидарного комплекса МСВЗА и гранта РФФИ № 16-05-00901 в части анализа данных лидарного зондирования стратосферы.

Литература

1. Зуев В.В., Маричев В.Н., Бондаренко С.Л., Долгий С.И., Шарабарин Е.В. Предварительные результаты зондирования температуры в тропосфере СКР-лидаром на первом колебательно-вращательном переходе молекул азота. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. № 12. С. 1609-1611.

2. Зуев В.В., Маричев В.Н., Бондаренко С.Л. Лидарные измерения температуры по релеевскому рассеянию света в нижней стратосфере за период май-декабрь 1995г. //Оптика атмосферы и океана. 1996. Т.9.№10, С.1386-1393.

3. http://mirador.gsfc.nasa.gov

4. Rees D., Barnett J.J., Labitske K. COSPAR International Reference Atmosphere: 1986. Part II, Middle Atmosphere Models // Adv. Space Res. 1990. V. 10, N 12. 525 p

5. В.Н.Маричев.Комбинированный метод оптического зондирования нижней и средней атмосферы.// Оптика атмосферы и океана. 2016. Т.2 9. № 3. С.

Ударная волна в ионосфере в момент землетрясения

Кузнецов В. В.
Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН с. Паратунка, Камчатский край
email: vvkuz38@mail.ru

Предлагается принципиально новая модель образования ударной акустической волны (УАВ) в атмосфере и ионосфере. Эта волна, в рамках развиваемой автором ударно-волновой (УВ) модели землетрясения, рассматривается как афтершок основного землетрясения. Такая ситуация возможна только при условии, что среда в области очага землетрясения оказывается квантово сцепленной со средой переохлажденного водного облака, где, собственно, и возникает УАВ. Между литосферой и атмосферой происходит телепортация квантового состояния (КС) протонов одной среды с КС протонов – другой, и в переохлажденной водной среде генерируется УАВ, которая достигает ионосферы, где и регистрируется.

Введение

В течение последних 25 лет разрабатывается принципиально новая ударно-волновая модель землетрясения (1). На конференции в ИКИРе в 2004 г. я познакомил с этой моделью профессора Э.Л. Афраймовича из Иркутска. Ему понравилась моя идея, и в ответ он ознакомил меня со своими работами по регистрации УАВ в ионосфере по анализу сигналов полного электронного содержания (ПЭС), полученных с GPS- датчиков (рис. 1).

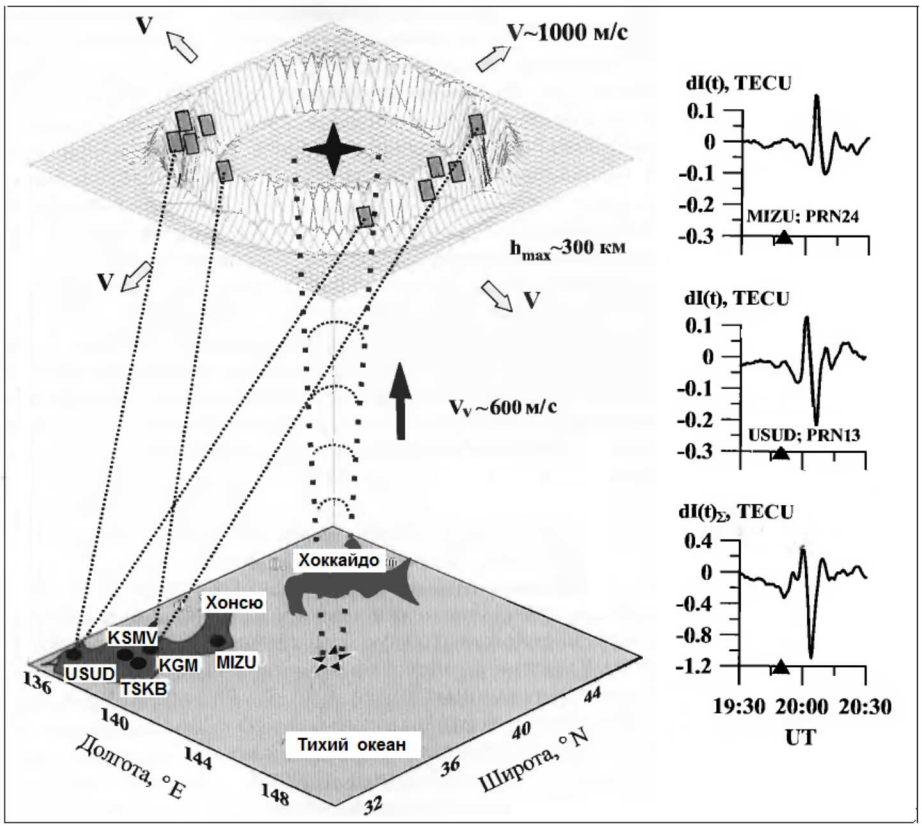


Рис. 1. Схема генерации и детектирования УАВ во время землетрясения 25.09.2003 в Японии. Звездочка – эпицентр землетрясени, крестик – вторичный источник, точки – станции GPS, прямоугольники – ионосферные точки. Справа – вариации ПЭС во время землетрясения у о. Хоккайдо 25.09.2003 (2).

Позже, когда я ознакомился с этими работами подробнее, меня категорически не устроила интерпретация обнаруженного группой Афраймовича эффекта возникновения УАВ в ионосфере. Авторы этих работ полагали, что УАВ возникает на земной поверхности в эпицентре землетрясения в результате действия т.н. “сильных движений” грунта в момент основного удара. Я знаком с результатами многих наблюдений сильных движений в момент землетрясения, с одной стороны, и знаком с экспериментами по генерации ударных волн в различных средах, с другой. Скорости вертикальных перемещений грунта в момент очень сильных землетрясений оказываются значительно меньше скорости звука в воздухе. Этот факт “отсекает” идею генерации УАВ таким способом. Однако наблюдения поведения волн электронной плотности в ионосфере однозначно говорят о том, что мы имеем дело именно с УАВ. К сожалению, я занялся решением этой проблемы слишком поздно (2014) и не мог сообщить об этом автору, т.к. Эдуард Леонтьевич к этому времени уже скончался (2009). Свой доклад я посвящаю светлой памяти Э.Л. Афраймовича.

Наблюдение ударных волн в ионосфере в момент землетрясения

В работах группы Афраймовича была оценена высотаh предполагаемого источника ($h \approx 300$ км). Источником ионосферного возмущения во время землетрясения являлся не эпицентр, а область расположенная на высоте F_2 слоя ионосферы над эпицентром. Вторичный источник “включается” через 8-9 минут после главного толчка. Скорость распространения сигнала в атмосфере при этом оказывается порядка 600 м/с, что примерно вдвое больше принятой величины скорости звука. Легко показать, что эта модель ошибочна.

Наша модель

Принятая нами модель призвана объяснить возможность проявления квантовой связанности (запутанности, сцепленности) между процессами, происходящим в литосфере и атмосфере. В качестве элемента сцепленности могут быть, например, использованы протоны водородных связей, присутствующих как в воде, но и во многих геологических средах, например, в калисините.

Образование УВ в литосфере

Обратимся к экспериментам по сжатию калисинита – минерала гидрокарбоната калия ($KHCO_3$). Этот минерал давно изучается как объект, обладающий водородными связями, в которых проявляются свойства квантовой запутанности. Сжатие калисинита приводит к резкой, одновременной по всему объему образца, перестройке структуры водородных связей (рис.2), что вызывает изменение его удельного объема (т.е. плотности) и, соответственно, (согласно нашей модели) генерацию ударной волны. Аналогичные результаты получены и на других образцах горных пород, в составе которых находятся атомы водорода и кислорода (азота, фтора и др.). Как отмечалось авторами многих исследований, такие перестройки водородных связей происходят мгновенно в больших объемах, именно эта особенность и названа их кооперативностью.

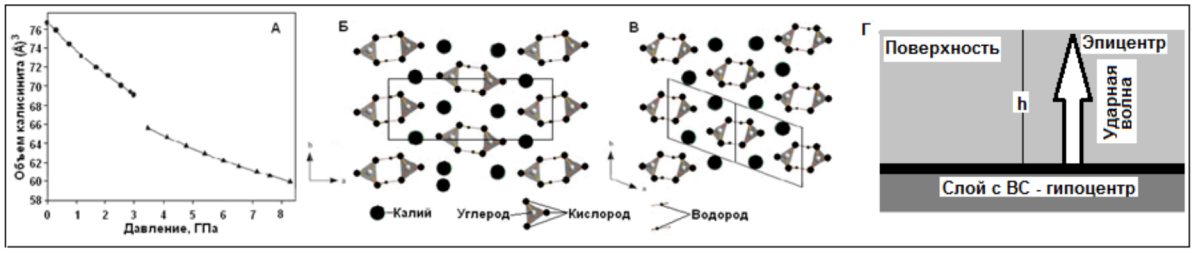


Рис. 2. Изменение удельного объема ($\Delta V/V = 4$ %) в калисините при давлении 3.2 ГПа – А, изменение пространственной структуры калисинита - Б, В. (3). Формирование ударной волны в слое с водородными связями - Г.

Водородная связь

Водородная связь - особый вид связи, возникающий за счет того, что атом водорода, связанный с сильно электроотрицательным элементом (азотом, кислородом, фтором и др.), испытывает недостаток электронов и поэтому способен взаимодействовать с неподеленной парой электронов другого электроотрицательного атома этой же или другой молекулы. Наличие водородных связей и их кооперативные свойства, в частности, в воде приводит к тому, что её свойства изменяются в зависимости от количества водородных связей. Так, например, во льду водородных связей много, их количество уменьшается по мере того, как лед тает. В талой воде водородных связей – меньше, ещё меньше их в нагретой воде и практически нет – в воде кипящей. Если бы вода полностью лишилась возможности образовывать водородные связи, то превратилась бы в пар, конденсирующийся в жидкость при 100 $^{\circ}$C. Водородные связи присутствуют не только в воде, но и в литосфере, определяя её особые свойства. Природа водородной связи состоит в том, что электронная плотность на линии H...O (N, F и т.п.) смещается к отрицательному атому. Это способствует сближению электронов отрицательных атомов соседних молекул. В результате расстояния O - O, O - N и т.п. становятся значительно меньше чем они были бы без атома H.

Энергия землетрясения

Оценим величину энергии, необходимой для операции сжатия калисинита, показанного на рис 2-А. Внешнее давление $p = 3$ ГПа приводит к изменению объема среды (ΔV) примерно на 5%, что составляет около 100 Дж см$^{-3}$. На рис. 2-Б и В изображен т.н. структурный фазовый переход типа “упорядочение – разупорядочение”. В этой работе приведены величины энтальпий таких переходов для широкого спектра кристаллов. Можно принять, что при переходе выделяется (поглощается) энергия порядка 0.5 эВ на одну связь (1 эВ $\approx 10^{-19}$ Дж). Рассмотрим, насколько энергия, выделяющаяся при разрушении (излома, поворота и пр.) водородной связи, согласована с оценкой, полученной из соотношения $E = p\Delta V$.

Наличие водородных связей у минералов, находящихся под внешним давлением, может обеспечить необходимую для генерации ударной волны энергию.

Квантовая сцепленность

Квантовая сцепленность (запутанность) как новое перспективное научное направление журналом “Наука в фокусе” (по материалам BBC Science Focus, №2, 2014) включено в список “20 ВЕЛИКИХ ИДЕЙ”. Наука не может существовать без потрясений и исследовательского азарта. В любое время её питают Великие Идеи. Часть из них ошибочны, другие приводят к новым прорывам. Разработка таких идей и попытки их опровергнуть двигают науку вперед. Побочным результатом становятся достижения в технике и появление новых отраслей науки... Среди этих 20-ти идея №6 – квантовая запутанность.

О том, что это совсем новое веяние в физике, говорит хотя бы то, что у него нет устоявшегося русского названия. По-английски все однозначно: Quantum Entanglement. А вот по-русски... Квантовая нелокальность, квантовая сцепленность, запутанные квантовые состояния... Кажется, постепенно побеждает термин “квантовая запутанность.

Именно квантовое запутывание лежит в основе таких прорывных направлений, как квантовая телепортация, квантовый компьютер и квантовая криптография.

Квантовая телепортация

КТ – это передача квантового состояния (КС) на любое, сколь угодно большое расстояние при помощи разъединенной в пространстве сцепленной пары (пара, находящаяся в состоянии квантовой запутанности) и канала связи. При этом в точке отправления квантовое состояние разрушается, а затем воссоздается в точке приема. Например, классическим примером КТ может служить передача КС протонов ВС переохлажденной воды циклона в Карском море протонам ВС камфары штормгласса в Новосибирске (site www.vvkuz.ru

статья № 73. 2015).

Квантовая природа афтершоков

Временная последовательность землетрясений, в том числе и афтершоков, –фликкер-шум. Проведенные в последние годы исследования квантовой сцепленности показали, что фликкер-шум присущ многочастичным квантово запутанным (сцепленным) системам. Отсюда следует, что природа афтершоков – квантовая.

Что такое УАВ?

В Интернете приведены любопытные кадры испытания макета ударно-акустической "пушки". Генерируемая в этом устройстве УАВ приводит к разрушению специально построенных макетов (муляжей) строений, расположенных на расстоянии в нескольких десятков метрах от пушки. В камере пушки происходит генерация УАВ при объемной детонации взрывчатого вещества, находящегося в виде аэрозолей. Из "ствола" пушки во время "выстрела" ничего не выбрасывается, только излучается ударная волна, которая и производит эффект разрушения. Эти эксперименты можно считать механистической моделью рассматриваемого нами природного явления генерации акустической ударной волны. Роль детонации, в нашем случае, исполняет ударная кристаллизация переохлажденной воды в облаке.

Ударная кристаллизация и образование УВ

Наша модель УАВ, как альтернатива модели Афраймовича, представлена на рис. 3.

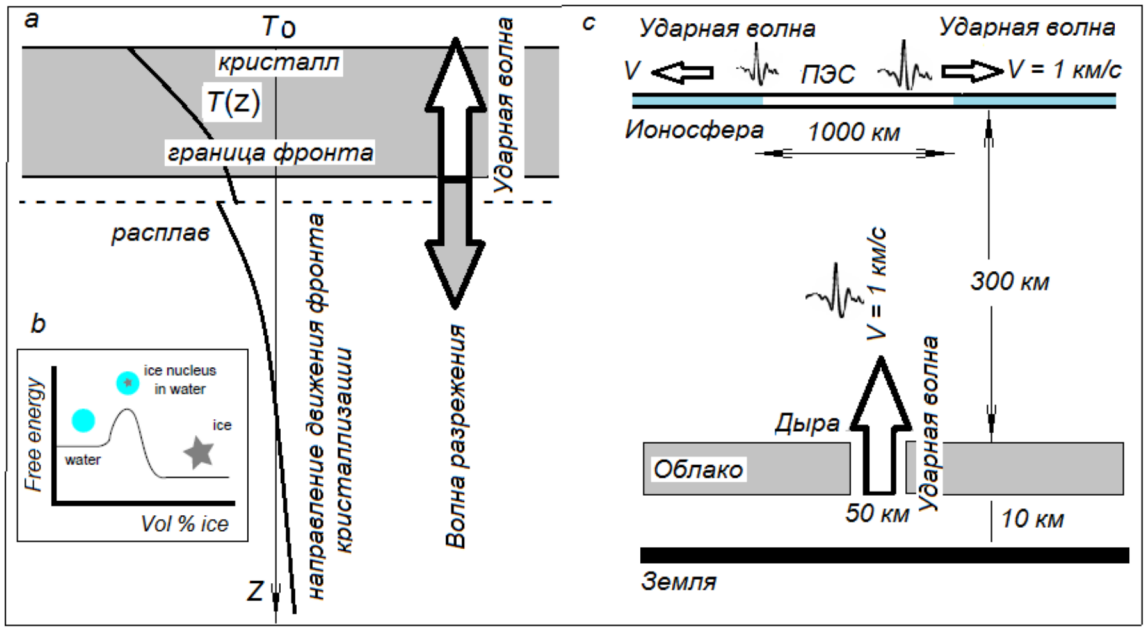


Рис. 3. Возникновение в переохлажденной воде облака ударного фронта кристаллизации. – волны разрежения и УАВ – *a*. Сравнительная энергия частиц (Free energy) снежинки (ice), водных капель с ядрами льда и капель без льда –*b*. УАВ достигает ионосферы и распространяется по ней. В облаке после прохождения ударной кристаллизации остается дыра - *c*.

Наша модель базируется на экспериментальных и теоретических результатах исследований ударной кристаллизации переохлажденной воды. Модель попутно находит решение двум задачам: возникновение круглых дыр в облаках и появление "грома среди ясного неба". Разность энергий между льдинками и каплями с ледяными зародышами (рис. 3-*b*) определяет энергию УАВ.

Литература

1. Кузнецов В.В. Ударно-волновая модель землетрясения (I). Сильные движения землетрясения как выход ударной волны на поверхность// Физическая мезомеханика. –2009. – Т. 12. – No 6. – С. 87-96.

2. Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск: ГУНЦ РВХ СВНЦ СО РАН, 2006.

3. Allan D.R., Marshall W.G., Pulham C.R. The high-pressure crystal structure of potassium hydrogen carbonate ($KHCO_3$)// American Mineralogist. – 2007. – V. 92. – P.1018-1025.

Частотный и временной анализ эффекта восхода Солнца в электрическом поле приземного слоя атмосферы

Смирнов С. Э.
Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с Паратунка Камчатский край.

В условиях хорошей погоды наблюдается характерный суточный ход напряженности атмосферного электрического поля с максимумом в утреннее время. Получены статистические оценки параметров эффекта: времени начала, времени максимума и его интенсивности и длительности. Экспериментально показано, что максимум суточного хода напряженности атмосферного электрического поля связан с высотным распределением температуры воздуха. На восходе Солнца в спектрах мощности напряженности электрического поля усиливаются колебания в полосе периодов T < 1 ч. Колебания в полосе периодов 2,0-2,5 ч вызваны удаленными источниками выше динамо-области ионосферы, а колебания в полосе периодов 0,5-1 ч – источниками в нижней атмосфере. Предложен возможный механизм генерации этих колебаний, связанный с вихревым движением конвективных ячеек, зарождающихся на восходе Солнца в обменном слое атмосферы.

1. Введение

Над океанами и на открытых пространствах в полярных областях в условиях хорошей погоды одновременно наблюдаются подобные суточные вариации напряженности электрического поля (НЭП) в приземной атмосфере в зависимости от мирового времени. Это так называемая “унитарная вариация” (UT- вариация) с максимумами в 18-19 UT (зимой) и 20-21 UT (летом), обусловленная суточными вариациями глобальной грозовой активности. Однако в измерениях электрических полей в приземной атмосфере на материковых станциях существенное влияние на суточные вариации оказывают местные метеорологические процессы, которые подавляют “унитарную вариацию”. Для выделения различных эффектов в суточных вариациях элементов атмосферного электричества, наблюдения, как правило, проводят в условиях так называемой “хорошей погоды”. Но даже в таких условиях наиболее ярким локальным эффектом в суточных вариациях НЭП имеет место так называемый “эффект восхода” Солнца, который проявляется в усилении напряженности поля, увеличении токов проводимости и величины пространственного заряда.

Известно, что солнечный терминатор (СТ) является эффективным источником волн в атмосфере Земли (см., например, обзор [1]. По определению, СТ – это переходная область, разделяющая атмосферу от полной тени до области, освещенной полным диском Солнца. В этой области в результате изменения солнечной радиации возникает горизонтальный градиент температуры и соответственно изменяются другие геофизические параметры (давление, плотность среды). Эта область имеет конечную ширину в пространстве в зависимости от широты, высоты и геофизических условий, а по времени совпадает с периодами восхода и захода Солнца. В результате движения СТ со скоростью вращения Земли происходит генерация атмосферных волн на различных высотах в широком диапазоне периодов. Первоначально они были обнаружены различными радиофизическими методами преимущественно на ионосферных высотах в полосе периодов от нескольких минут до нескольких часов, которые относятся к диапазону акустико-гравитационных волн (АГВ) [1].

В данной работе обобщаются результаты исследований эффекта восхода Солнца в частотной и временной области по наблюдениям геофизических и метеорологических параметров на обс. “Паратунка” [2-4].

2. Методы измерений

Наблюдения проводились на Камчатке в обс. “Паратунка” ИКИР ДВО РАН ((λ = x58sy5 $^\circ$ E; φ=5ys9 $^\circ$ N). Измерения напряженности электрического поля проводилось датчиком “Поле-2”, разработанным в филиале Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейково – научно-исследовательским центром дистанционного зондирования атмосферы. “Поле-2” установлен на полигоне в 200 м от административного здания на высоте 3 м, площадка вокруг него расчищена от деревьев в радиусе 12 м. Регистрация проводится 14-битным АЦП с частотой дискретизации 1 с.

Контроль за метеорологическими параметрами проводится цифровыми метеостанциями WS-2000 и WS-2300. Данные поступают на станцию по радиоканалу на частоте 433 МГц. Один датчик температуры воздуха установлен на высоте 3 м на теневой стороне административного здания. Другой температурный датчик установлен на вышке на высоте 25 м. Частота опроса метеоданных составляет 10 мин.

Электропроводность воздуха измерялось прибором “Электропроводность-2”, разработанным также в филиале Главной геофизической обсерватории.

Для комплексной обработки экспериментальных данных, кроме записей НЭП, были использованы также записи горизонтальной компоненты геомагнитного поля в обсерватории “Паратунка” (HP).

3.Основные результаты и обсуждение

В условиях хорошей погоды на обс. “Паратунка” наблюдался типичный суточный ход НЭП, изображенный на рис. 1. Локальное время обсерватории отличается от мирового на 12 часов. Максимум суточного хода наблюдается в утренние часы местного времени. Иногда появляется вечерний локальный максимум, который по амплитуде гораздо меньше утреннего. Для выявления природы утреннего максимума были исследованы суточные хода НЭП и вертикального градиента температуры в условиях хорошей погоды за 2005 — 2009 гг. Для оценки действия конвективного генератора, наиболее ярко проявляющегося на восходе Солнца, в качестве меры интенсивности конвективного потока воздуха была выбрана разность температур на фиксированных высотах 3 и 25 м. Пример сопоставления суточных кривых НЭП с разностью температур показан на рис. 1. Наиболее близко связь вариаций НЭП с разностью температур проявляется на восходе Солнца с коэффициентом корреляции $\sim 0{,}6\pm0{,}1$.

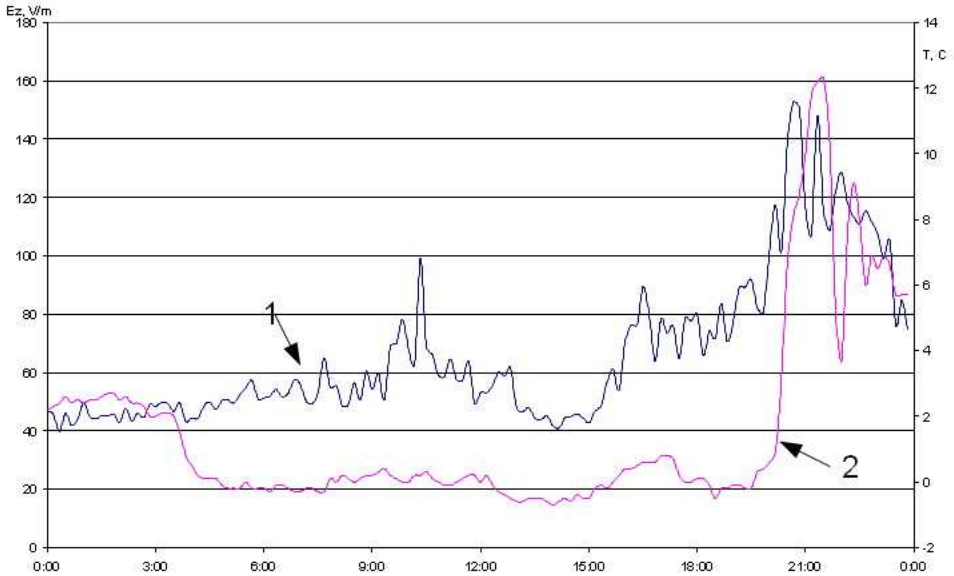


Рис. 1. Суточный ход напряженности электрического поля, левая шкала (1) и разность температур воздуха на высоте 25 м и 3 м, правая шкала (2), за 6 ноября 2007 г.

Для статистического исследования эффектов восхода выборочно были использованы суточные кривых НЭП в сентябре 1999 г.(13 дней), в октябре 2002 г. (5 дней), августе 2004 г. (6 дней), октябре 2005 г. (2 дня) и ноябре 2007 г. (3 дня). Начало эффекта в большинстве случаев совпадает по времени с моментом восхода, за исключением нескольких случаев, когда эффект наступал до восхода. Величина НЭП в максимуме эффекта превышает уровень до восхода в 2 - 4 раза; сдвиг максимума эффекта относительно момента восхода составляет величину от 0 до 4.5 ч, а длительность эффекта – от 2 до 7 ч. Практически во всех случаях эффект исчезает в местный полдень. Эффект усиления НЭП при заходе Солнца выделен существенно слабее по сравнению с эффектом восхода.

Исходный сигнал НЭП и НР использовался далее для спектральной обработки, а именно, для оценки авто- и взаимной спектральной плотности мощности (для краткости, спектров мощности) в полосе периодов внутренних гравитационных волн (ВГВ) 0,5-3 ч с помощью метода модифицированных периодограмм (ММП) [5]. Модуль взаимного спектра характеризует вклад отдельных источников во взаимный процесс, а его аргумент позволяет определить запаздывание или опережение одного волнового процесса относительно другого. В относительных единицах связь двух волновых процессов характеризуется величиной квадрата функции когерентности γ^2. Пример предложенного метода обработки исходных записей НЭП и НР - компоненты для периода 12-24 UT, включающего момент восхода Солнца, показан на рис.2.

Мощность ВГВ в авто- {S(E), S(HP)} и взаимных {S(E,HP)} спектрах сосредоточена преимущественно в полосе периодов 1,5-3 ч с выраженным максимумом на T ∼2-2,5 ч. Наличие этой полосы колебаний во взаимных спектрах S(E,HP) с коэффициентами когерентности, изменяющимися от 0,3 до 0,9, указывает на взаимосвязь процессов в нижней атмосфере и на высотах динамо-области, но источник этих волновых процессов, как следует из анализа кривых аргумента взаимных спектров, расположен выше динамо-области. Исключение составляют спектры мощности НЭП (нижняя кривая на рис.2). Здесь, кроме полосы колебаний вблизи 1,5-2 ч, выделены более слабо выраженные колебания с максимумами на периодах T ∼0,8 и 0,6 ч, которые практически отсутствуют на взаимных спектрах S(E,HP). Это указывает на то, что источник этих колебаний сосредоточен в приземной атмосфере, но энергии этих колебаний недостаточно для прохождения на высоты динамо-области ионосферы.

3. Заключение

Анализ эффекта восхода Солнца в суточных вариациях напряженности электрического поля в приземной атмосфере в условиях “хорошей погоды” в обс. “Паратунка” в 2005 — 2009 гг. показал следующее:

1) Оцененные параметры эффекта: времена его начала и достижения максимума величины напряженности относительно времени восхода, а также отношение максимума к величине до восхода и длительность эффекта, согласуются с ранее опубликованными в литературе данными.

2)Полученные результаты подтверждают физический механизм развития эффекта восхода Солнца, согласно которому аномальные вариации напряженности электрического поля вблизи восхода Солнца обусловлены процессами турбулентности и конвекции в приземной атмосфере при изменении температуры атмосферы.

3) Интенсивность утреннего максимума суточного хода электрического поля в условиях “хорошей погоды” связана разностью температур на высотах 3 и 25 м. с коэффициентом корреляции порядка $\sim 0.6 \pm 0.1$.

4) Вечерний максимум суточного хода электрического поля оказался слабо или совсем не связанным с разностью температур, что позволило предположить влияние тумана у поверхности земли на электропроводность и соответственно напряженность электрического поля.

На восходе Солнца в спектрах мощности напряженности квазистатического электрического поля в приземной атмосфере на Камчатке обнаружено следующее:

1) Усиление интенсивности колебаний в полосе периодов 2-2,5 ч.

2) Усиление колебаний в полосе периодов T < 1 ч, интенсивность которых соизмерима с интенсивностью ВГВ накануне слабых землетрясений с магнитудой M < 6, недостаточна для прохождения на высоты динамо-области ионосферы.

3) Вариации аргумента взаимных спектров напряженности электрического поля и вариаций горизонтальной компоненты геомагнитного поля позволили установить местоположение источников этих колебаний, а именно, в нижней атмосфере.

4) Одним из возможных источников этих колебаний могут быть вихревые движения зарождающихся конвективных ячеек в пограничном слое атмосферы, переносящие объемные заряды вверх при увеличении температуры воздуха на восходе Солнца. Но возможны и другие источники этих колебаний.

Рис.2 Пример спектральной обработки напряженности электрического поля (E) и горизонтальной компоненты геомагнитного поля (HP), S(E) и S(HP) - автоспектры, |S(E,HP)| - модуль взаимного спектра, γ^2 - функция когерентности, argS(E,HP) – аргумент взаимного спектра.

Литература

1. Сомсиков В.М. Волны в атмосфере, обусловленные солнечным терминатором (обзор). // Геомагнетизм и аэрономия. - 1991. - Т.31. №1. - С.1-12.

2. Смирнов С.Э. Реакция электрического состояния приземной атмосферы на геомагнитную бурю 5 апреля 2010 г. // Докл. РАН. - 2014. - Т.456. № 3. - С. 342-346.

3. Смирнов С.Э., Михайлова Г.А., Капустина О.В. К вопросу о природе эффекта восхода Солнца в суточных вариациях электрического поля атмосферы на Камчатке: I. Временные вариации электрического поля // Геомагнетизм и аэрономия. - 2012. - Т.52. № 4. - С. 535—540.

4. Михайлова Г.А., Капустина О.В., Смирнов С.Э. К вопросу о природе эффекта восхода Солнца в суточных вариациях электрического поля атмосферы на Камчатке. II. Частотные вариации электрического поля // Геомагнетизм и аэрономия. - 2013. - Т.53. № 2. - С. 247—255

5. Welch P.D. The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short modified periodograms // IEEE Trans. Audio and Electroacoustics. - 1967. - V.AU15. - N 2. - P.70–75.

Эффекты солнечных вспышек в вариациях грозовой активности на территории Северной Азии (летние сезоны 2009-2014 гг.)

Тарабукина Л. Д., Козлов В. И.
[1]Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН г. Якутск, Россия
[2]Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова г. Якутск, Россия
email: tarabukina@ikfia.sbras.ru vkozlov@ikfia.sbras.ru

Введение

Вопрос о влиянии космической погоды на грозовую активность остается открытым. Считается, что поток галактических космических лучей (ГКЛ) является основным источником воздействия космической погоды на грозовую активность. Космические лучи ионизируют воздух и создают заряженные частицы аэрозоля. Предполагаются разные механизмы воздействия: на облачный покров и атмосферные циркуляционные процессы [1-3], либо непосредственно на глобальную электрическую цепь [4]. Солнечная активность оказывает модулирующее интенсивность потока ГКЛ действие [4]. В [5] влияние солнечной активности и потока ГКЛ на вариации очень низкочастотного (ОНЧ) радиошума выражается в понижении уровня ОНЧ-шумов ко дню, в который наблюдается форбуш-понижение космических лучей и дальнейшем повышении уровня шума в течение двух-трех дней после проявления форбуш-эффекта (ФЭ).

Методика

Данные по грозовой активности получены с помощью всемирной сети локации молний World wide lightning location network (WWLLN), которая регистрирует радиоимпульс молнии (грозового разряда) с токами более 30 кА с эффективностью более 15%, а молнии с током более 100 кА – с эффективностью около 30% [6]. С 2009 г. станция сети установлена в г. Якутске, другие ближайшие станции находятся в населенных пунктах: с. Паратунка (Камчатский край, Россия), г. Пекин и г. Нанкин (КНР), г. Осака (Япония). Рассматривались вариации суточного количества зарегистрированных импульсов молний суммарно по территории 40-80 с.ш. и 60-180 в.д. в течение летних сезонов (1 июня – 31 августа) 2009-2014 гг., когда грозовая активность повышена по всей рассматриваемой площади.

Данные по дневному количеству солнечных вспышек взяты из ресурсов открытого доступа службы “Space weather prediction center”, NOAA [7]. Данные по вариациям космических лучей получены с наземных измерений на нейтронных мониторах, расположенных в г. Оулу (Финляндия) [8] и г. Якутске [9]. Даты дней с форбуш-эффектом ГКЛ (не менее 3%) взяты с [10, 11] для периода 2012-2014 гг. Данные среднесуточной скорректированной частоты импульсов нейтронов подвергались нормализации на среднюю величину значений трех дней (-5, -4, -3) до форбуш-эффекта.

Методом наложения эпох проведено сравнение временных рядов суммарного количества грозовых разрядов, зарегистрированных радиотехническим методом в пределах территории 60-180 в.д. и 40-80 с.ш., в течение 6 дней до и после солнечных рентгеновских вспышек X и M класса. До применения метода ряды нормировались на максимальное за выбранные 13 дней значение согласно методике, предложенной в [5]. Таким же образом проведено сравнение рядов суточного количества молний в течение 5 дней до и 10 дней после дня форбуш-эффекта космических лучей.

Результаты и обсуждение

За летние периоды (1 июня – 31 августа) 2009-2014 гг. из произошедших 5 солнечных вспышек X класса и 66 вспышек M класса были выбраны 4 и 17 солнечных вспышек соответственно. Отбор производился таким образом, что в течение 3 дней могла произойти только 1 вспышка одного класса. Эффект каждой вспышки рассмотрен индивидуально. Наблюдается во всех случаях подъем грозовой активности на третьи или четвертые сутки в 1,25-3,8 раза.

Далее, методом наложения эпох получен усредненный отклик в виде повышения суммарного по территории количества грозовых разрядов (в 1,7 раза по сравнению с днем отсчета) на 3-4 день после вспышки X класса (рис.1). Точкой отсчета был принят день вспышки. Проведено нормирование суточного количества молний на стандартное отклонение за сезон. Для вспышек M класса методом наложения эпох выделить однозначный отклик в пределах статистической значимости не удалось из-за большой величины флуктуаций относительно величины отклика (рис.2).

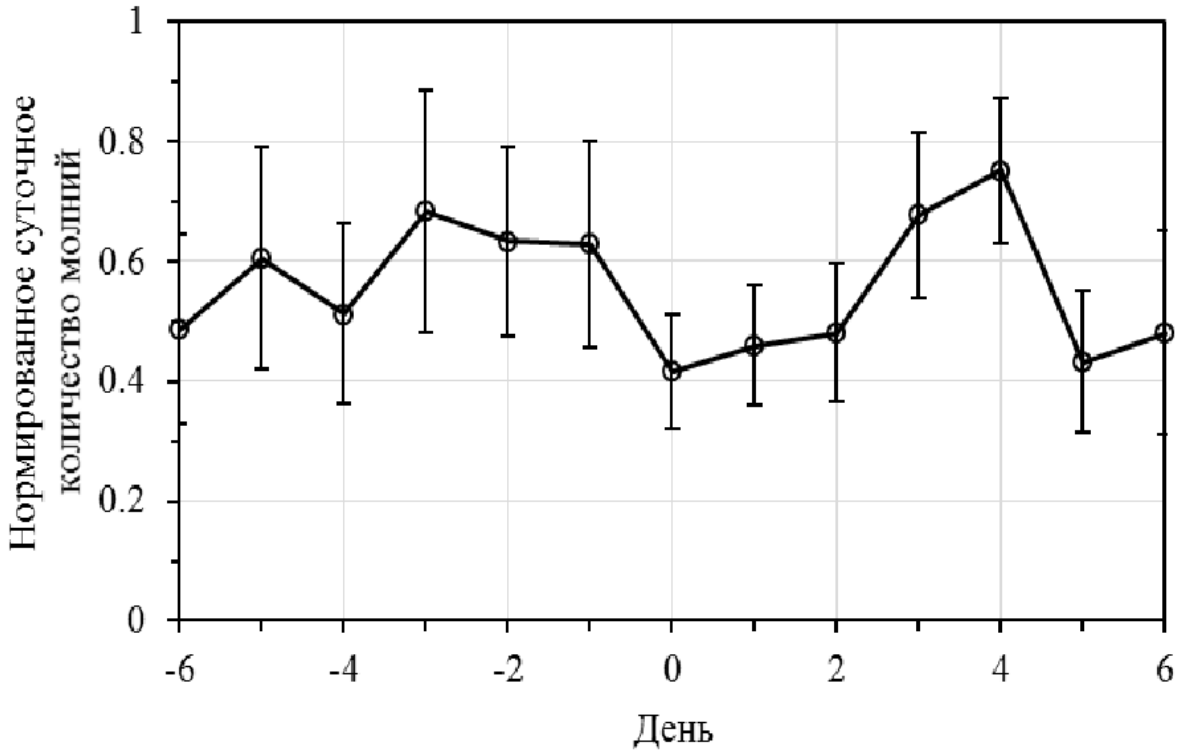


Рис. 1. Распределение нормированного суммарного по территории суточного количества молний относительно дня возникновения вспышки X класса. Вертикальными линиями обозначено стандартное отклонение значений.

Известно, что большие форбуш-эффекты потока ГКЛ наблюдаются после мощных рентгеновских вспышек [12]. Для анализа выбраны 7 случаев дней с форбуш-понижениями ГКЛ (более 3%), произошедшие в летние сезоны 2009-2014 гг. (рис.3). В 6 из 7 случаев форбуш-эффекту за 2-3 дня предшествовали рентгеновские вспышки C класса и хотя бы одна вспышка M класса, в 1 из этих 6 случаев за 3 дня до дня с форбуш-эффектом произошла вспышка X класса. В 4 случаях из 6 в день форбуш-понижения, или за 1 день до него, наблюдался всплеск на 20 дБ потока солнечных протонов с энергией более 1 МэВ. Для 6 случаев из 7 форбуш-эффект наблюдался во время прохождения границы секторной структуры с отрицательной полярности на положительную. Один день соответствует сектору отрицательной полярности.

В 4 случаях вариаций суточного количества зарегистрированных системой молний наблюдался стабильный возрастающий тренд с пиками на 4 или 6 день после форбуш-

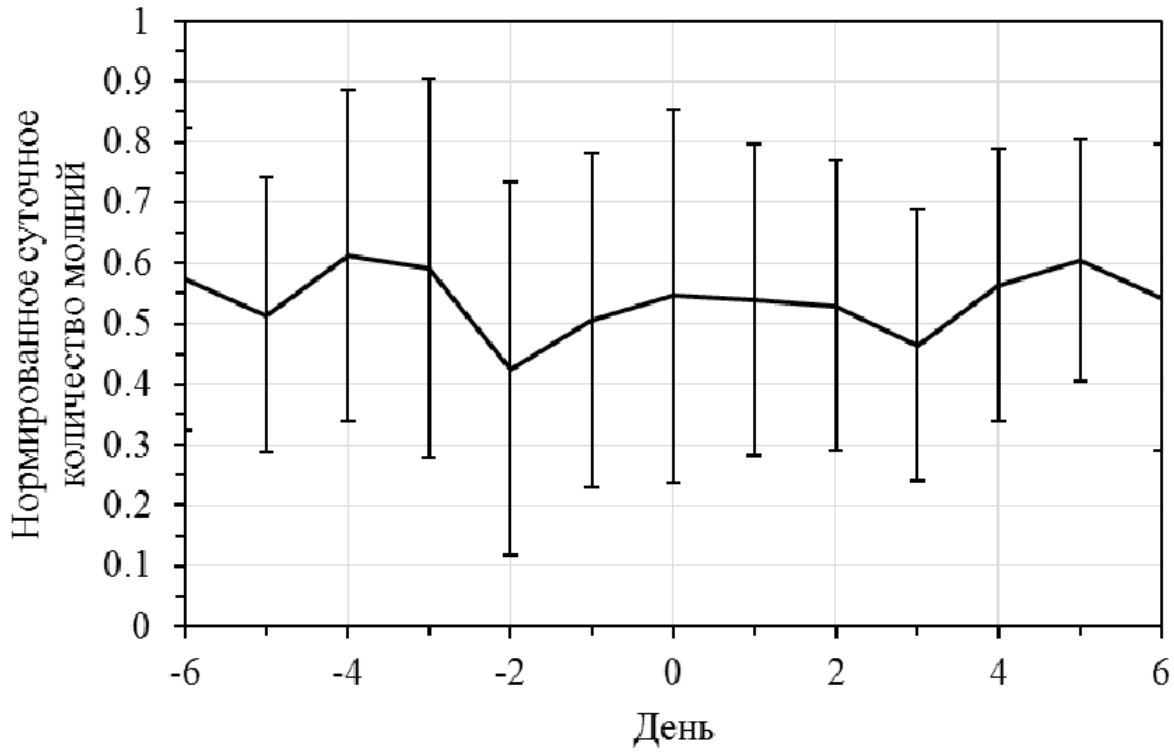


Рис. 2. Распределение нормированного суммарного по территории суточного количества молний относительно дня возникновения вспышки M класса.

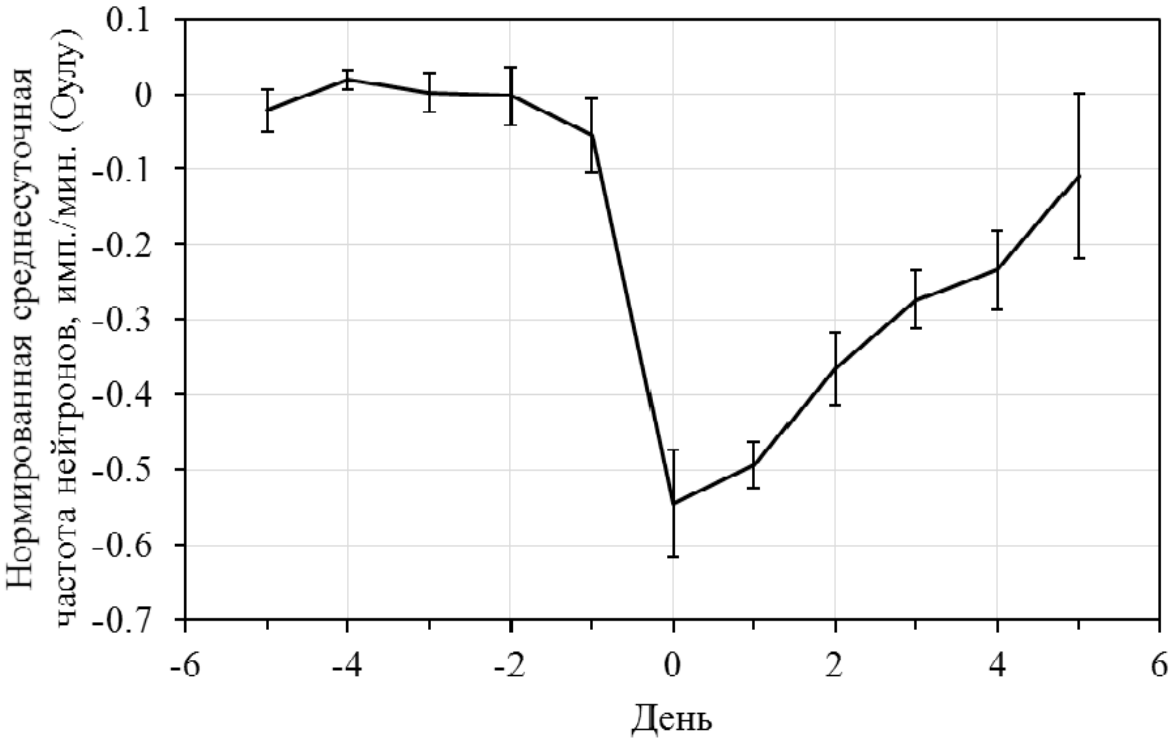


Рис. 3. Форбуш-понижение ГКЛ по данным нейтронного монитора станции Оулу. Вертикальными линиями обозначены стандартные отклонения.

эффекта (рис.4). В остальных 3 случаях преобладал отрицательный тренд к 5-7 дням и отмечалось некоторое увеличение грозовой активности за два дня или в день форбуш-эффекта (рис.4). В двух случаях убывающей активности в день пика грозовой активности до форбуш-эффекта наблюдались вспышки М класса и всплеск на 20 дБ потока высокоэнергичных протонов.

В пределах рассматриваемых величин параметров космической погоды их отличия для обеих сценариев (убывающего и возрастающего) откликов грозовой активности не обнаружены. Таким образом, наблюдается два вида отклика грозовой активности на форбуш понижение космических лучей с равной вероятностью возникновения (примерно по 50%): 1 - повышение грозовой активности в день солнечной вспышки или на следующий день с последующим спадом до пятого дня после форбуш понижения, 2 – начало повышения грозовой активности на третий день после форбуш понижения с достижением максимума примерно на шестой день и далее плавно спадающее. Вероятно, это связано с развитием циклонической активности и смещением ее центра по контролируемой грозопеленгатором площади.

Работа частично поддержана РФФИ 15-45-05005 р_восток_а, 15-45-05135 р_восток_а, а также программой комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия) на 2016-2020 годы.

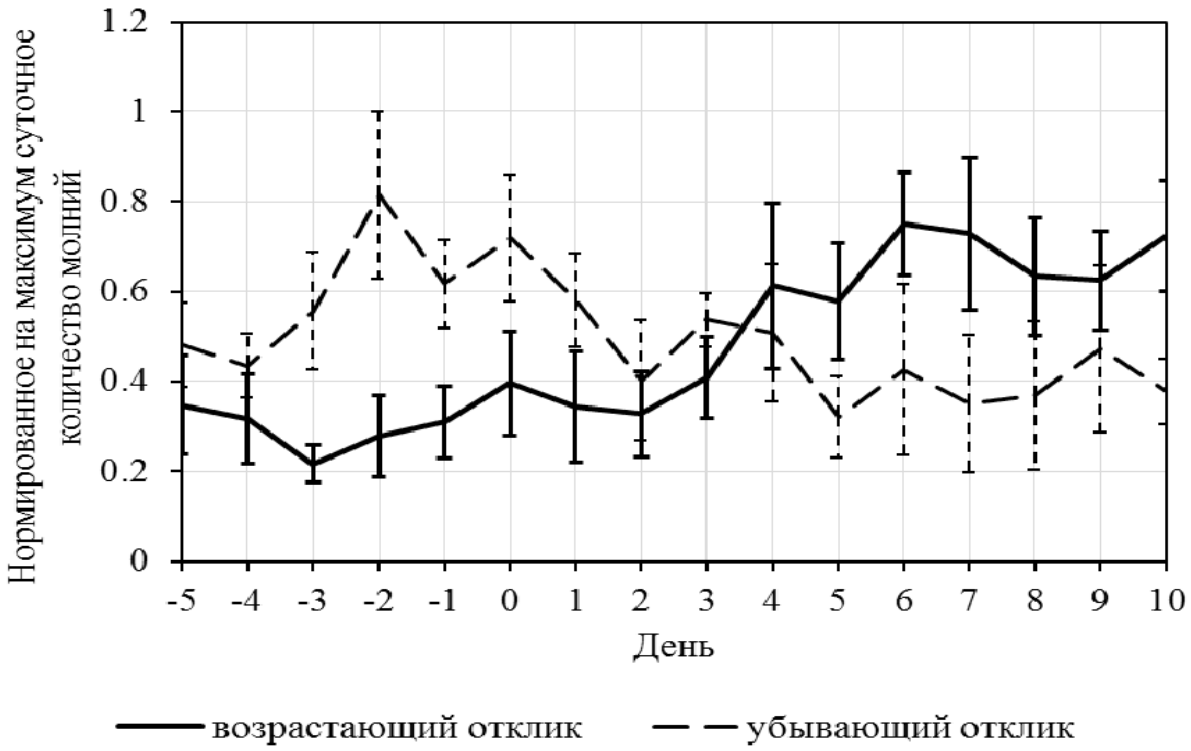


Рис. 4. Распределение суточного количества молний относительно дня Форбуш-эффекта. Вертикальными линиями обозначены стандартные отклонения.

Литература

1. Веретененко С. В., Огурцов М. Г. Природа долговременных корреляционных связей между состоянием облачности и вариациями потока галактических космических лучей // Геомагнетизм и аэрономия. – 2015. – Т. 55. – № 4. – С. 457–465.

2. Dragic A., Anicin I., Banjanac R., Udovicic V., Jokovic D., Maletic D., Puzovic J. Forbush decreases – clouds relation in the neutron monitor era // Astrophys. Space Sci. Trans. – 2011. – V. 7. – P. 315–318.

3. Svensmark H., Friis-Christensen E. Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage – a missing link in solar-climate relationships // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. – 1997. – V. 59. – No. 11. – P. 1225-1232.

4. Слюняев Н.Н., Мареев Е.А. Влияние солнечной активности на динамику ионосферного потенциала // Материалы Второй Всероссийской конференции "Глобальная электрическая цепь". – 2015. – С. 14.

5. Муллаяров В.А., Каримов Р.Р., Козлов В.И., Мурзаева Н.Н. Связь грозовой деятельности с солнечной активностью по наблюдениям фонового ОНЧ-излучения. // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 8. – С.48-56.

6. Hutchins M.L., Holzworth R.H., Brundell J.B., Rodger C.J. Relative detection efficiency of the world wide lightning location network // Radio Science. – 2012. – V. 47. – No. 6. – P. RS6005.

7. Space Weather Prediction Center. National Oceanic and Atmospheric Administration. – URL http://www.swpc.noaa.gov (дата обращения: 20.01.2016)

8. Cosmic Ray Station of the University of Oulu. Sodankyla Geophysical Observatory. - URL http://cosmicrays.oulu.fi/ (дата обращения: 14.04.2016)

9. Neutron monitor primary data from Yakutsk station. – URL http://www.ysn.ru/ipm/ykt/ (дата обращения: 10.03.2016)

10. Space Weather Services, Bureau of Meteorology. Australian Antarctic Division, Cosmic Ray. – URL http://www.sws.bom.gov.au/Geophysical/1/4 (дата обращения: 21.03.2016)

11. Kang J., Oh S., Yi Y., Kim Y. Forbush decreases observed by Daejeon neutron monitor // Advances in Space Research. – 2016. – V. 57. – P. 912–918.

12. Белов А.В., Ерошенко Е.А., Оленева В.А., Янке В.Г. О связи Форбуш-эффектов с рентгеновскими вспышками // Известия РАН. Серия физическая. – 2007. – Т. 71. - № 7. – С. 1019-1021.

Геофизические поля и их взаимодействия
Geophysical Fields and Their Interaction

Анализ геомагнитных данных и космических лучей в периоды повышенной солнечной активности

Мандрикова О. В.[1], Заляев Т. Л.[1], Соловьев И. С.[1,2], Хомутов С. Ю.[1]
[1]Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН
с. Паратунка, Камчатский край, Россия
[2]Камчатский государственный технический университет г. Петропавловск-Камчатский,
Камчатский край, Россия
e-mail: oksanam1@mail.ru kamigsol@yandex.ru

Анализ космических лучей (КЛ) позволяет получать ценную информацию о состоянии околоземного космического пространства в периоды экстремальных солнечных событий [Топтыгин, 1983; Тясто, 2009]. Весьма актуальной задачей является выделение аномальных изменений в динамике КЛ накануне сильных геомагнитных бурь [Ruffolo, 1999; Belov, 2003; Зеленый, 2008]. Регистрируемые вариации КЛ имеют сложную структуру, традиционные методы обработки статистических данных не являются достаточно эффективными и приводят к потере информации [Kóta and Somogyi, 1969; Vecchio et al., 2012; Paschalis et al.,2012, Мандрикова и Заляев, 2015]. В работе использовались методы анализа данных, основанные на вейвлет-преобразовании и нейронных сетях, получающие в настоящее время интенсивное развитие [Vecchio et al., 2012; Козлов и Марков 2007a,b; Козлов В. И. и Козлов В.В., 2008; Мандрикова и Заляев, 2015; Mandrikova et al. 2014, Paschalis et al.,2012; Zarrouk and Bennaceur, 2010]. Описан способ детального анализа вариаций космических лучей, позволяющий выделять разномасштабные аномальные изменения и получать оценки о моментах их возникновения, временной длительности и интенсивности. Способ включает преобразование данных нейтронных мониторов на основе вейвлет-преобразования и их аппроксимацию на основе адаптивных нейронных сетей. Совместно с данными космических лучей анализировались вариации геомагнитного поля, обработка которых выполнялась на основе методов, описанных в работах [Mandrikova et al., 2013; Mandrikova et al., 2014].

Описание методов

1. **Выделение и оценка геомагнитных возмущений на основе вейвлет-преобразования.**

Используя непрерывное вейвлет-преобразование (НВП) [Chui, 1992]

$$(W_\Psi f)(b,a) := |a|^{-1/2} \int\limits_{-\infty}^{\infty} f(t)\Psi\left(\tfrac{t-b}{a}\right) dt, \Psi \quad -\text{вейвлет}, f \in L^2(R), a, b \in R,\ a \neq 0, \ (1)$$

может быть получена детальная информация о свойствах анализируемой функции f. При стремлении масштаба a к нулю вейвлет-коэффициенты $(W_\Psi f)(b,a)$характеризуют локальные свойства функции f в окрестности момента времени $t = b$. Размеры анализирующего частотно-временного окна НВП определяются формулами [Chui, 1992]:

$$[win_t] \times [win_\omega] = [b + a\langle t\rangle - a\Delta_\Psi, b + a\langle t\rangle + a\Delta_\Psi] \times \left[\frac{\langle\omega\rangle}{a} - \frac{1}{a}\Delta_{\hat{\Psi}}, \frac{\langle\omega\rangle}{a} + \frac{1}{a}\Delta_{\hat{\Psi}}\right]$$

где win_t – временное окно, $\langle t\rangle = \int\limits_{-\infty}^{\infty} t\,|\Psi(t)|^2\,dt$ – центр временного окна,

$\Delta_\Psi = \frac{1}{a}\int\limits_{-\infty}^{\infty} (t - \langle t\rangle)^2\,|\Psi(t)|^2\,dt$ радиус временного окна, win_ω – частотное окно,

$\langle\omega\rangle = a\int\limits_{-\infty}^{+\infty}\omega\left|\hat{\Psi}(a\omega)\right|d\omega$ – центр частотного окна $\Delta_{\hat{\Psi}} = \left[\int\limits_{-\infty}^{+\infty}(\omega-\langle\omega\rangle)^2\left|\hat{\Psi}(a\omega)\right|^2 d\omega\right]^{1/2}$ – радиус частотного окна $\hat{\Psi}$ - Фурье преобразование функции Ψ.

Рассматривая в качестве функции fвариации геомагнитного поля, интенсивность геомагнитных возмущений на анализируемом масштабе aв момент времени $t = b$ может быть оценена на основе величины [Mandrikova et al., 2013; Mandrikova et al., 2014]:

$$e_{b,a} = \left|\left(W_\Psi f\right)(b,a)\right|.$$

Тогда суммарная интенсивность возмущений поля в момент времени$t = b$

$$E_b = \sum_a e_{b,a}. \tag{1}$$

Для выделения временных интервалов, содержащих можно применить пороговую функцию:

$$P_{T_a^{'}}(e_{b,a}) = \begin{cases} 0, \text{ если} & e_{b,a} < T_a^{'} \\ e_{b,a}, \text{ если} & e_{b,a} \geq T_a^{'} \end{cases} \tag{2}$$

Способ оценки порогов $T_a^{'}$ описан в работе [Mandrikova et al. 2014].

1. **Выделение и оценка параметров разномасштабных аномалий в вариациях КЛ.**

Основываясь на свойствах НВП (см.п.1) и рассматривая в качестве функции fвариации КЛ, выделение аномальных изменений в их временном ходе может быть выполнено:

$$\begin{gathered} W_\Psi f_{b,a}, \text{если } \left(W_\Psi f_{b,a} - W_\Psi f_{b,a}^{med,l}\right) T_a \\ 0, \text{если } \left|W_\Psi f_{b,a} - W_\Psi f_{b,a}^{med,l}\right| T_a \\ -W_\Psi f_{b,a}, \text{если } \left(W_\Psi f_{b,a} - W_\Psi f_{b,a}^{med,l}\right) - T_a, \end{gathered} \tag{3}$$

где $W_\Psi f_{b,a}^{med,l}$ – медианное значение, рассчитанное в скользящем временном окне длиныl. $T_a = U * St^{l_a}$ – пороговая функция, где $St^{l_a} = \sqrt{\frac{1}{l-1}\sum\limits_{k=1}^{l}\left(W_\Psi f_{b,a} - \overline{W_\Psi f_{b,a}}\right)^2}$, – стандартное отклонение, рассчитанное в скользящем временном окне длины l, $\overline{W_\Psi f_{b,a}}$ - среднее значение, U– пороговый коэффициент.

В работе использовалась длина скользящего временного окна $l = 1440$ отсчётов, что соответствует одним суткам (определена с учетом суточного хода КЛ). В качестве критерия выбора порога T_aиспользовался критерий наименьшей частоты ошибок [Левин, 1975].

Применение операции (3) позволяет на малых масштабах a фиксировать моменты времени $t = b$*локальных повышений* и *локальных понижений* КЛ.

Для оценки *интенсивность аномального повышения/понижения* в момент времени $t = b$ использовалась величина

$$Y_b = \sum_a P_{T_a}\left(W_\Psi f_{b,a}\right), \tag{4}$$

которая в случае *локального повышения* КЛ будет положительной, а в случае *локального понижения* КЛ – отрицательной.

1. **Моделирование временного хода вариаций КЛ и выделение аномальных изменений.**

Использовался способ моделирования вариаций КЛ, подробно описанный в работе [Мандрикова Заляев, 2015] и включающий следующие основные операции:

1. На основе кратномасштабного вейвлет-преобразования (КМА) получаем представление вариации КЛ в виде компонент [Chui, 1992]: $f_0(t) = \sum_{j=-1}^{-m} f^d[2^j t] + f^a[2^{-m}t]$, где *детализирующие компоненты* КЛ $f^d[2^j t] = \sum_n d_{j,n}\Psi_{j,n}(t)$,$d_{j,n} = \langle f, \Psi_{j,n}\rangle$,$f^d[2^j t] \in W_j$, $W_j = clos_{L^2(R)}(2^{j/2}\Psi(2^j t - n)):n \in Z)$; *сглаженная компонента* КЛ$f^a[2^{-m}t] = \sum_k c_{-m,n}\phi_{-m,n}(t)$, $c_{-m,n} = \langle f, \phi_{-m,n}\rangle$, $f^a[2^{-m}t] \in V_{-m}$, $V_j = clos_{L^2(R)}(2^{j/2}\phi(2^j t - n)):n \in Z)$, ϕ– сглаживающая скэйлинг-функция.

2. Используя обратное вейвлет-преобразование [Chui, 1992], восстанавливаем исходное разрешение сглаженной компоненты:$f_0^{a,(-m)}(t) = \sum_n c_{0,n}^{(-m)}\phi_{0,n}(t)$, верхние индексы $(-m), j$соответствуют разрешению компоненты до выполнения операции обратного вейвлет-преобразования.

3. Для *сглаженной компоненты КЛ* $f_0^{a,(-m)}(t)$ на основе нейронной сети (НС) строим отображение y:$f_0^{a,(-m)} \to f_0^{a,(-m)}$, где$f_0^{a,(-m)}$ – вход НС, $f_0^{a,(-m)}$ – выход НС. Ошибка НС определяется как разность между желаемым $f_0^{a,(-m)}$ и действительным $\hat{f}_0^{a,(-m)}$ выходными значениями функции: $e(t) = \hat{f}_0^{a,(-m)}(t) - f_0^{a,(-m)}(t)$.

Полученная нейронная сеть воспроизводит характерные вариации КЛ. Выделение аномальных изменений в ходе КЛ может быть основано на анализе ошибок $e(t)$и проверке условия:

$$|e(t)| > T, \tag{5}$$

где T – пороговое значение, определяющее наличие аномалии.

Результаты анализа данных

В обработке использовались минутные данные нейтронных мониторов (ftp://cr0.izmiran.rssi.ru/COSRAY!/FTP_GLE/) и данные магнитометров (http://www.ikir.ru:8180/observ). На рис.1, 2 показаны результаты применения описанных методов на примере событий 5-6 апреля 2010г. и 3-5 сентября 2012г.

Анализ магнитной бури 5-6 апреля 2010г. (рис.1) показывает, что примерно за сутки до момента SSC уровень КЛ повысился (рис. 1 b,c, показано красным цветом) и в этот период происходили слабые возмущения в геомагнитном поле (4 сентября – 04:35-04:41 UT, 06:55-07:15 UT, 19:37-19:47 UT, 22:38-23:06 UT). В начальную фазу бури произошло понижение их уровня, и возник Форбуш-эффект (рис. 1 b,c. показан синим цветом), в период которого геомагнитное поле было сильно возмущено. К концу суток 6 апреля уровень КЛ восстановился и наблюдается постепенное уменьшение геомагнитных возмущений.

Накануне события 3 сентября 2012г на анализируемой станции наблюдается аномальное возрастание уровня КЛ (рис. 2b,c, красным цветом), которое возникло за сутки до начала магнитной бури и наибольшей интенсивности достигло примерно за 14ч. до прихода ударной волны (SSC). Незначительные возмущения геомагнитного поля происходили 2 сентября – 03:30-03:50 UT, 06:40-07:00 UT и 19:25-19:45 UT. Максимальные значения интенсивности геомагнитных возмущений зафиксированы 3 сентября в период короткого

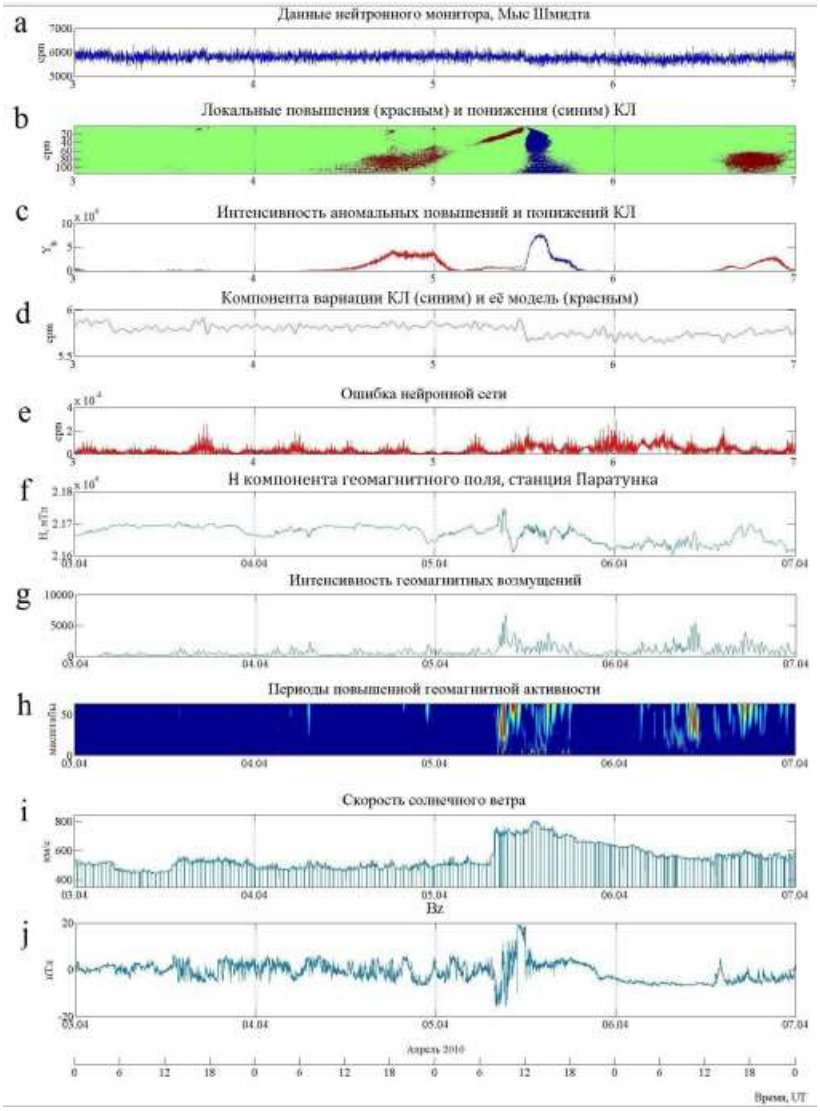


Рис. 1. Результаты обработки данных за период 3 апреля 2010 – 7 апреля 2010 г.

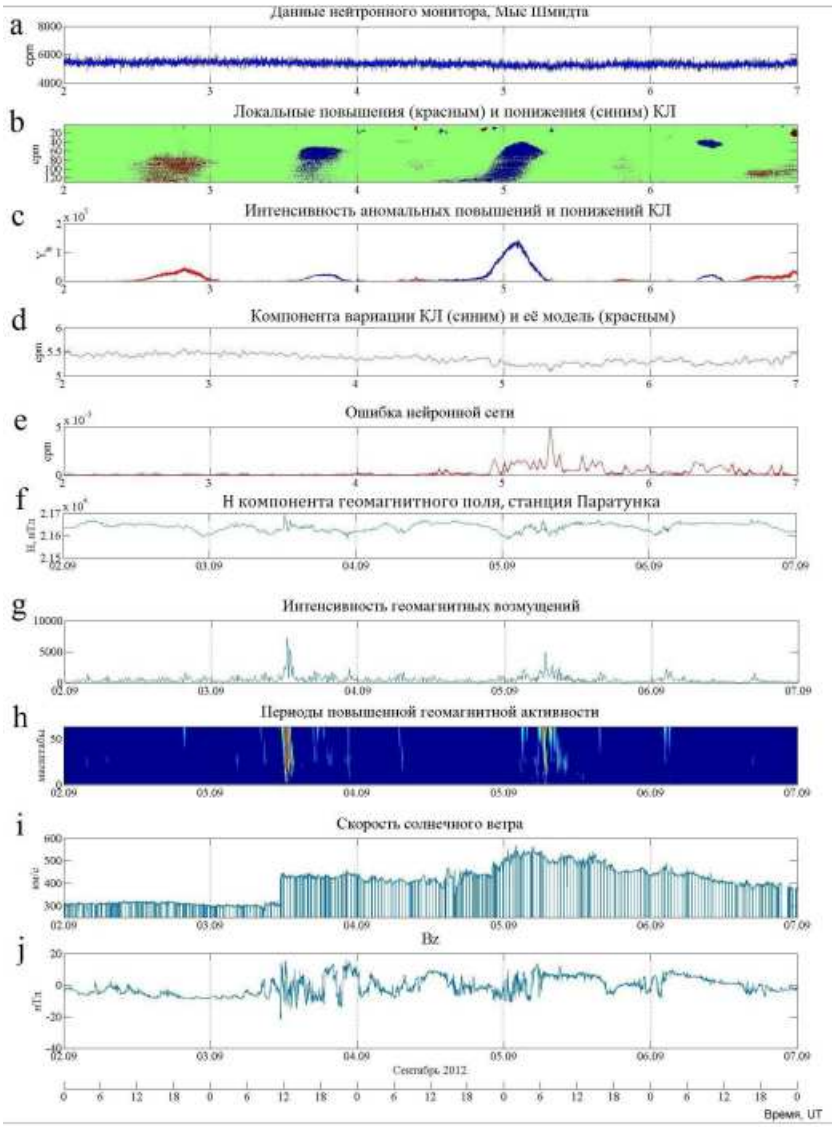


Рис. 2. Результаты обработки данных за период 2 сентября 2012 – 7 сентября 2012 г.

Форбуш-эффекта (12:03-12:06 UT). К концу суток 4 сентября произошло более существенное и длительное понижение уровня КЛ, которое сопровождалось сильными геомагнитными возмущениями. Максимальные значения интенсивности геомагнитных возмущений зафиксированы 5 сентября в период с 6:43 до 6:48 UT.

Выводы. Представляют интерес выделенные аномальные повышения уровня КЛ, возникающие за несколько часов до начала магнитных бурь. Данные аномалии характеризовались плавным нарастанием интенсивности КЛ (около 8-12 часов) и, вероятно, связанны с ускорением КЛ по мере приближения межпланетного возмущения. Подобные аномальные изменения отмечены авторами работ [Munakata et al., 2000, Belov et al., 2003 , Ruffolo, 1999]. В этих работах показано, что возникающие в последние часы перед ударной волной, а иногда задолго до ее прихода, аномальные предповышения КЛ (а в некоторых случаях предпонижения КЛ) могут являться предвестниками сильных геомагнитных возмущений, и имеют важное прикладное значение. Существующие методы анализа данных КЛ не позволяют эффективно выделять подобные эффекты. Их недостатком также является существенная трудоемкость расчетов и, как следствие, сложность автоматизации выполняемых операций, что весьма важно в задачах оперативного прогноза космической погоды. Результаты данной работы показали перспективность применения описанных вычислительных решений и возможность их использования в комплексной методике прогноза сильных магнитных бурь.

Работа поддержана грантом РНФ, грант № 14-11-00194. Авторы благодарят институты, поддерживающие станции регистрации космических лучей и магнитные обсерватории, данные которых были использованы в исследовании.

Литература

Belov, A. V., Bieber, J. W., Eroshenko, E. A., Evenson, P., Pyle, R., and Yanke, V. G.: Cosmic ray anisotropy before and during the passage of major solar wind disturbances, Adv. Space Res., 2003 – V. 31, No.4. pp 919-924.

Chui, C.K. An introduction in wavelets. Academic Press, New York. 1992. p. 264.

Kóta J., Somogyi *A*.- Some problems of investigating periodicities of cosmic rays Acta Physica Academiae Scientiarum Hungaricae, 1969. I.27, pp, 523-548.

Mandrikova O.V., Solovjev I., Geppenerc V., Taha A.-K., Klionskiy D. Analysis of the Earth's magnetic field variations on the basis of a wavelet-based approach // Digit Signal Process, 2013. V. 23. P. 329-339.

Mandrikova O.V., Solovev I.S, Zalyaev T.L. Methods of analysis of geomagnetic field variations and cosmic ray data // Earth Planet Space, 2014. V. 66, doi:10.1186/s40623-014-0148-0.

Paschalis P., Sarlanis C., Mavromichalaki H. - Artificial Neural Network Approach of Cosmic Ray Primary Data Processing. Solar Physics,;№182. V.1. p303-318. 2013

Ruffolo D., Transport and acceleration of energetic charged particles near an oblique shock, Astrophys. J., 1999. No.515, 787-800.

Vecchio A., Laurenza M., Storini M. and Carbone VNew Insights on Cosmic Ray Modulation through a Joint Use of Nonstationary Data-Processing Methods. Advances in Astronomy, 2012. doi:10.1155/2012/834247.

Zarrouk N., Bennaceur R. Neural Network and Wavelets In Prediction of Cosmic Ray Variability: The North Africa as Study Case, Science Direct, Actaastronautica, 2010. No.66. P. 1008-1016.

Зеленый Л.М., Веселовский И.С., Бреус Т.К. и др; общ. ред. Зеленый Л.М., Веселовский И. С. . Плазменная гелиогеофизика. В 2 т. Т.2. /– М. : Физматлит, 2008. 560 с.

Козлов В.И., Марков В.В. Вейвлет-образ тонкой структуры 11-летнего цикла по исследованию флуктуаций космических лучей в 20—23 циклах // Геомагнетизм и аэрономия.. № 1. С. 47-55. 2007a.

Козлов В.И., Марков В.В. Вейвлет-образ гелиосферной бури в космических лучах // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 47. №1. С.56-65. 2007b.

Козлов В. И., Козлов В. В. Новый индекс солнечной активности – индекс мерцаний космических лучей // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 48, No 4, с. 1-9. 2008.

Мандрикова О.В., Заляев Т.Л.Моделирование вариаций космических лучей на основе совмещения кратномасштабныхвейвлет-разложений и нейронных сетей переменной структуры// Цифровая обработка сигналов. №1. С. 11-16. 2015.

Левин Б.Р. Теоретические основы статистической радиотехники / Изд. 2-е. – М.: Советское радио. 1975. 392 с.

Топтыгин И.Н. Космические лучи в межпланетных магнитных полях. – М.: Наука, 1983. 301 с.

Тясто М.И., Данилова О.А, Дворников В.М, Сдобнов В.Е. Большие снижения геомагнитных порогов космических лучей в период возмущений магнитосферы. Известия РАН, серия физическая, Т. 73. № 3. С. 385-388. 2009.

Analysis of geomagnetic field data and cosmic rays variations during solar events and geomagnetic storms

Mandrikova O.V., Zalyaev T.L., Solovev I.S., Khomutov S.Y.

Institute of Cosmophysical Researches and Radio Wave Propagation

Kamchatka State Technical University

We performed analysis of the behavior of cosmic rays and studied the subtle features of geomagnetic field variations in disturbed periods. The paper applies a new methods of modeling and analysis of the data developed by the authors based on wavelet transform and neuron networks. During the analysis, we highlighted characteristics and elements of preparation and occurrence of events during the growth of solar wind velocity and interplanetary magnetic field amplitudes, and allocated anomalous changes in cosmic rays that occurred some hours before geomagnetic storms at the background of calm and weakly disturbed geomagnetic field. Long and deep Forbush decreases took place during the storms.

This research is supported by a grant of Russian Science Foundation No. 14-11-00194.

Аномальные изменения вертикального геомагнитного поля на Камчатке

Мороз Ю. Ф.[1,2], Смирнов С. Э.[3], Назарова З. А.[4]
[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский.
[2]Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ.
[3]Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка Камчатский край.
[4]Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский.

Исследование вековых вариаций геомагнитного поля, измеренных на обсерваториях северо-западной части Тихого океана, позволяет судить об особенностях геодинамических процессов этого региона. Для этих целей были выбраны данные векового хода геомагнитного поля в обсерваториях, расположенных на материке (Иркутск), на островах Хонсю (Какиока), Хоккайдо (Мамамбецу) и п-ове Камчатка (Паратунка) (рис.1).

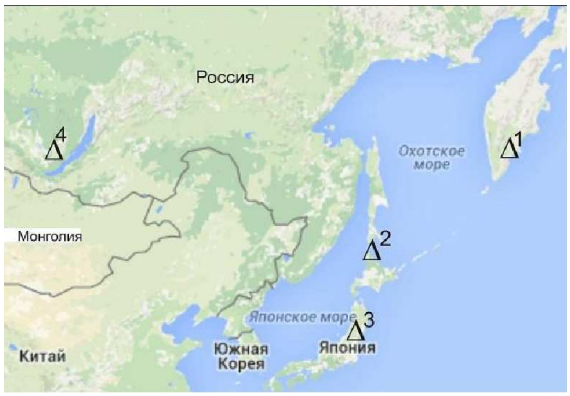


Рис. 1. Схема расположения геомагнитных обсерваторий. 1-Паратунка; 2-Мамамбецу; 3-Какиока; 4-Патроны (Иркутск).

В этих обсерваториях имеются непрерывные наблюдения геомагнитного поля на протяжении многих лет (http://intermagnet.org/imos). По временным рядам выделены синхронные интервалы наблюдений с 1968 по 2014гг. Анализ выполнен по трём составляющим геомагнитного поля H, D, Z. При этом основное внимание уделено компоненте Z, которая более чувствительна к геоэлектрическим неоднородностям среды. Сравнительный анализ вековых ходов вертикальной составляющей в обс. Паратунка, Какиока, Мамамбецу и Иркутск свидетельствует о следующем. В поведении вековых ходов в период с 1968 до 2001 гг. на всех четырёх обсерваториях выражены подобные вариации (рис.2). Интенсивность вариаций составляет первые сотни нТл. Важно отметить, что с 2001 по 2014 гг в поведении годовых ходов только в обс. Иркутск, Какиоки и Мамамбецу проявились вариация с интенсивностью около 100 нТл. Однако в обс Паратунка данная вариация практически не выражена. Возникает вопрос, почему вековой ход в обс. Паратунка отличается за последние 14 лет от вековых ходов в обс. Патроны, Какиока и Мамамбецу.

Обратимся к возможной природе вариаций векового хода. В поведении магнитного поля проявляются вековые вариации, связанные с изменением внешних ионосферных, магнитосферных, коровых и магнитогидродинамических источников, расположенных в жидкой части ядра [6, 10]. Изменения поля коровых источников невелики и составляют первые нТл. Они наблюдаются в основном в сейсмоактивных регионах. Вековые вариации внешних источников по амплитуде оцениваются в первые десятки нТл. Они по интенсивности существенно меньше вариаций магнитогидродинамических источников. Ранее предполагалось, что вариации с периодами 11 лет и менее могут существовать у глубинных

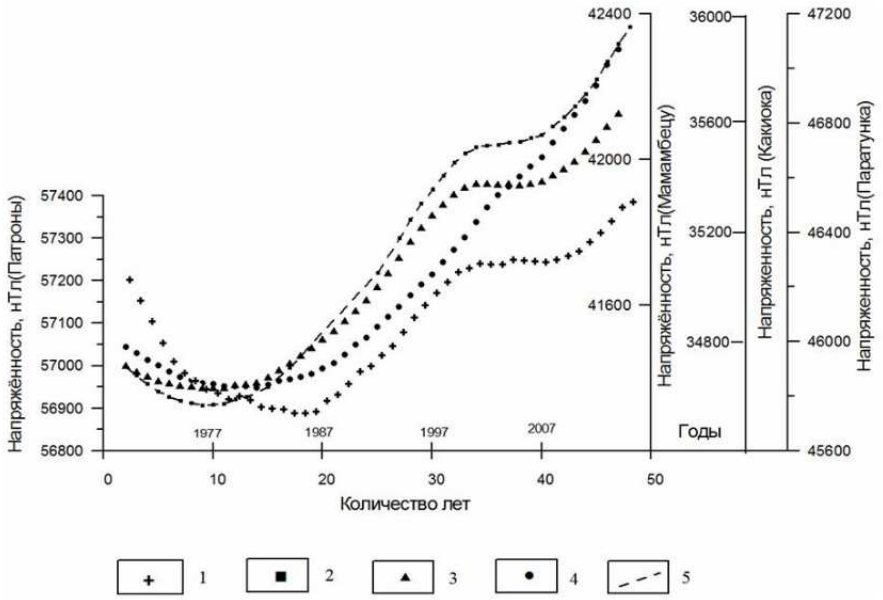


Рис. 2. Вековые хода напряжённости вертикальной составляющей геомагнитного поля в обсерваториях Паратунка (1), Мамамбецу (2), Какиока (3); Патроны (4). 5 – отсутствие значений напряжённости поля в обсерватории Мамамбецу.

источников, но из-за экранирующего влияния верхней хорошо проводящей мантии не проникают к поверхности Земли. Вариации с такими периодами связаны только с внешними источниками. Также механизмы магнитогидродинамической генерации поля не допускали возникновение вариаций с периодами менее 10000-100000 лет. Однако, Брагинский [3] на основе работ Карри [11] доказывает, что вариации с периодами от 4 до 33 лет могут быть связаны с турбулентными пульсациями в жидкой части ядра. Согласно [11], такие вариации недипольного поля могут иметь региональный характер и проявляться не обязательно на всей поверхности Земли.

Исходя из этого, можно полагать, что вариации интенсивностью в первые сотни нТл в вековых ходах в обсерваториях Паратунка, Патроны, Какиока и Мамамбецу являются региональными. Вариации, как было отмечено раньше, подобны в период с 1968 по 2001гг, а в последующий период вариация в обс. Паратунка практически не проявилась.

Предполагается, что выявленные особенности могут быть обусловлены изменением физического состояния мантии. Информацию о динамике физических свойств пород на больших глубинах (400-700км) дают данные многолетнего сейсмического мониторинга по мировой и региональным сетям сейсмологических станций (http://www.globalcmt.org/CMTsearch/html; http://data.emsd.iks.ru/dbquaketxt_min). Сейсмичность рассмотрена на расстояниях от обсерваторий соизмеримых с расстояниями до гипоцентров сильных глубоких землетрясений, которые могли оказать существенное влияние на физическое состояние верхней мантии. Анализ показал, что в районах Японии и Байкальского рифта сильных землетрясений (M≥6) на указанных глубинах за последние 35 лет не было. Сильные глубокие землетрясения (H≥600 км) в рассматриваемый период произошли только в районе Южной Камчатки. Они сопровождались многочисленными афтершоками на глубинах 400 - 700км (рис. 3). Сильнейшим из них является Охотоморское землетрясение на глубине около 630 км с магнитудой Mw = 8.3 (Global GMT), По данным регионального каталога Камчатского филиала Геофизической службы РАН энергетический класс землетрясения K_s= 17 (http://data.emsd.iks.ru/dbquaketxt_min). Эпицентр его располагался на расстоянии примерно 100 км к западу от побережья Южной Камчатки. Землетрясение ощущалось на расстояниях до 9500 км [9].

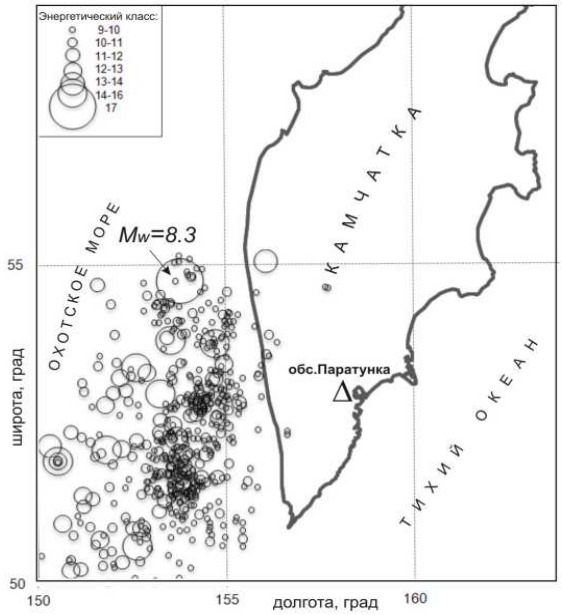


Рис. 3. Схема расположения эпицентров глубоких землетрясений (400-700 км) в районе Южной Камчатки за период с 1968 по 2015 гг. Треугольником на схеме Камчатки обозначено местоположение геомагнитной обсерватории Паратунка.

Представление о динамике сейсмичности на глубинах 400-700 км даёт гистограмма землетрясений с $K > 9$, на которой видно, что усиление сейсмичности начинается примерно с 2001 года (рис.4). С этого же времени отмечается расхождение вековых ходов вертикального геомагнитного поля в обсерваториях. Паратунка и Патроны, Какиока, Мамамбецу. Как мы уже отмечали, данное расхождение обусловлено тем, что в обс. Паратунка вариация в 2001-2014 гг практически не проявилась в вековом ходе.

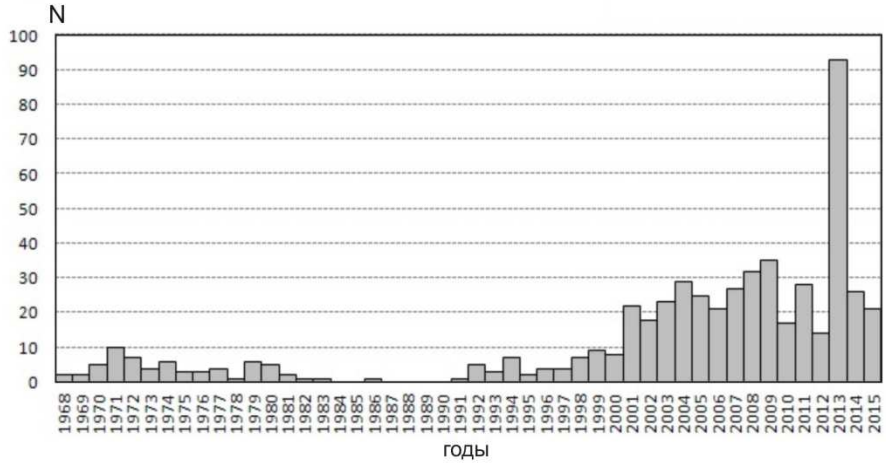


Рис. 4. Гистограмма глубоких (400-700 км) землетрясений энергетического класса K= 9-17 в районе Южной Камчатки (см. рис. 3).s

О возможной природе аномального поведения векового хода в обс. Паратунка судить крайне трудно, так как крайне мало сведений о точном механизме проводимости в мантии. По данным сейсмической томографии зона перехода от верхней к нижней мантии в районе Южной Камчатки отличается пониженной скоростью сейсмических волн по сравнению с Японскими островами [4, 12]. Можно предположить следующее. В результате землетрясений на глубинах 400-700 км выделилась энергия, изменились температура и давление. Это привело к усилению физико - химических процессов пород в зоне перехода от верх-

ней к нижней мантии. Последние исследования в области физики минералов указывают на возможность глубинной дегидратации слэба в переходной зоне мантии и выделения водосодержащего флюида [5].

Согласно [7, 8], удельное электрическое сопротивление пород на глубинах 400-700 км составляет 100 - 5 Ом•м, соответственно. Предполагается, что жидкая фаза имеет электрическое сопротивление сотые - тысячные доли Ом•м [2]. Появление жидкой фазы в гальванически связанном состоянии даже в объёме сотых долей процента приведёт к сильному увеличению электропроводности пород [1, 13]. Интегральная проводимость толщи пород на глубинах 400-700 км возрастёт на несколько порядков. Появление такой проводящей глубинной неоднородности в районе Южной Камчатки, по-видимому, оказало сильное влияние на поведение вековой вариации геомагнитного поля. Можно полагать, что вековые вариации геомагнитного поля содержат информацию о динамике электропроводности мантии.

Литература

1. Ваньян Л. Л. Электромагнитные зондирования. М. : Научный мир. 1997. 219 с.

2. Гордиенко В. В., Логинов И. М., О глобальной астеносфере // Физика Земли. 2011. № 2. С. 35 – 42.

3. Брагинский С. И. Геомагнетизм и аэрономия. 1970. 10. № 2. С. 221-233.

4. Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л. Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010.Т. 51. № 9. С. 1188-1203.

5. Отани Э., Чжао Д. Роль воды в глубинных процессах в верхней мантии и переходном слое: дегидратация стагнирующих субдукционных плит и её значение для “большого мантийного клина”// Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1385 – 1392.

6. Паркинсон У. Введение в геомагнетизм. М.: Мир. 1986. 528 с.

7. Ротанова Н. М., Пушков А. Н. Глубинная электропроводность Земли. М.: Наука. 1982. 148 с.

8. Семёнов В, Ю. Оценка электропроводности мантии под континентами северного полушария // Изв.АН СССР, Физика Земли. 1989. №3.С.60-67.

9. Чеброва А. Ю., Чебров В. Н., Гусев А.А., Ландер А. В., Гусева Е. М., Митюшкина С. В., Раевская А.А. Воздействие Охотоморского землетрясения 24 мая 2013 г. (M=8.3) // Вулканология и сейсмология. 2015. № 4. С. 3-22.

10. Янковский Б. М. Земной магнетизм. Л.: Изд-во ЛГУ,1978.591 с.

11. Currie R. G. Geomagnetic spectrum of internal origin and lower mantle. J.Geophys. Res. 1968.73.№ 8. P. 2779-2786.

12. Huang J., Zhao D. High-resolution mantle tovography of China and surrounding regions // I. Phys. Planet. Inter. 2006. V. 155. P. 1-15.

13. Shankland T.I., Waff H.S. Conductivity in fluid-bearing rocks. – I Geophys. Res., 1977. Vol. 82. P. 5409-5417

Влияние постоянного электрического поля земли на работу измерительного комплекса ОНЧ

Санников Д. В., Малкин Е. И., Пухов В. М.
Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка, Камчатский край, Россия
e-mail: malkinevgeniy@mail.ru, vilgusi@mail.ru, pvm61@yandex.ru.

Аннотация

Обнаружена взаимосвязь между напряжённостью постоянного электрического поля Земли в пункте наблюдения ГФО "Паратунка" ИКИР ДВО РАН и точностью определения азимута грозовых разрядов грозопеленгатором. Сделано предположение о влиянии электрического поля Земли на линии электропередач в ближайшем регионе, что вносит помеху в качество регистрации вертикальной электрической составляющей в диапазоне ОНЧ. Проведен анализ помех.

Введение

На протяжении длительного времени на базе комплексной геофизической обсерватории (КГФО) ИКИР ДВО РАН Паратунка и КГФО Карымшино ведётся непрерывная регистрация электромагнитного(ЭМ) излучения естественного происхождения. Диапазон регистрируемых частот от 0 до 20 кГц. Регистрация ЭМ излучения осуществляется посредством комплекса "ОНЧ-пеленгатор". Разработанного и изготовленного в ИКИР ДВО РАН [1]. Установка позволяет одновременно производить запись трёх компонент электромагнитного поля (E_z, H_x, H_y). Приём сигнала осуществляется на две взаимно перпендикулярные рамочные антенны, ориентированные по сторонам света и на вертикальную штыревую. Аналоговый сигнал с выхода широкополосных усилителей по средством витой пары передаётся на АЦП и ПК. Где обрабатывается и хранится в виде звуковых файлов.

Основная часть

Основной задачей комплекса является пеленгация молниевых разрядов. Поиск импульсных сигналов осуществляется по превышению порога интенсивности уровня шума. Определение направление на источник импульсного сигнала осуществляется по формуле: $\phi = arctg\left(\frac{H_y}{H_x}\right)$, где H_x, H_y среднеквадратичные значения напряжения усиленных сигналов с выхода рамочных антенн. Неоднозначность в определении азимута источника устраняется при помощи сигнала вертикальной электрической антенны [2].

Благодаря пороговой выборке событий любой электрический импульс, достаточной амплитуды, может быть классифицирован как ЭМ импульс молниевого разряда. На рисунке 1приведены примеры различных сигналов.

При анализе волновых форм электрической составляющей ЭМ излучения, было выделено два типа импульсных помех приводящих к ошибкам в работе “ОНЧ-пеленгатора”. Разделение по типам проводилось исходя из предположения, что источником одного типа помех, является высоковольтные линии электропередач, так как смена полярности импульсов происходит с промышленной частотой. Источником второго типа помех, является естественный коронный разряд (К.Р.) образующийся на особых участках рельефа местности (вершины сопок, кроны деревьев, высокие элементы конструкций зданий и сооружений). Данное явление носит поэтическое название "огней святого Эльма".

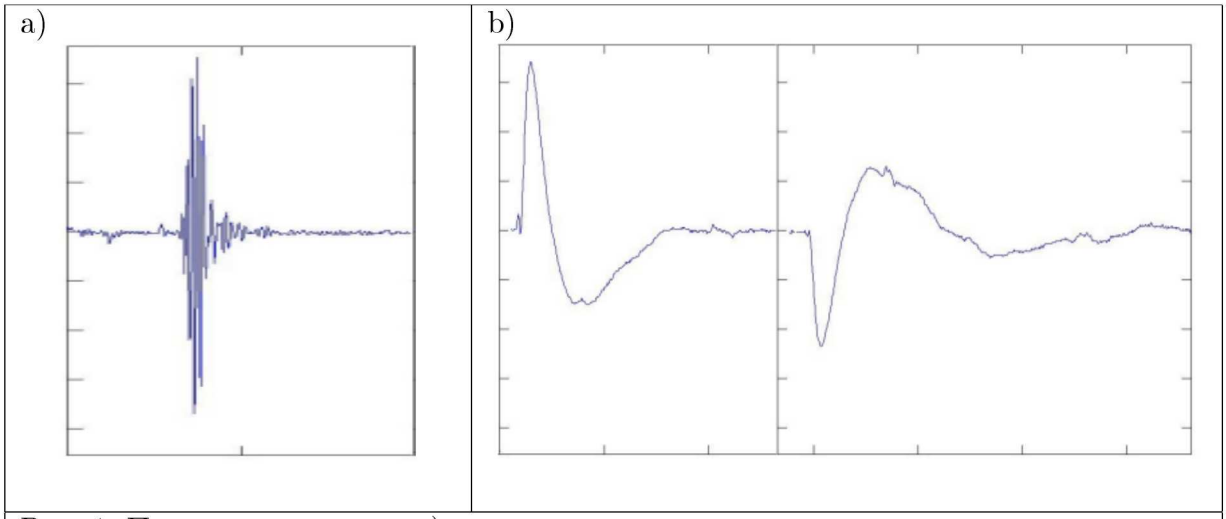


Рис. 1. Примеры сигналов: а) сигнал соответствующий молниевому разряду б) положительный и отрицательный импульс коронного разряда.

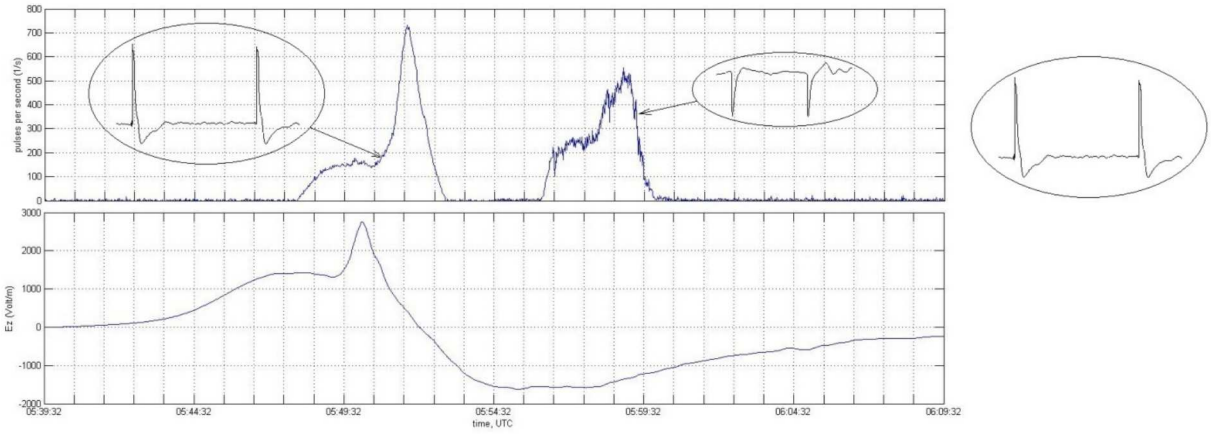


Рис. 2. Синхронные фрагменты времени в измерениях напряженности электрического поля (снизу) и скорости счета ОНЧ-пеленгатора (сверху)

Но достоверно утверждать наличие естественного К.Р. нельзя, так как его прямая регистрация не проводилась. Однако косвенным доказательством этого можно служить тот факт, что естественный К.Р. возникает при напряженности электрического поля более 500 В/м, что в совою очередь наблюдается в естественных условиях при ряде атмосферных явлений таких как: низкая облачность, гроза, интенсивные атмосферные осадки[3]. При сопоставлении фактов ошибочной работы “ОНЧ-пеленгатора” и метеоусловий оказалось, что в 88% случаев наблюдались перечисленные выше погодные явления, то есть в 132 из 149 случаев. Данные по метеоусловиям брались из архива ГМС пос. Сосновка. Также особенностью коронного разряда является пульсация, с частотами повторения до 10 кГц для положительной короны и до 100 кГц для отрицательной [4], так же нужно отметить, что отрицательная корона не стабильна и частота стримеров варьируется в широких пределах при одном и том же значении потенциала катода. В отличие от отрицательной, положительная корона более стабильна и частота стримеров зависит только от потенциала анода. Что в свою очередь подтверждается измерением скорости счета импульсов.

Помимо регистрации естественного ЭМ излучения на базе КГФО Паратунка, также осуществляется измерение квазистатического электрического поля в приповерхностном слое [5]. Сопоставив значения градиента потенциала с со скоростью счета “ОНЧ-

пеленгатора", было выявлено, что в 86% случаев периоды аномального поведения естественного квазистатического электрического поля (для которых значение $(\mathbf{grad}\ \phi)_z > 500\,\text{В/м}$) совпадают с периодами ошибочной работы "ОНЧ-пеленгатора". Вероятность совместных событий и метеоусловий описанных ранее составила 74%. На рисунке 2 приведен пример волновых форм электрического сигнала, и значения $(\mathbf{grad}\ \phi)_z$. Как видно из рисунка знак напряженности электрического поля земли совпадает с полярностью короны.

Заключение

Таким образом анализируя все полученные данные можно утверждать, что причиной аномальной скорости счета импульсов "ОНЧ-пеленгатора" является аномальное значение величины естественного квазистатического электрического поля земли. А объектом связывающим эти аномалии является естественный пульсирующий коронный разряд.

Список литературы

1. Дружин Г.И., Тарасенко Д.В., Пухов В.М., Злыгостев А.В., Аппаратный комплекс для определения азимутальных углов прихода ОНЧ излучения. // Солнечно - земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений. Тез. докл. II Международного совещания 14-19 августа 2001 г. Петропавловск-Камчатский: С. 32-33. 2001.

2. Дружин Г.И., Чернева Н.В., Пеленгация грозовых источников, связанных с циклонами Камчатки. // Сб. докл. XXI Всероссийская науч. конф. Распространение радио волн. Йошкар-Ола: Т. 1. С. 421-424. 2005.

3. Чалмерс Дж. А. Атмосферное электричество. Перевод с английского под ред. д-ра физ.-мат. Наук И. М. Имянитова. - Ленинград: Гидрометеоиздат, 1974.

4. Райзер Ю.П. Физика газового разряда. Научное издание. // Райзер Ю.П. - 3-е изд. перераб. и доп. - Долгопрудный: Издательский дом "Интеллект", 2009. -736 с.

5. База данных КГФО ИКИР ДВО РАН Паратунка.

Возможности использования старых аналоговых магнитограмм обсерваторий для получения новых данных о вариациях магнитного поля Земли

Хомутов С. Ю., Хомутова И. Н.
Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка, Камчатский край, Россия
e-mail: Khomutov@ikir.ru

Аналоговые магнитограммы являются практически единственным источником информации об изменении магнитного поля Земли в эпоху до-цифровых измерений. Эти магнитограммы, в соответствии со стандартами IAGA, использовались на обсерваториях для получения среднечасовых значений полного вектора магнитной индукции, доступных через систему Мировых центров данных. Однако, магнитограммы содержат больше информации, чем имеется в МЦД, например о быстрых вариациях. Кроме того, во многих случаях по ряду причин (проблемы с обработкой, передачей, организационные и т.п.) в МЦД не представлены стандартные часовые данные, и архивы магнитограмм, имеющиеся на обсерваториях, остаются единственной возможностью восполнить эти пробелы в многолетних рядах.

Международными и отечественными научными организациями и фондами были реализованы проекты по сохранению старых аналоговых магнитограмм - получение цифровых графических образов с требуемым разрешением и масштабированием, сопровождающихся необходимой дополнительной информацией (коэффициенты чувствительности, базисные значения и т.п.). Подобный проект по сохранению архива магнитограмм обсерватории "Паратунка" (PET) за 1967-2006 гг. был выполнен в 2014 г. в ИКИР ДВО РАН при поддержке международной программы VarSITI [1]. Полученные графические файлы доступны в МЦД [2].

Заполнение пропусков в старых данных - вторая важная задача. В настоящее время в МЦД (ftp://ftp.nmh.ac.uk/wdc/obsdata/hourval/single_obs/) отсутствуют часовые данные обсерватории PET за 1996-2007 гг. Частично эти данные имеются в базе ИКИР, однако их достоверность требует проверки. Кроме того, с начала 2000-х годов на обсерватории уже проводились измерения с помощью цифровых магнитометров и полученные при выборочной оцифровке данные могут позволить "связать" ряды аналоговых и цифровых магнитных измерений. Поэтому работы, результаты которых представлены ниже, должны дать оценку возможностей метода по точности, достоверности и производительности.

База данных и используемое программное обеспечение

Полученные цифровые образы магнитограммы представляют собой файлы формата TIFF размером A4 и разрешением 300x300 dpi. Обычно магнитограмма представлена тремя образами, с перекрытием около трёх часов записи (см. пример на рис. 1). Оцифровка выполняется с помощью программы WFD [3], позволяющей в автоматическом и ручном (при корректировке) режиме выделять трек требуемой компоненты, маркировать часовые метки и фикс-линии и задавать масштабную метку. Далее программой для каждой минуты вычисляются ординаты трека относительно фикс-линии, пересчитываются в миллиметры и выводятся в файл. Последующая обработка выполняется в среде MATLAB, при необходимости.

Для тестирования были выбраны интервалы за январь 1995 г., для которого в МЦД имеются часовые данные, и март 2001 г., когда на обсерватории работал цифровой магнитометр FRG-601. Оцифровка выполнена четырьмя магнитологами (KAM, IRA, RAY и

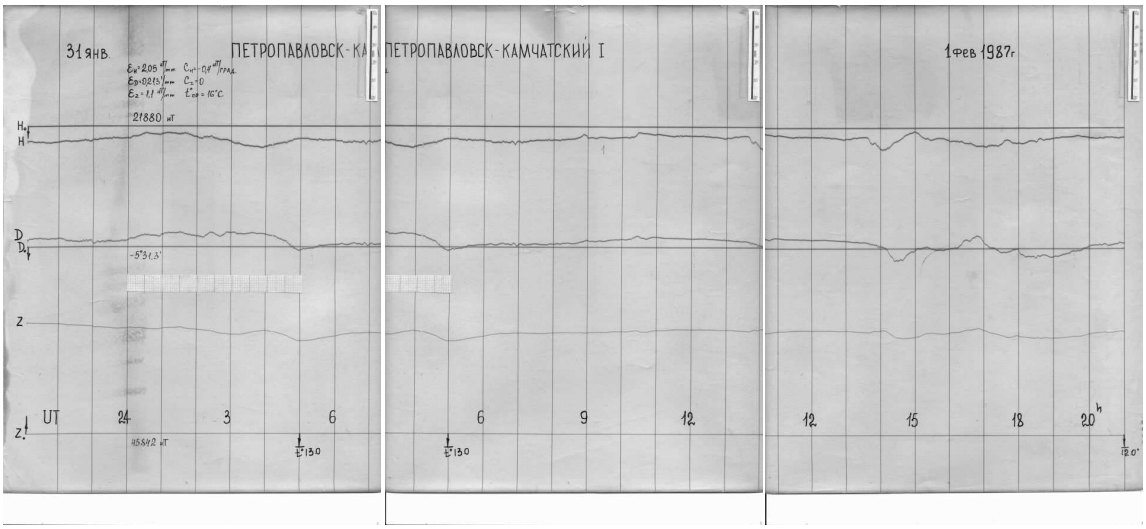


Рис. 1. Пример отсканированной магнитограммы обсерватории "Паратунка" (Петропавловск-Камчатский) за 1 февраля 1987 г. В верхнем правом угла каждого образа находится масштабная линейка (50 мм). Обычно на магнитограмме в начале месяца записывается вспомогательная информация: градуировочные и температурные коэффициенты, базисные значения.

OLG), каждым получены наборы файлов для каждого образа магнитограммы для H-, D- и Z-составляющих (ординаты в миллиметрах для каждой минуты). Основные проблемы, которые возникали при оцифровке: (1) плохое качество магнитограмм (засветка, пожелтение от старости и т. п.), (2) слабые треки, как технические, так и во время возмущений магнитного поля из-за быстрого перемещения блика по фотобумаге, (3) субъективность при коррекции автоматически распознанного трека.

Результаты

1. Результаты оцифровки (минутные ординаты в мм) на перекрывающихся участках графических образов (обычно 3 часа) позволяют оценить качество данных каждого магнитолога индивидуально, в т.ч. смещение по ординате кривых, полученных с соседних образов, а также среднеквадратическое значение (СКО) разности для каждых суток. Статистика по всем магнитологам за январь 1995 г., включая возмущенные дни, показывает, что смещения лежат в пределах 0.2-0.4 мм, СКО – в пределах 0.2-0.6 мм. С учетом градуировочных коэффициентов (1-2 нТл/мм в зависимости от составляющей), можно оценить ожидаемые случайные ошибки для H,D,Z $\pm$(0.4 нТл, 0.04', 0.2 нТл) и $\pm$(2 нТл, 0.2', 1 нТл), соответственно для спокойного и возмущенного поля. Отметим, что только на данном этапе возможен более-менее эффективная проверка достоверности оцифровки, если отсутствуют возможности внешнего контроля.

2. Для сравнения ординат разных обработчиков между собой при отсутствии точных данных о естественных вариациях поля, для каждой компоненты были получены "эталонные" кривые как средние по результатам четырех магнитологов (интервалы с сильными индивидуальными отклонениями были исключены). Разности между исходными ординатами и средней вариацией использовались для оценки качества оцифровки; результаты для H-составляющей представлены на рис. 2 (левая панель). Средние и средние квадратические значения разностей за весь период представлены в табл.1. Как видно по рис. 2 и табл.1 существуют заметные отклонения в индивидуальных данных, достигающие при возмущенном поле 1-2 мм, т. е. первые нТл (в единицах поля). Основная причина — субъ-

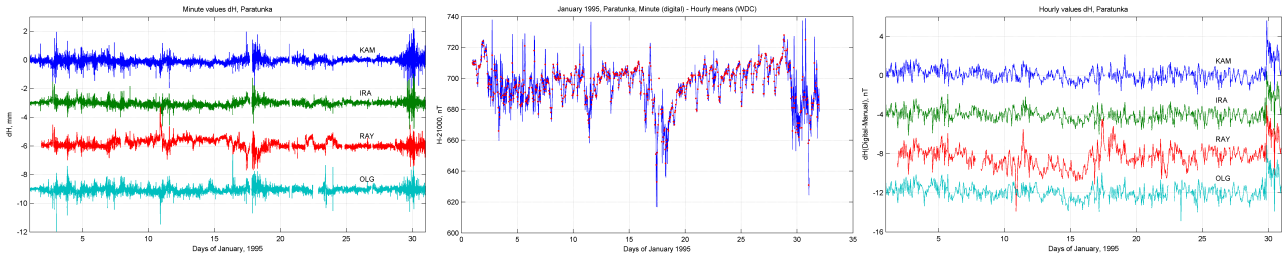


Рис. 2. Оценка качества оцифровки по магнитограммам за январь 1995 г. Левая панель — ординаты dH (в мм) после исключения естественных вариаций поля (кривые смещены для наглядности). Средняя панель — полное значение H-составляющей (в нТл, оцифровка - KAM) и среднечасовые значения H по данным из МЦД (точки). Правая панель — разности среднечасовых значений H, посчитанных по результатам оцифровки и полученных из МЦД (кривые смещены для наглядности).

ективность при выборе степени сглаживания в автоматическом режиме выделения трека и при его ручной коррекции при быстрых вариациях поля.

Таблица 1. Средние и среднеквадратические значения разностей минутных ординат (”мм”) и часовых данных (”нТл”, ”угл.мин”) за январь 1995 г.

	KAM	IRA	RAY	OLG
dH, мм	-0.06 ±0.22	-0.01 ±0.18	+0.14 ±0.30	-0.06 ±0.20
dD, мм	+0.13 ±0.32	+0.16 ±0.27	-0.39 ±0.62	+0.09 ±0.34
dZ, мм	-0.01 ±0.13	-0.00 ±0.11	+0.01 ±0.12	+0.00 ±0.17
dH, нТл	+0.11 ±0.75	-0.00 ±0.85	-0.34 ±1.15	+0.09 ±0.90
dD, угл.мин.	+0.068 ±0.093	+0.062 ±0.102	+0.175 ±0.194	+0.081 ±0.125
dZ, нТл	-0.40 ±0.52	-0.40 ±0.49	-0.39 ±0.51	-0.40 ±0.55

Пример вариации H-составляющей в январе 1995 г. по минутным значениям, полученным при оцифровке, и часовым данным из МЦД (ручная обработка магнитограмм) показан на рис. 2 (средняя панель), разности часовых значений цифровой оцифровки и ручной обработки - на рис.2 (правая панель). Статистика по кривым на правой панели рис. 2 представлена в табл.1. Как видно по графикам и цифрам в таблице, имеется достаточно хорошее согласие между часовыми данными, полученными двумя разными способами. Тем не менее, среднеквадратические значения разности достигают 1 нТл по H и 0.5 нТл по Z, т. е. экстремальные различия возможны до нескольких нТл, в основном, в при возмущениях поля. К сожалению, субъективный фактор при снятии часовых ординат вручную с помощью палетки значительный, несмотря на предполагаемую по правилам проверку ”во вторую руку”. И в этом смысле, цифровое усреднение минутных ординат представляется более объективным.

4. Чтобы по возможности исключить субъективный фактор при снятии ординат с магнитограмм (вручную или цифровым методом), было выполнено сравнение результатов оцифровки с имеющимися в марте 2001 г. данными японского феррозондового магнитометра FRG-601, установленного на обсерватории по Соглашению с японскими институтом NICT. По исходным данным FRG (1 Гц, H,D,Z-вариации) с помощью гауссовского фильтра (стандарт INTERMAGNET) были получены минутные вариации, по которым вычислены полные компоненты (базисные значения использовались приближенные и постоянные для всего месяца). По минутным ординатам, полученным при оцифровке, как и ранее, были вычислены полные значения составляющих, которые сравнивались с данными цифрового

FRG. Необходимо отметить, что при визуальном сопоставлении был замечен сдвиг кривых, примерно на 2 мин., вероятной причиной которого является ошибка механизма, формирующего часовые метки на магнитограммах. Пример такого сравнения для составляющей H представлен на рис. 3 (левая панель). Заметны существенные медленные вариации разностей, которые скорее всего связаны либо с температурной зависимостью FGR, если в марте температура в вариационном павильоне менялась, либо с присущей этому магнитометру низкой долговременной стабильностью. После вычитания медленных изменений в разностях, СКО итоговых минутных разностей составляют 1.01 нТл, 0.14' и 0.29 нТл для H,D,Z, соответственно.

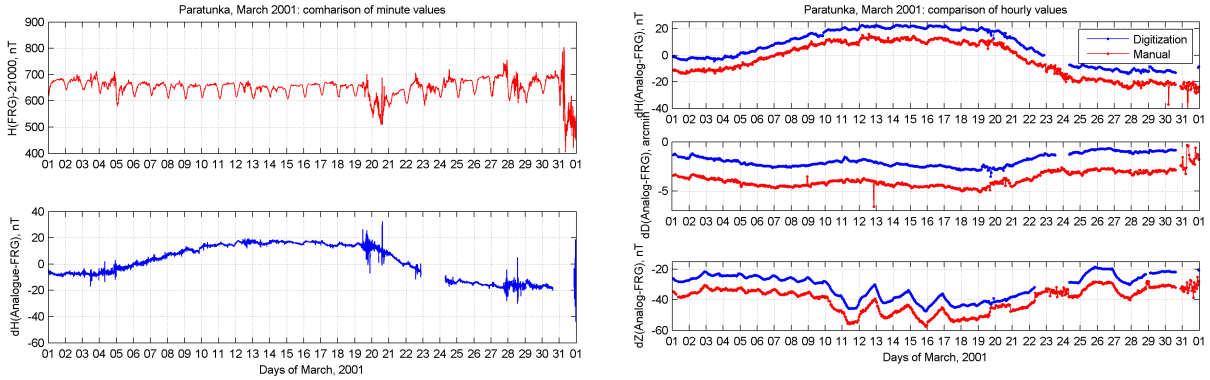


Рис. 3. Сравнение данных, полученных в марте 2001 г. с магнитограмм и с помощью цифрового магнитометра FRG-601. Левая панель — вариации H-составляющей по данным FRG (вверху) и разность данных по оцифровке (КАМ) и FRG (внизу). Правая панель — среднечасовые данные, снятые с магнитограмм палеткой вручную и при оцифровке, после вычитания вариаций по данным FRG. Кривые для наглядности смещены по вертикали.

Аналогичное сравнение было выполнено для среднечасовых значений, при этом дополнительно использовались данные, полученные при ручной обработке магнитограмм, имеющиеся только в БД ИКИР. Результаты представлены на рис. 3 (правая панель). После исключения медленных вариаций в разностях СКО остаточных кривых dH,dD,dZ составляют 0.50 нТл, 0.062' и 0.44 нТл и 0.96 нТл, 0.130' и 0.62 нТл, для оцифровки и ручной обработки магнитограмм, соответственно (данные ручной обработки при оценке СКО были взяты за те же интервалы, что и данные оцифровки).

Выводы

Результаты цифровой обработки графических образов аналоговых магнитограмм обсерватории "Паратунка"ИКИР ДВО РАН за январь 1995 г. и март 2001 г. показали следующее:

1) минутные данные сопоставимы с данными цифровых магнитометров, однако могут включать случайные субъективные ошибки при выделении треков, достигающие несколько нТл. Важным становится вопрос точности часовых меток на магнитограммах, который при ручной обработке был несущественным. Ошибки могут существенно возрастать при возмущенном поле;

2) среднечасовые значения, вычисленные по оцифрованным минутным ординатам, по точности сопоставимы с данными обсерватории, которые ранее были проверены и отправлены в МЦД (по 1995 г. включительно), и могут быть использованы для заполнения пропусков и пополнения ряда магнитных данных до появления приемлемых результатов измерений цифровыми магнитометрами;

3) полученные при оцифровке данные могут быть использованы для выборочного контроля и коррекции имеющихся в БД ИКИР среднечасовых данных с последующей передачей в МЦД;

4) полученные при оцифровке часовые данные будут полезны для определения или уточнения параметров ранних измерений цифровыми магнитометрами, например, для оценки базисных значений, погрешностей ориентации или температурных зависимостей;

5) минутные магнитные данные, получаемые при оцифровке магнитограмм, могут быть использованы для получения полноценных данных для некоторых важных интервалов; массовая обработка затруднительна из-за невысокой производительности.

Авторы благодарят магнитологов обсерватории "Паратунка" З.П.Каменских, А.Ф.Райкевич и О.С.Богунову за качественные данные, используемые в настоящей работе, и признательны разработчикам программы WFD за возможность удобной и эффективной оцифровки магнитограмм. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ 14-11-00194.

Литература

1. Khomutov S.Y. The creation of the database of images of old analogue magnetograms of Geophysical Observatory "Paratunka Kamchatka, Russia, 1967-2006 // VarSITI Newletter. - 2014. - Vol.3. - P.7-8 (http://newserver.stil.bas.bg/varsiti/newsL/VarSITI_Newsletter.html – дата обращения 15.10.2015)

2. Цифровые изображения магнитограмм // www.wdcb.ru/stp/magnetogr_list.ru.html

3. Бурцев А., Жижин М. Waveform digitizer, v.2.1 b4. - 2003 г.

Изменение характеристик радиотрасс при наклонном зондировании высокоширотной ионосферы во время геомагнитных бурь

Котова Д. С.[1,2], Клименко М. В.[1,2], Клименко В. В.[1], Захаров В. Е.[2]
[1] Калининградский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова
г. Калининград, Россия
[2] Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта
г. Калининград, Россия
e-mail: darshu@ya.ru maksim.klimenko@mail.ru vvk_48@mail.ru vezakharov@kantiana.ru

Введение

За последние десятилетия достигнуты успехи в развитии спутниковой, радиорелейной и сотовой связи. Несмотря на это роль коротковолновой связи остается существенной как для радиосвязи, так и в вопросах исследования ионосферы. Многие отечественные и зарубежные авторы занимались вопросом моделирования распространения коротких волн в ионосфере, однако до сих пор остается актуальным исследование влияния геомагнитных бурь на особенности распространения коротких волн в ионосфере. Цель данной работы – показать посредством численного моделирования влияние геомагнитной бури на характеристики высокоширотной трассы.

Постановка задачи

Для достижения цели исследования использовался комплекс прикладных программ, включающий численный алгоритм проведения вычислительных экспериментов по моделям среды (эмпирическим, ассимиляционным и теоретическим) и распространения радиоволн, который был дополнен блоком для нахождения трасс между фиксированными точками на поверхности Земли. В приближении слабонеоднородной среды для описания коротких волн применимо приближение геометрической оптики [1]. Используемая численная модель распространения коротких волн [2] построена в этом приближении. Показатели преломления для обыкновенной и необыкновенной волн выводятся из дисперсионного соотношения для анизотропной плазмы ионосферы [3]. Для расчета комплексных показателей преломления требуются знание параметров ионосферы и нейтральной атмосферы. В данном исследовании искомые параметры на высотах от 80 км рассчитывались по Глобальной Самосогласованной Модели Термосферы, Ионосферы и Протоносферы (ГСМ ТИП, КФ ИЗМИРАН) [4]. Нами использовались результаты модельных расчетов отклика ионосферы по ГСМ ТИП на последовательность геомагнитных бурь в период с 26 по 29 сентября 2011 г. Максимальное значение трехчасового Kp индекса геомагнитной активности в рассматриваемый период не превышало 6. В работе [5] представлено сравнение результатов модельных расчетов с данными наблюдений для данного события, которое показало, что модель ГСМ ТИП можно использовать в качестве среды при решении задач распространении радиоволн в ионосфере во время геомагнитных бурь.

В качестве высокоширотной трассы рассматривается реально существующая трасса по наклонному зондированию ионосферы Lovozero – Salekhard [6]. В таблице 1 приведены координаты рассматриваемых станций. Момент мирового времени 16:00 UT. В качестве спокойных условий выбран магнитоспокойный день 24 сентября. Главная фаза бури наблюдалась 26 сентября, 29 сентября была фаза восстановления.

Таблица 1. Координаты станций

Code	Name	Lat	Long	GMLat	GMLong
LOZ	Lovozero	68.00	35.02	62.9	127.4
SAH	Salekhard	66.52	66.67	57.4 149.4	

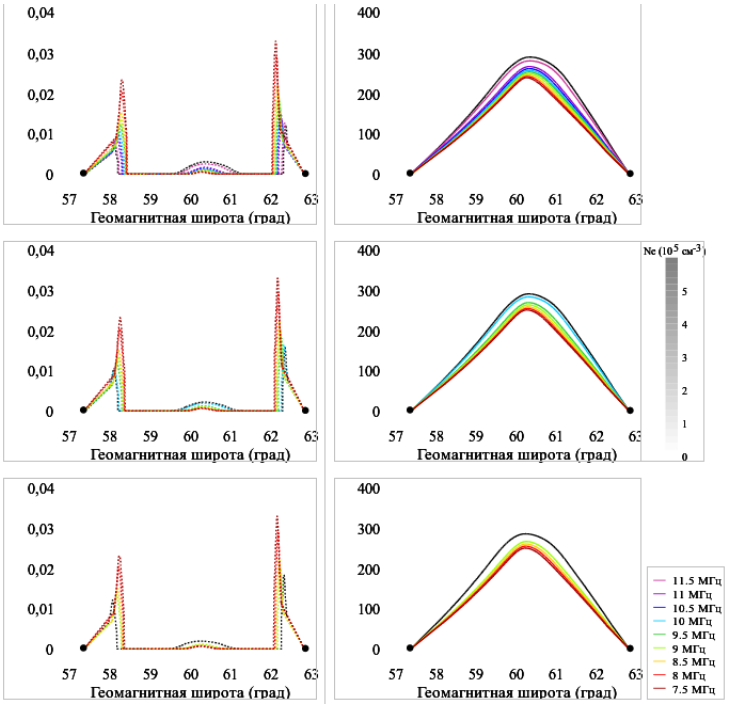


Рис. 1. Трассовый расчет (справа) на фоне изолиний электронной концентрации (шкала справа) между двумя высокоширотными станциями, а также поведение дифференциального затухания (слева) при изменении частоты волны. Вверху для спокойных условий, посередине – для главной и снизу – для восстановительной фазы бури. Цветом показаны различные частоты излучения от 7.5 МГц до 11.5 МГц, черным цветом для трех рассматриваемых дней показана МПЧ.

Результаты численных экспериментов

При изменении угла места, азимута и частоты излучения были получены результаты, представленные на рис.1. На рисунках справа показаны проекции лучевых траекторий для набора частот на фоне изолиний электронной концентрации в координатах геомагнитная широта-высота. Хорошо видно, что во время бури наблюдается падение электронной концентрации в рассматриваемой области распространения. Это приводит к падению максимально применимой частоты (МПЧ) с 11.7 МГц в спокойный условиях до 10.2 МГц в главную фазу и до 9.4 МГц в восстановительную фазу бури. Рисунок 2 позволяет заключить, что во время бури в среднем на 10 км увеличивается высота отражения, волны на тех же частотах глубже проникают в слой из-за уменьшения градиента электронной концентрации. Это в свою очередь приводит к увеличению длины оптического пути рассматриваемых односкачковых трасс. В восстановительную фазу бури из-за дальнейшего уменьшения электронной плотности с приближением к МПЧ растет высота отражения и длина оптического пути в сравнении с результатами во время главной фазы бури.

На рис. 1 также представлено поведение дифференциального затухания в течение

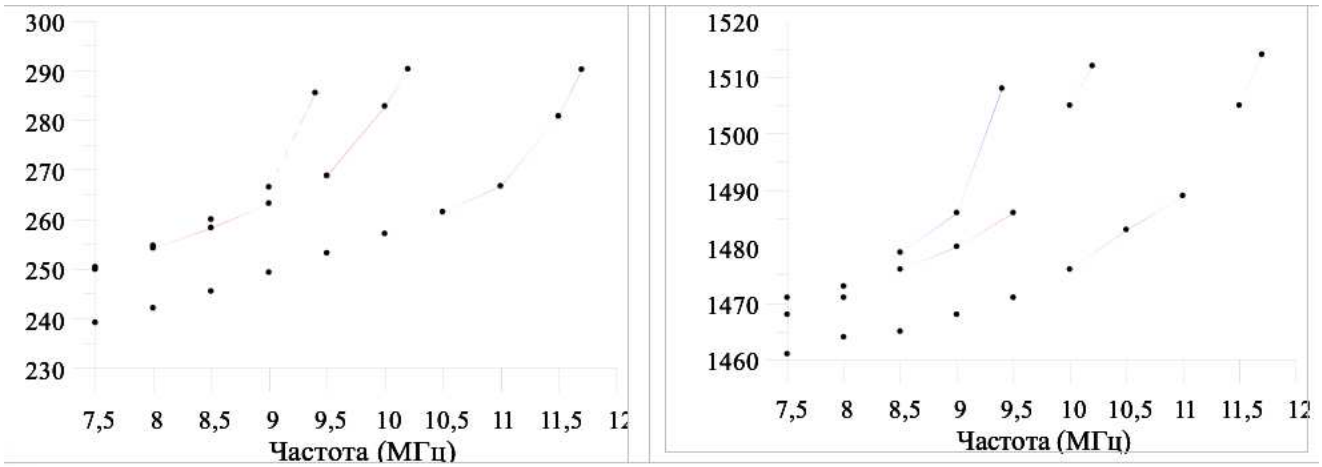


Рис. 2. Зависимость высоты отражения (слева) и длины оптического пути (справа) от частоты для спокойных условий (линия зеленого цвета) и главной (красного цвета) и восстановительной (синего цвета) фазы бури.

трех рассматриваемых дней для того же набора частот. В спокойных условиях затухание несколько больше, чем во время бури. В целом изменения не значительны, интегральное затухание достигает относительно малых максимальных значений в 2.5 дБ, и рассматриваемая трасса удобна для радиосвязи. Хорошо видна зависимость значения интегрального затухания от частоты и от распространения волны в слое с изменением градиента электронной концентрации: чем меньше частота, тем сильнее поглощается волна при распространении в неотклоняющей области [3], и чем ближе частота волны к МПЧ, тем сильнее поглощение в отклоняющей области. Для МПЧ (черная линия) получаем максимальный рост в области точки поворота.

Заключение

Использование динамической модели ГСМ ТИП позволило учесть изменение среды при переходе от спокойных условий к возмущенным во время геомагнитной бури. Это позволило провести исследование влияния геомагнитной бури 26-29 сентября 2011 г на характеристики реально существующей высокоширотной радиотрассы Lovozero – Salekhard. Показано, что произошло падение МПЧ с 11.7 МГц в спокойных условиях, до 9.4 МГц на фазе восстановления бури. Также в результатах модельных расчетов во время бури наблюдается рост высоты отражения и длины оптического пути по сравнению со спокойными условиями. В поведении дифференциального затухания не отмечено особых изменений. Это связано с тем, что в рассматриваемой области максимальные эффекты бури наблюдались на высотах F области ионосферы. D и E слои практически не изменились. На сайте [6] регулярно выкладываются наклонные ионограммы для рассматриваемой трассы в режиме реального времени. Однако мы не располагаем данными, чтобы провести сравнение наших результатов модельных расчетов с наблюдениями за рассматриваемый период.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00590 мол_а, гранта РФФИ №14-05-00578. Работа проводилась в рамках проекта "Физические механизмы формирования реакции верхней атмосферы и ионосферы на процессы в нижней атмосфере и на поверхности Земли"(Государственное задание Министерства образования и науки РФ, конкурсная часть, задание № 3.1127.2014/К).

Литература

1. Кравцов Ю.А., Орлов Ю.И. Геометрическая оптика неоднородных сред. — Москва: Наука, 1980. 304 с.

2. Захаров В.Е., Черняк А.А. Численная модель расчета радиотрасс коротких радиоволн в ионосфере // Вестник РГУ им. И. Канта. — 2007. — Вып. 3. — С. 36–40.

3. Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А. Физика ионосферы. — Москва: Наука, 1988. 528 с.

4. Namgaladze A.A., Korenkov Yu.N., Klimenko V.V. et al. Global Model of the Thermosphere–Ionosphere–Protonosphere System // Ionospheric Modelling. – Birkhäuser Basel, 1988. — Т. 55. — № 6. — С. 769–789.

5. Клименко М.В., Клименко В.В., Бессараб Ф.С., Ратовский К.Г., Носиков И.А., Захаренкова И.Е., Степанов А.Е., Котова Д.С. Влияние геомагнитных бурь 26-30 сентября 2011 года на ионосферу и распространение КВ радиоволн. I – ионосферные эффекты // Геомагнетизм и Аэрономия – 2015. — V. 127. — No 2/3. — P. 219–254.

6. Department of Geophysics. Ionograms. – URL http://geophys.aari.ru/ionograms.html (дата обращения: 06.05.2016)

Инверсии в шестиструйных моделях геодинамо

Водинчар Г. М.[1,2], Фещенко Л. К.[1]
[1] Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,
с. Паратунка, Камчатский край, Россия
[2] Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга,
г. Петропавловск-Камчатский, Россия
e-mail: gvodinchar@ikir.ru kruteva_lu@mail.ru

Проблема формирования магнитных полей планет обычно решается в рамках теории гидромагнитного динамо [1, 2]. Существующие модели либо воспроизводят МГД-течения с хорошим пространственным разрешением на небольших (по геологическим масштабам) промежутках времени ($\sim 10^4$ лет), либо моделируют длительную эволюцию только крупномасштабных пространственных структур. Для моделей второго типа эти структуры должны изначально задаваться. При этом возникает вопрос о том, какова реальная крупномасштабная структура конвекции.

Авторы настоящей работы на протяжении ряда лет разрабатывают модель геодинамо, управляемую 6-ячейковой конвекцией, в которой полоидальная компонента скорости определяется сферической гармоникой Y_4^2. Впервые гипотеза о таком характере конвекции была выдвинута в работе [3] на основе анализа расщеплений собственных колебаний Земли. В такой структуре в каждом полушарии расположены по две ячейки и еще две – в экваториальной области. Отметим также, что 6-ячейковая структура возникает в результате прямого численного моделирования конвекции в ядре Земли при некоторых значениях параметров ядра [4]. В этих расчетах в каждом полушарии расположены по три ячейки. Такая структура описывается сферической гармоникой Y_4^3.

Известным свойством реальных космических динамо-систем является наличие инверсий – смены знака дипольной составляющей поля. При этом большой интерес представляют инверсии не связанные с перестройкой конвекции

В настоящем докладе работе обсуждается вопрос о генерации поля 6-ячейковой структурой, описываемой гармоникой Y_4^2 с учетом турбулентного α-эффекта, и об инверсиях в такой системе.

Уравнения геодинамо, учитывающие α-эффект в приближении Буссинеска имеют вид:

$$\begin{aligned}
&\frac{\mathrm{E}}{\mathrm{Pm}}\left(\frac{\partial}{\partial t}+\mathbf{v}\cdot\nabla\right)\mathbf{v}=\mathrm{E}\nabla^2\mathbf{v}-\nabla p-2\mathbf{e}_z\times\mathbf{v}+\mathrm{RaPm}T\mathbf{r}+\mathbf{rot}\mathbf{B}\times\mathbf{B},\\
&\frac{\partial T}{\partial t}+(\mathbf{v}\cdot\nabla)(T+T_s)=\frac{\mathrm{Pm}}{\mathrm{Pr}}\nabla^2 T,\\
&\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}=\mathbf{rot}(\mathbf{v}\times\mathbf{B})+\mathrm{R}_\alpha\mathbf{rot}(\alpha\mathbf{B})+\nabla^2\mathbf{B},\\
&\nabla\cdot\mathbf{v}=0,\quad \nabla\cdot\mathbf{B}=0.
\end{aligned}\tag{1}$$

Безразмерными параметрами подобия являются число Экмана E, число Релея Ra, число Прандтля Pr, магнитное число Прандтля Pm и амплитуда α-эффекта R_α. Переменная T обозначает отклонение температуры от равновесного профиля T_s. Мы также считаем, что турбулентность в ядре изотропная и используем скалярную параметризацию α-эффекта в виде $\alpha = a(r)\cos\theta$, где $\max|a(r)| = 1$.

На внутренней r_i и внешней r_o границах жидкого ядра для скорости и температуры принимаются нулевые условия, а для магнитной индукции ставятся условия ограниченности в центре Земли и вакуумные условия вне ядра.

Для полей задачи (1) строятся маломодовые приближения, причем гидродинамическая часть модели формально и по логике построения совпадает с системой Лоренца для

конвекции в плоском слое, но описывает 6-струйную конвекцию. Для этого используется одномодовое приближение скорости $\mathbf{v}(\mathbf{r},t) = u(t)\mathbf{v}_0(\mathbf{r})$ в виде аппроксимации моды Пуанкаре $\mathbf{v}_0(\mathbf{r})$для сферической оболочки. Детали построения этой моды описаны в работе авторов [5]. Для скорости вводим двухмодовое приближение $T(\mathbf{r},t) = \theta_0(t)T_0(\mathbf{r})+\theta_1(t)T_1(\mathbf{r})$, в которой $T_0(\mathbf{r})$ согласована с радиальной компонентой скоростной моды, а $T_1(\mathbf{r})$ однородна на сфере.

Для представления магнитного поля мы используем некоторые моды омической диссипации, которые отбираем по схеме предложенной в работе [6].

Прежде всего, мы упорядочим моды по возрастанию собственных значений, т.е. по скорости диссипации. Получим следующую последовательность, где прямоугольниками выделены дублеты – пары мод с одинаковыми собственными значениями: $\mathbf{P}_{01}^{-1..1}$, $\boxed{\mathbf{T}_{01}^{-1..1}, \mathbf{P}_{02}^{-2..2}}$, $\boxed{\mathbf{T}_{02}^{-2..2}, \mathbf{P}_{03}^{-3..3}}$, $\mathbf{P}_{11}^{-1..1}$, $\boxed{\mathbf{T}_{03}^{-3..3}, \mathbf{P}_{04}^{-4..4}}$, $\boxed{\mathbf{T}_{11}^{-1..1}, \mathbf{P}_{12}^{-2..2}}$, $\boxed{\mathbf{T}_{04}^{-4..4}, \mathbf{P}_{05}^{-5..5}}$, ...

Затем, выберем несколько мод с наименьшими собственными значениями, обозначив их $\mathbf{B}_k(\mathbf{r})$.

Далее, запишем магнитное поле в виде $\mathbf{B}(\mathbf{r},t) = \sum_k g_k(t)\mathbf{B}_k(\mathbf{r})$ и подставим это выражение в уравнение индукции (третье из уравнений (1)). Амплитуду скорости $u(t)$ считаем постоянной и равной u_0. Тогда u_0 можно интерпретировать как магнитное число Рейнольдса Re_m.

На следующем шаге применим к уравнению индукции метод Галеркина и получим систему

$$\frac{dg_k}{dt} = \mathrm{Re}_m \sum_i W_{ki} g_i + \mathrm{R}_\alpha \sum_i A_{ki} g_i - \eta_i g_i, \ 1 \tag{2}$$

где η_i – это собственное значение для $\mathbf{B}_i$, а W_{ki} и A_{ki} – постоянные галеркинские коэффициенты, величина которых определяется отобранными модами.

Фактически, мы получим маломодовую аппроксимацию для задачи кинематического динамо с шестью конвективными ячейками. Пусть λ_i обозначает собственное значение матрицы системы (2). Кинематическое динамо генерирует поле, если $\max \mathfrak{Re}\lambda_i > 0$. Мода с таким собственным значением является лидирующей, растущей быстрее других. Если собственное значение лидирующей моды комплексное, то магнитное поле будет осциллировать.

Далее, мы будем постепенно наращивать число магнитных мод, пока не получим осциллирующее динамо.

Такова схема отбора магнитных мод.

Разумеется собственные значения зависят от параметров Re_m и R_α, а также от формы $a(r)$ радиального профиля α-эффекта. Мы провели серию расчетов, используя два выражения для профиля $a(r) = 1$ и $a(r) = r$. Оказалось, что результаты отличаются незначительно.В этих расчетах параметры Re_m и R_α равномерно варьировались в логарифмической шкале в диапазоне $[10^{-1}; 10^3]$. После получения осциллирующего динамо мы отбрасывали некоторые моды, если это не меняло качественно результата или не меняло существенно порог генерации.

В результате мы остановились на магнитных модах $\mathbf{P}_{01}^{0}$, $\mathbf{P}_{03}^{\pm 2}$, $\mathbf{P}_{11}^{0}$, $\mathbf{T}_{04}^{\pm 2}$, $\mathbf{P}_{05}^{\pm 2}$.

Области осциллирующего и неосциллирующего динамо на плоскости параметров $(\mathrm{Re}_m, \mathrm{R}_\alpha)$ показаны на рис. 1 при $a(r) = r$. Случай $a(r) = r$ отличается мелкими деталями.

На этих рисунках видно, что для достаточно больших R_α возможна генерация только за счет α-эффекта, но при этом не происходит генерации дипольной компоненты. В свою очередь, при достаточно больших Re_m возможна генерация поля и без α-эффекта, но при этом не будет инверсий.

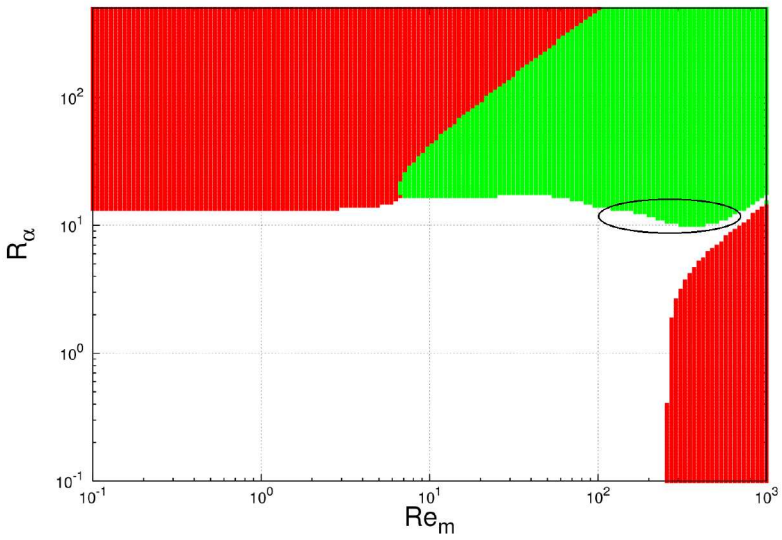


Рис. 1. Области генерации поля. Красные точки – неосциллирующее динамо; зеленые точки – осциллирующее динамо.

В таком кинематическом динамо возможен только неограниченный рост поля. Для получения устойчивой генерации необходимо водить механизм подавления. В связи с этим обратим внимание на область на рис. 1 выделенную эллипсом. Зафиксируем $\mathrm{R}_\alpha \sim 15$. Если точка $(\mathrm{Re}_m, \mathrm{R}_\alpha)$ изменяется вдоль большой оси эллипса, то значение Re_m также варьируется. При этом в крайних положениях динамо не работает. Так можно получить генерацию поля ограниченной величины.

В нашей конструкции Re_m является фиксированным уровнем амплитуды $u(t)$ моды скорости $\mathbf{v}_0$. Поэтому мы можем составить теперь комбинированную модель МГД-конвекции с переменной амплитудой скорости. Для ее получения подставим выражения для скорости, температуры и магнитного поля в первые три уравнения (1) и применим метод Галеркина. Получим нелинейную динамическую систему, описывающую 6-ячейковую МГД-конвекция в ядре Земли.

Опишем теперь некоторые результаты вычислительных экспериментов с этой моделью. Мы брали турбулентные значения для диссипативных коэффициентов $\nu = 10^2$ м^2/с, $\kappa = 10^{-2}$ м^2/с, $\eta = 20$ м^2/с [7]. Внешний радиус ядра $r_o = 3480$ км а угловая скорость $\Omega = 7.29 \times 10^{-5}$ рад/с. Соответствующие значения параметров модели: $\mathrm{E} = 10^{-7}$, $\mathrm{Pr} = 10^4$, $\mathrm{Pm} = 5$. Также мы использовали $\mathrm{R}_\alpha \sim 15$, следуя оценкам из работы [8] и различные значения числа Релея из диапазона $\mathrm{Ra} = 10^2 \div 10^4$.

Были найдены устойчивые режимы динамо с инверсиями в магнитном поле для $\mathrm{Ra} \sim 10^3$. На рис. 2 показаны графики амплитуд скорости и дипольной части магнитного поля для $\mathrm{Ra} = 5000$.

На этом рисунке видно, что скорость и магнитное полей осциллируют. Но, если магнитное поле периодически меняет знак, то смены знака скорости не происходит. Таким образом, в модели реализуется режим инверсий без перестройки структуры конвекции.

Разумеется, к конкретным численным значениям, полученным в такой простой модели следует относиться с осторожностью. Тем не менее отметим, что характерное значение скорости на рис. 2 составляет 5×10^{-4} м/с. Это хорошо согласуется с известными оценками реальной скорости конвекции $\sim 10^{-4}$ м/м [1]. Характерное значение поля в модели 5×10^{-4} Тл также хорошо согласуется с экстраполяцией реальной величины геомагнитного поля на границу ядро-мантия [9]. Временной интервал между инверсиями в модели 3200 лет, что коррелирует со средней величиной интервала полярности для палеомагнитных шкал

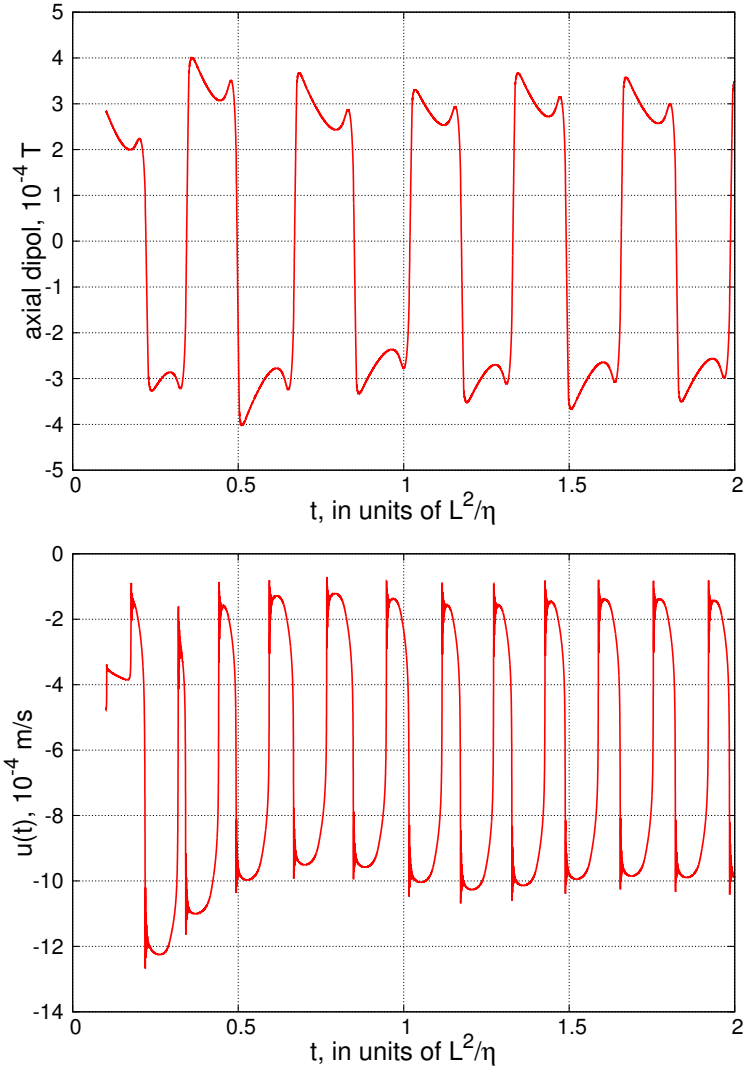


Рис. 2. Амплитуды мод скорости и вертикального диполя для $\mathrm{Ra} = 5000$.

инверсий [9].

Итак, можно говорить, что численное моделирование показало, что в модели можно реализовать устойчивый режим генерации поля, сопровождающийся инверсиями поля. Важно, что при этом не происходит перестройки структуры конвекции.

Характерные значения скорости и поля в модели совпадают по порядку величины с известными оценками реальных скорости и поля.

Инверсии поля в модели носят регулярный характер, тогда как реальная последовательность инверсий хаотическая. Однако авторам представляется, что получение хаотических инверсий в подобной простой модели в принципе невозможно, без введения шумовых возмущений модели при моделировании.

Литература

[1] Jones C.A. Convection-driven geodynamo models // Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. – 2000. – Vol. 358. – pp. 873-897.

[2] Kono M., Roberts P.H. Recent geodynamo simulations and observations of the field // Reviews of Geophysics. – 2002. – Vol. 40. – pp. B1-B41.

[3] Kuznetsov V.V. The anisotropy of properties of the Earth's inner core // Physics-Uspekhi. – 1997. – Vol. 40. – pp. 951-961.

[4] Гореликов А.В., Ряховский А.В., Фокин А.С. Численное исследование некоторых нестационарных режимов естественной конвекции во вращающемся сферическом слое // Вычислительная механика сплошной среды. – 2012. – Т. 5. – № 2. – С. 184-192.

[5] Vodinchar G.M., Feshchenko L.K. Model of Geodynamo driven by six-jet convection in the Earth's core // Magnetohydrodynamics. – 2016. – Vol. 52. – No. 1. – pp. 3-15.

[6] Соколов Д.Д., Нефедов С.Н. Маломодовое приближение в задаче звездного динамо // Вычислительные методы и программирование. – 2007. – Т. 8. – С. 195-204.

[7] Решетняк М.Ю. Моделирование процессов динамо в геофизике / Дисс. на соиск. уч. степ. д-ра физ.-мат. наук, Москва: ОИФЗ РАН, 2003.

[8] Ануфриев А.П., Решетняка М.Ю., Соколов Д.Д. Оценка динамо-числа в модели турбулентного α-эффекта для жидкого ядра Земли // Геомагнетизм и аэрономия. – 1997. – Т. 37.– С. 141-146.

[9] Merril R.T., McElhinny M.W., McFadden P.L. The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle. – London: Academic Press, 1996.

Инверсии магнитного поля в одной маломодовой модели $\alpha\Omega$-динамо

Водинчар Г. М.[1,2], Годомская А. Н.[1], Шеремтьева О. В.[1,2]
[1] Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН
с. Паратунка, Камчатский край, Россия
[2] Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга
г. Петропавловск-Камчатский, Россия
e-mail: gvodinchar@ikir.ru

Известным свойством динамо-систем является наличие инверсий – резкой смены полярности магнитного поля, без существенной перестройки движения проводящей среды. Реальные космические динамо-системы демонстрируют как регулярный характер инверсий, например солнечный цикл, так и крайне хаотичный – Земля. Протяженность различных интервалов времени между инверсиями (интервалов полярности) у геомагнитного поля отличается на несколько порядков [1].

Прямое численное моделирование манитогидродинамических уравнений позволяет воспроизвести многочисленные режимы инверсий, но не отвечает на вопрос об их причине. Поэтому с помощью простых динамических систем малой размерности пытаются объяснить физическую причину, признаки, важнейшие свойства этого явления.

В настоящей работе мы моделируем инверсии поля в одной простой модели $\alpha\Omega$-динамо. Эта трехмодовая модель с флуктуирующими управляющими параметрами. Источник этих флуктуаций можно осмыслить как результат синхронизации высших отброшенных мод скорости и магнитного поля. Такое спонтанное формирование и разрушение когерентных структур хорошо известно в теории турбулентности [2].

Рассмотрим сферическую оболочку вязкой проводящей жидкости во вращающейся системе координат. Начало координат совпадает с центром оболочки, а Oz – ось вращения. Будем использовать также сферические координаты (r, θ, φ). На внутренней r_1 и внешней r_2 границах оболочки скорость нулевая. Такая постановка задачи граничных условий характерна для геодинамо и задается для определенности. Для магнитного поля ставятся вакуумные условия на внешней границе.

Физические параметры оболочки считаем неизменными. Полагаем также, что турбулентность в ядре изотропная, а α-эффект антисимметричен относительно экватора. Поэтому принимаем скалярную параметризацию α-эффекта в виде $\alpha(r,\theta) = \alpha_0 a(r)\cos\theta$, где $\max|a(r)| \sim 1$, а $\alpha_0 > 0$ определяет интенсивность α-эффекта.

Обезразмеренные уравнения динамо можно записать в виде

$$\begin{aligned} &\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \mathrm{R_m}\nabla\times(\mathbf{v}\times\mathbf{B}) + \mathrm{R}_\alpha\nabla\times(a(r)\cos\theta\mathbf{B}) + \Delta\mathbf{B}, \\ &\nabla\cdot\mathbf{B} = 0, \end{aligned} \tag{1}$$

где $\mathrm{R_m}$ – магнитное число Рейнольдса, а R_α – амплитуда α-эффекта. Поле скорости $\mathbf{v}$ считается заданным и постоянным. Такой вид безразмерных уравнений соответствует выбору радиуса r_2 в качестве пространственного масштаба L, времени магнитной диффузии L^2/ν_m в качестве временного масштаба (ν_m – коэффициент магнитной диффузии), и некоторых характерных единиц скорости U и магнитной индукции B_0.

В простых вариантах $\alpha\Omega$-динамо считается, что движение среды – дифференциальное вращение, т.е. поле $\mathbf{v}$ тороидальное. Однако известно, что в реальности это движение является конвекцией и $\mathbf{v}$ включает полоидальную компоненту. Поэтому мы задаем поле скорости как линейную комбинацию нескольких мод свободной диссипации жидкости в

оболочке. Все такие моды имеют вид $\mathbf{v}^T_{k,n,m} = \nabla \times \left[R^T_{kn}(r)Y^m_n(\theta,\varphi)\mathbf{r}\right]$ (тороидальные) и $\mathbf{v}^P_{k,n,m} = \nabla \times \nabla \times \left[R^P_{kn}(r)Y^m_n(\theta,\varphi)\mathbf{r}\right]$ (полоидальные), где индекс k определяет количество слоев конвекции в радиальном направлении. В аксиально симметричном случае $m = 0$. Параметры функции $R^T_{kn}(r)$ и $R^P_{kn}(r)$ зависят от величины аспектного отношения r_1/r_2. Мы использовали в расчетах земное значение 0.35.

Дифференциальному вращению соответствуют моды $\mathbf{v}^T_{k,1,0}$. Они входят в линейную оболочку множества $\left\{\mathbf{v}^T_{k_1,1,0}, \mathbf{v}^P_{k_2,2,0}, \mathbf{v}^T_{k_3,3,0}, \mathbf{v}^P_{k_4,4,0}, \dots\right\}$, которая инвариантна относительно кориолисова сноса. Из любой такой моды за счет вращения возбуждаются остальные по цепочке. Тогда, в самом простом случае, полоидальная компонента скорости – это $\mathbf{v}^P_{0,2,0}$. Оказывается, что распределение направления ее кориолисова сноса в объеме оболочки хорошо аппроксимируется комбинацией четырех тороидальных мод: $\mathbf{v}^T_{0,1,0}$, $\mathbf{v}^T_{1,1,0}$, $\mathbf{v}^T_{0,3,0}$, $\mathbf{v}^T_{1,3,0}$. Поэтому, мы задаем скорость как комбинацию этих пяти мод. Коэффициенты выбираем так, чтобы эта комбинация аппроксимировала одну из мод оператора Пуанкаре. Схема расчета таких аппроксимаций описана в [3].

Для представления магнитного поля мы будем использовать некоторые из мод омической диссипации $\mathbf{B}^T_{k,n,m}$ и $\mathbf{B}^P_{k,n,m}$. Их структура подобна описанным выше модам свободной диссипации скорости.

Селекцию магнитных мод произведем по следующей схеме, предложенной в [4].

Пусть магнитное поле представлено линейной комбинацией нескольких мод. Подставим это разложение в уравнение индукции (1) и применим метод Галеркина. Получим систему

$$\frac{dg_k}{dt} = \mathrm{Re}_m \sum_i W_{ki} g_i + \mathrm{R}_\alpha \sum_i A_{ki} g_i - \eta_k g_k, \tag{2}$$

где $g_k(t)$ – амплитуды отобранных мод, а η_k – их собственное значения. Матрицы W и A образованы галеркинскими коэффициентами.

Рассмотрим собственные значения матрицы системы (2). Назовем лидирующим и обозначим λ то из них, которое имеет наибольшую действительную часть. Соответствующую ему моду также назовем лидирующей. Ясно, что динамо работает, тогда и только тогда, когда $\mathfrak{Re}\lambda > 0$. Решения будут осциллирующими, если число λ мнимое.

В соответствии с подходами работы [4] магнитное поле представляется минимальным количеством низших (по собственным значениям) мод, достаточных для получения осциллирующего динамо.

Варьируя параметры Re_m и R_α мы установили, что осциллирующие решения возникают, если ограничиться следующими тремя низшими модами: $\mathbf{B}^P_{0,1,0}$ (диполь), $\mathbf{B}^T_{0,2,0}$ и $\mathbf{B}^P_{0,3,0}$. Далее будем обозначать их $\mathbf{B}_1$, $\mathbf{B}_2$, $\mathbf{B}_3$ соответственно.

Разумеется, собственные значения системы (2) зависят и от вида радиальной части α-эффекта $a(r)$. Мы использовали три варианта: $a(r) = 1$, $a(r) = r$, $a(r) = 1/r$.

Отметим, что в работе [4] для получения осциллирующего решения авторам потребовалось 5 магнитных мод для динамо в звезде с тонкой конвективной оболочкой, но они использовали тороидальную скорость типа дифференциального вращения. Скорее всего, меньшее число мод в нашей работе можно объяснить более сложной структурой поля скорости.

На рис. 1 изображены области осциллирующего и неосциллирующего динамо для $a(r) = 1/r$. Другие варианты $a(r)$ дают очень похожие области, поэтому далее мы ограничиваемся только этой зависимостью.

Введем теперь в систему (2) механизм алгебраического подавления α-эффекта и осцилляции:

$$\frac{dg_k}{dt} = \mathrm{Re}_m(1+\zeta(t)) \sum_i W_{ki} g_i + \frac{\mathrm{R}_\alpha(1+\xi(t))}{1+\sum_j g_j^2} \sum_i A_{ki} g_i - \eta_k g_k, \tag{3}$$

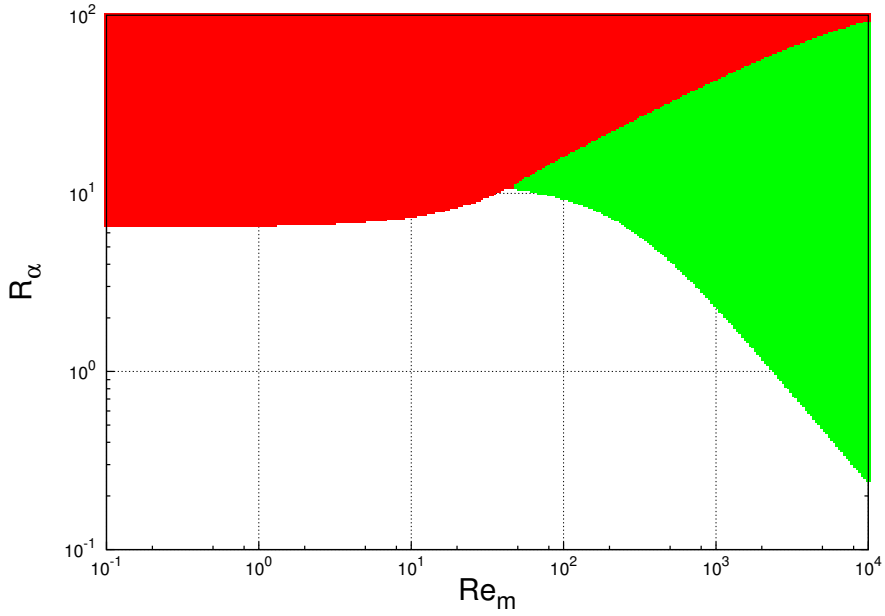


Рис. 1. Области генерации поля. Красные точки – неосциллирующее динамо; зеленые точки - осциллирующее динамо.

где $\zeta(t)$ и $\xi(t)$ стохастические процессы с нулевым средним.

Как говорилось выше, эти процессы моделируют спонтанно возникающее и исчезающее когерентное влияние отброшенных высших мод скорости и магнитного поля. Структура процессов следующая.

Зададим на оси времени случайную последовательность точек $0 < \tau_1 < \theta_1 < \tau_2 < \theta_2 < \cdots < \tau_k < \theta_k < \ldots$. Будем считать, что k-ая по счету когерентная структура образуется в момент τ_k и разрушается в момент θ_k. Тогда $T_k^{est} = \tau_k - \theta_{k-1}$ – время ожидания формирования очередной структуры, а $T_k = \theta_k - \tau_k$ – время ее существования. В течение времени ожидания процессы $\zeta(t)$ и $\xi(t)$ нулевые, а в течение времени существования $\zeta(t) = \zeta_k$ и $\xi(t) = \xi_k$. Здесь ζ_k и ξ_k независимые случайные величины с нулевым средним. Законы распределения этих величин, а также T_k^{est} и T_k выбираются при численном моделировании.

Рассмотрим результаты вычислительных экспериментов с моделью (3).

Из рис. 1 видно, что точкой бифуркации в линейном приближении (2) является граничная точка красной, зеленой и белой областей, т.е. $(\mathrm{Re}_m, \mathrm{R}_\alpha) \approx (49, 11)$.

Сначала мы проводили расчет решений системы (3) при $(\mathrm{Re}_m, \mathrm{R}_\alpha)$ из окрестности точки $(49, 11)$ и тождественно нулевых $\zeta(t)$ и $\xi(t)$. В нелинейном случае точка бифуркации сместилась в $(\mathrm{Re}_m, \mathrm{R}_\alpha) \approx (42.15, 5.45)$. Оказалось также, что система сильно чувствительна не только к изменению параметров, но и к начальным условиям.

Поэтому можно было ожидать, что влияние даже малых по интенсивности флуктуаций будет переключать модель между различными режимами динамо.

Выбирая различные значения $(\mathrm{Re}_m, \mathrm{R}_\alpha)$ из малой окрестности точки бифуркации и различные начальные условия, мы получали разнообразные режимы динамо: квазипериодические, динамо-всплески, исчезновение поля с последующим возбуждением, нерегулярные перебросы.

На рис. 2 приведены примеры двух реализаций. По вертикальной оси отложена безразмерная амплитуда дипольной компоненты.

Вверху приводится в основном квазипериодическое решение. Есть лишь отдельные сбои в динамо-цикле. Такое решение похоже на солнечное динамо. Стоит отметить почти полное исчезновение поля при $340 \leq t \leq 370$ и на нескольких более коротких промежутках.

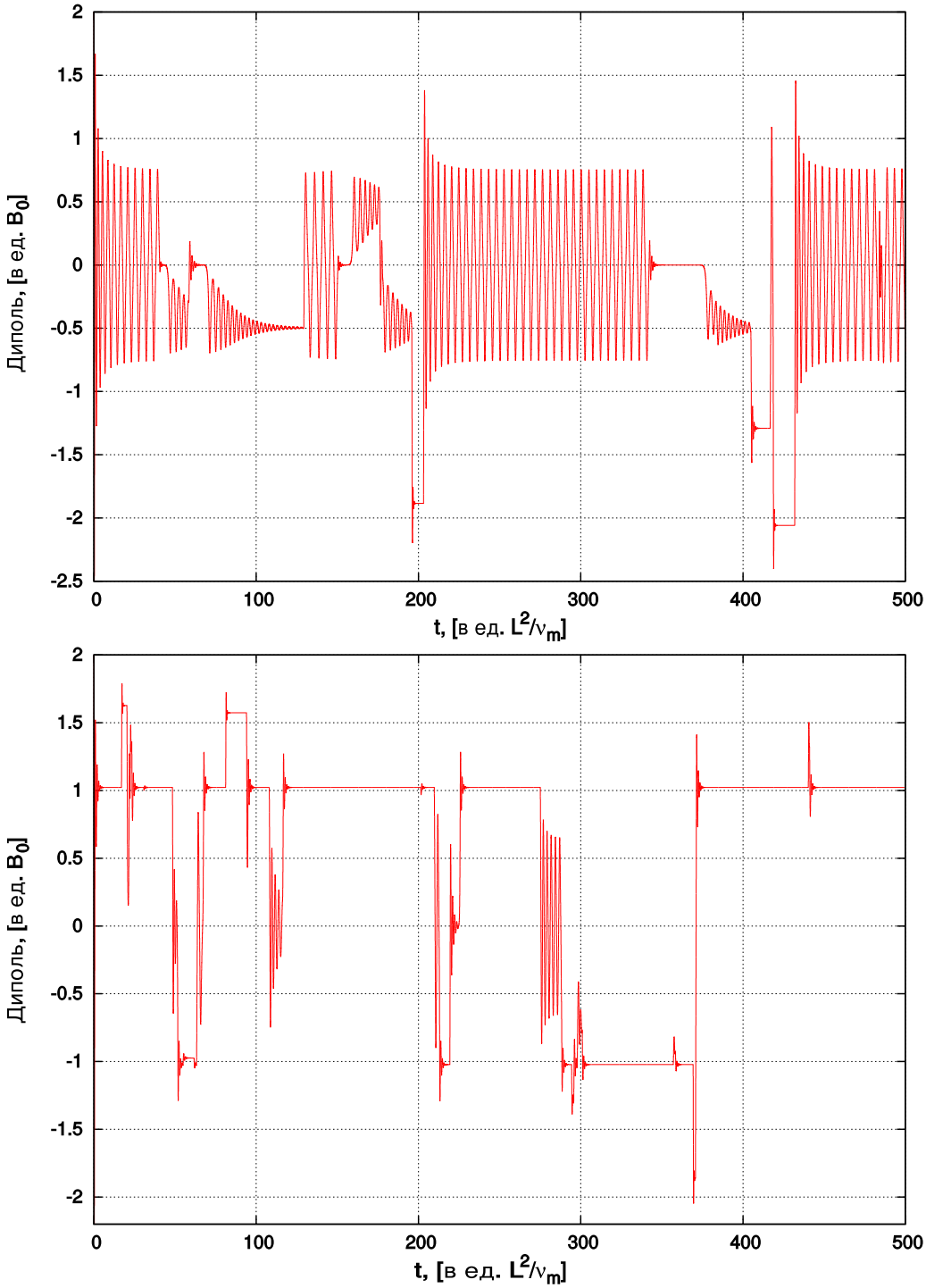


Рис. 2. Режимы изменения амплитуды диполя. Наверху: $(\mathrm{Re}_m, \mathrm{R}_\alpha) = (42.2, 5.5)$. Внизу: $(\mathrm{Re}_m, \mathrm{R}_\alpha) = (42.2, 5.7)$.

Здесь есть определенная аналогия с минимумом Маундера, сбой в работе динамо-машины.

Решение в нижней части рис. 2 характеризуется крайне нерегулярными инверсиями, что типично для геодинамо.

Итак, в предложенной простой модели динамо при близких значениях управляющих параметров удается воспроизвести различные режимы динамо, которые наблюдаются в реальных динамо-системах.

Источником регулярных инверсий в модели служит ее внутренняя динамика, а нарушение этой цикличности, сбои в работе динамо-машины, выход на режим хаотических инверсий обусловлены перестройкой структуры турбулентности.

Простота этой модели позволяет легко модифицировать ее для различных небесных тел. Так, в зависимости от величины аспектного отношения можно адаптировать ее к планетам земного типа, гигантским планетам, полностью конвективным звездам, звездам с тонкой конвективной оболочкой. При этом будут меняться параметры мод скорости, что, возможно, изменит набор магнитных мод или их количество. Знания физических параметров конкретного небесного тела при этом не требуется.

Литература

[1] Merril R. T., McElhinny M. W., McFadden P. L. The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle. – London: Academic Press, 1996.

[2] Колесниченко А.В., Маров М.Я. Турбулентность и самоорганизация. Проблемы моделирования космических и природных сред. – М.: БИНОМ, 2009.

[3] Vodinchar G. M., Feshchenko L. K. Model of Geodynamo driven by six-jet convection in the Earth's core // Magnetohydrodynamics. – 2016. – Vol. 52. – pp. 287–300.

[4] Соколов Д. Д., Нефедов С.Н. Маломодовое приближение в задаче звездного динамо // Вычислительные методы и программирование. – 2007. – Т. 8. – С. 195–204.

Исследование возможностей нейросетевого прогнозирования состояния внешнего радиационного пояса Земли по данным космических экспериментов

Мягкова И. Н., Доленко С. А., Широкий В. Р.
НИИЯФ МГУ, Москва, Россия
e-mail:irina@srd.sinp.msu.ru

Многочисленные космические эксперименты показывают, что внешний радиационный пояс Земли (РПЗ) представляет собой сложную динамическую систему, параметры которой - интенсивность, положение границ и максимума - могут очень сильно изменяться в зависимости от вариаций компонент межпланетного магнитного поля (ММП) и солнечного ветра (СВ), а также от геомагнитной активности. Прогнозирование временного ряда потока релятивистских электронов (РЭ) во внешнем радиационном поясе Земли сталкивается с проблемами, вызванными сложностью и нелинейностью системы "солнечный ветер - магнитосфера Земли".

Несмотря на многолетние исследования внешнего РПЗ, которые дали обширный экспериментальный материал, и на многочисленные эмпирические и численные модели ускорения электронов в магнитосфере Земли до релятивистских энергий (см., например, обзор [1]), на сегодняшний день механизмы формирования внешнего РПЗ во многом остается невыясненными.

Известно, что источниками возмущений магнитосферы Земли являются корональные выбросы массы (КВМ), достигающие орбиты Земли, и высокоскоростные потоки СВ. Также необходимым, а возможно и достаточным, условием возникновения геомагнитных возмущений является присутствие южной (отрицательной) компоненты ММП Bz, при наличии которой возможна передача энергии от солнечного ветра в магнитосферу [2].

Также известно, что геомагнитные бури (возмущения) оказывают существенное влияние на радиационное состояние околоземного космического пространства (ОКП), поскольку после них поток РЭ внешнего РПЗ, как правило, возрастает на порядок и более (например, [3-4] и ссылки там). Экстремально высокие потоки РЭ могут привести к сбоям в электронных микросхемах аппаратуры, находящейся на борту космических аппаратов [5]. Кроме того сильные магнитные бури могут вызывать нарушения в работе телеграфных линий и радиосвязи, трубопроводов, линий электропередач и энергосетей [6].

Таким образом, задача прогнозирования как магнитных бурь, так и потоков РЭ во внешнем РПЗ является актуальной. В настоящей работе исследуются результаты прогнозирования с помощью искусственных нейронных сетей (ИНС) потока РЭ внешнего РПЗ, а также геомагнитных индексов Dst и Kp. Прогнозы выполнены на основе многомерных временных рядов, включающих в себя значения прогнозируемых индексов, потоков РЭ, параметров СВ и ММП, полученные за последние сутки с временным разрешением в один час.

Различные методики прогнозирования Dst-индекса, в частности, рассмотрены в работах [7-8], прогнозирования потока РЭ внешнего РПЗ - в работах [9,10].

В настоящей работе использовались данные СВ и ММП с КА ACE (Advanced Composition Explorer), находящегося в точке Лагрнажа L1, полученные с приборов SWEPAM и MAG, соответственно [11]. Так как процессы в цепи “ММП – СВ – магнитосфера Земли” описываются при помощи многомерных временных рядов, включающих в себя параметры ММП – модуль вектора ММП и три его компоненты; параметры СВ – скорость, плотность, температуру плазмы СВ, а также геомагнитные индексы – Dst и Kp, получаемые на странице предоставления данных по геомагнетизму (Geomagnetic Data Service) [12], и

поток РЭ внешнего РПЗ (значения потока электронов измерены в экспериментах на космических аппаратах (КА) серии GOES [13]), для всех трёх величин нами использовались те же самые входные данные, за исключением того, что значения потоков РЭ не использовались при прогнозировании геомагнитных индексов, поскольку вариации внешнего РПЗ на геомагнитные возмущения не влияют.

Для прогнозирования индексов Dst и Kp, а также потоков РЭ внешнего РПЗ нами использовалось погружение многомерного временного ряда следующих параметров: модуль вектора ММП |B| и три его компоненты Bx, By, Bz в системе GSM, скорость v и плотность n_p солнечного ветра (СВ), сами геомагнитные индексы Dst и Kp и поток электронов внешнего РПЗ, так, как это было сделано в работах [14, 15]. На вход ИНС подавались также значения синуса и косинуса с суточным и годовым периодами, что позволяло учитывать рекуррентные изменения прогнозируемых величин, связанные с вращением Земли вокруг своей оси и вокруг Солнца.

В качестве обучающей выборки использовался массив данных с ноября 1997 года (начало поступления данных с ACE) по март 2015 г. Обучающая выборка была разбита на тренировочный, тестовый и экзаменационный наборы данных. Тренировочный набор использовался для подстройки весов при обучении ИНС, тестовый набор – для периодической проверки в процессе обучения с целью предотвращения переучивания, экзаменационный – для независимой оценки полученных результатов. Данные с ноября 1997 г. по конец 2009 г. включительно использовались для тренировочного и тестового наборов, на которые они разбивались случайным образом в соотношении 75% к 25%. Данные с 2010 по 2015 годы использовались в качестве экзаменационного набора.

Для всех нейросетевых моделей, представленных в настоящей работе, применялся многослойный персептрон с единственным скрытым слоем из 16 нейронов. Предыдущие исследования показали, что использование большего количества слоёв и/или нейронов не приводит к улучшению результатов прогнозирования. В качестве передаточной функции для всех нейронов использовалась логистическая. ИНС обучалась по алгоритму обратного распространения ошибки со скоростью 0.01 и моментом 0.5. Остановка производилась в случае, если в течение 500 эпох не улучшался результат работы сети на тестовом наборе.

Для каждой модели было обучено по 5 сетей с различными наборами начальных весов, ответы усреднялись, и для усредненного результата считались оценки качества работы модели. Это означает использование простейшего комитета однородных прогнозирующих моделей. Для обеспечения максимальной эффективности использования вычислительных мощностей использовалось программное обеспечение [16].

В данной работе для оценки и сравнения качества работы моделей использовались следующие статистические показатели, характеризующие отклонение прогнозов от истинных значений прогнозируемых величин: коэффициент корреляции r, коэффициент множественной детерминации R^2; корень из среднего квадрата ошибки – среднеквадратичная ошибка, СКО. Они представлены на рисунке 1 для разных горизонтов прогнозирования. Также выполнено сравнение с результатами тривиальных моделей, для которых прогнозируемое значение равно текущему.

Для индекса Kp прогнозировалось не само значение индекса, а его целочисленное удесятерённое значение Kp·10, часто используемое на практике для удобства записи. Так как динамический диапазон значений потока электронов составлял более 6 порядков величины, прогнозировался десятичный логарифм величины потока lg Je.

Из рисунка 1 видно, что качество прогнозов, как и следовало ожидать, монотонно снижается с увеличением горизонта прогнозирования для всех трёх прогнозируемых величин. Видно, что более резкое снижение качества ИНС прогнозирования при росте горизонта прогнозирования наблюдается для геомагнитных индексов, особенно для Kp, а вот качество прогнозирования потоков электронов при увеличении горизонта прогноза от 1 часа

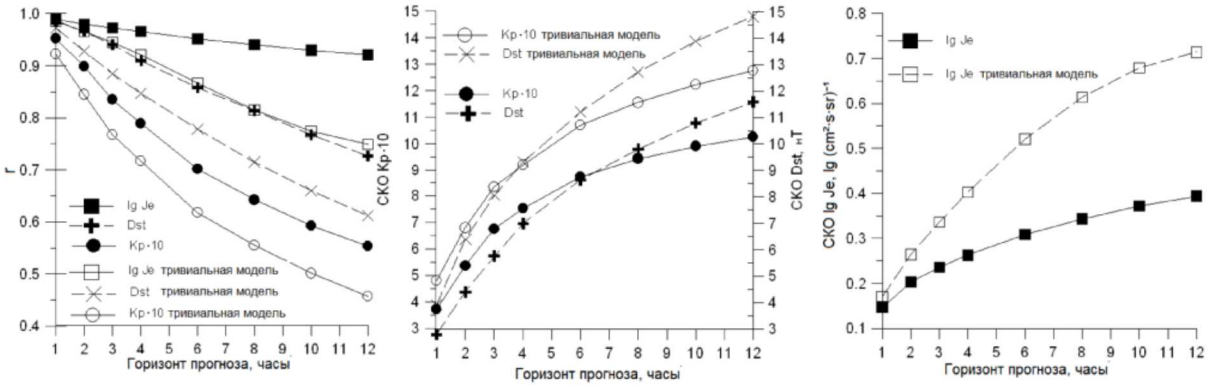


Рис. 1. Зависимость показателей качества прогнозирования Dst, Kp-индекса и логарифма потока релятивистских электронов внешнего РПЗ от горизонта прогноза

до 12 часов ухудшается незначительно. Это подтверждает предположение о том, что характерное время развития процессов в магнитосфере Земли, которые влияют на вариации потока электронов внешнего РПЗ, значительно больше, чем характерное время процессов развития геомагнитного возмущения.

На рисунке 2 в качестве примера прогнозов логарифма потока РЭ внешнего РПЗ с разными горизонтами приведены прогнозы, выполненные при помощи ИНС на час (1), три (3), шесть (6) и десять часов (10) с 10 по 26 марта 2015 года. Даже при визуальном анализе видно, что тенденции ухудшения прогноза, о которых говорились выше, наблюдаются тем сильнее, чем больше горизонт прогноза.

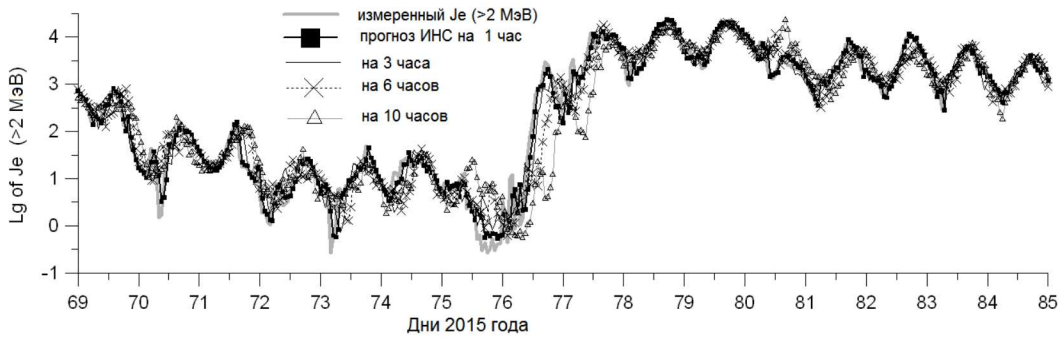


Рис. 2. Пример прогноз временного ряда логарифма потоков РЭ ВРПЗ на сутки, трое, шесть и десять суток вперед с 10 по 26 марта 2015 года

Таким образом, в выполненной работе показано, что с увеличением горизонта прогнозирования всех трёх рассматриваемых величин качество прогноза монотонно снижается, однако при любом горизонте лучше всего прогнозируется значение потока электронов, а хуже всего – значение геомагнитного индекса Kp. Подобные различия объяснены отличием в характерном времени развития процессов в магнитосфере Земли, влияющих на потоки электронов внешнего РПЗ и на геомагнитную обстановку, а также физическими различиями между индексами Dst и Kp. Рассматриваются направления дальнейших исследований с целью увеличения горизонта прогноза и улучшения качества прогнозирования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках проекта
№ 14-01-00293-а.

Литература

1. Friedel, R.H., Reeves W.G.P., Obara, T. // Relativistic electron dynamics in the inner magnetosphere – A review. J. Atmos. Solar. Terr. Phys. – 2002. – V. 64. – P. 265–283.

2. Tsurutani B.T., Gonzalez W.D., Tang F. et.al. Origin of interplanetary southward magnetic fields response for major magnetic storms near solar maximum (1978-1979) // J. Geophys. Res. 1988. – V.A8. – P. 8519 - 8531.

3. Kataoka R. and Miyoshi Y. Average profiles of the solar wind and outer radiation belt during the extreme flux enhancement of relativistic electrons at geosynchronous orbit // Ann. Geophys. – 2008. – V. 26. – P. 1335-1339.

4. Myagkova I.N., Shugay Yu S., Veselovsky I.S., and Yakovchouk O.S. Comparative analysis of recurrent high-speed solar wind streams influence on the radiation environment of near-earth space in April–July 2010. // Solar System Research. – 2013. – V. 47. – No. 2. – P.141–155. 2013.

5. Iucci N., Levitin A.E., Belov A.V. et al. Space weather conditions and spacecraft anomalies in different orbits // Space Weather. – 2005. – V. 3. – No.1. – P. S01001.

6. Лазутин Л.Л. Мировые и полярные магнитные бури. – Москва: МГУ, 2012.

7. Barkhatov N.A. et al. Comparison of efficiency of artificial neural networks for forecasting the geomagnetic activity index Dst. // Radiophysics and Quantum Electronics. – 2006. – V. 43. – No. 5. – P. 347-355.

8. Pallochia G. et al. Geomagnetic Dst index forecast based on IMF data only. // Ann. Geophys. – 2006. – V. 24. – P. 989–999.

9. Koons, H.C. and Gorney, D.J. A neural network model of the relativistic electron flux at geosynchronous orbit.// J. Geophys. Res. – 1990. – V. 96. – P. 5549–5556.

10. Ling A. G., Ginet G. P., Hilmer R. V., and Perry K. A neural network-based geosynchronous relativistic electron flux forecasting model. // Space Weather. – 2010. – V. 8 (9). – P. S09003.

11. Страница предоставления данных по геомагнетизму Всемирного Центра Данных в Киото (Geomagnetic Data Service). – URL: http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/wdc/Sec3.html (дата обращения 07.06.2015)

12. Caltech, Advanced Composition Explorer Science Center.
URL: http://www.srl.caltech.edu/ACE/ASC/ (дата обращения 01.06.2015)

13. Сайт проекта GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite).
URL: http://rsd.gsfc.nasa.gov/goes/ (дата обращения 04.06.2015)

14. Широкий В.Р. Сравнение нейросетевых моделей прогнозирования геомагнитного Dst-индекса на различных наборах данных и сравнение методов оценки качества работы моделей. // XVII Всероссийская научно-техническая конференция "Нейроинформатика-2015"с международным участием. Сборник научных трудов. Ч.2. – С.51-60. – Москва: НИЯУ МИФИ, 2015.

15. Myagkova I., Dolenko S., Shiroky V., Sentemova N., Persiantsev I. Horizon of Neural Network Prediction of Relativistic Electrons Flux in the Outer Radiation Belt of the Earth. 16th EANN Workshops, September 25-28, 2015, Rhodes Island, Greece. ACM Proceedings, 2015, article No.9.

16. Tange O. GNU Parallel - The Command-Line Power Tool // ;login: The USENIX Magazin. – 2011. – P. 42-47.

Нейросетевая система по оценке возмущенности геомагнитного поля

Мандрикова О. В., Жижикина Е. А.
Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка, Камчатский край, Россия
e-mail: oksanam1@mail.ru ekaterinazh1@mail.ru

Ведение

Работа посвящена созданию автоматических программных средств по анализу геомагнитных данных, выделению и оценке геомагнитных возмущений в периоды повышенной солнечной активности и магнитных бурь. Представлен разработанный авторами способ и основанная на нем экспертная программная система, выполняющая классификацию регистрируемых вариаций геомагнитного поля (используются H-компоненты геомагнитного поля) и определяющая его состояние в автоматическом режиме.

Регистрируемые вариации геомагнитного поля имеют сложную структуру, поэтому классические методы анализа данных малоэффективны для решения поставленной задачи и приводят к потере информации [1]. Недостатком используемых классических методов и подходов также является недостаточная степень их автоматизации, что весьма важно в задачах оперативной обработки данных и прогноза космической погоды [2, 3]. В работах [4, 6] показано, что эффективным способом анализа таких данных являются адаптивные вейвлет-разложения. Вейвлет-преобразование применяется в обработке и анализе сложных структур данных и позволяет исследовать нестационарные динамические зависимости [1]. В данной работе вейвлет-преобразование применяется совместно с нейронными сетями. Нейронные сети имеют широкое применение для задач классификации данных и распознавания образов [7]. В настоящее время данный аппарат получает развитие в области физики и, в частности, геофизики [5, 8, 9].

Описание способа

Характеристикой состояния геомагнитного поля является K-индекс [2]. В работе рассматривались три возможных состояния геомагнитного поля: “спокойное” состояние (1 класс, если суммарный за сутки K-индекс $\sum K \leq 10$); “слабо возмущённое” состояние (2 класс, если $11 < \sum K \leq 18$); “возмущённое” состояние (3 класс, если $\sum K > 18$).

Оценка степени возмущенности геомагнитного поля выполняется в соответствии с описанным ниже алгоритмом.

Шаг 1. ***Декомпозиция анализируемой вариации геомагнитного поля на разномасштабные компоненты.*** С помощью операции кратномасштабного вейвлет-разложения [10] получаем коэффициенты детализирующих компонент для масштабов $j = -1, -2, ..., -6$ и вычисляем их абсолютные значения. Полученные коэффициенты характеризуют возмущённость геомагнитного поля и в периоды повышения геомагнитной активности существенно возрастают их абсолютные значения [11].

Шаг 2. ***Оценка состояния полученных разномасштабных компонент на основе радиальных нейронных сетей.*** Векторы абсолютных значений коэффициентов масштабов $j = -1, -2, ..., -6$ являются входными векторами радиальных нейронных сетей [12]. В радиальном слое каждой нейронной сети выполняется оценка меры близости входного вектора и сформированного при построении сети примера. Выходные слои нейронных сетей определяют вероятность принадлежности входных образов к соответствующему классу. Процесс построения и обучения нейронных сетей подробно описан в

работе [11].

Шаг 3. Оценка состояния геомагнитного поля на основе коллектива нейронных сетей. На основе полученных решений нейронных сетей с помощью следующего правила формируется заключение о состоянии геомагнитного поля:

- если все компоненты имеют “спокойное” состояние, либо только одна из компонент имеет “слабовозмущённое” состояние, то геомагнитное поле имеет “спокойное” состояние (1 класс);

- если хотя бы одна из компонент имеет “возмущённое” состояние, то геомагнитное поле имеет “возмущённое” состояние (3 класс);

- в остальных случаях считается, что поле имеет “слабовозмущённое” состояние (2 класс).

Архитектура построенной программной системы представлена на рис. 1.

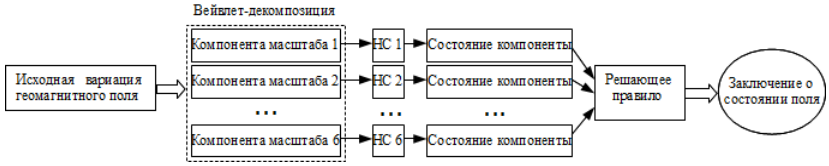


Рис. 1. Архитектура программной системы

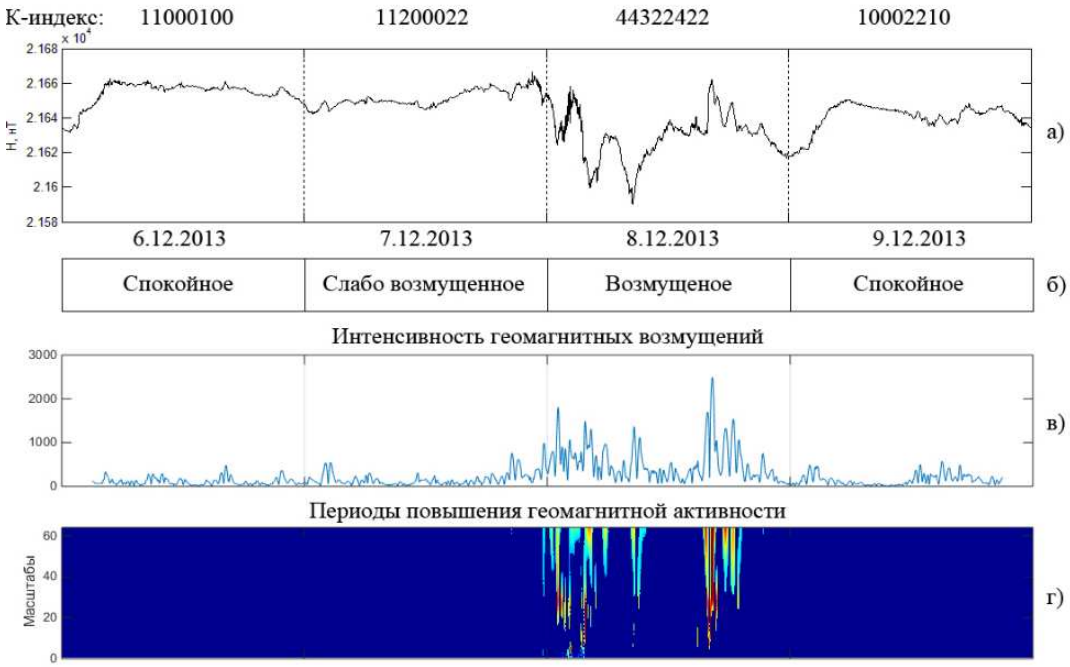


Рис. 2. Результаты обработки данных за период 6.12.2013-9.12.2013

Результаты работы программной системы

В ходе исследования анализировались данные геомагнитного поля, полученные на станции “Паратунка” (Камчатский край, регистрацию данных выполняет ИКИР ДВО РАН) за 2013 год, которые включали 182 спокойных вариаций, 97 слабо возмущенных и 40 возмущенных. Изучены события 2013 года, суммарный за сутки К-индекс которых превысил значение 19. Системой были зафиксированы слабые возмущения поля накануне 11-ти из

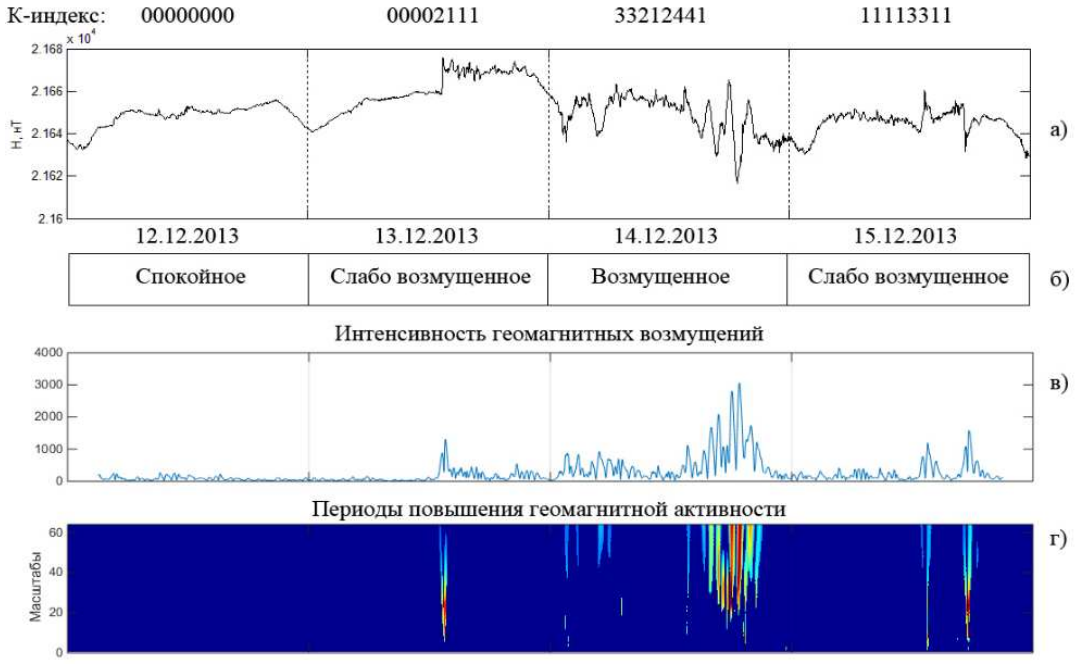


Рис. 3. Результаты обработки данных за период 12.12.2013-15.12.2013

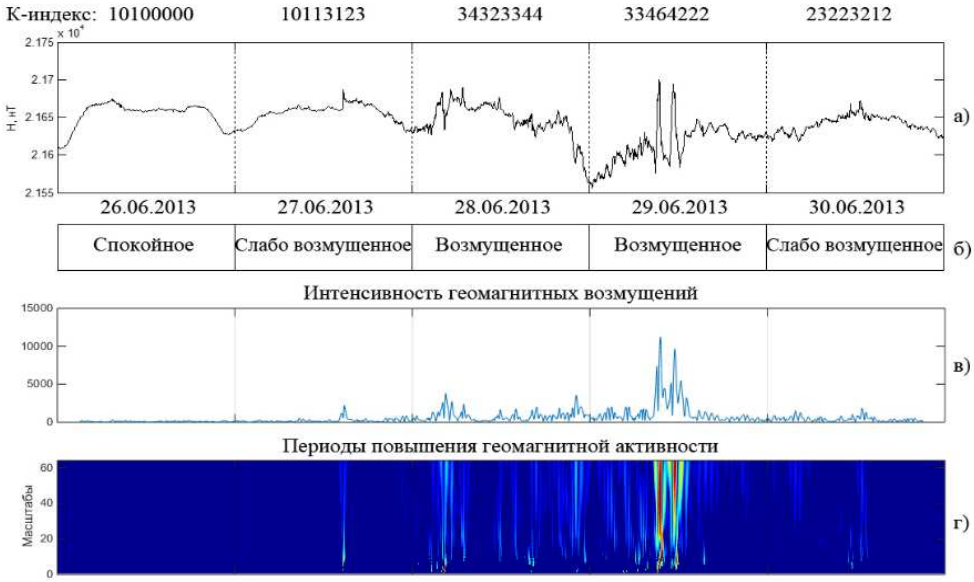


Рис. 4. Результаты обработки данных за период 26.06.2013-30.06.2013

13-ти таких событий, при этом в четырех случаях суммарный за сутки K-индекс не превысил значение 10. Таким образом, система является чувствительной к малым вариациям геомагнитного поля и позволяет фиксировать слабые возмущения.

На рис. 2-4 показаны результаты обработки данных. В верхней части рис. 2-4 показаны значения K-индексов, ниже изображены анализируемые вариации геомагнитного поля (рис.2-4.а) и показаны результаты работы программной системы (рис.2-4.б). Также на рис.2-4в,г показаны результаты оценки состояния геомагнитного поля, полученные на основе алгоритма, описанного в работе [5] и реализованного в программной системе "Aurora" (система разработана в ИКИР ДВО РАН, http://www.ikir.ru:8280/lsaserver/). Видно, что накануне анализируемых событий система зафиксировала слабые возмущения поля, хотя K-индекс накануне первых 2-х событий соответствовал спокойному состоянию. Результаты применения алгоритма [5] также подтверждают возникновение слабых возмущений в геомагнитном поле. По данным ресурса [13] на высоких широтах 7 декабря было зафиксировано постепенное начало бури в 20-00 UT, 13 декабря – поле было от спокойного до очень спокойного, 27 июня – зафиксировано постепенное начало бури в 22-00 UT.

Заключение

Результаты исследования показали перспективность применения разработанной программной системы в задачах анализа геомагнитных данных и оценки состояния геомагнитного поля. Система является чувствительной к малым вариациям геомагнитного поля и позволяет в автоматическом режиме выделять слабые возмущения, которые могут возникать накануне магнитных бурь. Открытый доступ к системе организован на сайте ИКИР ДВО РАН (http://www.ikir.ru:8280/lsaserver/).

Работа поддержана грантом РНФ, грант № 14-11-00194. Авторы благодарят институты, поддерживающие магнитные обсерватории, данные которых были использованы в исследовании.

Литература

1. Wavelet-based multiscale analysis of geomagnetic disturbance / N. Zaourar, M. Hamoudi, M. Mandea, G. Balasis, M. Holschneider // Earth Planets Space. – 2013. – Vol. 65. – P. 1525-1540.

2. Космическая среда вокруг нас / Н.И. Будько, А.Н. Зайцев, А.Т. Карпачев, А.Н. Козлов, Б.П. Филиппов – под ред. А.Н. Зайцева. – Троицк: ТРОВАНТ, 2006. – 232 с.

3. Солнечно-земные связи и космическая погода // под ред. А.А. Петруковича, гл.8 в кн. Плазменная гелиофизика. - М.: Наука, 2008.

4. Development of automatic scaling software of ionospheric parameters / H. Kato, Y. Takiguchi, D. Fukayama, Y. Shimizu, T. Maruyama, M. Ishii // Journal of the National Institute of Information and Communications Technology. – 2009. – Vol. 56. – P. 465-474.

5. Mandrikova O.V., Solovev I.S, Zalyaev T.L. Methods of analysis of geomagnetic field variations and cosmic ray data // Earth Planet Space. – 2014. – Vol. 66. – I. 1. – doi:10.1186/s40623-014-0148-0.

6. Wavelet analysis of ionospheric disturbances / M. Hamoudi, N. Zaourar, R. Mebarki, L. Briqueu, M. Parrot // Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly. – 2009. – 11:EGU2009-8523.

7. Савченко А.В. Распознавание изображений на основе вероятностной нейронной сети с проверкой однородности // Компьютерная оптика. – 2013. – Т. 37, № 2. – С. 254-262.

8. Бархатова О.М. Нелинейная связь авроральных (AU,AL) и среднеширотных (SYM-H, ASY-H) индексов геомагнитной активности на главной фазе геомагнитной бури // Солнечно-земная физика. –2013. – № 23. – С. 100-108.

9. Estimating the geoeffectiveness of halo CMEsfrom associated solar and IP parameters using neural networks / J. Uwamahoro, L.A. McKinnell, J.B. Habarulema // Annales Geophysicae. – 2012. – Vol. 30. – P. 963-972.

10. Чуи Ч. Введение в вэйвлеты // Пер. с англ. Я.М. Жилейкина. – М.: Мир, 2001. – 412 с.

11. Мандрикова О.В., Жижикина Е.А. Автоматический способ оценки состояния геомагнитного поля // Компьютерная оптика. – 2015. – Т. 39, № 3. – С. 420-428.

12. Хайкин С. Нейронные сети: полный курс. / пер. с англ. – М.: Издательский дом “Вильямс”, 2006. – 1104 с.

13. Обзор космической погоды. – URL http://ipg.geospace.ru/space-weather-review/ (дата обращения 09.05.2016).

О возможности определения водности капельных облаков по поляризационным характеристикам лидарного сигнала двукратного рассеяния

Ни Е. В., Брюханова В. В., Дорошкевич А. А.
Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия
e-mail: wolf.ni@yandex.ru, leo@mail.tsu.ru, antdoro@mail.ru

Большой вклад в радиационный баланс Земли вносят облака. Оптические же свойства облаков определяются их микроструктурой (фазовым составом, формой и размерами частиц). Поэтому задача получения оперативных данных о параметрах микроструктуры облачных образований является важной для прогнозирования изменения погоды и климата на Земле. В настоящее время для определения микроструктуры дисперсных сред широко используются методы лазерного зондирования. Преимущества этих методов заключаются в малой длительности проведения эксперимента, высоком пространственном разрешении и проведении экспериментов без внесений изменений в исследуемый объект. Чаще всего интерпретация лидарных данных осуществляется в приближении однократного рассеяния, а вкладом многократного рассеяния пренебрегают в силу сложности его описания. Такой подход оправдан при зондировании образований малой оптической плотности [1]. Распространение света в облаках, туманах, плотных дымках сопровождается явлением многократного рассеяния, т.е. излучение рассеивается не один раз прежде, чем попасть на приемник лидара, что приводит к необходимости учитывать в лидарном сигнале потоки энергии всех кратностей рассеяния, поступающие на вход приемной системы лидара [2]:

$$P(r) = P^{(1)}(r) + P^{(2)}(r) + ... + P^{(i)}(r).$$

Интенсивность сигнала многократного рассеяния распределена по всей площади фотодетектора установленного в фокальной плоскости приемного телескопа, в то время как интенсивность сигнала однократного рассеяния сосредоточена в околоосевой области определяемой диаграммой направленности передатчика. Следовательно, в центральной области приемной системы лидара будет формироваться сигнал однократного рассеяния, а в периферийной – многократного рассеяния. Это позволяет выделить компоненту многократного рассеяния, используя лидар с изменяемым углом поля зрения [3, 4]. Использование ПЗС-камеры в качестве фотодетектора эквивалентно одновременным измерениям интенсивности рассеянного излучения, поступающего в приемную систему лидара с несколькими каналами, отличающимися полем зрения [4, 5].

Во многих практически значимых случаях лидарный сигнал с достаточной точностью можно описать в приближении двукратного рассеяния. Каулем Б.В. и Самохваловым И.В. было получено уравнение лазерного зондирования в приближении двукратного рассеяния [6].

Согласно [7] при обратном рассеянии излучения сферическими однородными частицами состояние поляризации отраженного пучка не изменяется по сравнению с падающим на частицы излучением. Поэтому, если при зондировании аэрозоля линейно поляризованным излучением в отраженном сигнале появляется кроссполяризованный компонент, то он обусловлен либо несферичностью и анизотропией частиц, либо многократным рассеянием.

Состояние поляризации произвольного светового пучка принято описывать четырьмя параметрами вектора Стокса. Тогда в силу свойства аддитивности потоков одно- и двукратного рассеяния вектор Стокса лидарного сигнала от удаленного однородного облака

представляется следующим образом [8]:

$$\vec{S}(r) = \vec{S}^{(1)}(r) + \vec{S}^{(2)}(r) = \frac{P^{(1)}(r)}{\chi(\pi)}\left[\hat{M}(\pi)\,\vec{S}_0 + 2\sigma_0 r\left(\vec{I}_1 + \vec{I}_2\right)\right],$$

$$\vec{I}_1 = \sigma_0(r-H)\int\limits_0^{\gamma_1}\int\limits_0^{2\pi}\vec{G}(\phi,\gamma,\pi-\gamma)\,tg\frac{\gamma}{2}d\phi d\gamma, \quad \vec{I}_2 = \int\limits_{\gamma_1}^{\pi/2}\int\limits_0^{2\pi}\vec{G}(\phi,\pi-\gamma,\gamma)d\phi d\gamma$$

$$\vec{G}(\phi,\gamma,\pi-\gamma) = \hat{R}(\phi)\hat{M}(\pi-\gamma)\hat{M}(\gamma)\hat{R}(\phi)\vec{S}^0, \quad \gamma_1 = 2arctg\left(\frac{r}{r-H}tg\frac{\theta_0}{2}\right)$$

где $S^{(1)}(r)$ – вектор Стокса однократного рассеяния; $S^{(2)}(r)$ – вектор Стокса двукратного рассеяния; $P^{(1)}(r)$ – мощность принимаемого сигнала однократного рассеяния; $\chi(\pi)$ – индикатриса рассеяния в направлении π; S_0 – вектор Стокса зондирующего излучения; σ_0 – коэффициент рассеяния; $r-H$ – глубина проникновения импульса в облако; H – высота нижней границы облака; θ – угол поля зрения приемной системы лидара;

$$R(\varphi) = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \cos 2\varphi & \sin 2\varphi & 0 \\ 0 & -\sin 2\varphi & \cos 2\varphi & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

ИНТЕГРАЛЬНЫЙ МАТРИЧНЫЙ ВЕКТОР-ПАРАМЕТР, ОПРЕДЕЛЯЕМЫЙ ОПЕРАТОРОМ ПОВОРОТА ПЛОСКОСТИ РЕФЕРЕНЦИИ НА УГОЛ ϑ ОТНОСИТЕЛЬНО БАЗИСА;

$$\hat{M} = \begin{pmatrix} f_{11} & f_{12} & f_{13} & f_{14} \\ f_{21} & f_{22} & f_{23} & f_{24} \\ f_{31} & f_{32} & f_{33} & f_{34} \\ f_{41} & f_{42} & f_{43} & f_{44} \end{pmatrix}$$

матрица рассеяния света (МРС). В общем случае МРС является матрицей с 16 элементами, от комплексного показателя преломления, размеров и формы частиц, а ее элементы представляют собой некоторую комбинацию из выражения для амплитуд рассеянного поля [9].

Для расчета поляризационных характеристик лидарного сигнала двукратного рассеяния из работы [10] были отобраны модели капельных облаков, наиболее характерных для Камчатского региона [11], параметры микроструктуры которых приведены в таблице 1. Оптические характеристики этих облаков были рассчитаны с помощью программы PolyMie [12].

Таблица 1 – Параметры микроструктуры капельных облаков

№	r_m, мкм	μ	N, см$^{-3}$	δ, г/м^3	S_M, км$^{-1}$
1	4,48	10,6	350	0,220	0,197
2	5,46	2,8	59	0,194	0,179
3	5,95	22,2	165	0,188	0,189
4	5,72	6,4	103	0,180	0,203
5	5,95	3,4	39	0,133	0,175
6	4,94	7,2	96	0,100	0,212
7	5,28	8,5	80	0,092	0,206
8	4,94	5,8	58	0,070	0,213

Здесь r_m – модальный радиус распределения частиц по размерам; μ – параметр формы, характеризующий полуширину распределения; N – концентрация частиц; δ – водность облака; S_M – дальность видимости.

Исследование отношение степеней поляризации лидарного сигнала двукратного рассеяния при зондировании циркулярно и линейно поляризованным излучением показало, что оно не зависит от угла поля зрения приемной системы лидара (рисунок 1). Это позволяет ускорить обработку экспериментальных данных за счет уменьшения объема считываемых с ПЗС-матрицы и используемых для интерпретации экспериментальных данных.

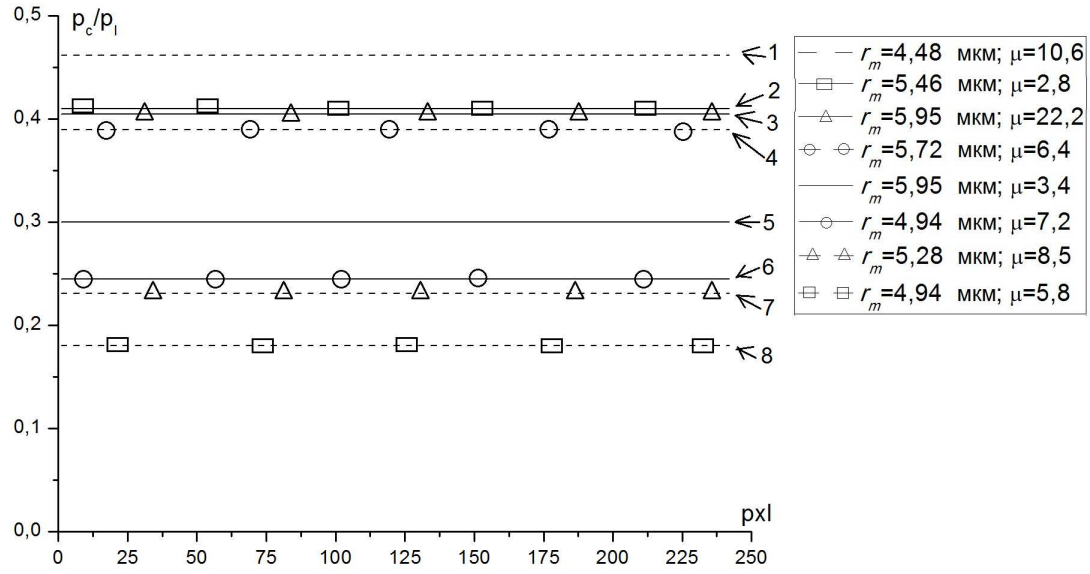


Рис. 1. Зависимость отношения степеней поляризации лидарного сигнала двукратного рассеяния при зондировании циркулярно и линейно поляризованным излучением от угла поля зрения приемной системы лидара

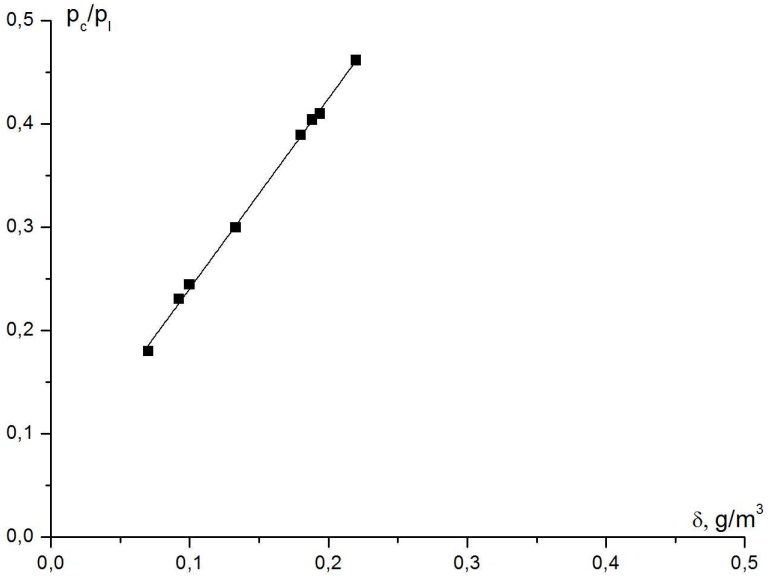


Рис. 2. Зависимость отношения степеней поляризации лидарного сигнала двукратного рассеяния при зондировании циркулярно и линейно поляризованным излучением от водности облака

Более детальное исследование зависимости отношения степеней поляризации лидарного сигнала двукратного рассеяния от параметров микроструктуры облака показало, что

с увеличением водности облака происходит увеличение отношения степеней поляризации (рисунок 2).

Данную зависимость хорошо аппроксимируется линейной функцией, а угол ее наклона составляет 1,07±0,06 рад.

Представленные результаты позволяют предположить о возможности определения водности капельных облаков по поляризационным характеристикам лидарного сигнала двукратного рассеяния.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (Грант № 16-05-00710).

Литература

1. Samokhvalov I.V., Bryukhanov I.D., Nasonov S.V., Zhivotenyuk I.V., Stykon A.P. Investigation of the optical characteristics of cirrus clouds with anomalous backscattering // Russian Physics Journal. – 2013. – Т. 55. – № 8. – С. 925-929.

2. Зуев В.Е., Кауль Б.В., Самохвалов И.В. и др. Лазерное зондирование индустриальных аэрозолей. – Новосибирск: Наука, 1986. 185 с.

3. Bissonnette L.R., Bruscaglioni P., Ismaelli A., etc. LIDAR multiple scattering from clouds // Applied Physics. – 1995. – P. 355–362.

4. Chaikovskaya L.I., Zege E.P., Katsev I.L. et al. Lidar return from multiply scattering media in multiple–field–of–view and CCD lidars with polarization devices: comparison of semi–analytical solution and Monte–Carlo data // Applied Optics. – 2009. – P. 623–632.

5. Устройство регистрации лидарного сигнала: Пат. 100636. Рос. Федерация: МПК^7 G 01 S 17/88 / Брюханова В.В., Самохвалов И.В., Симонова Г.В.; заявитель и патентообладатель ГОУ ВПО ТГУ, ИМКЭС СО РАН. – №2010123565/28; заявл. 09.06.10; опубл. 20.12.10. Бюл. № 35.

6. Kaul B.V., Samokhvalov I.V. Double scattering approximation of the atmospheric laser location equation taking polarization effects into account // Soviet Physics Journal. – 1976. – V. 19. – No 1. – P. 64-67.

7. Perrin F. Polarization of light scattered by isotropic opalescent media // J. Chem. Phys. – 1942 – P. 415-427.

8. Bryukhanova V.V. Calculation of polarization characteristics of lidar return from clouds in double scattering approach // Proc. SPIE 9292, 20th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 92922C (3 December 2014); doi: 10.1117/12.2075868

9. Rozenberg G.V. Light scattering in the Earth's atmosphere (an essay on the 150th anniversary of the discovery by Arago of the polarization of light in the daytime sky, and on the 100th anniversary of the discovery by Govi of the polarization of light in scattering) // Sov. Phys. Usp. – 1960. – V. 3. – P. 346–371.

10. Kokhanovsky A.A. Cloud Optics. – Springer, 2006. 283 p.

11. Атлас облаков. – А/Д Петропавловск-Камчатский (Елизарово), 2015. 22 с.

12. Program PolyMie to calculate optical properties of water droplet clouds. URL http://osmf.sscc.ru/∼smp/INTAS_01-0239/main.html. (дата обращения 17.05.2011).

О динамике электропроводности геологической среды в зоне субдукции на Камчатке

Мороз Ю. Ф.[1], Смирнов С. Э.[2]
[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский
[2]Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с Паратунка Камчатский край.

Рассмотрены временные ряды электропроводности литосферы по данным мониторинга электромагнитного поля Земли с 2001 по 2016 гг. в пунктах Верхняя Паратунка, Тундровый и Шипунский, расположенных на побережье Авачинского залива Камчатки, где по долгосрочному прогнозу ожидается катастрофическое землетрясение. В поведении временных рядов полугодовых значений электропроводности литосферы в большей мере в период с 2012 по 2016 гг проявились изменения в п. Шипунский, который находится вблизи сейсмофокльной зоны. Выявленные изменения электропроводности литосферы связываются с влиянием проводимости зон разломов на п-ове Шипунский, которая, по – видимому, меняется из-за наличия минерализованных растворов при сжатии и растяжении земной коры при геодинамических процессах в зоне субдукции. Изменения электропроводности литосферы из-за влияния проводимости разломов подтверждены данными численного трёхмерного моделирования. магнитотеллурического поля.

Ключевые слова : литосфера, временные ряды электропроводности, мониторинг, проводимость разломов, геодинамические процессы, субдукция

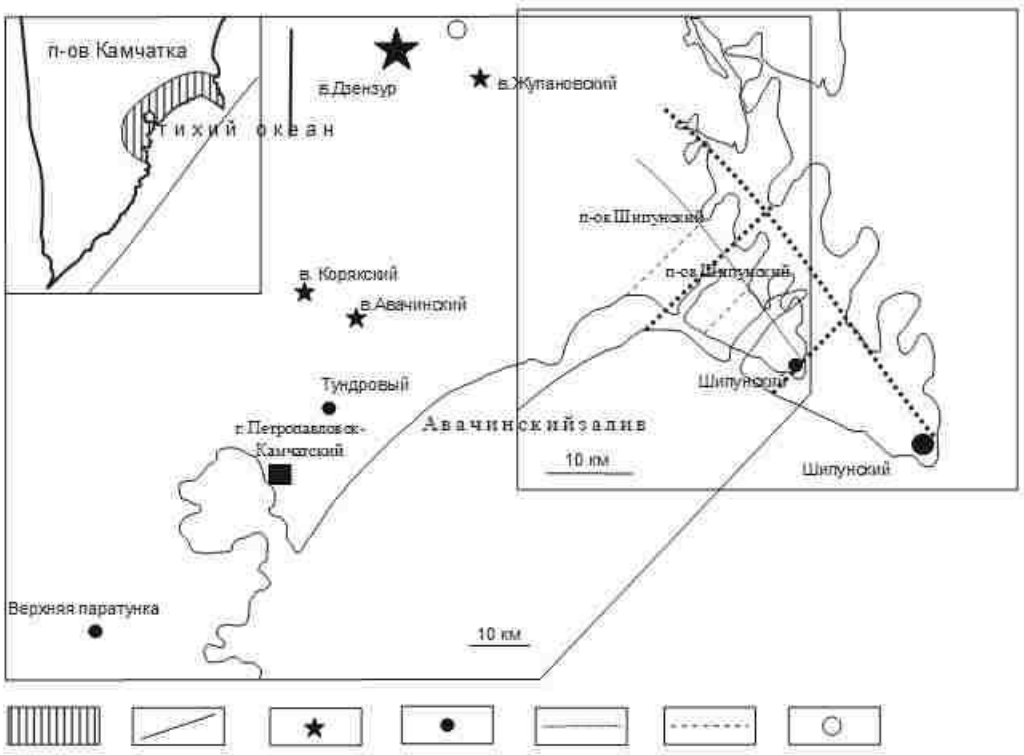


Рис. 1. Схема расположения пунктов наблюдений электромагнитного поля Земли. На врезке изображено положение района исследований. 1 - район исследований; 2 – глубоководный жёлоб; 3 – вулканы; 4 – пункты наблюдений; 5 и 6 - продольный и поперечные разломы на п-ове Шипунский [3]. Большой звёздочкой отмечен эпицентр Жупановского землетрясения.

Большой научный и прикладной интерес представляют результаты изучения динамики литосферы электропроводности на Тихоокеанском побережье Камчатки, где по дол-

госрочному прогнозу ожидается катастрофическое землетрясение с M≥ 8.5 [9]. Здесь с 2001 года осуществляется мониторинг электропроводности литосферы в пунктах Верхняя Паратунка, Тундровый, Шипунский на побережье Авачинского залива (рис.1). Пункт Шипунский приближен к зоне субдукции, где в большей мере проявились изменения глубинной электропроводности в последние годы Полученные результаты и возможная природа изменения электропроводности литосферы рассмотрены в настоящем сообщении.

Методика наблюдений и обработки данных электромагнитного мониторинга

На всех пунктах приемные каналы регистрации электромагнитного поля ориентированы по направлениям С-Ю и В-З, а также по направлениям осей геоэлектрической неоднородности среды. В п. Шипунский наблюдения поля осуществлялись по основным и дублирующим линиям различной длины, которая определяется входным импедансом среды на различных частотах и интенсивностью магнитного поля [6]. Эксплуатация пунктов наблюдений и предварительная обработка данных выполняется Камчатским филиалом Геофизической службы РАН. [7]. Более глубокая обработка полученной информации осуществляется с использованием специальной программы, создающей входные данные для расчётов передаточных магнитотеллурических функций в широком диапазоне периодов. Эти входные данные, созданные автоматически, представляют собой синхронные временные ряды электрического и геомагнитного полей заданной продолжительности. По ним для различных временных интервалов определяется магнитотеллурический импеданс [1]. Для определения электропроводности среды использована программа, алгоритм которой основан на известной робастной методике, разработанной Дж.Ларсеном. [10]. Анализ показал, что для получения устойчивых главных значений импеданса в диапазоне периодов от первых минут до первых часов необходим временной массив с дискретностью 1 минута не менее 5 суток. В результате обработки временных рядов электромагнитного поля в пп. Верхняя Паратунка, Тундровый, Шипунский с 2001 по 2016 года получены главные значения кажущегося электрического сопротивления в диапазоне периодов от 300 до 10000 секунд для временных интервалов равным 5 суткам. С меньшей дисперсией характеризуются временные ряды в пп. Верхняя Паратунка, Тундровый и Шипунский на периоде 500 с.Они в дальнейшем пересчитаны в средние полугодовые значения кажущегося электрического сопротивления.

Интерпретация временных рядов электропроводности литосферы

Полученные временные ряды кажущегося сопротивления и фазы импеданса изображены на рис. 2. В п. Верхняя Паратунка и Тундровый полугодовые значения кажущегося сопротивления и фазы импеданса практически не меняются. Отдельные отклонения значений сопротивления и фаз импеданса от графиков находятся в пределах ошибок их определения. В пп. Шипунский изменения электропроводности геологической среды за последние 5 лет. проявились на обеих установках приёмных каналов. Так, по направлению вдоль зоны субдукции (т.е. вкрест простирания п-ова Шипунский) кажущееся электрическое сопротивление уменьшается от первых тысч до первых сотен Ом·м. Вкрест зоны субдукции (т. е. по простиранию п-ова Шипунский оно увеличилось примерно в 2 раза. Анализ показывает, что изменение электропроводности геологической среды не связано с метеорологическими факторами. Также нельзя объяснить его влиянием внешнего ионосферного, магнитосферного источника. Важно отметить, что для определения электропроводности использованы вариации электрического и геомагнитного полей с когерентностью не менее 0.8. В пользу отсутствия влияния внешнего источника свидетельствуют данные мо-

ниторинга электропроводности в пп. Верхняя Паратунка и Тундровый, где кажущееся сопротивление и фаза импеданса практически не меняются на протяжении 15 лет. Можно полагать, что изменение электропроводности геологической среды в п. Шипунский связано с геодинамическими процессами.

Как мы уже отмечали, п-ов Шипунский расположен в зоне субдукции, где ярко выражены процессы, связанные с сейсмичностью. Землетрясения в зоне субдукции вызваны напряжениями, возникающими при погружении океанической плиты под Камчатку. Земная кора в результате такого воздействия может испытывать сжатие или растяжение, что может повлиять на поведение электропроводности земной коры. Возникает вопрос, каким образом изменение напряжённости литосферы влияет на её электропроводность. Известно, что существенное влияние на электропроводность горных пород оказывает наличие высокоминерализованных растворов в порах, образующих связанные каналы. Такими каналами являются многочисленные трещины и разломы. На полуострове Шипунском выявлены разломы северо-восточного и северо-западного простираний, т.е. по направлениям вдоль и вкрест простирания зоны субдукции (рис.1) Разломы выражены в приповерхностных частях разреза зонами повышенной трещиноватости пород [3].

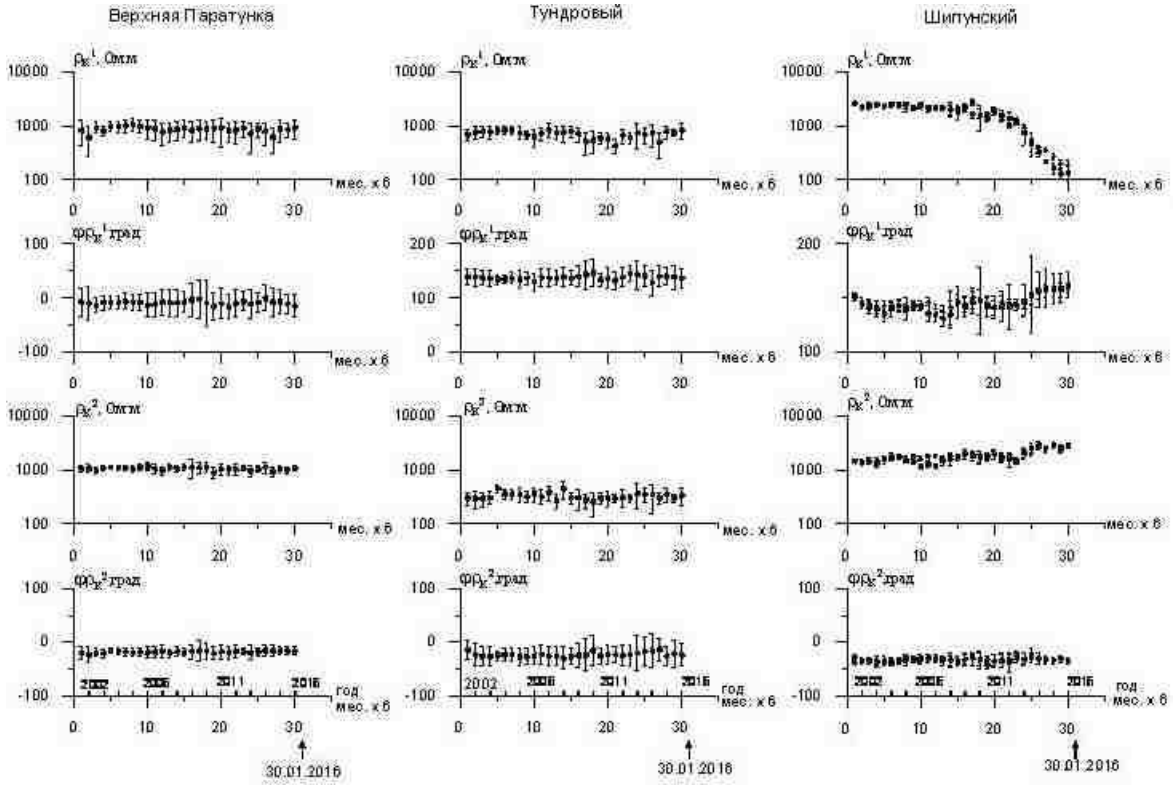


Рис. 2. Временные ряды полугодовых значений кажущегося электрического сопротивления и фазы импеданса на периоде 500 с в пп.Верхняя Паратунка, Тундровый и Шипунский. $\rho_{\text{К}}^1$, ϕ^1 и $\rho_{\text{К}}^2$, ϕ^2 - кажущееся электрическое сопротивление и фаза импеданса в направлениях по простиранию и вкрест сейсмофокальной зоны. В п. Шипуннский на графиках $\rho_{\text{Ки}}$ ϕ кружки и квадратики обозначают значения сопротивлений и фаз, полученных для приёмных линий различной длины.

Попытаемся оценить возможные изменения электропроводности геологической среды в связи с различной электропроводностью разломов на п-ове Шипунский. С этой целью выполнено численное моделирование магнитотеллурического поля с использованием трёхмерной пробной модели южной Камчатки, включающей разломы на п-ове Шипунский. Геоэлектрические параметры верхнего слоя на суше приняты из работы [4,5]. Мощность осадочно-вулканогенного чехла составляет 3 км, а удельное электрическое сопротивление

50 Ом •м. В модель включены разломы, которые выявлены по геолого-геофизическим данным [3]. Один из этих разломов проходит вдоль п-ова Шипунский (рис.1).Удельное электрическое сопротивление морской воды принято 0.25 Ом •м. Глубинные геоэлектрические разрезы континента и дна океана приняты из работы [2] для теплового потока изучаемой территории в 60 мВт/м^2 и возраста дна омывающих морей и океана в 40 млн. лет [8]. В результате моделирования по программе Макки [11] получены кривые МТЗ по главным направлениям для моделей с проводящими и непроводящими разломами и локально-нормальные кривые. В случае, если пункт наблюдения находится в зоне проводящего разлома вдоль п-ова Шипунский, то электрическое сопротивление по направлению вдоль сейсмофокальной зоны при увеличении проводимости разлома уменьшается почти на порядок из-за действия эффекта “S”.. При этом сопротивление в направлении вкрест простирания сейсмофокальной зоны заметно взрастает. Таким образом, данные моделирования подтверждают изменения продольного и поперечного электрического сопротивления литосферы из-за влияния проводящих глубинных разломов. Проводимость разломов определяется степенью их насыщенности минерализованными растворами, которая зависит, по-видимому, от напряжённости литосферы в зоне субдукции. Предполагается, что изменение электрического сопротивления верхних частей литосферы связано с увеличением или уменьшением степени насыщенности разломов минерализованными флюидами при растяжении или сжатии земной коры при геодинамических процессах в зоне субдукции. Причиной изменения степени насыщенности минерализованными растворами может быть активизация процессов в сейсмофокальной зоне в связи с Жупановским землетрясением призошедшем 30.01.216 г. на глубине 178 км с M_W=7.1. Эпицентр находился на расстоянии около 85 км от п. Шипунский. Это землетрясение является самым сильным за последние 30 лет на указанном эпицентральном расстоянии до данного пункта. Также нельзя исключать вероятность аномального увеличения электропроводности в п. Шипунский в последние годы в связи с подготовкой катастрофического землетрясения в Авачинском заливе, согласно долгосрочному прогнозу Федотова С. А. [9].

Литература

1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир. 2009. 680 с.

2. Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. М.: Научный мир, 1997. 219 с.

3. Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1 : 500000/ Под ред. Литвинова А.Ф., Патоки М.Г., Марковского Б.А. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. Л. XIII.

4. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.:Наука, 1991. 181 с.

5. Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г. Магнитотеллурическое зондирование Петропавловского геодинамического полигона на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1998. № 2. С.77-84.

6. Мороз Ю.Ф. О методике поисков краткосрочных предвестников сильных землетрясений в низкочастотном теллурическом поле Камчатки//Физика Земли. 1994.N9. С.88-90.

7. Мороз Ю.Ф., Бахтиаров, В.Ф.,Гаврилов, В.А., Левин, В.Е.,Попруженко С.В. О мониторинге электротеллурического поля с целью прогноза сильных землетрясений на Камчатке //Вулканология и сейсмология.1995. N4-5.С.139-149.

8. Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. I. Тепловой поток и тектоника. // Вулканология и сейсмология. 1979. №.1. с. 59-73.

9. Федотов С. А,, Соломатин А, В., Чернышов С. Д. Долгосрочный сецсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2011-VIII 2016 гг.; верноятное место, время и

развитие следующего сильнейшего землетрясения Камчатки с M $\geq$ // Вулканология и сейсмология.2012. № 2 С.3-26.

10. Larsen I.C., Mackie R.L., Manzella A.,et al. Robust smooth magnetotelluric transfer functions // Geophysical Journal International. 1996. V. 124. P. 801-819

11. *Mackie K.L. ,Smith.J.T., Madden T.R.* Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: the magnetotelluric example // Radio Science. 1994. № 29. P. 923-935.

Оверхаузеровский компонентный магнитометр POS-4: результаты непрерывных измерений в 2015-2016 гг. на Геофизической обсерватории "Паратунка" ИКИР ДВО РАН, Камчатка

Хомутов С. Ю.[1], Сапунов В. А.[2], Денисов А. Ю. [2], Савельев Д. В. [2], Бабаханов И. Ю. [1]

[1] Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка, Камчатский край, Россия

[2] Уральский федеральный университет, МИП "НПЦ квантовой магнитометрии г. Екатеринбург, Россия

e-mail: khomutov@ikir.ru, vsapunov@gmail.com

На магнитных обсерваториях (МО) ведутся непрерывные наблюдения за магнитным полем Земли, на характерных временах от секунд до десятков лет. Для того, чтобы обеспечить корректные результаты в таком широком интервале частот, на МО современной сети INTERMAGNET используются два типа приборов: (1) вариометры, обеспечивающие высокую частоту и чувствительность, однако зачастую измеряющие только вариации и/или не имеющие долговременной стабильности, и (2) магнитометры, измеряющие магнитное поле в абсолютном смысле (полный вектор), но медленные и в общем случае требующие ручной работы. Совместное использование магнитометров этих двух типов дает возможность получать приемлемые результаты, соответствующие стандартам INTERMAGNET [1]. Современные материалы, новые цифровые технологии, процессорные системы позволяют ставить вопрос о создании автоматического прибора, обеспечивающего функции и вариационного, и абсолютного магнитометров. Подобный высокопроизводительный абсолютный магнитометр AutoDIF для практически непрерывного измерения склонения и наклонения разработан в Метеорологическом институте (Бельгия, [2]). Естественными абсолютными приборами для измерения модуля поля являются скалярные магнитометры, например, оверхаузеровские POS-1 или GSM-19W. Однако, задача абсолютных измерений полного вектора поля до сих пор аппаратно не решена. Одной из попыток является разработка векторного магнитометра POS-4 (Лаборатория квантовой магнитометрии Уральского федерального университета, г. Екатеринбург, http://magnetometer.ur.ru).

Аппаратура, условия измерений

Векторный магнитометр POS-4 является новой разработкой; частично технические и методические вопросы POS-4 были решены в двухкомпонентном варианте магнитометра POS-3 [3]. POS-4 позволяет непосредственно измерять модуль магнитной индукции F и две ортогональные составляющие — вертикальную Z по оси соленоида Гаррета и горизонтальную проекцию вектора F на ось системы двойных колец Гельмгольца. Кроме того, измеренные F и Z позволяют вычислить горизонтальную составляющую H. Магнитометр включает первичный преобразователь POS-1, источник высокостабильного тока и магнитные системы, создающие однородное коммутируемое магнитное поле:

- на базе соленоида Гаррета с титановым каркасом, вертикаль которого юстируется по жидкостным уровням не хуже 10", для измерения вертикальной компоненты Z;

- на базе титановой колечной системы, перпендикулярной оси соленоида Гаррета, для измерения горизонтальной проекции вектора F на ось колец в произвольном азимуте.

Для установки на постамент используется немагнитная подставка (трегер) с горизонтальной шкалой. Связь с компьютером обеспечивается по протоколу RS232, для управления и регистрации используется штатная программа POS Manager. Чувствительность по



Рис. 1. Векторный магнитометр POS-4. На левой панели: слева – источник бесперебойного питания, в центре – датчик (соленоид и колечная система на трегере), справа – электронный блок. На правой панели: павильон POS-4 – датчик магнитометра установлен на постаменте из стеклоблоков, дверь в павильон съемная, на латунных болтах (март 2016 г.)

модулю F составляет около 0.03-0.05 нТл, по компонентам ZH — около 0.15-0.30 нТл, абсолютная погрешность по модулю не более 1 нТл, по компонентам — 3-10 нТл, цикличность измерений от 1 до 5 с. POS-4 в некоторой степени является аналогом магнитометра dIdD GSM-19FD канадской фирмы GEM Systems, однако он позволяет оценивать в абсолютном смысле не только модуль F, но и вертикальную составляющую Z, а при точной ориентации колечной системы – и одну из горизонтальных составляющих (X/Y). Фото прибора представлено на рис. 1(левая панель).

Магнитометр POS-4 был приобретен ИКИР ДВО РАН в декабре 2014 г. в рамках гранта РНФ [4]. Одной из задач была оценка возможности перехода на оборудование российского производства. POS-4 в значительной степени является экспериментальным, это требовало выполнения различных работ (настроек, регулировки, тестирования), согласованных с разработчиком. Кроме того, дополнительные (подмагничивающие) поля, создаваемые соленоидом и колечной системой, оказывают влияние на магнитометры, находящиеся в непосредственной близости. Поэтому для POS-4 был построен специальный немагнитный павильон из бруса размером около 2x2 м с утеплителем (пенополистирол толщиной 10 см) с внутренней стороны. Постамент изготовлен из стеклоблоков на немагнитном основании, заглубленным в грунт на 1 м, и имеет сечение 40x40 см^2, на верхней части приклеена стеклянная пластина. Для снижения уровня возможных помех в павильон не заведено электропитание 220 В и не предусмотрена активная термостабилизация, однако температура внутри непрерывно регистрируется цифровыми термодатчиками на трех высотных уровнях. Общий вид павильона и расположение датчика POS-4 показаны на рис. 1(правая панель). Регистрирующий ноутбук и источник бесперебойного питания установлены в техническом павильоне, на расстоянии около 20 м, штатный кабель связи-питания проложен по поверхности. Система заземлена на шину у технического павильона. Магнитометр не имеет GPS-синхронизации, привязка к UTC выполняется по системному времени ноутбука при запуске измерений; используемый в системе внутренний прецизионный генератор обеспечивал стабильность таймера в течение месяца и более.

В апреле-мае 2015 г. проводилось тестирование магнитометра в различных режимах работы, при различной ориентации колечной системы (осью на магнитный север, поперек,

по географическим направлениям). В июне датчик был окончательно сориентирован осью колечной системы на географический "восток-запад". Программа POS Manager обеспечивает запись в файлы результаты измерений пяти модулей (при полях подмагничивания разной полярности, создаваемых соленоидом и колечной системой, и непосредственно измеренный), дату, время, параметр качества измерения QMC, а также вычисленные значения составляющих Z и X,Y-элементов (X – проекция горизонтальной компоненты вектора поля на ось колечной системы). В дальнейшем использовались только пять исходных значений модулей, компоненты поля вычислялись при обработке, без применения каких-либо процедур чистки, сглаживания и т.п. Непосредственно и независимо получаемые с помощью POS-4 элементы поля — F, Z (проекция на ось соленоида), Y (проекция на ось колечной системы). Предполагается, что все компоненты измерены в один момент времени (при полном цикле 5 с). По полученным F,Z,Y вычислялись остальные составляющие.

Результаты измерений

Регулярные измерения магнитного поля с помощью POS-4 начаты в июне 2015 г. Как и для остальных магнитометров обсерватории, для POS-4 выполнялся требуемый регламент: ведение журнала учета работ с прибором, журнал обработки, протокольная фотосъемка. Обработка результатов аналогична принятой для других магнитометров и включает: получение базисных значений (сравнением с результатами абсолютных наблюдений с помощью штатных DI-магнитометра LEMI-203 и скалярного POS-1), вычисление минутных значений и вывод в файлы стандартного формата, посуточное сравнение с данными основного вариометра обсерватории.

На рис. 2(левая панель) представлены суточные базисные значения POS-4 (разности между данными POS-4 и результатами абсолютных наблюдений после сглаживания аппроксимирующим сплайном). Скачки в записи POS-4 при регулировках датчика исключены (но для примера показаны для Y_0). Среднее F_0 полностью описывается градиентом F между павильонами POS-4 и абсолютным. Значительные Y_0 на невозмущенном уровне объясняются неточной ориентировкой оси колечной системы на географический восток.

Как видно на рис. 2, при высокой стабильности градиента F, базисные Z_0, Y_0 с декабря 2015 г. показывают значительные колебания, скорость изменения достигает 2-3 нТл/сут. Наиболее вероятной причиной является нестабильность постамента POS-4 из-за промерзания окружающего грунта. Наклоны постамента подтверждаются показаниями штатных уровней датчика POS-4 – уходы достигали несколько делений, т.е. до 1'. На рис. 2 также показана среднесуточная температура наружного воздуха по данным метеостанции Davis. Как видно, в конце ноября температура уже не поднималась выше 0^oC, что с учетом низкого уровня снежного покрова зимой 2015-2016 гг. могло вызвать промерзание грунта вокруг постамента. Более тонкая оценка ситуации осложняется тем, что павильон не обогревается и изменения температуры внутри заметно отличаются от наружной, а снег вокруг павильона распределен очень неравномерно. Существенное влияние на постамент эффектов при промерзании может быть вызвано недостаточной массивностью фундамента при значительной массе верхней части столба из стеклоблоков. Однако, не исключены также наклоны самого датчика (соленоида и колечной системы) из-за недостаточной опорной базы трегера или нестабильность дополнительных полей, создаваемых соленоидом и кольцами. Можно также отметить заметное ускорение дрейфа Y_0) после сильного землетрясения 30 января 2016 г. с эпицентром на расстоянии около 100 км от обсерватории.

Как вариационный прибор POS-4 имеет аналог — магнитометр dIdD GSM-19FD (GEM Systems, Канада), который работает в непрерывном режиме на всех обсерваториях ИКИР. На рис. 2(правая панель) представлены ряды минутных значений обоих магнитометров

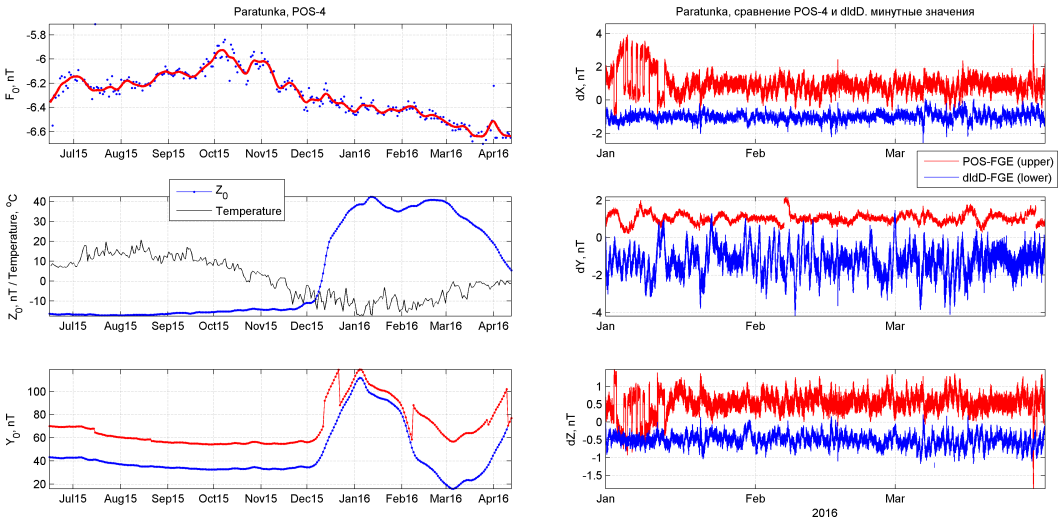


Рис. 2. Левая панель: принятые (аппроксимация сглаживаюшим сплайном) базисные значения POS-4. Для F_0 точками показаны среднесуточные наблюденные значения, для Y_0 показаны также значения до исключения скачков при нивелировке датчика. На графике Z_0 показана среднесуточная температура наружного воздуха. Правая панель: Сравнение минутных данных POS-4 (верхние кривые) и dIdD (нижние кривые). Вариации поля вычтены (по данным магнитометра FGE). Кривые смещены по ординате для лучшего представления.

за январь-март 2016 г. Из-за сильного тренда в базисных значениях POS-4 их интерполяция была сделана на каждую минуту. Естественные геомагнитные вариации вычтены по данным феррозондового вариометра FGE, основного на обсерватории. Можно отметить: (1) случайная компонента в данных dIdD и POS-4 сравнима, несколько больше для X- и Z-составляющих POS-4 и заметно ниже для Y, что связано с ориентацией первичного датчика POS-1 в соленоиде; (2) в Y(dIdD) наблюдается существенная вариация, связанная с температурой (причина не установлена); (3) скачки в X,Z(POS) в январе вызваны температурой в павильоне, однако механизм эффекта не выяснен; небольшие скачки связаны с корректировкой вертикальности соленоида.

Выводы

Регулярные измерения магнитного поля с помощью векторного магнитометра POS-4 на обсерватории "Паратунка" в 2015-2016 гг. показали следующее:

1) наблюдаются сильные дрейфы в данных POS-4, 2-3 нТл/сут. и более, вероятно связанные с нестабильностью его постамента из-за эффектов промерзания и оттаивания грунта. Отсутствие автокомпенсирующей системы, подобной карданным подвесам dIdD или FGE, приводит к необходимости иметь цифровую систему контроля наклонов соленоида и температуры;

2) имеется повышенный шум в измерениях Z-составляющей POS-4 (и ее производных — H,X), связанный с ориентацией первичного измерителя POS-1 в соленоиде, что, возможно, потребует изменений в конструкции;

3) требуется более надежный и эффективный узел установки датчика на постамент, обеспечивающий лучшую устойчивость и точность регулировки вокруг вертикальной оси;

4) в качестве вариационного прибора POS-4 сопоставим с ближайшим аналогом dIdD

GSM-19FD, при этом будучи заметно более компактным и простым в установке;

5) в течение более чем годового периода эксплуатации POS-4 не имел существенных проблем как в аппаратуре, так и в программе регистрации. Однако, отсутствие GPS-синхронизации создавало неудобства при настройках.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ 14-11-00194.

Литература

1. INTERMAGNET TECHNICAL REFERENCE MANUAL. Version 4.6. Edited by: Benoit St-Louis, 2012. – 92 p.

2. Gonsette A., Poncelet A., Marin J.-L., Bracke S., Rasson J. The AutoDIF validation procedure // XVI IAGA Workshop on geomagnetic observatory instruments, data acquisition and processing, October 7-16, Hyderabad, India. Abstract volume, 2014. - P.29.

3. Бородин П., Денисов А., Кусонский О., Мартышко П., Савельев Д., Сапунов В. Оверхаузеровский векторный FZ-магнитометр POS-3 // Междунар. научно-практ. конференция "Полярная геофизика Ямала: наблюдения, базы данных и информационные системы в практике освоения месторождений нефти и газа. Полар-2014, 13-17 апреля 2014". - 2014.

4. Хомутов С.Ю., Бабаханов И.Ю., Бобылев Я.М., Думбрава З.Ф., Лобода В.А., Поддельский И.Н., Сапунов В.А. Оверхаузеровские магнитометры POS-1 и POS-4: первые результаты измерений на обсерваториях ИКИР ДВО РАН // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Пятой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 27 сентября — 3 октября 2015 г. / Отв. ред. В.Н. Чебров. – Обнинск: ГС РАН, 2015. – С.269-273.

Особенности геодеформационных измерений приповерхностных осадочных пород

Ларионов И. А., Непомнящий Ю. А.
Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН
с. Паратунка, Камчатский край, Россия
e-mail: igor@ikir.ru vicekam@gmail.com

Излагаются результаты исследований деформационного процесса в приповерхностных осадочных породах, которые, начиная с 2007 г. проводятся в сейсмоактивном регионе на полуострове Камчатка. Особенностью экспериментов является использование для регистрации геодеформаций лазерного деформографа-интерферометра, собранного по схеме интерферометра Майкельсона.

Сейсмотектонический процесс, проявляющийся как результат накопления и сброса напряжений в литосфере, вследствие движения и взаимодействия материковых и океанических плит, представляет большой интерес для изучения, т. к. играет значительную роль во многих геофизических процессах. Для диагностики деформаций используются различные методы прямого измерения, с помощью деформографов, а так же изучением связанных с ними процессов, таких как генерация акустической эмиссии, изменение приземного электрического поля, регистрация выхода различных газов.

Одним из эффективных способов прямых наблюдений за деформациями является использование лазерных деформографов. Принцип работы самых простых состоит в том, что изменение базы деформографа приводит к дополнительному приращению фазы в волне лазерного излучения. Метод её измерения заключается в следующем. Смещение зеркал интерферометра, расположенных на концах базы l, на величину $\lambda/2$ даёт изменение интерференционной картины на одну полосу, где λ - длина волны света, на которой работает интерферометр. Общее относительное смещение будет равно $\Delta l = N(\lambda/2\ )$, где $N-$количество полос интерференционной картины. Возможности интерференционного метода ограничиваются точностью измерения перемещений доли полосы ΔN, которая определяется параметром резкости интерференционной картины F_k и характеризуется отношением $F_k = \frac{\Delta\lambda}{\delta\lambda}$, т.е. составляет отношение расстояния между максимумами к половине ширины максимума $\delta\lambda$.

Преимуществом лазерных деформографов перед механическими аналогами является, в первую очередь, исключение механического чувствительного элемента. Влияние вариаций метеорологических параметров на показания прибора сводится, в основном, к их воздействию на изменение оптического пути лазерного луча. При использовании герметизированных или вакуумированных световодов точность измерения относительных деформаций земной коры для лучших образцов интерферометров составляет величину 10^{-10} – 10^{-11}. На измерения, проводимые деформографами “открытого” типа, без использования световодов, накладывают ограничения по точности регистрации, обусловленные влиянием вариаций метеорологических параметров. Наиболее сильное влияние оказывают ветер, осадки, температура воздуха и атмосферное давление [2]. Для устранения влияния ветра и осадков используют специальные укрытия. Изменение атмосферного давления и температуры воздуха достаточно медленный процесс, который происходит в течение нескольких часов, что позволяет делать оценки для более быстрых деформационных процессов. Исходя из расчётных данных, деформограф, установленный в таких условиях, имеет точность измерения относительных деформаций не хуже 10^{-8}. Как показывают результаты наблюдений, при деформации такого порядка и более в осадочных породах возникают эффекты, при которых генерируются акустические сигналы в частотном диапазоне от десятков герц до первого десятка килогерц [1,3,4].

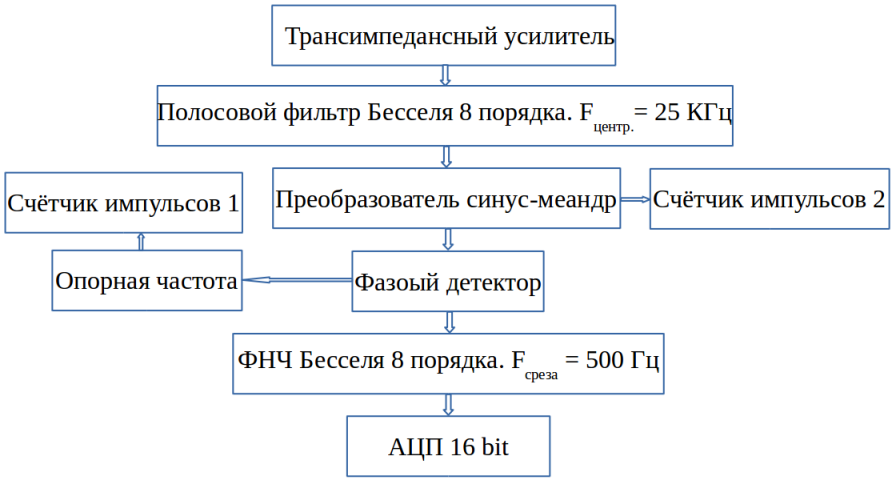


Рис. 1. Блок-схема системы регистрации деформографа.

С 2007 года в лаборатории акустических исследований ИКИР ДВО РАН проводятся геодеформационные наблюдения приповерхностных осадочных пород, т. к. они характеризуются малой прочностью, высокой пластичностью и являются наиболее доступными для изучения деформационных процессов [3]. Для регистрации изменения деформаций до 2013 года использовался лазерный деформограф-интерферометр неравноплечного типа, собранный по схеме интерферометра Майкельсона, разработанный в ТОИ ДВО РАН [1,4].

В связи с выходом из строя ключевых элементов, в лаборатории акустических исследований ИКИР разработали новый деформограф-интерферометр, собранный по той же оптической схеме и, с 2016 года, приступили к деформационным наблюдениям. Блок-схема системы регистрации деформографа показана на рис. 1.

Электрический сигнал, соответствующий изменению интенсивности света в интерференционной картине, формируется на фотодиоде, который затем преобразуется в напряжение и усиливается на трансимпедансном усилителе. Из спектра полученного электрического сигнала выделяется, несущий полезную информацию, диапазон частот с помощью полосового фильтра 8 порядка. Пик полосы пропускания соответствует частоте модуляции 25 кГц. Далее сигнал преобразуется в прямоугольный сигнал, так как амплитуда, в данном случае, не несёт полезной информации. После преобразования сигнал поступает на счётчик импульсов 2 и на вход 2 фазового детектора. Опорный сигнал, модулирующий фазовый сдвиг между опорным и измерительным лазерным лучом, поступает на счётчик импульсов 1 и на вход 1 фазового детектора. Фазовый детектор формирует сигнал, пропорциональный разности фаз в рамках 2π между опорным и интерференционным сигналом. Количество переходов сдвига фаз через 2π определяется через разность показаний счётчиков импульсов 1 и 2. Для оцифровки сигнала, сформированного фазовым детектором, используется 16-битный АЦП в паре с ФНЧ 8 порядка и частотой среза 500 Гц. Частота дискретизации АЦП составляет 1 кГц.

В результате оцифровки в компьютере формируются два файла, в одном сигнал с фазового детектора, во втором количество и направление перехода фазы через 2π. Затем, с помощью программы обработки, которая учитывая данные фазовых переходов, удаляет их из исходного сигнала с фазового детектора и формирует суточные файлы изменения абсолютных деформаций.

При интерпретации данных принято использовать безразмерные величины относительных деформаций, поэтому данные на графиках приводятся относительно измерительной базы деформографа. При анализе влияния метеорологических факторов использо-

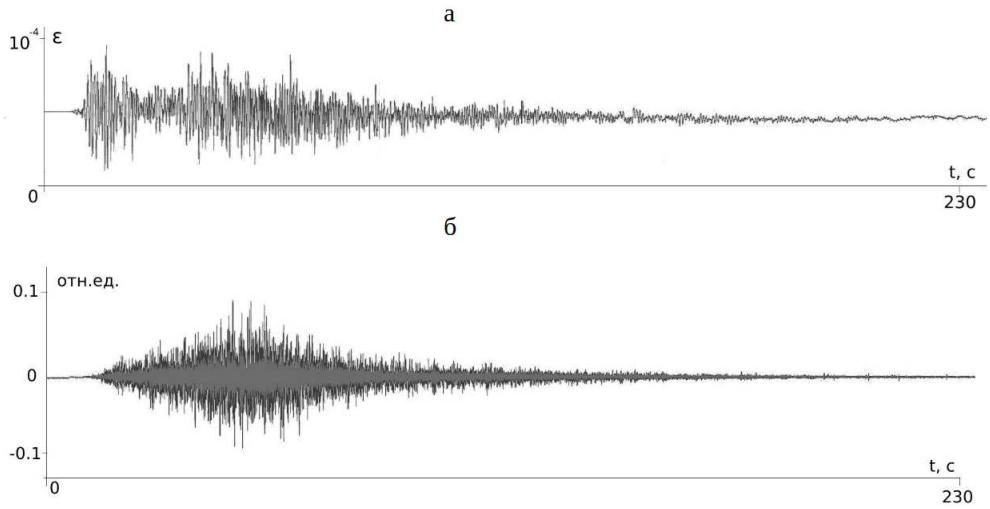


Рис. 2. Сейсмическое событие 30 января 2016 года 03:25 UT, энергетический класс 15,7, расстояние до станции 129 км. а) Деформограф, б) Геоакустическая эмиссия.

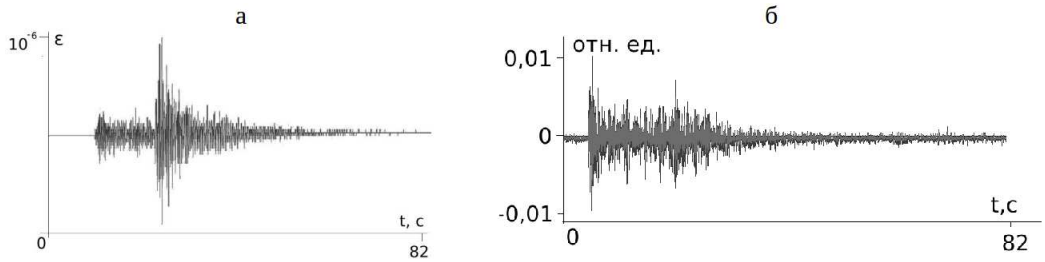


Рис. 3. Сейсмическое событие 14 марта 2016 года 21:50 UT, энергетический класс 11,2, расстояние до станции 133 км. а) Деформограф, б) Геоакустическая эмиссия.

вались данные с температурного датчика, закреплённого непосредственно на основании оптической системы деформографа, и с метеостанции, расположенной в 20 метрах от установки деформографа. Такие параметры окружающей среды как температура, влажность, давление изменяются медленно в течении суток и не оказывают влияние на быстрые деформационные процессы. Существенное воздействие на показания деформографа оказывает скорость ветра, которое выражается в усилении колебания амплитуды сигнала.

Главным направлением исследований деформаций приповерхностных осадочных пород является определение связи локального деформационного процесса и его производными, такими как генерация геоакустической эмиссии, изменения приземного электрического поля и др. В предыдущих работах [1,3,4,5] такая связь подтверждена, поэтому при планировании и изготовлении деформографа была выбрана зарекомендовавшая себя и простая в исполнении схема деформографа-интерферометра первого поколения, использующая частотно стабилизированный лазер.

На рис. 2 и 3 приведены примеры регистрации сейсмических событий разных энергетических классов, но с, примерно, одинаковым расстоянием от эпицентра до пункта наблюдений “Карымшина”. Для определения характеристик землетрясений использовались данные Камчатского филиала геофизической службы РАН.

Данные деформографа приведены с частотой записи 1 кГц и для отображения используется второй канал регистрации, в который пишется количество и направление сбросов. Сигнал геоакустической эмиссии регистрируется с частотой 44 кГц и, на рис. 2 и 3, приведена только низкочастотная её часть. Как видно из приведённых рисунков, более мощное землетрясение имеет более сильный сигнал на обоих системах измерений. Эти данные поз-

воляют оценить правильность настройки и работы системы регистрации деформографа.

В случае землетрясения 14 марта 2016 года за 10 часов до сейсмического события произошло увеличение скорости деформационного процесса, а так же амплитуды и количества акустических импульсов в частотном диапазоне 70-200 Гц с гидрофона, установленного в непосредственной близости от отражателя измерительного плеча деформографа (рис.4). В этот период отмечалось отсутствие ветра, осадков, резких колебаний атмосферного давления и температуры, что позволяет рассматривать приведённый случай, как локальный процесс накопления напряжений пород в преддверии землетрясения.

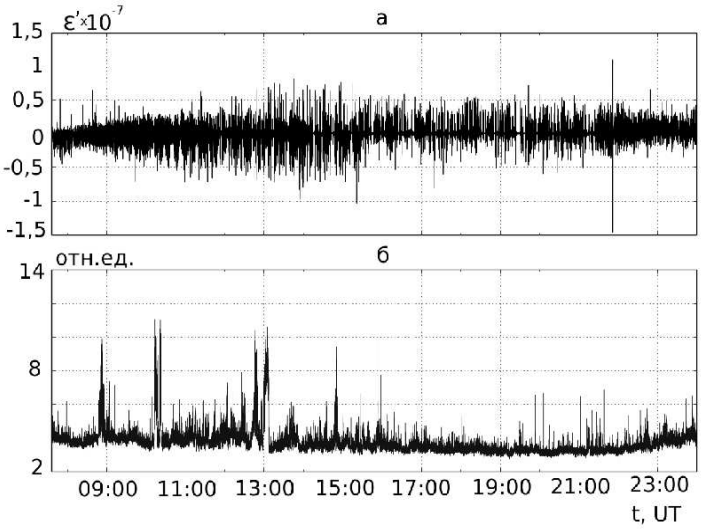


Рис. 4. Период с 7:30 до 24:00 UT 14 марта 2016 года, а) Скорость деформации, б) Геоакустическая эмиссия в диапазоне частот 70-200 Гц.

Таким образом, показано, что деформационные измерения в пункте наблюдений “Карымшина” возобновились в полном объёме, что позволило исследовать деформации на различных стадиях сейсмической активности в периоды “хорошей” погоды.

Литература

1. Dolgikh, G. I., Shvets, V. A., Chupin, V. A., Yakovenko, S. V., Kuptsov, A. V., Larionov, I. A., Marapulets, Y. V., Shevtsov, B.M., and Shirokov, O. P.: Deformation and acoustic precursors of earthquakes, Dokl. Earth Sci., 413, 281–285, 2007.

2. Dolgikh, S. G., Chupin, V. A., Shvets, V. A., and Yakovenko, S. V.: Gornotaezhnoe geophysical system, Instruments and Experimental Techniques, 55, 298–299, 2012.

3. I. A. Larionov, Y. V. Marapulets, and B. M. Shevtsov Features of the Earth surface deformations in the Kamchatka peninsula and their relation to geoacoustic emission // Solid Earth, 5, P.1293–1300, 2014. doi:10.5194/se-5-1293-2014

4. Marapulets, Yu. V., Shevtsov, B. M., Larionov, I. A., Mishchenko, M. A., Shcherbina, A. O., and Solodchuk, A. A.: Geoacoustic emission response to deformation processes activation during earthquake preparation, Russian Journal of Pacific Geology, 6, 457–464, 2012.

5. Марапулец Ю.В., Руленко О.П., Ларионов И.А., Мищенко М.А. Одновременный отклик высокочастотной геоакустической эмиссии и атмосферного электрического поля на деформирование приповерхностных осадочных пород. //ДАН, 2011, Т. 440, №. 3, с. 403–406.

Первые результаты наблюдения атмосферного электрического поля с помощью электрометра CS110 на обсерватории "Паратунка", Камчатка

Бабаханов И. Ю., Бутин С. В., Смирнов С. Э., Хомутов С. Ю.
Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,
с. Паратунка, Камчатский край, Россия
e-mail: Khomutov@ikir.ru

Атмосферное электрическое поле (АЭП) является объектом интенсивных научных исследований. Экспериментальную основу для таких исследований обеспечивают мониторинговые измерения АЭП на обсерваториях, а также специальные наблюдения на временных станциях. Однако, в настоящее время не существует как стандартов для этих измерений, так и международных или национальных центров по сбору данных. Поэтому достоверность полученных результатов на обсерваториях обычно обеспечивается штатными процедурами калибровки и сравнением разнотипных приборов.

На Геофизической обсерватории "Паратунка" ИКИР ДВО РАН регулярные наблюдения за АЭП ведутся с 1996 г. [1] В качестве измерителя используется широко распространенный датчик напряженности электрического поля (электрометр, флюксметр) "Поле-2" [2], обеспечивающий получение достоверных и качественных результатов, в т.ч. благодаря имеющейся самокалибровке и эпизодическим сравнениям с другими электрометрами, например, ЭФ-4 или "Градиент-3" [3]. Однако, этот прибор является устаревшим, как конструктивно (по элементной базе и схемотехнике), так и физически, из-за износа механических узлов. В связи с этим, ИКИР в ноябре 2015 г. в рамках выполнения гранта РНФ приобрел современный цифровой электрометр CS110 (Campbell Scientific, Inc., США). Кроме модернизации приборной базы для мониторинга АЭП, ставилась задача сопоставления результатов измерений с помощью электрометра "Поле-2" с результатами электрометра CS110, который задает определенный международный стандарт в области наблюдений за АЭП (см, например, [4]).

Аппаратура и условия эксплуатации

Электрометр CS110 является распространенным прибором в международных исследованиях АЭП, в т.ч. для контроля за грозовой активностью. Измерения вертикального градиента потенциала АЭП E_Z выполняются на том же методическом принципе, что и в датчике "Поле-2": модуляция электростатического поля движущейся пластиной (field mill). Однако в отличие от "Поля-2" с вращающейся с большой скоростью пластины, в CS110 используется модулирующая пластина с возвратно-поступательным движением, что обеспечивается шаговым двигателем. Кроме того, измерительный элемент датчика CS110 ориентирован вниз, что предохраняет его обтюратор от осадков, создающих проблемы для "Поля-2" во время сильных снегопадов. Чувствительность CS110 в диапазоне ±2200 В/м составляет 0.32 В/м, среднеквадратическое значение шума 0.42 В/м. Предусмотрена возможность автоматического переключения на расширенный диапазон ±22300 В/м (с потерей чувствительности на порядок). Электрометр включает логгер CR1000 для управления, сбора данных и обмена с внешними устройствами, например, компьютером. Передача информации в компьютер происходит по каналу WiFi, синхронизация внутреннего таймера обеспечивается по PPS-сигналу встроенного приемника GPS, выполняется контроль (и регистрация) тока утечки, температуры и влажности датчика CS110, буферная память и питание от батареи обеспечивают автономные измерения в течение 7 сут. Кроме того, к логгеру мо-

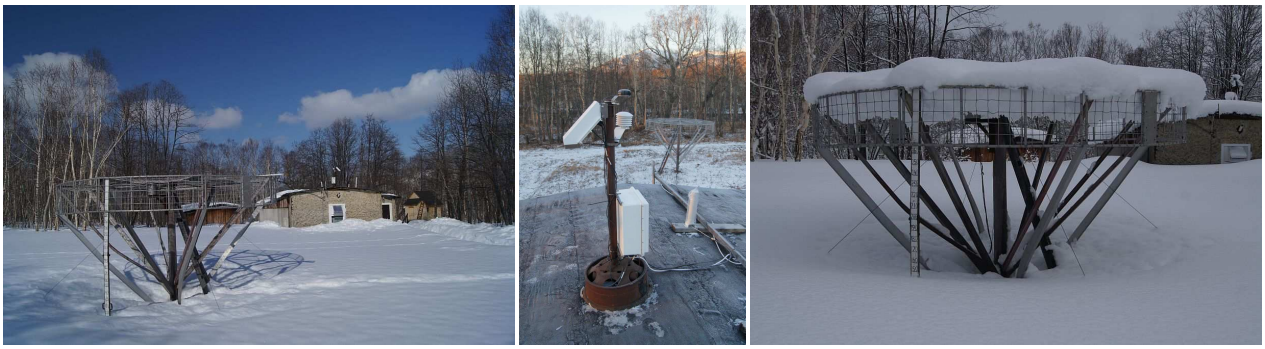


Рис. 1. Электрометры на обсерватории "Паратунка". Левая панель: специальная опора с датчиком "Поле-2" в центре (впереди — рейка для измерения уровня снежного покрова), на заднем плане — технический павильон с электрометром CS110 на крыше. Средняя панель: электрометр CS110 на специальной опоре на крыше технического павильона, на заднем плане — опора с датчиком "Поле-2". Правая панель: опора и датчик "Поле-2", засыпанные снегом после циклона (23 марта 2016 г.).

гут быть подключены дополнительные внешние датчики, например, метеорологические: температуры, влажности и осадков.

Электрометр CS110 (датчик, бокс с логгером, GPS-приемником и системой бесперебойного питания), антенна GPS и датчик внешней температуры-влажности были закреплены на специальной стальной опоре с массивным основанием на крыше технического павильона (площадь примерно 6x6 м^2 с битумным покрытием, см. рис. 1). Датчик, опора и бокс с электроникой заземлены. Питание электрометра — от сети 220 В. Высота измерительного элемента датчика над крышей 1.2 м, высота крыши на уровнем земли — 3.7 м. Примерно в 19 м к югу от CS110 находится датчик электрометра "Поле-2" на специальной каркасной опоре, высота обтюратора около 3 м.

Регистрирующий ноутбук со штатной программой LoggerNet расположен внутри павильона. Частота измерений 1 Гц. Выходной файл с данными включает время, значение градиента потенциала E_Z (В/м), флаг статуса измерения, ток утечки (нА), температуру и влажность внутри датчика (^{o}C, %), напряжение батареи питания встроенного ИБП. В отдельный файл выводятся данные, полученные 10-минутным усреднением. Данные из буферной памяти логгера записываются в файлы по расписанию (ежечасно). Однако программа LoggerNet позволяет в текстовом и графическом виде отображать результаты текущих измерений в режиме онлайн.

Результаты

Регулярные наблюдения с помощью CS110 были начаты в ноябре 2015 г., т.е. захватили зимний сезон со снегопадами и низкими температурами, наиболее проблемный для измерений АЭП. За весь рассмотренный период существенных сбоев аппаратуры или ПО не было, в т.ч. в периоды отключения электроэнергии. Начальная основная калибровка электрометра CS110 выполнена разработчиком и в штатном режиме эксплуатации не требуется. Однако, на момент подготовки настоящего доклада приведение результатов измерений к уровню земли не выполнялось, поскольку соответствующий редукционный коэффициент не был определен из-за снега.

Как отмечалось выше, циклоны в холодные сезоны сопровождаются обильными снегопадами с высотой выпавшего снега до 0.5-1.0 м. На рис. 1 (правая панель) представлено фото опоры "Поле-2" после циклона в марте 2016 г., на котором видно, что датчик пол-

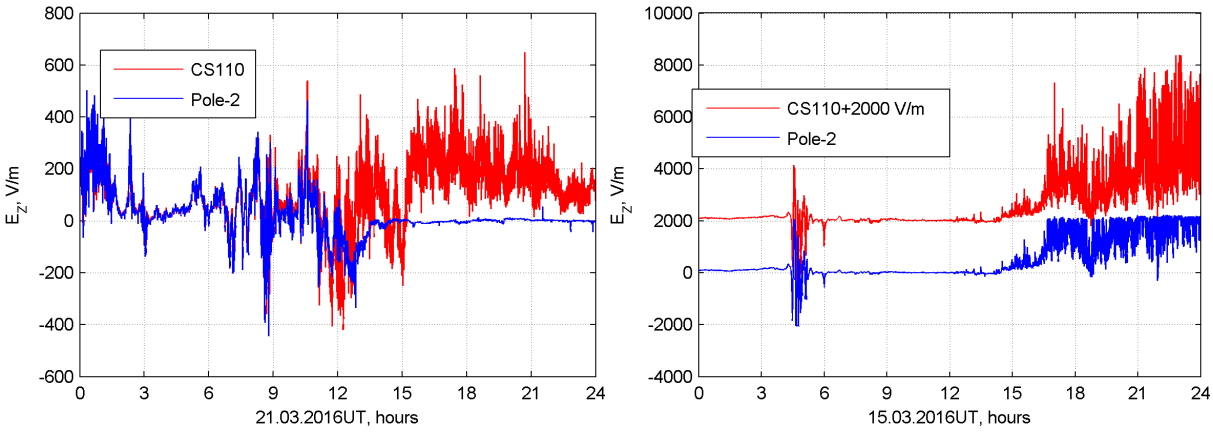


Рис. 2. Запись АЭП с помощью электрометров "Поле-2" и CS110 во время экстремальных погодных условий. Левая панель: во время сильного снегопада после 13UT датчик "Поля-2" был засыпан снегом. Правая панель: небольшой снег при штормовом ветре после 16UT приводит к уходу записи "Поля-2" вне допустимого уровня (запись CS110 смещена по ординате для лучшего представления).

ностью укрыт снегом. При этом его показания падают до нуля. В то же время измерения CS110 продолжаются благодаря ориентированному вниз обтюратору (рис. 2, левая панель). Вторым положительным моментом в измерениях с помощью CS110 является его увеличенный диапазон измерений, до 22 тыс. В/м, в то время как возможности "Поля-2" даже на грубом канале ограничены диапазоном около ±2000 В/м (см. пример записи на рис. 2, правая панель).

Результаты измерений двумя электрометрами при условиях хорошей погоды (УХП) достаточно близки. В качестве примера на рис. 3 показаны вариации E_Z за полные сутки 04.02.2016 г. и за один час 09.02.2016 г.

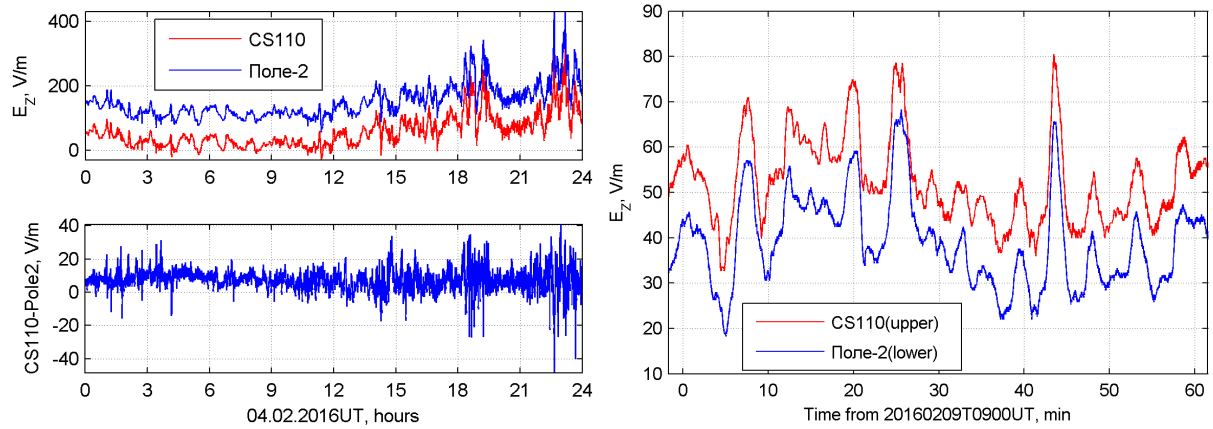


Рис. 3. Сравнение вариаций E_Z, полученных с помощью электрометров "Поле-2" и CS110 при УХП. Левая панель: суточные записи за 09.02.2016 г. (вверху) и их разности (внизу). Правая панель: часовой фрагмент записи за 04.02.2016 г.

Поскольку коэффициент редукции к уровню земли для CS110 не был определен, то существуют регулярные масштабные различия в данных, которые в кривых на рис. 3 исключены подбором соответствующего множителя. Как видно по рис. 3, результаты двух приборов достаточно близки. Колебания разностей достигают 10-20% при быстрых вари-

ациях E_Z и вызваны, вероятно, локальной динамикой АЭП из-за пространственного разнесения электрометров или их разной аппаратной инерционностью при отклике на резкие возмущения. Достаточно часто амплитудно-фазовые различия в записях на характерных временах в единицы-десятки секунд наблюдаются при небольшом ветре.

Выводы

Первые регулярные измерения градиента потенциала E_Z с помощью нового электрометра-флюксметра CS110 выполнены на обсерватории "Паратунка" ИКИР ДВО РАН при достаточно экстремальных метеорологических условиях зимы-весны 2016 г. и без строгой метрологической основы. Тем не менее, электрометр показал себя как надежный и функциональный прибор, имеющий определенные преимущества по сравнению с штатным измерителем обсерватории "Поле-2", в основном при наблюдениях, когда погодные условия далеки от УХП. Результаты измерений с помощью CS110 и "Поля-2" показывают высокую согласованность при нормальных условиях, наблюдаемые различия могут быть объяснены особенностями локальной динамики АЭП в окрестности установки пространственно разнесенных приборов.

В 2016 г. планируется провести мероприятия по калибровке CS110 с учетом места расположения, выполнить специальную сверку CS110 и "Поля-2", а также сделать сравнение с другими электрометрами, например, ЭФ-4, которые используются в КФ ГС РАН.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ 14-11-00194.

Литература

1. *Buzevich A.V., Smirnov S.E.* Specialized Hardware-Software Complex of Geophysical Observatory "Paratunka" // 23 General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics. Sapporo, Japan. - 2003. - P.B81.

2. Датчик напряженности электрического поля "Поле-2". Техническое описание и инструкция по эксплуатации. - Ленинград: Главная геофизическая обсерватория им. А.И.Воейкова, 1991. - 35 с.

3. *Акбашев Р.Р., Фирстов П.П., Хомутов С.Ю., Ефимов В.А.* Измерения электрического поля атмосферы: результаты сверки электростатических флюксметров "ЭФ-4" и "Поле-2"// Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Пятой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 27 сентября — 3 октября 2015 г. / Отв. ред. В.Н. Чебров. – Обнинск: ГС РАН, 2015. – С.197-201.

4. *Magina F.C., Naccarato K.P., Pinto O., Alonso L.H., Campos D., Borsoi D., Mello A., Simomura C., Ferro M.A.S., Yamasaki J., Pimentel D.R.M.* Atmospheric electric field mill deployment in southeastern of Brazil // XV International Conference on Atmospheric Electricity, 15-20 June 2014, Norman, Oklahoma, U.S.A. - P.1-11.

"Supersonic" magnetic poles

Semakov N. N.[1,2], Grigorevskaya A. V.[1], Kovalev A. A.[2], Pavlov A. F.[1,2], Fedotova O. I.[2]
[1]Novosibirsk State University, 2 ul. Pirogova, Novosibirsk, Russia
[2]Novosibirsk Magnetic Observatory, ASB GS RAS, pr.Koptyuga 3, Novosibirsk, Russia

The temporal changes in the magnetic field of our planet are usually analyzed through the behavior of its angular and force components. But the same temporal characteristics may be analyzed using the more integrated and comparable characteristics of the magnetic field linked to the orientation and magnetic momentum of the central dipole. Such characteristics can be obtained by converting the angular elements of geomagnetism, measured at a given point, into geographic coordinates of the magnetic pole, and further by converting the "force" components of geomagnetism into values of "local magnetic constant", which is a force characteristic that varies depending on the strength of momentum of the magnetic dipole, but does not depend on its orientation. Per-second values of components of geomagnetism, continuously recorded by magnetic observatories, produce the most accurate detailed trajectories of the magnetic poles' movements and their velocity graphs. All other values of these components—per-minute, hourly, daily, seasonal or annual—show the average position of the magnetic poles and their average movement speed.

Key words: virtual magnetic pole, declination, inclination, local magnetic constant, magnetic observatory, true magnetic pole.

1. Introduction

The question of what happens to the magnetic poles of the Earth is of interest not only to those who study them professionally, but also to the general public, particularly those people who live and work in the Polar Regions. Information on the drift of the north magnetic pole from the Canadian Arctic to Siberia at a speed exceeding 10 kilometers per year appears occasionally in the scientific press and the media. However, it is far less known that the magnetic poles can develop impressive speeds in this process in short periods of time far less than one year. The discovery that in this continuous movement the magnetic poles can reach speeds that are several times higher than the speed of sound caught by surprise even the authors of the present publication.

One of the most effective and visually-effective ways of analyzing global patters and regional peculiarities of the geomagnetic field is to convert the values of the components of geomagnetism into the coordinates of the magnetic poles and value of the local magnetic constant (Bauer, 1914; Kuznetsov V.V. et al. 1990, 1997).

2. The movement of the magnetic poles on magnetically calm days

Figures 1 and 2, below, show the movements of north magnetic poles on magnetically calm days close to the autumn and spring equinoxes, based on the data of the Novosibirsk magnetic observatory (NVS). These figures demonstrate that the average daily position of the magnetic pole may be found at a spot that it did not, in fact, cross.

Figure 2: Movement of the virtual north magnetic pole, Novosibirsk observatory data (September 28, 2013)

The path of the virtual magnetic pole (VMP), shown in figures 1 and 2, demonstrate that during daytime—for the Novosibirsk magnetic observatory daytime corresponds to 00:28–12:28 universal time (UT)—VMP moves clockwise in an oval-like path, elongated about 10 km from south-east to north-west, and at night-time (from 12:28 to 00:28 UT), the virtual magnetic pole shifts significantly less.

3. The movement of the magnetic pole in its disturbed stated

The nature of the movement of the magnetic pole in its disturbed stated cannot be described as chaotic even during a magnetic storm. For example, figure 3 shows the movements of the

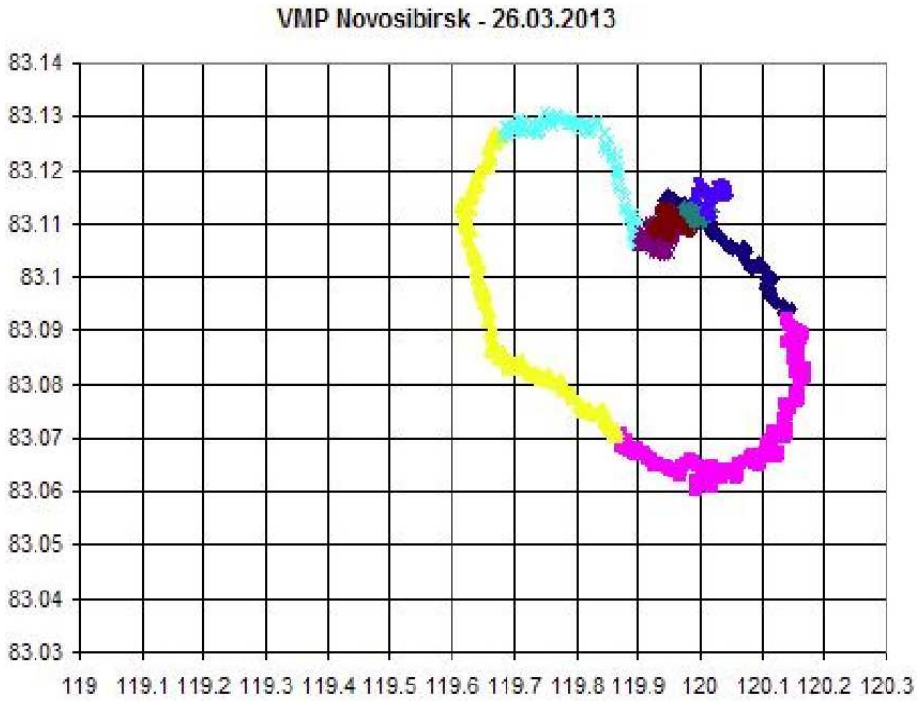
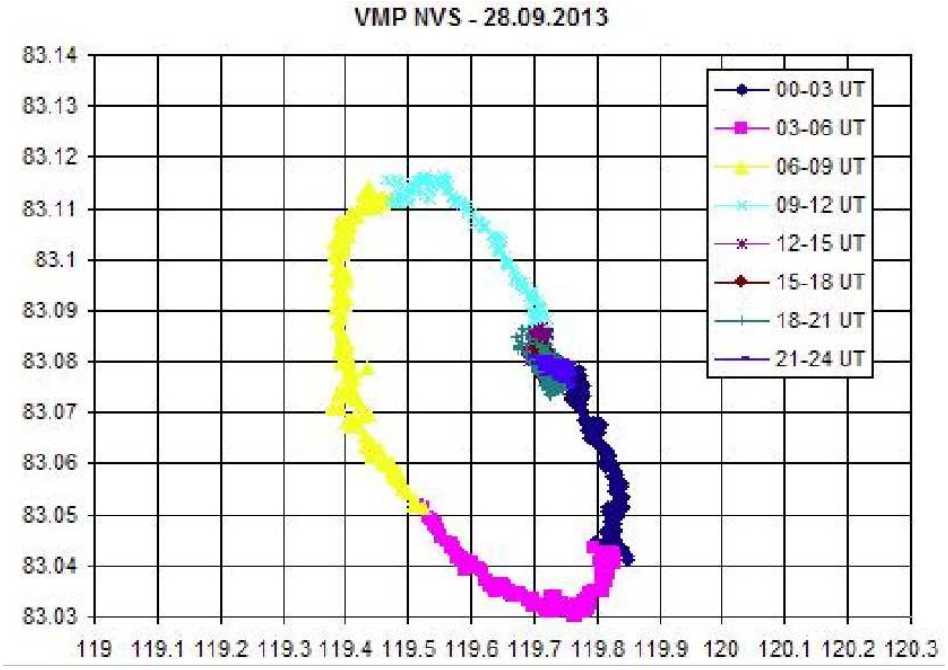


Figure 1. Movement of the virtual north magnetic pole, Novosibirsk observatory data (March 26, 2013)



magnetic pole on March 17, 2013, after 6:00 UT, based on per-second magnetic measurements in the Novosibirsk observatory during one disturbed hour (15.40-16.40 UT).

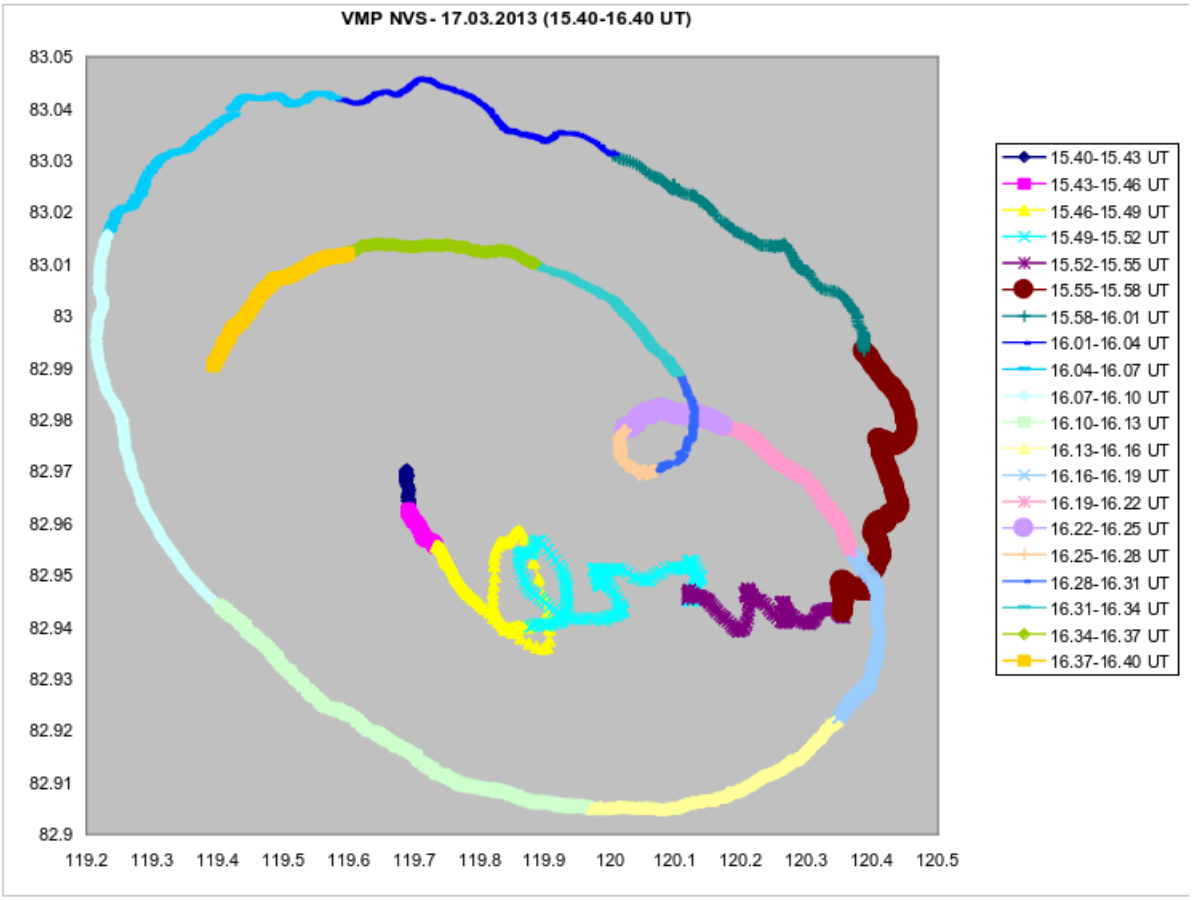


Figure 2. Movement of the virtual north magnetic pole from 15:40 to 16:40 UT, Novosibirsk observatory data (March 17, 2013)

1. All coordinates of the magnetic poles obtained based on the currently available actual values of the declination (D) and inclination (I) at the point with the latitude φ and longitude λ are "virtual" in the sense of being based on available factual data. Their coordinates (latitude Φ and longitude Λ) are calculated using the well-known formulas of spherical trigonometry:$\sin\Phi = \sin\varphi\ \cos\vartheta + \cos\varphi\ \sin\vartheta\ \cos D$

2. $\sin(\Lambda - \lambda) = \sin\vartheta\ \sin D/\cos\Phi$

$\mathrm{ctg}\vartheta = 0.5\mathrm{tg}I$ Based on these formulas, the north and south virtual magnetic poles are located at the distance of 180^0 of the arc of the great circle and are the points at which the continuation of the axis of the central dipole intersects with the Earth's surface. It should be noted that the term "magnetic pole" and the formula for calculating its coordinates are tied to the dipole located at the center of the globe. This is identical to the calculation of the virtual magnetic poles (VMP) in paleomagnetism (see Merrill et all.,1998).

4. The virtual and the true magnetic poles

As we approach the value of inclination of $I=90^0$ we can be increasingly confident that the obtained coordinates of the virtual north pole are nearing those of true magnetic north pole. Using formulas (i)–(iii), we can obtain the coordinates of not only the virtual north magnetic pole, but also those of the south magnetic pole. However, in respect of its proximity to the true south magnetic pole there is no similar certainty because such calclations would be based

on data generated at a very significance distance from the true south magnetic pole.True north and south magnetic poles are not opposed precisely because the virtual magnetic poles, which are used for their determination, are poles of different dipoles. These dipoles are of different orientation, the most reliable information on which can be obtained only in the Arctic or off the cost of Antarctica.

5. Parameters of movement of the north and south magnetic poles Modern magnetic observatories measure per-second values of the components of geomagnetism, although data of the **INTERMAGNET** (International Real Magnetic Network) is currently available mostly in a per-minute format (http//www.intermagnet.org). But analyzing even the average per-minute values of observatories located in different regions of the globe shows surprisingly high movement velocity of the magnetic poles, as well as some fascinating features and patterns of this movement.

One could hardly hypothesize that the speed of movement of magnetic poles in a given minute could significantly exceed the speed of sound. However, calculations made based on the data of various magnetic observatories demonstrate that magnetic poles can move at certain moments not only at the speed of a pedestrian or a car, but at a speed several times higher than that of a straight jet.Table 1 shows data on the average (Vvmp) and maximum (max Vvmp) speeds of movement of the virtual magnetic poles based on per-minute values of declination and inclination, collected by different observatories around the globe March 17, 2013 (24-hour period), which saw both calm and disturbed states of the magnetic field. In addition to the speed values, Table 1 shows the path traversed by the magnetic pole throughout the day (L) and the maximum spread of positions of the pole (∇).

Table 1. Parameters of movement of the north and south magnetic poles, calculated based on the data of several magnetic observatories (March 17, 2013)

Station Name	**CODE**	φ	λ	**Vvmp, km/h**	**max Vvmp, km/h**	**L, km**	**∇, km**
Resolute Bay	RES	74.69	265.105	161.4	3922.8	3869	275
Novosibirsk	NVS	55.03	82.9	33.5	284.3	804	41
Irkutsk	IRT	52.167	104.45	27.4	211.3	658	39
Alibag	ABG	18.638	72.872	5.5	77.4	132	15
Addis Ababa	AAE	9.035	38.766	5.6	75	131	12
Vassouras	VSS	-22.4	316.35	16.7	279.2	400	43
Casey	CSY	-66.283	110.533	127.6	1796.6	3061	184
Mawson	MAW	-67.604	62.879	256.4	3702.4	6150	264

Notably, according to the data of observatories located in low and medium latitudes (NVS, IRT, ABG, AAE, VSS), the average and maximum speeds of movement of the virtual magnetic poles are significantly lower than the speeds calculated based on the data from the Artic and the Antarctic (RES, CSY, MAW). However, the regions that are located closer to the true magnetic poles provide the most accurate information about their movement.

Figure 4 shows the fluctuations in the speed of the magnetic pole movement based on per-minute data of Resolute Bay observatory, which is the closest observatory to the true north magnetic pole.

The most accurate information regarding the annual movement of the magnetic pole is produced by magnetic observatories. Different observatories presently show this speed to be between 2 and 65 km per year, with significant variations over time. But these speeds are

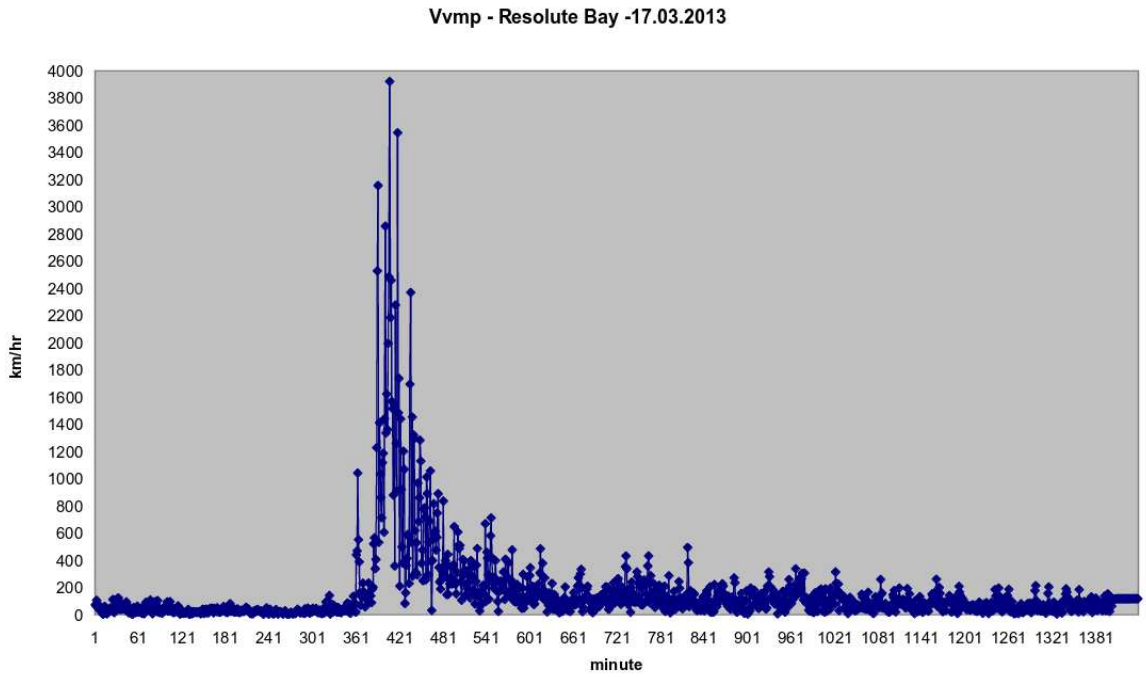


Figure 3. Movement speed of the virtual magnetic pole, calculated based on the data of Resolute Bay observatory (March 17, 2013)

significantly lower than the speeds developed by the magnetic pole at the time intervals shorter than a year. In reality, stationary observatories and field observations usually deal with actual snap-shot values of measured components of geomagnetism that are tied to each specific second when the measurement was taken. High movement speed of virtual magnetic poles highlights the complexity of the efforts to locate the true north magnetic pole. This work has been carried out for several decades by Larry Newitt and other our Canadian colleagues (Newitt and Barton, 1996; Newitt et all., 2009; Newitt and Niblett, 1986).Per-minute, hourly, daily, and annual values of these components are obtained through the process of averaging, respectively, per-second, per-minute, hourly, and daily values. In the process, the pole trajectories become straightened, and its velocity reduces with each subsequent averaging. Assuming that the true magnetic poles continue to move in the direction of the equator with an average speed of 10 kilometers a year, their inversion—that is, the transition of the north magnetic pole into the Southern hemisphere, and vice versa—may happen in approximately 1,000 years. But if the magnetic poles could consistently maintain ultrasonic speed that they are capable of developing, the inversion could happen in a matter of hours.

6. Conclusions

The analysis of the movement of the magnetic poles demonstrates that:

- The data of magnetic observatories, translated into coordinates of corresponding virtual magnetic poles, shows surprising mobility of the magnetic poles, which at time develop ultrasonic speed.

- The trajectory of the magnetic poles both in calm time and during magnetic calamities is not a chaotic movement but a series of "loops" of varying shapes and sizes.

- The differences in identified locations of the virtual magnetic poles, produced by each magnetic observatory, depend in addition to the level of disturbance of the magnetic field, on the proximity of each observatory to the true magnetic pole. These differences can be between 5–10 km and 200–300 km of the arc of the great circle a day.

Acknowledgments. We express our gratitude to the staff of the magnetic observatories at Resolute Bay, Irkutsk, Alibag, Addis Ababa, Vassoras, Casey, Mawson and Novosibirsk, whose

data was used in the preparation of the present work.

References

1. Bauer L.A. The local magnetic constant and its variations // Terr. Mag. –sept.1914.- V.19.- P.113-125.- Washington.

2. Kuznetsov V. V., Pavlova I. V., and Semakov N. N.. Estimation of the Position of Virtual Magnetic Poles (Based on Soviet–Canadian Measurements in the Central Arctic Regions)// Geol. Geofiz.-V. 31(2),- P. 115–116, 1990.

3. Kuznetsov V. V., Pavlova I. V., Semakov N. N., Newitt L.R. Virtual magnetic poles,magnetic anomalies,and the location of the north magnetic pole//Russian Geology and Geophysics.- V.38(7).-P.1312-1320, 1997.

4. Merrill, R.T., M.W. McElhinny, and P.L. McFadden, The magnetic field of the Earth, paleomagnetism, the core and the deep mantle, Academic Press, 531 pp., 1998.

5. Newitt, L.R. and C.E. Barton, The position of the North Magnetic Pole in 1994, J.Geomag. Geoelectr., 48, 221-232, 1996.

6. Newitt, L.R., A.Chulliat, and J.-J. Orgeval, Location of the North Magnetic Pole in April 2007, Earth Planets Space, 61, 703-710, 2009.

7. Newitt, L.R. and Niblett E.R. Relocation of the north magnetic dip pole//Can. J. Earth Sci.- 1986.- Vol. 23.- P.1062-1067.

8. INTERMAGNET (International Real Magnetic Network, 2013) register. http://www.intermagnet.org/data-donnee/

Сейсмическая и вулканическая активность как проявления единого волнового геодинамического процесса

Долгая А. А.[1,2], Викулин А. В.[1], Герус А. И.
[1] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
[2] Камчатский государственный технический университет, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
[3] Камчатский государственный университет им. В. Беринга, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
e-mail: adolgaya@kscnet.ru vik@kscnet.ru gerus@kscnet.ru

Авторы на протяжении нескольких лет проводят исследование временных, пространственно-временных и энергетических закономерностей сейсмического и вулканического процессов в рамках представлений о ротационном характере движений блоковой геосреды [1]. Используемый авторским коллективом подход основан на анализе максимально полных списков землетрясений и извержений вулканов мира широкого энергетического диапазона, произошедших в течение длительного периода времени.

Анализ пространственного распределения содержащихся в списках событий показал, что наибольшая часть сильных землетрясений и извержений вулканов происходит в пределах окраины Тихого океана, Альпийско-Гималайского и Срединно-Атлантического хребта. Эти регионы имеют линейную протяженность, во много раз превосходящую ширину активной зоны (рис. 1). Такое пространственное расположение сейсмических и вулканических событий вдоль активных поясов планеты позволило авторам разработать метод исследования пространственно-временных закономерностей сейсмичности и вулканизма. Метод опирается на описание активной зоны в виде линии, проходящей через наибольшие скопления событий и повторяющей в общем случае контуры литосферных плит.

Каждое событие, произошедшее в пределах изучаемого региона, проецируется на осевую линию, благодаря чему можно найти расстояние от этого события (вулкана или очага землетрясения) до начала линии. В результате можно рассматривать совокупность сейсмических и вулканических событий не в трехмерной (широта, долгота, время), а в двухмерной системе координат – на плоскости с осями: время события t – расстояние от события до начала осевой линии l.

Для дальнейшего анализа пространственно-временного распределения событий авторами на основании модели случайных блужданий был разработан метод выявления миграционных цепочек сейсмических и вулканических событий, подробно описанный в работе [2].

В результате исследований авторами было показано, что миграция является неотъемлемым свойством планетарного сейсмического и вулканического процесса, а скорости миграции сейсмичности и вулканизма совпадают по порядку величин. Также было показано существование зависимостей между скоростями миграции V и энергетическими характеристиками исследуемых процессов (магнитудой M для землетрясений и индексом вулканической активности W для извержений вулканов) [3]. Аналитически зависимости можно представить в виде:

$\boldsymbol{M} \approx (7.6 \pm 1.0)LgV$; $\boldsymbol{M} \approx (6.7 \pm 0.5\ )LgV$; $\boldsymbol{M} \approx (-4.6 \pm 0.2\ )LgV$ (1 а, б, в)

$\boldsymbol{W} \approx (-3.1 \pm 0.6)LgV$; $\boldsymbol{W} \approx (-3.9 \pm 1.0)LgV$; $\boldsymbol{W} \approx (-0.8 \pm\ 0.2)LgV$ (1 г, д, е)

Параметр p, описывающий характер зависимостей скорости миграции от энергии, имеет разный знак, причем он положителен для сейсмичности Тихого океана (1а) и Альпийско-Гималайского пояса (1б) – областей сжатия, и отрицателен для сейсмичности Срединно-

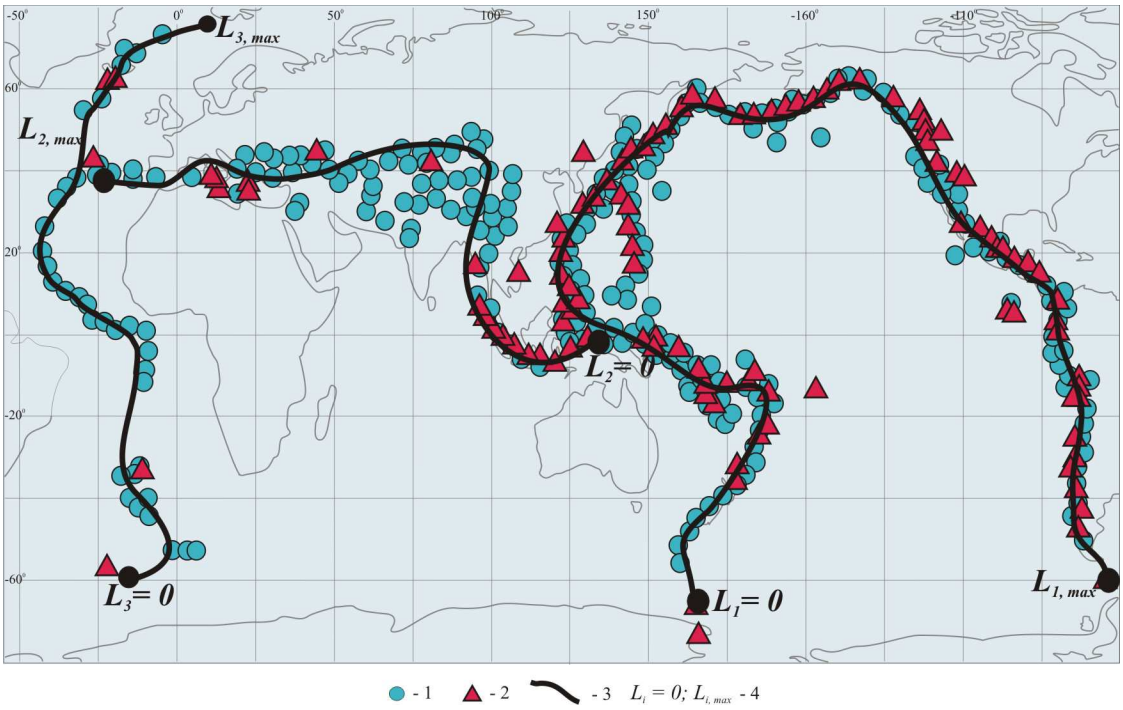


Рис. 1. Геодинамически активные пояса планеты: 1– очаги землетрясений; 2 – вулканы, 3 – осевые линии вдоль поясов, 4– начала и окончания поясов: $i = 1$ – окраина Тихого океана, $i = 2$ – Альпийско-Гималайский пояс,$i = 3$ – Срединно-Атлантический хребет.

Атлантического хребта (1в) – области растяжения, и всех “вулканических” зависимостей (1г-е). По мнению авторов, эти результаты позволяют рассматривать параметр p, как величину, чувствительную к тектонической обстановке в регионе, так как все вулканические пояса можно интерпретировать как области с преобладающими растягивающими напряжениями, вызванными поднимающимися с глубин и извергаемыми на поверхность материалами (магмой, пеплом и т.д.).

При изучении закономерностей временного распределения очагов землетрясений и извержений вулканов применялись методы спектрального, спектрально-корреляционного анализа и разработанный авторами метод “квазифазовой плоскости”. Полученные с помощью двух первых методов данные позволили выявить общие для сейсмического и вулканического процесса периоды (рис. 2): $T_0 \approx 250 \pm 30$, $2T_0 \approx 450 \pm 50$, $4T_0 \approx 1000 \pm 100$ и $8T_0 \approx 2000 \pm 200$.

Все тектонические пояса Земли, имеющей примерно шарообразную форму, замкнуты друг на друга. Для протекающего в пределах таких поясов геодинамического процесса должны быть характерными только четные периоды.

Выполненные с помощью разработанного авторами метода “квазифазовой плоскости” расчеты показали [4], в пределах окраины Тихого океана сейсмический процесс можно считать циклическим (квазипериодическим) с периодом $T_1 \approx 230 \div 270$ лет, близким по значению периоду T_0.

Таким образом, проведенный с помощью независимых методов анализ временных “сейсмических” и “вулканических” рядов позволяет сделать вывод о том, что сейсмический и вулканический процессы, имеющие близкие значения основного периода и кратных ему четных периодов и протекающие в пределах трех мощнейших тектонических поясов планеты, могут являться составными частями единого геодинамического процесса, что подтверждает вывод, полученный авторами ранее в работе [5].

Полученные данные позволили авторам рассматривать сейсмичность и вулканизм как составляющие планетарного геодинамического процесса, обладающие общими характери-

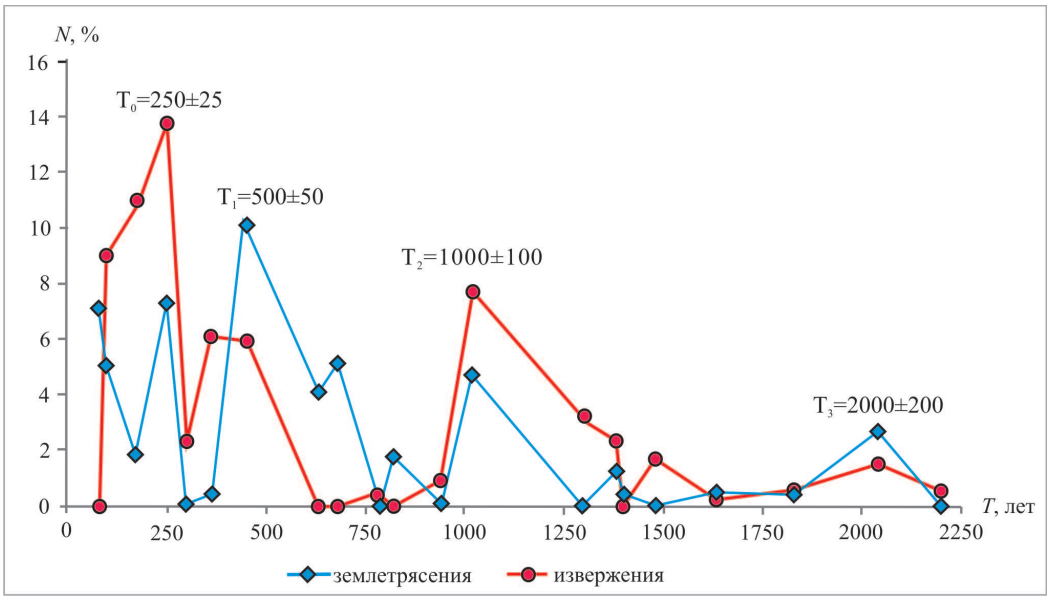


Рис. 2. Периоды геодинамического процесса, выявленные с помощью методов спектрального и спектрально-корреляционного анализа временных рядов.

стиками, но проявляющиеся на поверхности в виде разных процессов. Наличие свойства периодичности (цикличности) и выявленные зависимости между энергетическими и скоростными характеристиками позволяют с уверенностью рассматривать геодинамический процесс как волновой процесс, протекающий в пределах тектонически активных зон Земли.

С учетом сделанного вывода был проведен анализ зависимостей скоростей миграции от энергетической характеристики, который показал, что параметр p является векторной сохраняющейся величиной, которую можно рассматривать как аналог момента импульса геодинамического процесса.

Для вращающейся геосреды была предложена ротационная модель сейсмотектонического процесса на примере окраины Тихого океана [6], движение блоков в которой определяется уравнением sin-Гордона (СГ):

$$\frac{\partial^2\theta}{\partial\xi^2} - \frac{\partial^2\theta}{\partial\eta^2} = \sin\theta \tag{1}$$

Уравнение СГ имеет несколько решений, в том числе, в виде бегущей волны ($\theta(\xi - v\eta)$):

$$\theta = 4\arctan\left[\exp\left(\pm k_0\gamma(z - z_0 - vt)\right)\right],$$

$$\gamma = \left(1 - v^2/c_0^2\right)^{-\frac{1}{2}}, \qquad c_0^2 = \frac{3\sqrt{15}}{8\pi^2}\sqrt{\frac{G}{\rho}}\Omega R_0, \tag{2}$$

где v – скорость распространения уединенной волны деформации (поворота), Ω – угловая скорость вращения Земли, ρ, G – плотность и модуль сдвига геосреды, R_0 – размер блока, c_0 – предельная скорость геодинамического процесса. Решение (2) уравнения СГ (1) называется односолитонным.

Известно, что солитоны подобны частицам: при взаимодействии с другими такими возмущениями они не разрушаются, а продолжают движение, сохраняя свою структуру неизменной. В рамках ротационной модели геосреды такое “солитонное” свойство геодинамических возмущений позволяет миграцию сейсмической и вулканической активности описывать в виде волнового процесса со свойствами дальнодействия [1].

Как было сказано выше, геодинамический параметр p может быть интерпретирован как *геодинамический* аналог момента импульса, связанного с поворотными движениями блоков земной коры в пределах и вблизи геодинамически активных зон планеты. В солитонном решении (2) уравнения (1) можно очевидным образом выделить импульс $\vec{p}$:

$$|\vec{p}| = \frac{|\vec{v}|}{\sqrt{1 - v^2/c_0^2}} = v\gamma, \tag{3}$$

причем вектор $\vec{p}$ будет иметь направление, соответствующее направлению геодинамического процесса (сжатию или растяжению). В результате закономерности миграции сейсмической активности вдоль областей сжатия и растяжения можно определить как солитонные решения, чьи скорости соответствуют скоростям миграции, увеличивающимся или уменьшающимся с ростом энергии (магнитуды).

Таким образом, в рамках ротационной концепции блоковой геосреды предложена новая модель волнового геодинамического процесса, протекающего в пределах тектонически активных поясов планеты, и в рамках такой модели сейсмичность и вулканизм можно рассматривать как проявления единого волнового геодинамического процесса.

Литература

1. Викулин А.В., Махмудов Х.Ф., Иванчин А.Г. и др. О волновых и реидных свойствах земной коры // Физика твердого тела. – 2016. – Т. 58. – №3. – С. 547-557.

2. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р. и др. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. –2012. – Т. 17. – №3. – С 34-54.

3. Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A. et al. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics & Tectonophysics. – 2012. – V. 3. – No 1. – P. 1-18.

4. Долгая А.А., Акманова Д.Р., Викулин А.В. О периодичности геодинамического процесса // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различия, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания. Том I. – М.: ГЕОС, 2014. – С. 124-128.

5. Акманова Д.Р., Викулин А.В., Долгая А.А. Взаимодействие вулканизма, сейсмичности и тектоники как геодинамический процесс // Материалы конференции Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений: VI Международная конференция, с. Паратунка, Камчатский край, 9-13 сентября 2013 г. – Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2012. – С. 229-232.

6. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГПУ, 2003. – 151 с.

Сейсмо-деформационный и акустический мониторинг геодинамических процессов высокочувствительными пространственно разнесенными приборами в сейсмоэнергоактивной и асейсмической зонах

Александров Д. В.[1], Дубров М. Н.[1], Ларионов И. А.[2], Марапулец Ю. В.[2], Шевцов Б. М.[2]

[1]Фрязинский филиал Института радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН, г. Фрязино, Московская обл., Россия

[2]Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка, Камчатский край, Россия

e-mail: mnd139@ire216.msk.su igor@ikir.ru bshev@ikir.ru

Приводятся результаты наблюдений широкополосных геофизических процессов с помощью лазерных интерферометров-деформографов и специальной геоакустической аппаратуры. Демонстрируются примеры синхронной регистрации сейсмо-деформационных и геоакустических колебаний земной поверхности на Камчатке и в Подмосковье, а также результаты параллельного анализа полученных данных.

1. Введение

Регистрация деформационных и сейсмоакустических процессов в земной коре является эффективным методом инструментального исследования геодинамических явлений, предваряющих и сопровождающих такие мощные стихийные бедствия, как землетрясения, извержения вулканов, тайфуны, цунами и др.

Практически неограниченная широкополосность лазерно-интерферометрических измерителей деформаций позволяет проводить с их помощью сейсмо-деформационные наблюдения в широких динамическом и частотном диапазонах. По своему характеру и временным свойствам регистрируемые этими инструментами процессы разделяются на акустические, сейсмические, деформационно-барические и термоупругие деформации.

2. Описание инструментов

Деформационные измерения в сейсмоэнергоактивной зоне (Камчатская обл., с. Паратунка) выполнялись лазерным интерферометром-деформографом наземного типа с измерительным плечом длиной 32 м, построенным по трехзеркальной схеме [1]. Новый усовершенствованный вариант лазерного деформографа длиной 18 м разработан и функционирует с января 2016 года [2].

Для наблюдений в асейсмической зоне (Подмосковье) использовались лазерные интерферометры с длиной плеча от 10 м до 400 м, установленные на подземной лучеводной линии во Фрязино [3] (см. рис.1). Здесь измерения проводятся с помощью инструментов, построенных как по схеме неравноплечего интерферометра, так и по схеме равноплечего интерферометра Майкельсона (симметричного интерферометра, нечувствительного к коррелированным вариациям температуры и атмосферного давления). Получены и анализируются результаты измерений, выполненные аналогичными лазерными интерферометрами-деформографами длиной от 5 м до 90 м при их установке на глубине около 30 м в геофизической штольне в Обнинске.

Для изучения геоакустической эмиссии на различных стадиях развития процесса подготовки землетрясений в сейсмоэнергоактивной зоне применяется специально разработанная геоакустическая аппаратура, которая установлена в пунктах наблюдения “Карымшина” и “Микижа” (Камчатская обл.) [4]. Система измерения реализована направленными широкополосными пьезоэлектрическими гидрофонами, установленными в укрытых сверху искусственных водоёмах, расстояния между гидрофонами от 5 до 50 м, частотный

диапазон от сотен герц до первого десятка килогерц.

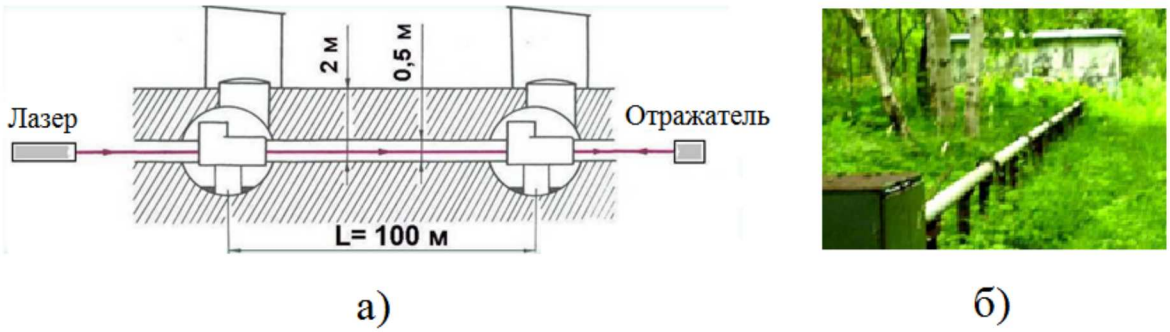


Рис. 1. Схема установки лазерных интерферометров-деформографов на подземной лучеводной линии во Фрязино (а) и общий вид 32-метрового лазерного деформографа в Паратунке (б)

3. Результаты наблюдений

С помощью лазерного интерферометра-деформографа наземной установки с базой 32 м [1] выполнен цикл геофизических наблюдений сейсмических, геоакустических и деформационно-барических процессов. На рис.2 приведен пример регистрации локального сейсмического события. Землетрясение 31.07.2010 г. (энергетический класс K=10, время в очаге 16h 10m UTC) произошло у побережья Камчатки, расстояние от эпицентра до пункта регистрации D=164 км. Максимальная амплитуда записанных поверхностных сейсмических волн около 2,5 мкм.

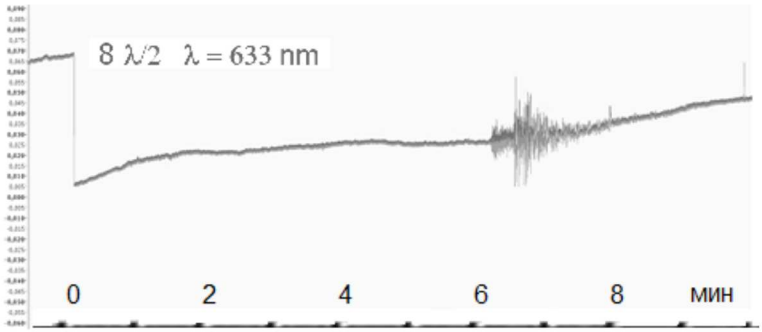


Рис. 2. Запись землетрясения 31.07.2010 г., K=10, база деформографа 32 м

Представлена методика и результаты наблюдений сейсмо-деформационных и геоакустических процессов глобального характера при их параллельной регистрации лазерными деформографами и геоакустическими приборами, разнесенными в пространстве на значительные расстояния (Камчатка - Подмосковье, около 6,8 тыс. км).

На рис.3 приведены фрагменты синхронной записи сигналов, зарегистрированных 18-метровым лазерным деформографом на Камчатке (а) и 100-метровым интерферометром во Фрязино (б) в период землетрясения в Индийском океане: 02 марта 2016 года с 11h 00m по 16h 00m UTC. Обоими инструментами с 13h до 14h отчетливо регистрируются поверхностные сейсмические волны, вызванные этим землетрясением магнитудой Ms=7,6 (Юго-западнее Суматры, Индонезия, время в очаге по данным геофизической обсерватории в Обнинске t_0=12h49m45s). Различие в зарегистрированных сейсмо-деформационных сигналах обусловлено разными величинами эпицентральных расстояний, азимутальными ориентациями инструментов и локальными условиями. Время прихода поверхностных волн на каждый из пунктов регистрации сдвинуто относительно t_0 на 30-40 минут, что соответствует скоростям распространения этих волн 2,7-3,6 км/с.

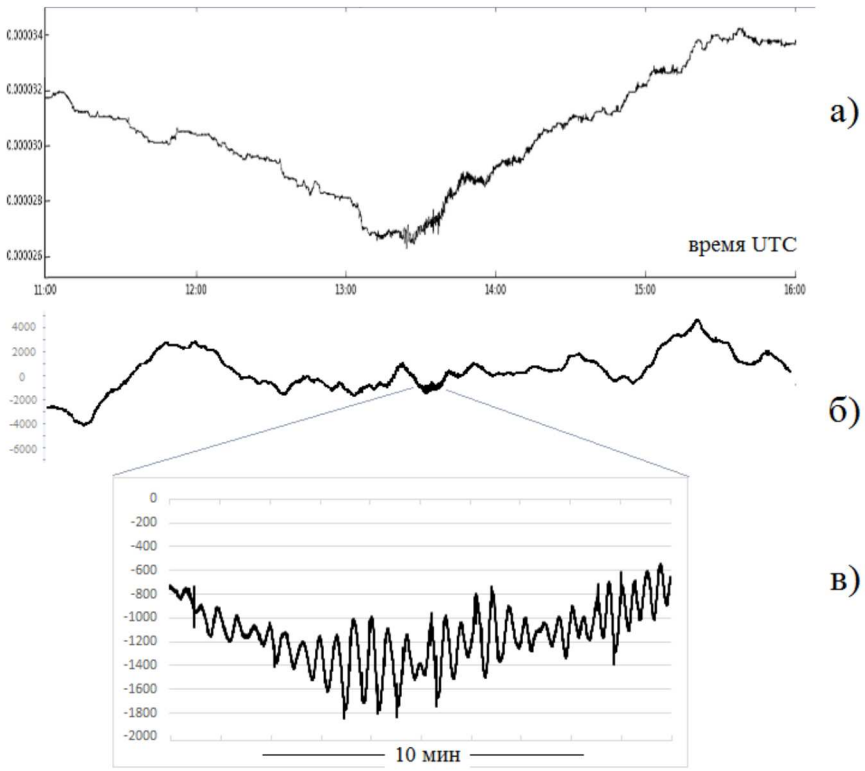


Рис. 3. Сейсмо-деформационные процессы, сопровождающие землетрясение Юго-западнее Суматры 02.03.2016 г., Ms=7,6, зарегистрированные лазерными деформографами на Камчатке (а) и в Подмосковье (б); внизу показан 10-минутный фрагмент регистрации поверхностных сейсмических волн (в)

Следует подчеркнуть, что на обеих записях, кроме случайных деформационно-барических и термоупругих вариаций, отмечаются также и коррелированные составляющие зарегистрированных деформаций, которые могут представлять интерес для исследования взаимодействия глобальных геофизических процессов в земной коре, атмосфере и Мировом океане. Развитие процесса подготовки рассматриваемого землетрясения сопровождалось интенсивной циклонической активностью в Южной части Тихого океана: 7–25 февраля мощный тропический циклон наивысшей категории 5 SSHWS перемещался в западном направлении и 26.02, войдя в зону Австралийского региона, разрешился ливневыми осадками, прекратив свое существование 03 марта 2016 г.

Другой пример параллельной регистрации процессов глобального характера пространственно разнесенными лазерными деформографами (Подмосковье) и геоакустическими приборами (Камчатка) показан на рис.4. Демонстрируются результаты анализа сигналов геоакустической эмиссии (рис.4а,б) и микросейсмических колебаний земной поверхности (рис.4в) в течение четырех суток, предшествующих сильнейшему землетрясению 2015 года: 16 сентября, побережье Центрального Чили, Ms=8,3 (t_0=22h54m). На двух верхних диаграммах приведены фрагменты непрерывной регистрации геоакустических сигналов при одновременном осуществлении их цифровой фильтрации в диапазонах частот: 2,5–6,5 кГц (рис.4а, пункт наблюдения “Микижа”) и 7–11 кГц (рис.4б, пункт наблюдения “Карымшина”). Временное разрешение при осреднении составляет около 1 с. В нижнем ряду (рис.4в) представлена последовательность спектрально-временных СВАН-диаграмм для микросейсмических колебаний земной поверхности, зарегистрированных в этот же период 100-метровым лазерным деформографом во Фрязино. Анализируемый диапазон частот 0,5-2,5 Гц, временное разрешение для каждой из приведенных СВАН-диаграмм меньше 1 мин. Наблюдаются значимый рост геоакустических и перестройка микросейсмических

сигналов за 30-50 час до землетрясения 16.09.2015 г.

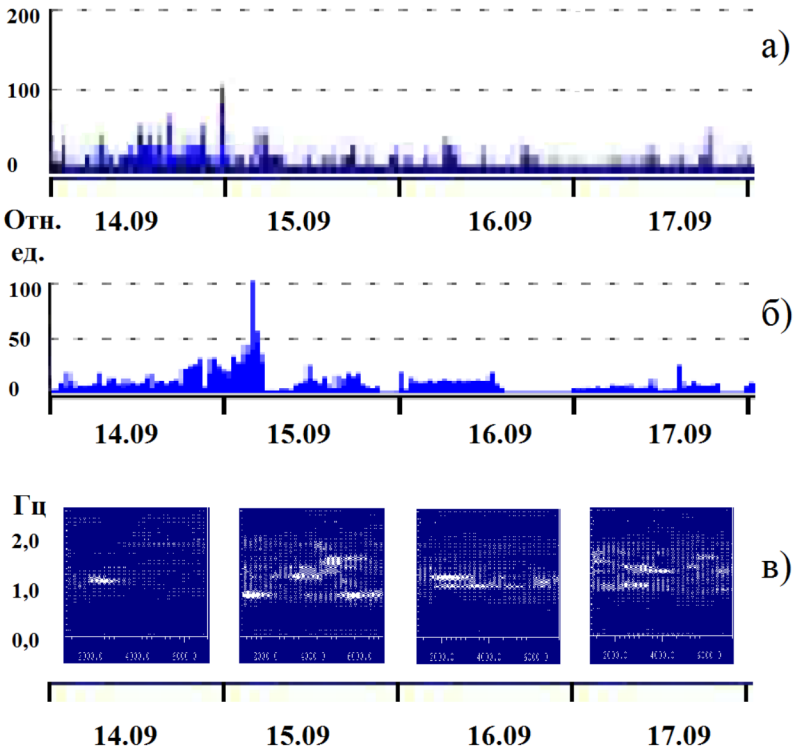


Рис. 4. Сопоставление геоакустических сигналов: а), б) – Камчатка, в) – Подмосковье

В то же время интенсивные геомагнитные возмущения 14-15.09 величиной 80 -100 nT отмечены станциями Восточного и Западного полушария (K=5, www.intermagnet.org), а также геостационарными спутниками GOES NOAA (ftp.swpc.noaa.gov).

4. Выводы.

Проведенные исследования показывают возможность применения разработанных методов для выделения глобальных геофизических эффектов, связанных с подготовкой сильных землетрясений M>7, прохождением мощных тропических ураганов – тайфунов, цунами, и других явлений на поверхности Земли и в околоземном пространстве.

Литература

1. Александров Д. В., Кравцов В. В., Ларионов И.А. Предварительные результаты испытаний трехзеркального лазерного интерферометра на Камчатском геополигоне, Труды 23-Международной конференции "Лазеры, измерения, информация 5-6 июня 2013 г, Санкт-Петербург.– 2013.– С.105.

2. Ларионов И.А. Непомнящий Ю.А. Особенности геодеформационных измерений приповерхностных осадочных пород, “Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений”, 29 августа – 2 сентября 2016 г.

3. Дубров М.Н., Александров Д.В., Кравцов В.В. Лазерные интерферометры-деформографы: новые разработки и применение // Электронный журнал "Исследовано в России".– 2013.– 025.– С.354-359.– URL http://wwwinfo.jinr.ru/invest_in_Russia.html (дата обращения: 25.07.2015)

4. Марапулец Ю.В., Шевцов Б.М., Ларионов И.А., Мищенко М.А., Щербина А.О., Солодчук А.А. Отклик геоакустической эмиссии на активизацию деформационных процессов при подготовке землетрясений // Тихоокеанская геология.– 2012.– Т.31.– С.59-67.

About Painleve property of a hydrodynamic system

Vodinchar G. M., Noshchenko D. S., Perezhogin A. S.
Instutite of cosmophysical researches and radio wave propagation FEB RAS

Annotation

We represent conditions of hydrodynamic system when it passes the Painleve test. We use Kovaleskaya-Gambie method for fourth order odinary differential system. We obtain Lorenz-like dynamic for this system.

Introduction

The existence of magnetic fields of planets, stars and galaxy is explained by a dynamo-mechanism [1]. Mathematical aspects of dynamo effect are reduced to solutions of MHD equations. Nonlinear terms of these equations don't allow to find an analytical solutions (except private cases). Direct number simulation of 3D magnetohydrodynamics with big Reynolds number require huge computing at supercomputers [2]. So simplified MHD systems are very important to investigate for understanding main features of dynamo.

In the paper we discuss the analytical properties of a dynamical system, which is the simplest model of the dynamo. We find relation between coefficients of system in order to pass the Painleve test.

We discuss a model of process which generates the average magnetic field by a turbulence flow of viscous incompressible fluid with the alpha effect in rotating coordinate system. It is described by magnetohydrodynamics equations.

$$\begin{aligned}
&\partial_t \mathbf{v} + \mathrm{R_m}\left(\mathbf{v}\nabla\right)\mathbf{v} = \mathrm{Pm}\Delta\mathbf{v} - \nabla p - \mathrm{E}^{-1}\mathrm{Pm}\left(\mathbf{e}_z \times \mathbf{v}\right) + \mathrm{rot}\mathbf{B} \times \mathbf{B},\\
&\partial_t \mathbf{B} = \mathrm{R_m}\mathrm{rot}\left(\mathbf{v} \times \mathbf{B}\right) + \mathrm{R}_\alpha \mathrm{rot}\left(\alpha\mathbf{B}\right) + \triangle\mathbf{B},\\
&\nabla \cdot \mathbf{v} = 0,\\
&\nabla \cdot \mathbf{B} = 0,
\end{aligned} \tag{1}$$

where $\mathbf{v}$ – the average velocity, $\mathbf{B}$ – the average magnetic field, p – pressure, $\mathbf{f}$ – mass density of external forces, α – tensor of the α-effect, $\mathrm{R_m}$ – magnetic Reynolds number, E – Ekman number, Pm – Magnetic Prandtl number, R_α – amplitude of the α-effect, $\mathbf{e}_z$ – the unit vector of axis of rotation.

We admit that field axially symmetric with respect to axis $\mathbf{e}_z$. Solenoidal fields $\mathbf{v}$ and $\mathbf{B}$ give the sum of the toroidal and poloidal components.

We represent the following decomposition of the velocity and magnetic field into the sum of time-dependent amplitudes and stationary poloidal (toroidal) fields products:

$$\begin{aligned}
&\mathbf{v} = x_1(t)\mathbf{v}^T\left(\mathbf{r}\right) + x_2(t)\mathbf{v}^P\left(\mathbf{r}\right),\\
&\mathbf{B} = y_1(t)\mathbf{B}^T\left(\mathbf{r}\right) + y_2(t)\mathbf{B}^P\left(\mathbf{r}\right).
\end{aligned} \tag{2}$$

Substitution of decomposition (2) in (1) gives system of amplitude's equations [3]:

$$
\begin{aligned}
\frac{dx_1}{dt} &= \mathrm{R_m} A_{112} x_1 x_2 + \mathrm{E}^{-1}\mathrm{Pm} P_{12} x_2 + F_1 + \mathrm{R_m} L_{112} y_1 y_2 - \mu_1 x_1, \\
\frac{dx_2}{dt} &= \mathrm{R_m} A_{211} x_1^2 + \mathrm{E}^{-1}\mathrm{Pm} P_{21} x_1 + F_2 + \mathrm{R_m} L_{211} y_1^2 + \mathrm{R_m} L_{222} y_2^2 - \mu_2 x_2, \\
\frac{dy_1}{dt} &= \mathrm{R_m} W_{112} x_1 y_2 + \mathrm{R_m} W_{121} x_2 y_1 + \mathrm{R}_\alpha W_{1\alpha 2} y_2 - \eta_1 y_1, \\
\frac{dy_2}{dt} &= \mathrm{R_m} W_{222} x_2 y_2 + \mathrm{R}_\alpha W_{2\alpha 1} y_1 - \eta_2 y_2.
\end{aligned}
\tag{3}
$$

In the system we take into account that in the axially symmetric case the vector lines of any poloidal field lie in planes passing through the axis of rotation, and the lines of any toroidal field perpendicular to them. Uppercase letters denote constant coefficients. They appear after application of Galerkin's method to a system. Coefficients μ_i and η_i determine the dissipation rate of velocity and magnetic fields modes from (2). In this case we assume $P_{12} = -P_{21}$ and some other relations on coefficients $A_{112} = -A_{211}$, $L_{112} = -W_{112}$, $L_{211} = -W_{121}$, $L_{222} = -W_{222}$, $\mu_1 = \mu_2$, $\eta_1 = \eta_2$, $F_1 = 0$.

System (3) is the simplest dynamo model without a kinematic effect. In this paper we investigate its analitical properties.

Simplified ODE system

We present the Painleve test on simplified ODE system. The Painleve test is neccesary condition for the Painleve property. The formal solution is given by Laurent series near a movable singularity $x - x_0$. For this aim we use Kowalevski-Gambier method [4].

Main steps of Kowalevski-Gambier method are

1. substitution $u(x) = u_0 x^p$ in order to find integer value of parameter p.

2. computation coefficients $u(x) = u_j x^{p+j}$ for integer j. For every fixed j we have a linear algebraic system on coefficient u_j of Laurent series. If a system is consistent we have an uniformal solution for fixed j. For some values of j system can be overdefined. In this case coefficients of Laurent series are free. In order to determine j for which system is overdetermined we can calculate Fuchs indices.

3. If a linear algebra system of Laurent series coefficients for each Fuchs indices is consistent the ODE system passes Painleve test. It does not imply the Painleve property. If system is inconsistent ODE system passes test.

Let us discuss one simplified case of (3). We suppose that $L_{222} = L_{211} = W_{121} = W_{222} = F_1 = 0$, $F_2 = M$, $R_\alpha W_{2\alpha 1} = R_\alpha W_{1\alpha 2} = \alpha$, $P_{12} = K$, $P_{21} = -K$, $x_1 = u_1$, $x_1 = u_2$, $y_1 = u_3$, $y_2 = u_4$, independent variable $t = x$. So a reduced ODE system is

$$
\begin{cases}
\dot{u_1} = -\lambda\, u_1 + K u_2 - L u_3 u_4 \\
\dot{u_2} = -\lambda\, u_2 - K u_1 + M \\
\dot{u_3} = L u_1 u_4 + \alpha\, u_4 - u_3 \\
\dot{u_4} = \alpha\, u_3 - u_4
\end{cases}
\tag{4}
$$

where M, L, K, λ, α – independent parameters.

1 step. We substitute $u_i(x) = u_{i,0} x^{p_i}, i = 1..4$ at system (4). Main terms give next system on p_i: $p_1 - 1 = p_3 + p_4, p_2 - 1 = p_1, p_3 - 1 = p_1 + p_4, p_4 - 1 = p_3$. Solution of the linear system is $p_1 = -2, p_2 = -1, p_3 = -2, p_4 = -1$.

We find coefficients $u_{i,0}$ from system of main terms for calculated values of p_i, $i = 1..4$:

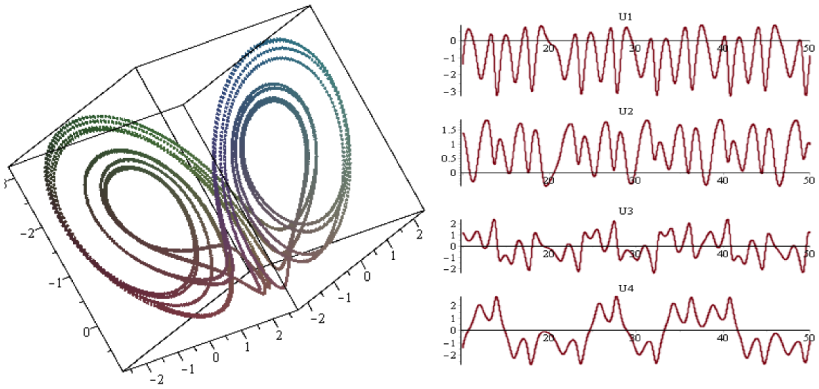


Figure 1. One velocity and two magnetic cmponents

$p_1x_1 = -Lx_3x_4, p_2x_2 = -Kx_1, p_3x_3 = Lx_1x_4, p_4x_4 = \alpha\, x_3$

From this system we get one trivial solution and four nontrivial

$$u_{1,0} = \frac{2}{L\alpha}, u_{2,0} = \frac{2K}{L\alpha}, u_{3,0} = \pm\frac{2I}{L\alpha}, u_{4,0} = \pm\frac{2I}{L},$$

where I – the imagery unit.

Let us check the first solution $u_{3,0} = \dfrac{2I}{L\alpha}$, $u_{4,0} = \dfrac{2I}{L}$, when $u_{3,0}$, $u_{4,0}$ have the same sign. In this case Fuchs indices are irrational $0, 1, 5/2-1/2\sqrt{17}, 5/2+1/2\sqrt{17}$. Because of the irrational value we need to take $u_{3,0}$, $u_{4,0}$ with the different sign. For positive values of $u_{3,0}$ and $u_{4,0}$ the Fuchs indices are -1, 1, 2, 4. For each Fuchs index we get 3 invariants:

$$Q_1 = \frac{8(\lambda-1)}{\alpha\, L},\ Q_2 = -2\,\frac{K^2+\lambda^2+4\,\lambda-4}{L\alpha}$$

$$Q_4 = ((\lambda-2)\,u_{2,1}-u_{2,2})\,K + 4\,\frac{(\lambda-1)\,(\alpha^2\lambda-\lambda^3-2\,\lambda+2)}{L\alpha} + \frac{\lambda\,(3\,\lambda-2)\,(-u_{2,1}\lambda+M-u_{2,2})}{K}$$

Assuming $Q_1 = Q_2 = Q_4 = 0$ we get next set of system's parameters $\lambda = 1$, $K = \pm I$, $M = 0$.

General ODE system

In this case we assume $P_{12} = -P_{21}$ and some other relations on coefficients $A_{112} = -A_{211} = A$, $L_{112} = -W_{112} = -L$, $L_{211} = -W_{121} = -P$, $L_{222} = -W_{222} = -Q$, $\mu_1 = \mu_2 = \eta_1 = \eta_2 = 1$, $F_1 = 0$. For such coefficients system is more general than previos one.

$$\begin{aligned}
\dot{u_1} &= Au_1u_2 + Ku_2 - Lu_3u_4 - u_1\\
\dot{u_2} &= -Au_1^2 - Ku_1 - Pu_3^2 - Qu_4^2 + M - u_2\\
\dot{u_3} &= Lu_1u_4 + Pu_2u_3 + \alpha\, u_4 - u_3\\
\dot{u_4} &= Qu_2u_3 + \alpha\, u_3 - u_4
\end{aligned} \tag{5}$$

Let us consider the Painleve test of system (5) with $A = P$. First we check if the pivot terms satisfy following equations

$p_1 - 1 = p_1 + p_2, p_1 - 1 = p_3 + p_4, p_2 - 1 = 2\,p_1, p_2 - 1 = 2\,p_3, p_2 - 1 = 2\,p_4,$

$p_3 - 1 = p_1 + p_4, p_3 - 1 = p_2 + p_3, p_4 - 1 = p_2 + p_3$

There is one case when $p_1 = -1, p_2 = -1, p_3 = -1, p_4 = -1$. Now we substitute expantions $u_i = u_{0,i}x^{p_i}$ into pivot terms and get nonlinear system for coefficients $u_{0,i}$.

$u_{0,1} = Iu_{0,3}$, $u_{0,2} = (LQu_{0,1} - P)^{-1}$, $u_{0,3} = \frac{IL+\sqrt{-L^2-4\,PQ}}{2Q^2}$, $u_{0,4} = -Qu_{0,2}u_{0,3}$

In order to simplify $u_{0,i}$ we put $Q = -L^2/(4P)$. Such simplification gives a very simple characteristic equation for the Fuchs indices $j\,(j^3 - 6\,j^2 + 5\,j + 12)$. Solving equation we obtain indicies $-1, 0, 3, 4$. A characteristic polynomial doesn't depend on parameters L, P. There are two invariants for this system. Invariants correspond to the Fuchs values $j = 3$ and $j = 4$. Detailed analysis of the invariants gives some relations on coefficients. So $L = 2P$, $P = 1$. Free parameters are K, α and dependent one is M. Resulting system passes the Painleve test with $\alpha = 3$, $K = 2$.

$$\begin{aligned} \dot{u_1} &= u_1u_2 - u_1 + 2u_2 - 2\,u_3u_4, \\ \dot{u_2} &= -u_1^2 - u_2 - 2u_1 - u_3^2 + u_4^2 + \tfrac{1330}{99}, \\ \dot{u_3} &= 2\,u_1u_4 + u_2u_3 + 3u_4 - u_3, \\ \dot{u_4} &= -u_2u_3 + 3u_3 - u_4 \end{aligned} \tag{6}$$

If we put value of M to zero, we get a modification of (6). Direct solutions of this system gives periodic oscillations (fig. 1). If we keep constant force M, the periodic solutions will be relaxation oscillations.

Conclusion

We have considered two cases of hydrodynamic system. For these systems we find sets of parameters to satisfy the Painleve test. It is possible to check what conservation law holds for this system.

References

[1] Zel'dovich B., Ruzmaikin A.A., Sokolov D.D. Magnetic fields in astrophysics. - Moscow-Izhevsk: RHD, 2006. - 384 p. In russian.

[2] Frick P.G. Turbulence: approaches and models. - Moscow-Izhevsk: RHD, 2010. - 332 p. In russian.

[3] Gledzer E.B., Dolzhansky F.V., Obukhov A.M. Systems of hydrodynamic type and their application. - M .: Nauka. 2010. In russian.

[4] Conte R.M., Musette M. The Painlevé Handbook. Springer Netherlands. 2008.

Численная оценка параметров сейсмического процесса в ротационной модели блоковой геосреды

Герус А.И.[1,2], Викулин А.В.[1]
[1] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
[2] Камчатский государственный университет им. В. Беринга, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
e-mail: gerus@kscnet.ru vik@kscnet.ru

В рамках блоковой ротационной модели движение цепочки блоков геосреды, моделирующей сейсмический процесс в пределах окраины Тихого океана, математически представлено уравнением синус-Гордона [1, 4]:

$$\frac{\partial^2\theta}{\partial\xi^2} - \frac{\partial^2\theta}{\partial\eta^2} = sin\theta, \tag{1}$$

где $\theta = \beta/2$, $\xi = k_0 z$ и $\eta = c_0 k_0 t$– безразмерные координаты, z – расстояние вдоль цепочки блоков, t – время, β – функция угла поворота, c_0 – предельная скорость процесса, k_0 – волновое число. Это уравнение относится к классу нелинейных уравнений в частных производных, и, вообще говоря, подходит для описания большого числа нелинейных явлений, связанных с распространением уединенных волн. Кроме того, уравнение синус-Гордона, как и некоторые другие нелинейные уравнения, допускает решения в виде солитонов – уединенных волн, подобно частицам сохраняющих свою структуру после столкновения с другими такими возмущениями [6].

Уравнение СГ имеет аналитические решения, одним из которых является функция следующего вида:

$$\theta = 4arctg\left[exp\left(\frac{\xi - u\eta - \xi_0}{\sqrt{1-u^2}}\right)\right], \tag{2}$$

$$u = \frac{U}{c_0},\ c_0^2 = \frac{3\sqrt{15}}{8\pi^2}\sqrt{\frac{G}{\rho}}\Omega R_0,$$

где U – скорость распространения уединенной волны деформации (поворота), Ω – угловая скорость вращения Земли, ρ, G – плотность и модуль сдвига геосреды, R_0 – размер блока. Решение (2) уравнения СГ (1) называется односолитонным.

В модели движения среды, описываемой уравнением СГ (1), блоки являются равновеликими и равномерно поворачиваются друг относительно друга. Скорость распространения волны вдоль такой цепочки постоянна во времени. Для более точного описания реального сейсмического процесса уравнение (1) должно быть дополнено другими слагаемыми.

Обратимся к теории возмущений для уравнения СГ, разработанной Д. Маклафлином и Э. Скоттом [10], и сформируем структурное возмущение для уравнения (1) в соответствии с нашей предметной областью. А именно, дополним нашу модель (1) эффектами отклонения моментов сил блоков от равновесных положений μ и трения на границах α. Наше структурное возмущение будет выглядеть следующим образом:

$$\varepsilon f = -\alpha\frac{\partial\theta}{\partial\eta} - \mu\delta(\xi)sin\theta, \tag{3}$$

и возмущенное уравнение СГ запишется в виде:

$$\frac{\partial^2\theta}{\partial\xi^2} - \frac{\partial^2\theta}{\partial\eta^2} = sin\theta + \alpha\frac{\partial\theta}{\partial\eta} + \mu\delta(\xi)sin\theta, \tag{4}$$

где $\delta(\xi)$ – Функция Дирака.

Такое уравнение (4) не имеет аналитических решений, так как в формуле одиночного солитона (2) скорость u и фаза ξ_0 в присутствии структурного возмущения (3) приобретают зависимость от времени:

$$X = \int_0^t u(t^)dt^+\xi_0(t), \quad \frac{dX}{dt} = u(t) + \frac{d\xi_0(t)}{dt}, \tag{5}$$

$$\theta = 4arctg\left[exp\left(\frac{\xi - X(t)}{\sqrt{1-u(t)^2}}\right)\right]. \tag{6}$$

Следуя методике авторов [10], в результате подстановки (5)-(6) в (4) мы получили систему уравнений, из которой и были численно рассчитаны динамические параметры модели – значения координаты X и скорости u. Кроме того, нами была рассчитана производная по времени от функции угла поворота блока – скорость поворотного деформирования:

$$\dot{\theta} = \frac{d\beta}{dt} = 20\sqrt{\frac{\Omega\sqrt{G/\rho}}{R_0}}\frac{u}{\sqrt{1-u^2}}sech\ \left(\frac{X - u\eta}{\sqrt{1-u^2}}\right), \tag{7}$$

которая для описания деформационного процесса является физически более информативной величиной.

Начальные условия $x_0 = 0$, $t_0 = 0$, $u_0 = 10^{-10}$($u = U/c_0$ – безразмерная скорость) в соответствии с [3] выбирались таким образом, чтобы скорость деформирования не превышала значения $\dot{\theta}_0 \leq 10^{-13}$ с$^{-1}$, что близко к средней скорости деформации в сейсмоактивных [8] и вулканических [7] областях и заметно отличается от глобальной средней скорости деформации (вращения отдельных блоков) в различных регионах Земли, оцениваемой величиной 5,5·10^{-16} с$^{-1}$ $\approx$ 1-2 градумлн. лет [9]. В процессе вычислений были выбраны характерные для земной коры значения физических параметров $\rho = 3 \cdot 10^3$ кг/м^3, $G = 5 \cdot 10^{10}$ Па, $R_0 \approx 10^5$м, $\Omega = 7{,}29 \cdot 10^{-5}$с$^{-1}$.

При $\alpha = \mu = 0$ уравнение (4) сводится к невозмущенному уравнению (1), для которого солитон (2) движется равномерно, т.е. имеет постоянные значения U и $\dot{\theta}$.

Анализ проводился при значениях параметра α = 0,4–0,8, соответствующих реальным разломам [11], с фиксированной величиной коэффициента неоднородности μ = 0,0005, а также при значениях μ в пределах μ = 0,0001–0,0005 и фиксированном α = 0.6.

В результате нами были получены графики (рис. 1), аналогичные представленным в [3].

Скорость волны и скорость поворотной деформации в присутствии структурного возмущения (3) меняются со временем, причем первая всегда имеет один локальный максимум U_{max}, а вторая – два максимума и один минимум между ними. После колебаний оба параметра выходят на асимптотику. Значение координаты X асимптотически ограничено величиной блока – 10^5 м.

Проведенные нами расчеты позволили сформулировать следующие выводы:

1. При увеличении коэффициента трения α уменьшаются значения U_{max}, $\dot{\theta}_{max1}$, $\dot{\theta}_{max2}$, $\dot{\theta}_{min}$, а их времена увеличиваются. Таким образом, процесс распространения солитона замедляется и сглаживается.

2. При увеличении значения коэффициента неоднородности μ, наоборот, увеличиваются значенияU_{max}, $\dot{\theta}_{max1}$, $\dot{\theta}_{max2}$, $\dot{\theta}_{min}$, а их времена уменьшаются. Таким образом, моделируемый процесс идет быстрее и резче.

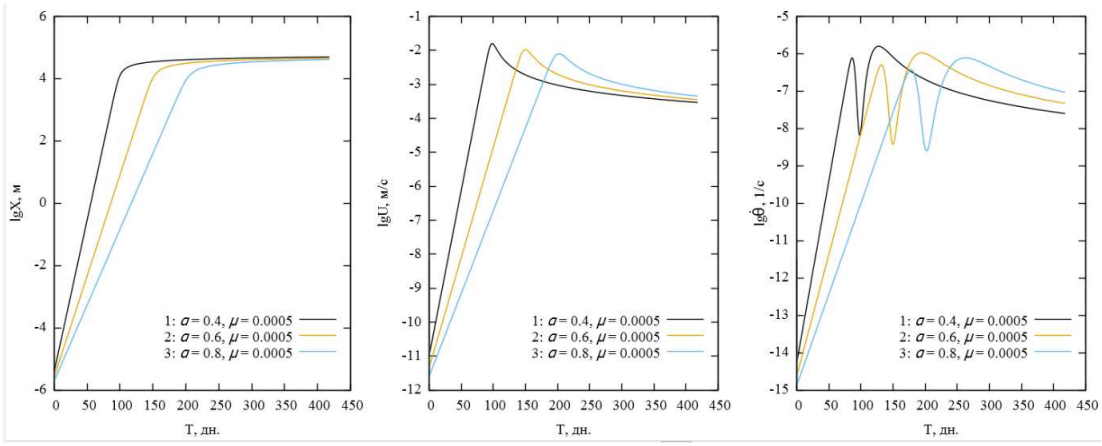


Рис. 1. Динамика изменения параметров X, U и $\dot{\theta}$ при $\alpha = 0{,}4,\ 0{,}6,\ 0{,}8$.

3. При одновременном увеличении или уменьшении значений α и μ меняется и временной масштаб процесса.

4. Асимптотическое значениеX, т.е. X_{max}, при любых α и μ всегда соответствует равенству $X_{max} \approx R_0$, где R_0 – радиус блока.

5. Для любых α и μ волна достигает значений U_{max}, $\dot{\theta}_{min}$ и выхода X на асимптотику одновременно.

Кроме того, существуют еще и другие инвариантные величины, не зависящие от α и μ, но характерные для процесса в целом:

1. отношение максимумов скорости деформации $\dot{\theta}_{max2}/\dot{\theta}_{max1} \approx 2$;

2. отношение продолжительностей максимумов скорости деформации $\dfrac{\Delta T_{max2}}{\Delta T_{max1}} \approx 6$.

В работе [2] показано, что интервалы времени, в течение которых форшоки и афтершоки происходят относительно сильнейших толчков, соотносятся в пропорции $\Delta \mathrm{t}_a/\Delta \mathrm{t}_{\Phi} = 69/11 = 6,3$, близкой к отношению продолжительностей максимумов скорости деформации. В то же время, при близости значений магнитуд наиболее сильных форшоков и афтершоков: $\mathrm{M}_{\Phi} \approx \mathrm{M}_a$, их числа N_a и N_{Φ}, а, следовательно, и суммарные сейсмические энергии E_aи E_{Φ}, выделяемые в течение форшоковой и афтершоковой стадий, соотносятся между собою в пропорции $\mathrm{N}_a/\mathrm{N}_{\Phi} = \mathrm{E}_a\mathrm{vE}_{\Phi} = 2{,}3$, близкой к отношению величин максимумов скоростей деформации.

Интерпретация графика скорости деформации $\dot{\theta}$ может быть следующей. Особенностью взаимодействия сейсмофокальных блоков, по сути, является перераспределение и высвобождение накопленных напряжений при землетрясении, которое происходит в результате локализации неустойчивой деформации в определенный момент времени (минимум на графике $\dot{\theta}$). В рамках такого подхода, первой и второй стадиям взаимодействия тектонической волны с сейсмофокальным блоком (первый и второй максимумы на кривой $\dot{\theta}$) могут соответствовать форшоковая и афтершоковая стадии сейсмического цикла.

Кроме того, в рамках ротационной модели предельная скорость миграции глобальной сейсмической активности составляет $V_{1,max} = 1$–10 см/с, а энергетический характер миграционной зависимости соответствует солитонному типу возбуждения [5]. В нашей численной модели (4) солитонное решение также демонстрирует такие значения $U_{max} = 1$–10

см/с (которые мы можем расценивать как его предельную скорость c_0 в (2)) на некоторых диапазонах значений параметров α и μ; в частности, при соответствующих реальным разломам [11] $\alpha = 0{,}6$ и $\mu = 0{,}0005 - 0{,}005$.

Таким образом, ротационная модель позволяет количественно описать такие важные свойства сейсмического процесса, как его форшоковую и афтершоковую стадии и заключенное между ними сильнейшее землетрясение. При этом результаты численного моделирования сейсмического процесса при помощи модифицированного уравнения СГ (4) согласуются с экспериментальными данными.

Литература

1. Викулин А.В. Сейсмичность. Вулканизм. Геодинамика: сб. тр. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2011. 407 с.

2. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГПУ, 2003. 151 с.

3. Викулин А.В., Быков В.Г., Лунева М.Н. Нелинейные волны деформации в ротационной модели сейсмического процесса // Вычислительные технологии. 2000. Т. 5. № 1. С. 31-39.

4. Викулин А.В., Иванчин А.Г. О современной концепции блочно–иерархического строения геосреды и некоторых ее следствиях в области наук о Земле // Физико–технические проблемы разработки полезных ископаемых (ФТПРПИ). 2013. № 3. С. 67–84.

5. Викулин А.В., Махмудов Х.Ф., Иванчин А.Г. и др. О волновых и реидных свойствах земной коры // Физика твердого тела, 2016. Т. 58, № 3. С. 547-557.

6. Додд Р., Эйлбек Дж., Гиббон Дж., Моррис Х. Солитоны и нелинейные волновые уравнения. М.: Мир. 1988. 694 с.

7. Мелекесцев И.В. Вихревая вулканическая гипотеза и некоторые перспективы ее применения // Проблемы глубинного вулканизма. М.: Наука. 1979. С.125-155.

8. Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики. М.: Недра. 1986. 301 с.

9. England P., Molnar P. The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults // Geophys. J. Int. 1997. 130. № 3. P. 551-582.

10. McLaughlin D. W., Scott A. C. Perturbation analysis of fluxon dynamics // Phys. Rev. A. 1978. 18. P. 1652-1680.

11. Nur A., Ron H., Scotti O. Fault mechanics and the kinematics of block rotation // Geology. 1986. 14. P. 746-749.

Физика предвестников землетрясений
Physics of Earthquake Precursors

Анализ радиоимпедансных и георадарных зондирований в Торской и Кыренской палеосейсмодислокациях

Башкуев Ю. Б.[1], Хаптанов В. Б.[1],Дембелов М. Г.[1], Саньков В. А.[2], Добрынина А. А.[2], Дружин Г. И.[3]
[1]Институт физического материаловедения СО РАН, Улан-Удэ, Россия
[2]Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия
[3]Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка, Камчатский край, Россия
e-mail:buddich@mail.ru; drug@mail.ru;

Введение

Палеосейсмодислокации – своеобразные формы рельефа, образующиеся в эпицентрах сильных землетрясений, происходивших сотни и тысячи лет назад. Изучение их позволяет уверенно определять районы землетрясений, объективно оценивать их мощность и глубину, проводить сейсмическое районирование территории и решать ряд других актуальных проблем, связанных с прогнозом сейсмической опасности [1]. Применение радиоволновых методов диагностики среды, к которым можно отнести радиоимпедансное и георадарное зондирования, позволяет уточнить положение в плане этих тектонических нарушений, кинематику движений среды, определить размеры зоны измененных пород и их электрофизические свойства.

Цель работы

Разработка радиофизического метода обследования активных тектонических разломов в зонах палеосейсмодислокаций методами радиоимпедансного и георадарного зондирований.

Решаемые задачи

а) решение обратной задачи по частотной зависимости поверхностного импеданса, определение удельного электрического сопротивления (УЭС) и толщины слоев различных комплексов горных пород; б) поиск и выделение слоя многолетней мерзлоты в предгорной части профиля “Торы”; в) определение кинематики движений блоков земной коры при сильных землетрясениях в пределах северного и южного обрамлений Тункинской впадины Байкальской рифтовой системы.

Георадарное и радиоимпедансное зондирование

С целью определения кинематики движений блоков земной коры при сильных землетрясениях в пределах северного и южного обрамлений Тункинской впадины Байкальской рифтовой системы методами георадарного и радиоимпедансного зондирований исследованы зоны Торской и Кыренской палеосейсмодислокаций (рис.1). Георадарное зондирование выполнено георадаром “Око-2” с антенными блоками АБДЛ “Тритон” и АБ-400, имеющими центральные частоты спектра зондирующего импульса 50 и 400 МГц и глубину зондирования около 30 и 5 м соответственно [2]. Радиоимпедансное зондирование выполнено измерителем поверхностного импеданса ИПИ-300 на частотах радиостанций ОНЧ-НЧ диапазонов, принимаемых в районе исследования. При обработке использована программа “Импеданс” [3].

Интерпретация результатов

На радарограммах зона тектонического разлома в крест простирания Торской палеосейсмодислокации (ПСС, рис. 2а) представлена слоистой толщей с коленообразным изгибом слоев горных пород в вертикальном направлении (рис. 2б). На глубине более 10 м разрывы имеют субвертикальное падение или образуют “пальмовые” структуры. Сочетание складчатых и разрывных деформаций, наблюдаемое в разрезах, и геоморфологические данные указывают на поднятие южного блока с левосторонним сдвигом.

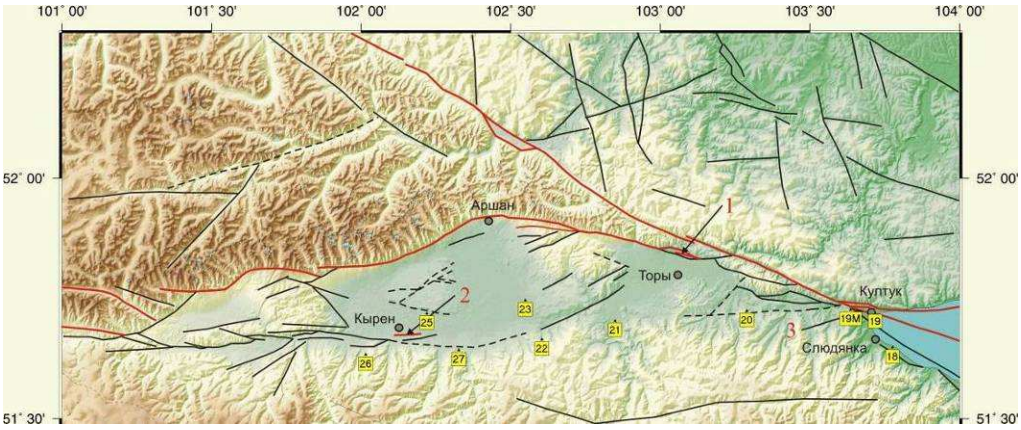


Рис. 1. Карта зон тектонических нарушений (сейсмодислокаций) Тункинской впадины с пунктами измерений:. 1) Торы, 2) Кырен, 3) Култук. Цифры в квадратах – номера пунктов радиоимпедансных зондирований.

а)



б)

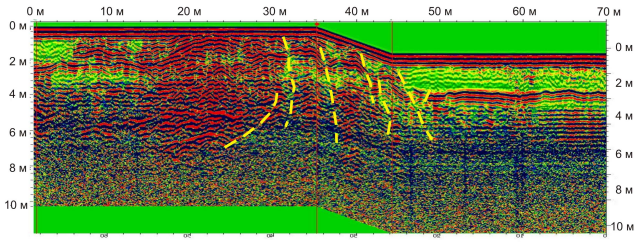


Рис. 2. Торская палеосейсмодислокация (а) и радарограмма зоны тектонического разлома в крест ее простирания (б). Вверху - положение уступа ПСС, выраженного в рельефе. Пунктирные линии – предполагаемые разломы в осадочных отложениях..

Радиоимпедансные зондирования на этом же профиле на частотах 22.2, 50 и 279 кГц (рис.3) показали резкую смену типа геоэлектрического разреза, проявившуюся в слабо-слабо-индуктивном поверхностном импедансе на частоте 279 кГц (фаза импеданса достигает -16 градусов). При интерпретации частотных зависимостей импеданса установлено наличие слоя многолетней мерзлоты в предгорной части профиля.

Комплексная интерпретация георадарного и радиоимпедансного зондирований позволила определить ширину и глубину зоны деформации и установить, что исследованный участок Торской палеосейсмодислокации возник в результате левосторонних сдвиго-взбросовых движений по одноименному сегменту Тункинского разлома.

Второй объект исследования располагается на южном склоне Тункинской впадины, в районе п. Кырен, в междуречье рр. Кырен, Харбяты вдоль субширотного уступа высотой

от 1 до 2.5 м (рис. 4а). Верхняя часть уступа осложнена складками, которые в рельефе выражены буграми длиной 10-20 м и высотой около 2 м.

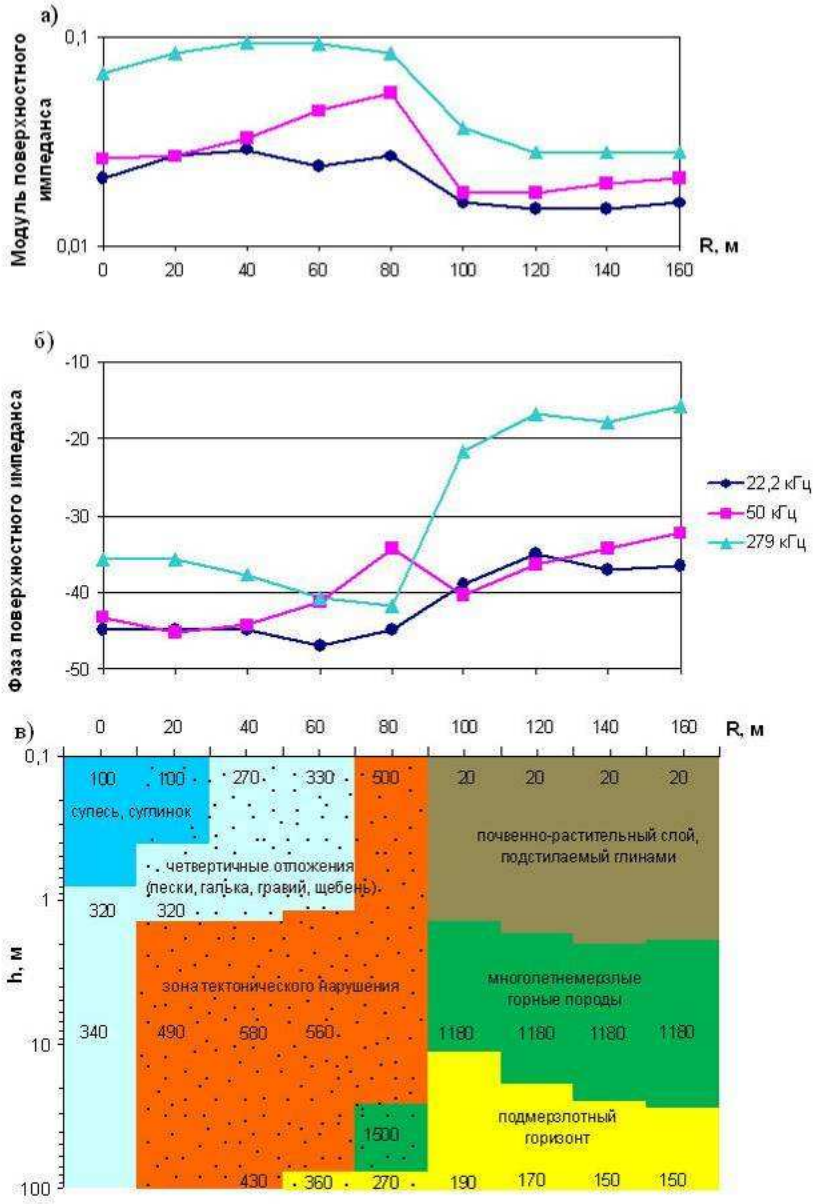


Рис. 3. Результаты радиоимпедансного зондирования зоны тектонического разлома в крест простирания Торской палеосейсмодислокации (ПСС): а) и б) модуль и фаза поверхностного импеданса на частотах 22.2, 50 и 279 кГц; в) геоэлектрический разрез. Зона тектонического нарушения выделена крапом.

На радарограммах (рис. 4) структура разреза представлена зоной разрывных и складчатых деформаций, прослеживающихся, как минимум, до глубины 25 м. Разрывы имеют как взбросовую, так и сбросовую кинематику, падение, по большей части, в сторону оси зоны. В верхней части разреза отчетливо выделяется асимметричный выпуклый изгиб (антиклиналь) с пологим южным и крутым северным крылом и ограниченный с севера зоной крутопадающих разрывов взбросовой и сбросовой кинематики. Такое сочетание складчатых и разрывных деформаций с типичной "пальмовой" структурой характерно для сдвиговых зон. Таким образом, ПСС "Кырен" возникла в результате левосторонних сдвиго-взбросовых движений по Южно-Тункинскому разлому.

По данным радиоимпедансного зондирования зона тектонического нарушения в геоэлектрическом разрезе отчетливо не выделяется. Она имеет лишь немного большие удель-

ные сопротивления.

а) б)

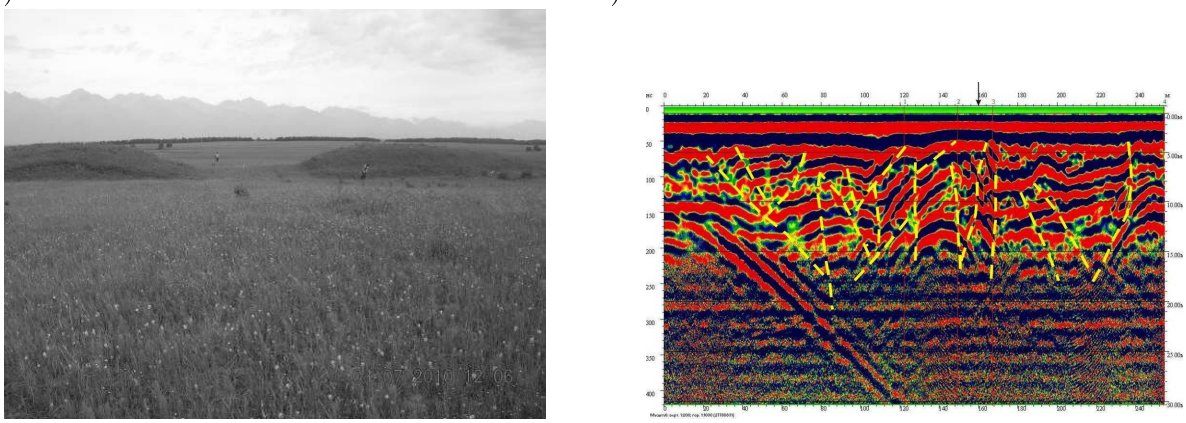


Рис. 4. Субширотные валы сжатия палеосейсмодислокации “Кырен” в зоне Южно-Тункинского разлома (а). Радарограмма субмеридиональной зоны тектонического разлома вкрест простирания палеосейсмодислокации (б). Положение выраженного в рельефе вала показано стрелкой. Пунктирные линии – предполагаемые разломы в осадочных отложениях

Выводы

Предложен радиофизический метод обследования зон активных тектонических разломов комплексом радиоимпедансного и георадарного зондирований. На расположенном в Тункинской долине полигоне с заранее известными зонами разломов проведена количественная интерпретация слоисто-неоднородной среды в ОНЧ-НЧ и ОВЧ-УВЧ диапазонах на глубину до 100 м. Радиоимпедансные зондирования на частотах 22.2, 50 и 279 кГц на профиле длиной 180 метров в крест простирания Торской палеосейсмодислокации показали резкую смену типа геоэлектрического разреза, проявившуюся в слабо-слабоиндуктивном характере поверхностного импеданса (фаза импеданса достигает -16 градусов) на частоте 279 кГц. В результате решения обратной задачи для поверхностного импеданса установлено наличие слоя многолетней мерзлоты в предгорной части профиля. Определены удельные электрические сопротивления (УЭС) и толщины слоев различных комплексов горных пород. Радарограмма зоны разлома на частоте 50 МГц, подтверждает наличие слоя многолетней мерзлоты и разломы в осадочных отложениях. Метод комплексирования георадарного и радиоимпедансного зондирований может быть использована в сейсмоактивных районах России.

ЛИТЕРАТУРА

1. Смекалин О.П. Изучение палеосейсмогенных деформаций Южного Прибайкалья. М.: ИФЗ РАН, 2008. 101 с.

2. Радиотехнический прибор подповерхностного зондирования (георадар) ОКО-2. Техническое описание. Инструкция по эксплуатации. Версия 2.6. 2009 г. / http://www.logsys.ru/

3. Ангархаева Л.Х. Свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2002620893. Пакет программ "Импеданс"для решения задач радиоимпедансного зондирования. М.: Роспатент, 06.06.2002.

На расположенном в Тункинской долине полигоне с заранее известными зонами разломов проведена количественная радиофизическая интерпретация слоисто-неоднородной

среды в ОНЧ-НЧ и ОВЧ-УВЧ диапазонах на глубину до 100 м. Предложена методика обследования зон активных тектонических разломов радиоимпедансного зондирований может быть использована в сейсмоактивных районах России.

Yu. B. Bashkuev[1], V. B. Khaptanov[1], M. G. Dembelov[1], L.Kh.Angarkhaeva, V.A.San'kov[2], A.A.Dobrinina[2]

TECTONIC FAULTS DIAGNOSTICS BY THE GEORADAR AND RADIOIMPEDANCE METHODS

[1]*Department of Physical Problems, Buryat Scientific Center, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, 670047 Ulan-Ude, Russia, E-mail:* buddich@mail.ru

[2]*Institute of the Earth'sCrust, Russian Academy of Sciences, Siberian Branch, Irkutsk*

In Tunka Valley landfill with known fracture zones radiophysical quantitative interpretation of the layered-inhomogeneous media in the VLF-LF and VHF-UHF bands to a depth of 100 m was held. The technique of the survey of active tectonic faults areas by the methods of radioimpedance and GPR soundings were offered. Integration of radioimpedance and GPR soundings methods can be used in seismically active regions of Russia.

Вариации амплитуды сигналов грозовых разрядов, проходящих над эпицентрами землетрясений

Аргунов В. В., Каримов Р. Р.
Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН, г. Якутск, Россия
e-mail: argunovvv@mail.ru

Рассматриваются аспекты применения низкочастотных импульсных грозовых радиосигналов для дистанционного мониторинга проявлений сейсмической активности в возмущениях нижней ионосферы. Установлено, что возмущения в нижней ионосфере, обусловленные литосферными процессами, могут наблюдаться в вариациях амплитуды грозовых сигналов, распространяющихся над эпицентрами землетрясений. Усиление амплитуды сигналов происходит в день и после землетрясений, а также за несколько дней до событий (предвестник). Эффекты землетрясений и их предвестников проявляются в виде возрастания средней амплитуды атмосфериков.

Введение

Поиск предвестников землетрясений ведется по многим направлениям. На сегодняшний день представлено немало работ, описывающих литосферно-ионосферную связь (см. список литературы в [1]). Многие в своих исследованиях используют спутниковые данные [2]. Также для дистанционного мониторинга за возмущениями нижней ионосферы, обусловленных воздействием сейсмических процессов, используют сигналы низкочастотных (СДВ) радиостанций. Изменение профиля электронной концентрации и высоты нижней ионосферы должно проявляться в вариациях амплитуды и фазы сигналов, распространяющихся через области над эпицентрами землетрясений. В достаточно большом количестве работ показано, что вариации фазы сигналов низкочастотных радиопередатчиков, наблюдаемых за несколько дней до землетрясений, могут быть использованы в качестве предвестников литосферных возмущений [3, 4]. Преимущество использования данных сигналов заключается в том, что сигналы СДВ радиостанций контролируются, это позволяет рассчитывать амплитудно-фазовые вариации и по ним восстанавливать параметры возмущений в нижней ионосфере. Однако не всегда удается подобрать нужную радиотрассу распространения сигналов.

Нами в качестве модификации метода предлагается мониторинг сейсмических возмущений в нижней ионосфере по естественным радиоизлучениям - по электромагнитным сигналам грозовых разрядов (атмосферикам) [5]. Метод позволяет вести азимутальное сканирование областей возмущений из одного приемного пункта.

Экспериментальные данные и их анализ

Прием сигналов атмосфериков осуществляется в г. Якутске ($\phi = 62.02$ N , $\lambda = 129.71$ E) с помощью однопунктового грозопеленгатора-дальномера, характеристики которого корректируются применительно к регистрации дальних атмосфериков. Прием осуществляется на три антенны: электрическую (штырь) и две ортогональные магнитные антенны (рамки с эффективной площадью 180 м2). В зимнее время максимальная дальность до источников принимаемых сигналов (определяемая возможностью выделения из помеховых сигналов) составляет около 12000 км. Однако дальность до эпицентра литосферных возмущений, уверенно выявляемых через возмущения нижней ионосферы на трассе распространения атмосфериков, как ранее показали наши исследования [6], ограничена

значениями 3500-4000 км. На расстояниях свыше 4000 км количество вариаций в амплитуде атмосфериков увеличивается. Анализ проявлений землетрясений в сигналах атмосфериков обычно проводится для ночных условий, когда затухание в волноводе "земля-ионосфера"наименьшее. В то же время, учитывая интерференцию мод сигналов в ночные часы, усложняющую характер вариаций амплитуды, дополнительно рассматриваются и междневные вариации амплитуды, определяемой в дневные часы. Однако в дневное время количество регистрируемых атмосфериков за счет затухания в волноводе значительно сокращается по сравнению с ночными условиями и, соответственно, возрастают ошибки определения усредненных значений амплитуды.

Основной анализируемый параметр - это средняя за час амплитуда атмосфериков, принимаемых в Якутске с определенных направлений. Методика определения средней амплитуды заключалась в следующем. Как известно, изменений в амплитуде сигналов следует ожидать, если область возмущений на трассе их распространения будет располагаться в эллипсоидах первых зон Френеля. Поэтому для анализа отбираются те атмосферики, трассы которых находятся в пределах указанных зон, центрированных по азимуту на эпицентр землетрясения. Рассчитывается средняя амплитуда для атмосфериков, чьи источники сигналов - грозовые разряды, располагаются за эпицентром. При этом источники приводятся к одному расстоянию (расстояние до эпицентра), принимая в первом приближении обратно-пропорциональную зависимость амплитуды от расстояния.

На рис 1. представлены вариации амплитуды, приведенной к медианным значениям, полученные методом наложения эпох для 17 землетрясений, магнитуда которых была больше 5, а глубина не превышала 50 км. За нулевой день был принят день литосферного возмущения. Методика получения амплитудных вариаций заключается в следующем. Отдельно для каждого данных для более уверенного выделения предвестников выбираются временные интервалы не менее чем через 10 дней после землетрясения на выбранном азимутальном направлении.

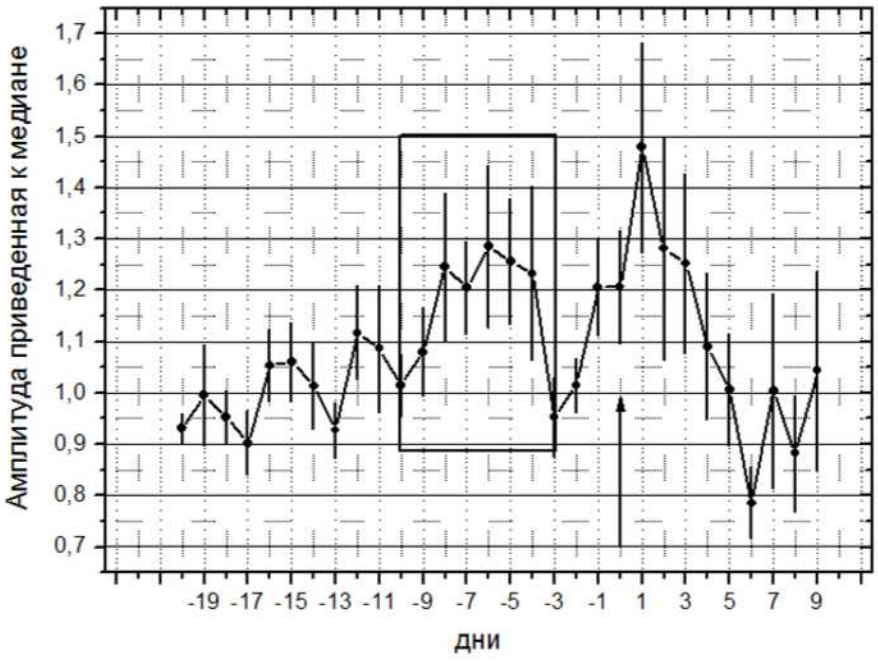


Рис. 1. Вариации значений амплитуды приведенной к медиане полученные методом наложения эпох для 17 землетрясений.

Из рисунка 1 видно, что после литосферного возмущения наблюдается повышение значений амплитуды, приведенной к медиане, которое можно отнести к эффектам данных

литосферных событий. Квадратом отмечено возрастание средней амплитуды, которое рассматривается в качестве предвестника грядущего землетрясения. При этом надо принять во внимание, что в каждом отдельном событии возрастание происходит, как правило, в течение одного дня в интервале 4-10 дней до события, что приводит к "расплыванию" предвестника в методе наложения эпох. Также на рисунке 1 показана среднеквадратичная ошибка среднего (вертикальные линии). Видно, что есть возможность выделять как эффекты, так и предвестники литосферных возмущений в амплитуде сигналов грозовых разрядов.

Заключение

Таким образом, по результатам анализа установлено, что возмущения в нижней ионосфере, обусловленные литосферными процессами, могут проявляться в вариациях амплитуды грозовых сигналов, распространяющихся над эпицентрами землетрясений. Усиление амплитуды сигналов, происходящее за несколько дней до событий, может рассматриваться в качестве предвестника. Это позволяет привлечь наблюдения импульсных электромагнитных грозовых сигналов в качестве одного из возможных средств дистанционного мониторинга сильных землетрясений.

Работа поддержана РФФИ, проекты № 15-45-05005 р_восток_а, 15-45-05135 р_восток_а.

Литература

1. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Герасимович Е.А., матвеев И.В. Оперативные электромагнитные предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985. 116 с.

2. Бондур В. Г., Смирнов В. М. Метод мониторинга сейсмоопасных территорий по ионосферным вариациям, регистрируемым спутниковыми навигационными системами // Доклады Академии наук, 2005, том 402, № 5, с.675-679.

3. Molchanov O.A., Hayakawa M. Subionospheric VLF signal perturbations possibly related to earthquakes // J. Geophys. Res. V. 103. P. 17489–17504. 1998.

4. Gokhberg M. B., Gufeld I. L., Rozhnoi A. A., Marenko V. F., Yampolshy V. S., Ponomarev E. A. Study of seismic influence on the ionosphere by superlong wave probing of the Earth-ionosphere waveguide // Phys. Earth Planet. Inter. - 1989. - V. 57. - P. 64–67.

5. Mullayarov V.A., Karimov R.R., Kozlov V.I. Variations in thunderstorm VLF emissions propagating over the epicenters of earthquakes // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2007. Vol. 69/13. P. 1513-1523. DOI: 10.1016/j.jastp.2007.06.001

6. Mullayarov, V.A., Abzaletdinova, L. M., Argunov, V.V., and Korsakov A.A.: Variations in the Parameters of Thunderstorm Electromagnetic Signals on Paths over Earthquake Regions, Geomagnetism and Aeronomy, 51., 6, 825–834.

Гидрогеологические предвестники сильных землетрясений к 40-летию гидрогеосейсмологических исследований на Камчатке

Копылова Г. Н.
Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
e-mail: gala@emsd.ru

Введение. Гидрогеологический метод поиска предвестников землетрясений основывается на результатах специализированных наблюдений за параметрами подземных вод в скважинах и источниках. С декабря 1976 г. такие наблюдения проводятся на территории Петропавловского геодинамического полигона, Камчатка. В них принимали участие Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР (ИВ), Камчатский филиал Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН), Камчатский центр мониторинга сейсмической и вулканической активности при Администрации Камчатской области (КЦМСиВА), Институт физики Земли РАН (ИФЗ РАН), АО "Камчатгеология". Большой вклад в создание сети и методики специализированных гидрогеологических наблюдений внесли сотрудники ИВ В.М. Сугробов, Р.А. Шувалов, Л.В. Черткова, А.В. Кирюхин, сотрудники КФ ГС РАН Ю.М. Хаткевич, Г.В. Рябинин, А.А. Смирнов, С.В. Болдина, АО "Камчатгеология" А.С. Желтухин и Н.Н. Смолина и др.

В работе представлены результаты гидрогеосейсмических исследований на Камчатке, показывающие возможности гидрогеологического метода для поиска предвестников землетрясений и их использования при прогнозировании времени сильных землетрясений; приводятся данные о гидрогеодинамических и гидрогеохимических предвестниках землетрясений, зарегистрированных при проведении специализированных наблюдений КФ ГС РАН, рассматриваются перспективы их практического использования для сейсмического прогноза.

Методология и этапы исследований. Научно-методическим обоснованием работ по поиску и использованию гидрогеологических предвестников землетрясений для прогноза сильных землетрясений являются результаты выполнения трех взаимосвязанных этапов научно-исследовательских работ.

На этапе организации и проведения наблюдений (этап I) проводится оборудование скважин средствами наблюдений за вариациями гидродинамических и физико-химических параметров подземных вод, проведение наблюдений на скважинах и источниках, получение многолетних временных рядов данных наблюдений за параметрами подземных вод и выделение в них аномальных изменений перед землетрясениями (гидрогеологических предвестников).

С декабря 1976 г. КФ ГС РАН проводит наблюдения за химическим составом воды и газа на сети самоизливающихся скважин и источников. Наблюдения на пунктах Пиначево, Морозная, Хлебозавод и Верхняя Паратунка, включающих 9 самоизливающихся скважин и 3 источника, проводятся с периодичностью 1 раз в 3-6 суток. При посещении пунктов производится отбор проб воды и газа, замеры дебита объемным способом и измерения температуры воды. В составе подземной воды в лабораторных условиях определяются концентрации HCO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-}, Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, H_4SiO_4, H_3BO_3. В составе растворенного и свободного газа определяются методом газовой хроматографии O_2, N_2, Ar, CH_4, He, H_2, углеводородные газы [1, 6, 12].

Яркие проявления гидрогеохимических предвестников были зарегистрированы перед землетрясениями 06.10.1987 г., M=6.6 и 02.03.1992 г., M=6.9 в изменениях химического состава воды самоизливающихся скважин ГК-1-Пиначево и Морозная-1 [1, 6, 12]. Перед этими землетрясениями в составе воды скв. ГК-1 в течение 7-ми и 9-ти месяцев происходило

понижение концентрации Cl^- и других минеральных компонентов. Перед землетрясением 02.03.1992 г. в составе воды скв. Морозная-1 наблюдалось пропорциональное увеличение катионов Na^+ и Ca^{2+} и перераспределение анионов за счет относительного роста концентрации SO_4^{2-} и уменьшения концентрации HCO_3^-. Минерализация воды увеличилась на 25%. В течение двух месяцев перед этим землетрясением наблюдалось увеличение амплитуды колебаний концентраций свободных газов на скв. ГК-1-Пиначево. Также имели место постсейсмические изменения гидрогеохимических показателей в результате сейсмических сотрясений. Гидрогеохимические предвестники в форме понижения концентрации хлор-иона в воде скв. ГК-1 проявлялись перед шестью землетрясениями с M=6.6-7.8 из 9-ти произошедших в 1987-1999 гг. на расстояниях до 300 км от скважины.

Наблюдения за вариациями уровня воды с периодичностью 5 мин – 1 ч проводятся КФ ГС РАН и АО "Камчатгеология" на 9-ти пьезометрических скважинах глубиной 100-800 м с использованием цифровых регистраторов Кедр ДМ, оборудованных датчиками уровня воды, глубинными зондами для измерений температуры и электропроводности воды и датчиками атмосферного давления и температуры воздуха (производитель оборудования ООО Полином, г. Хабаровск). Проведение уровнемерных измерений с высокой точностью (±0.1 см) и периодичностью 5-10 мин. позволило получить новые данные о вариациях уровня воды на стадиях подготовки и реализации сильных местных землетрясений. Были обнаружены косейсмические скачки уровня при образовании разрывов в очагах местных сильных землетрясений, разнообразные постсейсмические изменения, вызванные прохождением сейсмических волн от местных и от сильных телесейсмических событий, а также гидрогеодинамические предвестники [2, 3, 6]. Перед Кроноцким землетрясением 05.12.1997 г., M=7.8 в скважинах Е-1 и ЮЗ-5 проявлялся гидрогеодинамический предвестник в течение трех недель в виде синхронного понижения уровня воды в обеих скважинах [9]. В скв. Е-1 регулярно проявляется предвестник в форме увеличения скорости понижения уровня воды перед землетрясениями с M≥5.0 на расстояниях до 350 км [2, 10].

На этапе создания алгоритмов прогнозирования землетрясений (этап II) изучаются связи между проявлениями гидрогеологических предвестников и параметрами произошедших землетрясений, величинами их магнитуд M, эпицентральных расстояний R, интенсивностей сотрясений I в районах наблюдений и др. Анализ таких связей позволяет формулировать суждения относительно возможности возникновения землетрясений в некотором районе на некотором интервале времени при проявлении гидрогеологических предвестников (алгоритмы прогнозирования землетрясений). Такие алгоритмы имеют гипотетический поисковый характер и могут уточняться в процессе дальнейшего проведения наблюдений. Примеры алгоритмов прогнозирования по данным наблюдений за химическим составом воды самоизливающихся скважин приводится в [1], по данным уровнемерных наблюдений в скв. Е-1 – в [2, 5].

На этапе III проводится оценка надежности гидрогеологических предвестников и предложенных на их основе алгоритмов прогнозирования землетрясений путем ретроспективного анализа связи предвестников и землетрясений с учетом результатов их практического использования. Степень обоснованности предвестников и алгоритмов может уточняться в зависимости от изменения количества данных о гидрогеологических предвестниках и представительности обучающей выборки землетрясений, сопровождавшихся гидрогеологическими предвестниками. Характеристикой представительности обучающей выборки землетрясений, которым предшествовали гидрогеологические предвестники, является соотношение между величинами их магнитуд и локализацией (удаленностью) по отношению к наблюдательным скважинам.

Ретроспективная оценка сейсмопрогностической информативности гидрогеологических предвестников основывается на результатах их параметрического описания [10]. Если гид-

рогеологический предвестник имеет параметрическое описание, то он относится к категории параметрических предвестников, для которых возможно создание вероятностных алгоритмов прогнозирования землетрясений. Пример параметрического описания гидрогеодинамического предвестника в изменениях уровня воды в скважине Е-1 приводится в [2, 5, 10].

С использованием данных специализированных гидрогеологических наблюдений КФ ГС РАН и АО "Камчатгеология" и эмпирических алгоритмов регулярно выдаются оценки опасности возникновения сильных землетрясений на Камчатке с представлением заключений в Камчатский филиал РЭС [10, 13]. Для отдельных режимных водопроявлений выполнены ретроспективные оценки эффективности использования гидрогеологических предвестников для среднесрочного сейсмического прогноза, которые составляют I = 2-3 при величинах P = 0.6-1.0. Это показывает, что использование гидрогеологических данных позволяет улучшить прогнозирование землетрясений в 2-3 раза, по сравнению со случайным угадыванием.

Результаты. В [4, 6] обобщены данные о проявлении гидрогеологических предвестников на Камчатке и в других сейсмоактивных районах мира и рассмотрена возможность упругого и более универсального неупругого (дилатансионного) механизмов образования гидрогеологических предвестников. Полагая, что большая часть гидрогеохимических и гидрогеодинамических предвестников обусловлены развитием трещинной дилатансии в водовмещающих породах на стадии подготовки землетрясений, оценена область развития дилатансии в верхних горизонтах земной коры в зависимости от соотношения величин магнитуды M и гипоцентрального расстояния R (км) последующего землетрясения: $M \geq 3.37 \lg R - 0.84$.

При реализации упругого механизма образования гидрогеодинамических предвестников возникает возможность количественной оценки предсейсмической деформации водовмещающих пород по уровнемерным данным. По данным о проявлении гидрогеодинамического предвестника Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 г., $M_w = 7.8$ (КЗ) в скважинах ЮЗ-5 и Е-1 выполнена оценка величины объемной деформации расширения водовмещающих пород на стадии его подготовки ($0.7 \cdot 10^{-7}$) [3, 6, 9]. Предполагалось, что бухтообразное понижение уровней воды в скважинах ЮЗ-5 и Е-1 в течение трех недель перед КЗ представляло упругий отклик порового давления на предсейсмические движения в области его очага. При этом использовалась модель однородного изотропного резервуара подземных вод в статически изолированных условиях, для которых процессами фильтрации можно пренебречь в некотором диапазоне периодов.

Построение моделей формирования гидрогеохимических предвестников в режиме самоизливающихся скважин и источников является на порядок более сложной задачей по сравнению с построением модели упругого отклика статически изолированной системы "скважина – резервуар". Для этого необходимы данные о строении водоносных систем, обоснование наличия в них контрастных по химическому и газовому составу вод, а также оценки количественных параметров диффузионно-конвективных процессов в водоносной системе и в стволе скважины (выводящем канале источника). Примеры построения таких моделей приводятся в [6, 8, 11].

Заключение. Наиболее важными результатами изучения гидрогеологических предвестников на Камчатке являются:

1 – обнаружение гидрогеологических предвестников, проявляющихся в течение месяцев – недель в аномальных изменениях уровня воды, минерального и газового состава подземных вод преимущественно перед местными землетрясениями с магнитудами M≥6.6 на расстояниях до 200-300 км от пунктов наблюдений, сопровождавшихся сотрясениями интенсивностью до I=5-6 баллов в районах наблюдательных пунктов;

2 – разработка и практическая реализация алгоритмов прогнозирования землетрясений с использованием выявленных закономерностей проявления гидрогеологических предвестников и выдачей регулярных заключений о сейсмической опасности по гидрогеологическим данным в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска (КФ РЭС) и другие специализированные советы по прогнозу землетрясений;

3 – параметрическое описание отдельных видов гидрогеодинамических и гидрогеохимических предвестников и создание моделей их формирования в отдельных скважинах с учетом комплекса локальных гидрогеологических условий, технического строения скважин, параметров землетрясений и систематизированных данных о проявлениях гидрогеологических предвестников.

Литература

1. Копылова Г.Н., Сугробов В.М., Хаткевич Ю.М. Особенности изменения режима источников и гидрогеологических скважин Петропавловского полигона (Камчатка) под влиянием землетрясений // Вулканология и сейсмология. - 1994. - № 2. -С. 53-70.

2. Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине Елизовская-1, Камчатка, вызванные сильными землетрясениями (по данным наблюдений в 1987-1998 гг.) // Вулканология и сейсмология. -2001. -№ 2. - С.39-52.

3. Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка, вызванные землетрясениями // Вулканология и сейсмология. - 2006. - № 6. - С. 52-64.

4. Копылова Г.Н. Сейсмичность как фактор формирования режима подземных вод // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. - 2006. - № 1. - Вып. № 7. - С. 50-66.

5. Копылова Г.Н. Оценка сейсмопрогностической информативности данных уровнемерных наблюдений на скважине Е1, Камчатка (по данным наблюдений 1996-2007 гг.) // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока Тр. региональной научно-техн. конф. - Т. 2. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2008. - С. 24-28.

6. Копылова (Гриц) Г.Н. Эффекты сейсмичности в режиме подземных вод (на примере Камчатского региона). Автореферат дисс. на соискание уч. ст. д. г.-м.н. по специальности 25.00.07 – гидрогеология. Петропавловск-Камчатский, 2010. - 36 с.

7. Копылова Г.Н., Смолина Н.Н. Изменения уровня воды в скважинах Камчатки в период Олюторского землетрясения 20.04.2006 г., Mw=7.6 // Вулканология и сейсмология. - 2010. - № 3. - С. 36-49.

8. Копылова Г.Н., Болдина С.В. Аномальные изменения химического состава подземных вод в связи с Камчатским землетрясением 02.03.1992 г. (M_w=6.9) // Геофизические исследования. - 2012. - Т. 13. - № 1. - С. 39-49.

9. Копылова Г.Н., Болдина С.В. О механизме гидрогеодинамического предвестника Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г., M_w=7.8 // Тихоокеанская геология. - 2012. - Т. 31. - № 5. - С. 104-114.

10. Копылова Г.Н. О вероятностном среднесрочном прогнозе сильных землетрясений Камчатки и параметризации предвестников // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Тр. Четвертой научно-техн. конф. Обнинск: ГС РАН, 2013. - С. 382-386.

11. Копылова Г.Н., Гусева Н.В., Копылова Ю.Г., Ефстифеева А.С. Изменение насыщенности подземных вод вторичными минералами под влиянием сейсмичности (на примере Камчатки) // Фундаментальные и прикладные проблемы гидрогеологии: материалы Всеросс. совещания по подземным водам Востока России (XXI Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с международным участием). Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2015. - С. 285-290.

12. Хаткевич Ю.М., Рябинин Г.В. Гидрогеохимические исследования на Камчатке // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Камчатский печатный двор, 2004. - С. 96-112.

13. Чебров В.Н., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К. Прогнозирование землетрясений на Камчатке. По материалам работы Камчатского филиала Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска в 1998-2009 гг. М.: Светоч Плюс, 2011 – 304 с.

Изменение направленности геоакустического излучения на станции “Микижа” в связи с землетрясениями на Камчатке

Марапулец Ю. В., Солодчук А. А., Щербина А. О.
Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН
с. Паратунка, Камчатский край, Россия
email: aleksandra@ikir.ru

На полуострове Камчатка на станции комплексных наблюдений “Микижа” установлен аппаратно-программный комплекс для исследования направленных свойств высокочастотной геоакустической эмиссии. Регистрация геоакустических данных и оценка направления прихода звуковой волны осуществляются с помощью приемной гидроакустической системы, построенной на базе комбинированного приемника производства ЗАО “Геоакустика” при ФГУП “ВНИИФТРИ”, размещенного у дна природного водоема [1].

При исследовании направленности геоакустического излучения рассматриваются величина акустической активности $\Omega(t)$, представляющая собой зависящую от времени частоту следования импульсов в определенном интервале амплитуд, и ее азимутальное распределение $D(\alpha,t)$ [2]. Были зарегистрированы случаи, когда за несколько суток перед землетрясениями резко возрастала величина акустической активности и на диаграмме ее азимутального распределения наблюдались ярко выраженные максимумы [3, 4].

Для анализа изменения направленности геоакустического излучения во время землетрясений из оперативного сейсмического каталога Камчатского филиала ГС РАН были отобраны 4 группы событий, произошедших в период с августа 2008 г. по январь 2016 г., с энергетическими классами $9.0<Ks\leq10$, $10<Ks\leq11$, $11<Ks\leq12$ и $Ks>12$ и эпицентральными расстояниями $R\leq120$ км, $R\leq190$ км, $R\leq240$ км и $R\leq350$ км соответственно. Такие расстояния были выбраны с учетом результатов исследований [5, 6]. Землетрясения, произошедшие с 10 февраля по 09 июля 2013 г., исключены из анализа из-за отсутствия геоакустических данных в указанный период. Таким образом, всего было отобрано 276 сейсмических событий.

В условиях спокойной погоды (слабоменяющееся давление, отсутствие осадков и ветра больше 6 м/с) в интервале ±5 суток в окрестности землетрясения рассматривались величина акустической активности и ее азимутальное распределение. Считалось, что в направленности геоакустического излучения наблюдаются аномалии, связанные с сейсмическим событием, когда в вышеуказанном временном интервале частота следования геоакустических импульсов и ее распределение по какому-либо одному или нескольким отдельным направлениям превышают значения соответствующих фоновых уровней в 2.5 и более раз. Фоновые уровни выбраны по результатам предварительного анализа ряда многолетних наблюдений акустической активности.

В результате установлено наличие аномалий направленности геоакустического излучения в окрестностях 219 землетрясений из 276 (79%). Аномалии, которые могли быть связаны с несколькими сейсмическими событиями, исключались из дальнейшего рассмотрения из-за сложности определения вклада каждого из событий в исследуемые эффекты. На рис. 1 представлен пример такой аномалии.

Таким образом, при анализе учитывались аномалии направленности, наблюдающиеся в окрестности только одного землетрясения. Они были зарегистрированы в 73-х случаях. Установлено, что длительность аномалии варьируется в диапазоне от 10 до 50 ч (рис. 2*а*), а повышенная активность регистрируется в основном с направлений, соответствующих азимутам 50°, 155°, 330° (рис. 2*б*). Аналогичные азимуты были выделены ранее при исследовании направленности геоакустического излучения [4].

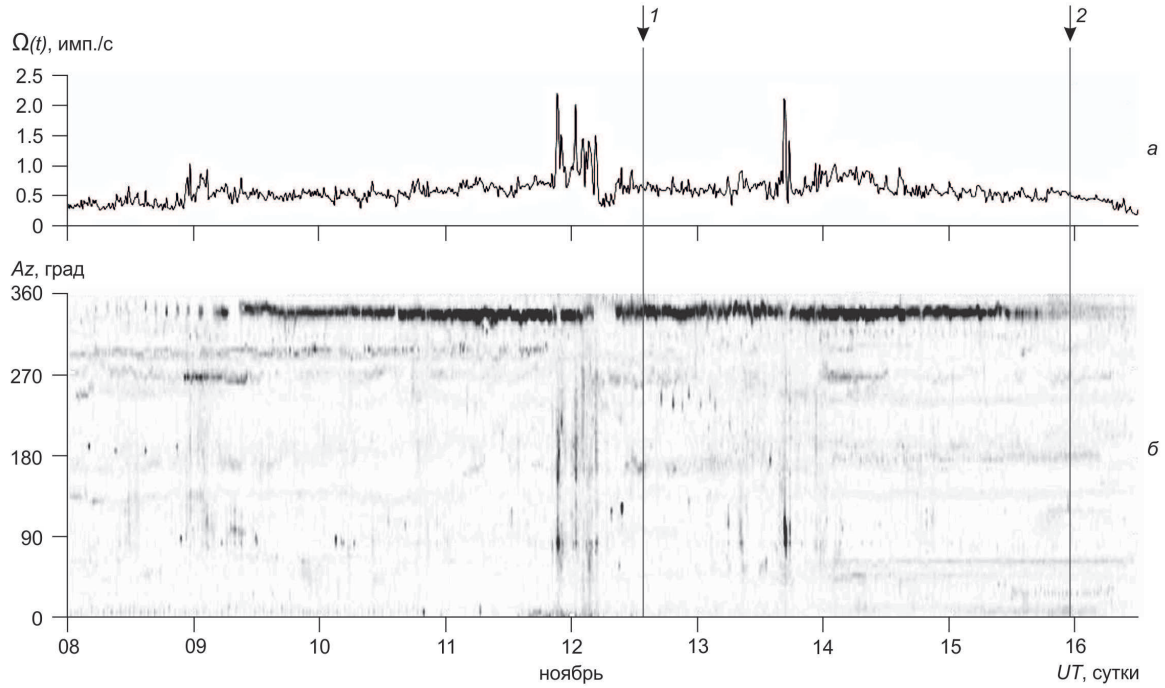


Рис. 1. Акустическая активность $\Omega(t)$ ($а$) и ее азимутальное распределение $D(\alpha,t)$ ($б$), зарегистрированные в окрестности землетрясений 12.11.2015 в 13:54 UT по азимуту 165° с энергетическим классом Ks=12.3 и эпицентральным расстоянием R=183 км (1) и 15.11.2015 в 23:17 UT по азимуту 131° с Ks=11.7 и R=101 км (2). Az - азимут. Стрелками с продолжением в линии указаны моменты землетрясений.

Анализ продолжительности аномалий направленности геоакустического излучения в окрестности сейсмических событий показал, что они возникают за 10–30 ч перед землетрясением и в большинстве случаев продолжаются в течение 6–20 ч после него.

На рис. 3 показаны зависимости длительности аномалий от класса землетрясения ($а$) и эпицентрального расстояния ($б$). Коэффициенты корреляции этих величин составляют -0.04 и 0.01 при уровнях значимости 0.7 и 0.9 соответственно. Таким образом, связь между исследуемыми параметрами не выявлена.

В качестве примеров на рис. 4 и 5 представлены аномалии направленности геоакустического излучения, связанные с землетрясениями.

На рис. 4 показана аномалия, зарегистрированная за 30 ч перед землетрясением с энергетическим классом Ks=10.3, произошедшим 17.12.2012 в 03:10 UT по азимуту 154° на эпицентральном расстоянии R=138 км (1 на графике), и закончившаяся через 17 ч после него (длительность аномалии составила 47 ч). На графике интегральной активности (рис. 4$а$) наблюдается резкое увеличение частоты следования геоакустических импульсов (с превышением фонового уровня более чем в 4 раза), которому соответствует активизация направлений в диапазоне 40°–50° (рис. 4$б$).

На рис. 5 представлены аномалии направленности геоакустического излучения, связанные с землетрясением с энергетическим классом Ks=15.7, произошедшим 30.01.2016 в 03:25 UT по азимуту 29° на эпицентральном расстоянии R=109 км (1 на графике), и его наиболее сильными афтершоками, зарегистрированными 30.01.2016 по азимуту 33° в 03:42 UT с Ks=11.6 и R=101 км (2 на графике) и в 06:53 UT с Ks=10.5 и R=117 км (3 на графике). Аномалия по диапазону направлений 330-350° (рис. 5б), при которой наблюдалось превышение фонового уровня акустической активности в 6-7 раз (рис. 5а), началась за 15 ч до землетрясения с Ks=15.7 и закончилась примерно за 30 минут до него. Практически одновременно с ней по азимуту 280° (рис. 5б) зарегистрировано несколько меньшее

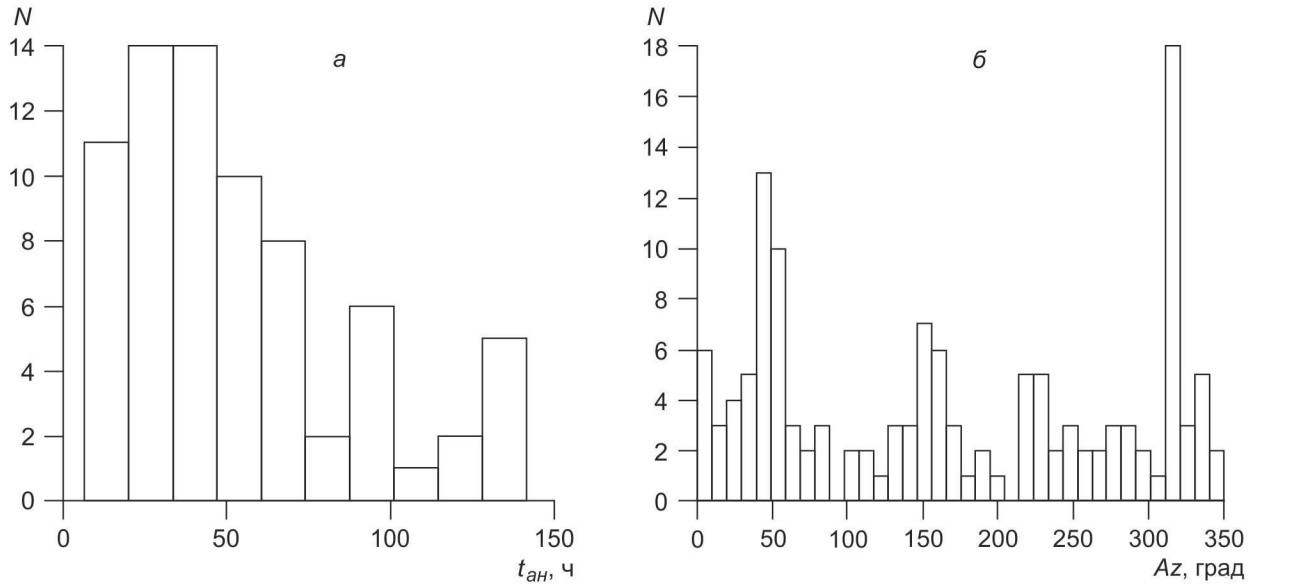


Рис. 2. Гистограммы длительности $t_{\text{ан}}$ ($а$) и азимутов Az ($б$) аномалий геоакустического излучения. N - количество аномалий.

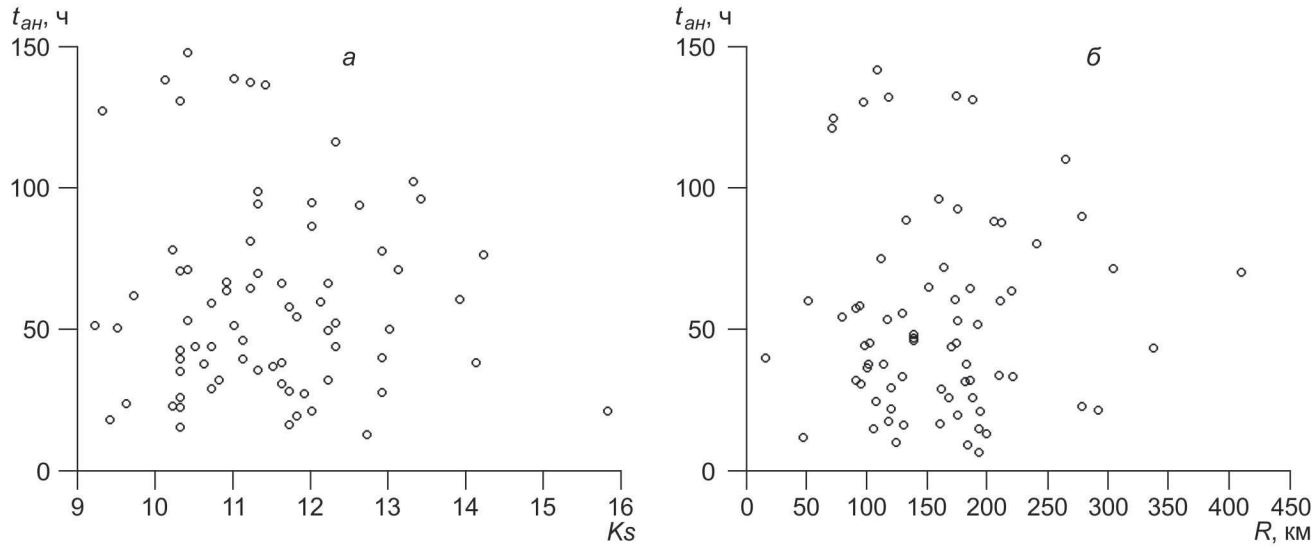


Рис. 3. Зависимости длительности аномалий $t_{\text{ан}}$ от класса землетрясения Ks ($а$) и эпицентрального расстояния R ($б$).

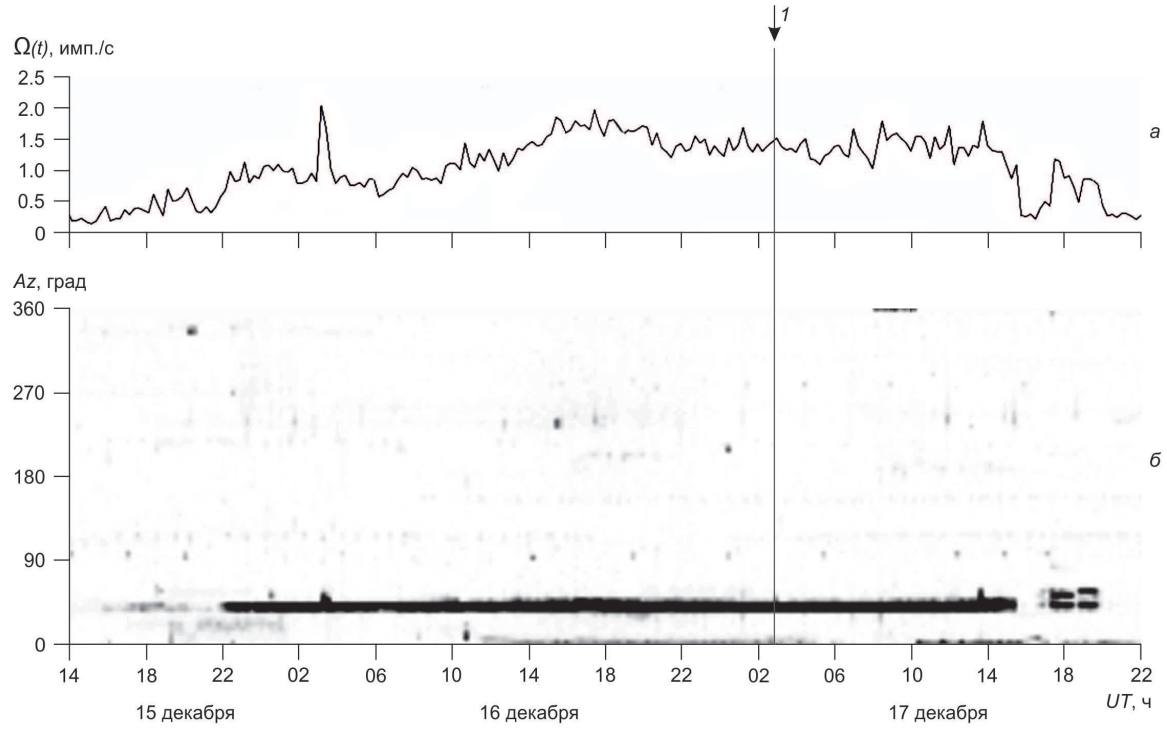


Рис. 4. Акустическая активность $\Omega(t)$ ($а$) и ее азимутальное распределение $D(\alpha,t)$ ($б$) в окрестности землетрясения с энергетическим классом Ks=10.3 (1). Az – азимут. Стрелкой с продолжением в линию указан момент землетрясения.

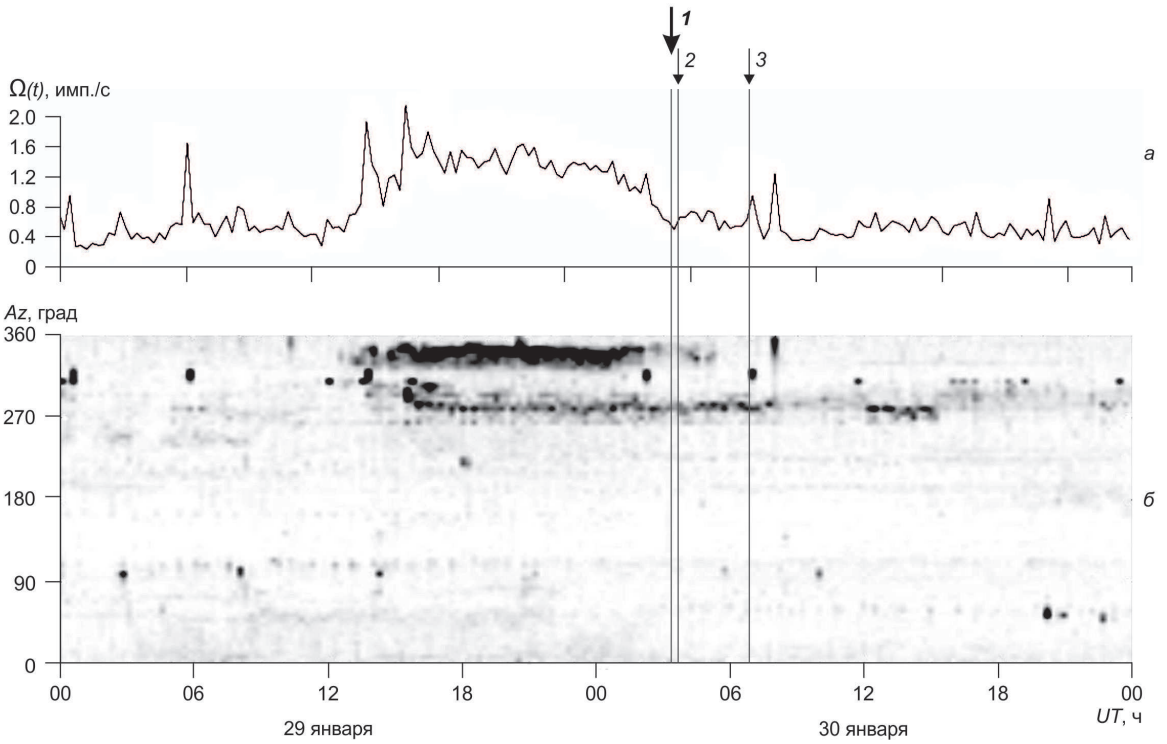


Рис. 5. Акустическая активность $\Omega(t)$ ($а$) и ее азимутальное распределение $D(\alpha,t)$ ($б$) в окрестности землетрясения с Ks=15.7 (1) и его афтершоков (2 и 3). Az - азимут. Стрелками с продолжением в линии указаны моменты землетрясений.

повышение активности, которое продолжалось и после землетрясения и вероятнее всего связано с наличием афтершоков.

Таким образом, в результате проведенного анализа установлено, что в направленности геоакустического излучения наблюдаются аномалии, связанные с землетрясениями. Они выражаются в довольно резком увеличении частоты следования геоакустических импульсов по отдельным направлениям. Такие эффекты возникают за 10-30 ч перед землетрясением и в большинстве случаев продолжаются в течение 6-20 ч после него.

Литература

1. Марапулец Ю.В., Щербина А.О. Аппаратно-программный комплекс для исследования направленных свойств высокочастотной геоакустической эмиссии // Приборы. 2015. №9(183). С. 14-19.

2. Марапулец Ю.В., Шевцов Б.М. Мезомасштабная акустическая эмиссия. Владивосток: Дальнаука, 2012. 126 с.

3. Шевцов Б.М., Марапулец Ю.В., Щербина А.О. О направленности приповерхностной высокочастотной геоакустической эмиссии в периоды деформационных возмущений // ДАН. 2010. Т. 430. № 1. С. 119–122.

4. Марапулец Ю.В., Щербина А.О. Особенности азимутального распределения потока геоакустических сигналов в условиях изменчивости деформационного процесса в приповерхностных породах // Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений: VI международная конференция, с. Паратунка, Камчатский край, 9-13 сентября 2013 г. : сб. докл. / отв. ред. Б.М. Шевцов. Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2013. с. 316-319.

5. Купцов А.В. Изменения характера геоакустической эмиссии, соответствующие заключительной стадии развития сейсмических событий // Физика Земли. 2005. № 10. С. 59-65.

6. Добровольский И. П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 189 с.

Многопараметрический мониторинг краткосрочных предвестников землетрясений и его физическое обоснование в приложении к Камчатскому региону

Пулинец С. А.[1], Узунов Д. П.[2], Давиденко Д. В.[1], Петрухин А. В.[3]
[1] Институт космических исследований РАН, Москва, Россия
[2] Университет Чэпмена, Оранж, Калифорния, США
[3] Московский физико-технический институт, Долгопрудный МО, Россия
e-mail: pulse@rssi.ru ouzounov@chapman.edu davidenkoe5@rambler.ru apetruhin93@ya.ru

В последнее время возрождается интерес к использованию физических предвестников землетрясений в целях краткосрочного прогноза, которые активно использовались сейсмологами в 70-х годах XX столетия. Это связано, в первую очередь, с появлением физического обоснования механизмов генерации краткосрочных предвестников в виде комплексной модели Литосферно-Атмосферно-Ионосферных взаимодействий (LAIC) [1]. Ключевым элементом модели является процесс нуклеации кластерных ионов, появляющихся в результате ионизации приземного слоя воздуха радоном, выделяемым из земной коры в области подготовки землетрясения. Этот процесс аналогичен образованию зародышевых капель облаков при воздействии на них галактических космических лучей. Следствием этого процесса является генерация целого ряда предвестников, которые условно можно разделить на две группы: а) тепловые и метеорологические и б) электромагнитные и ионосферные. Синергетика наблюдаемых процессов показывает, что для успешного осуществления краткосрочного прогноза требуется осуществление многопараметрического мониторинга предвестников, описываемых моделью. Эти предвестники появляются с различной заблаговременностью, а размеры наблюдаемых аномалий, их интенсивность и положение в пространстве в совокупности позволяют определить все три ключевых параметра, необходимых для прогноза: место, время и магнитуду ожидаемого землетрясения. Точность прогноза повышается по мере усовершенствования методов наземного и спутникового мониторинга.

Мы рассматриваем заключительный этап цикла подготовки землетрясения как процесс приближения открытой сложной системы к критическому состоянию, при этом атмосфера (и ее ионизированная верхняя оболочка-ионосфера) является неотъемлемой частью этой системы. При таком подходе можно утверждать, что деформации земной коры, форшоковая активность, различные геофизические аномалии, регистрируемые наземными методами мониторинга, атмосферные и ионосферные аномалии являются не независимыми процессами, а как части общей системы синергетического взаимодействия геосфер своим распределением в пространстве, последовательностью появления во времени позволяют выявить то, что называется в синергетике “стрелой времени”, характеризующей необратимость процесса [2]. В случае наличия основного набора ключевых параметров (как это было после анализа многочисленных публикаций по землетрясению в Аквиле 6 апреля 2009 г.) такую направленность можно продемонстрировать экспериментально (Рис. 1). Однако при организации оперативного прогноза большое количество необходимых данных оказывается недоступным, что требует поиска новых подходов. Мы предлагаем использование так называемых обобщенных параметров, характерных для синергетического подхода. Достоинством этих параметров является их доступность, (дистанционный доступ), глобальность (большинство используемых параметров – это данные дистанционного зондирования с ИСЗ) и надежность (согласно нашему опыту, их аномальное поведение проявляется практически в 100% случаев сильных M>6 землетрясений). Обобщенными эти параметры называются потому, что они характеризуют состояние среды в целом и отражают существенное изменение ее свойств.

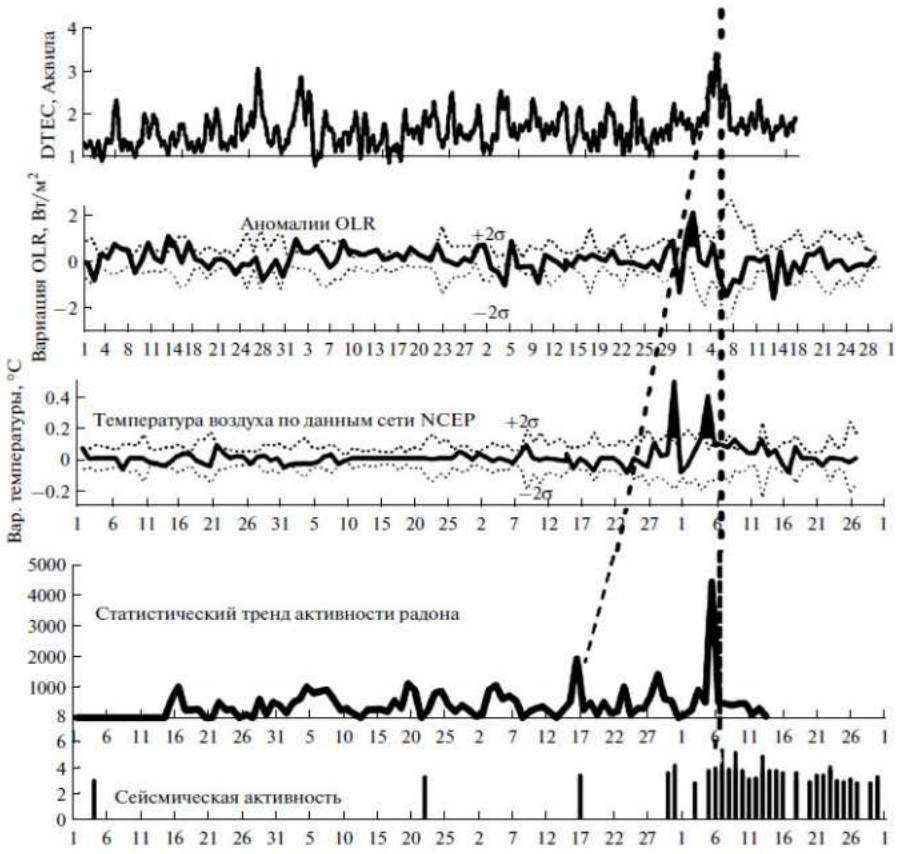


Рис. 1. Временная динамика выделения радона, вариаций атмосферных и ионосферных параметров перед землетрясением в Аквиле.

В качестве обобщенного параметра, являющегося индикатором состояния земной коры и сейсмической активности в регионе мы используем параметр b из соотношения Гутенберга-Рихтера, и, в частности, уменьшение его значения перед землетрясениями. Уже является практически общепризнанным, что уменьшение величины b свидетельствует о приближении сейсмического события свидетельством чему является регистрация уменьшенных значений b на заблокированных участках разломов, формирование неоднородностей (asperities) и увеличенного напряжения [3, 4]. С другой стороны, период уменьшения значения величин b является одним из признаков формального определения форшоковой активности [5]. Кроме того, есть свидетельства, того, что период уменьшения значений b совпадает с увеличением активности выделения радона, что уже имеет непосредственное отношение к нашей модели [4]. На Рис. 2 показаны (сверху вниз) вариации сейсмической активности, значений b, фрактально размерности. И активности радона перед землетрясением в Кобе, Япония. Следует также отметить, что период уменьшения величины b перед землетрясением в Аквиле (Италия) совпал с периодом времени, когда наблюдались основные физические предвестники (тепловые, электромагнитные, ионосферные).

Следующим обобщенным параметром является поправка химического потенциала паров воды в атмосфере, характеризующая интенсивность процесса ионизации в приземном слое атмосферы вследствие воздействия α-излучения радона, а также формирования больших ионных кластеров [1]. Именно потому, что ее вариации отражают процесс

нуклеации в целом, она оказалась очень ценным индикатором приближения сейсмического события. Вариации поправки химического потенциала очень напоминают типичные вариации эманации радона перед землетрясениями, когда интенсивность достигает максимума, а само сейсмическое событие происходит на спаде. На левой панели Рис. 3 показаны вариации поправки химического потенциала перед землетрясением у восточного побере-

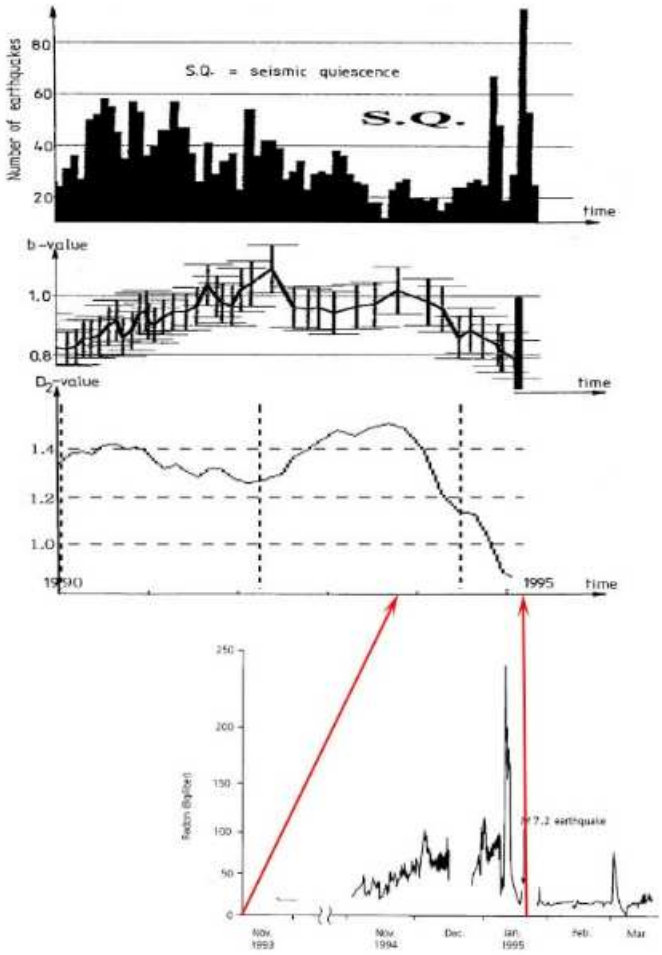


Рис. 2. Сверху вниз: сейсмическая активность в районе г. Кобе, Япония, вариации величины b в этом же регионе, вариации фрактальной размерности D, вариации интенсивности выделения радона из земной коры. Красные стрелки показывают соответствующий период на графиках bиD

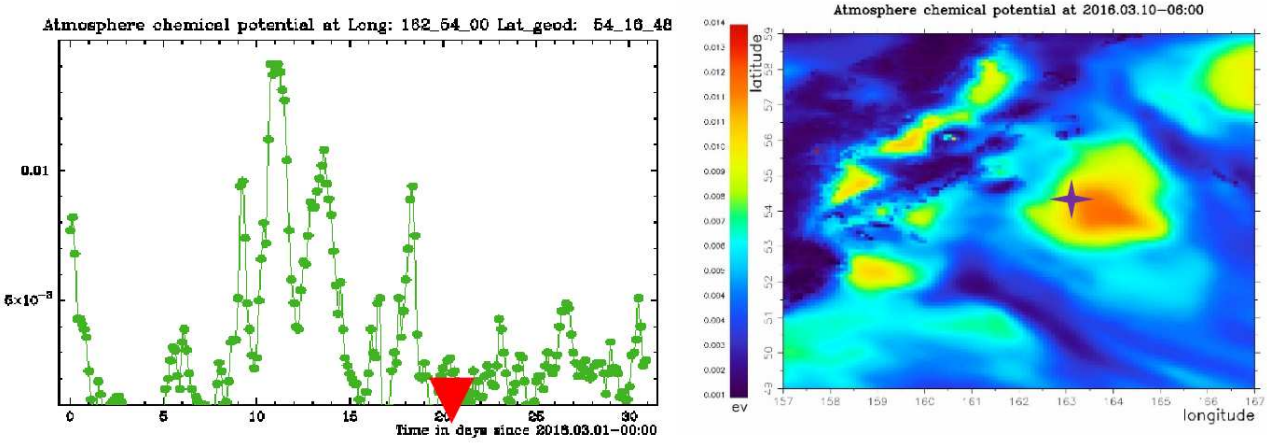


Рис. 3. Левая панель – вариации химического потенциала в эпицентре землетрясения 20 марта 2016 г. правая панель – пространственное распределение 10 марта 2016 г.

жья Камчатки M6.4 20 марта 2016 г. Максимум значения параметра достигается 10-11 марта, а перед самим землетрясением активность спадает практически до нуля. Характерно, что эта активность имеет локальный характер, что видно на правой панели Рис. 3, где показано пространственное распределение параметра. Важно подчеркнуть, что аномалия наблюдается над океаном, что говорит о возможности создания тепловых аномалий не только над сушей и подтверждает, что источником аномалии могут быть только газы, выделяемые из земной коры в области активного разлома.

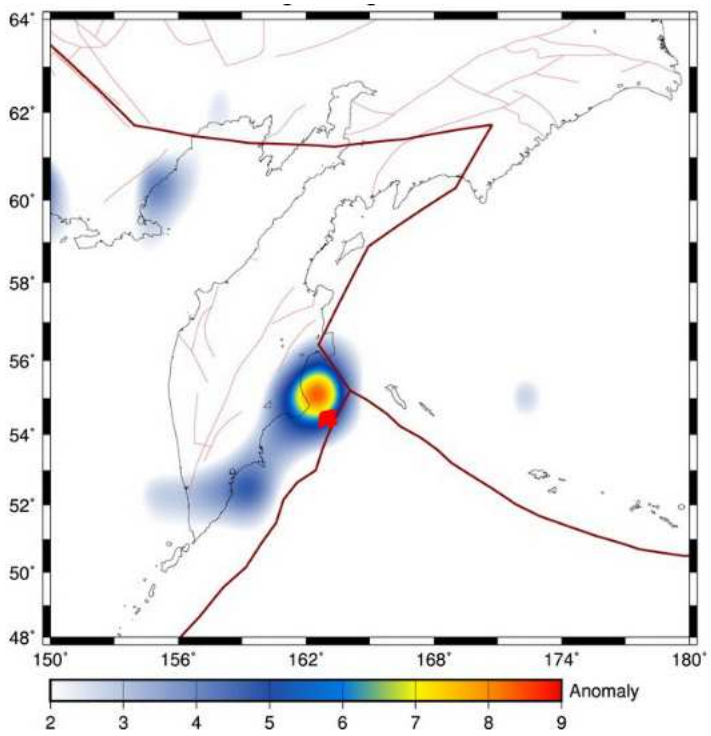


Рис. 4. Аномалия OLR, зарегистрированная за 2 недели до землетрясения 20 марта 2016 г.

Одним из наиболее надежных параметров, используемых нами в оперативном прогнозе, является аномальный поток уходящего длинноволнового инфракрасного излучения (OLR – Outgoing Longwave Radiation). В отличие от поверхностных тепловых аномалий, регистрация которых возможна только при безоблачном небе, измерения OLR производятся на уровне верхней кромки облаков, а потому этот параметр регистрируется при любой погоде. Надежность этого параметра обеспечивается длительной базой непрерывных калиброванных спутниковых измерений (35 лет), что позволяет однозначно отличить аномалию от фонового уровня. На Рис. 4 представлена аномалия OLR, зарегистрированная для того же случая 20 марта 2016 г.

И, наконец, последним параметром, используемым нами в оперативном прогнозе, являются вариации электронной концентрации в ионосфере. Механизм их генерации перед землетрясениями подробно описан в работе [6]. Поскольку существует много наземных и спутниковых методов измерения вариаций электронной концентрации в ионосфере, нами разработано несколько техник выделения сейсмо-ионосферных вариаций на фоне ежедневной изменчивости ионосферы различной природы. Одним из наиболее простых и достаточно надежных приемов является кросс-корреляционный анализ данных ионосферных станций или приемников GPS/ГЛОНАСС, находящихся на различных расстояниях от эпицентра будущего землетрясения [7]. При этом используется вполне очевидный факт, что интенсивность аномальных вариаций, связанных с землетрясением, спадает по мере удаления от эпицентра. Учитывая большой радиус корреляции ионосферы (500-700 км), коэффициент кросс-корреляции между двумя станциями, находящимися в пределах ради-

уса корреляции ионосферы, довольно велик (>0.8), но падает перед землетрясением при различных расстояниях от станции до эпицентра при нахождении станции в зоне подготовки землетрясения. На Рис. 5 представлены изменения коэффициента кросс-корреляции между измерениями вертикального полного электронного содержания (ПЭС) на станциях Петропавловск-Камчатский и Южно-Сахалинск в период повышенной сейсмической активности на Камчатке в течение июня-июля 2012 г. Как видно из рисунка, за 3-5 суток до каждого землетрясения коэффициент кросс-корреляции уменьшается. Учитывая, что радиус подготовки землетрясения с магнитудой >6 составляет более 380 км, приемник в Петропавловске-Качатском "реагирует" практически на каждое камчатское землетрясение.

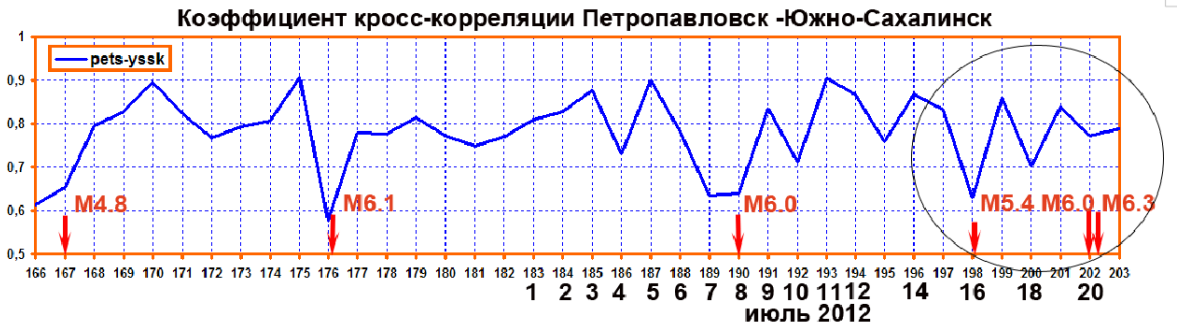


Рис. 5. Коэффициент кросс-корреляции между станциями Южно-Сахалинск – Петропавловск-Камчатский за период июнь-июль 2012 г.

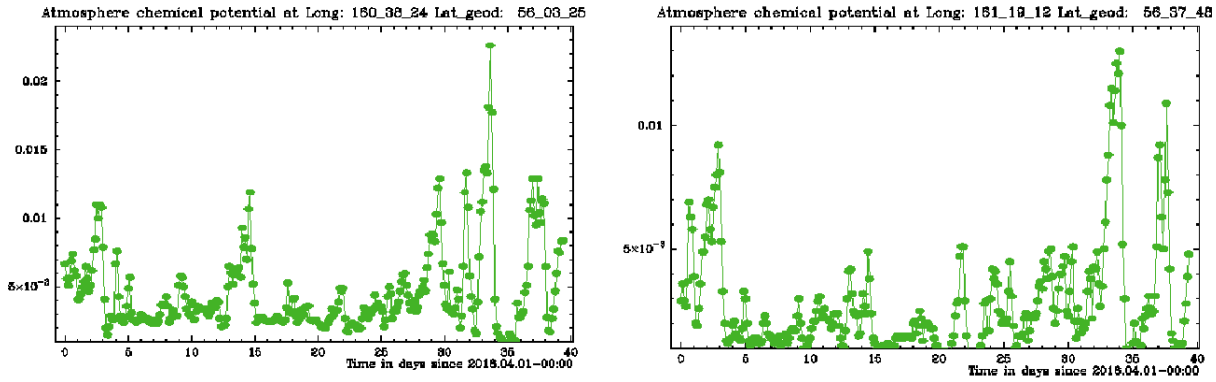


Рис. 6. Вариации поправки химического потенциала над вулканами Ключевская сопка (левая панель) и Шивелуч (правая панель).

Анализ данных, проводившихся нами в течение последних месяцев, показал, что ряд параметров, в частности, химический потенциал и OLR, реагируют также на вулканическую активность, причем локальные максимумы химического потенциала появляются в области эпицентра вулкана за сутки-двое до его извержения. На Рис. 6 показаны вариации поправки химического потенциала в области вулканов Ключевская сопка и Шивелуч в апреле-мае 2016 г.

Можно заметить определенную синхронность в активности обоих вулканов с резким усилением активности в конце апреля-начале мая. При этом интенсивность параметра для Ключевской сопки выше.

Подводя итог, следует сказать, что оперативный мониторинг, проводимый на основе разработанной комплексной модели, позволяет надежно определить период подготовки сильных землетрясений в Камчатском регионе с заблаговременностью от 1 суток до месяца. Точность определения эпицентра будущего землетрясения составляет $\pm 2^\circ$ по широте

и долготе и может быть увеличена по мере усовершенствования технологий обработки. Статистический анализ различных параметров, проводимый в настоящее время, позволит калибровать вариации предвестников с целью определения магнитуды будущего землетрясения. При наличии в открытом доступе данных сети приемников GPS на Камчатке и возможности их анализа в реальном времени возможно увеличение точности определения даты будущего землетрясения до 1 суток. Увеличение точности прогноза возможно также при комплексировании спутниковых наблюдений с данными наземных измерений, в том числе: вариаций активности радона, вертикального электрического поля и проводимости атмосферы, данных наземного вертикального зондирования ионосферы.

Литература

1. Пулинец С.А., Узунов Д.П., Карелин А.В., Давиденко Д.В., Физические основы генерации краткосрочных предвестников землетрясений. Комплексная модель геофизических процессов в системе литосфера-атмосфера-ионосфера-магнитосфера, стимулируемых ионизацией, Геомагнетизм и аэрономия, 55, Вып. 4, 521-538, 2015

2. Pulinets S.A., The synergy of earthquake precursors, Earthquake Science, 24, 535-548, 2011, doi:10.1007/s11589-011-0815-1

3. Schorlemmer D., Wiemer S., Wyss M., Earthquake statistics at Parkfield: 1. Stationarity of b-values, Journal of Geophysical Research,109*, B12307, doi:*10.1029/2004JB003234,2004

4. Enescu B, Itu K., Values of b and p: their Variations and Relation to Physical Processes for Earthquakes in Japan, Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No.46 B, 2003

5. Papadopoulos G.A., Charalampakis M., Fokaefs A., Minadakis G., Strong foreshock signal preceding the L'Aquila (Italy) earthquake (Mw 6.3) of 6 April 2009, Natural Hazards and Earth System Sciences, 10, 19–24, 2010

6. Pulinets S., Davidenko D., Ionospheric precursors of earthquakes and Global Electric Circuit, Advances in Space Research, 53, 709-723, 2014

7. Pulinets S.A., Gaivoronska T.B., Leyva Contreras A., Ciraolo L., Correlation analysis technique revealing ionospheric precursors of earthquakes, Natural Hazards and Earth System Sciences, 4, pp. 697-702, 2004

Мониторинг удельного сопротивления геосреды с использованием подземных электрических антенн: физическая основа метода и результаты

Гаврилов В. А.
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
e-mail: vgavr@kscnet.ru

Излагается физическая основа разработанного автором метода непрерывного мониторинга удельного сопротивления горных пород, где в качестве зондирующего сигнала используется непрерывное электромагнитное излучение сверхнизкочастотного (СНЧ) диапазона техногенного или природного происхождений, а в качестве датчиков – подземные вертикальные электрические антенны. Результаты многолетних измерений на Петропавловск – Камчатском геодинамическом полигоне позволяют уверено говорить о высокой эффективности метода и его перспективности в качестве одной из основных частей системы комплексных геофизических измерений, ориентированных на мониторинг напряженно-деформированного состояния геосреды и прогноз землетрясений.

1. Подземные электрические антенны в системе комплексных скважинных геофизических измерений Петропавловск – Камчатского геодинамического полигона. Непрерывные электромагнитные измерения с подземными электрическими антеннами на Петропавловск - Камчатском геодинамическом полигоне были начаты автором в мае 2003 г. на базе скважины Г-1. По состоянию на апрель 2016 г. такие измерения проводятся в непрерывном режиме на четырех измерительных пунктах сети комплексных скважинных измерений Петропавловск - Камчатского геодинамического полигона, созданных на базе скважин Г-1, Р-2, Е-1 и К-33. При этом применяются подземные вертикальные электрические антенны трех разных конструкций. Во всех случаях в качестве линейных элементов антенн используются обсадные колонны скважин.

Для района ***скважины Р-2,*** расположенной в лесном массиве в 20 км от г. Петропавловск – Камчатского на значительном удалении от техногенных источников ЭМИ, спектр ЭМИ определяется, в основном, электромагнитным излучением *естественного происхождения.* В диапазоне СНЧ естественное электромагнитное поле, регистрируемое на поверхности Земли, создается, в основном, атмосферно – электрическими разрядами. Согласно данным литературных источников, наибольшие значения амплитуды напряженности электрического поля на поверхности Земли в этом случае можно оценить величинами, не превышающими 0,45÷1,0 мВ/м, что требует использования достаточно чувствительных антенных систем. В этой связи для измерений на пункте Р-2 была применена подземная электрическая антенна типа “монополь”. В качестве линейного элемента антенны была использована обсадная труба скважины, длина которой составляет около 800 м. Подземный рефлектор диаметром около 40 м, закопанный на глубине около 1,5 м, был создан радиальными и кольцевыми отрезками бронированного кабеля (рис.1). Указанную антенну в предположении идеальной проводимости поверхности земли можно рассматривать как симметричный диполь длиной 2h за счет зеркального отображения части антенны, погруженной в однородную изотропную геосреду. Результаты измерений, проведенные на пункте Р-2, показали, что антенны подобного типа благодаря своей высокой чувствительности целесообразно использовать при организации измерений слабых электромагнитных излучений естественного происхождения. Вместе с тем, применение подземных антенн типа “монополь” требует наличия значительной свободной площади вокруг скважины для размещения подземного рефлектора, что значительно ограничивает возможность использования антенн такого типа. В этой связи автором был разработан оригинальный вариант подземной электрической антенны, не требующий применения рефлектора. Основными

конструктивными элементами подземной электрической антенны, применяемой для измерений на скважине Г-1, являются металлическая обсадная колонна скважины длиной 2542 м и свободная жила герметичного бронированного кабеля длиной

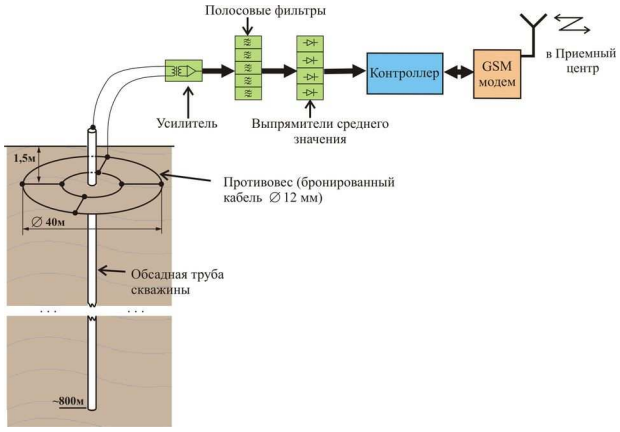


Рис. 1. Конструкция подземной электрической антенны и структурная схема измерительного тракта на пункте Р-2.

около 1000 м, опущенного в скважину [Гаврилов, 2013]. Антенны этого типа используются для измерений на скважинах Г-1 и Е-1.

Непрерывные электромагнитные измерения в сверхнизкочастотном (СНЧ) диапазон частот, проводимые с использованием подземных электрических антенн, лежат в основе разработанного автором метода непрерывного мониторинга удельного сопротивления пород прискважинной зоны [Гаврилов, 2013].

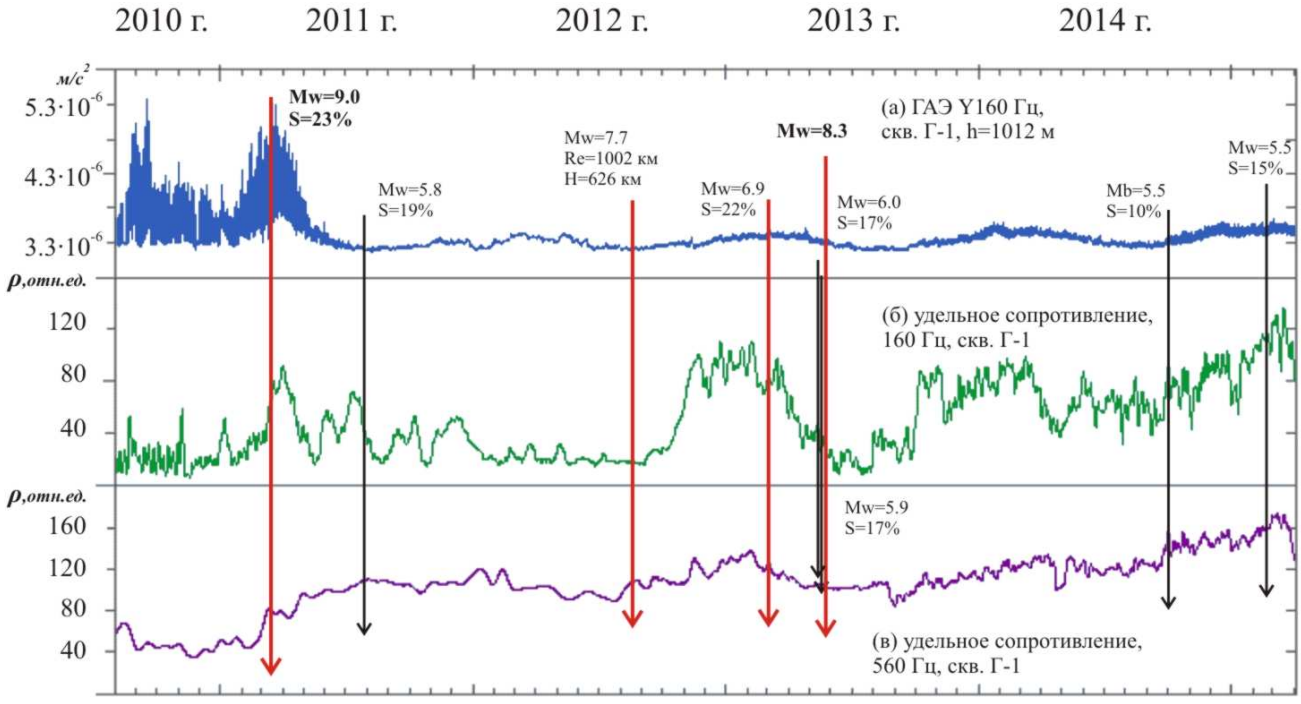


Рис. 2. Изменения удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 (б, в) во временных окрестностях Тохокского мегаземлетрясения (март 2011 г.) и сильнейших камчатских землетрясений 2013 г. в сравнении с изменениями амплитуд откликов геоакустической эмиссии в зоне скважины Г-1 (а).

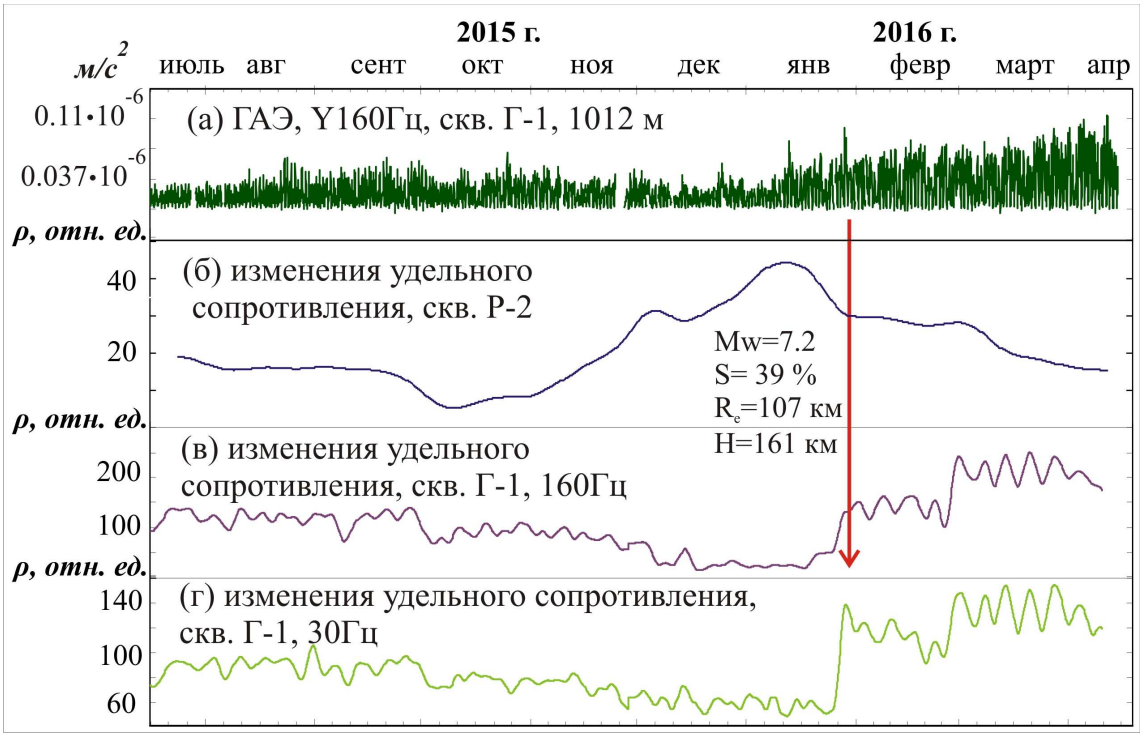


Рис. 3. Изменения удельного сопротивления пород в зонах скважины Р-2 (б) и скважины Г-1 (в, г) во временной окрестности Жупановского землетрясения (30.01.2016 г.) в сравнении с изменениями амплитуд откликов геоакустической эмиссии в зоне скважины Г-1 (а).

Физическая основа метода. Можно указать на следующие ключевые моменты, лежащие в основе метода непрерывного мониторинга удельного сопротивления пород прискважинной зоны:

- в качестве ***зондирующего сигнала*** используется непрерывное фоновое электромагнитное излучение техногенного или природного происхождения;
- в качестве ***датчиков*** используются подземные электрические антенны;
- при влажности пород, ***не превышающей 4%,*** имеет место ***очень резкая зависимость*** удельного сопротивления пород от влагонасыщенности.

Временной ряд, изменения которого отражают ***изменения удельного сопротивления*** пород прискважинной зоны, выделяется из исходного ряда данных электромагнитных измерений путем программной обработки [Гаврилов, 2013].

Непрерывный мониторинг удельного сопротивления пород ведется одновременно по четырем частотным каналам с центральными частотами 30, 160, 560 и 1200 Гц. ***Расчетные значения глубин мониторинга*** для каналов 30, 160 и 560 Гц в зоне скважины Г-1 составляют соответственно 2250 м, 950 м и 400 м.

Результаты многолетних измерений на Петропавловск – Камчатском геодинамическом полигоне указывают на высокую эффективность разработанного метода непрерывного мониторинга удельного сопротивления горных пород при оценках изменений напряженно-деформированного состояния геосреды. В качестве примеров ниже приводятся результаты мониторинга удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 во временных окрестностях Тохокского мегаземлетрясения (март 2011 г.) и сильнейших камчатских землетрясений 2013 г. (рис. 2), а также данные, полученные при измерениях в зонах скважины

Р-2 (б) и скважины Г-1 (в, г) во временной окрестности сильнейшего (M_W=7.2) Жупановского землетрясения (рис. 3). Можно отметить, что при измерениях на скважине Г-1 в качестве зондирующего источника используется техногенное электромагнитное СНЧ излучение, а при измерениях на скважине Р-2 – электромагнитное излучение естественного происхождения.

Литература

1. Гаврилов В.А. О методе непрерывного мониторинга удельного электрического сопротивления горных пород / В.А Гаврилов // Сейсмические приборы. - 2013. - Т. 49. - № 3. - С. 25-38.

О свойствах среднесрочных предвестников землетрясений и их практическом использовании

Копылова Г. Н.
Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
e-mail: gala@emsd.ru

Введение. Научный подход к решению проблемы прогнозирования землетрясений основывается на представлениях о стадийности процесса подготовки землетрясения и его отражении в изменениях геофизических, геохимических полей Земли, в режиме подземных вод, в поведении животных и пр. Примеры разнообразных явлений, наблюдаемых перед землетрясениями и называемых их предвестниками, приводятся в многочисленных публикациях, описывающих данные экспериментальных наблюдений в сейсмоактивных районах.

Последние годы характеризуются снижением интереса к проблеме прогнозирования сильных землетрясений с использованием предвестников (средне-краткосрочный прогноз землетрясений) в связи с ее сложностью, малым количеством достоверных данных о предвестниках и низкой эффективностью прогнозируемости времени землетрясений в диапазоне сутки-недели-месяцы-первые годы. Вместе с тем, в странах, территории которых относятся к сейсмически активным, где могут происходить сильные землетрясения, сопровождающиеся катастрофическими последствиями, в т. ч. в России, поиски предвестников землетрясений и изучение их свойств продолжаются [12]. В связи с высокой сейсмической опасностью в Камчатском крае, здесь осуществляются рядом организаций мероприятий по проведению геофизического мониторинга и оперативному прогнозированию сильных землетрясений с использованием различных видов предвестников [11].

При рассмотрении вопросов оперативного прогнозирования землетрясений с использованием предвестников необходимо четко разграничивать прогнозы землетрясений, выдаваемые специализированными советами по прогнозу землетрясений в официальные органы, и прогнозы, осуществляемые отдельными учеными и исследовательскими группами. Первый вид прогнозов имеет социальное значение, вторая группа прогнозов имеет преимущественно научный интерес. Социально значимые прогнозы выдаются в отношении наиболее сильных землетрясений, сопровождающихся негативными последствиями для населения, природной среды и инфраструктуры населенных пунктов вплоть до катастрофических. На Камчатке такими последствиями могут сопровождаться землетрясения с величинами магнитуды 7 и более [11]. При изучении предвестников землетрясений с оценкой возможности их использования для обеспечения социально значимых прогнозов необходимо ограничивать число землетрясений, включаемых в обучающие выборки, по величине их минимальной магнитуды ($M_{пороговое}$) и, соответственно, рассматривать свойства предвестников, которые проявлялись перед землетрясениями с $M \geq M_{пороговое}$.

При разработке научных прогнозов и соответствующей оценке свойств предвестников обычно не предусматривается ограничение на минимальную величину магнитуды рассматриваемых землетрясений. Это является существенным недостатком применения выявленных связей между предвестниками и относительно слабыми землетрясениями с $M < M_{пороговое}$ для обеспечения социально значимого прогноза сильных сейсмических событий в силу малого числа таких событий либо их полного отсутствия в обучающей выборке землетрясений.

В работе с использованием материалов из [4, 10] рассматриваются общие свойства пяти видов среднесрочных сейсмологических, геофизических и гидрогеологических предвестников, проявлявшихся в течение первых лет – месяцев перед камчатскими землетрясениями 1987-2004 гг. с $M \geq 6.6$ (табл.). Схема расположения гипоцентров землетрясений

приводится на рис. 1.

Таблица 1. Данные о землетрясениях с M≥6.6, произошедших в Камчатском регионе в 1987–2004 гг.

№ землетрясения	Дата гггг мм дд	Время чч:мм:сс	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Глубина, км	R*, км	M_w NEIC	M/lgR	Баллы по шкале MSK64
1	1987 10 06	20:11:36	52.86	160.23	33 120	6.6	3.17	4–5 PET	
2	1992 03 02	12:29:39	52.76	160.20	20	110	6.9	3.38	5–6 PET
3	1993 06 08	13:03:37	51.20	157.80	40	210	7.5	3.23	5 PET
4	1993 11 13	01:18:07	51.79	158.83	40	140	7.0	3.27	5–6 PET
5	1996 01 01	09:57:46	53.88	159.44	0	110	6.9	3.38	4–5 PET
6	1996 06 21	13:57:06	51.27	159.63	2	210	7.0	3.01	3–5 PET
7	1996 07 16	03:48:25	56.00	165.05	40	540	6.6	2.42	–
8	1997 12 05	11:26:51	54.64	162.55	10	200	7.8	3.39	5–6 PET
9	1998 06 01	05:34:03	52.81	160.37	31	120	6.9	3.32	4–5 PET
10	1999 03 08 12:25:43	51.93	159.7 2	7	140	7.0	3.26	4–5 PET	
11	2003 06 16	22:08:02	55.30	160.34	190	340	6.9	2.73	3–4 PET
12	2003 12 05	21:26:14	55.78	165.43	29	540	6.7	2.45	2–3 PET
13	2004 06 10	15:19:55	55.68	160.25	208	380	6.9	2.68	3–4 PET

Примечание: R* – гипоцентральное расстояние до г. Петропавловска-Камчатского; PET – г. Петропавловск-Камчатский.

Методика. Анализ среднесрочных предвестников перед землетрясениями из табл. проводился с использованием данных из [1, 3, 5-9]. В указанных публикациях представлены результаты многолетних наблюдений, описаны предвестники и даны оценки времени их проявления перед конкретными землетрясениями. Для количественной оценки предвестниковых аномалий использовался параметр T – время от начала проявления аномалии до момента землетрясения.

Следует отметить, что линии светодальномерных измерений из обсерватории Мишенная (рис. 1, Б), пункт регистрации ВСШ Начики и пункты наблюдений за режимом подземных вод расположены на сравнительно небольшой территории Петропавловского полигона (рис. 1, А). Методика анализа режима слабой сейсмичности по параметру *RTL* предполагает сканирование практически всей территории Камчатской сейсмоактивной зоны [5, 9].

В качестве примера на рис. 2 представлены проявления предвестников землетрясения 02.03.1992 г. с M=6.9, продолжительность которых изменялась от одного до девяти месяцев. По мере приближения момента землетрясения, число методов, по которым проявлялись предвестники, и число пунктов наблюдений, на которых фиксировались аномалии, постепенно увеличивалось и достигло максимума примерно за месяц до события.

На диаграммах рис. 3 показан состав и времена проявления предвестников перед землетрясениями из табл. Такой же характер проявления предвестников сохранялся и перед другими камчатскими землетрясениями, что указывает на относительное постоянство механизмов их образования.

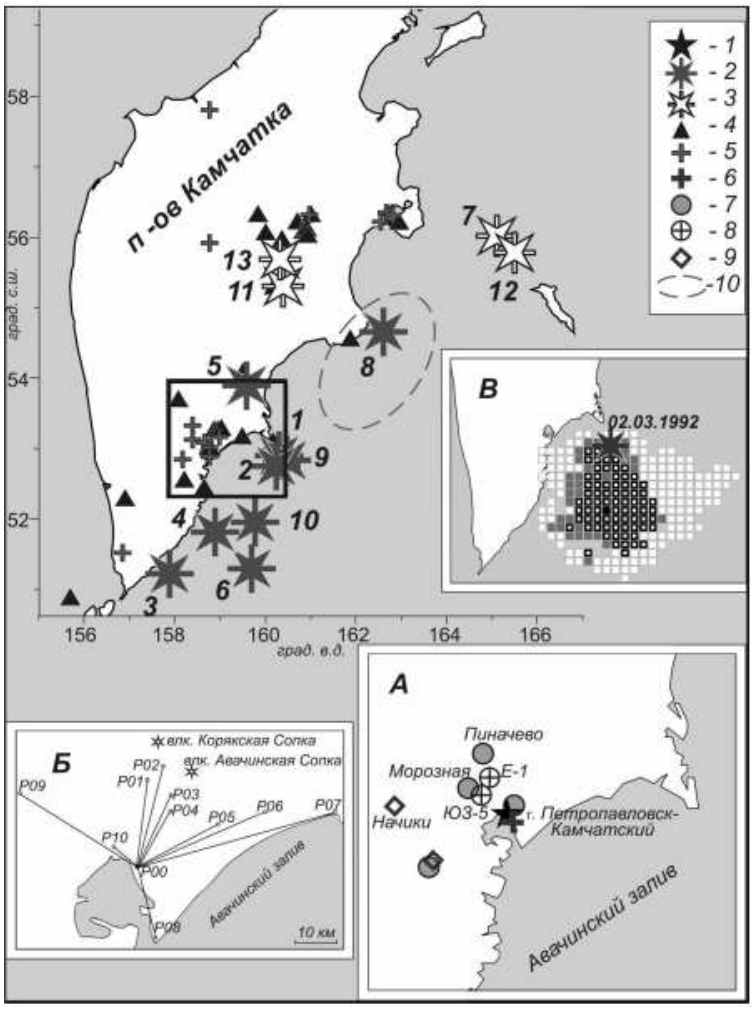


Рис. 1. Эпицентры землетрясений из табл. и расположение пунктов наблюдений. На врезках: А – расположение пунктов наблюдений за вариациями высокочастотного сейсмического шума (ВСШ), уровня и химического состава воды в скважинах на территории Петропавловского полигона; Б – схема расположения линий светодальномерных измерений из обсерватории Мишенная: $P00$– обсерватория Мишенная, $P01$, ...,$P10$ – –линии светодальномерных измерений; B – пространственное положение аномалии RTL перед землетрясением 02.03.1992 г. [5]. Условные обозначения: 1 –г. Петропавловск-Камчатский; 2 – землетрясения с M/lgR$\geq$3; 3 – землетрясения с M/lgR<3; 4 – сейсмические станции; 5 – пункты GPS-наблюдений; 6 – обсерватория Мишенная; 7 – пункты гидрогеохимических наблюдений за составом подземных вод; 8 – пьезометрические скважины, на которых регистрируются вариации уровня воды; 9 – пункты наблюдений за высокочастотным сейсмическим шумом; 10 – очаговая зона Кроноцкого землетрясения 5.12.1997 г. (M_w=7.8).

В качестве показателя связи отдельных видов предвестников и землетрясений использовалась величина s= n/m, где n – число землетрясений, перед которыми проявлялся предвестник; m – число произошедших землетрясений. Величины s по отдельным предвестникам составили s=0.38–0.80 (см. табл. 4 в [10]). Если же рассматривать только наиболее сильные землетрясения, произошедшие сравнительно недалеко от территории Петропавловского полигона (M/lgR $\geq$ 3, R=110–210 км, рис. 1), то связь предвестников и землетрясений улучшается: s$\prime$=0.43–1.0. Это указывает на то, что наблюдательная сеть на территории Петропавловского полигона, ориентирована, в основном, на обнаружение предвестников землетрясений в пределах фрагмента Камчатской сейсмоактивной зоны, включающего южную часть Кроноцкого залива, Авачинский залив и Южную Камчатку (примерно 51°–54° с. ш.).

Результаты корреляционного анализа зависимостей T–M и T–M/lgR для отдельных предвестников покали отсутствие связи между временем проявления предвестников T и параметрами последующих землетрясений. Это свидетельствует о низкой информативности параметра продолжительности развития предвестников T при построении среднесрочных прогнозов по рассмотренным методам.

Заключение. Характерным свойством рассмотренных предвестников является их комплексное проявление на временных интервалах от первых лет-месяцев до недель перед наиболее сильными землетрясениями с величинами магнитуд M порядка 7 и более, сопровождавшихся сотрясениями с интенсивностью I$\geq$4-5, а также увеличение числа предвестников по мере приближения момента землетрясения. Такое их проявление соответствует эффекту синхронизации полей Земли на стадиях подготовки сильных сейсмических событий.

Увеличение связи между предвестниками и землетрясениями наблюдается в области, приближенной к очагу готовящегося землетрясения, что проявляется в линейной зависимости числа предвестников и величины отношения M/lgR для отдельных землетрясений.

Вместе с тем, ретроспективные статистические оценки связи отдельных видов предвестников и произошедших землетрясений показывают их недостаточную надежность для практического прогнозирования времени возникновения сильных землетрясений [1, 2, 5, 11]. Величины s=0.38–0.80, характеризующие вероятность связи рассмотренных предвестников и сильных землетрясений, сравнительно невелики и возрастают до $s\prime$=0.43–1.0 для предвестников и землетрясений, произошедших южнее Кроноцкого полуострова, что определяется, в первую очередь, конфигурацией наблюдательной сети, размещенной на территории Петропавловского полигона [4, 10].

При прогнозировании сильных землетрясений вблизи Петропавловского полигона, а также сильнейших региональных землетрясений, может быть полезным параметр, показывающий относительное число зарегистрированных предвестников по отношению к всей их совокупности [2]. Для прогнозирования землетрясений севернее Кроноцкого полуострова необходимо развитие наблюдательной сети.

Имеется много причин, объясняющих нестабильность связи между землетрясениями и отдельными предвестниками и их совокупностью [4]. Первыми в их числе стоят высокий уровень зашумленности временных рядов данных наблюдений вследствие комплексного воздействия природных и техногенных факторов, а также сложность формирования предвестников полями напряжений разного масштабного уровня. Предвестники в вариациях слабой сейсмичности и в горизонтальных деформациях континентальных районов определяются, в основном, региональным масштабным уровнем изменения поля напряжений. Предвестники в режиме подземных вод и в вариациях ВСШ определяются, в основном, локальным масштабным уровнем изменения поля напряжений. Их формирование может быть связано с эпизодами развития приповерхностных зон трещинной дилатансии в горных породах.

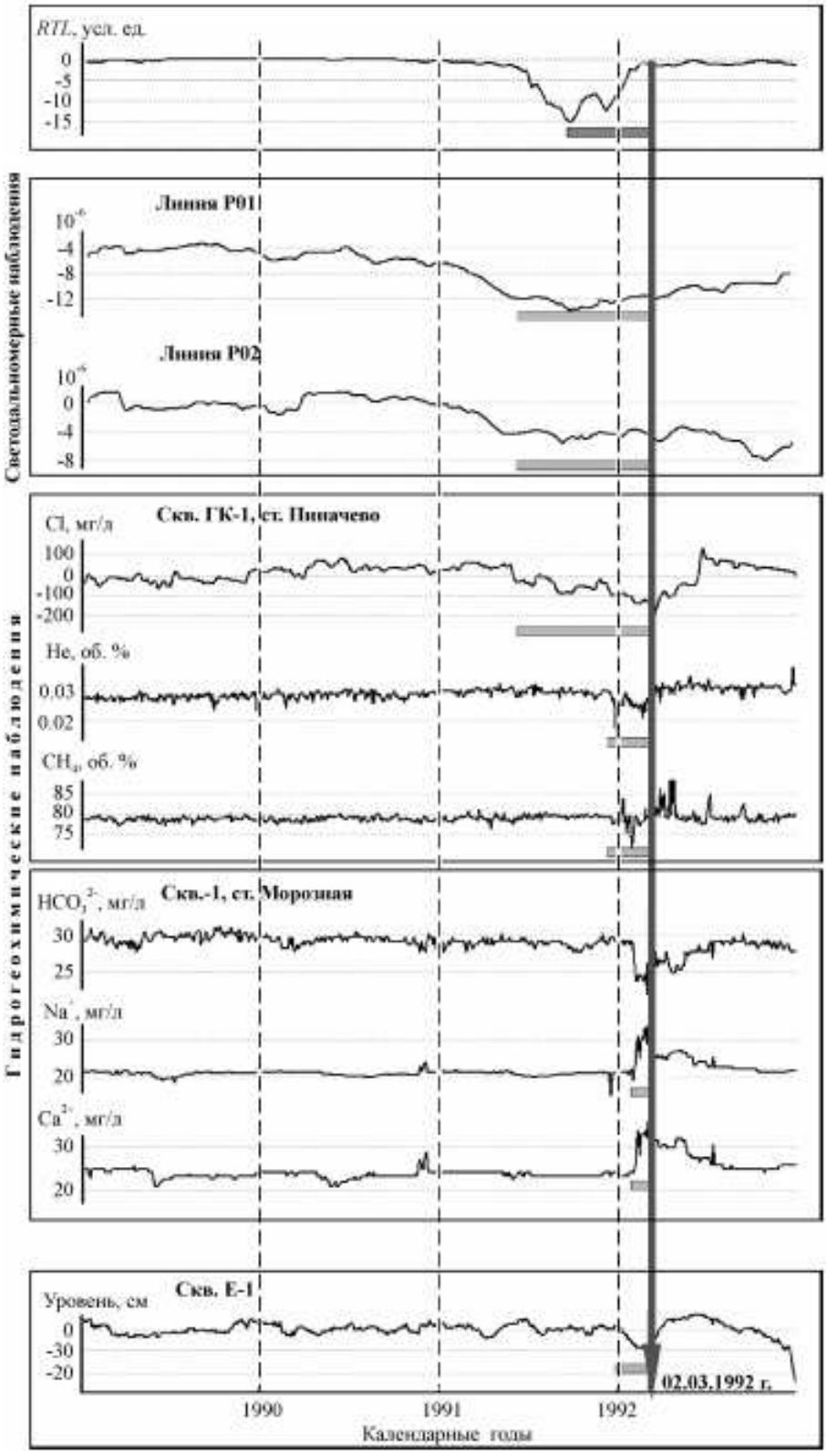


Рис. 2. Проявление предвестников перед землетрясением 02.03.1992 г. с M_w=6.9 по [4]. Вертикальная стрелка – момент землетрясения, R – расстояние до центра Петропавловского полигона, км. Серые утолщенные линии – временные интервалы проявления каждого из выявленных предвестников.

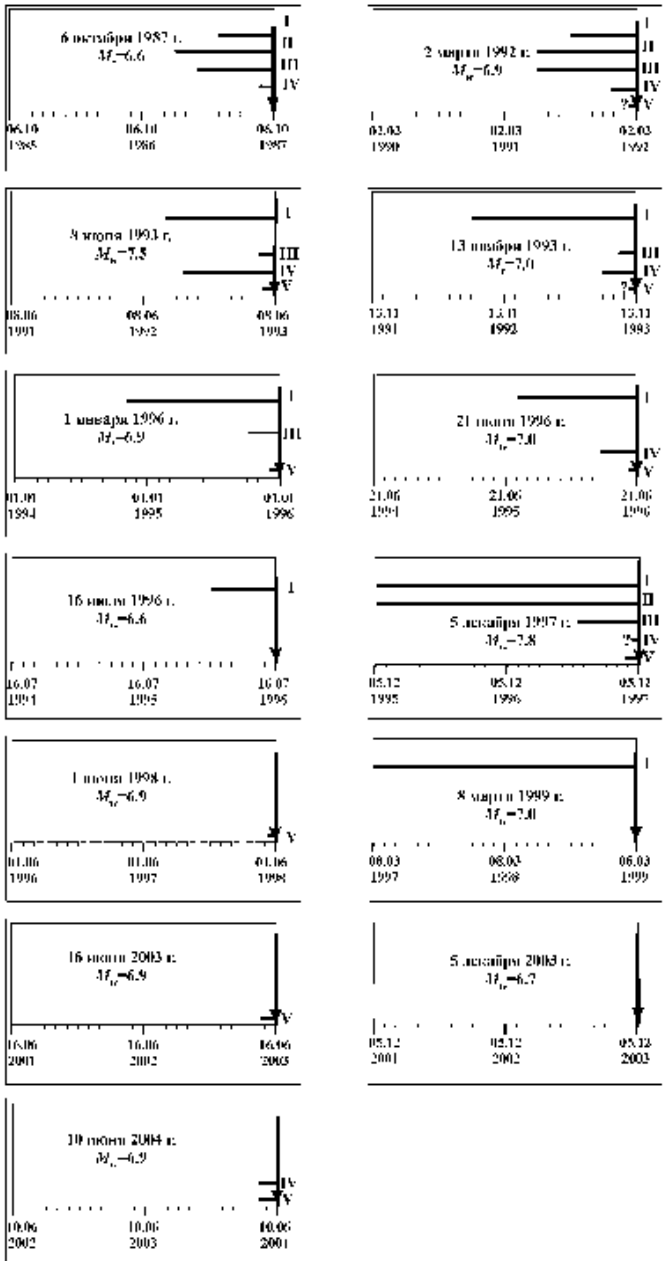


Рис. 3. Состав предвестников (I–V) и время их проявления (горизонтальные линии) перед землетрясениями 1987–2004 гг. (табл. 1). По горизонтальным осям отложены два календарных года, предшествующих землетрясению; стрелка – момент землетрясения. I – аномалии слабой сейсмичности по параметру RTL; II – укорачивание длин линий светодальномерных измерений; III – уменьшение концентрации иона хлора в воде скважины ГК-1, ст. Пиначево; IV – понижение уровня воды в скв. Е-1; V – стабилизация фазы приливной компоненты O_1 в изменениях ВСШ (пункт Начики); ? – предвестник выявлен, но нет данных о его продолжительности.

Геодинамические и флюидо-метаморфические процессы в сейсмофокальной зоне, предшествующие сильным землетрясениям, могут быть источниками вариаций регионального и локальных полей напряжений в континентальных районах Камчатки и, соответственно, причинами пространственно-временных изменений наблюдаемых параметров мониторинга. Такие процессы могут развиваться не только на стадиях подготовки отдельных сильных землетрясений, но и в связи с подготовкой групп сильных землетрясений в пределах Камчатской сейсмоактивной зоны или сейсмических активизаций [4]. Вместе с тем, опыт многолетних наблюдений показывает, что рассмотренные предвестники проявлялись в комплексе, в основном, перед наиболее сильными сейсмическими событиями (Кроноцкое землетрясение 05.12.1997 г., M_w=7.8), а также перед наиболее близкими к территории Петропавловского полигона (Камчатские землетрясения 06.10.1987 г. и 02.03.1992 г.).

Наиболее актуальными научными задачами при обеспечении средне-краткосрочного прогнозирования землетрясений на Камчатке являются:

– продолжение наблюдений за рассмотренными и другими параметрами геофизического мониторинга для пополнения статистики по проявлениям предвестников именно перед сильными землетрясениями, прогнозирование которых имеет социальное значение;

– развитие системы наблюдательных пунктов за предвестниками вдоль восточного побережья Камчатки южнее и севернее Петропавловского полигона;

– создание открытых баз данных по различным параметрам мониторинга за многолетний период и обеспечение открытого доступа к архивам работы специализированных советов по прогнозу землетрясений в целях более углубленного изучения отдельных предвестников и их комплекса с использованием широкого набора статистических оценок их связи с землетрясениями различного энергетического уровня.

Литература

1. Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине Елизовская-1, Камчатка, вызванные сильными землетрясениями (по данным наблюдений в 1987–1998 гг.) // Вулканология и сейсмология. - 2001. - № 2. - С. 39–52.

2 Копылова Г.Н. О вероятностном среднесрочном прогнозе сильных землетрясений Камчатки и параметризации предвестников // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Тр. Четвертой научно-техн. конф. - Обнинск: ГС РАН, 2013. - С. 382-386.

3. Копылова Г.Н., Сугробов В.М., Хаткевич Ю.М. Особенности изменения режима источников и гидрогеологических скважин Петропавловского полигона (Камчатка) под влиянием землетрясений // Вулканология и сейсмология. - 1994. - № 2. - С. 53-70.

4. Копылова Г.Н., Серафимова Ю.К. О проявлении некоторых среднесрочных предвестников сильных ($M_w \geq 6.6$) землетрясений Камчатки 1987-2004 гг. // Геофизические исследования. - 2009. - № 4. - Т.10. - С. 17-33.

5. Кравченко Н.М. Оценка эффективности прогностического параметра RTL // Вестник КРАУНЦ. Сер. науки о Земле. - 2005. - № 2. - Вып. № 6. - С. 99–107.

6. Левин В.Е., Магуськин М.А., Бахтиаров В.Ф. и др. Мультисистемный геодезический мониторинг современных движений земной коры на Камчатке и Командорских островах // Вулканология и сейсмология. - 2006. - № 3. - С.54–67.

7. Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. Предвестники сильных землетрясений на Камчатке по данным мониторинга сейсмических шумов // Вулканология и сейсмология. - 2008. - № 2. - С.110–124.

8. Соболев Г.А. Стадии подготовки сильных камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. - 1999. - № 4/5. - С.63–72.

9. Хаткевич Ю.М., Рябинин Г.В. Гидрогеохимические исследования на Камчатке // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 2004. - С.96–112.

10. Серафимова Ю.К., Копылова Г.Н. Среднесрочные предвестники сильных (M≥6.6) землетрясений Камчатки 1987-2007 гг.: ретроспективная оценка их информативности для прогноза // Вулканология и сейсмология. - 2010. - № 4. - С. 3-12.

11. Чебров В.Н., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К. Прогнозирование землетрясений на Камчатке. По материалам работы Камчатского филиала Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска в 1998-2009 гг. М.: Светоч Плюс, 2011. - 304 с.

12. Jordan T. H., Chen Y-T., Gasparini P. et al. Operational earthquake forecasting. State of knowledge and guidelines for utilization. ICEF Final Report 30 May 2011 // Annals of Geophysics. – 2011. - V. 54. - No. 4. - P. 315-391.

О связи сильных землетрясений и природных ритмов

Серафимова Ю. К.
Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
e-mail: yulka@emsd.ru

Влиянию космических факторов на сейсмичность Земли уделяется в последнее время большое внимание, и, в первую очередь, гравитационным взаимодействиям в системе Солнце – Земля – Луна. Наибольший интерес у исследователей вызывает изучение влияния на сейсмичность долгопериодных природных ритмов, например, 18.6-летнего лунного цикла, 11-летнего цикла солнечной активности, а также их долей и кратных. При этом не остаются без внимания и более короткопериодные воздействия, например, в течение времени не более одного года.

В настоящей работе проводится обобщение результатов исследований связи между указанными циклами и возникновением сильных ($M \geq 7.5$) землетрясений. Характерной особенностью такой связи является статистически значимая приуроченность сильных сейсмических событий к фиксированным интервалам фаз указанных циклов. Значимость таких эффектов оценивается, как правило, на основе проверки гипотезы о равномерности распределения землетрясений в пределах наложенных друг на друга циклов. При наличии достаточно длительных рядов наблюдений выявление статистически значимых фазовых интервалов, в течение которых происходят наиболее сильные землетрясения, дает возможность осуществлять долгосрочный сейсмический прогноз, что и сделано в большинстве работ, например [1, 4, 10, 11]. Вместе с тем, вопросы использования выявленных закономерностей для оценки опасности возникновения сильных землетрясений в реальном времени и повышения эффективности их прогнозирования остаются открытыми.

Методика исследований и полученные результаты

Исследование проводилось путем анализа связи между возникновением сильных землетрясений мира и Курило-Камчатского региона, с определенными фазовыми интервалами различных природных ритмов.

Если принимать продолжительность какого-либо природного цикла за единицу, значение фазы любого события рассчитывается как отношение разности времени между возникновением события и началом соответствующего цикла к продолжительности этого цикла:

$$\varphi_{\text{соб}} = (\tau_{\text{соб}} - \tau_{\text{нач.цикла}}) \;/\; T_{\text{цикла}}, \qquad (1)$$

где $\varphi_{\text{соб}}$– значение фазы события, $\tau_{\text{соб}}$ – дата события в долях года, $\tau_{\text{нач.цикла}}$– дата начала цикла в долях года, $T_{\text{цикла}}$– продолжительность цикла в годах. Такой подход может применяться к циклам с постоянным периодом (например, 18.6-летний лунный цикл) и к природным циклам, продолжительность которых варьирует (например, 11-летний цикл солнечной активности).

11-летний цикл солнечной активности (СА). В 1848 г. швейцарский астроном Р. Вольф в качестве меры солнечной активности ввел относительные числа солнечных пятен :W – числа Вольфа, определяемые как $W = k\ (10\ g+f)$, где g – число групп пятен на видимом диске Солнца в день наблюдения, f – число отдельных пятен, k – коэффициент, характеризующий наблюдательный прибор, обычно $k \approx 1$. Солнечная активность имеет циклические вариации со средним периодом 11.1 года. Продолжительности отдельных циклов СА варьируют от 8.2 до 15 лет.

В работе [7] автором показана связь сильных ($M_W \geq 7.5$) землетрясений Камчатки с вариациями чисел Вольфа за период 1737-2005 гг., которая наиболее значимо проявляется для фаз, соответствующих максимуму и минимуму 11-летнего цикла солнечной активности, что не противоречит результатам других авторов [1, 10].

Анализ распределения наиболее сильных ($M \geq 8.0$, каталог NEIC) землетрясений мира за период 1973-2010 гг. по фазам 11-летнего цикла солнечной активности выявил эффект фазового разделения (непересечения) сильных землетрясений южного и северного полушарий Земли [14]. Наличие такого эффекта косвенно подтверждается результатами работы [7] для сильных камчатских землетрясений (землетрясения северного полушария) и работы [10].

Хейловский цикл солнечной активности. Первые предположения о существовании 22-летнего цикла солнечных пятен были сделаны в конце XIX в. Вольфом. После открытия в 1913 г. Хейлом закона изменения полярности магнитных характеристик Солнца, реальность выделения этого цикла получила физическое обоснование [2]. По данным измерений Хейла, при переходе от одного 11-летнего цикла к следующему полярность ведущих пятен групп в обоих полушариях Солнца меняет знак. В связи с этим Хейловский цикл чаще именуется магнитным. Длительность Хейловских циклов характеризуется большей устойчивостью, если за их начало брать минимумы четных 11-летних циклов. Каждому циклу приписывается номер, который обозначается в виде английской буквы H (Hail, Хейл) и числа, соответствующего номеру чётного 11-летнего цикла в соответствии с общепринятой цюрихской классификацией.

При изучении распределения сильных ($M \geq 7.6$) землетрясений в четырех регионах северо-западной части Тихоокеанского пояса по фазам 22-летних Хейловских циклов солнечной активности обнаружено, что в окрестности минимумов с уровнем доверия более 0.99 выделяется статистически значимый фазовый интервал длительностью в среднем 13 месяцев. В этом узком "опасном"интервале произошло 13 землетрясений с магнитудами $M \geq 7.6$ (для Японии с $M \geq 7.9$) из 16-ти таких событий. Аналогичный эффект был выявлен для землетрясений Кавказа и Средней Азии с $M \geq 6.6$, что является подтверждением общепланетарной природы выявленного эффекта [9, 13].

18.6-летний лунный цикл и его кратные. Лунный цикл с периодом $T_0 = 18.613 \approx 18.6$ года – это период вращения линии узлов орбиты Луны, т.е. линии, по которой плоскость ее орбиты сечет эклиптику (плоскость орбиты Луны наклонена под углом $\sim 5^\circ$ к эклиптике). По этой причине происходят изменения амплитуды месячных изменений склонения Луны с периодичностью 18.6 года.

В работах [11, 12] детально рассматривался вопрос о связи сильных землетрясений Камчатки и Тихоокеанского пояса с 18.6-летним лунным циклом. Показано, что для сильных камчатских землетрясений с $M \geq 7.5$ и с глубинами очагов до 100 км за период 1850-1976 гг. в пределах отдельных циклов выделяются два фазовых интервала, длительностью 1-3 года, к которым приурочены все такие события.

В работе [4] проведено сопоставление временных рядов сильнейших землетрясений с 18.6-летним периодом прецессии лунной орбиты, а также его долями и кратными. Для землетрясений Камчатки и Курил с $M \geq 7.6$ и глубинами очагов до 80 км наиболее выражен период $3T_0 \approx 56$ лет, в котором имеется одна общая активная фаза. Учитывая высокую значимость выявленной цикличности сильных землетрясений на Камчатке авторами [4] сформулирован долгосрочный прогноз сильных землетрясений и цунами на период 1993-2062 гг. В работе [3] была подтверждена статистическая значимость 56-летней цикличности для сильных землетрясений Камчатки.

Анализ распределения мировых землетрясений с $M \geq 8.6$ за период 1900-2011 гг. показал наличие значимого эффекта группирования на периоде $3T_0 \approx 56$ лет [8].

Метод фазовых траекторий. Совместно с Широковым В.А. автором предложен новый методический подход для решения задачи долгосрочного прогноза сильных землетрясений, основанный на изучении их совместной связи с лунным приливом 18.6 г. и 22-летним Хейловским циклом солнечной активности [13]. На основе предложенного метода фазовых траекторий (МФТ) проведен анализ совместного распределения по фазам ука-

занных двух циклов землетрясений северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса (Камчатки, Японии, Курильских и Алеутских о-вов) и обнаружены статистически значимые связи между группированием землетрясений и определенным соотношением их фаз. Это позволило дать прогнозы ожидаемых сильных землетрясений и оценить их эффективность по ретроспективным данным. Метод МФТ был также реализован для прогноза сильных землетрясений в других регионах мира, в т. ч. для Альпийско-Гималайской тектонической зоны [9]. На примере сильных камчатских землетрясений с $M \geq 7.6$ показано, что все события с 1737 г. приурочены к определенным, достаточно компактным "опасным"окнам (рис.).

В соответствии с прогнозом, основанном на использовании метода МФТ, для Камчатки ближайший опасный период возникновения землетрясений с $M \geq 7.6$ приурочен к интервалу времени август 2015 – июль 2017 гг., для Курильских островов ($M \geq 7.5$) – сентябрь 2013 – февраль 2016 гг. При этом величина ретроспективной эффективности составляет 5.6 для Камчатки и 2.8 для Курильских островов [9].

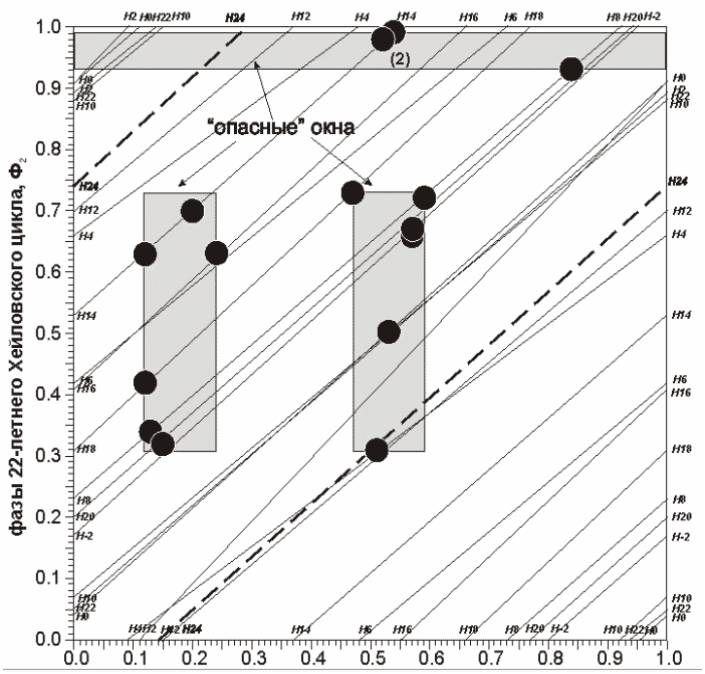


Рис. 1. Распределение сильных камчатских землетрясений с $M \geq 7.6$ в зависимости от фаз 18.6-летнего лунного и 22-летнего Хейловского циклов за период 1737 – 2011 гг. Наклонными линиями показаны фазовые траектории, номера которых соответствуют номерам Хейловских циклов. Жирной пунктирной линией показан текущий Хейловский цикл $H24$ после определения эпохи минимума, соответствующей январю 2009 г. [9]

Внутригодовое распределение землетрясений. В [6] на примере Курило-Камчатского региона проанализирована связь между возникновением сильных ($M \geq 6.0$) землетрясений и сменой сезонов (времен года). Особенностью методического подхода к анализу такой связи является использование *астрономических* времен года, которые определяются датами солнцестояния и равноденствия. Показано, что зависимость между определенной фазой сезона и возникновением сильных землетрясений является статистически значимой для землетрясений с $M \sim 6.0$ для Камчатки и $M \geq 6.5$ для Курильских островов. Величина ретроспективной эффективности использования сейсмопрогностического признака "смена сезона"при переходе от осени к зиме составляет 2.6 при прогнозировании времени камчатских землетрясений с $M \sim 6.5$ [5].

Выводы

1. Проведенные исследования связи времени сильных землетрясений с различными природными ритмами, а также анализ литературных данных, подтверждают статистически значимую приуроченность сильных сейсмических событий к фиксированным интервалам фаз рассматриваемых циклов. Это, в частности, позволило разработать метод фазовых траекторий для долгосрочного прогнозирования возникновения сильных ($M \geq 7.6$) землетрясений в различных регионах мира с оценкой эффективности сделанных прогнозов.

2. Полученные ретроспективные оценки эффективности использования признака "смена сезонов"позволяют использовать его в практике работы специализированных советов по прогнозу землетрясений.

Литература

1. Бузевич А.В., Смирнов С.Э. Метод прогноза камчатских землетрясений по вариациям геомагнитного и атмосферного электрического полей Земли на фоне гелиомагнитосферных процессов // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. I Российско-Японский семинар, Хабаровск, 26-29 сентября 2000 г. – Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН. 2001. – С. 179-186.

2. Витинский Ю.И. Цикличность и прогнозы солнечной активности. – Л., 1973. – 257 с.

3. Гусев А.А. О реальности 56-летнего цикла и повышенной вероятности сильных землетрясений в Петропавловске-Камчатском в 2008-2011 гг. согласно лунной цикличности // Вулканология и сейсмология. – 2008. – № 6. – С. 55-65.

4. Гусев А.А., Петухин А.Г. О возможной синхронизации сильных землетрясений лунным 18.6-летним циклом, его долями и кратными // Вулканология и сейсмология. – 1997. – № 3. – С. 64-79.

5. Серафимова Ю.К. О новом подходе к анализу внутригодового распределения землетрясений // Матер. региональной научной конф. “Вулканизм и связанные с ним процессы”, посвящённой Дню вулканолога – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. – С. 207-212.

6. Серафимова Ю.К. О связи сезонности и сильных (M≥6.0) землетрясений Курило-Камчатского региона // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Тр. Четвертой научно-техн. конф. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 200-204.

7. Серафимова Ю.К. О связи сильных ($M_W \geq 7.5$) землетрясений Камчатки с вариациями чисел Вольфа // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. – 2005. – № 2. – Вып. № 6. – С. 116-122.

8. Серафимова Ю.К., Широков В.А. Особенности связи сильнейших землетрясений мира ($Mw \geq 8.7$) с циклами солнечной активности и 18.6-летним лунным приливом // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Тр. Третьей научно-техн. конф. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – С. 191-194.

9. Серафимова Ю.К., Широков В.А. Прогнозирование сильных землетрясений, вулканических извержений и цунами на основе изучения их связи с лунным приливом 18.6 г. и 22-летним Хейловским циклом солнечной активности // Сейсмологические и геофизические исследования на Камчатке (К 50-летию детальных сейсмологических наблюдений). – Петропавловск-Камчатский: Новая книга, 2012. – С. 305–328.

10. Сытинский А.Д. О связи землетрясений с солнечной активностью // Физика Земли. – 1989. – № 2. – С. 13-30.

11. Широков В.А. Влияние девятнадцатилетнего лунного прилива на возникновение больших камчатских извержений и землетрясений и их долгосрочный прогноз // Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975-1976 гг. – М.: Наука, 1978. – С. 164-170.

12. Широков В.А. Влияние космических факторов на геодинамическую обстановку и ее долгосрочный прогноз для северо-западной части Тихоокеанской тектонической зоны // Вулканизм и геодинамика. – М.: Наука, 1977. – С. 103-115.

13. Широков В.А., Серафимова Ю.К. О связи 19-летнего лунного и 22-летнего солнечного циклов с сильными землетрясениями и долгосрочный сейсмический прогноз для северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. – 2006. – № 2. – Вып. № 8. – С. 120-133.

14. Широков В.А., Серафимова Ю.К. Прогноз сильных мировых землетрясений, цунами и вулканических извержений до 2025 г. и перспективы повышения его эффективности // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока и Восточной Сибири: докл. научн. симпоз., 1–4 июня 2010г., г. Хабаровск. – Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, 2010. – С. 302-305.

ОНЧ электромагнитный фон в сейсмоактивной Байкальской рифтовой зоне

Нагуслаева И. Б.[1], Башкуев Ю. Б.[1], Дружин Г. И.[2]
[1]Институт физического материаловедения СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия
[2]Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,
с. Паратунка, Камчатский край, Россия
e-mail: idam@mail.ru; buddich@mail.ru; drug@ikir.ru

Поиски предвестников землетрясений в электромагнитном поле, в том числе ОНЧ диапазона, проводились в различных регионах Земли и опубликованы в многочисленных оригинальных работах [1,2]. Несмотря на многообразие подходов и методов анализа, основным признаком готовящегося землетрясения является увеличение потока атмосфериков. Цель данной работы – исследование ОНЧ-электромагнитного фона в сейсмоактивной Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) для выделения эффектов перед близкими и сильными землетрясениями.

Методика регистрации и обработка данных

Непрерывная регистрация естественного ОНЧ электромагнитного фона в сейсмоактивной Байкальской рифтовой зоне проводится в автоматическом режиме в пригороде Улан-Удэ на стационаре “Верхняя Березовка” (51,87 ° N, 107,65 ° E). Комплекс аппаратуры представляет собой многоканальный геофизический регистратор МГР-01, разработанный и изготовленный в ИМКЭС СО РАН (г. Томск). Структурная схема и принцип действия МГР-01 приведены в ранее опубликованной работе [3]. Наибольший интерес, на наш взгляд, представляет магнитная компонента естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ), принимаемая в двух взаимно-ортогональных направлениях приема (“север-юг” и “запад-восток”) на частоте 14,5 кГц. Результаты анализа многолетних наблюдений (с 31 марта 2008 г. по сегодняшний день) показали, что интенсивность временных вариаций ОНЧ импульсного потока меняется не только в течение суток, но и от месяца к месяцу в течение года в довольно широких пределах. При этом показателен тот факт, что интенсивность ОНЧ импульсного потока по одинаковым месяцам из года в год имеет сходные суточные вариации. Межгодовые коэффициенты корреляции по обоим направлениям приема изменяются в пределах 0,75 – 0,99. Анализ результатов наблюдений по компонентам “север-юг” и “запад-восток” показывает преимущественное направление прихода импульсного потока ЕЭМПЗ с направления “запад-восток” во все сезоны года. Этот результат подтверждает выводы работы [4].

Байкальская рифтовая зона, в пределах которой располагается пункт наблюдения “Верхняя Березовка”, является одним из наиболее сейсмически активных регионов России: за месяц здесь регистрируются в среднем 700 – 800 землетрясений [5]. Однако сильные землетрясения в Байкальской рифтовой зоне наблюдаются редко. Для установления корреляции между сейсмическим и электромагнитным процессами нами проводится совместная обработка вариаций электромагнитного поля по данным геофизического регистратора МГР-01 и сейсмических событий, каталог которых (время, координаты и сила – энергетический класс) представлен Институтом земной коры СО РАН на сайте [5].

27 августа 2008 г. в 1 ч 35 мин UT произошло Култукское землетрясение энергетического класса K = 15,7 вблизи регистрирующей установки (расстояние 240 км до пункта наблюдения “Верхняя Березовка”). Эпицентр землетрясения расположен в акватории озера Байкал: 51 ° 37’N, 104 ° 12’E; глубина гипоцентра – 17 км (рис.1 – метка 1). На рис. 2 показан график изменения ОНЧ импульсного потока ЕЭМПЗ в течение нескольких суток до и после времени землетрясения.

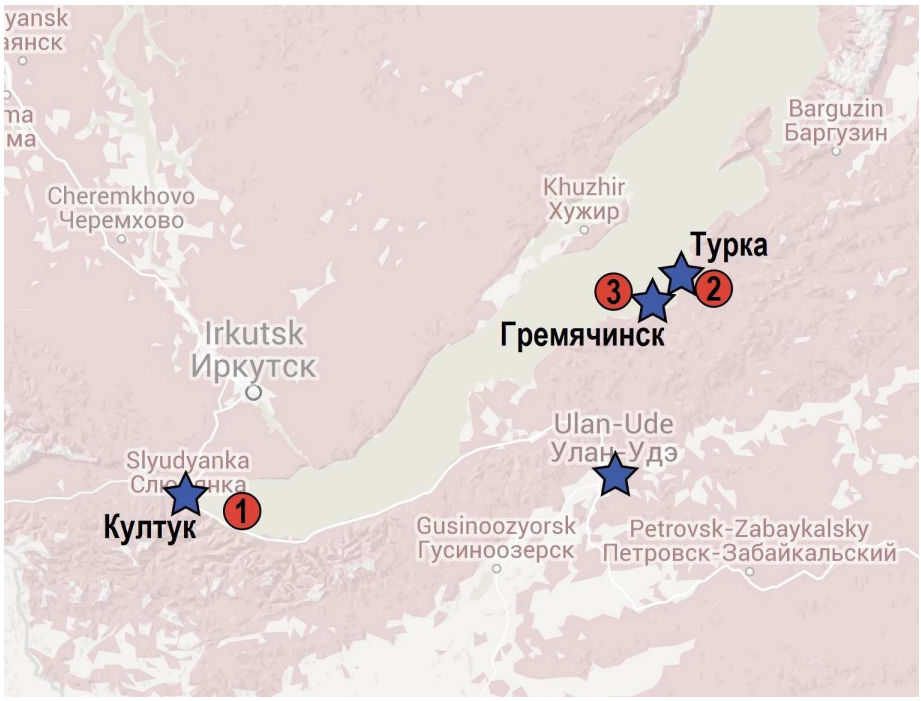


Рис. 1. Фрагмент карты Байкальского региона [6]. Метка 1: 51 ° 37’ N, 104 ° 12’E; K = 15.7. Метка 2: 52 ° 52’N, 108 ° 31’E; K = 14,5. Метка 3: 52 ° 51’N, 107 ° 36’E; K = 13.

Видно, что понижение уровня ОНЧ импульсного потока по обоим направления приема “север-юг” и “запад-восток” началось за 7 дней до землетрясения 20 августа и продолжалось четверо суток до 24 августа 2008 года.

16 июля 2011 г. в 18 час 30 мин UT произошло Туркинское землетрясение энергетического класса K = 14,5. Эпицентр землетрясения расположен на суше: 52 ° 52’N, 108 ° 31’E на расстоянии 133 км от пункта наблюдения “Верхняя Березовка” (рис. 1 – метка 2). В период подготовки Туркинского землетрясения отмечено, напротив, резкое увеличение ОНЧ-импульсного потока с 3 по 11 июля преимущественно по компоненте “север-юг” (рис. 3а), достигающее 100000 импульсов в час и более. В июне 2011 г. такого явления отмечено не было (рис.3б). Момент землетрясения сопровождается существенным повышением уровня ОНЧ-импульсного потока (стрелка на рис. 3а).

3 февраля 2016 г. в 18 час 27 мин 52 сек UT произошло землетрясение энергетического класса K = 13 в районе поселка Гремячинск. Эпицентр землетрясения находился в акватории озера Байкал (52 ° 51’N, 107 ° 36’E), расстояние 114 км до пункта наблюдения “Верхняя Березовка” (рис. 1 – метка 3). За четверо суток до землетрясения произошло резкое снижение интенсивности магнитной компоненты по обоим направлениям приема “север-юг” и “запад-восток” (рис. 4). После землетрясения интенсивность магнитной компоненты ЕИЭМПЗ постепенно вышла на обычный “фоновый” уровень.

Выводы

Результаты многолетней регистрации ОНЧ электромагнитного фона в Байкальской рифтовой зоне показали, что временные вариации ОНЧ-импульсного потока ЕЭМПЗ имеют устойчивые суточный и сезонный хода, что свидетельствует об едином механизме формирования ЕИЭМПЗ.

При совместной обработке вариаций естественного электромагнитного поля и сейсмических событий обнаружено, что при подготовке близких и сильных для БРЗ землетрясений происходят изменения интенсивности ОНЧ-импульсного потока естественного электромагнитного поля Земли в любое время года. Причем, за несколько суток до землетря-

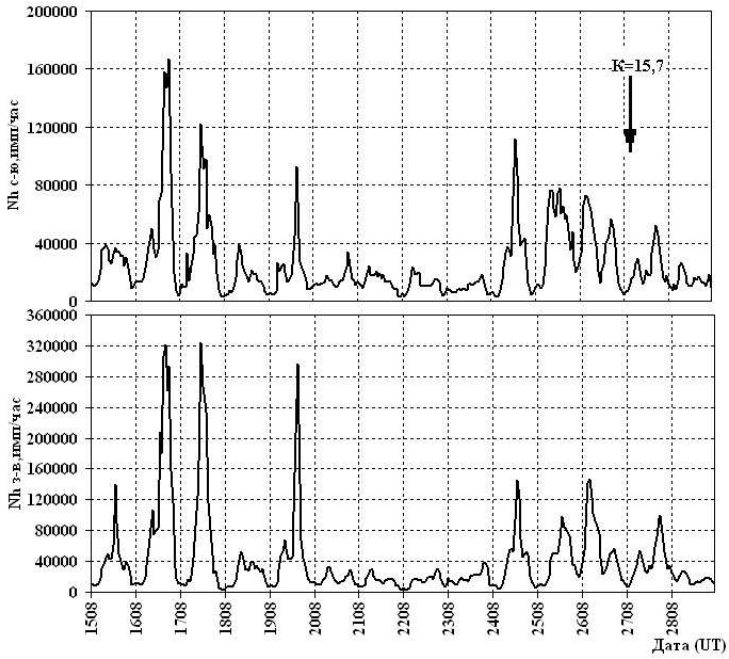


Рис. 2. Изменения интенсивности импульсного потока магнитной компоненты ЕЭМПЗ перед землетрясением 28 августа 2008 г. Стрелкой показан момент землетрясения

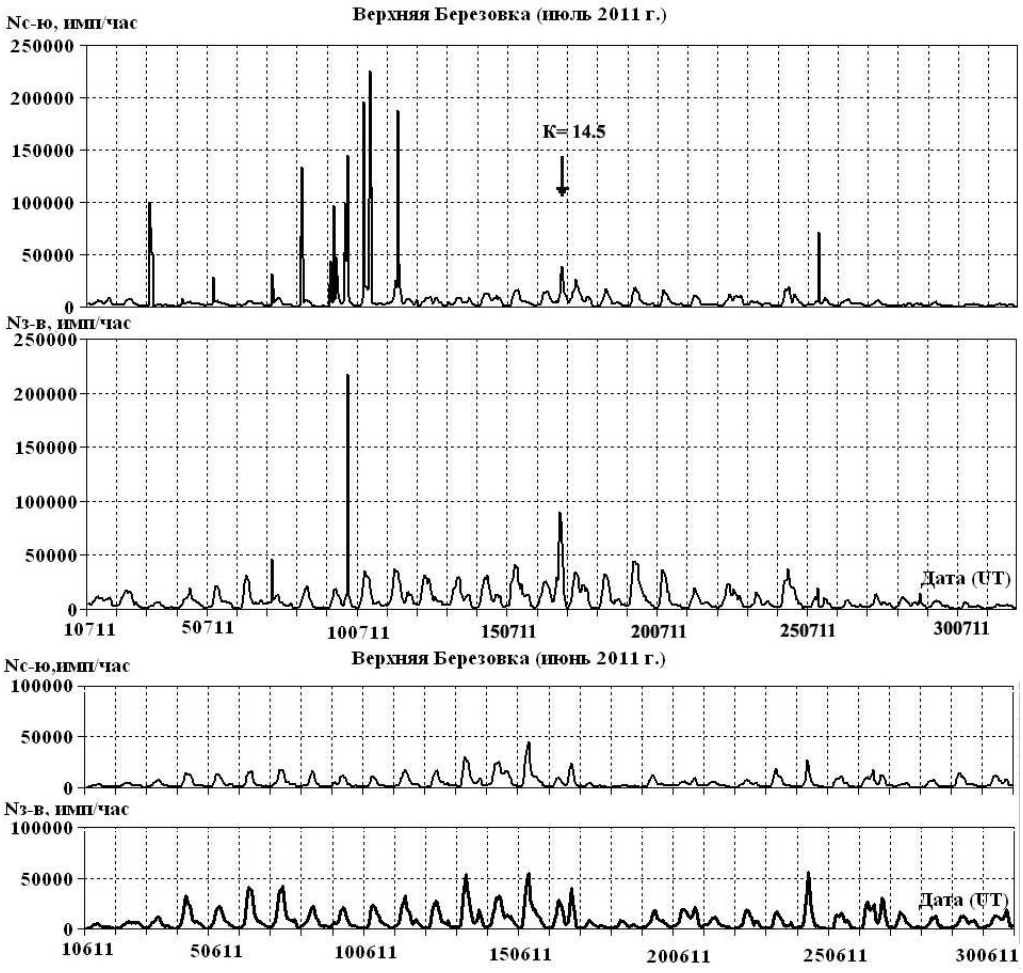


Рис. 3. Результаты регистрации магнитной составляющей ОНЧ-импульсного потока на частоте 14,5 кГц в п. н. “Верхняя Березовка”: б) в июле 2011 г., в) в июне 2011 г.

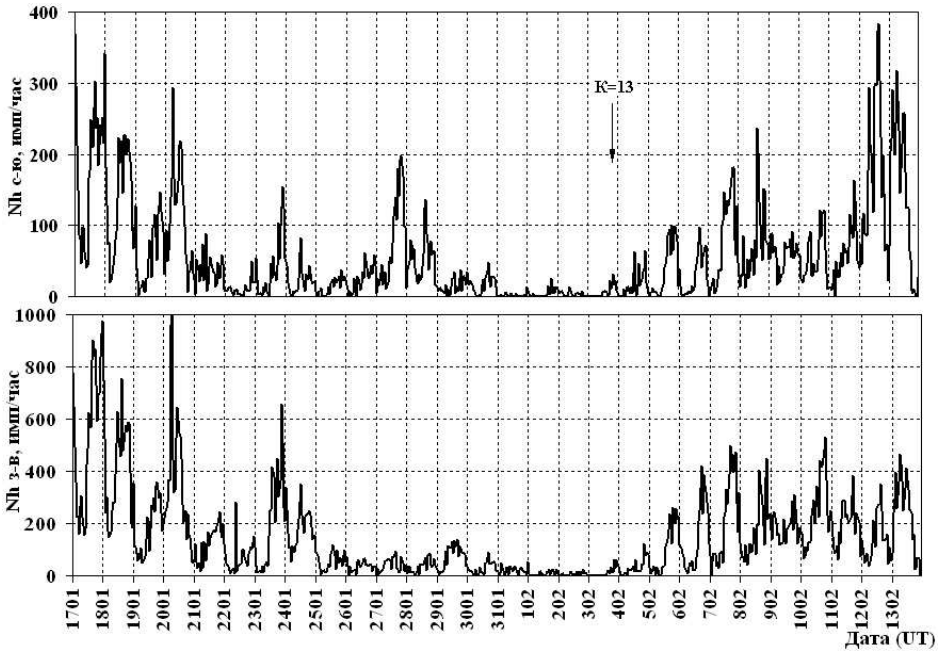


Рис. 4. Изменения интенсивности импульсного потока магнитной компоненты ЕЭМПЗ перед землетрясением 3 февраля 2016 г. Стрелкой показан момент землетрясения

сения, эпицентр которых расположен в акватории озера Байкал, происходит резкое снижение интенсивности магнитной компоненты ЕИЭМПЗ по обоим направлениям приема "север-юг" и "запад-восток" почти до момента землетрясения. После землетрясения интенсивность ЕИЭМПЗ выходит на обычный "фоновый" уровень. В момент землетрясения заметных изменений интенсивности не наблюдается. При подготовке близкого и сильного землетрясения, эпицентр которого расположен на суше, за несколько суток до землетрясения происходит увеличение интенсивности магнитной компоненты ЕИЭМПЗ. В момент землетрясения также происходит некоторое увеличение интенсивности ОНЧ-импульсного потока по обоим направлениям приема.

Литература

1. Molchanov O.A., Hayakawa M. Seismo Electromagnetics and Related Phenomena: History and latest results // TERRAPUB, Tokyo, Japan, 2008.189 p.

2. Нагуслаева И.Б., Башкуев Ю.Б., Малышков Ю.П., Буянова Д.Г. Эффект "сейсмического затишья" в Байкальской рифтовой зоне. Вулканология и сейсмология, № 3, 2008 г. С. 46-51.

3. Нагуслаева И.Б., Башкуев Ю.Б. Электромагнитная диагностика неоднородных сред сейсмоактивной области. LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH&Co, Saarbrucken, Germany, 2012. 132 с.

4. Козлов В.И., Муллаяров В.А. Грозовая активность в Якутии. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. 104 с.

5. http://www.seis.bykl.ru/ (дата обращения 8.02.2016)

6. https:/earth.google.com/ (дата обращения 12.02.2016)

Об одной эредитарной колебательной системе с учетом эффекта stick-slip

Паровик Р. И.

Аннотация

В работе была предложена математическая модель, которая описывает эффект прилипания скольжения (stick-slip) с учетом эредитарности. Была построена явная конечно-разностная схема для соответствующей задачи Коши. Построены на ее основе осциллограммы и фазовые траектории.

Ключевые слова: эредитарность, stick-slip эффект, осциллограммы, фазовая траектория.

Введение

Эффект stick-slip (прилипания-скольжения) встречается в задачах трибологии, например когда исследуется движение груза на пружине вдоль поверхности. За счет адгезии груз прилипает к поверхности, а за счет натяжения пружины отрывается и скользит вдоль нее при этом происходят его колебания [1, 2, 3]. Эффект stick-slip может также быть заложен в основу механической модели землетрясения в зоне субдукции литосферных плит [4].

В этой работе мы будем исследовать нелинейный эредитарный осциллятор, который характеризует эффект stick-slip [5, 6]. Напомним, что в в работах [5, 6] мы рассматривали модельное уравнение эффекта stick-slip с учетом эредитарности с производными дробных постоянных порядков.

В этой работе мы рассмотрим эредитарный осциллятор stick-slip эффекта с дробными производными переменных порядков, которые являются ограниченными функциями. Причем порядки дробных производных могут зависеть не только от переменной t, но и от самой функции смещения $x\left(t\right)$. Введение таким образом дробных управляющих параметров в модельное уравнение, обобщает рассмотренный в третьей главе нелинейный эредитарный осциллятор с учетом stick-slip эффектом, что несомненно может привести к новым свойствам или эффектам в результате математического моделирования.

Далее мы построим явную конечно-разностную схему для численного счета решения обобщенной модели stick-slip эффекта с переменными дробными порядками. Далее рассмотрим некоторые примеры применения этой схемы с различными значениями управляющих параметров, построим и исследуем фазовые траектории.

Постановка задачи и методика решения

Найти решение $x\left(t\right)$, где $t \in [0,T]$ следующей задачи Коши:

$$\partial_{0t}^{\beta(x(t),t)} x\left(\tau\right) + \lambda \partial_{0t}^{\gamma(x(t),t)} x\left(\tau\right) + \omega^{\beta(x(t),t)} x\left(t\right) = f\left(x\left(t\right),t\right), \tag{1}$$

$$x\left(0\right) = x_0,\ \dot{x}\left(0\right) = y_0, \tag{2}$$

где $\partial_{0t}^{\beta(x(t),t)} x\left(\tau\right)$ и $\partial_{0t}^{\gamma(x(t),t)} x\left(\tau\right)$ — операторы производных Герасимова-Капуто дробных порядков $1 < \beta\left(x(t),t\right) < 2, 0 < \gamma\left(x(t),t\right) < 1, f\left(x\left(t\right),t\right) = bt + c\sum\limits_{n=1}^{\infty} a_n \sin\left(nx\left(t\right)\right)$, b — скорость перемещения пружины, c — энергия адгезии, λ — коэффициент трения, ω — частота свободных колебаний, $a_n = 2n\int\limits_0^1 \dfrac{\cos\left(\pi n\tau\right)}{\cosh^2\left(\pi\tau\right)} d\tau$ — коэффициенты разложения ряда Фурье.

Операторы Герасимова-Капуто, входящие в модельное уравнение (1), могут быть записаны, согласно в виде:

$$\partial_{0t}^{\beta(x(t),t)} x(\tau) = \frac{1}{\Gamma(2-\beta(x(t),t))} \int_0^t \frac{\ddot{x}(\tau)\, d\tau}{(t-\tau)^{\beta(x(t),t)-1}}, \tag{3}$$

$$\partial_{0t}^{\gamma(x(t),t)} x(\tau) = \frac{1}{\Gamma(1-\gamma(x(t),t))} \int_0^t \frac{\dot{x}(\tau)\, d\tau}{(t-\tau)^{\gamma(x(t),t)}}.$$

Поэтому фактически, с учетом представления (3), ставится задача Коши (1).

Задача Коши (1) в случае, когда дробные параметры β и γ являются константами, переходит в задачу Коши [5], если эти константы равны $\beta = 2$ и $\gamma = 1$, то приходим к задаче Коши для классического эффекта stick-slip [3].

Задача Коши (1) и (2) в общем случае не имеет явного решения, поэтому мы будет решать эту задачу численно с помощью теории конечно разностных схем [7, 8].

Построим явную конечно-разностную схему, так как ее проще всего реализовать на ЭВМ. Разобьем временной промежуток $[0,T]$ на N равных частей с шагом $\tau = T/N$. Тогда функция решения $x(t)$ дифференциальной задачи Коши (1) и (2) перейдет в сеточную функцию $x(t_j)$, где $t_j = j\tau,\ j = 0,1,\cdots,N-1$, которая будет являться решением соответствующей разностной задачи Коши.

Остановимся более подробно на аппроксимации операторов дробного дифференцирования (3) и (??). Следуя определениям из работы [9], получаем следующие их дискретные аналоги для операторов (3):

$$\partial_{0t}^{\beta(x(t),t)} x(\tau) \approx \frac{\tau^{-\beta(x_j,t_j)}}{\Gamma(3-\beta(x_j,t_j))} \sum_{k=0}^{j-1} p_k^j \left(x_{j-k-1} - 2x_{j-k} + x_{j-k+1}\right), \tag{4}$$

$$\partial_{0t}^{\gamma(x(t),t)} x(\tau) \approx \frac{\tau^{-\gamma(x_j,t_j)}}{\Gamma(2-\gamma(x_j,t_j))} \sum_{k=0}^{j-1} q_k^j \left(x_{j-k-1} - 2x_{j-k} + x_{j-k+1}\right), \tag{5}$$

$$p_j^k = (k+1)^{2-\beta(x_j,t_j)} - k^{2-\beta(x_j,t_j)},\ p_j^k = (k+1)^{1-\gamma(x_j,t_j)} - k^{1-\gamma(x_j,t_j)}.$$

В соотношениях (4)-(5) была использована сокращенная запись: $x(t_j) = x_j$.

Исходя из соотношений (4)-(5), которые подставим в уравнение (1) с учетом начальных условий (2), мы получаем явную конечно-разностную схему.

$$x_1 = \tau y_0 + x_0, j = 0,$$

$$x_{j+1} = A_j x_j - B x_{j-1} - B \sum_{k=1}^{j-1} p_k^j \left(x_{j-k+1} - 2x_{j-k} + x_{j-k-1}\right) - \tag{6}$$

$$-C \sum_{k=1}^{j-1} q_k^j \left(x_{j-k+1} - x_{j-k}\right) - \nu \sin(x_j) + \xi f_j,\ j = 1, ..., N-1,$$

$$A_j = \frac{2A_1 + B_1 - \omega^{\beta(x(t_j),t_j)}}{A_1 + B_1}, B = \frac{A_1}{A_1 + B_1}, C = \frac{B_1}{A_1 + B_1}, \nu = \frac{\omega^{\beta(x(t_j),t_j)}}{A_1 + B_1},$$

$$\xi = \frac{1}{A_1 + B_1}, A_1 = \frac{\tau^{-\beta(x(t_j),t_j)}}{\Gamma(3-\beta(x(t_j),t_j))}, B_1 = \frac{\lambda\tau^{-\gamma(x(t_j),t_j)}}{\Gamma(2-\gamma(x(t_j),t_j))},$$

Заметим, что явная конечно-разностная схема (6) в случае когда дробные параметры являются константами и имеют значения $\beta = 2$ и $\gamma = 1$, переходят в локальные расчетные явные конечно-разностным схемы для классического эффекта stick-slip.

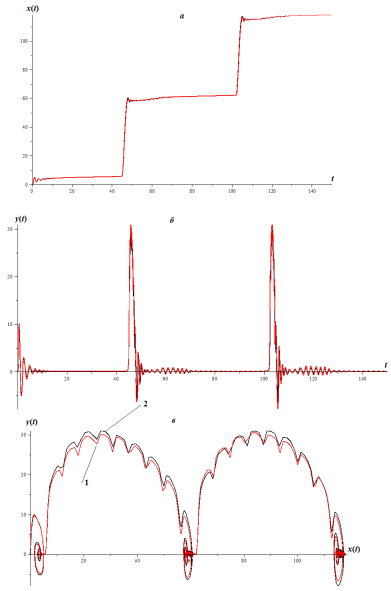


Рис. 1. Расчетные кривые, полученные по формулам (6) (кривая 1) и (??) (кривая 2): а) - осциллограмма, б) - скорость осциллятора, в) - фазовая траектория

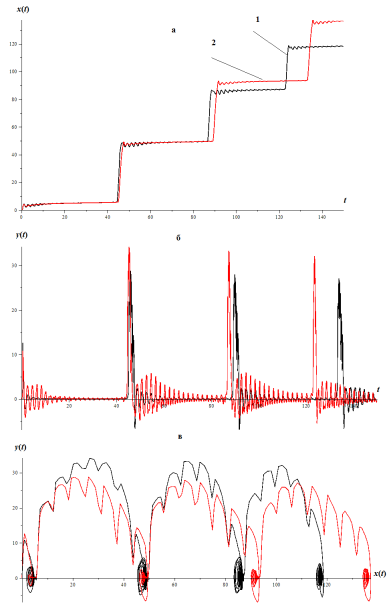


Рис. 2. Расчетные кривые, полученные по формулам (6) и (??): а) - осциллограмма, б) - скорость осциллятора, в) - фазовая траектория

Результаты численного моделирования

В работе [3] было сказано, что для получения достоверного решения достаточно взять первые семь коэффициентов a_k в разложении функции $f(x(t),t)$ (1). Значения этих коэффициентов возьмем из работы [3]: $a_1 = 0.436, a_2 = 0.344, a_3 = 0.164,\ a_4 = 0.058, a_4 = 0.021, a_6 = 0.004, a_7 = 0.003$.

Проведем численное моделирование эредитарного эффекта stick-slip по формулам (6) и (??) в зависимости от управляющих параметров. Сначала мы рассмотрим зависимость дробных управляющих параметров только от времени t, т.е. $\beta = \beta(t)$ и $\gamma = \gamma(t)$. Потом рассмотрим более общий случай, когда эти дробные параметры зависят еще и от смещения $x(t)$.

Управляющие параметр: $\beta(t) = 1.8 - 0.03\sin(\pi t), \gamma(t) = 0.6 - 0.04\cos(\pi t), N =$

$3000, \delta = 50, \tau = 0.05, \lambda = 0.3, b = 1, \omega = 1, y_0 = 0.3, x_0 = 0$.

На рис. 1 представлены расчетные кривые смещения, скорости смещения и фазовая траектория. На рис. 1а приведена осциллограмма для примера 5.8. Видно, что при отрыве груз испытывает колебания, причем скорость таких осцилляций в потенциальной яме затухает достаточно медленно (1)б. Этот эффект является эредитарностью процесса. На фазовой траектории (1)в видно, что потенциальные ямы представляют собой устойчивые фокусы.

Управляющие параметр: $\beta(t) = 1.6 - 0.1\sin(\pi t), \gamma(t) = 0.6 - 0.2\cos(\pi t), N = 3000, \tau = 0.05, \delta = 50, \lambda = 0.3, b = 1, \omega = 1, y_0 = 0.3, x_0 = 0$.

Литература

[1] Дедков Г.В. Нанотрибология: экспериментальные факты и теоретические модели // Успехи физических наук. 2000. Т. 170, № 6. С. 585–618.

[2] Daub E., Carlson J. Stick-slip instabilities and shear strain localization in amorphous materials // Physical Review E. 2009. Vol. 80, no. 6. P. 066113.

[3] Рехвиашвили С.Ш. Размерные явления в физике конденсированного состояния и нанотехнологиях. Нальчик: КБНЦ РАН, 2014. 250 с.

[4] Scholz C. H. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge university press, 2002. 471 p.

[5] Паровик Р.И. Математическое моделирование эффекта stick-slip учетом эредитарности // Доклады Адыгской (Черкесской) Международной Академии Наук. 2015. Т. 17, № 3. С. 70–77.

[6] Parovik R. Mathematical modeling of the sick-slip considering hereditarity. Proceedings of International Russian-Chinese Conference «On Actual Problems of Applied Mathematics and Problems and Modern Problems of Algebra, Analysis and Informatics». Elbrus, Kabardino-Balkarian Republic, December 14-18, 2015. P. 159–160.

[7] Самарский А.А., Гулин А.В. Устойчивость разностных схем. М.: Наука, 1973.

[8] Самарский А.А. Теория разностных схем. М.: Наука, 1977. 656 с.

[9] Паровик Р.И. Математическое моделирование линейных эредитарных осцилляторов. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. Витуса Беринга, 2015. 178 с.

Отклики параметров электромагнитного поля на землетрясения на КГО Карымшина, Камчатка

Касимова В. А.[1], Потанин М. Е.[1], Берсенёва Н. Ю.[2]
[1]Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
[2]Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия
e-mail: vika@emsd.ru, geofizik@emsd.ru, nataberskam@gmail.com

Введение. Физические поля, регистрируемые на земной поверхности, могут отражать межгеосферные взаимодействия, в которых реализуются связи между процессами, протекающими в твердых оболочках Земли и в ее верхних геосферах [1, 4]. Изучение динамики такого взаимодействия, включая эффекты подготовки и реализации сильных землетрясений, является одной из фундаментальных задач в науках о Земле [например, 3, 5, 8].

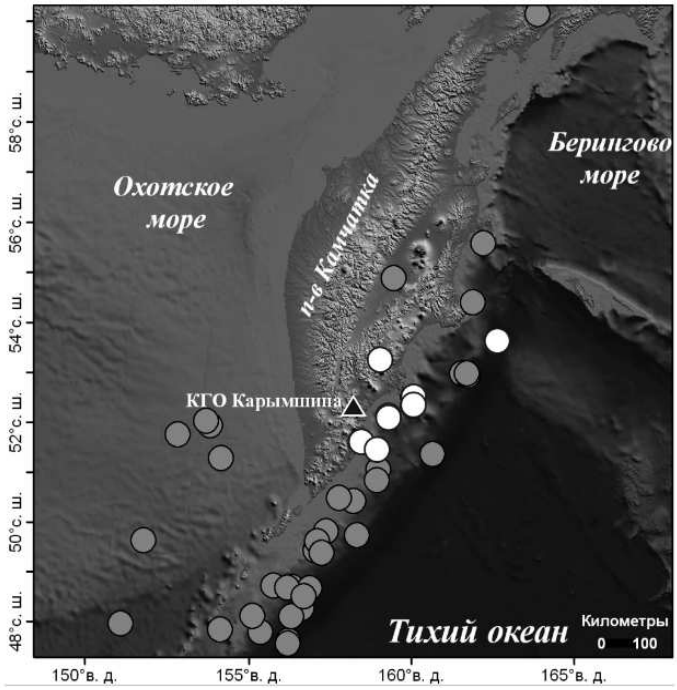


Рис. 1. Схема расположения КГО Карымшина и эпицентров землетрясений с Ks≥12.0, произошедших с 01.09.2014 по 31.03.2016 гг. Светлыми кружками показаны землетрясения (табл.), которые сопровождались откликами параметров электромагнитного поля.

На Камчатке в 1999 г. была создана Российско-Японская комплексная геофизическая обсерватории (КГО) “Карымшина” (52.827 ° с.ш., 158.132 ° в.д.) (рис. 1). Камчатским филиалом Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) здесь проводятся различные виды наблюдений, в т. ч. сейсмические, геомагнитные, электротеллурические и метеорологические. Состав проводимых наблюдений позволяет использовать получаемые данные для анализа их взаимосвязей в рамках представлений о единой геофизической системе.

В работе приводятся первые результаты наблюдений за вариациями компонент геомагнитного и электротеллурического полей на КГО “Карымшина” во время местных землетрясений в сопоставлении с сейсмическими сигналами. Показано, что во время некоторых землетрясений наблюдаются синхронные вариации параметров, зарегистрированные магнитометром-вариометром и системой измерений электротеллурических потенциалов. Сигналы, вызванные землетрясениями, проявлялись в записях магнитометра-вариометра

и в изменениях разностей электротеллурических потенциалов синхронно и соответствовали по времени вступлениям различных фаз сейсмических волн. Обнаружена зависимость проявления таких вариаций в изменениях электромагнитных параметров от параметров землетрясений – величин их энергетических классов (Ks≥12.0) и эпицентральных расстояний (R≤360 км) (рис. 1, табл.).

Система наблюдений. Сейсмические сигналы регистрируются с использованием широкополосной аппаратуры Guralp (Англия) CMG-6TD. Сейсмометр включает в себя три датчика, расположенных в герметичном корпусе, которые измеряют три компоненты колебаний земной поверхности. Оси двух датчиков расположены в горизонтальной плоскости и ориентированы в направлениях север-юг и восток-запад; третья ось ориентирована вертикально, и этот датчик используется для регистрации вертикальной компоненты движений. Каждый датчик регистрирует колебания в частотном диапазоне 0.033–40 Гц, что обеспечивается применением современной технологии форс-балансных датчиков с петлей обратной связи. Встроенный цифровой преобразователь с разрешающей способностью 24 бита конвертирует полученные на выходе датчиков сигналы в цифровые данные с максимальной точностью.

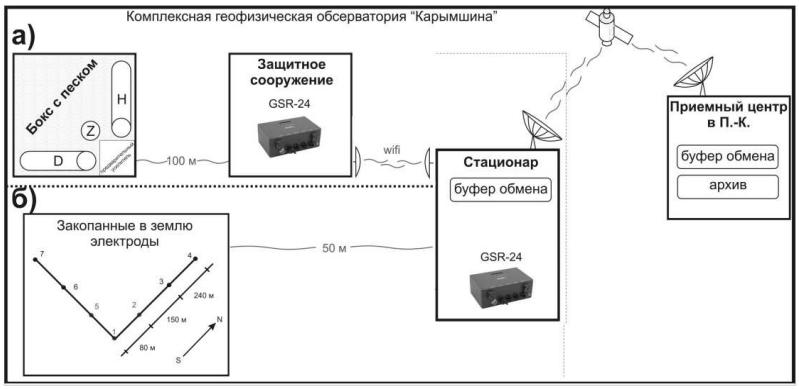


Рис. 2. Схемы передачи данных геомагнитных (а) и электротеллурических (б) наблюдений и расположения линий регистрации разности электротеллурических потенциалов на КГО Карымшина.

Трёхкомпонентный индукционный магнитометр, разработанный в ИЗМИРАН, г. Москва, предназначен для регистрации трех компонент магнитного поля в диапазоне частот 0.003 – 40 Гц и включает три датчика. Датчики состоят из индукционных катушек с сердечниками из аморфного сплава и предварительных усилителей, помещенных в алюминиевые ударопрочные, влагозащищенные корпуса. Датчики измерения горизонтальных компонент поля H и D были ориентированы вдоль магнитного меридиана и трансверсально к нему соответственно. Третий датчик регистрирует вертикальную компоненту магнитного поля Z. Параметры всех трех датчиков идентичны с отклонением менее 3% в абсолютных величинах коэффициента преобразования и 2 ° в фазе. Для подавления сейсмических, ветровых, акустических и других видов помех датчики помещены в бетонный бокс, наполненный сухим песком. Датчики соединены с модулем АЦП кабелем длиной около ста метров. Совместно с магнитометром используется регистратор GSR-24, который обеспечивает динамический диапазон регистрируемых сигналов более 90 дБ при частоте дискретизации 100 Гц (рис. 2а). Аналоговый сигнал от магнитометра по кабельной линии передается на АЦП, где оцифровывается с частотой 100 Гц. Далее через канал Wi-Fi данные передаются на стационар КГО "Карымшина", где они временно хранятся на кольцевом буфере обмена, и затем передаются по каналам Internet на приемный центр КФ ГС РАН. Данные передаются и хранятся на буфере обмена в формате MSEED.

Система измерений электротеллурических потенциалов состоит из двух измеритель-

ных линий, ориентированных в направлениях С-Ю и З-В, 6-ти диполей, датчиков и кабельных линий связи (рис. 2 б). Датчики представляют свинцовые электроды, заглубленные на 1.3 м в грунт и залитые специальным электропроводящим цементом. Потенциал углового датчика (1 на рис. 2 б) принят за нулевой, при этом электрод этого датчика присоединен к аналоговой земле регистратора.

Регистрация разностей теллурических потенциалов осуществляется с использованием двух аппаратурных комплексов на базе двух шестиканальных цифровых регистраторов DataMark LS3300 (Япония), обеспечивающих динамический диапазон регистрируемых сигналов 102 дБ и частоту измерений 1 Гц, и трехканального цифрового регистратора GSR-24, с использованием которого проводится регистрация разностей теллурических потенциалов на трех линиях. На вход регистратора GSR-24 подаются сигналы от датчиков (рис. 2 б), измеряемых относительно потенциала углового датчика 1. Динамический диапазон регистрируемых сигналов составляет 129 дБ, частота измерений – 100 Гц. Регистратор GSR-24 функционирует в режиме формирования непрерывного потока данных в виде пакетов длиной 1 с.

Система сбора и передачи сейсмических, геомагнитных и электротеллурических данных, поступающих с регистратора GSR-24 и передаваемых на приемный центр в г. Петропавловске-Камчатском, организована на базе каналов сети Internet, RadioEthernet сетей технологической связи, спутниковых VSAT сетей по технологии “HughesNet” и “Idirect” [6, 7]. Она обеспечивает доступ к электромагнитным данным в режиме реального времени (рис. 2).

Результаты наблюдений. В работе использовались записи вертикальных компонент сейсмических и геомагнитных сигналов, а также данные измерений разностей теллурических потенциалов по трем линиям с частотой оцифровки 100 Гц за период с 01.09.2014 по 30.03.2016 гг. Для этого времени были выбраны все землетрясения с энергетическим классом Ks≥12 из регионального каталога КФ ГС РАН, их количество составило N=44. При сопоставлении сейсмических, геомагнитных и электротеллурических записей было обнаружено, что из всех 44-х событий только 8 землетрясений (табл.) сопровождались откликами параметров электромагнитного поля на КГО “Карымшина” (рис. 3).

Таблица. Землетрясения с Ks≥12.0 (http://www.emsd.ru/ts/all.php), сигналы от которых зарегистрированы магнитометром-вариометром и системой электротеллурических наблюдений на КГО “Карымшина”

Дата, гггг.мм.дд.	Время в очаге чч:мм:сс	Координаты, град		Глубина h, км	Ks	Эпицентральное расстояние, R, км
		с.ш.	в.д.			
2014.09.24	03:59:30	52.68	159.31	87	12.1	82
2014.10.02	12:57:04	52.19	158.37	148	14	73
2014.12.23	22:33:10	52.02	158.92	55	12.0	105
2015.02.19	16:32:46	52.70	159.31	90	13.8	81
2015.04.10	11:56:07	52.92	160.16	49	12.5	137
2015.09.17	08:58:42	53.09	160.16	62	13.3	140
2016.01.30	03:25:09	53.85	159.04	178	15.7	129
2016.03.20	22:50:16	54.14	163.14	43	14.9	359

Прохождение сейсмических волн от землетрясений (табл., рис. 1) сопровождалось откликами в вариациях геомагнитного поля и разностей электротеллурических потенциа-

лов. На рис. 3. представлен пример таких вариаций во время землетрясения 30.01.2016 г. Продолжительность синхронных изменений составляет 100 с. Выделенные фазы в изменениях геомагнитных и электротеллурических сигналов идентичны сейсмическим сигналам и соответствуют временам вступления продольных (P) и поперечных (S) волн. Продолжительность вариаций электромагнитных параметров при различных землетрясениях изменялась от 60 до 100 с.

Приведенные данные свидетельствуют о наличие сейсмического эффекта от наиболее близких локальных землетрясений с Ks≥12.0 в изменениях геомагнитных и электротеллурических параметров на КГО Карымшина. При анализе данных геофизического мониторинга, в т.ч. при поиске электромагнитных предвестников, землетрясений необходимо учитывать фактор сейсмического воздействия и особенности его проявления в изменениях электромагнитных параметров.

Работа выполняется при поддержке гранта РФФИ № 16-35-00516 мол_а “Особенности вариаций низкочастотного сейсмического шума и параметров геомагнитного поля в Камчатском сейсмоактивном регионе”, руководитель В.А. Касимова, КФ ГС РАН.

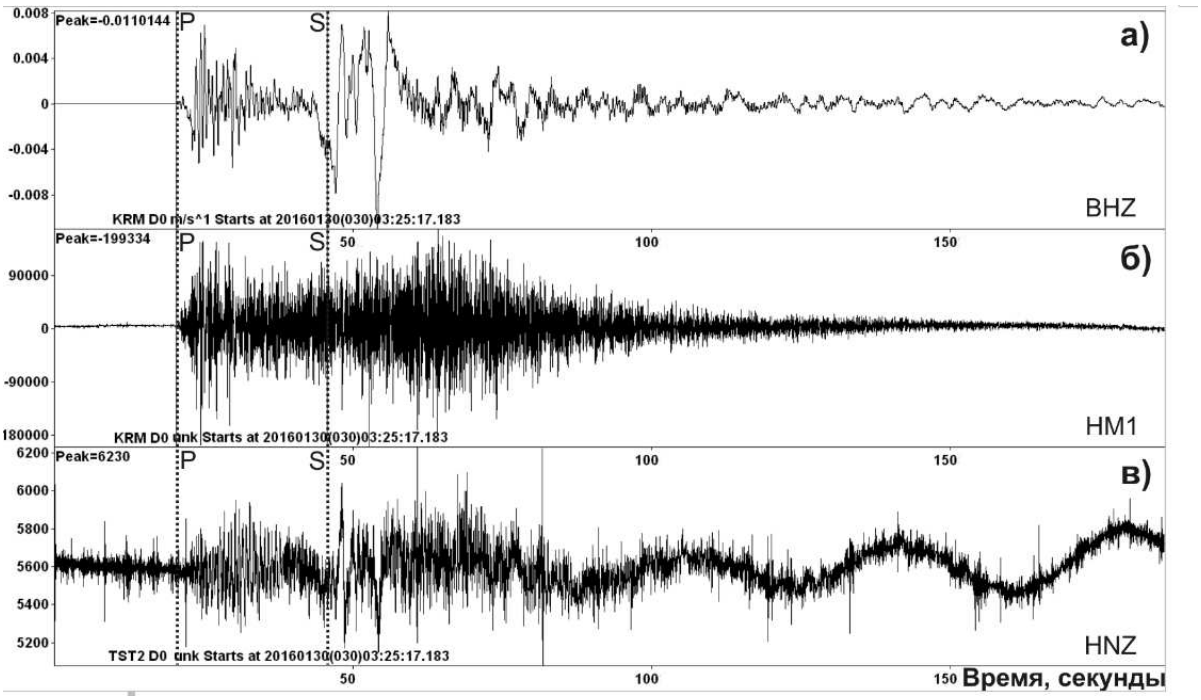


Рис. 3. Вариации скорости смещения поверхности земли по каналу Z (а), вертикальной компоненты геомагнитного поля (б) и разности теллурических потенциалов (в) при землетрясении 30.01.2016 г. (табл.)

Список литературы

1. Адушкин В.В., Спивак А.А. Приповерхностная геофизика: комплексные исследования литосферно-атмосферных взаимодействий в окружающей среде // Физика Земли. – 2012. – № 3. – С. 3-21.

2. Берсенёва Н.Ю., Копылова Г.Н. Электромагнитные наблюдения КФ ГС РАН в Камчатском сейсмоактивном регионе // Материалы докладов Шестого международного симпозиума “Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов” (23-29 июня 2014 г., г. Бишкек). – Бишкек: НС РАН. – 2015. – С.161-167.

3. Копылова Г.Н. Поиск предвестников землетрясений по данным электротеллурических наблюдений на Камчатке // Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений: III международ. конф. – Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН. – 2004. – Ч. 1. – С. 55-64.

4. Локтев Д.Н., Спивак А.А., Волосов С.Г. Сейсмоэлектрические эффекты по данным наблюдений на геофизической обсерватории "Михнево" ИДГ РАН // Динамические процессы в геосферах. – М.: ГЕОС. – 2015. – С.107-112.

5. Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А. Результаты электротеллурического мониторинга на Камчатке в связи с поиском предвестников сильных землетрясений // Физика Земли. – 2005. – № 3. – С. 47-55.

6. Чебров В.Н. Региональная система сейсмического мониторинга // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Тр. Четвертой научно-техн. конф. – Обнинск: ГС РАН. – 2013а. – С. 8-15.

7. Чебров В.Н., Дрознин Д.В., Кугаенко Ю.А. и др. Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология. –2013б. – № 1. – С. 18-40.

8. Юшко В.А. Многомерный анализ временных рядов электротеллурических данных на пункте Верхняя Паратунка (Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2007. – № 9. – С. 159-168.

Поле земной волны над разломной зоной

Башкуев Ю. Б.[1], Дембелов М. Г.[1], Нагуслаева И. Б.[1], Хаптанов В. Б.[1], Дружин Г. И.[2]
[1]Институт физического материаловедения СО РАН г. Улан-Удэ, Россия
[2]Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН с. Паратунка, Камчатский край, Россия
e-mail:buddich@mail.ru drug@mail.ru;

Процессы распространения широкополосных сейсмогенных электромагнитных эмиссий исследованы не достаточно полно и всесторонне [1]. При мониторинге электромагнитных процессов в нагруженных горных породах решающее значение для его эффективности имеет выбор места расположения пункта наблюдения с соответствующим типом подстилающей среды. С точки зрения распространения радиоволн это задача о влиянии "посадочной площадки"на чувствительность и, в целом, эффективность работы сейсмоэлектромагнитного приемного комплекса. Наиболее интересными с точки зрения выбора места для пункта наблюдения являются зоны разломов в земной коре. Ширина зон разломов составляет от десятков метров до десятков километров, протяженность – единицы, десятки и сотни километров. Геоэлектрическая модель разлома представляет чаще всего линейную зону повышенной электропроводности с резко очерченными субвертикальными границами. В задачах сейсмоэлектромагнетизма часто используют модель широкополосных радиоизлучений. При этом возникает необходимость исследования спектральных характеристик канала распространения радиоволн [2]. Спектральные характеристики радиотрасс необходимы при решении задач возбуждения и распространения сейсмогенных электромагнитных эмиссий. Они позволяют получить оценки затухания широкополосных излучений для неоднородных, дискретно-слоистых и градиентных сред, необходимые для расчетов пространственно-частотных и импульсных характеристик природного фильтра - реальной геологической среды.

Рассмотрим задачу распространения земной волны над многокусочной импедансной радиотрассой, проходящей над зоной разлома. Пусть приемник сейсмоэлектромагнитных эмиссий расположен в середине разломной области. Источник излучений может иметь любой азимут относительно приемника и оси разлома. Трасса распространения электромагнитных волн может проходить: а) перпендикулярно оси разлома; б) под произвольным углом относительно оси разлома; в) вдоль оси разлома. Относительное положение зоны Френеля и оси разлома для трех указанных ситуаций показано на рис. 1. Численные расчеты в диапазоне 2-1000 кГц для модельной неоднородной трассы “влажная земля – кристаллический массив – разлом – кристаллический массив – влажная земля” длиной 300 км показывают ярко выраженный эффект “восстановления” поля в зоне разлома (рис. 2). При расчете функции ослабления W над гладкой многокусочной трассой использована формула Калинина-Фейнберга [3]. Частотная зависимость относительного увеличения поля над зоной разлома представлена на рис. 3. По оси ординат отложено отношение модулей функции ослабления на расстояниях 160 и 150 км $|W|_{160}/|W|_{150}$. При увеличении частоты от 2 до 1000 кГц отношение возрастает до 3.8. В области низких частот (на частотах 15-20 кГц) увеличение поля невелико, оно составляет всего 10-20% . При этом относительное увеличение поля очень слабо зависит от сопротивления зоны разлома. Вариации сопротивления подстилающей среды ρ в зоне разлома в пределах от 1 до 50 Ом·м практически не изменяют отношения модулей функции ослабления $|W|_{160}/|W|_{150}$ (рис. 3.) и ход спектральной характеристики канала распространения (рис. 4.). Так как зона разлома имеет высокую проводимость относительно окружающих пород, то имеет место эффект “восстановления” поля типа "суша-море"из-за подтекания энергии из верхней части области распространения в подошвенную область (диффузия вдоль волновых фронтов). Таким

образом, над разломом уровень электромагнитного поля будет повышаться из-за влияния хорошо проводящей “посадочной” площадки.

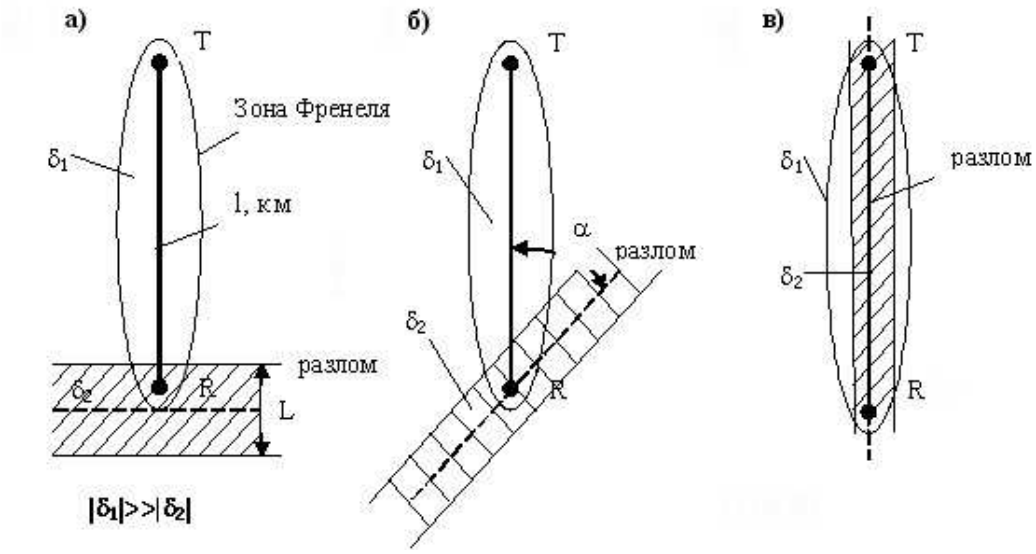


Рис. 1. Возможные типы двухмерных импедансных радиотрасс, проходящих над зонами разломов. δ_1, δ_2 – поверхностные импедансы участка трассы, T – передатчик, R - приемник, L – ширина разлома, l– длина радиотрассы.

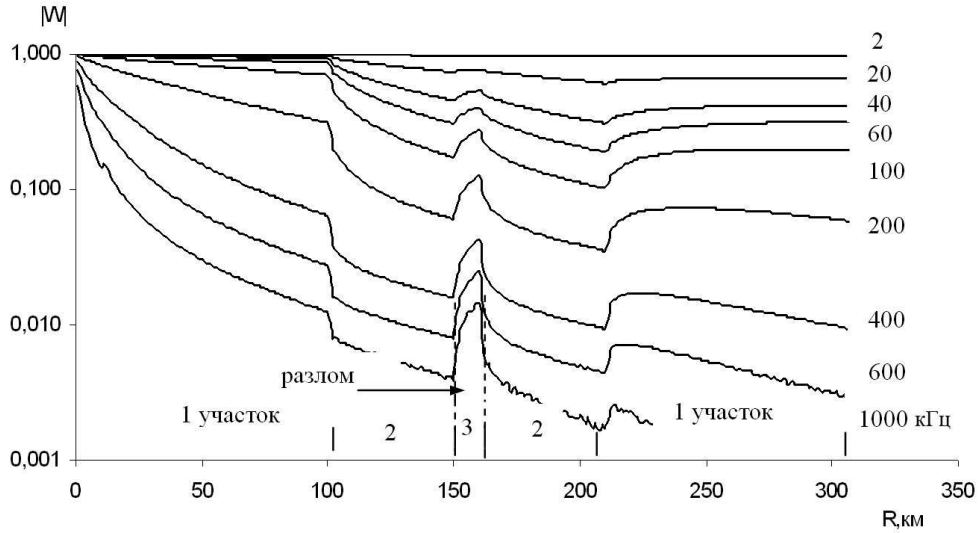


Рис. 2. Модуль функции ослабления в диапазоне 2-1000 кГц. Участок 1: ρ = 100 Ом·м, ε=20; участок 2: ρ = 3000 Ом·м, ε=10; участок 3: ρ = 1-50 Ом·м, ε=20.

Проведем численное обоснование радиофизического метода выделения зоны разлома шириной до 1 км по изменению электромагнитного поля на короткой (до 10 км) трассе распространения радиоволн. Для этого выполним численное моделирование распространения земной волны над двумя тектоническими разломами в диапазоне 1-20 МГц. Модель расчетной трассы распространения длиной 10 км представляет кристаллический массив с удельным электрическим сопротивлением ρ = 1000 Ом·м и диэлектрической проницаемостью ε = 10, разбитый двумя проводящими разломами с ρ = 10 Ом·м и ε = 10, шириной по 1 км. Первый разлом отстоит от излучателя на расстояние 5 км, второй – на расстояние 7 км (рис. 5).

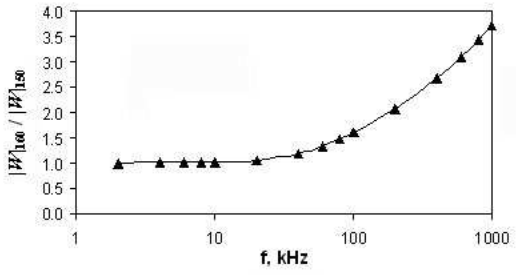


Рис. 3. Частотная зависимость относительного увеличения поля над зоной разлома.

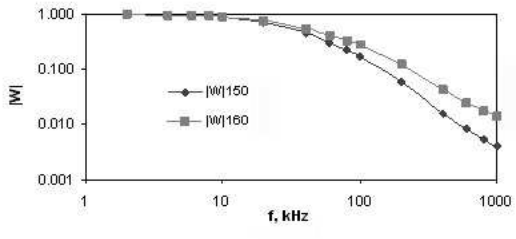


Рис. 4. Спектральные характеристики импедансного канала распространения в начале и в конце разлома (R = 150 км; 160 км).

Для расчетов использовался метод численного решения интегрального уравнения Хаффорда. В таблице 1 приведены поверхностные импедансы кристаллического массива и зоны разлома на частотах 1, 3, 10 и 20 МГц. Расчеты, выполненные на частотах 1, 3, 10 и 20 МГц для кусочно-однородной модельной трассы с двумя тектоническими разломами шириной 1 км, показали увеличение уровня поля над зоной разлома (рис. 5.). Эффект усиливается с ростом частоты. Так, на частоте 20 МГц поле в конце разломной зоны увеличилось относительно поля перед разломом в 2,4 раза. Как следует из графиков, выделение зоны разлома по изменению электромагнитного поля на короткой радиотрассе лучше всего проводить в диапазоне частот от 10 до 20 МГц. Из общего анализа данных следует, что оптимальный диапазон частот для выделения зоны разлома зависит от его ширины. Для разломов шириной от 100 до 1000 м лучше всего проводить измерения уровня поля на частотах 10-20 МГц.

Таблица 1. Поверхностный импеданс кристаллического массива и зоны разлома на различных частотах.

f, МГц	Кристаллические породы		Зона разлома	
	$\|\delta\|$	ϕ_δ, град	$\|\delta\|$	ϕ_δ, град
1	0.218	-29	0.023	-44.8
3	0.282	-14	0.04	-44.5
10	0.298	-4.5	0.075	-43.3
20	0.299	-2.3	0.105	-41.5

Таким образом, на основе геоэлектрической модели разлома предложен метод выделения зоны разлома шириной до 1 км по существенному увеличению уровня поля над разломом в диапазоне 10-20 МГц. На основе численного моделирования распространения земной волны над неоднородными импедансными трассами показано, что повышение

уровня поля над разломами обусловлено влиянием более проводящей “посадочной площадки”, а не генерацией электромагнитного излучения из зоны разлома. Предложено в зонах разломов проводить комплексные радиогеофизические исследования с целью полного физико-химического описания этих интереснейших природных объектов, которые в обыденном сознании ассоциируются с “геопатогенными зонами”.

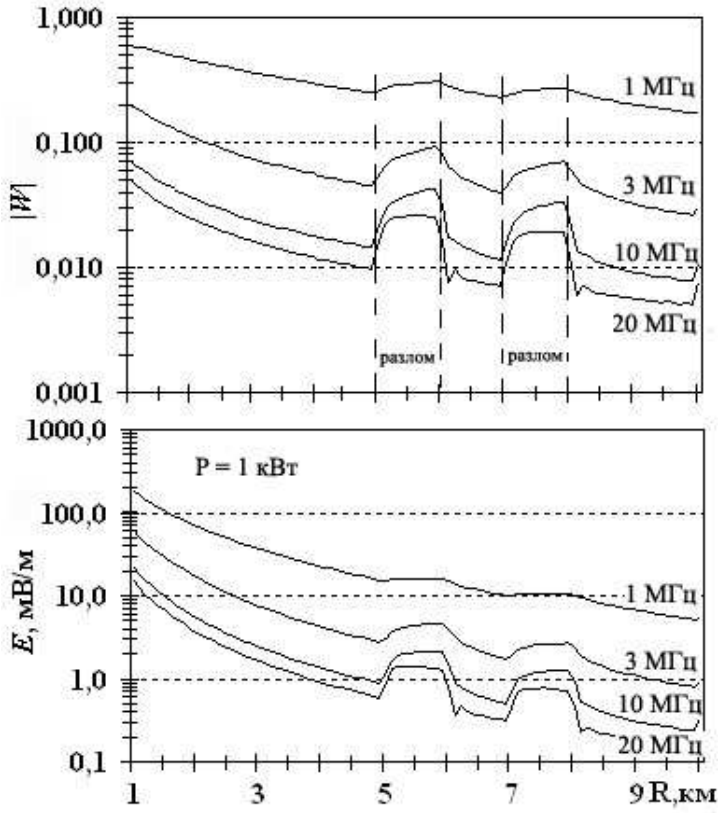


Рис. 5. Модуль функции ослабления и уровень поля земной волны на частотах 1, 3, 10 и 20 МГц над зонами разломов.

Кроме радиоволновых методов необходимо привлечь электро, магнито, сейсмо, гравиразведку, радиометрию, определение радона и другие доступные полевые геофизические методы. Привлечение повышенного внимания к зонам тектонических нарушений – одно из актуальных направлений исследований в области сейсмоэлектромагнетизма и электромагнитной экологии, имеющее важное практическое применение в жизни человеческой цивилизации.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-19-01079) в Институте физического материаловедения СО РАН.

Литература

1. Башкуев Ю.Б. Электрические свойства природных слоистых сред. – Новосибирск: изд-во СО РАН, 1996, 207 с.

2. Гюннинен Э.М., Макаров Г.И., Новиков В.В., Рыбачек С.Т. Распространение электромагнитных импульсов и их гармонитческих составляющих над земной поверхностью // Проблемы дифракции и распространения волн. – Л.: изд-во ЛГУ, - 1964, - Вып. 3, - с. 5-191.

3. Фейнберг Е.Л. Распространение радиоволн вдоль земной поверхности. - М.: Физматлит, 1999, 496 с.

Расчет параметров сейсмического режима на основе вероятностной модели каталога землетрясений Камчатского региона

Богданов В. В., Павлов А. В.
Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка, Россия
e-mail: vbogd@ikir.ru pavlov@ikir.ru

Характер сейсмичности Камчатки определяется взаимодействием нескольких литосферных плит: Тихоокеанской, Охотской, Евразийской, Северо-Американской и Берингии. Землетрясения, происходящие на Камчатке, имеют различную тектоническую природу. На рис.1 представлены шесть из десяти тектоно-географических зон (структур) Камчатского региона, имеющих существенно различные характеристики сейсмичности. Зоны S_1, S_2, S_3 и S_4 имеют сложную трехмерную конфигурацию и наклонные по глубине границы. Зоны S_5 и S_6 не содержат глубоких землетрясений и имеют вертикальные границы. На Сейсмофокальную зону Курил и Южной Камчатки (зона S_1) и Северную часть Камчатской сейсмофокальной зоны (зона S_2) приходиться 75% землетрясений региона, глубины которых лежат в интервале h=0–700 км, причём доля поверхностных землетрясений ($h \leq$70 км) составляет 93% [1].

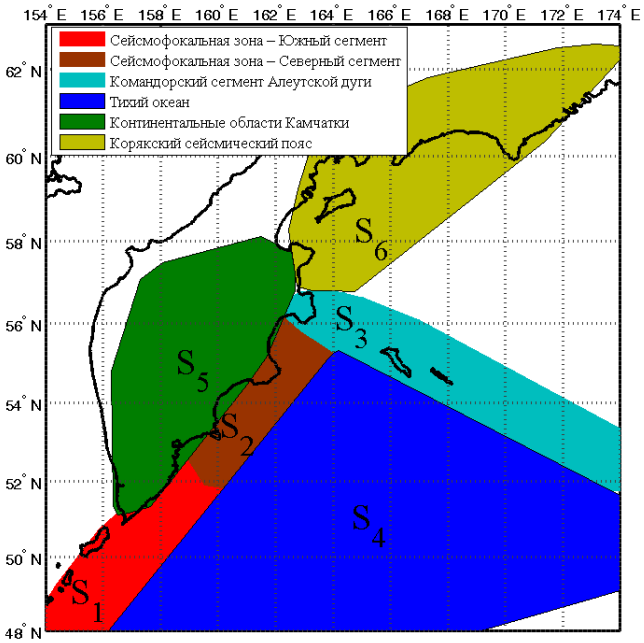


Рис. 1. Поверхностное сечение зон сейсмичности Камчатского региона.

Проведём анализ сейсмического режима представленных на рис.1 тектоно-географических зон Камчатского региона на основе вероятностного представления, предложенного в [2,3,5]. На основе вероятностной интерпретации графика закона повторяемости землетрясений, предложенной в [2] и более подробно развитой в [3,5], можно получить простые соотношения, позволяющие:

- по известному числу землетрясений в представительном интервале энергетического класса (магнитуды) рассчитать количество событий, попадающих в непредставительный интервал;

- на рассматриваемой площади оценить время ожидания землетрясения с магнитудой, превышающей за период инструментальных наблюдений максимально зарегистрированное значение.

Закон повторяемости землетрясений в вероятностном представлении для плотности распределения сейсмических событий по энергетическому классу k имеет следующий вид [2]

$$f\left(k^{1,2}\right) = f\left(k_0^{1,2}\right) \cdot 10^{-\gamma_{1,2}\left(k^{1,2}-k_0^{1,2}\right)} \quad (1)$$

или в двойном логарифмическом масштабе зависимость (1) можно представить

$$lgf\left(k^{1,2}\right) = lgf\left(k_0^{1,2}\right) - \gamma_{1,2}\left(k^{1,2} - k_0^{1,2}\right) \quad (2)$$

Выражения (1) и (2) записаны для следующих диапазонов изменения k: $9,5 \leq k_1 < 12,5$ с $\gamma_1(k_0^1 = 9,5)$ и $12,5 \leq k_2 < 16$ с $\gamma_2(k_0^2 = 12,5)$. При этом $f(k_0)$ обозначает начальную плотность распределения, вычисляемую в середине интервала $k_0 \pm \Delta k/2$.

Расчетами на примере каталога камчатских землетрясений в [3] показано, что независимо от того очищен каталог от афтершоков или не очищен, для фиксированного периода времени T и заданного начального интервала $k_0 \pm \Delta k/2$ плотности распределения $f(k)$, определяемые (1), практически не зависят от рассматриваемой площади, на которой расположены эпицентры событий. В Таблице 1 представлены значения вероятностей попадания землетрясений в интервалы энергетического класса k, вычисленные для периода T с 01.01.1962 г. по 01.01.2008 г. и осреднённые по областям S_1, S_2,..., S_6 для неочищенного каталога камчатских землетрясений [4].

Таблица 1. Усредненные распределения вероятностей $P(k_i)$ по областям S_1, S_2,..., S_6 для различных начальных значений k_0

Интервалы энергетического класса k_i	Средние $P(k_i)$ $k\geq 9$	Средние $P(k_i)$ $k\geq 10$	Средние $P(k_i)$ $k\geq 11$	Средние $P(k_i)$ $k\geq 12$
9,5±0,5	0,658			
10,5±0,5	0,234	0,692		
11,5±0,5	0,076	0,218	0,713	
12,5±0,5	0,023	0,064	0,205	0,716
13,5±0,5	0,007	0,019	0,059 0,208	
14,5±0,5	0,0017	0,005	0,017	0,0602
15,5±0,5	0,00072	0,002	0,00523	0,016

Полученное на основе данных Таблицы 1 среднее значение вероятности $P_{cp}(k_0)$ для различных начальных k_0 равно 0,6947.

На рис.2 представлены зависимости (2) для различных k_0,равных 9, 10, 11 и 12, вычисленные для тектоно-географической зоны S_2. На основе зависимости (2) были вычислены (Таблица 2) значения углов наклона γ_1 и γ_2 графика закона повторяемости землетрясений для двух диапазонов энергетического класса $9\leq k <13$ и $12\leq k <16$ соответственно. Значения γ (Таблица 2) представленное в работе [1] и значения γ_1, вычисленное на основе распределений вероятностей, практически совпадают.

Сравнив различные значения вероятностей, представленных в Таблице 1, можно отметить, что с ростом начальных k_0 значения полученных вероятностей имеют тенденцию

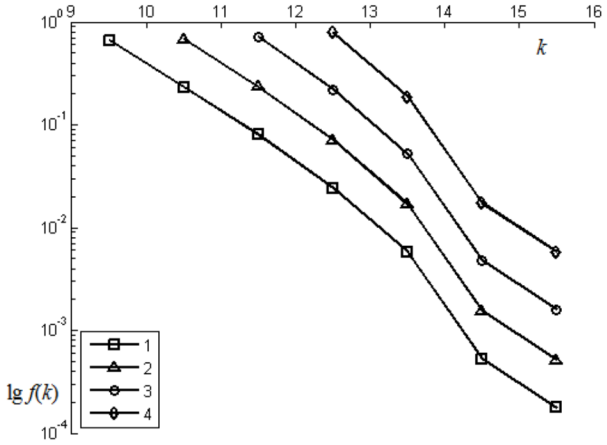


Рис. 2. Зависимость $f(k)$ в двойном логарифмическом масштабе, для области S_2 при различных начальных значениях k_0: 1) k_0=9; 2) k_0=10; 3) k_0=11; 4) k_0=12.

постепенного возрастания. Это объясняется тем, что с уменьшением k_0возникают трудности с регистрацией событий, обусловленные наличием неразветвленной сети сейсмических станций, внешними возмущающими факторами и т.п., что, в конечном счете, приводит к пропуску произошедших землетрясений. Таким образом, реальный завал графика закона повторяемости при малых значениях k, а соответственно и уменьшение вероятности, происходит за счет уменьшения зарегистрированного числа событий, попадающих в непредставительную область значений энергетического класса. С другой стороны, с ростом начального значения k_0 полная группа реальных событий уменьшается, а доля событий в начальном выбранном интервале $k_0 \pm \Delta k/2$ увеличивается, и вероятность в частотном представлении растет.

Расчет плотности распределения на основе реально зарегистрированных событий с энергетическим классом меньшим представительного и ее сравнение с $f(k_i)$, рассчитанной на основе формулы (1), приводит к расхождениям. Поэтому возникает задача о получении рекуррентного соотношения расчета числа событий в непредставительном интервале энергетического класса на основе знания числа событий и, следовательно, плотности распределения в представительном классе. В работе [5] была получена формула (3) позволяющая по известному числу землетрясений n_0 в представительном интервале энергетического класса $k_0 \pm \Delta k/2$, произошедших за период времени T на площади S, рассчитать количество событий n_{-1}, попадающих в непредставительный интервал $k_{-1} \pm \Delta k/2$, при $k_{-1} < k_0$

Таблица 2. Значения углов наклона графика закона повторяемости землетрясений

	S_1	S_2	S_3	S_4	S_5	S_6
γ ($9 \leq K < 13$)	-0,5	-0,43	-0,45	-0,7	-0,53	-
-0,726-0,595—0,309γ_1 ($9 \leq K < 13$)	-0,476	-0,425	-0,456	-0,623	-0,589	-0,434
-0,745 γ_2 ($12 \leq K < 16$)						

$$n_{-1} = \frac{N_\Sigma \cdot P_0(k_0 \pm \Delta k/2)}{1 - P_0(k_0 \pm \Delta k/2)} \tag{3}$$

где N_Σ общее число зарегистрированных на площади S за период времени T событий в интервалах энергетического класса от k_0 до k_{max}, $P_0(k_0 \pm \Delta k/2) = n_0(k_0 \pm \Delta k/2)/N_\Sigma$. При этом предполагается, что с уменьшением значений k в область непредставительного класса, коэффициент γ_1 не изменяется.

Определим число землетрясений, произошедших в Северной части Камчатской сейсмофокальной зоны (область S_2) за период T (с 01.01.1962 г. по 01.01.2008 г.) и попавших в непредставительный интервал энергетического класса 8,5±0,5. Поскольку общее число событий с $k \geq 9$, произошедших в области S_2 за период T, составляет $N_\sum$=11323, а вероятность попадания в начальный интервал P(9,5±0,5)=0,6582, то согласно рекуррентному соотношению (3) получаем n_{-1}=21805, В то же время согласно каталогу землетрясений общее число зарегистрированных за период T=46 лет на площади S_2 событий, попавших в интервал $8,5 \pm 0,5$, равно 16893.

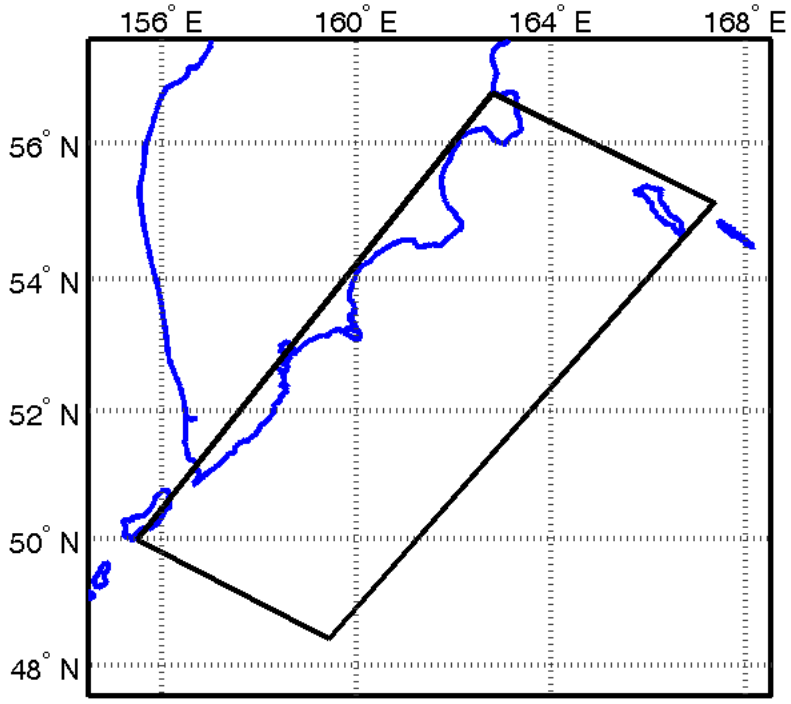


Рис. 3. Область S_7.

В работе [1] на основе соотношения (1) было получено выражение

$$lgN = A - bM \tag{4}$$

где $A = lgN(M_0) + bM_0 = lg[10^{bM_0}N(M_0)]$ и $b = 1.5\gamma$, $N(M_0)$ – число событий, попадающих в интервал $M_0 \pm \Delta M/2$, $M_0 = (k_0 - 4.6)/1.5$ ($M_0^1 = 3.27$ при $k_0 = 9.5$, $M_0^2 = 5.27$ при $k_0 = 12.5$, $\Delta M = 0.67$ при $\Delta k = 1$). Связь между классом k и магнитудой M для Курило-Камчатских землетрясений задавалась соотношением $k = 4.6 + 1.5M$[6]. При отсутствии достаточной статистики в области больших значений M, когда lgN становится отрицательным, а время ожидания превышает период инструментальных наблюдений, по формуле (4) можно произвести оценку этого времени и для более высоких значений магнитуд, в сравнении с уже зарегистрированными за период инструментальных наблюдений, Полагая, что пространственные и энергетические характеристики землетрясений

Камчатского региона за период инструментальных наблюдений $T_{\text{инс}}$ отражают в среднем его сейсмический режим [7], на основе соотношения (4) в работе [5] была получена формула, позволяющая оценить период ожидаемого времени $T_{\text{иск}}$ в течение которого может произойти одно событие с максимальной магнитудой M_{max}

$$T_{\text{иск}} = \frac{10^{1.5\gamma(M_{max}-M_0^2)}}{N(M_0^2)} T_{\text{инс}} \tag{5}$$

Выполним по формуле (5) оценку ожидаемого времени $T_{\text{иск}}$ землетрясений с магнитудами $M_{max}^1 = 8,5$, $M_{max}^2 = 9,0$ и $M_{max}^3 = 9,5$ для области S_7 (рис.3). Воспользуемся результатами обработки данных каталога камчатского региона для этой области за период $T_{\text{инс}}$=52 года (с 01.01.1962 г. по 01.04.2016 г,): $N_\Sigma = 27117$– суммарное число событий каталога с энергетическим классом в интервале от 9,5±0,5 до 15,5±0,5 (для магнитуд от $3,27 \pm 0,335$ до $7,27 \pm 0,335$); $P\,(5,27 \pm 0,335) = 0,024$ – вероятность попадания сейсмических событий в интервал $M_0^2 \pm 0.335$; $N_0(M_0^2) = P\,(5.27 \pm 0.335) \times N_\Sigma = 0,024 \times 27117 = 662$ – число событий, зарегистрированных на площади S_7 за период $T_{\text{инс}}$ в интервале магнитуд $M_0^2 \pm 0,335$; $|\gamma_2| = 0,64$ – коэффициент наклона, рассчитанный методом наименьших квадратов. Расчеты на основе приведенных данных дают следующие значения ожидаемых периодов с соответствующими магнитудами событий: для $M_{max}^1 = 8,5$ ожидаемый период $T_{\text{иск}}^{8,5} \approx 100$ лет; для $M_{max}^2 = 9,0$ ожидаемый период $T_{\text{иск}}^{9,0} \approx 300$ лет; для $M_{max}^3 = 9,5$ ожидаемый период $T_{\text{иск}}^{9,5} \approx 960$ лет.

Литература

1. *Левина В.И., Ландер А.В., Митюшкина С.В., Чеброва А.Ю.* Сейсмичность Камчатского региона 1962-2011 гг. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 41-64,

2. *Богданов В.В.* Вероятностная интерпретация закона повторяемости землетрясений на примере Камчатского региона // ДАН. 2006. том 3. С.393–397.

3. *Богданов В.В., Павлов А.В., Полюхова А.Л.* Вероятностная модель сейсмичности на примере каталога Камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2010. № 6. С.52–64.

4. http://www.emsd.ru/sdis/earthquake/catalogue/catalogue.php

5. *Богданов В.В., Павлов А.В., Полюхова А.Л.* Рекуррентные соотношения расчёта параметров сейсмического режима на основе вероятностной интерпретации закона повторяемости //Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Серия: Естественные науки. 2012. № 1. С. 44-48.

6. *Федотов С.А.* Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука. 1972. 115 с.

7. *Болдырев С.А.* Отражение структуры и свойств литосферы в сейсмическом поле Камчатского региона // Физика Земли. 2002. № 6. С. 5–28.

Результаты испытаний трехзеркального лазерного интерферометра на Камчатском геополигоне

Александров Д. В.[1], Дубров М. Н.[1], Ларионов И. А.[2]
[1] Филиал института радиотехники и электроники им.В.А. Котельникова РАН г. Фрязино Московская обл., Россия
[2] Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка, Камчатский край, Россия
email: diman1234@list.ru mnd139@ire216.msk.su igor@ikir.ru

Актуальность изучения деформаций осадочных пород обусловлена их важной ролью во многих геофизических процессах, которые рассматриваются в сейсмологии, океанологии, горном деле и т.д. Уникально широкая полоса частот лазерных интерферометрических измерителей деформации позволяет использовать эти инструменты при наблюдениях большого класса геофизических процессов происходящих в энергоактивных зонах [1,2]. Среди таких процессов геоакустическая эмиссия представляет особый интерес для исследования и разработки технологии обнаружения опасных геофизических явлений. В данной работе рассматривается применение лазерных интерферометров-деформографов для регистрации колебаний земной поверхности в сейсмическом и акустическом диапазонах частот. Выполняется сопоставление результатов полученных данных с деформографа и других датчиков, установленных в энергоактивной зоне. Измерительное плечо деформографа 32м. В ходе экспериментальных испытаний лазерного деформографа получены записи ряда региональных сейсмических событий. Выполнена проверка воздействия техногенных факторов на результаты регистрации деформографа. Наблюдения проводились в ИКИР ДВО РАН с. Паратунка Камчатского края. Создаваемые варианты лазерных деформографов могут быть эффективными при решении различных задач: геологические, геофизические и экологические службы, строительство, инженерная инфраструктура, и др. С их помощью также могут проводиться оценки фоновых процессов в натурных условиях, включая промышленные и строительные объекты, подземные и горные выработки, изыскательные экспедиции и полевые пункты наблюдения.

Для данных исследований применяется комплекс геоакустической аппаратуры, разработанный в ИКИР [3], который дополнен лазерным интерферометром-деформографом, разработанным в ИРЭ им. В.А. Котельникова РАН.

Лазерный интерферометр-деформограф наземного типа построен по трехзеркальной схеме. Измерительное плечо длиной 32 м защищено воздухонаполненным трубопроводом, собранным из 8 секций асбоцементных труб и установленным на металлических опорах высотой около 1 м.

Данные, получаемые с использованием оцифровки выходного сигнала, представляют собой массив целых чисел в диапазоне от 0 до 2N, отражающих зависимость перемещений или деформаций исследуемого объекта от времени. Здесь N – разрядность применяемого АЦП (N =12, 14, 16), а частота дискретизации по времени задается оператором ЭВМ. При достижении сигналом уровня, соответствующего границам диапазона 0-2N, механизм системы регистрации интерферометра осуществляет автоматическое переключение аналогового сигнала в исходное (начальное) положение N. Амплитуда возникающего при этом на записи скачка кратна минимальной дискретной величине $\lambda/320$, где λ=633нм длина волны используемого лазера.

При выполнении геоакустических измерений, например, в диапазоне частот 10-1000 Гц суточными колебаниями температуры и атмосферного давления, можно пренебречь. Однако, оказалось, что при выполнении длительных наблюдений на стабильность положения лазерного пучка влияют конвективные потоки воздуха в трубопроводе, возникающие

вследствие суточных перепадов температуры и атмосферного давления. Для их устранения на входном торце трубопровода был установлен оптический иллюминатор в виде плоскопараллельной пластины. Такая модернизация деформографа позволила существенно повысить его стабильность и увеличить длительность непрерывной записи регистрируемого сигнала. Устройство регистрации деформографа работает в диапазоне $\pm$ 8 $\lambda/2$ ($\pm$2,5 мкм). В этом режиме каждому вертикальному переносу начала отсчета системы регистрации соответствует смещение величиной 2,5 мкм.

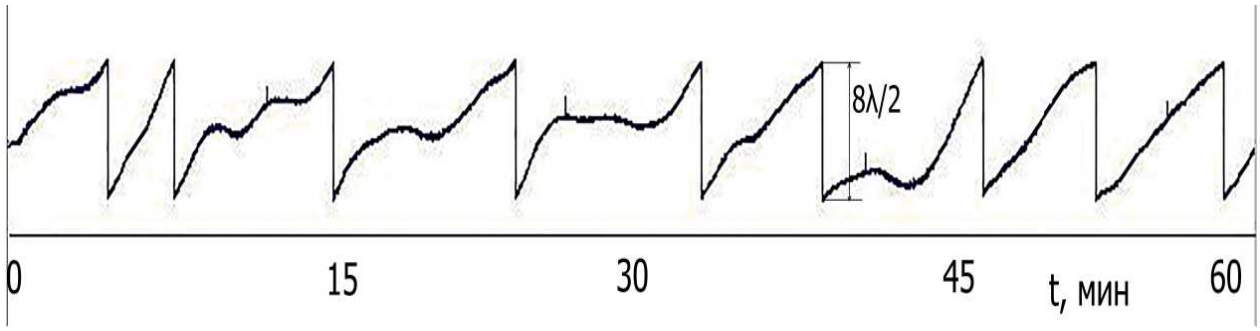


Рис. 1

В ходе экспериментальных испытаний лазерного деформографа получены записи ряда региональных сейсмических событий. На рис.2а приведена запись деформаций земной поверхности во время землетрясения, которое произошло 31.07.2010 г. 16h10m GMT у побережья Камчатки.

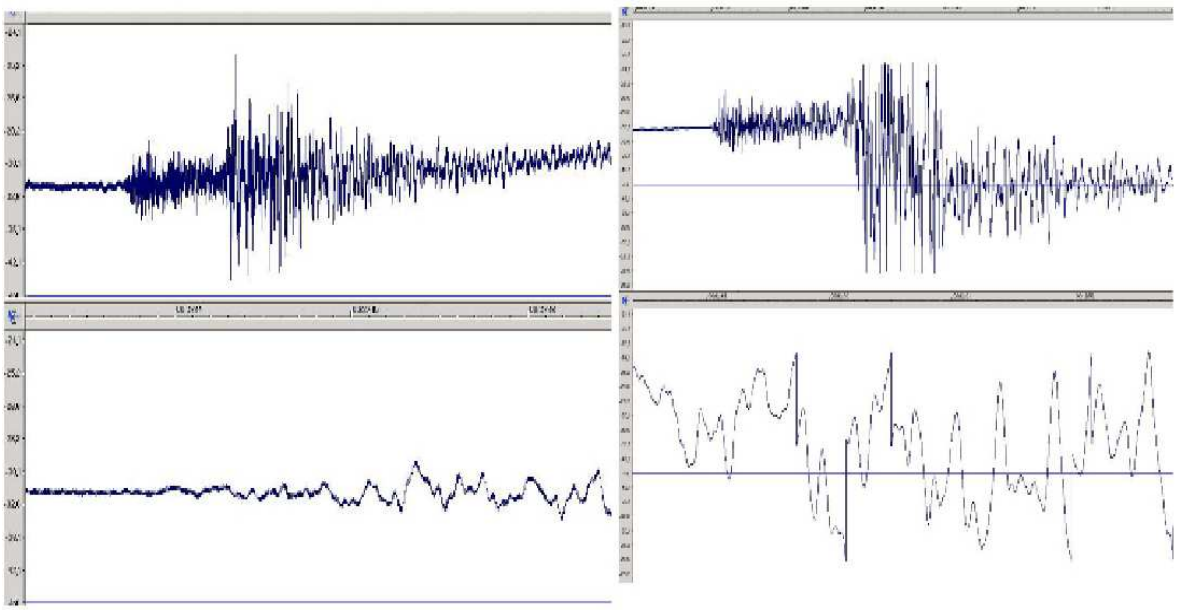


Рис. 2

Энергетический класс землетрясения K=10, расстояние от эпицентра до пункта регистрации D=164 км. Лазерным деформографом хорошо записаны вступления продольных и поперечных сейсмических волн с периодами от 0,1-0,4 с до 2-3 с и с амплитудами, не превышающими 2,5 мкм. Предваряющие и сопутствующие землетрясению волны с периодами 30-40 минут вызваны атмосферными эффектами и могут быть отнесены к предвестниковым явлениям.

Пример записи более мощного землетрясения (энергетический класс K=10,6) приведен на рис.2б. Амплитуды поверхностных волн превышают 2,5 мкм, поэтому на записи

присутствуют вертикальные переносы начала отсчета (см. нижний фрагмент записи на приведенном рисунке).

Разрывы записи, возникающие в моменты переноса начала отсчета, устраняются специальной программой в процессе обработки сигналов деформографа.

Для организации сбора геоакустических данных используется измерительный комплекс ИКИР ДВО РАН, установленный на дне озера Микижа, который состоит из 4-х гидрофонов, ориентированных по сторонам света. Особенностью экспериментов является использование для регистрации эмиссии широкополосных пьезокерамических гидрофонов, установленных в воде у дна естественных и искусственных водоемов. Применение приемников такого типа позволяет по сравнению со стандартными геофонами расширить частотный диапазон регистрации до 0.1 Гц-11 кГц.

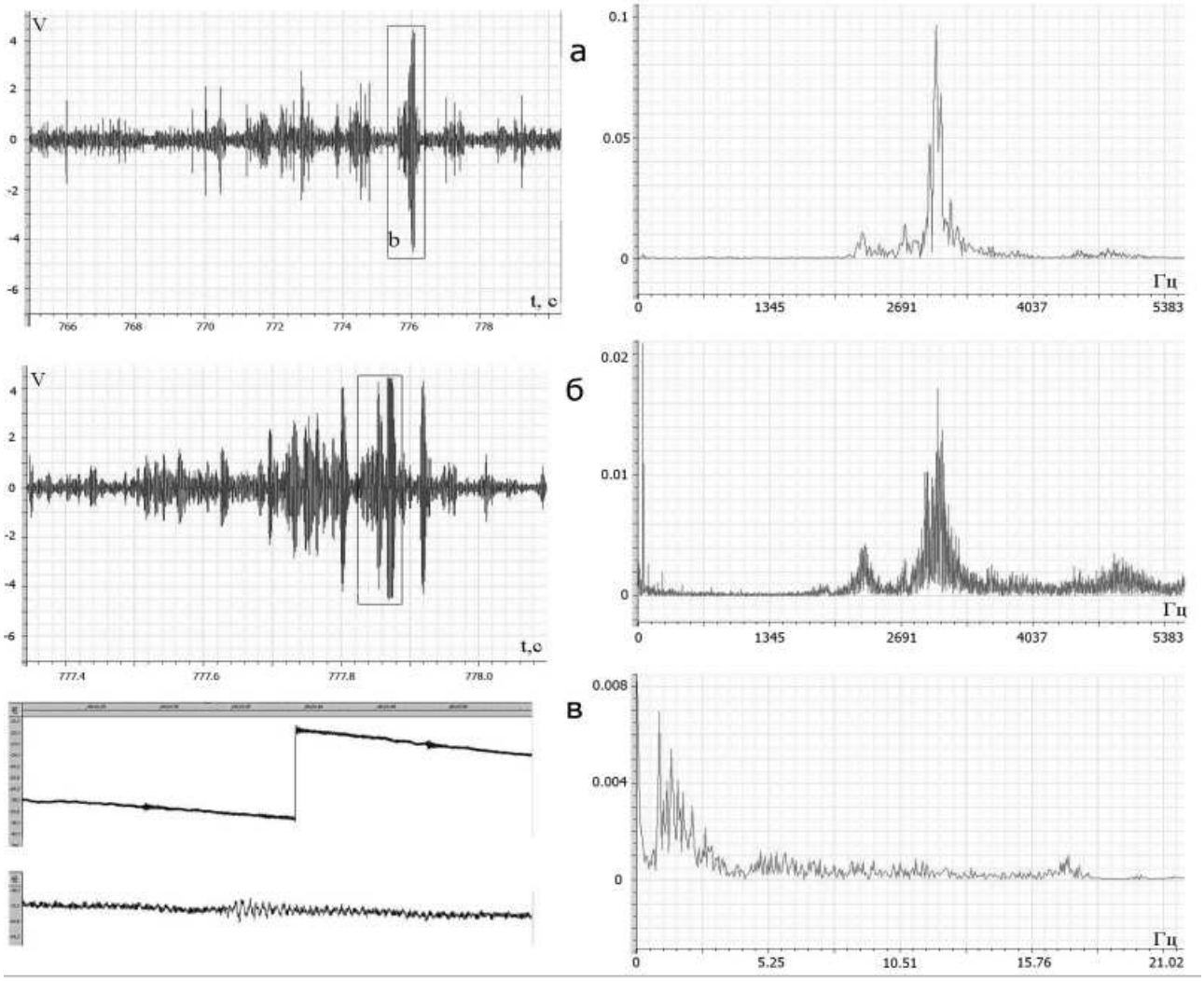


Рис. 3

На рис 3(а,б) слева изображены сигналы акустического приемника и справа - их спектры, а на рис 3в соответственно - сигналы и спектры деформографа.

Акустический сигнал рис 3а длительностью 18 секунд зарегистрирован на станции Микижа, а на рис 3б представлен его увеличенный фрагмент длительностью 0,7 секунды. Рис 3в демонстрирует результаты проведенных испытаний проверки воздействия техногенных факторов на характер регистрации деформографа. Движение автотранспортных средств по шоссе на расстоянии около 300 м от деформографа вызывает колебания грунта на частотах 17-19 Гц, амплитуда регистрируемых горизонтальных смещений грунта дости-

гает dL= 0,2-0,3 мкм, что для относительных деформаций составляет величину порядка dL/L= 10^{-8}. Примерно такие же амплитудно-частотные параметры имеют сигналы, вызываемые механическими воздействиями ударного характера с усилием десятки килограмм на грунт на расстоянии порядка 40 м от деформографа (на рис 3в показаны стрелкой). Спектр, приведенный на рис 3в справа, энергия которого сосредоточена в диапазоне частот 1-2 Гц, относится к иному источнику сейсмического возмущения.

Проведена модернизация лазерного интерферометра-деформографа, установленного на экспериментальной базе ИКИР ДВО РАН (Камчатская обл., с. Паратунка). Деформограф предназначен для исследования высокочастотных сейсмических и акустических процессов в энергоактивном регионе Камчатки. Данный регион характеризуется повышенной сейсмичностью, наличием геотермальных источников и находится вблизи зоны активного вулканизма. В ходе экспериментальных испытаний лазерного деформографа получены записи ряда региональных сейсмических событий, выполнена проверка воздействия техногенных факторов на результаты регистрации деформографа. Движение автотранспортных средств по шоссе на расстоянии около 300 м от деформографа вызывает колебания грунта на частотах 17-19 Гц, амплитуда регистрируемых горизонтальных смещений грунта достигает dL= 0,2-0,3 мкм, что для относительных деформаций составляет величину порядка dL/L= 10^{-8}. Примерно такие же амплитудно-частотные параметры имеют сигналы, вызываемые механическими воздействиями ударного характера с усилием десятки килограмм на грунт на расстоянии порядка 40 м от деформографа.

Литература

1. Д.В. Александров, М.Н. Дубров, И.А. Ларионов “Применение лазерных интерферометров-деформографов для регистрации геофизических процессов в акустическом диапазоне частот” сборник докладов 5 международной конференции “СОЛНЕЧНО-ЗЕМНЫЕ СВЯЗИ И ФИЗИКА ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ”, Петропавловск-Камчатский, 2010, с.312-315.

2. М.Н. Дубров, Д.В. Александров Проведение испытаний мобильного лазерного деформографа на морской экспедиционной станции м. Шульца. Пятый Всероссийский симпозиум “Физика геосфер”. Материалы докладов. Владивосток, 3-7 сентября 2007 г. с. 65-70

3. Марапулец Ю.В., Шевцов Б.М., Ларионов И.А., Мищенко М.А., Щербина А.О., Солодчук А.А. Отклик геоакустической эмиссии на активизацию деформационных процессов при подготовке землетрясений, // Тихоокеанская Геология, 2012г. т.31, с. 59-67

Совместное возмущение геоакустического, эманационного и атмосферного электрического полей у границы земная кора – атмосфера перед землетрясением

Руленко О. П.[1,2], Марапулец Ю. В.[2], Кузьмин Ю. Д.[3], Солодчук А. А.[2]
[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН г. Петропавловск-Камчатский, Россия
[2]Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН с. Паратунка, Камчатский край, Россия
[3]Камчатский филиал Геофизической службы РАН г. Петропавловск-Камчатский, Россия

e-mail: rulenko@kscnet.ru marpl@ikir.ru kuzy@emsd.ru

Введение

Граница между литосферой и атмосферой характеризуется сильными изменениями свойств контактирующих сред, большими потоками массы и энергии, широким перечнем одновременно существующих разнородных полей, их взаимодействием и преобразованием [1, 2]. Составной частью взаимодействия твердой и газообразной геосферных оболочек является воздействие литосферы на атмосферу. Оно проявляется, в частности, в аномальных изменениях геофизических полей в приземной атмосфере в результате геодинамических процессов в земной коре. Наиболее интенсивно это воздействие происходит в сейсмоактивных регионах на заключительной стадии подготовки землетрясений [3-5 и др.]. Исследование литосферно-атмосферного воздействия при сейсмическом процессе следует отнести к интенсивно развивающемуся новому разделу науки "Приповерхностная геофизика предметом изучения которого являются межгеосферные взаимодействия на границе земная кора – атмосфера [2, 6].

Среди приповерхностных полей заслуживает внимания рассмотрение совместного поведения перед землетрясениями геоакустического, эманационного и атмосферного электрического поля. К настоящему времени многими исследователями[1] обнаружены предсейсмические возмущения этих трех разных по природе и в разных средах полей, однако их одновременная регистрация не проводилась. Анализ возмущений различных полей улучшает надежность выделения предвестников землетрясений и может служить основанием при изучении процесса их подготовки [7, 8].

На рис. 1 представлена схема образования совместных предсейсмических возмущений рассматриваемых полей при наличии в пункте наблюдений приповерхностных осадочных пород и их растяжении. Она составлена авторами на основании имеющихся в мировой литературе результатов теоретических исследований и натурных наблюдений*. Эти возмущения, как и предвестники в других полях, порождаются изменением поля напряжений в зоне подготовки землетрясения. Они возникают в результате преобразования: напряжение – деформация растяжения приповерхностных осадочных пород в пункте наблюдений, имеют свои особенности генезиса, но общую деформационную природу. Одновременные возмущения высокочастотной геоакустической эмиссии и атмосферного электрического поля у поверхности земли при растяжении таких пород обнаружены в работе [9].

Растяжение осадочных пород, имеющих полидисперсную флюидонасыщенную пористую структуру малой прочности, сопровождается относительными микросмещениями

[1] Из-за ограниченного объема доклада литературные источники не приводятся.

фрагментов, их переупаковкой и, как следствие, генерацией акустических сигналов. Одновременно, в результате раскрытия находящихся в соприкосновении поверхностей контактов и усиления эманирования пород, а также открытия изолированных пор и расширения трещин, увеличивается концентрация радона и торона в почвенном газе и их поступление в атмосферу, что усиливает ионизацию приземного воздуха. При хорошей погоде это сопровождается появлением у земли в слое воздуха толщиной от десятых долей метра до нескольких метров отрицательного электрического заряда, плотность которого может достигать больших значений. Вблизи такого заряда, и особенно ниже его, будет уменьшаться нормальное атмосферное электрическое поле и даже изменяться знак ([10] – краткий обзор).

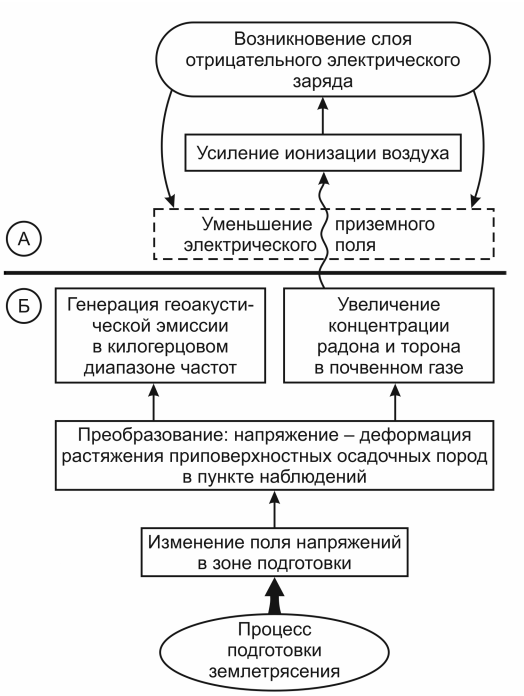


Рис. 1. Схема образования совместных предсейсмических возмущений геоакустического, эманационного и атмосферного электрического полей у границы земная кора – атмосфера. А – приземный воздух, Б – приповерхностные осадочные породы.

Наблюдения и результаты

В августе – октябре 2012 г. в пункте "Карымшина"ИКИР ДВО РАН (52.83^{o}N, 158.13^{o}E) одновременно измерялись объемная активность радона Rn и торона Tn в поверхностном слое грунта, геоакустическая эмиссия в диапазоне частот 0.7–2.0 кГц, градиент потенциала атмосферного электрического поля на высоте 7 см от поверхности земли, атмосферное давление, скорость ветра и интенсивность дождя [10]. В качестве характеристики локальной сейсмической активности рассматривалась накопленная энергия землетрясений с энергетическим классом $K_s \geq 9.0$, происходивших на эпицентральном расстоянии $R \leq 250$ км от этого пункта. Использовались данные регионального каталога Камчатского филиала ГС РАН (http://emsd.ru).

На рис. 2 представлены график накопления энергии рассматриваемых землетрясений, вариации атмосферного давления и объемной активности эманаций. Как видно на рис. 2, только 2 октября было сильное увеличение значений Rn и Tn, которое длилось около восьми часов. Уменьшение электрического поля, увеличение геоакустической эмиссии в трех точках измерений, образующих треугольник со сторонами 10–35 м, и увеличение объемной

активности эманаций происходили при спокойной погоде (отсутствовал дождь, сильный и умеренный ветер, слабо менялось атмосферное давление, см. рис. 3). За период наблюдений, равный 52 суткам, увеличения геоакустической эмиссии в трех точках и близкого во времени уменьшения электрического поля с изменением знака при такой погоде больше не было. Все это говорит о том, что возмущения полей имели не метеорологическое происхождение.

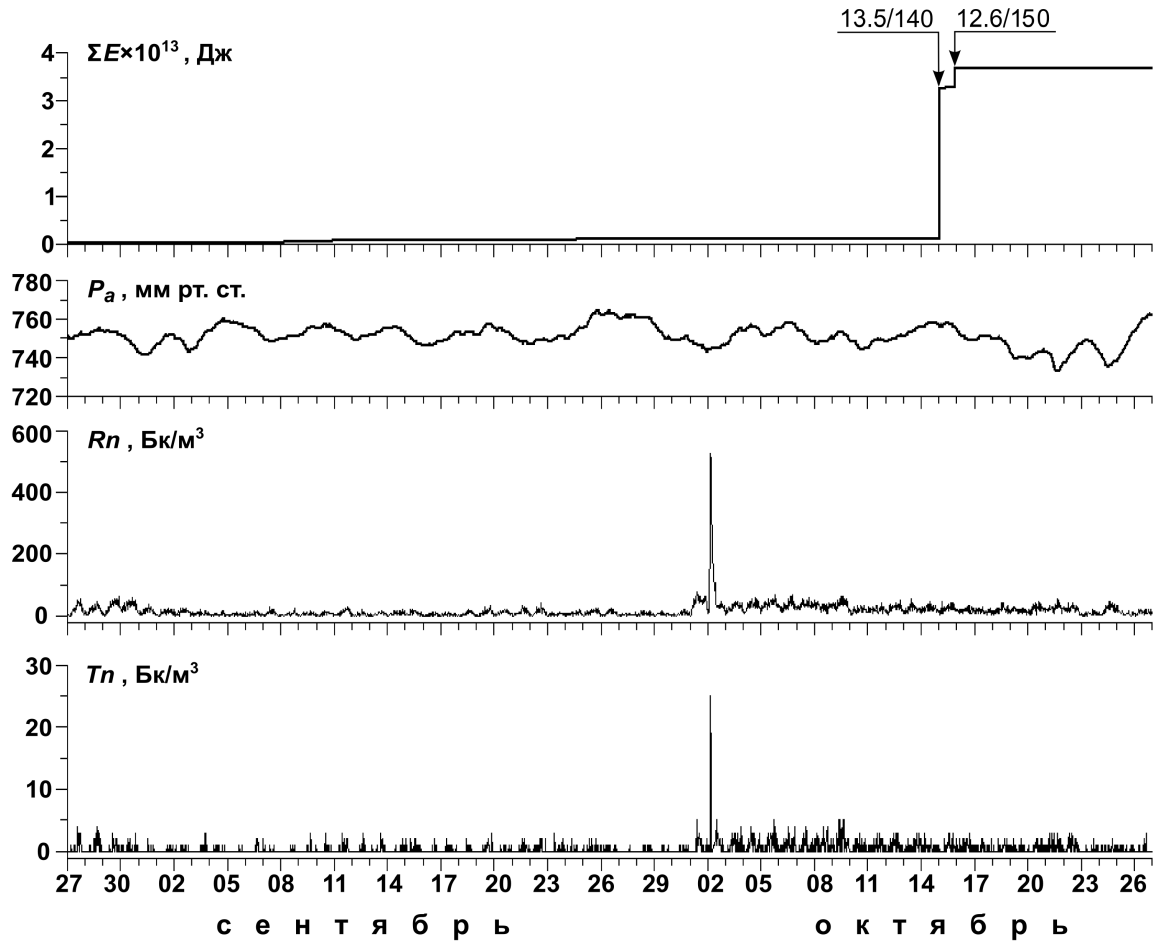


Рис. 2. График накопления энергии ΣE землетрясений с $K_s \geq 9.0$, произошедших в области выборки, вариации атмосферного давления P_a, объемной активности радона Rn и торона Tn во время наблюдений. Левой стрелкой отмечен момент главного землетрясения 15 октября, правой – его самый сильный афтершок. Первое число над стрелкой – K_s, второе – эпицентральное расстояние, км

Аномальные возмущения исследуемых полей наблюдались за 13 суток перед землетрясением с $K_s = 13.5$, произошедшим 15 октября в 01 ч 19 мин UTC в 140 км от пункта "Карымшина"и имевшим моментную магнитуду $M_w = 5.6$ (каталог NEIC, http://earthquake.usgs.gov). Это землетрясение сопровождалось афтершоками, самый сильный из них был 15 октября в 22 ч 45 мин. Он имел $K_s = 12.6$ и заметно отразился на графике накопления сейсмической энергии (см. рис. 2).

В 120 м от площадки, где проводились наблюдения, находится скважина № 99-8 Камчатского филиала ГС РАН глубиной 19 м. Ее геологическая колонка представлена следующими породами: валунно-галечные отложения с песчанно-глинистым заполнителем (0–5 м), глыбово-щебнистые отложения с глинистым заполнителем (5–14 м), валунно-галечные отложения с песчаным заполнителем (14–19 м). Статический уровень воды равен 13.7 м.

Таким образом, приповерхностные породы в районе пункта "Карымшина"являются осадочными. Толщина их слоя примерно 50 м.

Пункт "Карымшина"находится в зоне пересечения разноранговых тектонических разломов. Разломные зоны характеризуются повышенной тензочувствительностью различных полей и их более сильными вариациями [11], а также более сильными возмущениями полей перед землетрясениями [8]. В зоне активного разлома на Тайване [12] зарегистрированы одновременные увеличения Rn и Tn в почвенном газе перед землетрясениями с $R \quad < 150$ км и магнитудой $M_L \quad \geq 4.5$, которые возникали обычно за 1–20 суток и имели наименьшую длительность 5–7 часов. С этими результатами хорошо согласуются полученные нами данные. Теоретический радиус зоны проявления предвестников по деформациям земной поверхности $r = e^M$ (км) [13] равен для землетрясения 15 октября 270 км и почти в два раза больше эпицентрального расстояния до пункта "Карымшина". Поэтому, с учетом структурно-тектонического местонахождения пункта, предсейсмические деформации приповерхностных осадочных пород и вызванные ими аномальные возмущения регистрируемых полей вполне реальны.

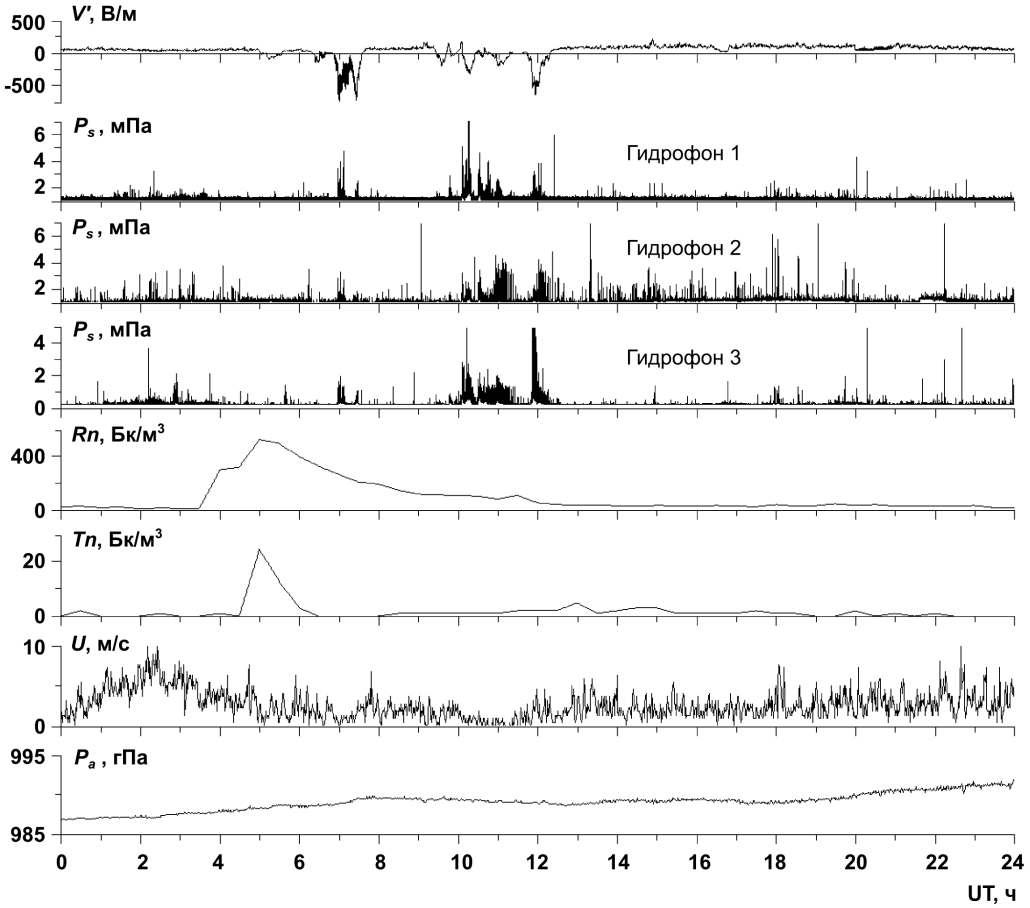


Рис. 3. Вариации градиента потенциала V' атмосферного электрического поля, акустического давления P_s в трех точках измерений, объемной активности эманаций, скорости ветра U на высоте 8 м от земли и атмосферного давления P_a 2 октября 2012 г.

Радон и торон мало различаются физико-химически, за исключением периода полураспада, который равен, соответственно, 3.825 суток и 55.6 с. Из-за малого периода полураспада торон не может мигрировать далеко от места образования и его массоперенос имеет поверхностный характер. Согласно работе [14], при поступлении в атмосферу торон выходит из слоя почвы толщиной 6 см, при этом ее первые 2 см дают до 75% эманации.

Следовательно, аномальное увеличение торона было вызвано процессом, протекавшим в самом поверхностном слое грунта, а генерация радона происходила в более мощном слое приповерхностных осадочных пород. Наиболее вероятной причиной этого было их кратковременное растяжение.

Таким образом, предложенная нами схема (см. рис. 1) образования совместных предсейсмических возмущений трех приповерхностных полей (геоакустического, эманационного и атмосферного электрического) позволяет объяснить их аномальные возмущения. Сам факт обнаружения этих возмущений, в свою очередь, подтверждает возможность реализации данной схемы.

Заключение

Предложена схема образования совместных предсейсмических возмущений геоакустического, эманационного и атмосферного электрического полей у границы земная кора – атмосфера при наличии в пункте наблюдений приповерхностных осадочных пород и их растяжении. Впервые проведена одновременная регистрация этих полей и обнаружены их совместные аномальные возмущения. Они наблюдались за 13 суток перед землетрясением с магнитудой $M_w = 5.6$ на расстоянии 140 км от эпицентра и подтверждают возможность реализации предложенной схемы. Обнаруженные возмущения можно рассматривать как комплексный краткосрочный предвестник произошедшего землетрясения и свидетельство воздействия земной коры на приземную атмосферу во время его подготовки. Физическим агентом, оказавшим воздействие, были радон и торон. Более сильное поступление этих эманаций из земли усиливает ионизацию приземного воздуха, что сопровождается появлением при хорошей погоде отрицательного объемного заряда и уменьшением электрического поля.

Литература

1. Адушкин В.В., Спивак А.А., Кишкина С.Б. и др. Динамические процессы в системе взаимодействующих геосфер на границе земная кора–атмосфера // Физика Земли. – 2006. – № 7. – С. 34-51.

2. Адушкин В.В., Спивак А.А. Приповерхностная геофизика: Комплексные исследования литосферно-атмосферных взаимодействий в окружающей среде // Физика Земли. – 2012. – № 3. – С. 3-21.

3. Войтов Г.И., Добровольский И.П. Химические и изотопно-углеродные нестабильности потоков природных газов в сейсмически активных регионах // Физика Земли. – 1994. – № 3. – С. 20-31.

4. Милькис М.Р. Метеорологические предвестники сильных землетрясений // Физика Земли. – 1986. – № 3. – С. 36-47.

5. Сальман А.Г., Тронин А.А. Вариации потока уходящего инфракрасного излучения Земли в сейсмоактивных районах Средней Азии //Физика Земли. – 1990. – № 7. – С. 67-69.

6. Спивак А.А. Приповерхностная геофизика и взаимодействие геосфер // Динамические процессы во взаимодействующих геосферах. Сб. научных трудов ИДГ РАН. – М.: ГЕОС, 2006. – С. 186-195.

7. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. – М.: Наука, 2003. 270 с.

8. Киссин И.Г. Флюиды в земной коре : Геофизические и тектонические аспекты. – М.: Наука, 2015. 328 с.

9. Марапулец Ю.В., Руленко О.П., Ларионов И.А., Мищенко М.А. Одновременный отклик высокочастотной геоакустической эмиссии и атмосферного электрического поля

на деформирование приповерхностных осадочных пород // ДАН. – 2011. – Т. 440. – № 3. – С. 403-406.

10. Руленко О.П., Марапулец Ю.В., Кузьмин Ю.Д. О причине одновременного появления возмущений атмосферного электрического поля и высокочастотной геоакустической эмиссии при сейсмотектоническом процессе // ДАН. – 2015. – Т. 461. – № 3. – С. 333-337.

11. Спивак А.А. Особенности геофизических полей в разломных зонах // Физика Земли. – 2010. – № 4. – С. 55-66.

12. Yang T.F., Walia V., Chyi L.L. et al. Variations of soil radon and thoron concentrations in a fault zone and prospective earthquakes in SW Taiwan // Radiation Measurements. – 2005. – V. 40. – P. 496-502.

13. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. – М.: ИФЗ АН СССР, 1991. 217 с.

14. Guedalia D., Laurent J-L., Fontan J. et al. A study of radon 220 emanation from soils // J. Geophys. Res. – 1970. – V. 75. – № 2. P. 357-369.

Статистика возникновения предсейсмических аномалий в геоакустической эмиссии и атмосферном электрическом поле

Мищенко М. А.
Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН
с. Паратунка, Камчатский край, Россия
e-mail: micle@ikir.ru

На Камчатке в условиях активно протекающего сейсмотектонического процесса проводятся измерения геоакустической эмиссии приповерхностных осадочных пород (ГАЭ) и атмосферного электрического поля у поверхности земли (АЭП). Совместные геоакустические и атмосферно-электрические измерения [1] свидетельствуют о том, что аномальные возмущения этих геофизических полей возникают в сейсмически спокойные периоды и на заключительной стадии подготовки землетрясений, и связаны с динамикой деформационного процесса приповерхностных осадочных пород. Поэтому представляет интерес рассмотреть статистику появления таких возмущений перед землетрясениями, как в геоакустической эмиссии, так и в атмосферном электрическом поле.

Для анализа предсейсмических возмущений использован длительный непрерывный ряд геоакустических измерений в период с 2003 по 2012 гг. с пункта "Микижа" и данные измерений АЭП, произведенные в летне-осенние периоды 2005-2008 гг. в пункте "Микижа" и 2009-2012 гг. в пункте "Карымшина". Аномальные возмущения геоакустической эмиссии и атмосферного электрического поля сопоставлялись с региональным каталогом землетрясений Камчатского филиала Геофизической службы РАН (http://www.emsd.ru/ts/). Рассматривались только возмущения ГАЭ и АЭП, зарегистрированные в условиях спокойной погоды (слабоменяющееся давление, отсутствие дождя и ветра больше 6 м/с).

Анализ данных геоакустических наблюдений в сейсмоактивных регионах показал, что перед сильными землетрясениями иногда регистрируются аномальные возмущения геоакустической эмиссии, которые проявляются в виде резкого повышения акустического давления в килогерцовом диапазоне частот Ps [2, 3, 4]. Пример такого возмущения геоакустической эмиссии представлен на рис. 1а. За период 2003–2007 гг. было выявлено 266 таких возмущений ГАЭ. На основе их анализа предложены следующие критерии выделения возмущений: амплитуда Ps, усредненная в интервале 5 мин, должна превышать значение фонового уровня ГАЭ более чем в 4 раза с длительностью не менее 15 мин. В качестве фонового уровня ГАЭ принималось среднее значение амплитуды Ps за наиболее спокойный суточный период в ближайшие десять дней до возмущения [5].

Анализ данных атмосферно-электрических наблюдений в сейсмоактивных регионах показал, что перед сильными землетрясениями иногда регистрируются аномальные возмущения электрического поля. В качестве таких возмущений обычно рассматриваются бухтообразные уменьшения градиента потенциала V' поля вплоть до изменения знака и его последующие восстановление через некоторое время примерно до прежнего уровня [6, 7, 8]. Пример такого возмущения АЭП представлен на рис. 1б.

С учетом того, что атмосферно-электрические измерения проводились нами в летне-осенние периоды и продолжались только около трех месяцев в году, данных по предсейсмическим возмущениям АЭП получено недостаточно для определения критериев их выделения. Поэтому критерии подбирались на основе анализа предсейсмических характеристик АЭП на Камчатке, выполненного в работе [8] за непрерывный период 1997–2002 гг. Минимальная длительность возмущений АЭП составляет 15–20 мин, а минимальная амплитуда бухтообразных понижений градиента потенциала V' составляет –100 В/м.

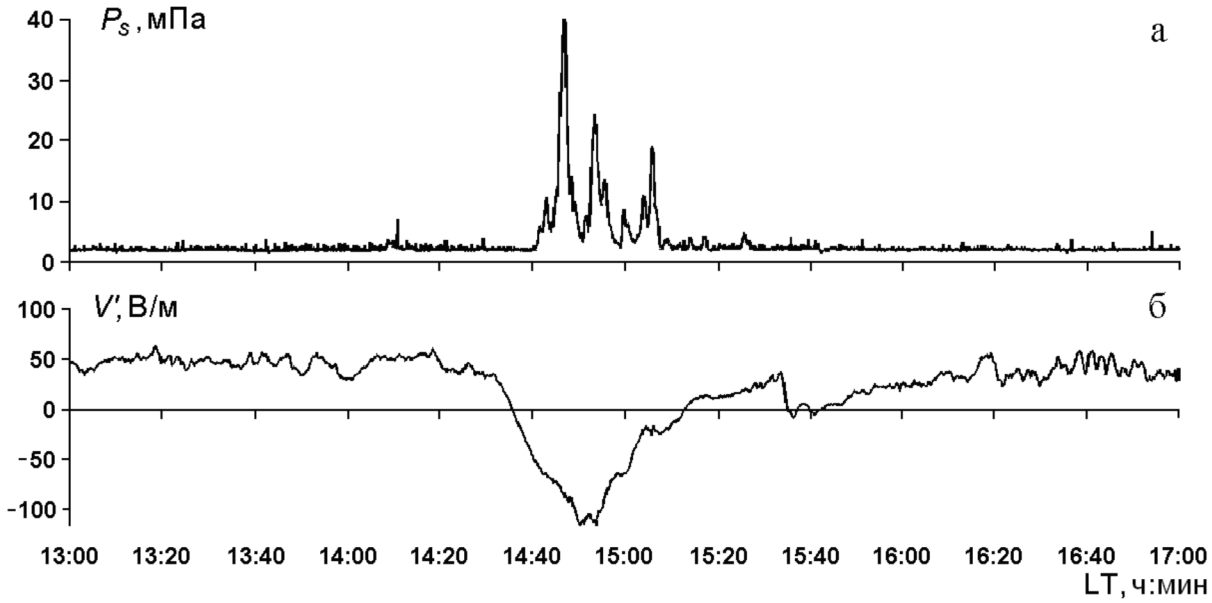


Рис. 1. Пример одновременных возмущений акустического давления Ps в килогерцовом диапазоне частот (а) и градиента потенциала V' электрического поля (б) в эксперименте 22 августа 2006 г.

Геоакустические и атмосферно-электрические возмущения возникают почти одновременно и соизмеримы по продолжительности. Поэтому при дальнейшем анализе, так же как и для возмущений ГАЭ, выделялись предсейсмические возмущения АЭП длительностью более 15 мин и минимальным значением понижения градиента потенциала V' поля, равным –100 В/м, что соответствует результатам, полученным в [8].

С учетом критериев, сформулированных для выделения возмущений ГАЭ, был проанализирован ряд геоакустических данных с пункта наблюдений "Микижа", зарегистрированных в период 2003–2012 гг. Выявлены аномальные возмущения геоакустической эмиссии, зарегистрированные в условиях спокойной погоды. Из регионального сейсмического каталога выбраны две группы землетрясений с энергетическими классами $11.0 < Ks \leq 12.0$, $Ks > 12.0$ и эпицентральными расстояниями до пункта наблюдений $D \leq 240$, $D \leq 350$ км соответственно. Такие расстояния выбраны в соответствии с данными анализа возмущений ГАЭ [3] и скорректированы с учетом модельных исследований [9]. По результатам моделирования [5] для поиска возмущений ГАЭ выбран временной интервал от 2.5 суток до 5 часов перед землетрясениями. Проведено сопоставление выбранных землетрясений с аномальными возмущениями ГАЭ. Рассмотрено наличие возмущений ГАЭ перед 107 землетрясениями. Полученные результаты приведены в табл. 1.

Согласно табл. 1 возмущения ГАЭ наблюдались перед 42 из 69 землетрясений с характеристиками $11.0 < Ks \leq 12.0$ и $D \leq 240$ км и перед 28 из 38 с $Ks > 12.0$ и $D \leq 350$ км.

Результаты сопоставления возмущений геоакустической эмиссии и землетрясений с энергетическим классом $Ks > 9.0$ показали, что 36.8% возмущений ГАЭ предшествуют землетрясениям. Таким образом, процент ложных тревог составляет 63.2%.

С учетом критериев, сформулированных для выделения возмущений АЭП, проанализирован ряд атмосферно-электрических данных за периоды летне-осенних измерений в пункте "Микижа" (2006, 2007 и 2008 гг.) и в пункте "Карымшина" (2009, 2011 и 2012 гг.). Выявлены аномальные возмущения атмосферного электрического поля у поверхности земли, зарегистрированные в условиях описанной выше спокойной погоды.

Как и для ГАЭ, из регионального сейсмического каталога были выбраны две группы

Таблица 1. Результаты сопоставления землетрясений с аномальными возмущениями геоакустической эмиссии.

Землетрясения						
класс	$11.0 < Ks \leqslant 12.0$			$Ks > 12.0$		
год	всего	предваряются возмущениями АЭП	%	всего	предваряются возмущениями АЭП	%
2003	7	5	71,4	3	3	100
2004	4	2	50	6	6	100
2005	1	0	0	2	2	100
2006	7	5	71,4	4	3	75
2007	6	5	83,3	3	3	100
2008	5	4	80	6	3	50
2009	8	6	75	1	0	0
2010	5	1	20	7	3	42,9
2011	17	9	52,9	3	3	100
2012	9	5	55,6	3	2	66,7
Итого	69	42	60,9	38	28	73,7

Таблица 2. Результаты сопоставления землетрясений с аномальными возмущениями атмосферного электрического поля.

Землетрясения					
класс		$11.0 < Ks \leqslant 12.0$		$Ks > 12.0$	
Пункт наблюдений	Год	Всего	Предваряются возмущениями АЭП	Всего	Предваряются возмущениями АЭП
Микижа	2006	4	1	4	1
	2007	3	1	0	0
	2008	3	0	2	1
Карымшина	2009	2	2	0	0
	2011	3	1	1	1
	2012	4	1	1	0
	Всего	19	6	8	3

землетрясений с энергетическими классами $11.0 < Ks \leq 12.0$ и $Ks > 12.0$, произошедших на эпицентральных расстояниях $D \leq 240$ и $D \leq 350$ км. Считая, что геоакустическая эмиссия является индикатором изменения деформационного состояния приповерхностных пород, для поиска возмущений АЭП выбран временной интервал продолжительностью 2.5 суток перед землетрясениями в соответствии [5]. Проведено сопоставление выбранных землетрясений с аномальными возмущениями АЭП. В пункте "Микижа" наличие возмущений АЭП рассмотрено перед 16 землетрясениями, в пункте "Карымшина" – перед 11. Полученные результаты сопоставления приведены в табл. 2.

Согласно табл. 2 в пункте "Микижа" возмущения АЭП наблюдались перед 2 землетрясениями из 10 с характеристиками $11.0 < Ks \leq 12.0$ и $D \leq 240$ км и перед 2 из 6 с $Ks > 12.0$ и $D \leq 350$ км. В пункте "Карымшина" возмущения АЭП наблюдались перед 4 из 9 землетрясений с характеристиками $11.0 < Ks \leq 12.0$ и $D \leq 240$ км и перед 1 из 2 с $Ks > 12.0$ и $D \leq 350$ км.

В заключение можно отметить, что на основе анализа результатов наблюдений геоакустической эмиссии и атмосферного электрического поля предложены критерии выделения их аномальных возмущений. Это позволило выявить возмущения в высокочастотной геоакустической эмиссии и атмосферном электрическом поле у поверхности земли, предшествующие землетрясениям на Камчатке. Количество таких предсейсмических возмущений в электрическом поле значительно меньше, чем возмущений ГАЭ, так как атмосферно-электрические измерения проводились только в летне-осенние периоды и продолжались около трех месяцев в году.

Литература

1. Руленко О.П., Марапулец Ю.В., Мищенко М.А. Анализ проявления связи между высокочастотной геоакустической эмиссией и электрическим полем в атмосфере у поверхности земли // Вулканология и сейсмология. 2014. № 3. С. 53-64.

2. Купцов А.В., Марапулец Ю.В., Шевцов Б.М. Анализ изменений геоакустической эмиссии в процессе подготовки сильных землетрясений на Камчатке // Эл. журнал "Исследовано в России". 2004. Т. 7. С. 2809-2818. [Электронный ресурс].
URL: http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2004/262.pdf (дата обращения: 31.03.2015).

3. Купцов А. В. Изменение характера геоакустической эмиссии в связи с землетрясением на Камчатке // Физика Земли. 2005. № 10. С. 59-65.

4. Моргунов В.А., Любошевский М.Н., Фабрициус В.З., Фабрициус З.Э. Геоакустический предвестник Спитакского землетрясения // Вулканология и сейсмология. 1991. №4. С.104-106.

5. Мищенко М.А. Статистический анализ возмущений геоакустической эмиссии, предшествующих сильным землетрясениям на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Серия: Физико-математические науки. 2011. № 1(2). С.56–64.

6. Руленко О.П., Иванов А.В., Шумейко А.В. Краткосрочный атмосферно-электрический предвестник Камчатского землетрясения 6 марта 1992, $M = 6.1$ // Доклады АН. 1992. Т. 326. № 6. С. 980-982.

7. Руленко О.П. Оперативные предвестники землетрясений в электричестве приземной атмосферы // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 57-68.

8. Смирнов С.Э. Особенности отрицательных аномалий квазистатического электрического поля в приземной атмосфере на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. 2005. Т. 45 № 2. С. 282-287.

9. Добровольский И. П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 189 с.

Суточные вариации СДВ радиоволн на среднеширотной трассе “Новосибирск-Улан-Удэ”

Башкуев Ю. Б., Буянова Д. Г., Адвокатов В. Р., Бояров А. Л.
Институт физического материаловедения СО РАН г. Улан-Удэ, Республика Бурятия, Россия
e-mail: buddich@mail.ru dbuy@mail.ru

В докладе рассмотрены суточные вариации амплитуды и дополнительной фазы сигнала РНС “Альфа” (РСДН-20) в зимнее-весеннее и летнее время на трассе “Новосибирск - Улан-Удэ” длиной ∼1578 км, проходящей над сейсмоактивной Байкальской рифтовой системой.

С 2012 г. совместно с ИКФИА СО РАН проводятся мониторинговые измерения суточных вариаций амплитуды и фазы радионавигационной системы “Альфа”. Система Альфа состоит из трёх передатчиков, которые расположены в районе Новосибирска (55 ° 45′22I с.ш., 84 ° 26′52I в.д.), Краснодара (45 ° 24′12I с.ш., 38 ° 09′30I в.д.), Комсомольска - на Амуре (50 ° 04′21I с.ш., 136 ° 36′34I в.д.). Эти передатчики излучают последовательности сигналов длительностью 3,6 с на основной частоте F1 = 16 МГц/1344 = 11,904 кГц и дополнительных: F2 = 17 МГц/1344 = 12,649 кГц и F3 = 20 МГц/1344 = 14,881 кГц. Для синхронизации временной диаграммы излучающих станций с диаграммой работы всей радионавигационной системы излучается сигнал на частоте F3п = F3+5/36 Гц станцией Новосибирск. Частотно-временная диаграмма работы РСДН-20 (“Альфа”) представлена на рис. 1. [1]

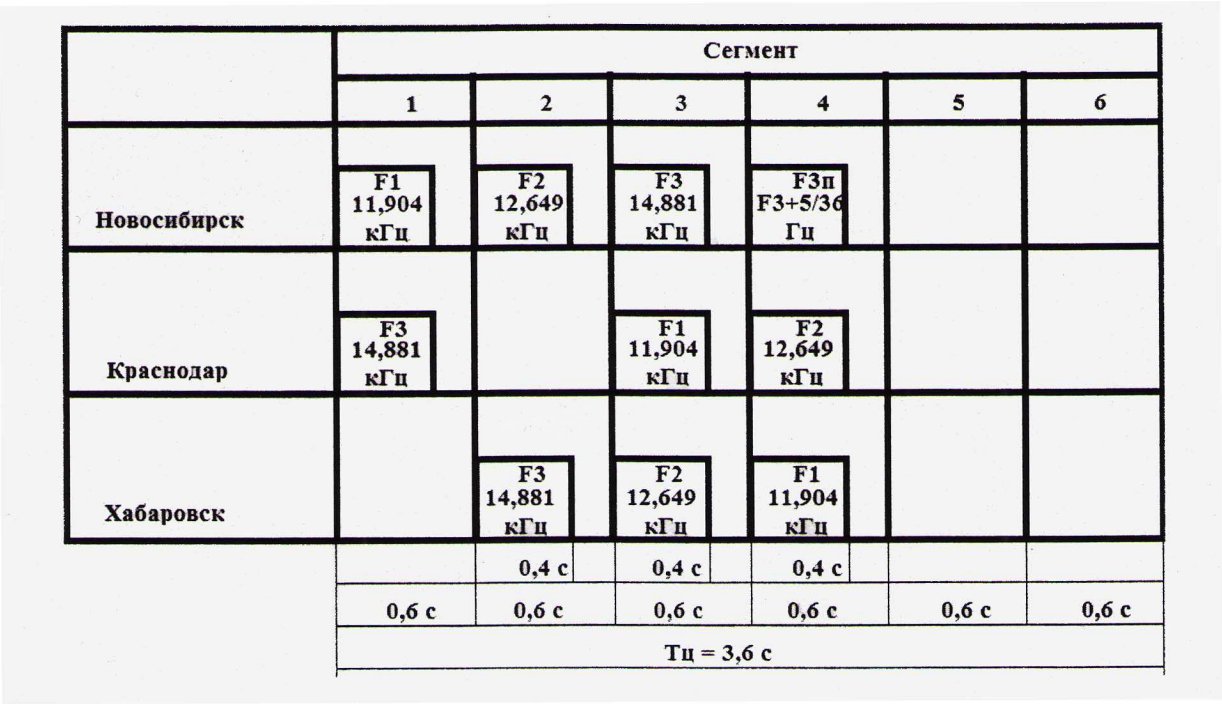


Рис. 1. Частотно-временная диаграмма работы РНС “Альфа”

В Улан-Удэ (51 ° 51′23I с.ш., 107 ° 39′06I в.д.), сигнал “Альфа” принимается на магнитную рамочную антенну, ориентированную восток запад. На рис. 2 представлена блок-схема регистратора. Цифровой измерительный комплекс имеет опорный стандарт частоты на основе GPS приемника Trimble Thunderbolt–B с суточной нестабильностью частоты 10^{-12}.

Проведен детальный анализ суточных вариаций амплитуды и дополнительной фазы сигнала РНС “Альфа” на трассе “Новосибирск – Улан-Удэ” за 1-15 марта 2014года (f =14,88 кГц), когда в средних широтах день примерно равен ночи (рис. 3 а, б).

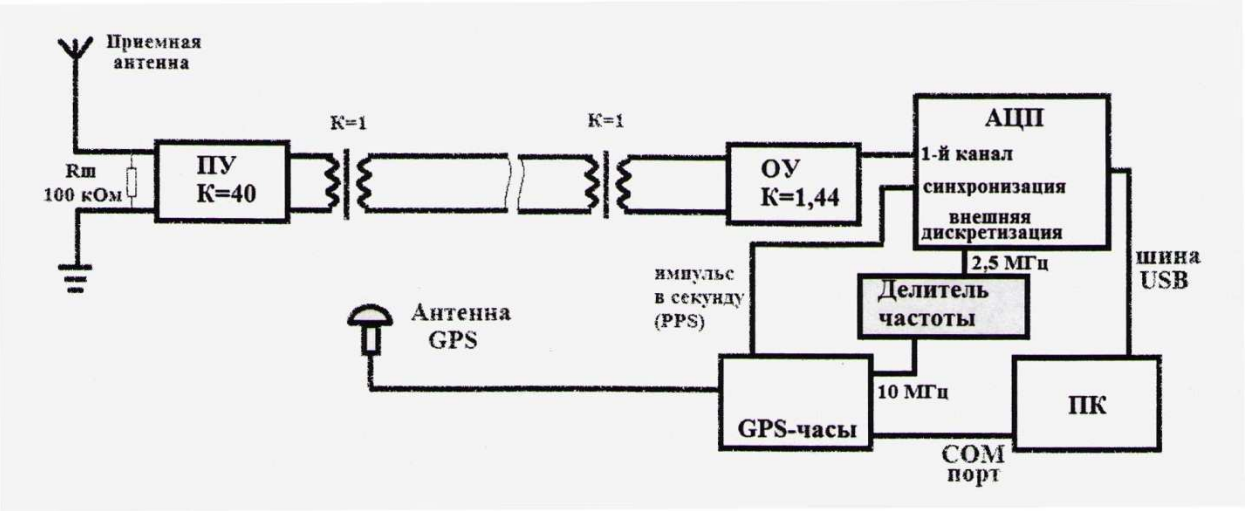
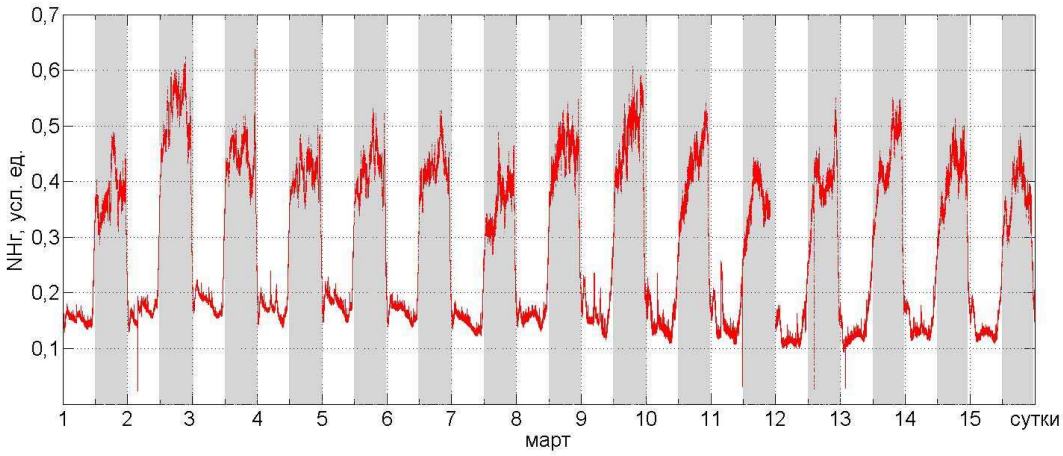


Рис. 2. Блок-схема регистратора амплитудно-фазовых вариаций РНС “Альфа”

а)



б)

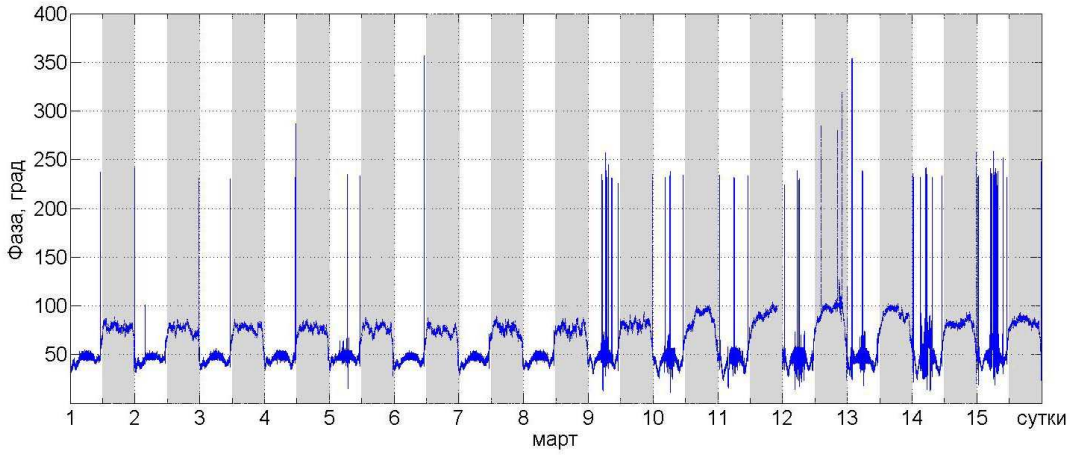


Рис. 3. Суточные вариации амплитуды (а)и дополнительные фазы (б) сигнала РНС “Альфа” на трассе “Новосибирск - Верхняя Березовка” за 1-15 марта 2014 года (ночное время - серый цвет).

Четко разделяются дневные и ночные уровни радиосигнала. Дневной уровень амплитуды сигнала в первой половине марта стабильный, в среднем от 0,1 до 0,22 условных единиц. В ночное время сигнал в среднем в 2,5 – 4 раза выше и изменяется от 0,3 до 0,6 условных единиц. Дополнительная фаза $\phi_{\text{доп}}$ имеет также закономерные регулярные суточные вариации в пределах от 50^o до 100^o. Уверенно разделяются дневные и ночные средние уровни фазы $\phi_{\text{доп}}$. Для дневных условий $\phi_{\text{доп}} = 55^o$, для ночных условий $\phi_{\text{доп}} = 80^o$. На графиках $\phi_{\text{доп}}$ (рис. 3) при заходе и восходе Солнца видны области кратковременной потери фазовой однозначности ("потеря фазы"), связанные, вероятно, с резкими изменениями уровня поля при прохождении линии терминатора, а также из-за воздействия хаотических импульсных помех естественного или техногенного происхождения. Дневные уровни дополнительной фазы с 9 по 15 марта имеют области сильных неоднократных кратковременных выбросов (скачков) фазы до 240-250 градусов. В ночное время эти выбросы наблюдаются только ночью 12 марта и достигают 360 градусов. Величина "шумовой" дорожки на амплитуде сигнала днем и ночью заметно различается. Она представляет аддитивую смесь флуктуационной и хаотической импульсной помехи и полезного ОНЧ сигнала.

На рисунке 4 представлены суточные вариации амплитуды сигнала с 19 по 31 марта 2015 г. на трассах "Новосибирск – Улан-Удэ" и "Краснодар– Улан-Удэ". Длина трасс распространения, вычисленная по формуле [2]:

$$\mathrm{d} = \arccos[\sin\varphi_j \sin\varphi + \cos\varphi_j \cos\varphi \cos(\lambda_j - \lambda)]$$

Новосибирск - Улан-Удэ составляет d = 14,1741 ° (∼1578 км), Краснодар-Улан-Удэ - d = 44,6095 ° (∼4966 км). Уровни принимаемого сигнала от более близкого излучателя в Новосибирске в 5-6 раз выше уровней сигнала из Краснодара.

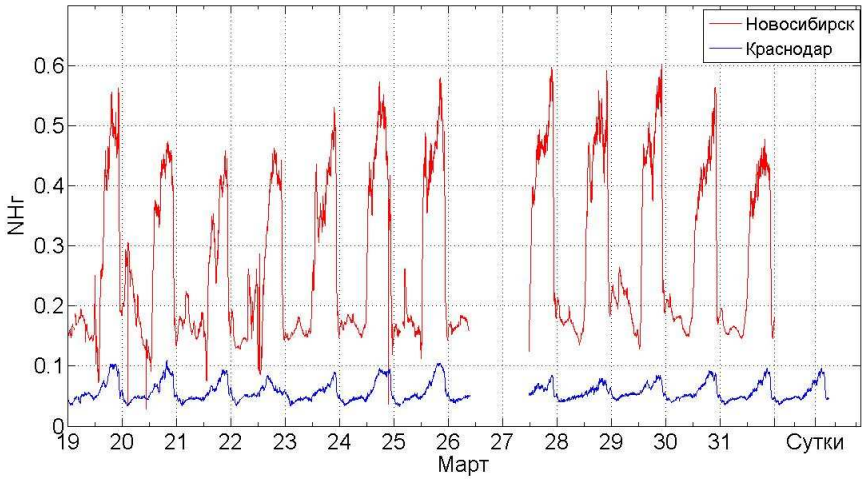


Рис. 4. Суточные вариации амплитуды сигнала 19 - 31 марта 2015 г. на трассах "Новосибирск– Улан-Удэ" и "Краснодар – Улан-Удэ"

Описанным выше приемно-регистрирующим комплексом ОНЧ сигналов с ориентацией плоскости рамочной антенны "север-юг" и перестройкой частоты приемника на 19,8 кГц получены вариации амплитуды и фазы радиосигналов в период солнечного затмения в Антарктиде и Австралии 29 апреля 2014 года. На рис. 5 показан суточный ход относительной амплитуды магнитной компоненты и дополнительной фазы радиосигнала австралийской станции NWC в период солнечного затмения на трассе "NWC –Улан-Удэ". В начальный период затмения наблюдаются значительные вариации амплитуды и фазы из-за возможного воздействия на полезный сигнал изменений свойств волновода "Земля – ионосфера".

Отчетливо видна восходно-заходная часть суточного хода дополнительной фазы сигнала и влияние естественных ОНЧ – излучений на трассе распространения, пересекающей Азиатский континент с юга на север почти по меридиану. На рис. 5 темной полосой показана общая продолжительность затмения: 03:52:38 - 08:14:28 UT (длительность - 4 часа 22 минуты).

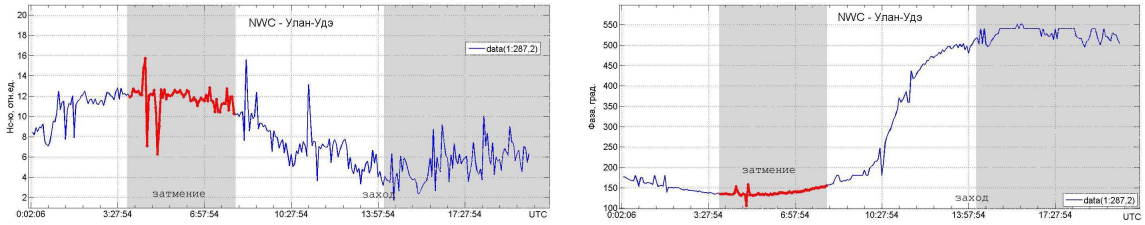


Рис. 5. Суточный ход относительной амплитуды магнитной компоненты и дополнительной фазы радиосигнала NWC в период солнечного затмения на трассе “NWC – Улан-Удэ” 29 апреля 2014 года, частота 19,8 кГц.

На рисунке 6 а, б представлены суточные вариации амплитуды и дополнительной фазы сигналов на трассах “Краснодар-Улан-Удэ” и “Новосибирск-Улан-Удэ” за 19-22 марта 2015 г. 20 марта произошло полное солнечное затмение, которое наблюдалось на севере Атлантического океана, фаза затмения в Краснодаре составляла – 0,45, в Новосибирске – 0,39. Эффект затмения на распространение радиоволн проявился в увеличении фазы сигнала станции Краснодар в период затмения (09:24 -11:27 UT), что свидетельствует в пользу того что на фазу волны влияют вариации ионизации и высоты отражения во время затмения. Во время прохождения затмения над Новосибирском (10:12-11:49 UT) наблюдались срывы фазы сигнала.

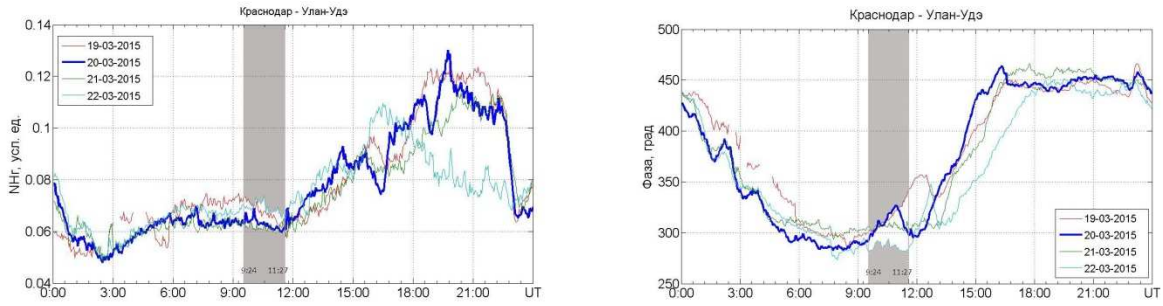


Рис. 6. Суточные вариации амплитуды и дополнительной фазы сигнала РНС “Альфа” на трассе “Краснодар-Улан-Удэ” 19-22 марта 2015 г. и в день затмения 20 марта 2015 г (темная линия).

Литература

1. Козлов В.И. Анализ вариаций ОНЧ-НЧ-СЧ-ВЧ электромагнитного поля на севере республики Саха (Якутия) в районе поселка Тикси в разные сезоны года: отчет о научно-исследовательской работе – Якутск: ИКФИА, 2015. 126 с.

2. Кинкулькин И.Е., Рубцов В.Д., Фабрик М.А. Фазовый метод определения координат. – М.: Сов.радио,1979. 280 с.

Электромагнитная и акустическая эмиссия перед землетрясением на Камчатке

Дружин Г. И., Марапулец Ю. В., Чернева Н. В., Исаев А. Ю.,
Иститут космофизических исследований и распространения радиоволн (ИКИР) ДВО РАН с. Паратунка, Камчатский край
e-mail: drug@ikir.ru marpl@ikir.ru nina@ikir.ru usn-kam@mail.ru aleksandra@ikir.ru

Введение. В природных условиях перед землетрясениями [1] наблюдались лишь отдельные случаи регистрации аномалий в акустическим и электромагнитном поле. В лабораторных экспериментах при деформационных нагрузках горных пород одновременно регистрировались акустические и электромагнитные излучения [2].

С целью обнаружения излучений электромагнитных и акустических полей, предполагающих общую деформационную природу их возникновения, на полуострове Камчатка были проведены одновременные наблюдения указанных полей.

ОНЧ излучения. В стационарном экспедиционном пункте "Карымшина" (φ=52.82^0 N, λ=158.13^{0}E) проводилась регистрация электромагнитных излучений в диапазоне очень низких частот (ОНЧ) с применением многоканального ОНЧ-регистратора. Прием сигналов осуществлялся с двух вертикально расположенных магнитных рамок и одной вертикальной электрической антенны. Чувствительность по магнитной составляющей была не хуже $2{\cdot}10^{-7}$нТ/Гц$^{1/2}$, по электрической – $6{\cdot}10^{-8}$В/(м·Гц$^{1/2}$).

Ранее исследования показали, что источником естественных электромагнитных излучений на северо-востоке России в шумовой составляющей принимаемого ОНЧ излучения в основном являются мировые очаги гроз [3], расположенные в приэкваториальной области Земли.

Акустическая эмиссия. На станции "Микижа" (φ=52.99^0 N, λ=158.23^{0}E), расположенной в 20 км от станции "Карымшина", осуществлялся прием акустической эмиссии. Регистрация проводилась с помощью пьезокерамического приемника (гидрофона), установленного на дне озера "Микижа". Чувствительностью гидрофона составляла первые сотни мВ/Па.

Было установлено, что рост акустического эмиссии в диапазоне от сотен Гц до первых десятков кГц обусловлен усилением деформирования пород и связан с подготовкой землетрясений [4].

Аномальные излучения. Анализ данных показал, что 1 сентября 2013 г. между 04:00 и 09:00 UT ,практически одновременно в электромагнитном и акустическом полях появились всплески излучений (рис. 1, внизу), не наблюдающиеся в этот период суток в другие дни.

С целью выяснения возможных причин появления аномалий было проведено сравнение пеленгационных ОНЧ данных, полученных на станции "Паратунка" (φ=52.97^0 N, λ=158.25^0 E) о грозовой активности, с данными мировой сети по определению месторасположения гроз World Wide Lightning Location Network (WWLLN) [http://wwlln.com]. Данными оперативного каталога землетрясений Камчатского филиала Геофизической службы РАН [http://www.emsd.ru] также рассматривались.

Анализ показал, что на станции "Паратунка" в пеленгационных данных также имеется "аномальный" период в виде повышенного уровня излучения, который совпадает по времени с приведенным на рис. 1. аномальным излучением, зарегистрированным на станции "Карымшина". Месторасположения гроз для этого случая определили по данным мировой сети WWLLN [http://wwlln.com], с 31 августа 2013 г. по 2 сентября.

Грозовая активность развивались следующим образом: 31 августа она была достаточно высокой, 1 сентября (в период наблюдения аномалий) грозы практически не наблюдались,

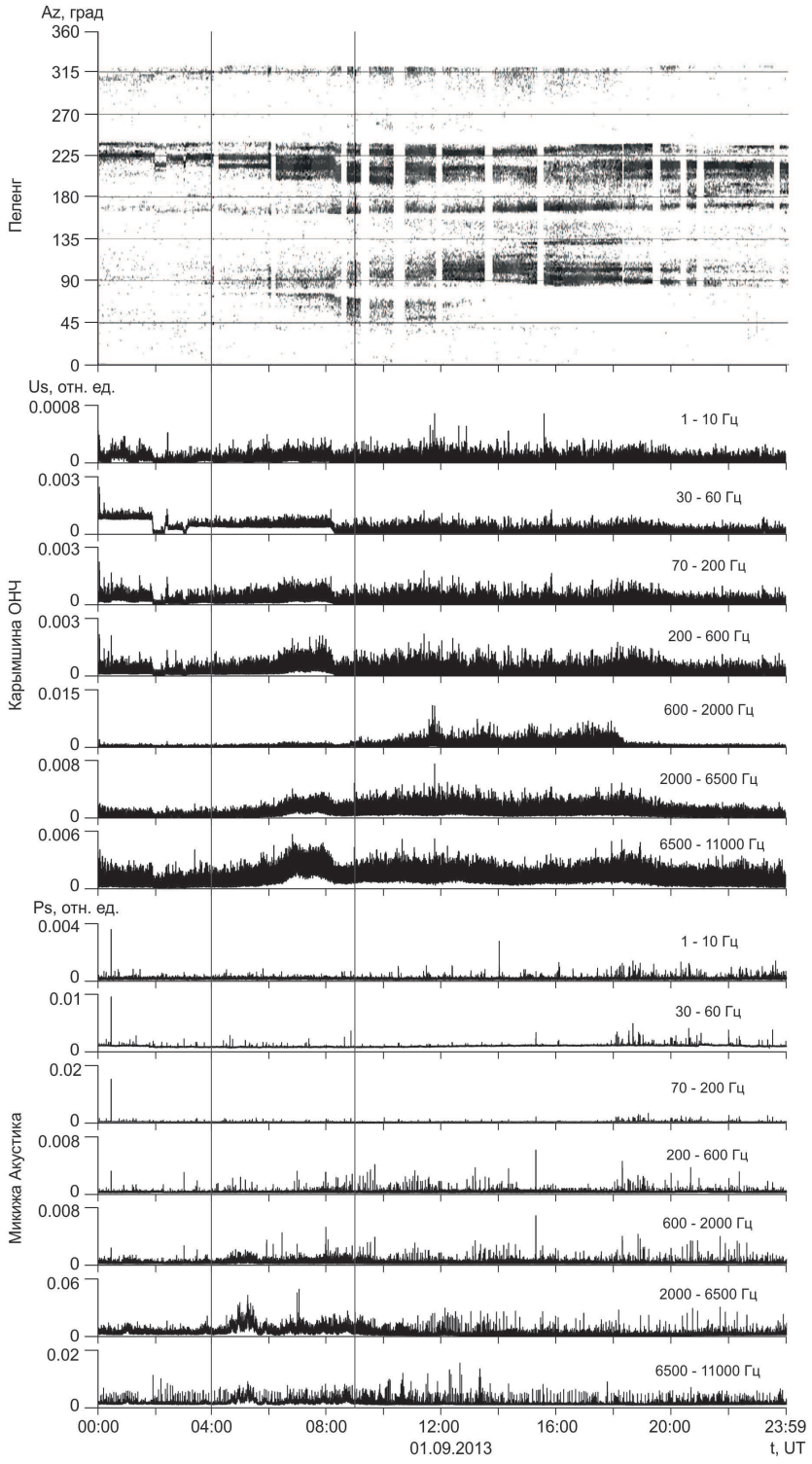


Рис. 1. Акустические (Микижа) и электромагнитные ("Карымшина") излучения 1 сентября 2013 г. В верхней части – азимутальное распределение количества грозовых разрядов A_Z (точки) в течение суток. Азимут отсчитывается по часовой стрелке от направления на север. В нижней части – вариацииОНЧ-излучения U_S и акустической эмиссии P_S в семи частотных поддиапазонах. Между вертикальными линиями выделена область излучений с 4:00 до 9:00 UT.

а 2 сентября они появились снова. Возможной причиной появления аномалии явилось проявление местных источников излучения.

Данные оперативного каталога землетрясений показали, что 2 сентября 2013 г. в 8 ч 19 мин UT, на эпицентральном расстоянии 140 км от станции "Карымшина" произошло сейсмическое событие с M_{LH}=5.1. Это землетрясение случилось примерно через сутки после появившейся аномалии. Магнитуда землетрясения определялась по формуле С.А.Федотова [6], исходя из энергетического класса К. Это было единственное землетрясение с $M_{LH} \geq 5$, произошедшее в первую половину сентября в юго-восточной части Камчатки.

Кроме приведенного выше, одновременные излучения в акустическом и в электромагнитном полях перед землетрясениями на Камчатке наблюдались еще в ряде случаев. В 2013 г. на гипоцентральном расстоянии до 200 км от станции "Карымшина" произошло всего 11 землетрясений с $M_{LH} \geq 5$. Аномалии проявились также перед землетрясениями 9 марта в 8 ч 19 мин UT (M_{LH}=6), 3 мая в 6 ч 10 мин UT (M_{LH}=5.6), 28 мая в 16 ч 25 мин UT (M_{LH}=5.4), 15 июля в 14 ч 43 мин UT (M_{LH}=5.6), 28 июля в 7 ч 21 мин UT (M_{LH}=5.3) и 21 сентября в 6 ч 58 мин UT (M_{LH}=5.4). Появление аномалий регистрировались в 63.6% от всех случаев в 2013 г.

Причины появления аномалий. Рассмотрим вероятные причины появления аномалий в акустических и электромагнитных полях:

1. Появился удаленный грозовой источник (не связанный с землетрясениями), излучения.. от которого пришли с юго-западного направления, что привело к повышению амплитуды ОНЧ сигнала. Но в этом случае непонятна причина возникновения аномалий акустической эмиссии.

1. Из-за деформационных процессов изменились условия распространения сигналов, что привело к усилению принятых от гроз излучений. Это может произойти, поскольку вблизи разломов земной коры наблюдалось существенное повышение импульсного потока электромагнитного поля [7].

2. Появился близко расположенный источник электромагнитного излучения за счет деформаций в земной коре. Этот вариант предпочтительней, потому излучения в одновременно наблюдались как в акустическом, так и в электромагнитном полях. В записи электромагнитного поля подобные всплески ранее наблюдались перед сейсмическими событиями [8].

Заключение. Таким образом, в акустической эмиссии и электромагнитном поле в августе – сентябре 2013 г. в диапазоне частот от 0.1 Гц до 11 кГц были зарегистрированы всплески излучений, которые появились примерно за сутки до землетрясения с M_{LH}=5.1. Подобные всплески обычно не наблюдались в этот период времени суток. Вероятной причиной возникновения аномальных излучений являются деформационные процессы в земной коре при подготовке землетрясения.

Литература

1. Гаврилов В.А. Физические причины суточных вариаций уровня геоакустической эмиссии // Доклады АН. 2007. Т. 414. № 3. С. 389-392.

2. Y. Mori, Y. Obata and J. Sikula. Acoustic and electromagnetic emission from creck crited in rock sample under deformation // Acustic Emission. 2009. Vol. 27. P. 157- 166.

3. Дружин Г.И., Шапаев В.И. Роль мировой грозовой активности в формировании амплитуды регулярного шумового фона // Геомагнетизм и аэрономия. 1988. Т. 28. № 1. С.81-86.

4. Долгих Г.И., Купцов А.В., Ларионов И.А., Марапулец Ю.В., Швец В.А., Шевцов Б.М., Широков О.Н., Чупин В.А., Яковенко С.В. Деформационные и акустические предвестники землетрясений // Доклады АН. 2007. Т. 413. № 1. С. 96-100.

5. Марапулец Ю.В., Шевцов Б.М., Ларионов И.А., Мищенко М.А., Щербина А.О., Солодчук А.А. Отклик геоакустической эмиссии на активизацию деформационных процессов при подготовке землетрясений // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 6. С. 59-67.

6. Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.

7. Сейсмоионосферные и сейсмоэлектромагнитные процессы в Байкальской рифтовой зоне // Э.Л..Афраймович и др.; Отв.ред. Г.А. Жеребцов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. 304 с.

8. Дружин Г.И. Опыт прогноза камчатских землетрясений на основе наблюдений за электромагнитным ОНЧ излучением // Вулканология и сейсмология. 2002. № 6. С. 51-62.

Author index / Именной указатель

Fedotova O. I., 236
Grigorevskaya A. V., 236
Kovalev A. A., 236
Noshchenko D. S., 250
Pavlov A. F., 236
Perezhogin A. S., 250
Semakov N. N., 236
Vodinchar G. M., 250

Адвокатов В. Р., 336
Акбергенов Е. М., 28
Александров Д. В., 246, 322
Алсаткин С. С., 149
Аммосов П. П., 49, 105
Аммосова А. М., 49, 105
Аргунов В. В., 264
Бабаханов И. Ю., 223, 232
Балабин Ю. В., 141
Барашков Т. О., 46
Башкуев Ю. Б., 32, 259, 300, 313, 336
Белов С. Ю., 101
Белова И. Н., 101
Берсенёва Н. Ю., 308
Бессараб П. Ф., 115
Богданов В. В., 13, 317
Бочковский Д. А., 46, 63, 84, 124, 136, 153
Бояров А. Л., 336
Брюханов И. Д., 120
Брюханова В. В., 89, 214
Бураева Е. А., 132
Бутин С. В., 232
Буянова Д. Г., 336
Бычков В. В., 73
Васильев Р. В., 68
Веснин А. М., 68
Викулин А. В., 242, 254
Виляев А. В., 28
Водинчар Г. М., 128, 195, 200
Гаврилов В. А., 283
Гаврильева Г. А., 49, 105
Гальченко В. В., 93
Германенко А. В., 141
Герус А. И., 242, 254
Глоба М. В., 68
Годомская А. Н., 200
Давиденко Д. В., 277
Дембелов М. Г., 259, 313
Денисов А. Ю., 223
Дмитриев А. В., 149
Добрынина А. А., 259
Долгая А. А., 242
Доленко С. А., 205
Дорошкевич А. А., 214
Дружин Г. И., 18, 32, 259, 300, 313, 340
Дубров М. Н., 246, 322
Егоров Е. В., 132
Едемский И. К., 93
Жантаев Ж. Ш., 28
Жбанков Г. А., 115
Жижикина Е. А., 209
Заляев Т. Л., 172
Захаров В. Е., 191
Исаев А. Ю., 340
Кайсин А. В., 13
Каримов Р. Р., 5, 97, 111, 264
Касимова В. А., 308
Клименко В. В., 37, 42, 191
Клименко М. В., 37, 42, 115, 191
Козлов В. И., 5, 8, 97, 111, 166
Колтовской И. И., 49, 105
Копылова Г. Н., 267, 287
Корсаков А. А., 8, 111
Котова Д. С., 191
Криворотов К. А., 89
Кузнецов В. В., 53, 157
Кузнецова Н. Д., 53
Кузьмин Ю. Д., 326
Ларионов И. А., 228, 246, 322
Лукьянова Р. Ю., 37, 42
Малкин Е. И., 183
Малыш Е. А., 128
Мандрикова О. В., 22, 172, 209
Марапулец Ю. В., 246, 272, 326, 340
Маричев В. Н., 46, 63, 84, 124, 136, 153
Маслов С. А., 132

Мищенко М. А., 332
Моисеев П. В., 58
Мороз Ю. Ф., 179, 218
Муллаяров В. А., 97
Мыльникова А. А., 145
Мягкова И. Н., 205
Нагуслаева И. Б., 32, 300, 313
Назарова З. А., 179
Непомнящий Ю. А., 228
Ни Е. В., 89, 214
Новиков П. В., 46
Носиков И. А., 115
Павлов А. В., 317
Панчишкина И. Н., 58, 132
Паровик Р. И., 304
Пережогин А. С., 73
Петров А. И., 58, 132
Петров Н. А., 132
Петрова Г. Г., 58, 132
Петрухин А. В., 277
Полозов Ю. А., 22
Полякова А. С., 37, 42
Потанин М. Е., 308
Пулинец С. А., 277
Пухов В. М., 183
Ратовский К. Г., 37, 42, 68, 149
Романов А. А., 13
Руленко О. П., 326
Савельев Д. В., 223
Самохвалов И. В., 120
Санников Д. В., 183
Саньков В. А., 259
Сапунов В. А., 223
Серафимова Ю. К., 295
Середкин И. Н., 73
Смирнов С. Э., 162, 179, 218, 232
Соловьев И. С., 22, 172
Солодчук А. А., 272, 326, 340
Стасий И. Е., 18
Суворова А. В., 149
Тарабукина Л. Д., 8, 166
Торопов А. А., 5, 97
Уваров В. Н., 79
Узунов Д. П., 277
Фетисова Н. В., 22
Фещенко Л. К., 195
Хаптанов В. Б., 259, 313
Хомутов С. Ю., 172, 186, 223, 232
Хомутова И. Н., 186
Черемисин А. А., 46
Чернева Н. В., 32, 128, 340
Чирик Н. В., 37, 42
Чхетиани О. Г., 58
Шевцов Б. М., 32, 73, 246
Шереметьева О. В., 200
Широкий В. Р., 205
Щербаков А. А., 149
Щербина А. О., 272
Ясюкевич Ю. В., 37, 42, 68, 145

Содержание

Физика атмосферы 4

Каримов Р. Р., Козлов В. И., Торопов А. А. Вариации интенсивности ОНЧ-шумов на 8,7 кГц в циклах солнечной активности за период 2001-2015 года 5

Козлов В. И., Корсаков А. А., Тарабукина Л. Д. Вариации числа атмосфериков по наблюдениям в Якутске в летние месяцы 2001-2015 гг. 8

Богданов В. В., Кайсин А. В., Романов А. А. Влияния циклонов над Камчаткой на распределение электронов в ионосфере 13

Дружин Г. И., Стасий И. Е. Влияние ренгеновского излучения на суточные периоды ОНЧ-излучений 18

Мандрикова О. В., Полозов Ю. А., Соловьев И. С., Фетисова Н. В. Выделение и анализ ионосферных возмущений в периоды солнечных событий и геомагнитных бурь 22

Виляев А. В., Жантаев Ж. Ш., Акбергенов Е. М. Динамика вариаций параметров сигналов радионавигационных станций в ОНЧ диапазоне 28

Дружин Г. И., Башкуев Ю. Б., Нагуслаева И. Б., Чернева Н. В., Шевцов Б. М. Естественное импульсное электромагнитное поле Земли по наблюдениям в Бурятии 32

Ясюкевич Ю. В., Ратовский К. Г., Чирик Н. В., Клименко М. В., Клименко В. В., Полякова А. С., Лукьянова Р. Ю. Зимняя аномалия в N_mF2 и в полном электронном содержании. 1. Морфология явления по данным наблюдений и результатам модельных расчетов 37

Клименко М. В. Клименко В. В., Ясюкевич Ю. В., Ратовский К. Г., Полякова А. С., Чирик Н. В., Лукьянова Р. Ю. Зимняя аномалия в $N_m F2$ и в полном электронном содержании. 2. Механизмы формирования долготной вариации зимней аномалии 42

Черемисин А. А., Маричев В. Н., Новиков П. В., Барашков Т. О., Бочковский Д. А. Идентификация полярных стратосферных облаков над Томском по данным лидарных наблюдений 46

Колтовской И. И., Аммосов П. П., Гаврильева Г. А., Аммосова А. М. Измерение вращательной температуры гидроксила на разных широтах 49

Кузнецов В. В., Кузнецова Н. Д. Инверсии и экскурсы геомагнитногго поля, как причины изменения климата 53

Петрова Г. Г., Панчишкина И. Н., Петров А. И., Чхетиани О. Г., Моисеев П. В. Исследование вариаций электрического поля в приземной атмосфере с учётом её температурной стратификации 58

Маричев В. Н., Бочковский Д. А. Исследование изменчивости содержания фонового аэрозоля в стратосфере над томском по данным лидарных наблюдений 63

Ясюкевич Ю. В., Васильев Р. В., Веснин А. М., Глоба М. В., Ратовский К. Г. Крупномасштабные и мелкомасштабные неоднородности, генерируемые во время главной фазы магнитной бури 22 июня 2015 г. 68

Лидарные исследования рассеяния верхней атмосферы на возбужденных ионах атомарного кислорода . . . 73
Уваров В. Н. Электромагнитное излучение литосферы (ЭМИЛ): проявление, условия распространения и методы регистрации . . . 79
Маричев В. Н., Бочковский Д. А. Моделирование потенциальных возможностей измерений температуры в средней атмосфере лидаром из космоса . . . 84
Криворотов К. А., Ни Е. В., Брюханова В. В. Моделирование характеристик светорассеяния капельных полидисперсных облаков . . . 89
Едемский И. К., Гальченко В. В. Наблюдение эффектов солнечного терминатора в ПЭС в период действия тайфунов. . . . 93
Торопов А. А., Каримов Р. Р., Козлов В. И., Муллаяров В. А. Вариации электрического поля в зависимости от географической широты местности . . . 97
Белов С. Ю., Белова И. Н. Определение параметра рассеяния на ионосферном экране при распространении радиосигнала в канале Земля-ионосфера в коротком диапазоне радиоволн . . . 101
Аммосова А. М., Аммосов П. П., Гаврильева Г. А., Колтовской И. И. Особенности влияния солнечной активности на температуру высокоширотной мезопаузы над Якутией в 23 цикле . . . 105
Корсаков А. А., Козлов В. И., Каримов Р.Р. Оценка изменения эффективной высоты волновода Земля-ионосфера по вариациям фазы ОНЧ-НЧ радиосигналов в период солнечного затмения . . . 111
Носиков И. А., Клименко М. В., Бессараб П. Ф., Жбанков Г. А. Применение метода подталкивания упругой нити в задачах радиосвязи и сейсмологии . . . 115
Самохвалов И. В., Брюханов И. Д. Проблема интерпретации данных лазерного поляризационного зондирования облаков верхнего яруса на основе теоретически рассчитанных матриц обратного рассеяния света монодисперсными кристаллами льда . . . 120
Маричев В. Н., Бочковский Д. А. Программно-вычислительная система для обработки лидарных данных на МСВЗА ИОА СО РАН . . . 124
Малыш Е. А., Водинчар Г. М., Чернева Н. В. Распознавание свистящих атмосфериков в ОНЧ-спектрограммах . . . 128
Панчишкина И. Н., Петрова Г. Г., Бураева Е. А., Петров А. И., Егоров Е. В., Петров Н. А., Маслов С. А. Результаты измерений характеристик ионизации приземного слоя и содержания радона-222 в почве и атмосфере на берегу озера Байкал . . . 132
Маричев В. Н., Бочковский Д. А. Результаты лидарных исследований термического режима стратосферы над Томском . . . 136
Балабин Ю. В., Германенко А. В. Сезонные изменения спектра фонового гамма-излучения в приземном слое воздуха . . . 141
Мыльникова А. А., Ясюкевич Ю. В. Сравнение результатов методики TayAbsTEC с данными Глобальных Ионосферых Карт . . . 145
Ратовский К. Г., Щербаков А. А., Алсаткин С. С., Дмитриев А. В., Суворова А. В. Сравнительный анализ измерения электронной концентрации во внешней ионосфере . . . 149
Маричев В. Н., Бочковский Д. А. Сравнительный анализ лидарных, радиозондовых и спутниковых измерений температуры в нижней стратосфере региона Западной Сибири . . . 153
Кузнецов В. В. Ударная волна в ионосфере в момент землетрясения . . . 157
Смирнов С. Э. Частотный и временной анализ эффекта восхода Солнца в электрическом поле приземного слоя атмосферы . . . 162

Тарабукина Л. Д., Козлов В. И. Эффекты солнечных вспышек в вариациях грозовой активности на территории Северной Азии (летние сезоны 2009-2014 гг.) . . . 166

Геофизические поля и их взаимодействия **171**

Мандрикова О. В., Заляев Т. Л., Соловьев И. С., Хомутов С. Ю. Анализ геомагнитных данных и космических лучей в периоды повышенной солнечной активности . . . 172

Мороз Ю. Ф., Смирнов С. Э., Назарова З. А. Аномальные изменения вертикального геомагнитного поля на Камчатке . . . 179

Санников Д. В., Малкин Е. И., Пухов В. М. Влияние постоянного электрического поля земли на работу измерительного комплекса ОНЧ . . . 183

Хомутов С. Ю., Хомутова И. Н. Возможности использования старых аналоговых магнитограмм обсерваторий для получения новых данных о вариациях магнитного поля Земли . . . 186

Котова Д. С., Клименко М. В., Клименко В. В., Захаров В. Е. Изменение характеристик радиотрасс при наклонном зондировании высокоширотной ионосферы во время геомагнитных бурь . . . 191

Водинчар Г. М., Фещенко Л. К. Инверсии в шестиструйных моделях геодинамо . 195

Водинчар Г. М., Годомская А. Н., Шереметьева О. В. Инверсии магнитного поля в одной маломодовой модели $\alpha\Omega$-динамо . . . 200

Мягкова И. Н., Доленко С. А., Широкий В. Р. Исследование возможностей нейросетевого прогнозирования состояния внешнего радиационного пояса Земли по данным космических экспериментов . . . 205

Мандрикова О. В., Жижикина Е. А. Нейросетевая система по оценке возмущенности геомагнитного поля . . . 209

Ни Е. В., Брюханова В. В., Дорошкевич А. А. О возможности определения водности капельных облаков по поляризационным характеристикам лидарного сигнала двукратного рассеяния . . . 214

Мороз Ю. Ф., Смирнов С. Э. О динамике электропроводности геологической среды в зоне субдукции на Камчатке . . . 218

Хомутов С. Ю., Сапунов В. А., Денисов А. Ю., Савельев Д. В., Бабаханов И. Ю. Оверхаузеровский компонентный магнитометр POS-4: результаты непрерывных измерений в 2015-2016 гг. на Геофизической обсерватории "Паратунка" ИКИР ДВО РАН, Камчатка . . . 223

Ларионов И. А., Непомнящий Ю. А. Особенности геодеформационных измерений приповерхностных осадочных пород . . . 228

Бабаханов И. Ю., Бутин С. В., Смирнов С. Э., Хомутов С. Ю. Первые результаты наблюдения атмосферного электрического поля с помощью электрометра CS110 на обсерватории "Паратунка", Камчатка . . . 232

Semakov N. N., Grigorevskaya A. V., Kovalev A. A., Pavlov A. F., Fedotova O. I. "Supersonic" magnetic poles . . . 236

Долгая А. А., Викулин А. В., Герус А. И. Сейсмическая и вулканическая активность как проявления единого волнового геодинамического процесса . . . 242

Александров Д. В., Дубров М. Н., Ларионов И. А., Марапулец Ю. В., Шевцов Б. М. Сейсмо-деформационный и акустический мониторинг геодинамических процессов высокочувствительными пространственно разнесенными приборами в сейсмоэнергоактивной и асейсмической зонах . . . 246

Vodinchar G. M., Noshchenko D. S., Perezhogin A. S. About Painleve property of a hydrodynamic system . . . 250

Герус А. И., Викулин А. В. Численная оценка параметров сейсмического процесса в ротационной модели блоковой геосреды 254

Физика предвестников землетрясений **258**

Башкуев Ю. Б.,Хаптанов В. Б., Дембелов М. Г., Саньков В. А., Добрынина А. А., Дружин Г. И. Анализ радиоимпедансных и георадарных зондирований в Торской и Кыренской палеосейсмодислокациях 259

Аргунов В. В., Каримов Р. Р. Вариации амплитуды сигналов грозовых разрядов, проходящих над эпицентрами землетрясений 264

Копылова Г. Н. Гидрогеологические предвестники сильных землетрясений к 40-летию гидрогеосейсмологических исследований на Камчатке 267

Марапулец Ю. В., Солодчук А. А., Щербина А. О. Изменение направленности геоакустического излучения на станции “Микижа” в связи с землетрясениями на Камчатке 272

Пулинец С. А., Узунов Д. П., Давиденко Д. В., Петрухин А. В. Многопараметрический мониторинг краткосрочных предвестников землетрясений и его физическое обоснование в приложении к Камчатскому региону 277

Гаврилов В. А. Мониторинг удельного сопротивления геосреды с использованием подземных электрических антенн: физическая основа метода и результаты . 283

Копылова Г. Н. О свойствах среднесрочных предвестников землетрясений и их практическом использовании 287

Серафимова Ю. К. О связи сильных землетрясений и природных ритмов 295

Нагуслаева И. Б., Башкуев Ю. Б., Дружин Г. И. ОНЧ электромагнитный фон в сейсмоактивной Байкальской рифтовой зоне 300

Паровик Р. И. Об одной эредитарной колебательной системе с учетом эффекта stick-slip 304

Касимова В. А., Потанин М. Е., Берсенёва Н. Ю. Отклики параметров электромагнитного поля на землетрясения на КГО Карымшина, Камчатка 308

Башкуев Ю. Б., Дембелов М. Г., Нагуслаева И. Б., Хаптанов В. Б., Дружин Г. И. Поле земной волны над разломной зоной 313

Богданов В. В., Павлов А. В. Расчет параметров сейсмического режима на основе вероятностной модели каталога землетрясений Камчатского региона 317

Александров Д. В., Дубров М. Н., Ларионов И. А. Результаты испытаний трехзеркального лазерного интерферометра на Камчатском геополигоне 322

Руленко О. П., Марапулец Ю. В., Кузьмин Ю. Д.[3], Солодчук А. А.[2] Совместное возмущение геоакустического, эманационного и атмосферного электрического полей у границы земная кора – атмосфера перед землетрясением . . . 326

Мищенко М. А. Статистика возникновения предсейсмических аномалий в геоакустической эмиссии и атмосферном электрическом поле 332

Башкуев Ю. Б., Буянова Д. Г., Адвокатов В. Р., Бояров А. Л. Суточные вариации СДВ радиоволн на среднеширотной трассе “Новосибирск-Улан-Удэ” 336

Дружин Г. И., Марапулец Ю. В., Чернева Н. В., Исаев А. Ю., Солодчук А. А. Электромагнитная и акустическая эмиссия перед землетрясением на Камчатке 340

Научное издание

СОЛНЕЧНО-ЗЕМНЫЕ СВЯЗИ И ФИЗИКА ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

VII международная конференция, с. Паратунка, Камчатский край,
29 августа - 02 сентября 2016 г.

Сборник докладов

Одобрено Ученым советом
Института космофизических исследований и распространения радиоволн
ДВО РАН

Доклады представлены в авторский редакции

Технический редактор: Пережогин А.С.

1 электрон. опт. диск – Систем. требов.:
привод CD-ROM, ЭВМ с ПО чтения файлов
Portable Document Format v. 1.4