

НАЦІОНАЛЬНЕ
КОСМІЧНЕ АГЕНТСТВО
УКРАЇНИ

НАЦІОНАЛЬНА
АКАДЕМІЯ НАУК
УКРАЇНИ

КОСМІЧНА НАУКА І ТЕХНОЛОГІЯ

НАУКОВО-ПРАКТИЧНИЙ ЖУРНАЛ

Журнал засновано в лютому 1995 р. ♦ Виходить 6 разів за рік

київ

Том 14, № 5, 2008

KYIV

ЗМІСТ

Указ Президента України № 827/2008 «Про додаткові заходи щодо розвитку наукової і науково-технічної діяльності Національної академії наук України»

Ямпольский Ю. М., Зализовский А. В., Занимонский Е. М., Лизунов Г. В., Лисаченко В. Н. Связь атмосферной и космической погодных систем

Фалькович И. С., Калиниченко Н. Н., Коноваленко А. А., Литвиненко Л. Н., Мельник В. Н., Ольяк М. Р., Доровский В. В., Гридин А. А., Бубнов И. Н., Браженко А. И. Космическая погода по наблюдениям межпланетных мессенджеров и спорадического радиоизлучения Солнца на декаметровых волнах

CONTENTS

- 4 Decree of the President of Ukraine
- 6 Yampolski Y. M., Zalizovski A. V., Zanimonskiy E. M., Lizunov G. V., Lisachenko V. N. Coupling of the weather system in the atmosphere and in space
- 37 Falkovich I. S., Kalinichenko N. N., Konovalenko A. A., Litvinenko L. N., Melnik V. N., Olyak M. P., Dorovskii V. V., Gridin A. A., Bubnov N. I., Brazhenko A. I. Space weather by ips and solar radio emission observations at decametre radio wavelengths

Колосков А. В., Синицын В. Г., Герасимова Н. Н., Ямпольский Ю. М. Околоземные резонаторы СНЧ-волн как индикаторы космической погоды

Федоренко А. К. Спутниковые наблюдения среднемасштабных акустико-гравитационных волн над полярными шапками

Євтушевський О. М., Грицай А. В., Мілінєвський Г. П., Кравченко В. О., Грицай З. І. Порівняння наземних та супутникових вимірювань загального вмісту озону над антарктичною станцією Академік Вернадський (1996—2005 pp.)

Шаврина А. В., Павленко Я. В., Велесь А. А., Шемінова В. А., Синявський І. І., Сосонkin M. G., Романюк Я. О., Еременко Н. А., Іванов Ю. С., Монсар О. А., Крон М. Общее содержание озона в тропосфере и тропосферные профили озона над Киевом в 2007 году

Черемних О. К., Парновський О. С., Агапітов О. В. Дослідження збурень та колективних рухів плазми у внутрішній магнетосфері Землі

До 90-річчя від дня народження президента Національної академії наук України академіка Б. Є. Патона

НАШІ АВТОРИ

49 *Koloskov A. V., Sinitsyn V. G., Gerasimova N. N., Yam-polskii Yu. M.* ELF resonant cavities in the geospace as space weather indicators

65 *Fedorenko A. K.* Satellite observations of middlescale acoustic gravity waves above the polar caps

74 *Evtushevsky O. M., Grytsai A. V., Milinevsky G. P., Kravchenko V. O., Grytsai Z. I.* Comparison of ground-based and satellite total ozone measurements over the Antarctic Station Akademik Vernadsky (1996—2005)

85 *Shavrina A. V., Pavlenko Ya. V., Veles A. A., Sheminova V. A., Synyavski I. I., Sosonkin M. G., Romanyuk Ya. O., Eremenko N. A., Ivanov Yu. S., Monsar O. A., Kroon M.* Tropospheric ozone columns and ozone profiles for Kyiv in 2007

95 *Cheremnykh O. K., Parnowski A. S., Agapitov A. V.* Investigation of perturbations and collective motions of plasma in the inner magnetosphere of the Earth

107 90th birthday of Academician B. E. Paton

109 OUR AUTHORS

УКАЗ ПРЕЗИДЕНТА УКРАЇНИ
№ 827/2008

**Про додаткові заходи щодо розвитку
наукової і науково-технічної діяльності
Національної академії наук України**

З метою створення належних умов для дальнього розвитку наукової та науково-технічної діяльності Національної академії наук України, враховуючи її значний внесок у вітчизняну та світову науку, наукове забезпечення розвитку держави та у зв'язку з 90-річчям заснування постановляю:

1. Кабінету Міністрів України за участю Національної академії наук України:

- 1) опрацювати питання щодо розроблення та затвердження в установленому порядку державних цільових програм стосовно розвитку новітніх технологій, проведення перспективних для України наукових досліджень за пріоритетними напрямами природничих, суспільних та гуманітарних наук, зокрема, з питань застосування сучасних генних і клітинних технологій у біомедицині та фармакології, попередження і боротьби з біозагрозами, розвитку нанотехнологій, запровадження та застосування грід-технологій;
- 2) вжити в установленому порядку заходів щодо: а) створення біотехнологічного центру для потреб сучасної медицини, ветеринарії, генетичного та екологічного моніторингу; б) розвитку поліграфічної бази Національної академії наук України; в) створення на базі Національної бібліотеки України імені В. І. Вернадського електронної бази даних українського бібліографічного архіву.

2. Кабінету Міністрів України:

- 1) опрацювати питання щодо:
 - а) вдосконалення механізму стимулювання праці працівників Національної академії наук України, зокрема щодо:
 - збільшення розмірів надбавок за стаж наукової роботи;
 - запровадження, починаючи з 2010 року, механізму надання науковим працівникам Національної академії наук України, які потребують поліпшення житлових умов, пільгових кредитів за рахунок бюджетних коштів на будівництво і придбання житла;
 - збільшення на 30 відсотків розмірів посадових окладів працівників Національної академії наук України;
 - підвищення розмірів стипендій аспірантів до рівня оплати праці молодшого наукового співробітника та докторантів — до рівня оплати праці старшого наукового співробітника;
 - щорічного стажування до 300 наукових працівників та до 100 аспірантів у провідних закордонних наукових та навчально-наукових центрах;
 - б) надання в установленому порядку установам і організаціям, які перебувають у віданні Національної академії наук України, статусу неприбуткових установ;
 - в) надання Національній академії наук України окремих повноважень з управління у галузі вищої освіти;

- г) віднесення окремих категорій працівників науково-редакційних, наукових видавництв і редакцій наукових періодичних видань, працівників, які здійснюють науково-інформаційну діяльність, та бібліотечних працівників наукових установ до посад наукових працівників;
- д) створення на базі провідних установ Національної академії наук України національних контактних пунктів Сьомої Рамкової програми Європейського Союзу з наукових досліджень та технологічного розвитку за пріоритетними тематичними напрямами;
- е) розвитку матеріально-технічної бази Міжнародного центру астрономічних та медико-екологічних досліджень Національної академії наук України;
- 2) забезпечувати виділення в установленому порядку коштів на закупівлю Національною академією наук України унікального імпортного наукового обладнання безпосередньо у виробника такого обладнання за переліком, що затверджується Президією Національної академії наук України;
- 3) разом із Радою міністрів Автономної Республіки Крим, Дніпропетровською, Донецькою, Київською, Львівською, Одеською, Харківською обласними та Київською міською державними адміністраціями опрацювати питання щодо будівництва житла для наукових працівників Національної академії наук України.
3. Національній академії наук України вжити в установленому порядку заходів щодо:
- 1) створення мережі обміну науковими даними з урахуванням інфраструктури регіональних наукових центрів Національної академії наук України та Міністерства освіти і науки України;
 - 2) підготовки і випуску багатотомного фундаментального видання з історії українського народу, енциклопедичних видань, зокрема у галузі філософських, історичних, правових, політичних, економічних наук, літературознавства, етнології та мистецтвознавства.
4. Раді міністрів Автономної Республіки Крим, Дніпропетровській, Донецькій, Львівській, Одеській, Харківській обласним державним адміністраціям разом з відповідними регіональними науковими центрами Національної академії наук України та Міністерства освіти і науки України забезпечити здійснення заходів з відзначення 90-річчя Національної академії наук України.
5. Державному комітету телебачення та радіомовлення України забезпечити висвітлення заходів з підготовки та відзначення 90-річчя Національної академії наук України.

Президент України *Віктор ЮЩЕНКО*
11 вересня 2008 року

УДК 551.510.535

Ю. М. Ямпольский¹, А. В. Зализовский¹, Е. М. Занимонский¹,
Г. В. Лизунов², В. Н. Лисаченко¹

¹Радіоастрономічний інститут НАН України, Харків

²Інститут космічних досліджень НАН України — НКА України, Київ

Связь атмосферной и космической погодных систем

Надійшла до редакції 08.01.08

Стаття підсумовує результати трирічних досліджень проблеми переносу потужних атмосферних збурень на висоти геокосмосу. Основним транспортними агентами, що здійснюють такий енергообмін, є атмосферні гравітаційні хвилі (АГХ). У лінійному наближенні їхнє поширення вгору призводить до періодичної модуляції плазмових та польових характеристик іоносфери. Нелінійне зростання амплітуд АГХ викликає турбулізацію плазми, проявами якої є утворення спорадичних структур на висотах Е- та F-областей іоносфери. Обидва механізми трансформації АГХ в електродинамічні збурення проілюстровано на базі даних багаторічних спостережень отриманих в Антарктиді, Новій Англії (США) та Європі.

ВВЕДЕНИЕ

Процессы в геокосмосе в основном формируются радиационной и корпускулярной активностью Солнца. В этой связи разработка концепции «космическая погода» (КП) на стадии ее иницирования Национальным научным фондом США (1994—1995 гг.) была сориентирована на изучение и прогнозирование поведения ионосферы и магнитосферы в зависимости от энергетических возмущений, идущих извне по линии Солнце — Земля [47]. Принятое международным научным сообществом понятие КП с тех пор определяется как «физическое и феноменологическое состояние природного космического окружения». Целью этого направления исследований является «понимание и предвидение состояния Солнца, межпланетного и околопланетного окружения, возмущений вызванных влиянием Солнца или других внешних источников с помощью наблюдений, мониторинга, анализа и моделирования, а также определение фактического состояния и прогнозирования возможного влияния на биоло-

гические и технические системы» [47]. К началу XXI-го столетия был достигнут существенный прогресс в понимании и прогнозировании реакции плазменного окружения нашей планеты на выбросы солнечной корональной массы (ВСКМ) и возмущения солнечного ветра (СВ) [43], солнечные вспышки ионизирующего излучения [45], вариации потоков высокоэнергичных солнечных и галактических космических частиц (лучей) [41], возмущения гелиосферного магнитного поля [30].

В связи с растущими запросами по точности прогнозирования КП сегодня повышается актуальность исследований все более слабых факторов воздействия на геокосмос. К их числу относятся потоки энергии, идущие не только «сверху вниз», но и «снизу вверх», по линии поверхность — атмосфера — ионосфера — магнитосфера. Очевидно, что Земля и атмосфера находятся в природном динамическом равновесии поглощения приходящей извне энергии и ее обратного переизлучения в космос. За счет природных «барьеров» на высотах тропо- и стратосферы

прямой отток тепловой энергии от поверхности в ионосферу затруднен. К экранирующим природным факторам в последние десятилетия добавился существенный антропогенный вклад в виде выбросов так называемых «парниковых» газов, продуктов сгорания углеводородов, которые усиливают парниковый эффект в атмосфере, угрожая Земле перспективой глобального потепления [23].

К проникающим снизу на ионосферные высоты видам энергии можно отнести электромагнитную (как следствие глобальной грозовой активности) и «механическую», запасенную в атмосферных гравитационных волнах (АГВ). В частности, в работе [52] было показано, что вариации грозовой активности могут приводить к заметным изменениям температуры электронов у «подножья» ионосферы в D-области. Достаточно детальный анализ приповерхностных источников возмущений, их энергетики, а также классификация механизмов транспортировки на высоты геокосмоса даны в работе [19]. В данной статье мы сосредоточили свое внимание только на эффектах переноса энергии от поверхности вверх за счет возбуждения и распространения атмосферных гравитационных волн [8]. АГВ возбуждаются различными природными процессами энерговыделения на поверхности и в нижней атмосфере. К их числу относятся ураганы, циклоны, землетрясения, извержения вулканов, цунами, солнечный терминатор и пр. Наиболее мощными источниками, способными возбуждать средне- и крупномасштабные АГВ, являются ураганы, тайфуны и циклонические фронты [20]. Первые свидетельства о реакции ионосферы на прохождение АГВ атмосферной природы, по-видимому, были приведены в работах [26, 37, 35]. Обширная современная библиография по этой проблематике содержится в работе [22]. Отличительной особенностью нашего исследования является попытка экспериментально проследить проявление погодных тропосферных процессов на разных высотах геокосмоса, начиная от нижней ионосферы (динамо-области) до магнитосферы. Очевидно, что для систематического наблюдения атмосферного отклика в околосземной плазме необходимо выбрать метеорологически активный регион земного шара с относительно спокойным среднеширотным фоновым состоянием ионосферы и магнитосферы. С

этой точки зрения идеальным местом наблюдения является тихоокеанское побережье пролива Дрейка, акватория которого характеризуется рекордной циклонической активностью. Пролив, образно говоря, представляет собой своеобразную «трубу», соединяющую два крупнейших резервуара тепловой энергии — Тихий и Атлантический океаны. Постоянная глобальная циркуляция воздушных масс между ними образует в тропосфере гигантские фронтальные структуры, зачастую рождающие мощные циклоны. Основная циркуляция приземных воздушных масс в этом регионе осуществляется с запада на восток.

Априори можно ожидать, что мощные атмосферные фронты в этом регионе являются источниками АГВ, в том числе средних и крупных масштабов (длины волн порядка 100 и 1000 км). В соответствии с дисперсионными свойствами атмосферы именно такие волновые процессы могут распространяться не только вдоль поверхности Земли, но и проникать вверх, вплоть до ионосферных высот [38]. В линейном приближении теории распространения АГВ их амплитуда экспоненциально растет с высотой, и уже на уровнях D-E-областей (порядка 100 км) коэффициент роста составляет $10^3 - 10^4$. Это означает, что, например, вариации плотности газа (нейтрального и заряженного компонентов) в нижней ионосфере, стимулированные прохождением таких внутренних волн (ВВ), достигают заметной величины и могут существенно модулировать электродинамические характеристики ионосферных слоев [9]. Очевидно, что первым признаком, по которому можно идентифицировать ионосферные неоднородности, стимулированные волновыми процессами тропосферного происхождения, является временная изменчивость плазменных и полевых характеристик с периодами АГВ. Такие рассуждения верны в приближении линейного распространения. Однако уже на высотах E-области линейная теория распространения АГВ, по-видимому, перестает быть адекватной, возрастает роль турбулентного трения [13], и длиннопериодные колебания частично трансформируются в мелкомасштабные неоднородности. В этой ситуации отличительным признаком идентификации ионосферного отклика на волновые тропосферные возмущения могут служить спорадические плазменные обра-

зования, возникающие над фронтальными погодными системами. Изучение многолетней статистики появления спорадических слоев Es на высотах Е-области в регионе Антарктического полуострова подтверждает существование переноса возмущений из тропосферы на ионосферные высоты [10]. В линейном приближении прохождение АГВ на высотах Е-области приводит к модуляции поперечных ионосферных проводимостей и динамо-тока, что в свою очередь стимулирует пульсации магнитного поля Земли с периодами исходного волнового процесса [22]. Вариации магнитного поля такой природы наблюдаются не только в районе их происхождения, но и в магнитосопряженном регионе [22]. Распространение АГВ еще выше в верхнюю ионосферу (F-область) сопровождается возникновением перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ), которые надежно регистрируются методами частотно-углового зондирования [34] и спутникового радиопросвещивания [14]. Верхняя ионосфера также подвержена процессам турбулизации, которые приводят к хорошо известному эффекту F-рассеяния [6]. Нами было показано, что для определенных сезонов года вероятность появления F-рассеяния возрастает в периоды повышенной циклонической активности, что также является доказательством проникновения волновых процессов тропосферного происхождения на высоты геокосмоса [11, 18]. Методика обнаружения и идентификации эффектов проецирования погодных фронтов на ионосферные высоты была применена для анализа прохождения над Европой экстремально мощного циклона в январе 2007 года. Исследование вариаций тропосферной задержки и полного электронного содержания (ПЭС) методом спутникового радиопросвещивания по системе перманентных станций ГНСС подтвердило «вынос» тропосферных возмущений на ионосферные высоты.

Основной экспериментальной базой исследований атмосферно-ионосферно-магнитосферного взаимодействия была Украинская антарктическая станция «Академик Вернадский», высоколатитная географически ($65^{\circ}15' ю. ш.$, $64^{\circ}16' з. д.$) и среднеширотная в геомагнитных координатах ($49^{\circ}40' ю. ш.$, $36^{\circ}50' з. д.$). Станция является идеальным местом для таких исследований еще и потому, что прекрасно оборудована

метеорологическими и электромагнитными сенсорами, позволяющими диагностировать практически всю атмосферную толщу Земли от тропосферы до магнитосферы [12]. Авторы данной статьи с коллегами из РИ НАНУ десять лет проработали над этой проблемой в Антарктике (с 1996 по 2006 гг.) и приложили много усилий для дооснащения станции современными электромагнитными системами дистанционного зондирования геокосмоса [21]. Общая метеорологическая обстановка в регионе Антарктического полуострова и пролива Дрейка оценивалась по спутниковым метеорологическим картам www.directemar.cl/clima/servimet/carta.jpg. В дальнейшем изложении при анализе локальных атмосферных возмущений использованы данные о приземных вариациях температуры, давления, направления и скорости ветра, полученные с помощью автоматической метеостанции MAWS [49] с шагом во времени 5 мин. Анализ ионосферной обстановки проводился методом вертикального зондирования с помощью модернизированного ионозонда IPS-42. Для статистической обработки привлекались результаты оцифровки стандартных часовых ионограмм, определявшихся операторами по методике URSI [50]. Для более детального анализа ионосферной обстановки использовались серии 15-минутных данных зондирований ионосферы. Геомагнитные данные, были получены с помощью магнитометров E. D. A. и LEMI-008 [12], установленных здесь же на станции, на магнитной обсерватории AIA [40]. Локальные трехчасовые K-индексы на обсерватории AIA оценивались по данным магнитометра La Cour [15].

Оценки вариаций полного электронного содержания над Антарктическим полуостровом рассчитывались по данным с трех перманентных станций ГНСС в этом регионе, входящих в систему IGS (International GNSS Service) и двухчастотного навигационного приемника GPS ASHTECH Z-XII, установленного на УАС в 2005 г. [14]. Эффекты распространения ПИВ на высотах F-области над Антарктическим полуостровом были исследованы с помощью комплекса ЧУЗИ, инсталлированного на УАС «Академик Вернадский» [16], и исследовательского специального передатчика, временно установленного на польской антарктической станции «Генрик Арктowski» [34]. Для характеристик геофизи-

ческой и погодной обстановок в магнитоспряженном регионе вблизи г. Бостона (Новая Англия, США) использованы метеорологические и магнитометрические данные, любезно предоставленные нам коллегами из Калифорнийского (г. Лос-Анжелес) и Массачусетского (г. Лоуэлл) университетов докторами М. Молдвином и Ф. Колби. Непрерывные магнитные измерения в Новой Англии были организованы с 1999 г. с помощью трехкомпонентного Fluxgate магнитометра с чувствительностью 1 нТл и темпом съема данных 1 с. Магнитная станция была размещена на обсерватории Миллстон Хилл Массачусетского технологического института (42.6° с. ш., 71.48° з. д.), примерно в 300 км к северо-западу от магнитоспряженной с УАС точки с координатами в модели IGRF 40.5° с. ш., 69.7° з. д. Таким образом, результаты обработки и анализа метеорологических, ионосферных и магнитных наблюдений базируются на экспериментальных данных, полученных в Антарктике, в Новой Англии (США) и в Европе, охватывающих период времени с 1993 по 2007 гг.

В настоящей работе систематизированы и обобщены все данные, полученные с участием авторов, по проблематике энергообмена между мощными тропосферными процессами и возмущениями в ближнем космосе.

Серия работ по этой проблеме в РИ НАНУ за последние три года была стимулирована Целевой комплексной программой научных исследований НАН Украины «Розробка теорії, методів та інформаційних технологій комплексного вивчення сонячно-земних зв'язків як основи прогнозування «космічної погоди» (научный руководитель Программы — академик НАН Украины Я. С. Яцків). Исследования по этой тематике финансово поддержаны в рамках ведомственных НИР НАН Украины «Циклон», «Ямб» и НИР «Резонансы», заказчиком которой являлся Национальный антарктический научный центр МОН Украины.

1. АТМОСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Гигантская энергия, запасенная в движениях воздушных масс (фронтальных зонах, циклонах и антициклонах, струйных течениях и т. д.),

лишь частично диссирирует в тропосфере, и в виде волновых процессов переносится на высоты термосферы. Основным транспортным агентом, обеспечивающим вынос энергии снизу вверх, являются атмосферные гравитационные волны. Одним из «генераторов» АГВ в тропосфере являются атмосферные фронты [6, 9, 11]. Атмосферный фронт — это поверхность раздела теплой и холодной воздушных масс, наклоненная под очень пологим углом к горизонту (так у типичного теплого фронта граница раздела воздушных масс имеет характерные размеры по высоте 8 км, а по горизонтали — порядка 800 км). Генерация АГВ, вероятнее всего, происходит над тропопаузой, выше которой температурная инверсия стратосферы ограничивает область конвекции атмосферного фронта. В этой области возбуждается широкий пространственно-временной спектр АГВ, который в процессе распространения фильтруется за счет атмосферной дисперсии [28].

Основной массив приведенных и проанализированных в работе экспериментальных результатов был получен на украинской антарктической станции «Академик Вернадский» (УАС). Станция расположена в регионе с чрезвычайно высокой циклонической активностью, которая обусловлена, помимо глобальной циркуляции атмосферы, орографическими причинами: соседством океана с ледниками Антарктического полуострова, а также его горной системой, сориентированной с северо-востока на юго-запад на пути смещающихся из Тихого океана циклонов. Среднегодовое значение давления на УАС $\langle P \rangle$ на уровне моря составляет 986 мбар (при среднем по планете значении — 1013 мбар). Это обстоятельство хорошо иллюстрирует глобальные особенности распределения давления. На рис. 1 для наглядности приведены годовые вариации давления, зарегистрированные в Антарктике и вблизи магнитоспряженной области на обсерватории университета г. Лоуэлл (Новая Англия, США).

Кроме устойчивого различия средних значений давления $\langle P \rangle$ на УАС наблюдается значительно большая изменчивость вариаций, их дисперсия D почти в три раза больше, чем в Новой Англии. «Резкие» перепады давления, превышающие уровень примерно 10 мбар, соответствуют прохождению над Антарктическим полуостровом интенсивных атмосферных фронтов. Экс-

тремально низкие падения давления (больше порога 20 мбар) сопровождают движение мощнейших циклонических образований.

Многолетний анализ поведения метеорологических параметров показал, что с ионосферными эффектами сильнее всего статистически связаны атмосферное давление и северо-восточная проекция скорости ветра. Обе эти величины характеризуют циклоническую активность. Очевидно, что падение давления является основным

следствием прохождения циклона безотносительно к местным условиям наблюдения. В тоже время выделенная проскция скорости ветра в заданном регионе может определяться рельефом местности. Действительно, северо-восточная проекция (С-В) скорости ветра в окрестности станции сопутствует атмосферным фронтам. Вызвано это тем, что сами фронты, как правило, вынесены в передние части циклонов (рис. 2). В передних частях циклонов южного полушария дуют ветры северных направлений. Благодаря направляющему действию горной системы вдоль западного побережья Антарктического полуострова, ветры отклоняются к северо-востоку (ориентация среднего вектора скорости ветра на УАС за 1993—2005 гг. имеет азимут 26°) [11]. Именно поэтому северо-восточная проекция ветра на УАС вместе с вариациями приземного давления являются простыми и надежными «детекторами» атмосферных фронтов.

На рис. 2, а в качестве примера приведена метео карта этого региона с нанесенными линиями изобар и показана синхронная спутниковая ИК-фотография облачного покрова этого же региона (рис. 2, б). Как видно, фронтальные разделы и облачность смешены к востоку относительно центров циклонов в передние части (центры циклонов обозначены буквой «В», от испанского слова «Vajo» — «низкий», центр

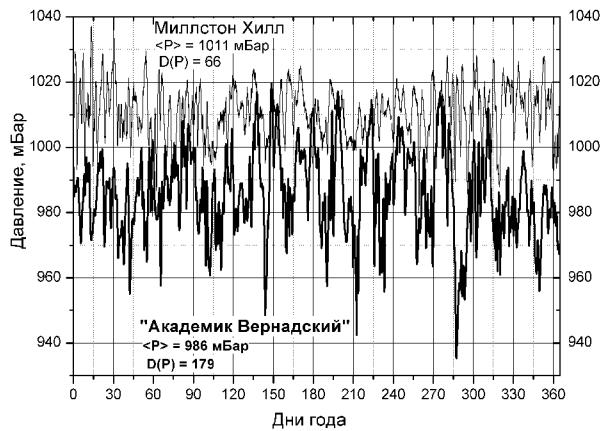


Рис. 1. Синхронные регистрации давления на УАС и в Новой Англии в 1999 г.

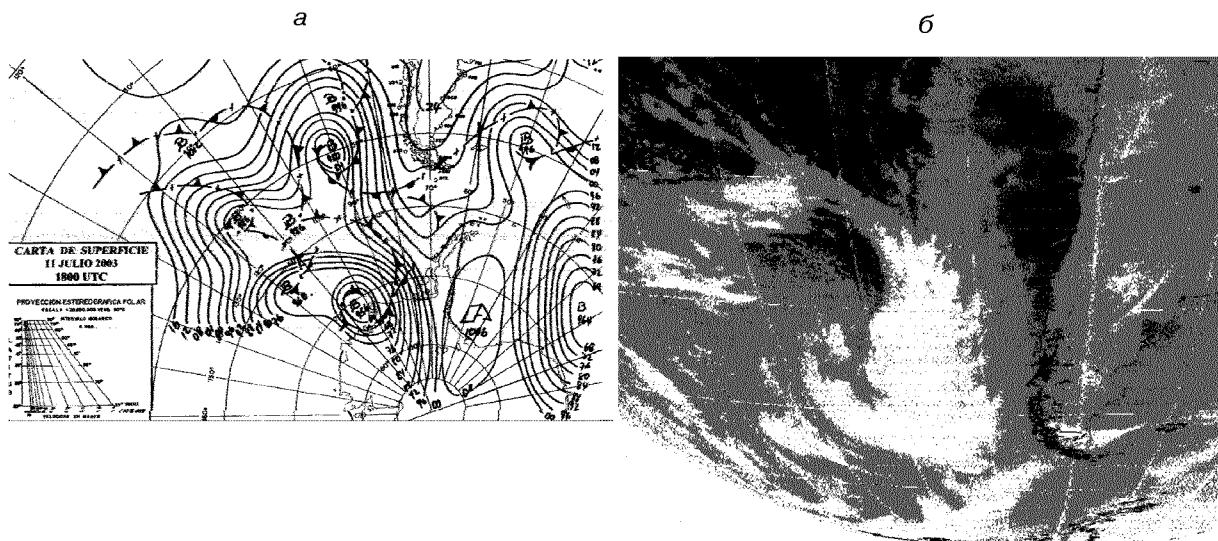


Рис. 2. Пример карты приземного анализа погоды в 18:00 UT 11.07.2003 (а) и спутниковая ИК-фотография облачности этого же региона (б)

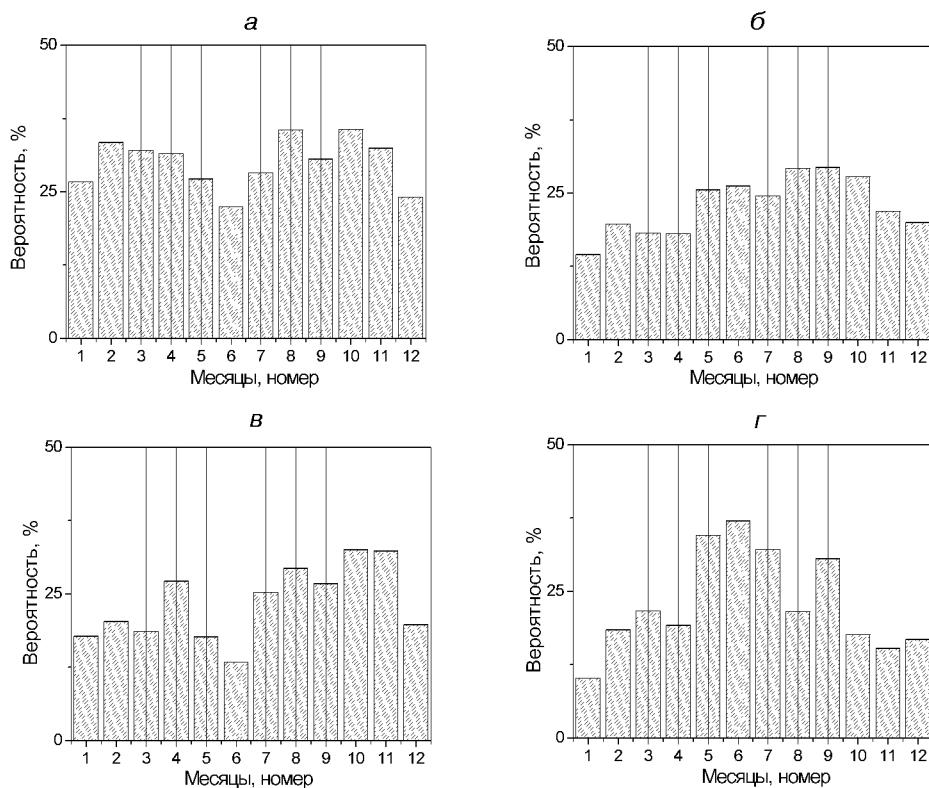


Рис. 3. Сезонные вариации вероятностей наблюдения параметров приземной погоды в 1993—2005 гг.: *а* — давления ниже порога 977.7 мбар; *б* — давления выше порога 997.7 мбар; *в* — С-В-проекции ветра более 2.5 м/с; *г* — Ю-З-проекции ветра более 2.5 м/с

области высокого давления обозначен буквой «А»).

Перед рассмотрением влияния приземной погоды на состояние околоземного космического пространства были оценены сезонные зависимости вероятностей вариаций параметров погоды (превышающих заданный порог) по массиву данных наблюдений с 1993 по 2005 гг. Рассчитывались вероятности наблюдения периодов высокого и низкого атмосферного давления (перепады давления больше ± 10 мбар относительно среднего значения), а также интервалов времени с положительной и отрицательной проекцией скорости ветра (выше порога ± 2.5 м/с) на северо-восточное и юго-западное (Ю-З) направления. Результаты такого анализа показаны на рис. 3. Сезонные вариации вероятности наблюдения С-В проекции ветра и периодов низкого

давления, представленные на рис. 3, *a*, *в*, весьма похожи. Выделяются два максимума: осенний (февраль—апрель) и весенний (август—октябрь). Минимумы фиксируются зимой в июне и летом в декабре—январе. Юго-западная проекция скорости ветра (рис. 3, *б*) чаще всего отмечается в августе. Наибольшее количество дней с высоким давлением фиксируется в июне в зимних антарктических условиях (рис. 3, *г*). Можно ожидать, что в периоды максимальной циклонической активности во время весеннего и осенного межсезонья генерация АГВ в тропосфере наиболее интенсивна.

Подводя краткий итог анализа метеорологической обстановки в районе расположения станции «Академик Вернадский», следует отметить, что в среднем за год число проходящих над УАС мощных погодных событий варьирует от 50 до

60. Этот показатель, например, для магнитосопряженного региона Новой Англии примерно в десять раз меньше. Иными словами, в окрестности станции действительно наблюдается экстремально высокая метеорологическая активность.

2. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ВОЗМУЩЕНИЯ В Е-ОБЛАСТИ

2.1. Спорадические слои Es. Е-область ионосферы Земли располагается на высотах 100–150 км. Электронная концентрация этой области ионосферы хорошо контролируется зенитным углом Солнца. Ее верхняя часть характеризуется различной динамикой поведения электронов и ионов. Примерно с высот 120 км электроны становятся «замагниченными» (частота их соударений с нейтралами становится меньше гиро-частоты) и начинают дрейфовать в скрещенных магнитном и электрическом полях. Ионы еще повторяют движения нейтральных компонентов атмосферного газа. Такое различие в поведении заряженных частиц создает устойчивый электродинамический эффект, так называемый динамо-ток. По той же причине поперечные ионосферные проводимости (Педерсена и Холла) достигают на этих высотах своих максимальных значений. Именно здесь происходит отражение МГД-волн магнитосферного происхождения и их трансформация в электромагнитные волны, способные распространяться в нейтральной атмосфере. Первый эффект тропосферного «отклика» на высотах Е-слоя, рассмотренный нами, проявляется в возникновении спорадических слоев Es, представляющие тонкие плазменные образования с повышенными уровнями электронной концентрации и ее флюктуациями [5]. Отличительной особенностью таких структур являются: а) высокая интенсивность плазменных неоднородностей, соизмеримая со средней электронной концентрацией для этих высот; б) продолжительное и устойчивое время существования от десятков минут до единиц часов; в) сильная пространственная анизотропия слоев: узкий высотный интервал порядка километра и значительно больший горизонтальный масштаб — десятки сотни километров. Исследование Es посвящено большое количество работ различных авторов [4, 5 и др.]. Морфология этих образова-

ний чрезвычайно разнообразна, выделяется около десятка их типов [50]. Es формируются как ниже, так и выше максимума электронной концентрации Е-области, они могут быть «плотными», полностью «экранирующими» вышележащие слои, и «полупрозрачными», сквозь которые «видны» отражения сигналов от верхней ионосферы. Большая часть предшествующих исследований базируется на данных, полученных в северном полушарии. Нами проанализированы эффекты возникновения Es в Антарктике на УАС.

В процессе первичной обработки фиксировался факт самого наличия слоя Es, оценивался его тип, измерялись высота, критическая частота и частота экранирования отражений от верхней ионосферы (минимальная частота эхо-сигнала от F-области, «видимая» сквозь Es, см. рис. 4). На рис. 4 приведены характерные примеры ионограмм с «плотным» (а) и «полупрозрачным» Es (б).

2.2. Статистика появления Es на УАС. В качестве статистических оценок Es рассчитаны условные вероятности появления Es при разных значениях выделенных параметров приземной погоды. В результате первичной обработки были сформированы 13-летние массивы данных с шагом 1 час, приведенные к местному времени (LT = UT – 4 ч). Интервалы времени, на которых имелись пропуски либо ионосферных, либо метеорологических данных, из обработки исключались. Для минимизации влияния геомагнитных возмущений из обработки также были исключены магнитовозмущенные периоды ($K > 3$). Возмущенность геомагнитного поля определялась по локальным K-индексам [40], которые оценивались по магнитограммам расположенной на УАС геомагнитной обсерватории AIA. Вероятность наблюдения ионосферного или погодного параметра P_s здесь и далее рассчитывалась как отношение числа интервалов времени наблюдений с присутствием данного события n_s к полному количеству интервалов наблюдений n :

$$PS = (n_s/n) \cdot 100 \%$$

Условные вероятности появления исследуемого ионосферного эффекта определялись отношением числа интервалов времени при его наличии в заданных погодных условиях к полному

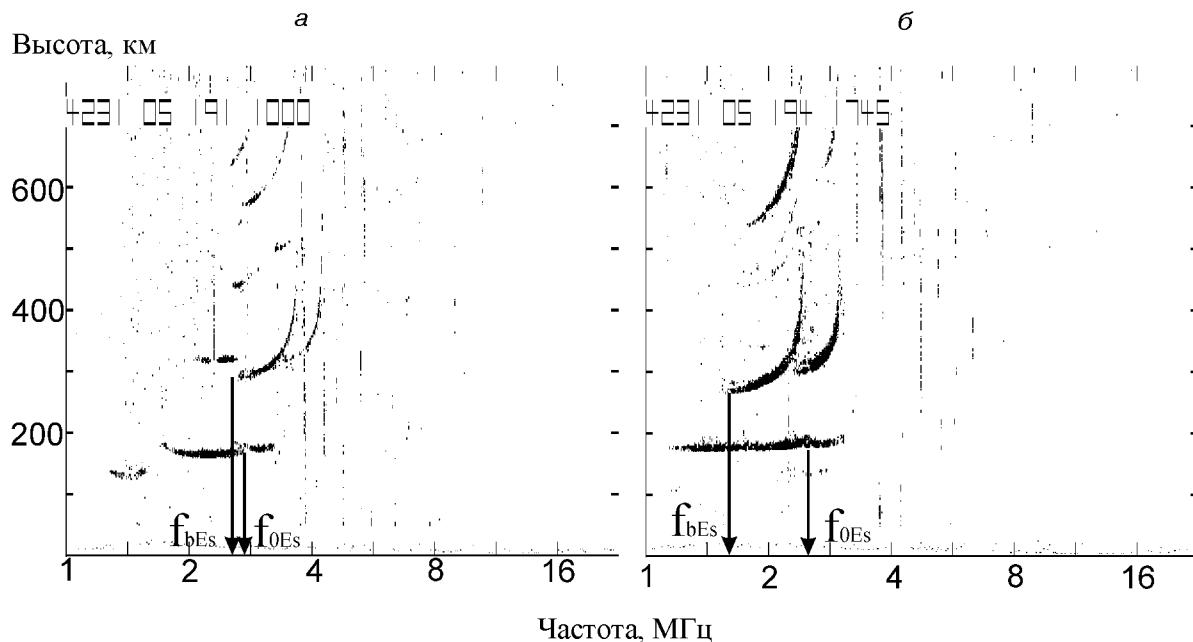


Рис. 4. Ионограммы, наблюдавшиеся 10.07.05 в 10:00 LT (а) и 13.07.05 в 17:45 LT (б). f_{0Es} — критическая частота Es, f_{bEs} — частота экранирования

числу интервалов, в которых регистрировался выбранный параметр погоды. Для оценки достоверности P_s рассчитывался доверительный интервал по уровню 0.95 или 0.68 [17]. Количество рассматриваемых событий было сравнительно велико (100 и более), принималась гипотеза о том, что вероятность распределена по нормальному закону. Доверительные границы P_1 , P_2 рассчитывались следующим образом:

$$P_1, P_2 = \frac{P_s + \varepsilon_\alpha^2 / 2n}{1 + \varepsilon_\alpha^2 / 2n} \pm \\ \pm \frac{\varepsilon_\alpha}{1 + \varepsilon_\alpha^2 / 2n} \sqrt{\frac{P_s(1 - P_s)}{n} + \frac{\varepsilon_\alpha^2}{4n^2}},$$

где ε_α — параметр функции Лапласа Φ . Так, доверительному интервалу $\alpha = 0.95$ соответствует $\varepsilon_\alpha = 1.96$ ($2\Phi(\varepsilon_\alpha) = \alpha$).

Сезонные вариации вероятности образования Es по всему массиву наблюдений изображены на рис. 5. Абсолютный максимум частоты повторения Es (рис. 5, а) соответствует летнему времени (декабрь—январь). Присутствует также экстремум в зимние месяцы (июнь—июль). Выраженные минимумы отмечаются в апреле—мае и сентябре—октябре. Сезонный ход «плотных» слоев (рис. 5, б) качественно повторяет вариацию всех Es (рис. 5, а), хотя зимний максимум выражен значительно слабее. В то же время основной пик в сезонном ходе «полупрозрачных» структур отмечается зимой в июне—июле, менее значимый максимум имеет место в летние месяцы (рис. 5, в). Суточная зависимость появления Es показывает рост вероятности в дневное время, независимо от сезона года, достигая максимума (почти 100 %) в летние месяцы. В остальные сезоны она существенно ниже.

Для анализа степени воздействия тропосфера на формирование Es оценивались условные вероятности его появления при заданных значениях параметров, характеризующих состояние приземной погоды. На рис. 6 приведены разности условных вероятностей наблюдения Es в зимний (май—август) и летний (ноябрь—февраль) периоды для различных погодных условий. Как зимой (а), так и летом (б) разности вероятностей появления Es при С-В- и Ю-З-

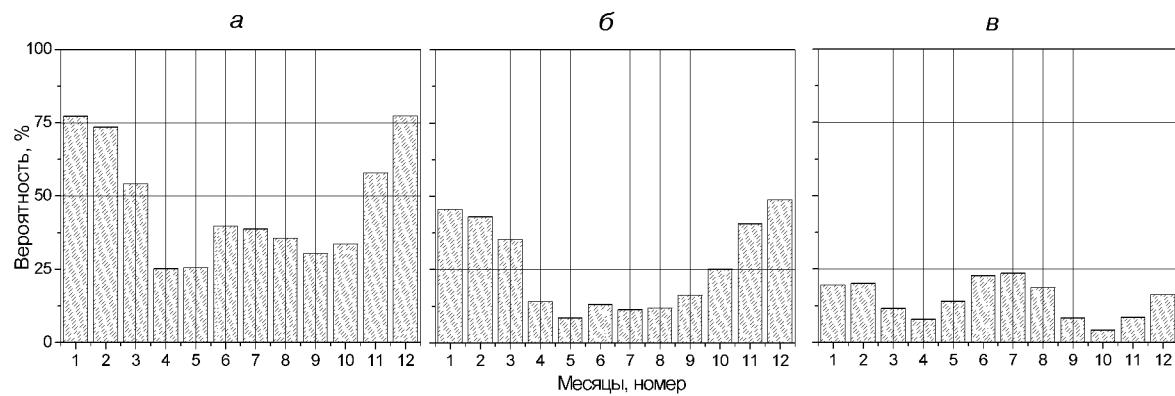


Рис. 5. Сезонные вариации вероятности наблюдения Es в 1993—2005 гг.: *a* — всех, *б* — плотных, *в* — полупрозрачных

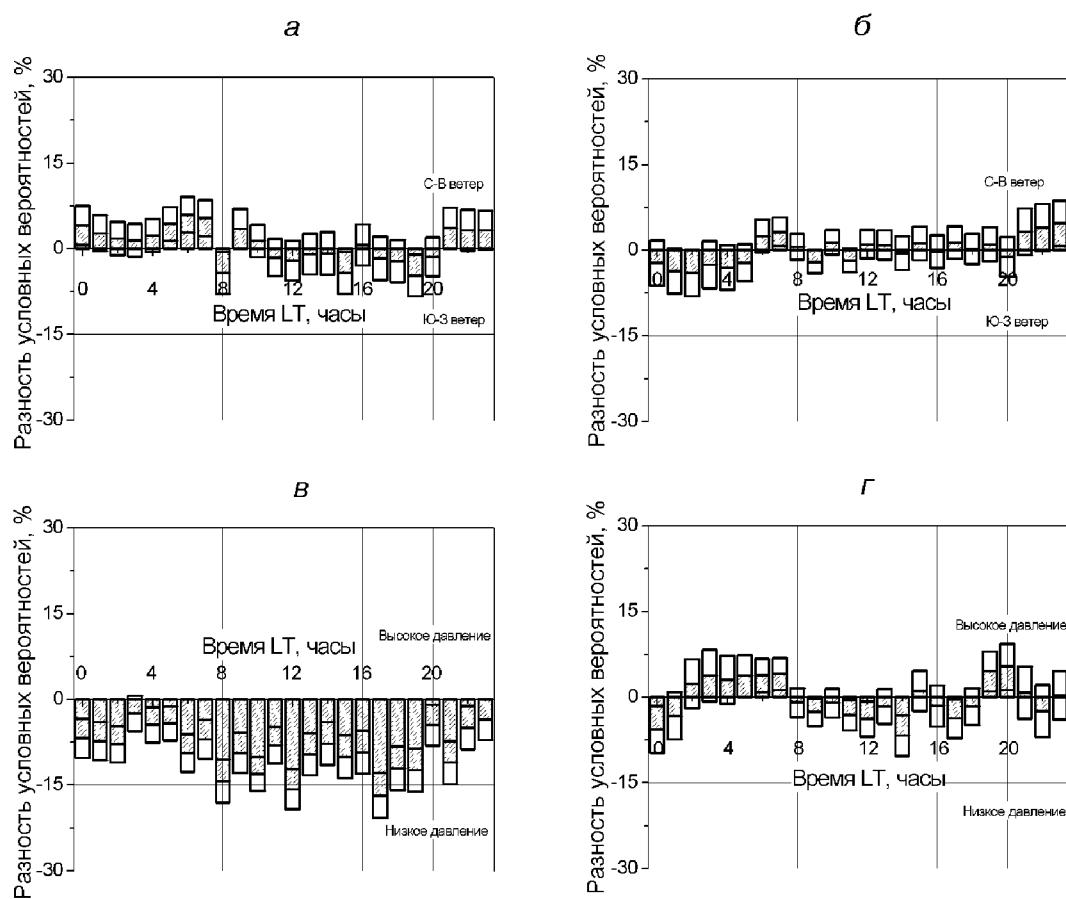


Рис. 6. Разности условных вероятностей наблюдения Es: *a* — при северо-восточном и *б* — при юго-западном направлениях ветров, *в* и *г* — при высоком и низком атмосферном давлении, *а*, *в* — в мае — августе; *б*, *г* — в ноябре — феврале

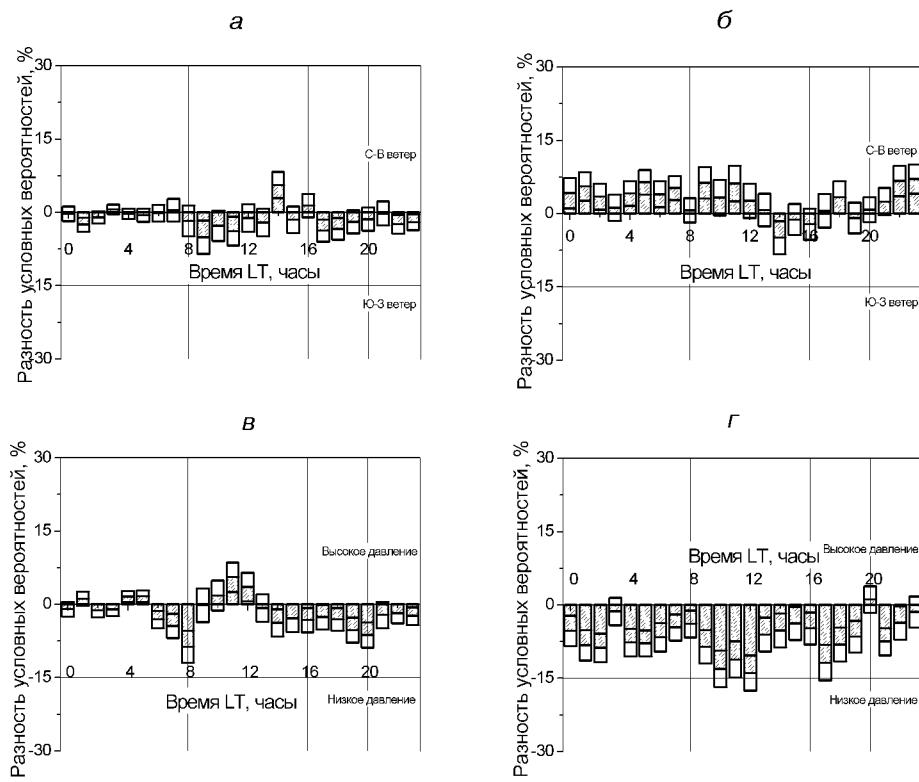


Рис. 7. Отличия условных вероятностей наблюдения Es разной структуры в мае-августе: *а* и *б* — при С-В и Ю-З ветрах; *в* и *г* — при низком и высоком атмосферном давлении; *а* и *в* — плотные Es; *б*, *г* — полупрозрачные Es

ветрах лежат в пределах, либо незначительно отличаются от средних квадратичных отклонений (СКО) их оценок. Связь Es с уровнем атмосферного давления в зимние месяцы ярко выражена (рис. 6, *в*): вся суточная вариация разности условных вероятностей лежит ниже нуля, т. е. в течение всех суток появления Es при низком давлении существенно вероятнее, чем при высоком. Летом зависимость от давления практически исчезает (рис. 6, *г*). То есть, приземная погода существенно влияет на формировании Es зимой, и практически не влияет летом.

Более подробно зимняя ситуация проанализирована на рис. 7. Реакция «плотных» ($(f_{0Es} - f_{bEs})/f_{0Es} < 0.1$) и «полупрозрачных» ($(f_{0Es} - f_{bEs})/f_{0Es} > 0.2$) Es на состояние тропосфера разная. В присутствии положительной С-В

проекции скорости ветра вероятность появления «плотных» Es несколько понижается (рис. 7, *а*), в то же время на протяжении большей части суток вероятность наблюдения «полупрозрачных» Es повышается (рис. 7, *б*).

Увеличение частоты появления Es при низком давлении происходит преимущественно за счет «полупрозрачных» Es (рис. 7, *г*). «Плотные» Es также чаще наблюдаются при низком давлении, однако эта зависимость выражена значительно слабее (рис. 7, *в*).

Обобщая результаты обработки, отметим, что погода в тропосфере влияет на формирование Es в зимнее время, и практически не влияет в летние месяцы. Давление выступает наиболее статистически связанным с Es погодным параметром в зимнее время. Плотные Es зимой большую часть суток наблюдаются преимущественно

венно при низком давлении; при С-В-ветре вероятность появления плотных Es падает. Частота появления полупрозрачных Es в зимнее время растет при низком давлении и положительной С-В-проекции ветра. По всей видимости, причина выявленной зависимости состоит в существовании регулярного сезонного потока энергии из тропосферы в ионосферу [4, 5]. В случае достижения амплитудой АГВ порога нелинейности пространственно-временной спектр распространяющихся волн обогащается. Часть волновой энергии трансформируется в турбулентность.

3. ВОЗМУЩЕНИЯ В F-ОБЛАСТИ ИОНОСФЕРЫ

Плазма F-области ионосферы полностью «замагничена», ее динамика контролируется в первую очередь электромагнитными силами. Максимум электронной концентрации F-слоя располагается на высотах от 180 километров (днем) и до 400 и более километров (ночью и во время геомагнитных возмущений). Несмотря на «замагниченность» плазмы, волновые процессы, пришедшие из нейтральной атмосферы, заметно модифицируют ее параметры. В настоящем подразделе тропосферно-ионосферное взаимодействие будет продемонстрировано на двух возможных

эффектах — повышенной турбулизации плазмы F-области (F-рассеяния) и модуляции плазменных характеристик с периодами АГВ — ПИВ.

3.1. Явление F-рассеяния.. Явление F-рассеяния (spread F) известно со времен начала использования техники вертикального зондирования ионосферы для получения основных параметров ионосферных слоев [6]. Этот эффект проявляется в том, что отраженный сигнал теряет свою детерминированную структуру, становится размытым (диффузным), имеет значительно большую продолжительность, чем зондирующий импульс. Связано это с рассеянием пробного сигнала на интенсивных естественных ионосферных неоднородностях. Часто подразделяют F-рассеяние на два типа. Первый тип — рассеяние по высоте, при котором низкочастотный отрезок ионограммы имеет диффузный характер, что затрудняет отсчет кажущейся высоты. Второй тип — рассеяние по частоте, при котором в ионограммах появляются диффузные отражения вблизи критических частот (критическая частота дополнительных отражений выше частоты основного следа). Рассеяние по частоте обычно называют «среднеширотным» типом рассеяния, а по высоте — «экваториальным» [6]. Присутствие F-рассеяния легко определить из стандартных ионограмм вертикального зондирования (рис. 8).

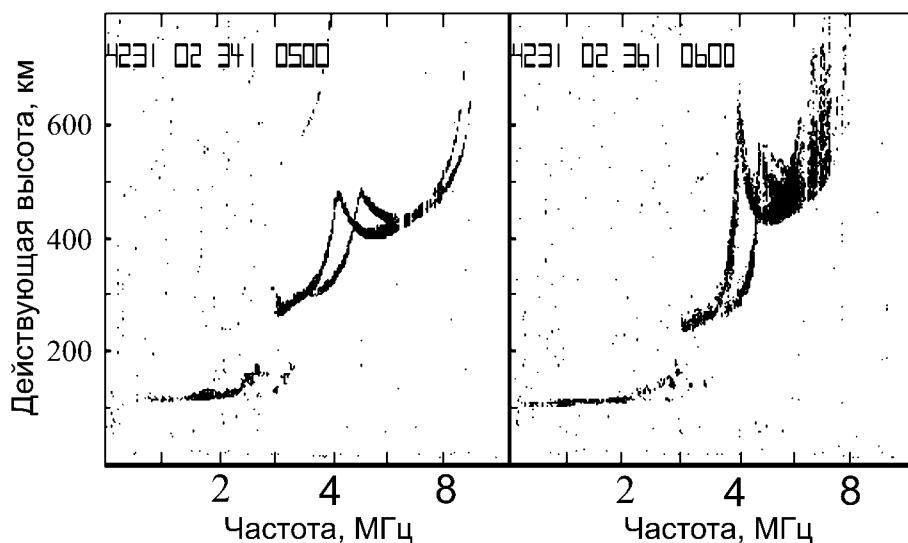


Рис. 8. Пример типичной ионограммы (а) и явления F-рассеяния (б). Ионограммы получены на УАС «Академик Вернадский» в 2002 г.

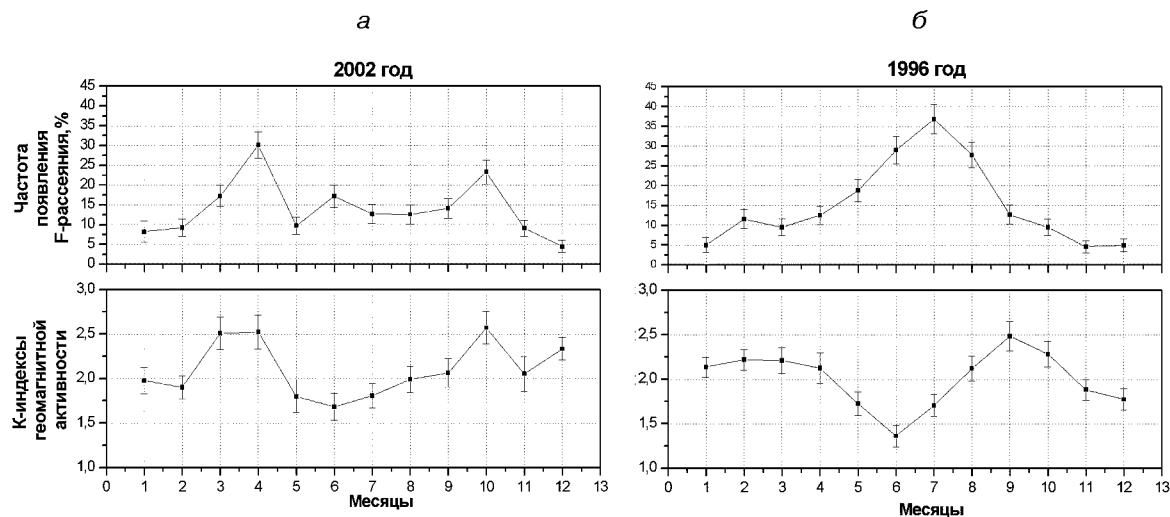


Рис. 9. Сезонные вариации вероятности наблюдения F-рассеяния (верхние панели) и среднемесячных значений локальных K -индексов (нижние панели): a — в год с высокой солнечной активностью, b — в год с низкой солнечной активностью

Очевидно, что перед поиском реакции верхней ионосферы в виде F-рассеяния на атмосферные возмущения необходимо проанализировать и исключить другие возможные воздействия. Общеизвестным является, например, тот факт, что возмущения магнитного поля сильно влияют в основном на параметры верхней ионосферы. За счет эффектов ионного торможения возможны быстрые изменения высоты максимальной концентрации слоев F1 и F2. Поскольку в верхней ионосфере плазма «вморожена» в магнитное поле, деформация силовых линий приводит к соответствующему дрейфу плазмы, что в свою очередь может вызвать быстрые флуктуации критической частоты ионосферы. При этом, по всей видимости, должна существовать и корреляция между интенсивностью естественной турбулентности и возмущенностью магнитного поля. Причину появления среднеширотного ночного F-рассеяния также связывают с неоднородностями, развивающимися вследствие распространения атмосферных гравитационных волн тропосферной природы [6, 29].

В качестве основного массива анализируемых данных нами использованы результаты вертикального ионосферного зондирования, полученные на УАС «Академик Вернадский» с 1996 по 2005 гг.. Появление эффекта F-рассеяния опи-

сывалось вероятностью (частотой) его регистрации на ионограммах вертикального зондирования в течение различных интервалов времени. Методика расчета вероятностных характеристик аналогична приведенной в разделе 2. Вероятность появления F-рассеяния имеет существенный как суточный, так и сезонный ход. Характер сезонных вариаций частоты наблюдения эффекта в годы с высокой и низкой солнечной активностью разный [18] (рис. 9, a и b , верхние панели). Так, в 2001 году (высокая активность) максимумы отмечались в апреле и октябре. В то же время в 1996 г. (низкая активность) максимум вероятности наблюдения приходится на зимние месяцы. На нижних панелях рис. 9, a и b приведены изменения среднемесячных K -индексов геомагнитной активности в 2001 и 1996 гг.. Повышение геомагнитной активности наблюдается вблизи равноденствий. Это связывают с максимумом южно-направленного компонента B_z межпланетного магнитного поля (ММП), который приходится на эти же периоды времени [48].

Наличие у вектора ММП южного компонента, направленного противоположно магнитным силовым линиям Земли, ослабляет действие геомагнитного поля и приводит к проникновению солнечного ветра глубже в магнитосферу. В

периоды максимума южно-направленного компонента отмечается возрастание геомагнитных возмущений.

Как видно, в год с высокой солнечной активностью максимумы двух зависимостей совпадают и приходятся на апрель и октябрь (рис. 9, а). Корреляция между ними очевидна. На рис. 9 приведены значения оценок самих величин вероятностей появления и их средние квадратичные отклонения [17]. В год с низкой солнечной активностью характер сезонной вариации K -индексов остался таким же, максимумы приходятся на весну и осень. В то же время корреляция K -индексов с вероятностью наблюдения F-рассеяния исчезает (рис. 9, б). Максимум вероятности F-рассеяния приходится на южную зиму, когда в K -индексах наблюдается явный минимум. Напомним, что на это же время приходится наибольшая вероятность появления эффекта Es тропосферного происхождения.

Таким образом, два вида сезонной зависимости в поведении F-рассеяния могут означать различия в природе возникновения этого явления в разные годы и сезоны. Для более подробного изучения этого вопроса была оценена условная вероятность наблюдения явления F-рассеяния в зависимости от степени возмущенности геомагнитного поля. Рассматривались все часовые ионограммы, на которых зарегистрированы отражения от области F-ионосферы. Оценка условной вероятности появления F-рассеяния рассчитывалась как отношение количества зарегистрированных случаев F-рассеяния к общему количеству регистраций области F при условии,

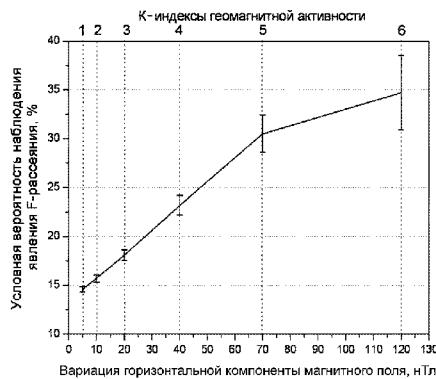


Рис. 10. Зависимость вероятности появления F-рассеяния от возмущенности геомагнитного поля в 1996—2002 гг.

что трехчасовой индекс геомагнитной активности был выше определенного порогового значения. Для оцениваемых значений вероятностей дополнительно рассчитывался доверительный интервал по уровню 0.95, аналогично тому, как это делалось для частоты наблюдения спорадических E-слоев. Оценки вероятности за семилетний интервал наблюдений показывают, что возмущенность геомагнитного поля сильно влияет на образование ионосферных неоднородностей (рис. 10). Уже при незначительном увеличении вариаций магнитного поля (начиная с $K = 1-2$) вероятность F-рассеяния растет. По-видимому, происходит преобразование энергии геомагнитных вариаций в ионосферную турбулентность. При этом наблюдается пороговое значение K -индекса геомагнитной активности ($K = 5$) (рис. 10), выше которого происходит «насыщение», и увеличение возмущенности магнитного поля уже не приводит к большей турбулизации ионосферы.

На следующем этапе было проведено исследование сезонных зависимостей в поведении F-рассеяния. Рассчитывалась вероятность появления F-рассеяния в различные сезоны года в течение семи лет (рис. 11). Полученные зависимости показывают, что влияние геомагнитных возмущений на образование ионосферных неоднородностей уменьшается вблизи зимнего солнцестояния (с мая по июль). В эти месяцы преобладающим является механизм, связанный, по-видимому, с распространением атмосферных гравитационных волн тропосферного происхождения. На протяжении остального периода на-

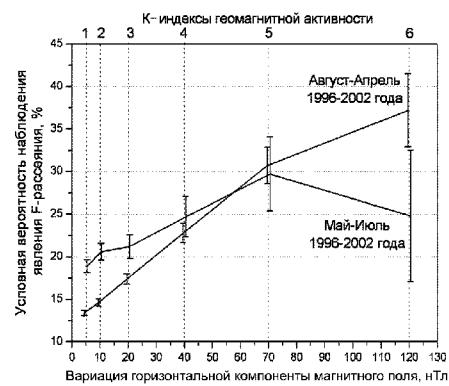


Рис. 11. Зависимости вероятности появления F-рассеяния от возмущенности МПЗ в различные сезоны года

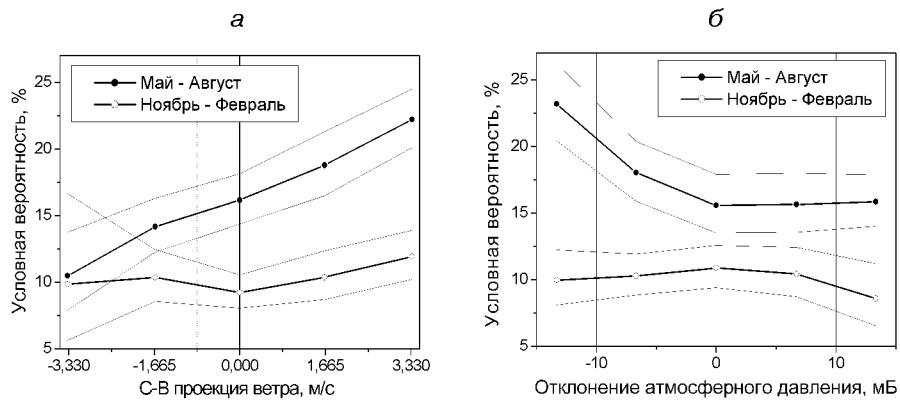


Рис. 12. Условные вероятности наблюдения F-рассеяния (1993—2003 гг., время усреднения ветра 5 сут) при разных значениях: *а* — северо-восточной проекции ветра, *б* — атмосферного давления

блудений основной вклад в образование ионосферной турбулентности вносят возмущения геомагнитного поля Земли.

3.2. F-рассеяние как индикатор тропосферно-ионосферного взаимодействия. Ослабление контроля турбулизации F-области со стороны геомагнитного поля в зимние месяцы явилось побудительным мотивом исследований роли тропосферно-ионосферного взаимодействия в возбуждении F-рассеяния. В настоящем подразделе приведены статистические оценки вклада приходящей снизу энергии тропосферных возмущений в состоянии околоземного космического пространства, а также обсуждены особенности тропосферно-ионосферного взаимодействия на примере возникновения F-рассеяния. Исследование роли приземной погоды в формировании плазменных неоднородностей F-области ионосферы проводилось путем оценки и сравнения условных вероятностей наблюдения F-рассеяния в различных погодных ситуациях. Параметрами погоды, продемонстрировавшими наибольшую статистическую связь с F-рассеянием, оказались проекция вектора скорости ветра на северо-восточное направление и уровень приземного давления (см. раздел 1). Отметим также, что с целью ограничения воздействия возмущенности геомагнитного поля на результат анализа, рассматривались лишь те интервалы времени, в пределах которых локальный *K*-индекс был менее 4. Были сделаны оценки услов-

ных вероятностей наблюдения F-рассеяния при разных значениях атмосферного давления и величины проекции скорости ветра на северо-восточное направление на базе 11 лет измерений (1993—2003 гг.). В зимнее время наблюдается почти линейное увеличение вероятности наблюдения F-рассеяния с ростом проекции скорости ветра, усредненной за 5 дней (рис. 12, *а*, на рисунках отмечены средние квадратичные отклонения оценок). В тоже время в другие сезоны года эта связь практически отсутствует, о чем свидетельствует зависимость для ноября-февраля (рис. 12, *а*). Растет также вероятность наблюдения F-рассеяния при низком давлении зимой (рис. 12, *б*).

Переходя к особенностям поведения F-рассеяния в суточном цикле, отметим, что общая особенность частоты появления эффекта во все сезоны года состоит в возрастании повторяемости F-рассеяния в ночные часы. Рассмотрим суточный ход разности условных вероятностей наблюдения F-рассеяния зимой в мае—августе и летом в ноябре—феврале в разных погодных условиях в 1993—2005 гг. (рис. 13, на рисунках отмечены средние квадратичные отклонения оценок).

В мае—августе (т. е. антарктической зимой) вероятность появления F-рассеяния достоверно возрастает при северо-восточном ветре (рис. 13, *а*) и низком атмосферном давлении (рис. 13, *в*), т. е. при активизации тропосферной фронталь-

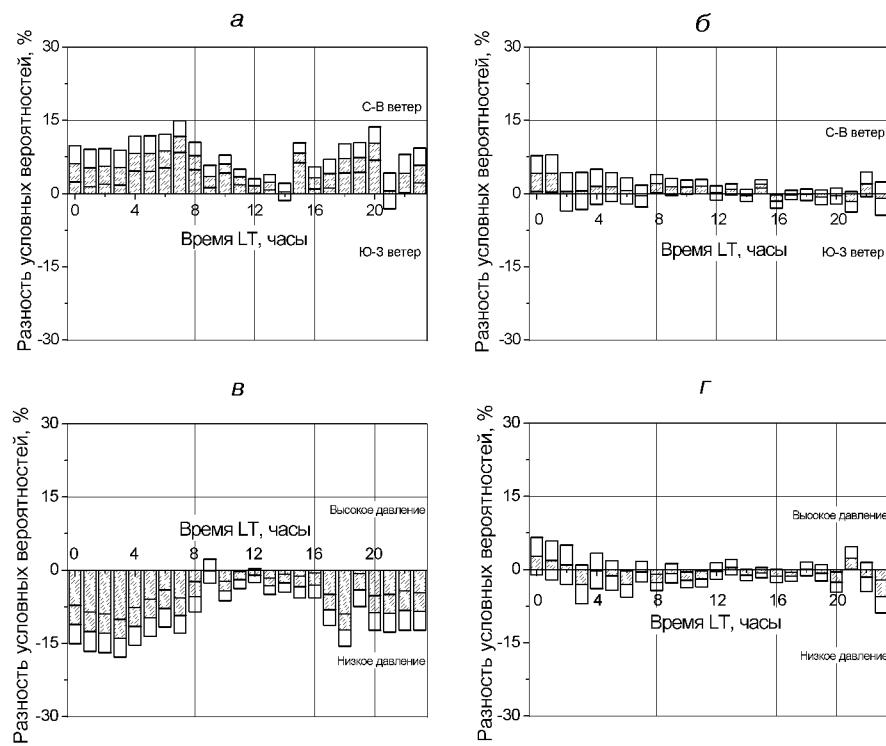


Рис. 13. Суточные вариации разности условных вероятностей наблюдения F-рассеяния в 1993—2005 годах: а, б — при северо-восточном ветре и юго-западном ветрах; в, г — при высоком и низком атмосферном давлении; а, в — в мае — августе; б, г — в ноябре — феврале

ной активности. Летом же зависимость эффекта от погодных условий практически исчезает и в суточной вариации (рис. 13, б, г). Таким образом, увеличение вероятности появления ионосферных неоднородностей наблюдается зимой над атмосферными фронтами. В суточном ходе «чувствительность» верхней ионосферы к приземной погоде увеличивается ночью и в сумеречное время. Установленные в ходе вероятностного анализа данных экспериментов тропосферно-ионосферные связи могут быть объяснены распространением внутренних атмосферных гравитационных волн. Вероятно, АГВ генерируются атмосферными фронтами, а суточные и сезонные вариации степени влияния тропосферной погоды на состояние ионосферы связаны с изменчивостью условий распространения АГВ в атмосфере.

3.3. Волнообразные возмущения полного электронного содержания тропосферной

природы над Антарктическим полуостровом. Как уже отмечалось ранее, в случае линейного распространения АГВ в ионосфере вплоть до высот F-области их проявление сказывается в квазипериодической модуляции плазменных параметров, в частности электронной концентрации. Такие изменения наблюдаются в виде перемещающихся ионосферных возмущений и регистрируются различными методами радиодиагностики ионосферы. Широкие возможности для исследований пространственно-временной динамики региональных ионосферных процессов предоставляют данные глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) [2, 3, 51]. На основе разностно-фазовых измерений приращения расстояния между спутником и приемником на двух когерентных частотах $f_1 = 1575.42$ МГц и $f_2 = 1227.60$ МГц имеется возможность оценки наклонного полного электронного содержания (НПЭС) I вдоль луча зрения [2, 39]:

$$I = K \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \left[\left(L_2 \frac{c}{f_2} - L_1 \frac{c}{f_1} \right) + \text{const} + \Delta l \right],$$

где коэффициент $K = 1/40.3083 \text{ c}^2 \text{m}^{-3}$; $L_1 c/f_1$ и $L_2 c/f_2$, м — фазовые пути радиосигналов на частотах f_1 и f_2 ; L_1 и L_2 — числа фазовых циклов (целые и дробные части); c , м/с — скорость света, const, м — некоторый неизвестный начальный фазовый путь; Δl , м — ошибка определения фазового пути. Размерностью НПЭС является общепринятая в литературе величина TECU (Total Electron Content Unit), равная 10^{16} m^{-2} .

Измерения приращений фазы в ГНСС производятся с высокой точностью, при которой ошибка определения вариаций НПЭС в 30-секундных интервалах усреднения оценивается величиной 10^{-2} TECU. Большая часть данных, накапливаемых глобальной сетью перманентных станций, общедоступна в интернете в исходном виде. Для Антарктиды и зоны вокруг нее составление ионосферных карт, вообще говоря, затруднительно из-за малого числа станций в этом регионе. Тем не менее, именно над проливом Дрейка вблизи Антарктического полуострова погрешность воссоздания карты ПЭС относительно невелика, благодаря сравнительно плотному расположению трех перманентных станций (PALM — США, OH12 — Чили, RIOG — Аргентина).

Существенным фактором реконструкции ПЭС в этом регионе было использование данных с 12-канального двухчастотного приемника GPS ASHTECH Z-XII, установленного с участием авторов этой работы на Украинской антарктической станции 3 апреля 2005 г. Новый пункт размещения приемной аппаратуры получил международное обозначение VER2 (<http://www.tu-dresden.de/igp/service/scargps/VER1.html>). Приемник был предоставлен коллегами из Института Геодезии и Картографии в Варшаве.

Для предварительного анализа вариаций ПЭС и поиска периодических ионосферных неоднородностей был выбран двухнедельный интервал измерений с 1 по 14 июня (152—165 дней 2005 г.), когда ионосфера характеризовалась сравнительно спокойным поведением фоновых вариаций. В течение анализируемого интервала времени имели место как магнитно-спокойные, так и дни с повышенной геомагнитной активнос-

тью, отмечалось также прохождение теплого (4 июня) и холодного (6 июня) атмосферных фронтов. В качестве информационных параметров, иллюстрирующих состояние тропосферной погоды, были выбраны скорость ветра [11], температура, скорость ее изменения, вариации давления и их вторая производная. Состояние «космической погоды» контролировалось трехчасовыми К-индексами, определявшимися по регулярным наблюдениям вариаций геомагнитного поля на УАС. Для более детального анализа были отобраны данные, соответствующие дневному и вечернему времени (с 12 до 21 часа UT), когда вариации ПЭС в несколько раз превышали ночной уровень изменений. По известной методике [2, 3, 51] из первичных регистраций 4 станций (PALM, OH12, RIOG, VER2) формировались временные ряды наклонного полного электронного содержания вдоль лучей зрения «спутник — приемники». После исключения тренда центрированные вариации НПЭС пересчитывались с помощью проектирующей функции [51] к вертикальному направлению, формируя временные ряды для вариаций ПЭС. Пространственно-временная картина вариаций ПЭС как функция трех аргументов может быть представлена на рис. в виде проекций на три плоскости «время — долгота», «время — широта» и «долгота — широта». В качестве примеров на рис. 14, а показаны такие проекции для двух характерных дней из выбранного двухнедельного интервала измерений. Полученные вариации ПЭС обрабатывались методами корреляционного и спектрального анализа. На рис. 14, б показаны типичные двумерные автокорреляционные функции (АКФ) трех проекций ПЭС для спокойного и возмущенного дней (4 и 7 июня 2005 г. соответственно). Как видно из рис. 14, пространственно-временное поведение самих вариаций полного электронного содержания и АКФ отличается для этих двух дней. Для реализации, полученной 7 июня, отчетливо наблюдается периодическая структура вариаций в долготном и широтном направлениях, в то время как 4 июня изменения ПЭС носят хаотический характер.

Обнаруженные периодические вариации ПЭС хорошо коррелированы с независимыми одновременными изменениями критической частоты F-слоя, регистрируемыми на УАС методом вертикального зондирования. Наличие пространст-

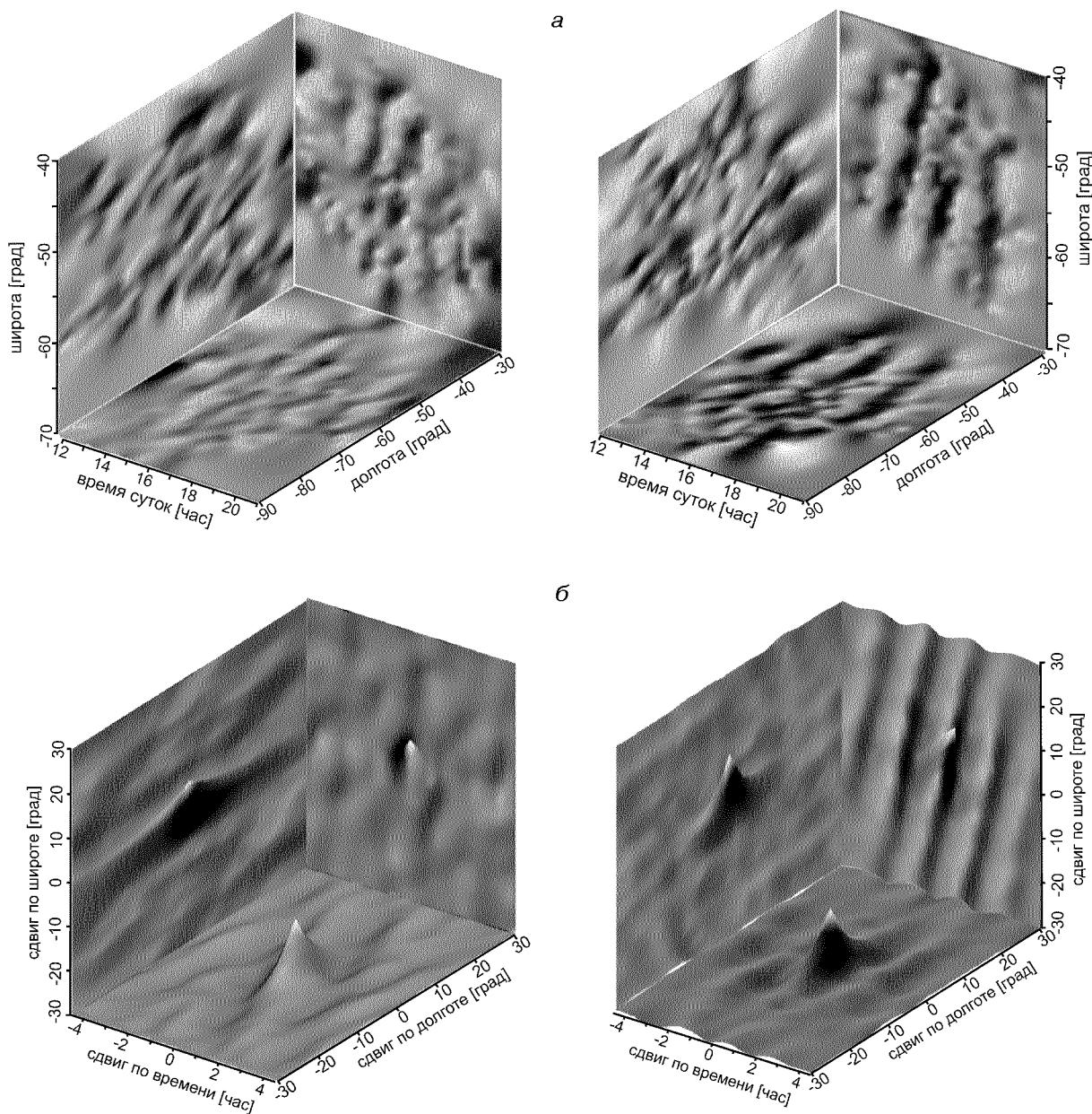


Рис. 14. Проекции пространственно-временного поля вариаций ПЭС (а) и соответствующие двумерные автокорреляционные функции (б) в регионе Антарктического полуострова 4 июня (слева) и 7 июня (справа) 2005 г.

венно-временных вариаций ПЭС периодического характера можно трактовать как прохождение АГВ-ПИВ на ионосферных высотах в регионе Антарктического полуострова. Так, например, сопоставляя волновые структуры в коорди-

натах «время—широта» и «время—долгота» для 7 июня, можно интерпретировать их наиболее вероятным образом как проявление волны в ионосфере, распространяющейся практически в восточном направлении (азимут около 80°) с

EUREF Permanent Tracking Network

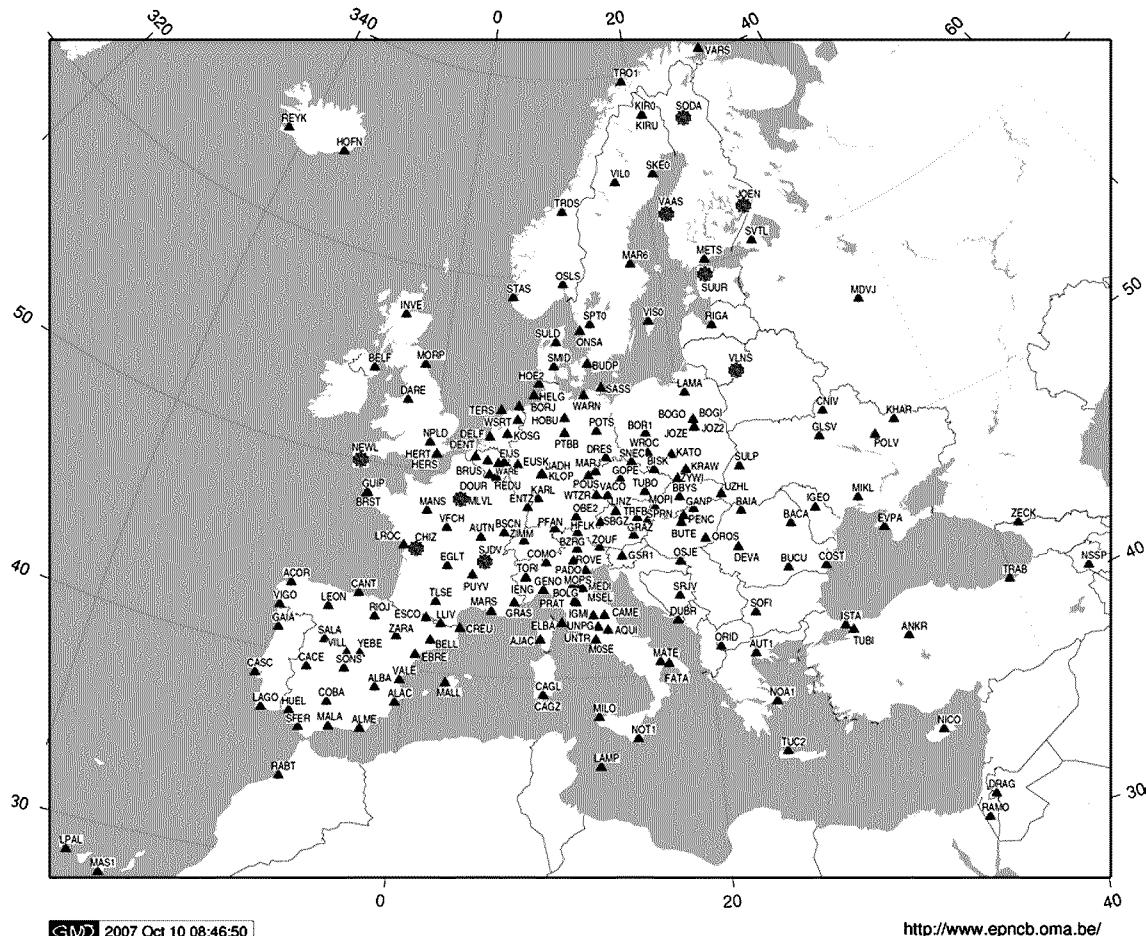


Рис. 15. Карта расположения перманентных ГНСС-станций в Европе

горизонтальной скоростью $V = 50$ м/с при длине волн $\Lambda \approx 340$ км. Такое направление движения АГВ-ПИВ совпадает с преимущественным направлением перемещения атмосферных погодных фронтов в этом регионе Антарктики, с запада на восток.

Таким образом, четырехпозиционные измерения ПЭС в районе пролива Дрейка — Антарктического полуострова дают возможность выделять средне- и крупномасштабные АГВ-ПИВ на ионосферных высотах. Двухнедельное сопоставление квазипериодических вариаций ПЭС с геофизической и метеорологической обстановкой в

регионе зондирования позволяет сделать заключение о возможности стимулирования волновых структур в ионосфере прохождением у поверхности Земли мощных погодных фронтов.

3.4. Волнообразные возмущения полного электронного содержания тропосферной природы над Европейским континентом. Разработка методики обнаружения ПИВ атмосферного происхождения в верхней ионосфере и апробация ее на большом массиве данных антарктических наблюдений позволила исследовать единичные аномально мощные погодные возмущения над относительно спокойным евро-

пейским регионом. Задача восстановления вариаций ПЭС над Европой представляется более простой, нежели в Антарктике, поскольку в этом регионе имеется густая сеть перманентных станций ГНСС (рис. 15), данные с которых доступны в интернете. Около 20 из этих станций оборудованы стандартными метеорологическими измерительными устройствами, данные которых также представлены в интернете. В качестве исследуемого события был использован экстремальный штормовой циклон 18—19 января 2007 г.

Атмосферный фронт во время этого события распространялся над Центральной Европой в течение полутора суток на расстоянии около двух тысяч километров. Нами на недельном интервале, включающем это событие, были исследованы вариации ПЭС с пространственными масштабами до тысячи километров и временными периодами от десятка минут до 1—1.5 ч в окрестности атмосферного фронта.

Для независимого количественного описания движения этого погодного фронта в приземной атмосфере были проанализированы временные зависимости метеорологических параметров (давления, температуры и влажности) для тех перманентных станций (ПС), которые оснащены наземными метеообсерваториями. Одновременно велся анализ данных тропосферной зенитной задержки (ТЗЗ) радиосигналов спутниковой навигационной системы (тропосферная задержка выражается в метрах) как рефракционное изменение длины траектории радиосигналов. Данные о задержке над каждой ПС и доступны в интернете с временным разрешением один час. На рис. 16 приведены зависимости метеопараметров и ТЗЗ для центрально-европейской перманентной станции BOGO (52.48° с. ш., 21.04° в. д.). Отчетливо наблюдается экстремально сильное изменение давления 18 января, сопровождавшееся уменьшением влажности и перепадом температуры. Влияние изменений параметров во всей толще тропосферы приводит к существенному и быстрому изменению ТЗЗ.

Изменения ТЗЗ над европейскими ПС были использованы для определения относительной задержки прохождения фронта в зависимости от координат расположения станций. Ранее регулярный характер перемещения (с запада на восток) холодных фронтов над Европой отме-

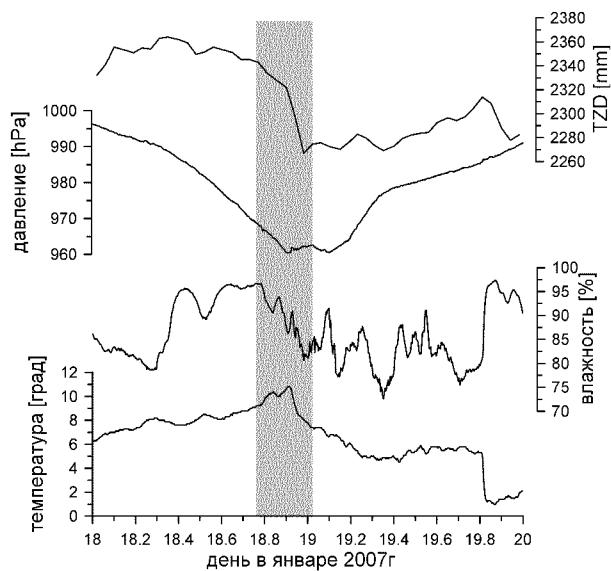


Рис. 16. Временной ход приземных метеопараметров и ТЗЗ в «острой» фазе тропосферного события над BOGO

чался в работе [42]. В процессе смещения фронта форма зависимости ТЗЗ от времени для разнесенных ПС изменяется достаточно слабо (рис. 17). Сопоставление характерных изменений ТЗЗ в разнесенных по широте и долготе пунктах позволяло получить скорости движения фронта и восстановить его пространственную структуру. При долготном разносе станций для практически одинаковых широт (в данном случае вблизи широты 50°) подобие вариаций тропосферных задержек не вызывает сомнения в идентичности погодного возмущения (рис. 17).

Поведение ионосферы характеризовалось вариациями ПЭС, определенными по методике, описанной в подразделе 3.3, над точкой с определенными координатами. Пример сопоставления тропосферных и ионосферных процессов приведен на рис. 18. В центральной части рис. 18 показаны траектории подионосферных точек спутника SV19, наблюдаемого с пяти ПС в Северной Европе, отмеченных на рис. 15. Цифры вблизи траекторий обозначают момент времени UT, в который сигнал спутника проходил через соответствующую подионосферную точку. «Координатной сеткой» для траекторий служит картина изолиний положений тропо-

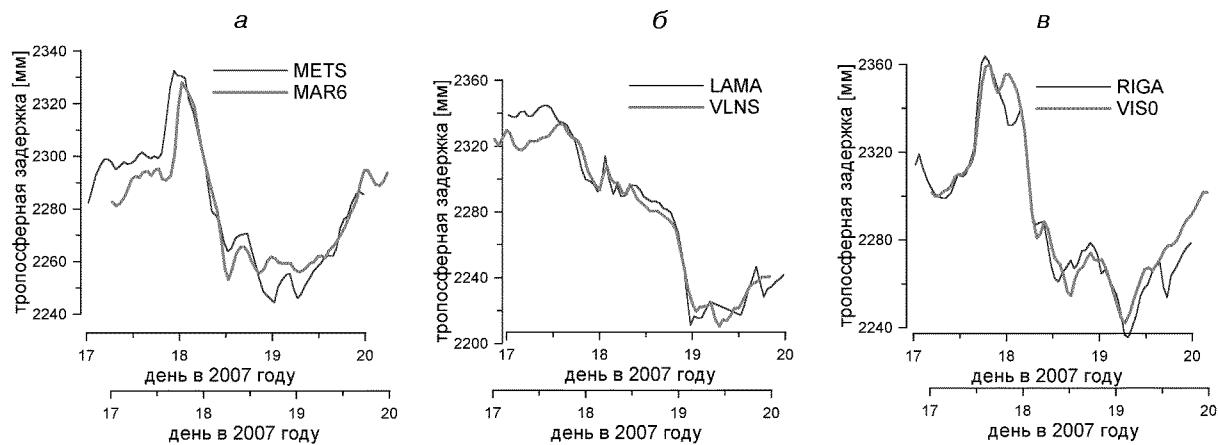


Рис. 17. Сопоставление формы зависимости Т33 от времени при прохождении фронта над ПС с примерно одинаковыми широтами, но разнесенными по долготе

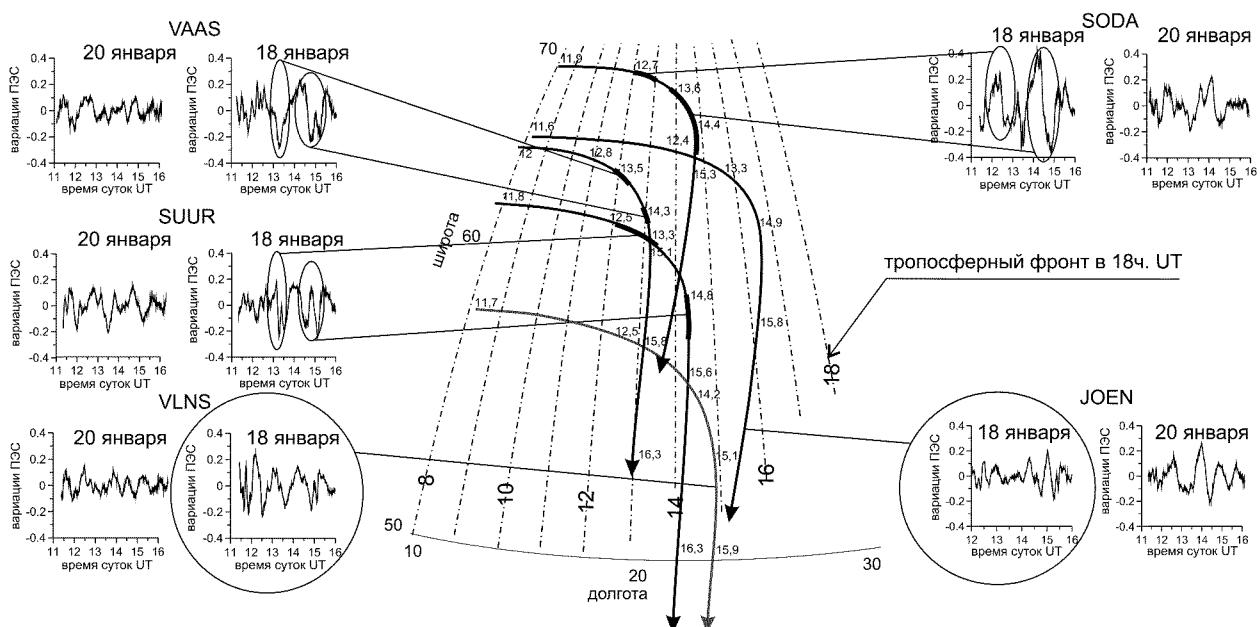


Рис. 18. Сопоставление вариаций ПЭС вдоль траекторий подионосферных точек спутника SV19 навигационной системы GPS

сферного фронта (каждая пунктирная линия соответствует положению фронта в момент времени UT, обозначенный числом на этой линии). В данном случае использовалась картина движения фронта, полученная в предположении о точно меридиональном направлении изолиний.

Слева и справа на рис. 18 показаны вариации

ПЭС вдоль траекторий спутников в дневное время 18 января во время прохождения фронта и, для сравнения, — в метеорологически спокойный день 20 января. Эллипсами на рисунке обозначены вариации ПЭС, которые соотносятся с промежутками времени, когда подионосферная точка находится над фронтальной зоной.

Окружностями выделены зависимости вариаций ПЭС от времени, полученные в том случае, когда траектории подионосферных точек не пересекались по времени и в пространстве с положением фронта. Данные со станции JOEN получены в точках траектории, полностью находившейся в зоне, которую фронт еще не достиг.

Обобщая экспериментальные результаты этого подраздела, можно отметить следующее:

а) вариации ПЭС днем 18 января в момент прохождения атмосферного фронта над ГНСС станцией имеют характерные локальные особенности, которые позволяют идентифицировать фронтальную зону;

б) в спокойных атмосферных условиях 20 января для аналогичных спутниковых пролетов вариации ПЭС имеют меньший уровень и более регулярную структуру;

в) вариации ПЭС 18 января вдоль траекторий, проходящих вне фронтальной зоны (до или после прохождения фронта), не отличаются качественно от вариаций, относящихся к 20 января;

г) в период прохождения погодного фронта в тропосфере вариации ПЭС носят отчетливый квазиволновой характер.

Таким образом, над областью активного атмосферного фронта в ионосфере существенно возрастает возмущенность, проявляющаяся в виде квазиволновых вариаций с характерными временными периодами от одного до двух часов и пространственными масштабами нескольких сотен километров. Такое поведение вариаций ПЭС можно, как и ранее (см. подраздел 3.3.), трактовать как проецирование мощного погодного фронта на ионосферные высоты в виде волновых процессов АГВ — ПИВ. Несмотря на возможные нелинейные искажения АГВ по пути движения от тропосферы до термосферы, основной период атмосферного волнового процесса сохраняется и проявляется в виде модуляции ионосферных характеристик.

4. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ В ВАРИАЦИЯХ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

У поверхности Земли прохождение АГВ можно идентифицировать измерениями однопараметрических зависимостей, например вариаций приповерхностного давления [36]. На высотах

ионосферы в большинстве случаев АГВ регистрируют, анализируя либо фрагментарные спутниковые наблюдения, например полного электронного содержания [46, 24, 25, 14], либо наземные данные когерентного и некогерентного зондирования ионосферы [27, 32, 33]. С нашей точки зрения, «свидетельством» прохождения АГВ тропосферной природы на ионосферные высоты могут также служить квазипериодические вариации геомагнитного поля. Их возникновение можно качественно представить в рамках следующей схемы рассуждений:

1) за счет распространения АГВ тропосферного происхождения в динамо-области возникают модуляции плотности и скорости нейтралов и ионов,

2) они порождают в свою очередь вариации поперечных проводимостей ионосферы и существующих токовых систем,

3) следствием такой модуляции являются изменения макроскопических полевых характеристик геокосмоса в виде МГД-колебаний,

4) принципиальным является запаздывание между вариациями приземного давления и магнитного поля, обусловленное распространением АГВ от тропосферы до высот динамо-области.

Нетрудно предвидеть, что если такой механизм работает эффективно, то вариации МПЗ тропосферной природы должны наблюдаться не

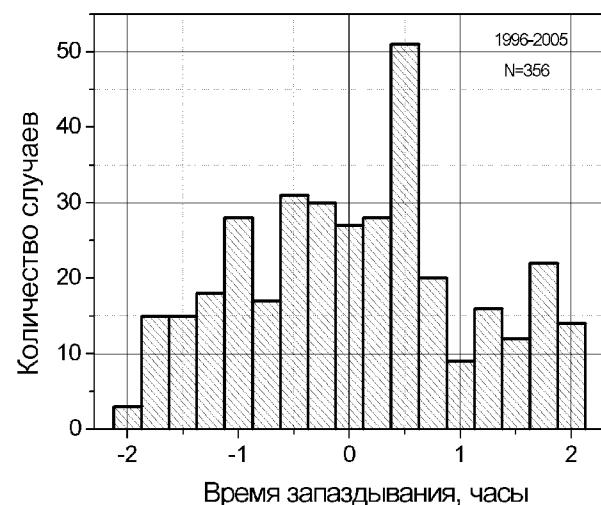


Рис. 19. Гистограмма распределения временных задержек между вариациями приземного давления и горизонтальных компонентов геомагнитного поля

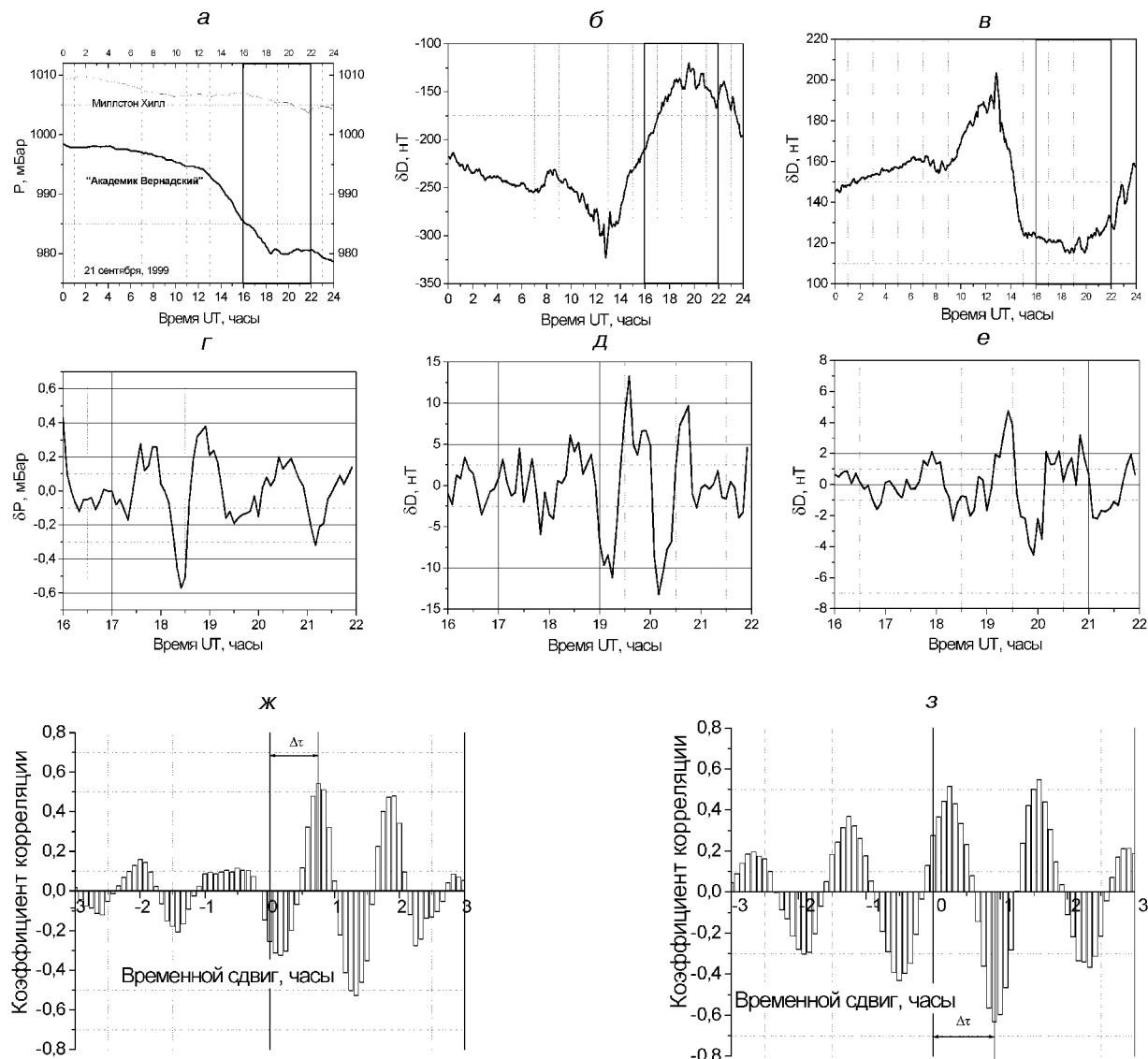


Рис. 20. Вариации приземного давления и магнитного поля в сопряженных регионах 21 сентября 1999 года: *а* — давление на УАС и в Миллстон Хилл; *б* — вариация D -компоненты на УАС; *в* — вариация D -компоненты в Миллстон Хилл; *г* — отфильтрованные вариации давления на УАС; *д* — отфильтрованная вариация D -компоненты на УАС; *е* — отфильтрованная вариация D -компоненты в Миллстон Хилл; *ж* — взаимная корреляционная функция (ВКФ) между вариациями давления и D -компоненты магнитного поля на УАС; *з* — ВКФ между вариациями давления на УАС и D -компоненты магнитного поля в Миллстон Хилл

только в области расположения источника, но и в магнитосопряженном регионе. Проверка правильности таких рассуждений была проведена авторами на большом массиве данных наблюдений метеорологических и магнитных вариаций в

Антарктике и вблизи магнитосопряженного региона (в Новой Англии). Основными метеопараметрами, измеряемыми в Антарктиде и Новой Англии, были давление P , температура T , влажность, скорость и направление ветра V .

Съем данных проводился с темпом один отсчет в 5 мин. Точности измерений составили $\Delta P = 0.1$ мбар, $\Delta T = 0.1$ К, $\Delta V = 0.05$ м/с. В качестве информационного метеорологического параметра для идентификации возбуждения АГВ использовались вариации давления δP . Идея обработки состояла в поиске одновременных квазипериодических вариаций приземного атмосферного давления и горизонтальных компонентов магнитного поля с периодами средне- и крупномасштабных АГВ, с последующим измерением временных задержек между этими вариациями. Для поиска эффектов возбуждения АГВ был разработан алгоритм совместной обработки данных и автоматического выявления одновременных вариаций давления δP и компонентов магнитного поля δH , δD , δZ . В общей сложности за десятилетний период наблюдений с 1996 по 2005 гг. было обнаружено 356 6-часовых интервалов, в пределах которых АГВ проявлялись в вариациях как приповерхностного давления, так и компонентов МПЗ. На рис. 19 показана гистограмма временных сдвигов между вариациями давления и магнитного поля. Наиболее вероятное опережение изменений давления составляет 30 мин. Отметим, что практически все связанные события зарегистрированы в зимнюю половину года.

После обнаружения магнитных вариаций в Антарктике, стимулированных АГВ тропосферного происхождения, был поставлен вопрос о поиске аналогичной реакции в северном полушарии вблизи магнитосопряженного региона. Для совместного анализа магнитосопряженных эффектов мы располагали двухлетним массивом метеорологических и магнитных данных из Новой Англии 1999–2000 гг.

К числу внешних условий для выбраковки данных, кроме магнитовозмущенных дней, добавлялись периоды сильных метеорологических возмущений в Новой Англии. Как и следовало ожидать, схожесть магнитных волновых возмущений в обоих полушариях оказалась высокой и для случаев квазипериодических вариаций АГВ-природы. На рис. 20 в качестве примера приведены синхронные вариации давлений и компонентов МПЗ в обоих полушариях после прохождения мощного атмосферного фронта в Антарктиде. Вариации МПЗ в Новой Англии хорошо коррелируют с квазипериодическими изменениями

давления и магнитного поля на УАС «Академик Вернадский».

Таким образом, можно утверждать о существовании переноса атмосферных возмущений не только на высоты ионосфера, но и на магнитосферные уровни. При подведении итогов экспериментального рассмотрения следует отметить, что однопозиционные наземные наблюдения атмосферных процессов не позволяют получить оценки геометрических параметров АГВ: длины волн, направления и скорости движения. Лишь три характеристики волновых процессов могут быть определены без модельных допущений: временной период T , амплитуда вариаций δP и вертикальная скорость V_z распространения до высот динамо-области. Учитывая наиболее вероятную задержку $\tau = 30$ мин между изменениями приземного давления и квазипериодическими вариациями МПЗ, нетрудно оценить вертикальную скорость АГВ $V_z = 50 \dots 70$ м/с. Как было позднее показано при теоретическом моделировании [22], такие вертикальные скорости характерны для среднемасштабных внутренних волн с длинами в несколько сот километров.

Обработка большого массива наблюдательных данных позволила убедиться в правильности качественных предпосылок и перейти к количественному модельному описанию эффектов переноса АГВ тропосферной природы на высоты динамо-области и в магнитосферу.

5. РАСПРОСТРАНЕНИЕ АГВ ТРОПОСФЕРНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ НА ИОНОСФЕРНЫЕ ВЫСОТЫ

5.1. Распространение АГВ в изотермической атмосфере. Для пояснения приведенных выше экспериментальных результатов была рассмотрена упрощенная теоретическая модель распространения АГВ тропосферного происхождения. Учитывая большое число работ по моделированию эффектов распространения АГВ, мы следовали представлениям, изложенным, например, в монографиях [4, 8]. Дальнейшее рассмотрение было проведено с использованием ряда естественных упрощений: не учитывались сила Кориолиса и неплоская форма земной поверхности; пренебрегалось диссиляцией за счет эффектов вязкости и теплопроводности; считалось, что нелинейными эффектами можно пренебречь.

Атмосфера считалась изотермической средой без ветровых сдвигов и горизонтальных градиентов. При указанных упрощающих предположениях решение для монохроматической АГВ имеет вид плоской неоднородной волны

$$\frac{\delta N}{N(z)} = \frac{u}{U} = \frac{w}{W} = A(z) \exp[i(\omega t - k_x x - k_z z)],$$

$$A(z) \equiv \frac{\delta N}{N} \Big|_{z=0} \exp\left(\frac{z}{2H}\right), \quad (1)$$

где δN — вариация плотности нейтральной атмосферы, u , w — горизонтальная и вертикальная составляющие скоростей физических частиц в АГВ, H — высота приведенной атмосферы, $N(z) \equiv N_0 \exp{-z/H}$ — барометрическое распределение плотности нейтрального газа, $U = U(\omega, \mathbf{k})$, $W = W(\omega, \mathbf{k})$ — константы (поляризационные коэффициенты), ось OZ декартовой системы координат направлена вертикально, горизонтальная ось OX выбрана в плоскости волнового вектора АГВ $\mathbf{k} = \{k_x, 0, k_z\}$. Величины ω и \mathbf{k} в (1) связаны дисперсионным соотношением, в области низких частот $\omega < \omega_g \equiv \sqrt{\gamma - 1} g/c_s$, описывающим внутреннюю гравитационную моду АГВ:

$$\omega = c_s \frac{k \cos \theta}{\sqrt{1 + (2kH)^2}}, \quad (2)$$

где ω_g — частота Брента — Вяйсяля, $c_s = 2[\sqrt{\gamma - 1}/\gamma]c_s$, $c_s = \sqrt{\gamma T/M}$ — скорость звука, $\gamma = c_p/c_v \approx 1.4$ — показатель адиабаты, T и M — температура и средний молекулярный вес воздуха, θ — направление волнового вектора относительно горизонтали. Из (2) следует выражение для вертикального компонента групповой скорости АГВ:

$$V_{gz} = \frac{\partial \omega}{\partial k_z} = -c_s \frac{\kappa^2 \sin \theta \cos \theta}{(1 + \kappa^2)^{3/2}}, \quad (3)$$

где $\kappa \equiv 2H \cdot k$. Согласно (3) V_{gz} достигает максимума при $\kappa = \sqrt{2}$, $\theta = \pi/4$ в области длин волн $\lambda = 4\pi H/\sqrt{2} \approx 70$ км, причем $V_{gzmax} \approx 0.2c_s \approx 60$ м/с. Эта величина определяет время распространения переднего фронта волнового процесса вверх. При эффективной высоте динамотоков $z = 130$ км времененная задержка между возмущениями магнитного поля и приземного давления должна составить $\tau = z/V_{gzmax} \approx 36$ мин, что хорошо согласуется с экспериментальными данными. Согласно (3) максимальная скорость АГВ $V_{gzmax} \propto c_s$ зависит только от скорости звука, слабо изменяющейся из-за зональных, сезонных и прочих вариаций атмосферы. Это дает возможность рассматривать получасовой сдвиг барических и геомагнитных вариаций как характерный временной масштаб тропосферно-ионосферной связи.

Измерения на станции «Академик Вернадский» являются однопозиционными, что не позволяет определить модовый состав АГВ. Однако из многочисленных наблюдений [31] известно, что периоды 1–3 ч характерны для так называемых среднемасштабных АГВ/ПИВ, горизонтальный волновой масштаб которых λ_x составляет несколько сотен километров. Отсюда следует феноменологическая оценка длины волны $\lambda = \lambda_x \cos \theta \sim 100$ км. Остальные параметры АГВ, вычисленные с учетом (1), (2) и модели атмосферы, представлены в табл. 1.

Возмущение плотности в АГВ, очевидно, не может превысить 100 %; нелинейное насыщение роста амплитуды $A(z)$ происходит, по-видимому,

Таблица 1. Параметры АГВ по экспериментальным и теоретическим данным. Модельные атмосферные параметры указаны у поверхности Земли (при нормальных условиях) и усредненные по интервалу высот $0 < z < 130$ км

Экспериментальные данные		По литературным данным		Параметры атмосферы			Теоретические оценки	
Амплитуда у поверхности Земли $\delta N/N _{z=0}$	Частота ω и период T	Длина волны λ , км	Скорость звука c_s , м/с	Высота атмосферы H , км	Частота Брента — Вяйсяля ω_g	Вертикальная групповая скорость V_{gzmax} , м/с	Фактор роста $\exp{z/(2H)}$	
0.0001...0.001 (0.1...1 мбар)	$\omega = (6...100) \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ $T = 0.2...3 \text{ ч}$	~ 100	н. у.: 340 сред.: 300	н. у.: 8 сред.: 7	н. у.: 0.01 с^{-1} сред.: 0.011 с^{-1}	60	3000 при $z = 120$ км	

в области $A \rightarrow A_{\max} = 0.3...0.5$ (что подтверждено прямыми спутниковыми измерениями АГВ в термосфере [46]). Приземные колебания давления меньше 1 мбар порождают АГВ линейные вплоть верхней границы Е-области ионосферы. АГВ на больших высотах или в Е-области, но с большей начальной амплитудой, являются нелинейными. В этом случае (1) следует рассматривать как модельную зависимость, все еще приемлемую для расчета динамо-тока (что подтверждается моделированием с различными видами «нелинейных» распределений $A(z)$).

5.2. Распространение АГВ в неизотермической атмосфере. Дисперсионное соотношение для АГВ описывается следующим выражением [4]:

$$k_z^2 = \left(\frac{\omega_g^2}{\omega^2} - 1 \right) k_x^2 - \frac{1}{4H^2} + \frac{\omega^2}{c_s^2}. \quad (4)$$

Основным параметром среды, влияющим на распространение АГВ, является частота Бранта — Вийсяля (или частота устойчивости) ω_g . В

случае, если $\omega_g < \omega$, k_z переходит в минимум область (4), что физически означает невозможность распространения АГВ в такой среде. Для того чтобы оценить влияние неизотермичности реальной атмосферы на распространение АГВ, запишем выражение, связывающее частоту устойчивости с вертикальным температурным профилем [7] для сухой идеальной атмосферы:

$$\omega_g^2 = \frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} + \frac{g}{C_p} \right). \quad (5)$$

Здесь g/C_p — это адиабатический вертикальный градиент температуры. Очевидно, что если в какой-либо области атмосферы температура с высотой растет ($dT/dz > 0$), то частота Бранта — Вийсяля всегда вещественна и достаточно велика, атмосфера устойчива, и АГВ в такой среде будут успешно распространяться. Затруднения в распространении АГВ могут возникать в слоях с отрицательным температурным градиентом. Между тропосферой и ионосферой такой слой один — это мезосфера (рис. 21) [1]. Чем

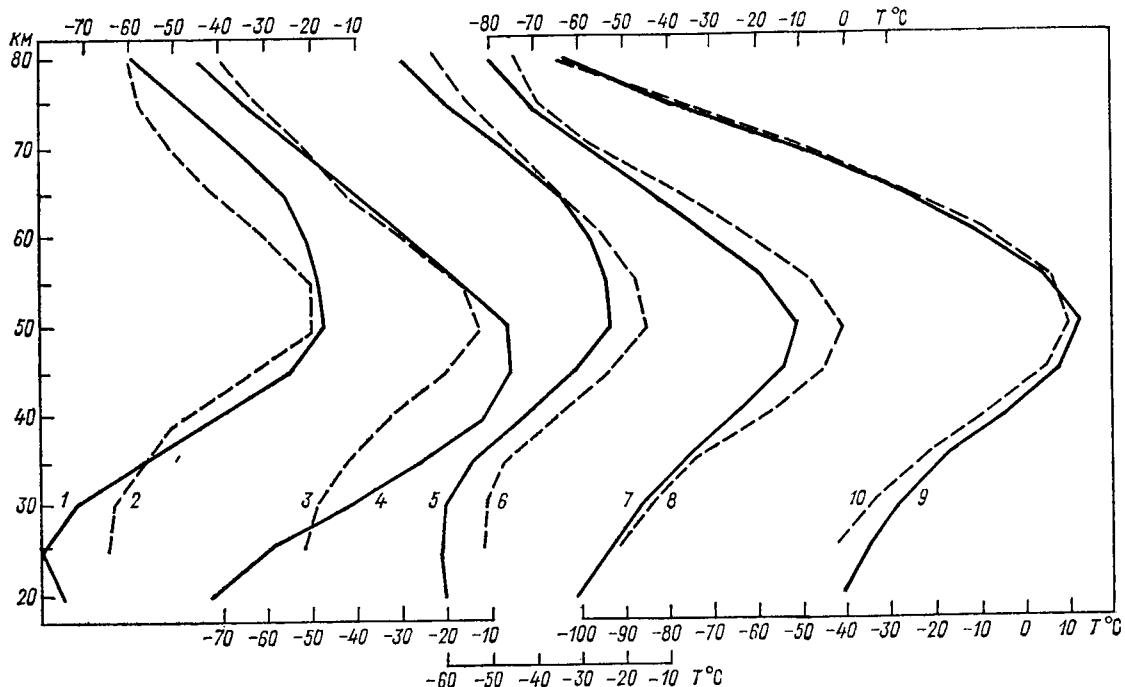


Рис. 21. Вертикальные профили средней температуры по данным в атмосфере северного (модель CIRA 1972) и южного полушарий (модель ЦАО): кривая 1 — 70° ю.ш., июнь, 2 — 70° с.ш. декабрь, 3 — 70° с.ш. март, 4 — 70° ю.ш., сентябрь, 5 — 50° ю.ш., июнь, 6 — 50° с.ш., декабрь, 7 — 30° ю.ш., июнь, 8 — 30° ю.ш., декабрь, 9 — 70° ю.ш., декабрь, 10 — 70° с.ш., июнь

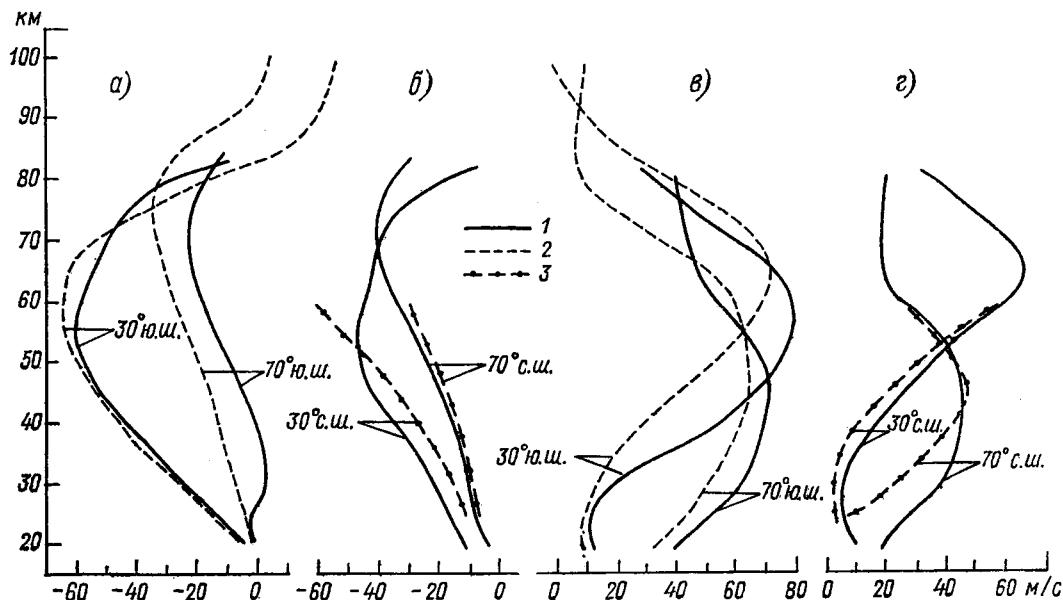


Рис. 22. Вертикальные профили средней зональной составляющей скорости ветра на 30° и 70° широты в южном (а, в) и северном (б, г) полушариях, в январе (а, г) и июле (б, в): 1 — модель CIRA 1986 для северного и южного полушарий, 2 — модель САО для южного полушария, 3 — модель CIRA 1972 для северного полушария

быстрее температура в мезосфере падает с высотой, тем сильнее ограничивается пространственно-временной спектр волн, способных распространяться сквозь нее. Причем отражаться в мезосфере будет высокочастотная часть спектра АГВ, где частоты станут выше частоты устойчивости в слое. Вертикальный градиент температуры в мезосфере связан, в первую очередь, с прогревом стратопаузы, вызванным поглощением ультрафиолета озоном в стратосфере. В летний день прогрев максимален, поэтому наблюдается минимальная устойчивость мезосферы и худшие условия распространения АГВ. Обратим внимание, что в летней полярной мезосфере средний вертикальный градиент температуры максимален по модулю и составляет величину порядка -6 К/км на высоте около 70 км (рис. 21, кривые 9, 10).

Зимой условия распространения АГВ лучше, чем летом, в силу уменьшения прогрева озоносферы. По той же причине условия распространения АГВ ночью лучше, чем днем. В сумеречное время, когда терминатор находится между поверхностью Земли и ионосферой, устойчивость атмосферы становится максимальной, вследст-

вие чего могут реализоваться лучшие условия для распространения АГВ.

5.3. Распространение АГВ в присутствии ветровых сдвигов. Ветровые сдвиги для АГВ могут играть преломительную или отражательную роль. Если фоновый ветер горизонтален, частота АГВ станет равной [4]

$$\omega' = \omega - V_{0x} k_x, \quad (6)$$

где V_{0x} — скорость фонового ветра в направлении горизонтальной проекции волнового вектора АГВ k_x . Зависимость $V_{0x}(z)$ приводит к изменению с высотой фазовой скорости, т. е. к появлению преломленной и отраженной волн. На рис. 22 [1] приведены горизонтальные профили ветров. Так, на 70°ЮШ в июле средний зональный ветер от тропопаузы до мезопаузы изменяется от 0 до 70 м/с. Подставив значение 70 м/с в выражение (6), для волны с периодом 1 ч и длиной 100 км получим отрицательное значение частоты при попутном ветре (что, очевидно, означает невозможность распространения АГВ), и волну с периодом порядка 1000 с при встречном ветре. Если же рассмотреть все то же самое, но для волны с горизонтальной длиной 500 км,

получим увеличение периода до 2 ч при попутном ветре, и уменьшение периода волны до 2/3 ч при встречном ветре. Таким образом, ветер сильнее влияет на распространение АГВ сравнительно мелких масштабов.

5.4. Генерация магнитных полей под действием АГВ. Для интерпретации предсказанного нами и экспериментально обнаруженного магнитного «отклика» на прохождение волновых возмущений тропосферной природы была рассмотрена стандартная линейная теория распространения АГВ. Представим, что в ионосфере протекает фоновый электрический ток с плотностью

$$\mathbf{j} = \sum_{\alpha} e_{\alpha} n_p \mathbf{V}_{\alpha} = \hat{\sigma} \cdot \mathbf{E}_0, \quad (7)$$

поддерживаемый полем внешнего (магнитосферного) источника \mathbf{E}_0 . Здесь n_p — плотность заряженных частиц, $\mathbf{V}_{\alpha} = \hat{\mu}_{\alpha} \mathbf{E}_0$ — токовая скорость частиц сорта α , $\hat{\mu}_{\alpha}$ — подвижность, $\hat{\sigma}$ — тензор проводимости ионосферной плазмы, суммирование ведется по электронам и ионам ($\alpha = e, i$). Рассмотрим модуляцию тока (7) под действием АГВ. В линейном приближении

$$\delta \mathbf{j} = \sum_{\alpha} e_{\alpha} n_p \cdot \delta \mathbf{V}_{\alpha} + \delta \hat{\sigma} \cdot \mathbf{E}_0, \quad (8)$$

где $\delta \mathbf{V}_{\alpha}$ — скорость, приобретаемая зарядом из-за вовлечения в движение нейтральных частиц, $\delta \hat{\sigma} = \sum_{\alpha} e_{\alpha} (\delta n_p \mu_{\alpha} + n_p \delta \mu_{\alpha})$ — вариация проводимости вследствие изменения плотности и температуры ионосферы под действием АГВ. Характеристики фоновых токов (7) в ионосфере представлены в табл. 2. При указанных в табл. 2

$\delta B_0 \sim 100$ нТл и характерных относительных амплитудах АГВ $A_* \sim 0.2$ магнитный эффект АГВ достигает величин порядка единиц — десятков нанотесла.

5.5. Перенос возмущения в магнитосопряженную ионосферу. Геомагнитные вариации, регистрируемые на станции «Академик Вернадский», практически без искажения волновой формы и с небольшой временной задержкой (секунды — десятки секунд) воспроизводятся в магнитосопряженном регионе (Новой Англии). Естественное объяснение состоит в том, что динамо-ток, генерируемый АГВ, замыкается продольными магнитосферными токами через сопряженную ионосферу. Используем следующие упрощающие предположения: 1) направление геомагнитного поля вертикально, 2) фоновый ионосферный ток отсутствует ($E_0 = 0$), 3) ионосфера представляет собой бесконечно тонкий лист на высоте $z = z_i$, над которым расположена однородная магнитосфера, 4) магнитосферу описываем в приближении идеальной МГД (для квазистационарных полей $|\sigma_{zz}/\sigma_{p,H}| \rightarrow \infty$, где σ_{zz} — продольная проводимость плазмы).

Первые два предположения не принципиальны и введены для сокращения выкладок.

Компоненты интегрального динамо-тока повторяют горизонтальную структуру АГВ:

$$I_x(t, x, y) = I_y(t, x, y) = I_* \cos(\omega t - k_x x + \Delta\varphi), \quad (9)$$

где $\Delta\varphi$ — некоторый фазовый сдвиг, возникающий при распространении АГВ от Земли до ионосферы. Волна тока (9) играет роль источника, инжектирующего продольные токи в магни-

Таблица 2. Характеристики наиболее сильных токовых структур в ионосфере

Источник	Максимальное возмущение	Локализация
Экваториальный электроджет	Интегральный ток $I \sim 350$ мА/м. Магнитная вариация $B \sim 200$ нТл	Экваториальная ионосфера
Электрическое поле магнитосферной конвекции, проецирующееся на ионосферу	Интегральный ток $I \sim 200$ мА/м. Магнитная вариация $B \sim 120$ нТл	Полярные шапки
Крупномасштабные авроральные токовые системы (токи Биркеланда)	Ток $I \sim 100$ мА/м. Магнитная вариация $B \sim 60$ нТл	Авроральные овалы
Мелкомасштабные авроральные структуры	Максимальный ток $I \sim 500$ мА/м. Магнитная вариация $B \sim 300$ нТл	В дугах сильных сияний на масштабе ~ 10 км
Солнечные приливы (S_q -вариации)	Динамо-поле $E \sim 10$ мВ/м, Интегральный ток $I \sim 40$ мА/м. Магнитная вариация $B \sim 20$ нТл	Низкие и средние широты

тосферу. Ток инжекции находим, интегрируя уравнение непрерывности $\nabla \cdot \mathbf{j} = 0$ по высоте динамо-области:

$$\begin{aligned} j_z|_{z=z_1} &= - \int_{z_e}^{z_i} \frac{\partial j_x}{\partial x} dz = - \frac{\partial I_x}{\partial x} = \\ &= -k_x I_{sup*} \sin(\omega t - k_x x + \Delta\varphi). \end{aligned} \quad (10)$$

При определенных ограничениях на частоты и длины волн, которые в данном случае несущественны, распространение продольного тока сквозь магнитосферу происходит в альвеновской моде:

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} j_z - V_A^{-2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} j_z = 0, \quad (11)$$

где V_A — альвеновская скорость. Распределение (10) является граничным условием к уравнению (11). Аналогичное граничное условие накладывается на противоположном краю магнитной силовой линии, откуда следует, что компонент I_x динамо-тока без изменений воспроизводится в магнитосопряженной ионосфере. Поскольку станция «Академик Вернадский» находится на магнитной оболочке $L = 2.4$, длина силовой линии, соединяющей антарктическую станцию с северным полушарием, составляет около 30000 км, что много меньше длины альвеновской волны в области рассматриваемых периодов порядка часа.

Таким образом, вся токовая система находится в ближней зоне источника (10). Соответственно, неоднородность магнитосферы и зависимость скорости $V_A = V_A(z)$, входящей в (11), не играют роли. Фактически мы заменили решение волнового уравнения анализом электрической цепи, для токовых контуров которой справедлив закон Кирхгофа. Предположение 4) об идеальности МГД приводит к пренебрежению затуханием, имеющему место в реальном токовом контуре, и потере информации о более тонких эффектах, например, о медленных (нагруженных) МГД-волнах, возбуждаемых динамо-токаами в ионосфере [44].

Подводя итог теоретическому рассмотрению процесса распространения АГВ тропосферной природы на высоты ионосферы и модуляции ее электродинамических характеристик, отметим, что полученные численные оценки хорошо согласуются с экспериментально измеренными.

Можно констатировать, что рассмотрение распространения АГВ в изотермической атмосфере без ветровых сдвигов дает лишь общее представление о процессе. Учет вертикального профиля температуры позволяет объяснить усиление метеорологического контроля процессов как в Е-, так и в F-области ионосферы в зимнее время малыми отрицательными вертикальными градиентами температуры в мезосфере, благодаря чему расширяется «частотное окно» АГВ, распространяющихся из тропосферы в термосферу. Необходимо также отметить, что два возможных механизма модуляции фонового тока и поперечных проводимостей могут действовать как порознь, так и одновременно. В случае их одновременного воздействия «магнитный отклик» может возрастать аддитивным образом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог трехлетней работы в рамках Целевой комплексной программы научных исследований НАН Украины «Розробка теорії, методів та інформаційних технологій комплексного вивчення сонячно-земних зв'язків як основи прогнозування «космічної погоди» по изучению эффектов переноса энергии тропосферных возмущений на высоты геокосмоса, можно сделать следующие выводы.

1. В процессе многолетних экспериментов в Антарктиде на УАС «Академик Вернадский» удалось надежно установить связь между возникновением спорадических слоев на высотах Е-области с перемещением мощных погодных фронтов в этом регионе.

2. В спокойных геомагнитных условиях наблюдается устойчивая зависимость между повышенной турбулизацией верхней ионосферы в виде эффекта F-рассеяния и мощными фронтальными атмосферными процессами.

3. Оба выше упомянутых вывода свидетельствуют о нелинейном обмене энергии между «транспортным агентом» — АГВ и мелкомасштабной ионосферной турбулентностью. Есть все основания утверждать, что АГВ стимулируют неоднородности меньших масштабов.

4. Одним из основных электродинамических проявлений линейного распространения АГВ на ионосферные высоты является квазипериодиче-

ская модуляция плазменных и полевых характеристик геокосмоса: проводимостей, токовых систем и электронной концентрации.

5. Следствиями такой модуляции являются обнаруженные возбуждения геомагнитных вариаций тропосферной природы и перемещающиеся ионосферные возмущения.

6. В рамках линейной теории распространения АГВ непротиворечиво объяснены эффекты возбуждения геомагнитных вариаций, их наблюдения в области прохождения атмосферного фронта и в магнитосопряженном регионе.

7. Разработанные методики обнаружения и идентификации ионосферных эффектов, стимулированных мощными погодными процессами, успешно применены для исследования ионосфера над Европой во время развития экстремально сильного циклона в январе 2007 г.

8. Сформулированные выводы позволяют сделать заключение о необходимости учета приземных погодных факторов в системе описания и прогнозирования состояния космической погоды.

9. Перспективное развитие теоретической части предполагает разработку модели распространения АГВ с учетом нелинейных механизмов, ответственных за диссиацию волновой энергии и ее трансформацию в турбулентные образования.

10. В дальнейшем планируется организация мониторингового наблюдения за ионосферными возмущениями атмосферной природы в европейском регионе с использованием национальных и зарубежных пунктов приема сигналов ГНСС.

11. При разработке и реализации научной программы национального космического проекта Ионосат предполагается организация спутникового мониторинга за проецированием катастрофических приземных явлений на высоты верхней ионосферы.

В заключение авторы считают своим приятным долгом отметить многочисленных зимовщиков 10 украинских антарктических экспедиций, способствовавших получению качественных данных наблюдений на УАС; зарубежных коллег из США докторов Б. Рейниша, М. Молдовина, Ф. Колби, В. Пазнухова за предоставление данных из магнитосопряженного региона; польских коллег из Института геодезии и картографии за помощь в инсталляции ГНСС-приемника в Антарктиде; а также сотрудников отдела ра-

диофизики геокосмоса РИ НАНУ за многократные полезные обсуждения, плодотворные советы, помочь в обработке данных и представлении результатов исследований по этой проблематике. Авторы благодарны академику НАН Украины Л. Н. Литвиненко за внимание к данному направлению исследований геокосмоса и полезные консультации.

Мы также признательны руководству НАНЦ МОН Украины за поддержку наших исследований по этому направлению с 1996 по 2006 гг.

1. Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели) / Под ред. Ю. С. Седунов, С. И. Авдюшин, Е. П. Борисенков и др. — Л: Гидрометеоиздат, 1991.—509 с.
2. Афраймович Э. Л., Башкуев Ю. Б., Бернгардт О. И. и др. Детектирование перемещающихся ионосферных возмущений по данным одновременных измерений электронной концентрации, полного электронного содерхания и доплеровского смещения частоты на радиофизическом комплексе ИСЗФ // Геомагнетизм и аэрономия.—2004.—44, № 4.—С. 463—475.
3. Афраймович Э. Л., Косогоров Е. А., Лесюта О. С., Ушаков И. И. Спектр перемещающихся ионосферных возмущений по данным глобальной сети GPS // Изв. Вузов. Радиофизика.—2001.—64, № 10.—С. 828—839.
4. Брюнелли Б. Е., Намгаладзе А. А. Физика ионосферы. — М.: Наука, 1988.—528 с.
5. Гершман Б. Н. Динамика ионосферной плазмы. — М.: Наука, 1974.—256 с.
6. Гершман Б. Н., Казимировский Э. С., Кокоуров В. Д., Чернобровкина Н. А. Явление F-рассеяния в ионосфере. — М.: Наука, 1984.—143 с.
7. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. В 2-х т. — М: Мир, 1986.—Т. 397 с; Т. 2.—410 с.
8. Госсард Э., Хук У. Волны в атмосфере. — М.: Мир, 1978.—532 с.
9. Данилов А. Д., Казимировский Э. С., Вергасова Г. В., Хачикян Г. Я. Метеоэффекты в ионосфере. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987.—272 с.
10. Зализовский А. В. Роль тропосферных процессов в формировании спорадических слоев E области ионосферы над Антарктическим полуостровом // Радиофизика и радиоастрономия.—2008.—13, № 1.—С. 26—38.
11. Зализовский А. В., Ямпольский Ю. М. F-рассеяние как индикатор тропосферно-ионосферного взаимодействия // Радиофизика и Радиоастрономия.—2007.—12, № 1.—С. 33—42.
12. Корепанов В. Є., Литвиненко Л. М., Литвинов В. А. та ін. Електромагнітний полігон наземної підтримки супутників експериментів на Український антарктичній станції // Космічна наука і технологія.—2004.—10, № 2/3.—С. 74—80.
13. Куницын В. Е., Сураев С. Н., Ахмедов Р. Р. Численное моделирование распространения акусто-гравитационных волн в верхней атмосфере для периодических источников // Электромагнитные волны и электромагнитные системы.—2007.—12, № 4.—С. 4—8.

14. Лисаченко В. Н., Занимонский Е. М., Ямпольский Ю. М., Вельгош П. Исследование вариаций полного электронного содержания ионосферы в регионе Антарктического полуострова // Радиофизика и Радиоастрономия.—2007.—**12**, № 1.—С. 20—32.
15. Паркинсон У. Введение в геомагнетизм: Пер. с англ. — М.: Мир, 1986.—528 с.
16. Пикулик И. И., Кащеев С. Б., Галушко В. Г., Ямпольский Ю. М. Приемный КВ комплекс для частотно-углового зондирования ионосферных возмущений в Антарктиде // Укр. антарктический журн.—2003.—№ 1.—С. 61—69.
17. Пугачев В. С. Теория вероятностей и математическая статистика. — М.: Наука, 1979.—496 с.
18. Силин П. В., Зализовский А. В., Ямпольский Ю. М. Эффекты ионосферного F-рассеяния на антарктической станции «Академик Вернадский» // Радиофизика и радиоастрономия.—2005.—**10**, № 1.—С. 30—37.
19. Черногор Л. Ф. Энергетика процессов на Земле, в атмосфере и околосолнечном космосе в свете проекта «Попередження» // Космічна наука і технологія.—1999.—**5**, № 1.—С. 38—47.
20. Черногор Л. Ф. Тропический циклон как элемент системы Земля — тропосфера — ионосфера — магнитосфера // Космічна наука і технологія.—2006.—**12**, № 2/3.—С. 16—36.
21. Электромагнитные проявления геофизических эффектов в Антарктиде / Под ред. Л. Н. Литвиненко, Ю. М. Ямпольского. — Харьков: Радиоастрономический ин-т НАН Украины, 2005.—331 с.
22. Ямпольский Ю. М., Зализовский А. В., Литвиненко Л. Н. и др. Вариации магнитного поля в Антарктике и сопряженном регионе (Новая Англия), стимулированные циклонической активностью // Радиофизика и радиоастрономия.—2004.—**9**, № 2.—С. 130—151.
23. ACCIA Report, Arctic Climate Impact Assessment. — Cambridge: Univ. Press, 2004.—140 p.
24. Afraimovich E. L., Boitman O. N., Zhovty E. I., et al. Dynamics and anisotropy of traveling ionospheric disturbances from transionospheric sounding data // Radio Sci.—1999.—**34**, N 2.—P. 477—487.
25. Afraimovich E. L., Palamarchuk K. S., Perevalova N. P. GPS radio interferometry of traveling ionospheric disturbances // J. Atmos. and Solar-Terr. Phys.—1998.—**60**.—P. 1205—1223.
26. Bauer S. Correlation between tropospheric and ionospheric parameters // Geofisica Pura e Applicata.—1958.—**40**.—P. 235.
27. Beley V. S., Galushko V. G., Yampolski Y. M. Traveling ionospheric disturbance. Diagnostics using HF signal trajectory parameter variations // Radio Sci.—1995.—**30**, N 6.—P. 1739—1752.
28. Booker H. G. The role of acoustic gravity waves in the generation of spread-F echoes and ionospheric scintillation // J. Atmos. and Terr. Phys.—1979.—**41**, N 5.—P. 501—515.
29. Bowman G. G. Movements of ionospheric irregularities and gravity waves // J. Atmos. and Terr. Phys.—1968.—**30**.—P. 721—734.
30. Chao J. K., Chen H. H. Prediction of Southward IMF Bz // Space weather / Eds P. Song, H. J. Singer, G. L. Siscoe. — 2000.—P. 201—204.—(Geophysical monograph; 125).
31. Francis S. H. Global propagation of atmospheric gravity waves: a review // J. Atmos. and Terr. Phys.—1975.—**37**.—P. 1011—1054.
32. Galushko V. G., Paznukhov V. V., Yampolski Y. M., Foster J. C. Incoherent scatter radar observations of AGV/TID events generated by the moving solar terminator // Ann. Geophys.—1998.—**16**.—P. 821—827.
33. Galushko V. G., Beley V. S., Koloskov A. V., et al. Frequency-and-Angular HF Sounding and VHF ISR Diagnostics of TIDs // Radio Sci.—2003.—**38**, N 6.—P. 1102—1113.
34. Galushko V. G., Kashcheyev A. S., Kashcheyev S. B., et al. Bistatic HF diagnostics of TIDs over the Antarctic Peninsula // J. Atmos. and Solar-Terr. Phys.—2007.—**69**.—P. 403—410.
35. Georges T. M. HF Doppler studies of traveling ionospheric disturbances. J. Atmos. and Terr. Phys.—1968.—**30**.—P. 735—746.
36. Hauf T., Finke U., Neisser J., et al. A ground-based network for atmospheric pressure fluctuations // J. Atmos. and Oceanic Technol.—1996.—**13**, N 5.—P. 1001—1022.
37. Hines C. O. Internal gravity waves at ionospheric heights // Can. J. Phys.—1960.—**38**.—P. 1441—1481.
38. Hines C. O. The upper atmosphere in motion. American Geophysical Union. — Washington, D. C., 1974.
39. Hofmann-Wellenhof B., Lichtenegger H., Collins J. Global Position System: Theory and Practice. — New York: Springer-Verlag Wien, 1992.—327 p.
40. Jankovski J., Sucksdorf C. Guide for magnetic measurements and observatory practice. — Warshaw, 1996.—235 p.
41. Kahler S. W. Origin and Properties of Solar Energetic Particles in Space // Space weather / Paul Song, Heward J. Singer, George L. Siscoe, editors. p. cm. — (Geophysical monograph; 125), 2000.—P. 109—122.
42. Krycski J., Zanimonskiy Y. M. Investigation of Regional Troposphere Processes Using EPN Data // Symposium of EUREF held in Toledo, Spain, 4-7 June 2003, EUREF Publication N 13, Mitteilungen des Bundesamtes für Kartographie und Geodasie, Band 33, Frankfurt am Main, P. 416—422.
43. Klimchuk J. A. Theory of coronal mass ejection // Space weather / P. Song, H. J. Singer, G. L. Siscoe. — 2000.—P. 143—158.—(Geophysical monograph; 125).
44. Lizunov G. Seismo Electromagnetics: Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling / Eds M. Hayakawa, O. A. Molchanov. — Tokyo, TERRAPUB, 2002.—P. 371—374.
45. Lundstedt H. Solar Activity Prediction with Artificial Intelligence // Space weather / P. Song, H. J. Singer, G. L. Siscoe. — 2000.—P. 201—204.—(Geophysical monograph; 125).
46. Rice C. J., Sharp L. R. Neutral atmospheric waves in the thermosphere and tropospheric weather systems // Geophys. Res. Lett.—1977.—**4**, N 8.—P. 315—318.
47. Robinson R. M., Benke R. A. The US National Space Program: A Retrospective // Space weather / P. Song, H. J. Singer, G. L. Siscoe. — 2000.—P. 1—10.—(Geophysical monograph; 125).
48. Russel C. T., McPherron R. L. Semiannual variation of

- geomagnetic activity // J. Geophys. Res.—1973.—78.—P. 92—108.
49. Shanklin J. Module Automatic Weather Station. User Manual 1997/98. — BAS, 1997.
50. Wakai N., Ohyama H., Koizumi T. Manual of Ionogram Scaling. Third Version. — Japan, Radio Research Laboratory, Ministry of Post and Telecommunications, 1987.
51. Wielgosz P., Kashani I., Grejner-Brzezinska D., et al. Regional Ionosphere Modeling Using Smoothed Pseudoranges // Presented at the 5th International Antarctic Geodesy Symposium (AGS'03), Lviv, Ukraine, 15—17 Sept. 2003. — Cambridge, UK, 2005.—SCAR Report N 23.—P. 37—41.
52. Yampolski Y. M., Bliokh P. V., Beley V. S., et al. Non-linear interaction between Schumann resonances and HF Signals // J. Atmos. and Solar-Terr. Phys.—1997.—59, N 3.—P. 335—342.

COUPLING OF THE WEATHER SYSTEM IN THE ATMOSPHERE AND IN SPACE.

*Y. M. Yampolski, A. V. Zalizovski, E. M. Zanimonskiy,
G. V. Lizunov, V. N. Lisachenko*

The paper summarizes the results of the three-year research project concerning the transfer of powerful atmospheric disturbances to geospace altitudes. Atmospheric gravity waves (AGW) are the principal agent to execute this energy transfer. When traveling upward, linear AGWs can produce a periodic modulation of plasma parameters in the ionosphere. The growth of nonlinear AGW in amplitude causes turbulization of the plasma, which manifests itself as sporadic structures appearing in the E- and F-regions. The two mechanisms of AGW conversion to electric disturbances are illustrated on the basis of data from extended observations performed in Antarctica, New England (USA) and Europe.

УДК 523.164.42

І. С. Фалькович¹, Н. Н. Калиниченко¹, А. А. Коноваленко¹,
Л. Н. Литвиненко¹, В. Н. Мельник¹, М. Р. Ольяк¹,
В. В. Доровский¹, А. А. Гридин¹, И. Н. Бубнов¹, А. И. Браженко²

¹Радіоастрономічний інститут НАН України, Харків

²Гравиметрична обсерваторія Інституту геофізики НАН України, Полтава

Космическая погода по наблюдениям межпланетных мерцаний и спорадического радиоизлучения Солнца на декаметровых волнах

Надійшла до редакції 08.01.08

Наведено результати спостережень міжпланетного мерехтіння і радіовипромінювання Сонця на радіотелескопах УТР-2 і УРАН-2. Показано високу ефективність спостережень на декаметрових радіохвильях для вивчення сонячного вітру і з'ясування геоекспертності різних типів викидів корональних мас.

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что ежесекундно Солнце теряет около миллиона тонн вещества. Этот поток ионизированной плазмы, называемый солнечным ветром, истекает из солнечной короны со скоростью 300—1000 км/с в окружающее космическое пространство. Периодически на Солнце происходят выбросы колossalных объемов плазмы, так называемые выбросы корональных масс или SME's (Coronal Mass Ejections), сопровождающиеся, среди прочего, всплесками радиоизлучения и приводящие к резкому увеличению скорости и плотности солнечного ветра. Усиление солнечного ветра, вызванное приходом к Земле ударной волны от SME, приводит к сжатию магнитосферы Земли, частичному проникновению частиц солнечного ветра вглубь магнитосферы. Эти процессы сопровождаются колебаниями напряженности и направления геомагнитного поля или магнитными бурями и другими геофизическими явлениями. Магнитные бури, как извест-

но, могут приводить к проблемам с функционированием радиотехнических устройств, а также ухудшению самочувствия людей с ослабленным здоровьем.

В наши дни выбросы корональных масс эффективно исследуются с помощью космических аппаратов (КА), таких как SOHO, ACE и других. Они позволяют с высокой вероятностью обнаружить выброс и проследить его динамику до расстояний в несколько радиусов Солнца, а в случае прохождения ударной волны, рожденной выбросом, передать предупреждение по радиоканалу на Землю. Наземные радиотелескопы, которые по некоторым своим параметрам, в частности по чувствительности зачастую превосходят приемную аппаратуру космических аппаратов, позволяют эффективно дополнять работу систем предупреждения космического базирования. Например, наблюдения мерцаний радиоизлучения большого количества космических источников позволяют обнаружить крупномасштабные возмущения солнечного ветра, вызван-

ные выбросами корональных масс, и проследить за их движением от поверхности Солнца до орбиты Земли и далее во внешнюю гелиосферу [21]. Высокая чувствительность наземных радиотелескопов позволяет также получать основные характеристики всплесков солнечного радиоизлучения, которые сопровождают выбросы корональных масс. Последнее представляет большой интерес для прогнозирования магнитных бурь, вызванных СМЕ's (геоэффективность СМЕ) [15]. Для решения задач, связанных с прогнозированием космической погоды, Украина обладает уникальной сетью декаметровых радиотелескопов УРАН [10].

АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

В экспериментах использовались два радиотелескопа системы УРАН — УТР-2 [3] (эффективная площадь на частоте 25 МГц около 150000 м^2 для направления в зенит, диапазон рабочих частот 8—32 МГц) и УРАН-2 [10] (28000 м^2 и 8—32 МГц соответственно). Для повышения чувствительности радиотелескопы были оснащены специально разработанными широкополосными радиоприемными и регистрирующими устройствами. В случае радиотелескопа УТР-2 применялся 3-канальный широкополосный радиометр с результирующей полосой частот 3 МГц [14], 60-канальный фильтровой спектрометр [19] и цифровой спектрополяриметр DSP [22], а в случае УРАН-2 — 16-канальный корреляционный радиометр с общей полосой пропускания 10 МГц [13]. Радиоисточники наблюдались ночью сеансами длительностью от одной до нескольких недель.

Определение параметров солнечного ветра проводилось путем сопоставления полученных из эксперимента энергетических спектров и дисперсионных зависимостей фазовой скорости межпланетных мерцаний теоретическому расчету. При углах элонгации $\varepsilon \geq 70^\circ$ в декаметровом диапазоне радиоволн рассеивающий слой является существенно протяженным, при этом наиболее плотный слой плазмы расположен вблизи наблюдателя. В этом случае оправдано использование модели протяженной среды и методов теории многократного рассеяния (см., например, [2]) и, в частности, метода плавных возмущений и близкого к нему метода фейнмановских

интегралов по траекториям в режиме слабого рассеяния [11, 18].

Метод фейнмановских интегралов по траекториям при наблюдениях в одном пункте позволяет получить энергетический спектр слабых межпланетных мерцаний в виде [11]:

$$W(f) \approx 2\pi^2 \frac{L\omega_p^4}{(2\pi fc)^2} \times \\ \times \int_0^1 d\xi \int_{-\infty}^{\infty} \kappa_\perp dk_\perp [1 - \cos(\kappa_\perp^2 L\xi^2/k)] \times \\ \times \exp\left[-\frac{1}{2}(\kappa_\perp L\xi\theta)^2\right] \frac{\Phi_N(\kappa_\perp, 0)}{[\kappa_\perp^2 V_\perp^2 - 4\pi^2 f^2]^{1/2}}. \quad (1)$$

Пространственный спектр неоднородностей электронной концентрации $\Phi_N(\kappa_\perp, 0)$ предполагается степенным и изотропным [1]:

$$\Phi_N(\kappa_\perp, 0) \propto \sigma_N^2(\zeta) \exp(-\kappa_\perp^2 l_0^2) L_0^{3-n} \kappa_\perp^{-n}.$$

Выше ω_p — плазменная частота, $a = 2\pi f/V_\perp$, $\zeta = z/L$, L — толщина слоя, $V_\perp \equiv V_\perp(\zeta) = V \sin \varepsilon / (R(\zeta)/R_0)$, $R_0 = 1 \text{ AE}$, θ — угловой размер источника, $\kappa_\perp = |\boldsymbol{\kappa}_\perp|$, $\boldsymbol{\kappa}_\perp = \{\kappa_x, \kappa_y\}$ — пространственный волновой вектор, $\sigma_N^2(\zeta)$ — дисперсия относительных флуктуаций электронной концентрации $\delta N^2/\langle N \rangle^2$, L_0 , l_0 — внешний и внутренний масштабы межпланетной турбулентности, n — показатель степени пространственного спектра неоднородностей электронной концентрации.

Кросс-спектр мерцаний при наблюдениях в двух разнесенных в пространстве точках описывается выражением [12]

$$W(r, f) \approx \\ \approx \pi^2 \frac{L\omega_p^4}{c^2 (2\pi f)^2} \int_0^1 \frac{d\xi}{\xi^{1/2}} \int_{-\infty}^{\infty} \kappa_\perp dk_\perp [1 - \cos(\kappa_\perp^2 L\xi^2/k)] \times \\ \times \frac{\Phi_N(\kappa_\perp, 0)}{[\kappa_\perp^2 V_\perp^2(\zeta) - 4\pi^2 f^2]^{1/2}} \times \\ \times \exp\left[-\frac{1}{2}(\kappa_\perp L\xi\theta)^2 + i \frac{2\pi fr}{V_\perp(\zeta)}\right]. \quad (2)$$

Здесь r — расстояние между приемными антennами (база интерферометра).

Измерив кросс-спектр (2), можно получить дисперсионную зависимость фазовой скорости мерцаний:

$$V(f) = \frac{2\pi fr}{\Delta\varphi(f)}, \quad (3)$$

где

$$\Delta\varphi(f) = \arctg \frac{\text{Im} W(r, f)}{\text{Re} W(r, f)}.$$

Для сравнения с экспериментом наряду с простой моделью сферически симметричного солнечного ветра со средней скоростью V , показателем трехмерного спектра флуктуаций плотности электронов n , убывающих с расстоянием от Солнца как $\sigma_N(\zeta) \propto R^{-b}$, $b \approx 2$, $R \equiv R(\zeta)$ — расстояние точки на луче зрения от Солнца, была также использована более сложная много-потоковая модель [9]. В этом случае предполагалось, что на фоне близкого к сферически-симметричному солнечному ветру распространяются несколько высокоскоростных потоков. Например, в случае двух высокоскоростных потоков луч зрения пересекают три потока: медленный с параметрами V_1 , n_1 , b_1 и два быстрых с параметрами V_2 , n_2 , $\sigma_N(\zeta) \propto [R_0 + L\zeta]^{-b_2}$ и V_3 , n_3 , $\sigma_N(\zeta) \propto [R_0 + L\zeta]^{-b_3}$. Энергетический спектр слабых мерцаний в этом случае можно представить в виде суммы

$$W_\Sigma(f) = C_1 W(f, V_1, n_1, b_1) + C_2 W(f, V_2, n_2, b_2) + \\ + C_3 W(f, V_3, n_3, b_3),$$

где $W(f, V_1, n_1, b_1)$, $W(f, V_2, n_2, b_2)$ и $W(f, V_3, n_3, b_3)$ определяются из выражения (1). Предполагалось также, что мощности потоков приблизительно равны ($C_1 \approx C_2 \approx C_3$), что не противоречит известным из наблюдений параметрам медленного и быстрого солнечного ветра [17] и позволяет упростить задачу. Присутствие на луче зрения существенно отличающихся по мощности потоков приведет к незначительному искажению параметров потока с большей мощностью. В этом случае также можно применять односкоростную модель, близкую к сферически-симметричной.

На рис. 1, 2 приведены два примера восстановления параметров солнечного ветра на луче зрения, полученные с интервалом в 10 дней в октябре 2006 г. В первом примере наблюдался источник 3С144, расположенный в плоскости эклиптики. Во втором — источник 3С196, имеющий гелиошироту около 30° . Для первого случая среда на луче зрения в плоскости эклиптики хорошо описывается моделью медленного сферически симметричного солнечного ветра. Для бо-

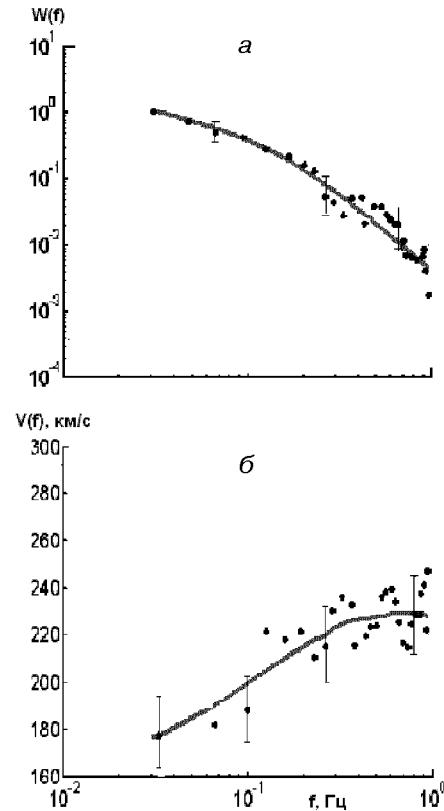


Рис. 1. Спектры мерцаний (а) и дисперсионные зависимости (б) для радиоисточника 3С144, октябрь 2006 г. (точками обозначены экспериментальные кривые, сплошными линиями — результат расчета). Восстановленные с их помощью параметры солнечного ветра: $n = 3.0$, $V = 230$ км/с (модель сферически симметричного солнечного ветра)

лее высокоширотного источника используется трехслойная модель с высокими скоростями. Это хорошо согласуется с общепринятыми представлениями о соотношении скоростей в области солнечного экватора и на высоких гелиоширотах в годы минимума солнечной активности. Рис. 3 схематически иллюстрирует картину солнечного ветра на луче зрения на источник 3С196.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВАРИАЦИЙ ПАРАМЕТРОВ СОЛНЕЧНОГО ВЕТРА ПО НАБЛЮДЕНИЯМ МЕЖПЛАНЕТНЫХ МЕРЦАНИЙ

Результаты статистического анализа вариаций параметров солнечного ветра в 2003—2004 гг.

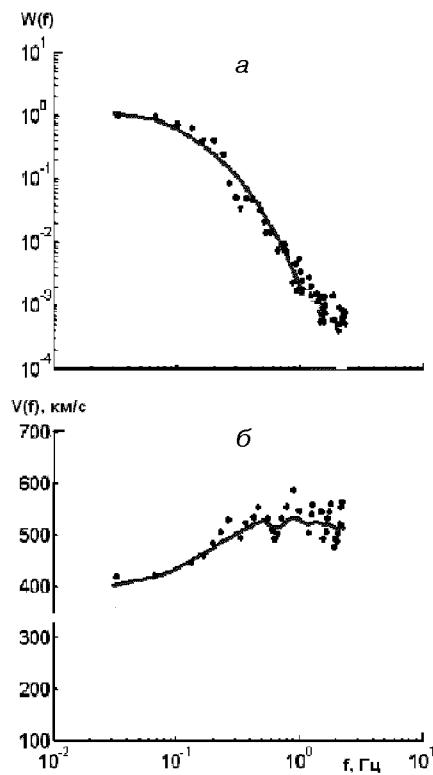


Рис. 2. Спектры мерцаний (а) и дисперсионные зависимости (б) для радиоисточника 3С196, октябрь 2006 г. (точки — экспериментальные кривые, сплошные линии — расчет). Восстановленные с их помощью параметры солнечного ветра: первый поток — $n_1 = 3.8$, $V_1 = 550$ км/с, $l_0 = 300$ км, $L_0 = 1$ АЕ; второй — $n_2 = 3.7$, $V_2 = 730$ км/с, $l_0 = 100$ км, $L_0 = 2$ АЕ; третий — $n_3 = 3.9$, $V_3 = 500$ км/с

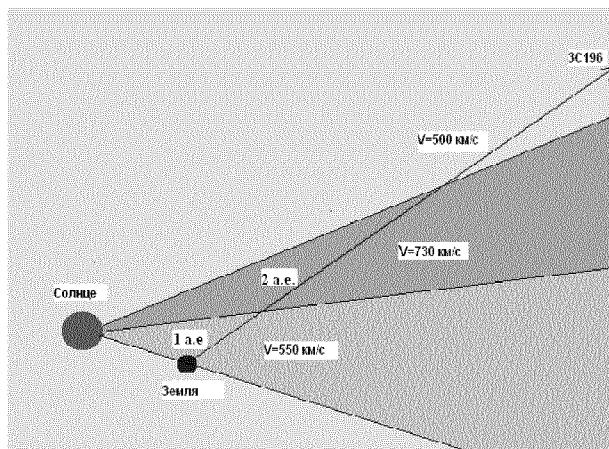


Рис. 3. Солнечный ветер на луче зрения на источник 3С196

илюстрируют приведенные ниже гистограммы, построенные с использованием радиоисточников 3С144, 3С196, 3С254, 3С273, 3С280 и 3С380. На рис. 4 показана гистограмма скоростей, имеющая выраженные максимумы $V_1 = 450$ км/с, $V_2 = 800$ км/с в 2003 г. и $V_1 = 400$ км/с, $V_2 = 700$ км/с в 2004 г. Рассматриваемые два года характеризовались спадом солнечной активности (средние значения чисел Вольфа $W = 65$ в 2003 г. и $W = 35$ в 2004 г.). Можно отметить большие в среднем значения скоростей V_1 и V_2 в 2003 г., когда солнечная активность была выше. Кроме того, в этом же году практически все исследованные спектры мерцаний описывались двухпотоковой моделью, содержащей струю со скоростью V_2 , тогда как в 2004 г. высокоскоростные потоки наблюдались лишь в 50 % случаев, и удельный вес низких скоростей $V_1 = 350—400$ км/с был достаточно велик. Тем самым и в случае больших расстояний от Солнца подтверждается вывод работ [4, 7] об уменьшении средних скоростей и числа высокоскоростных потоков в годы пониженной солнечной активности. Сколько-нибудь заметного снижения максимальных значений скорости $V_{2\max} = 700—900$ км/с также не наблюдалось.

На рис. 5 приведена гистограмма скоростей солнечного ветра в совпадающие с нашими экс-

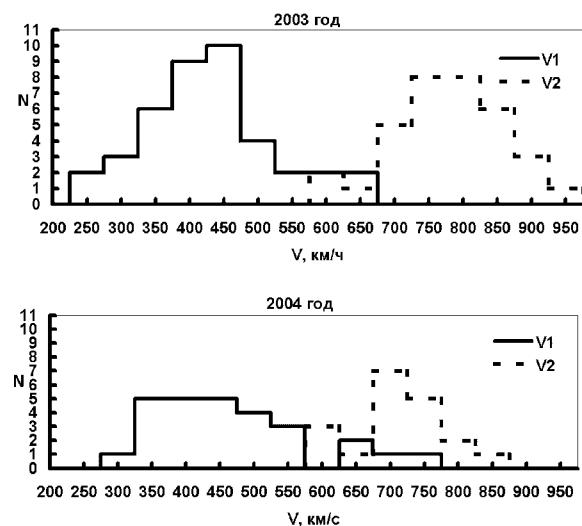


Рис. 4. Гистограмма скоростей солнечного ветра в период с 2003 по 2004 гг.

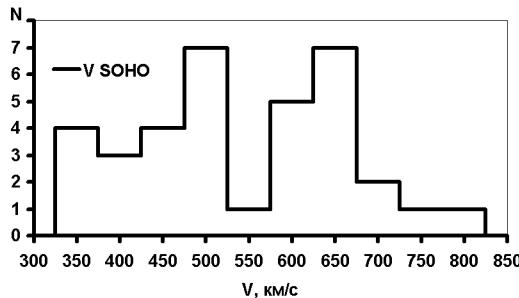


Рис. 5. Гистограмма скоростей солнечного ветра в совпадающие дни 2003 г., построенная по данным, полученным вблизи орбиты Земли КА SOHO

периментами дни 2003 г., построенная по данным, полученным вблизи орбиты Земли КА SOHO [<http://umt.of.umd.edu/pm>]. Распределение скоростей также имеет два максимума $V_1 = 500$ км/с и $V_2 = 650$ км/с, однако по сравнению с данными радиопросвечивания (рис. 4) наблюдаются большие значения V_1 и меньшие значения V_2 . Это можно объяснить локальностью ракетных измерений параметров межпланетной плазмы (только в плоскости эклиптики), приводящей к уменьшению разброса скоростей. В случае наблюдения межпланетных мерцаний на декаметровых волнах вклад в анализируемые энергетические спектры вносит, как показали расчеты, среда на луче зрения протяженностью в несколько АЕ. При таких больших пространственных масштабах и с учетом наблюдений высокоширотных источников вероятность появления потоков с существенно отличающимися скоростями заметно возрастает.

Среднегодовые значения скорости \bar{V}_2 за 2003 г. увеличиваются при увеличении экваториальной широты наблюдавшихся источников: $\bar{V}_2 = 670$ км/с при $\beta = -1^\circ$ (ЗС144), $\bar{V}_2 = 770$ км/с при $\beta = 33^\circ$ (ЗС254) и $\bar{V}_2 = 845$ км/с при $\beta = 72^\circ$ (ЗС380). Это согласуется с выводами работы [7] об увеличении скорости с гелиоширотой на больших радиальных расстояниях.

Вариации показателей степени $n_{1,2}$ пространственного спектра межпланетной турбулентно-

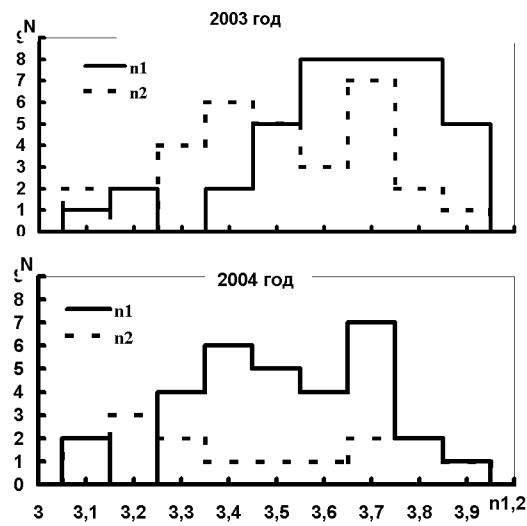
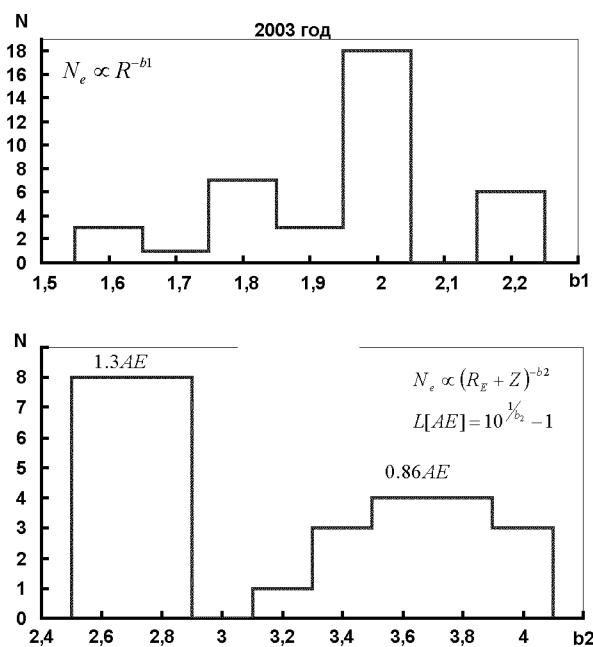


Рис. 6. Вариации показателей степени $n_{1,2}$ пространственно-спектра межпланетной турбулентности

сти иллюстрируются гистограммами на рис. 6. Максимум распределения n_1 в низкоскоростных потоках 2003 г. близок к колмогоровскому 3.7, тогда как гистограмма n_2 для высокоскоростных потоков имеет два максимума. Большее значение $n_2 = 3.7$ соответствует межпланетной среде вблизи плоскости эклиптики, меньшее $n_2 = 3.4$ — среднеширотным и высокоширотным областям. При уменьшении солнечной активности в 2004 г. гистограмма n_1 имеет два максимума 3.4 и 3.7, а распределение n_2 не имеет явно выделенных значений в интервале $n_2 = 3.1...3.9$. Какой-либо гелиоширотной зависимости показателей степени $n_{1,2}$ в 2004 г. не обнаружено.

Еще одним параметром, характеризующим струйную структуру солнечного ветра, является ширина L высокоскоростного потока, определяющаяся уменьшением вдоль луча зрения электронной концентрации N в десять раз: $N \propto (1 \text{ AE} + z)^{-b_2}$, $L[\text{AE}] = 10^{1/b_2} - 1$. Низкоскоростной поток в нашем случае описывается моделью, близкой к сферически-симметричной: $N \propto R^{-b_1}$. Гистограммы b_1 и b_2 за 2003 г. представлены на рис. 7. Наиболее вероятное значение $b_1 = 2.0$ с хорошо выраженным максимумом соответствует изотропной модели медленного потока. Распределение показателя степени b_2 позволяет выде-

Рис. 7. Гистограммы b_1 и b_2 за 2003 г.

лить два характерных значения $b_2 = 2.7$ и $b_2 = 3.7$, что соответствует значениям параметра $L_1 = 1.3$ АЕ и $L_2 = 0.8$ АЕ. По данным работ [5, 6] для $R = 0.4\ldots 0.8$ АЕ эффективная протяженность слоя в случае межпланетных ударных волн составляет 1 АЕ, а в случае высокоскоростных потоков из корональных дыр — 0.5 АЕ. Полученные в наших экспериментах два характерных значения L также, по-видимому, связаны с двумя упомянутыми крупномасштабными неоднородностями плотности. Увеличение пространственных масштабов при увеличении радиального расстояния представляется вполне естественным.

Средние за 2003 г. значения показателя степени $\bar{b}_2 = 3.0$ для низкоширотного источника ЗС144 и $\bar{b}_2 = 3.6$ для высокоширотного квазара ЗС380 означают гелиоширотную сплюснутость распространяющихся возмущений межпланетной плазмы, отмеченную, в частности, в работе [5]. Сравнение значений параметра b_2 в плоскости эклиптики для элонгаций $\varepsilon = 90^\circ$ и $\varepsilon = 170^\circ$ источника ЗС144 показало большие продольные размеры 1.5 АЕ ($\varepsilon = 170^\circ$) высокоско-

ростных потоков по сравнению с поперечными размерами 1 АЕ ($\varepsilon = 90^\circ$).

ВЫСОКОСКОРОСТНЫЕ ПОТОКИ СОЛНЕЧНОГО ВЕТРА ПО НАБЛЮДЕНИЯМ МЕРЦАНИЙ, СВЯЗАННЫЕ СО СМЕ'S И КОРОНАЛЬНЫМИ ДЫРАМИ

Выше были рассмотрены вариации параметров солнечного ветра в 2003—2004 гг., что позволило дать общую характеристику состояния межпланетной среды на больших удалениях от Солнца в период уменьшения солнечной активности. Помимо оценки средних значений параметров, представляют интерес динамические процессы, связанные с яркими событиями на Солнце, которые проявляются в изменении в течение суток формы спектров мерцаний и параметров струйной структуры. Первый пример демонстрирует прохождение через просвечивающую источником ЗС254 область высокоскоростного потока от большой корональной дыры северного полушария Солнца [sohowww.nascom.nasa.gov/] (рис. 8). Поток достиг магнитосферы Земли и вызвал магнитную бурю 3-4 февраля 2003 г. Наблюдения мерцаний источника ЗС254 проводились с 4 по 10 февраля 2003 г. на большой элонгации $\varepsilon = 145^\circ$ и эклиптической широте $\beta = 33^\circ$. Это позволило проследить прохождение высокоскоростного потока за орбитой Земли в интервале $R = 1\ldots 3$ АЕ.

Изменения параметров солнечного ветра в указанные дни приведены на рис. 9. Рассматриваемый поток по данным КА SOHO [<http://umt.of.umd.edu/pm>] имел в окрестности Земли в течение суток заметно пониженную плотность $N \approx 1 \text{ см}^{-3}$ и скорость, превышающую 750 км/с. К началу наших измерений поток миновал Землю и оказался в просвечиваемой области 4 февраля 2003 г., когда наблюдались минимальное значение индекса мерцаний $m = 0.07$ (что соответствует низкой плотности среды) и максимальная скорость $V_2 = 850 \text{ км/с}$. В последующие дни, по мере выхода потока из луча зрения, скорость V_2 уменьшилась до 700 км/с, а индекс мерцаний возрос до 0.15, что связано с вытеснением высокоскоростного потока более плотным низкоскоростным с $V_1 = 400\ldots 450 \text{ км/с}$. На этом же рисунке показаны изменения во времени скорости солнечного ветра $V_{SONO} = 450\ldots$

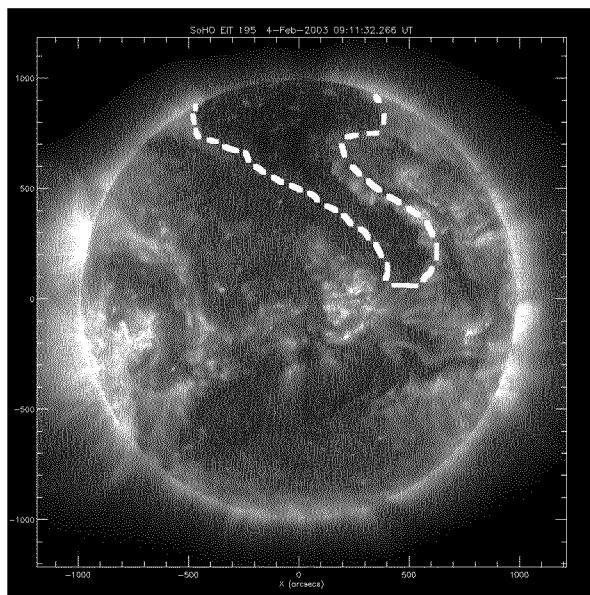


Рис. 8. Радиоизображение Солнца в ультрафиолетовых лучах (КА SOHO). Большая корональная дыра в северном полушарии Солнца (пунктир)

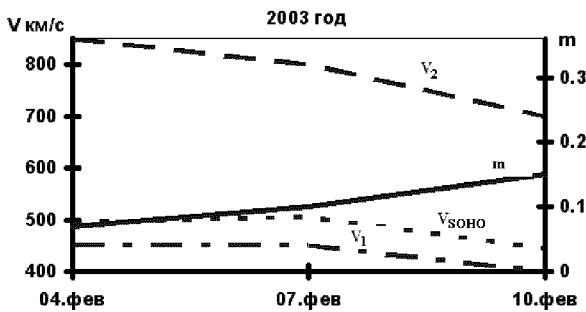


Рис. 9. Изменения параметров солнечного ветра в период с 4 по 10 февраля 2003 г.

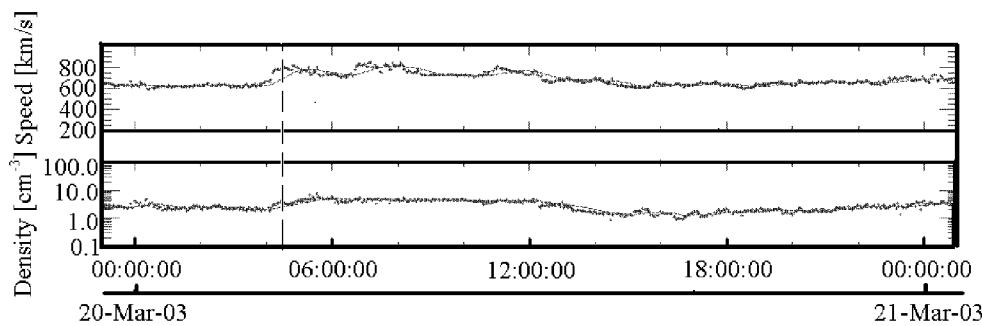


Рис. 10. Ударная волна, порожденная солнечной вспышкой, зарегистрированная КА Genesis

500 км/с, которые в пределах ошибок измерений совпадают с V_1 .

Таким образом, высокоскоростная струя из большой корональной дыры проявлялась в наблюдениях мерцаний в северных гелиоширотах в течение 6 суток, тогда как локальные измерения на КА SOHO перестали контролировать параметры потока уже к началу рассмотренного интервала времени.

Еще один пример спорадического процесса, наблюдавшегося 21—24.03.2003 г., связан с мощной солнечной вспышкой 17.03.2003 г. и выбросом волокна 18.03.2003 г. Ударная волна, порожденная солнечной вспышкой, достигла орбиты Земли 20.03.2003 г. и была зарегистрирована КА Genesis Discovery Mission [<http://genesis.lanl.gov/plots/test/mec/1day/>] в виде скачка плотности и скорости (рис. 10), причем последняя превышала 800 км/с. Результаты определения параметров солнечного ветра по нашим наблюдениям источникам ЗС380 и ЗС254 приведены на рис. 11, а, б. Указанные источники имеют сильно отличающиеся элонгации $\varepsilon_{3C380} = 86^\circ$, и эклиптические широты $\beta_{3C380} = 72^\circ$, $\beta_{3C254} = 33^\circ$, что позволяет оценить пространственную структуру распространяющегося возмущения. Связанная с ударной волной магнитная буря 20—21.03.2003 г. вызвала увеличение A_p -индекса геомагнитной активности [http://www.lmsal.com/solarsoft/last_events/] ($A_p = 32$, рис. 11, а, сплошная линия). Высокие значения индекса мерцаний $m_{3C380} = 0.21$ и $m_{3C254} = 0.35$ наблюдались 23 и 22 марта соответственно (рис. 11, а, пунктирные линии), вследствие разной удаленности от Солнца просвечиваемых областей межпланетной среды. Максимальные значения скорости V_2 ударной волны (рис. 11, б)

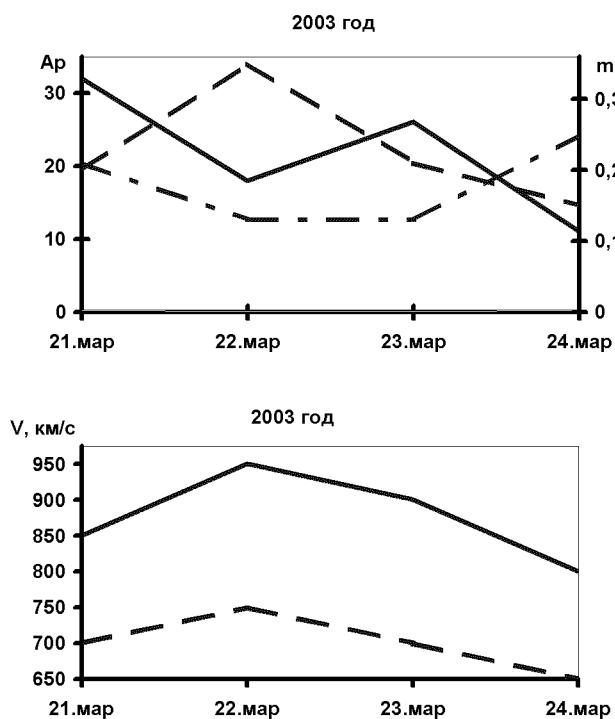


Рис. 11. Изменения индекса мерцаний m , скорости солнечного ветра v и индекса геомагнитной активности A_p в период с 21 по 24 марта 2003 г.

имели место 22 марта: $V_2 = 950$ км/с для высокоширотного источника ЗС380 и $V_2 = 750$ км/с для среднеширотного ЗС254. Выброс волокна обусловил магнитную бурю 23.03.2003 ($A_p = 27$) [http://www.lmsal.com/solarsoft/last_events/] и увеличение 24.03.2003 г. индекса мерцаний $m = 0.25$ высокоширотного источника ЗС380 при уменьшающейся скорости потока. В более удаленной от Солнца области, зондируемой источником ЗС254, последнее возмущение до 24 марта никак не проявилось.

ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОЭФФЕКТИВНОСТИ СМЕ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ СОЛНЕЧНЫХ ВСПЛЕСКОВ II И IV ТИПОВ

Способность СМЕ вызывать геомагнитные бури (геоэффективность СМЕ) оценивается индексом D_{st} (Disturbance storm time). Бури с $D_{st} < -100$ нТл считаются сильными, от -100 до

-50 нТл — умеренными, и бури с $D_{st} > -50$ нТл — слабыми.

Возникновение СМЕ в нижней короне может быть зарегистрировано в оптике (в видимом свете или в ультрафиолетовых лучах) с помощью коронографов, например SOHO-LASCO, при этом могут быть определены скорость и размеры СМЕ. Однако вследствие того, что действующие коронографы позволяют получать только проекцию скорости СМЕ на картишную плоскость, реальная скорость СМЕ может превышать измеренную в несколько раз. Это, в конечном счете, может привести к существенной ошибке в прогнозе времени прихода СМЕ в окрестности Земли. Более того, СМЕ's, распространяющиеся из центральных областей Солнца в направлении Земли, вообще могут быть не обнаружены оптическими инструментами. Однако по данным работы [15] именно такие события представляют особый интерес с точки зрения предсказания космической погоды. Показано, что около 71 % всех зарегистрированных в 1995—2005 гг. центральных гало-СМЕ (источник расположен в пределах 45° от центрального меридiana) вызывали сильные магнитные бури ($D_{st} < -100$ нТл), т. е. являлись геоэффективными. Лимбовые события, чаще всего наблюдаемые оптическими коронографами (источник находится в пределах $45\ldots90^\circ$ от центра), обладают меньшей геоэффективностью и вызывают лишь слабые магнитные бури ($-100 < D_{st} < -30$ нТл). А СМЕ's, возникающие на обратной стороне Солнца, вообще не являются геоэффективными. В такой ситуации для надежного обнаружения наиболее геоэффективных солнечных явлений необходимо дополнение оптических наблюдений наблюдениями в радиодиапазоне в широкой полосе частот.

Наиболее ярким проявлением СМЕ в радиодиапазоне являются всплески II и IV типов. В последнее время они интенсивно исследовались с помощью межпланетных станций (в частности, WIND) в диапазоне частот от 2 кГц до 10 МГц [23]. С точки зрения прогнозирования геомагнитных возмущений, наблюдения этих всплесков в декаметровом и километровом диапазонах длин волн представляются наиболее информативными, так как всплески II типа в этих диапазонах порождаются наиболее быстрыми (скорость более 1000 км/с) и массивными (масса около 10^{16} г) СМЕ's [16].

Поскольку механизм излучения всплесков II типа — плазменный, скорость частотного дрейфа определяется проекцией скорости СМЕ на направление градиента плотности корональной плазмы. В частном случае, когда направление распространения участка СМЕ, от которого наблюдается радиоизлучение, совпадает с направлением градиента (например, при центральном СМЕ), измеренная скорость СМЕ соответствует его реальной пространственной скорости.

Одновременные наблюдения солнечного излучения из трех удаленных друг от друга точек (двух на орбите Земли, космическая миссия STEREO [<http://stereo.gsfc.nasa.gov/>], и одной наземной, радиотелескоп УТР-2) позволит получить полную информацию о размерах, скорости и направлении распространения источников солнечных всплесков II типа и связанных с ними ударных волн.

Наблюдения спорадического солнечного излучения на радиотелескопе УТР-2 проводились с использованием 60-канального фильтрового спектрометра и цифрового спектрополяриметра DSP. С помощью новой аппаратуры регистрации в период с 2005 по 2007 гг. в диапазоне частот 8—32 МГц были впервые обнаружены всплески II и IV типов, а также выявлены новые, неизвестные ранее свойства этих всплесков [<http://umtof.umd.edu/pm>]. Всего было зарегистрировано более 10 всплесков II типа, причем большинство из них приходились на период спада 23-го солнечного цикла. Во всех случаях был проведен анализ связи наблюдавшихся всплесков II типа, соответствующих СМЕ's, и геомагнитных возмущений. Из результатов наблюдений в оптике [15] известно, что геомагнитные возмущения следует ожидать во временном интервале от 1 до 5 сут после начала СМЕ.

По результатам анализа оказалось, что только трем из 14 зарегистрированных всплесков II и IV типов соответствовали сильные или умеренные геомагнитные бури в указанном выше временном интервале. На рис. 12 показаны динамические спектры двух последовательных всплесков II типа (в 8:56 и в 9:03 UT). Оба всплеска имели скорость частотного дрейфа около 33 кГц/с, что в рамках модели солнечной короны Ньюкирка соответствует скорости источника примерно 800 км/с. В этот же временной интервал коронографом LASCO-SOHO был зарегистрирован гало-СМЕ, скорость которого была оце-

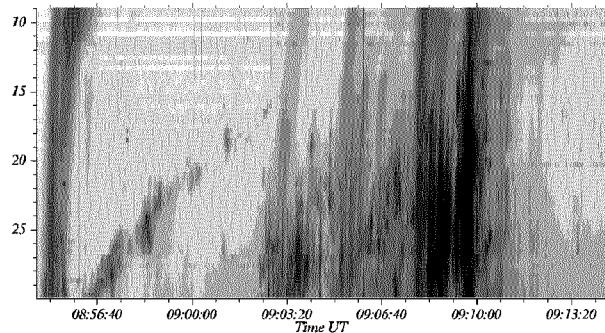


Рис. 12. Динамические спектры двух последовательных всплесков II типа

нена как 750 км/с. Так как гало-СМЕ's характеризуются примерно одинаковой скоростью распространения практически во всех направлениях, имеется хорошее соответствие скоростей, определенных в оптике и по радиоизмерениям.

Через 3 сут и 18 ч после начала первого всплеска II типа по данным мирового центра по геомагнетизму в Киото (WDC for Geomagnetism, Kyoto) была зарегистрирована магнитная буря с индексом $D_{st} = -80$ нТл (рис. 13). В предположении связи данного СМЕ (а следовательно, и всплесков II типа) с указанной геомагнитной бурей, расчетная средняя скорость СМЕ должна составлять около 500 км/с. Расхождение в оценках скорости СМЕ может быть объяснено тем, что по данным коронографа данный СМЕ характеризовался отрицательным ускорением, что могло привести к существенному уменьшению скорости на пути распространения в 1 АЕ. В указанный период времени космический аппарат WIND не зарегистрировал связанных со СМЕ всплесков в диапазоне частот 2 кГц—10 МГц, поэтому оценить скорость СМЕ на больших удалениях от Солнца не представлялось возможным. Различные скорости СМЕ могли быть также получены в случае, если как радио-, так и оптические инструменты определяли скорость участка СМЕ, распространявшегося под некоторым углом к направлению на Землю.

Как видно из рис. 13, в течение 22—27 июля того же года наблюдались три мощные магнитные бури с Dst до -200 нТл. В соответствующий период (17—26 июля) был зарегистрирован один всплеск II типа (21 июля в 10:05 UT) и несколь-

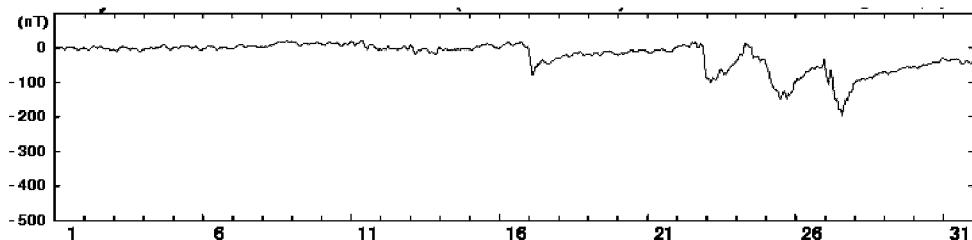


Рис. 13. Профиль индекса D_{st} (по оси абсцисс — день месяца)

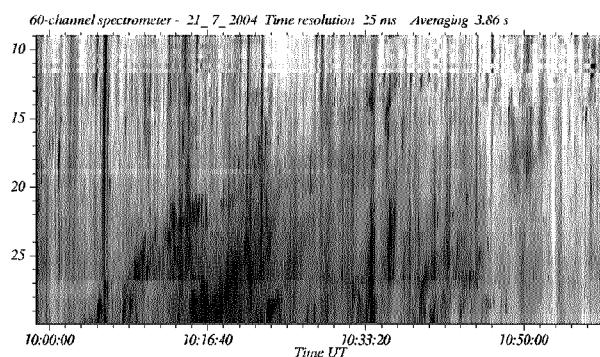


Рис. 14. Динамический спектр всплеска II типа (10:05—10:50 UT)

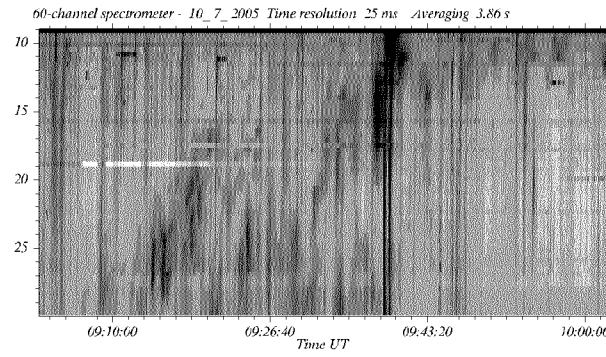


Рис. 15. Динамический спектр всплеска II типа с сильно выраженной тонкой структурой

ко всплесков IV типа как радиотелескопом УТР-2, так и космическим аппаратом WIND. Динамический спектр всплеска II типа показан на рис. 14. Он состоит из нескольких полос и имеет скорость частотного дрейфа -14 кГц/с, что соответствует скорости источника около 270 км/с. При такой скорости расчетное время прихода СМЕ к Земле составляет 6 сут и 6 ч, что соответствует середине суток 27 июля. Как видно из рис. 13, этому времени соответствует самая мощная буря в последовательности ($D_{st} = -200$ нТл).

Считается, что если источники всплесков II типа находятся на фронте ударной волны, вызванной СМЕ, то всплески IV генерируются непосредственно в теле СМЕ.

На рис. 15 показан динамический спектр всплеска II типа, состоящего из большого числа субвсплесков, подобных всплескам III типа. Всплеск прослеживается во всем диапазоне частот с 9:13 до 10:00 UT. Средняя скорость дрейфа всплеска составляет -30 кГц/с (соответственно

скорость СМЕ 720 км/с, время прихода к Земле 2 сут и 12 ч). Это время соответствует завершающей стадии серии магнитных бурь 9—13 июля 2005 г. со средним значением $D_{st} = -80$ нТл (рис. 16).

Одной из причин низкого уровня корреляции между зарегистрированными всплесками II типа и геомагнитными возмущениями является неточность в определении реального направления движения СМЕ. Коронографы дают лишь проекцию скорости движения СМЕ на картинную плоскость. Радионаблюдения могут дать значение проекции скорости СМЕ на направление градиента плотности корональной плазмы. Использование разнесенных вдоль орбиты Земли спутников проекта STEREO совместно с наземными инструментами позволит получить полную пространственную картину движения СМЕ.

Возможности эффективного взаимодействия радиотелескопа УТР-2 и космических аппаратов (в частности WIND) иллюстрируется динамическим спектром, который получен сопоставлени-

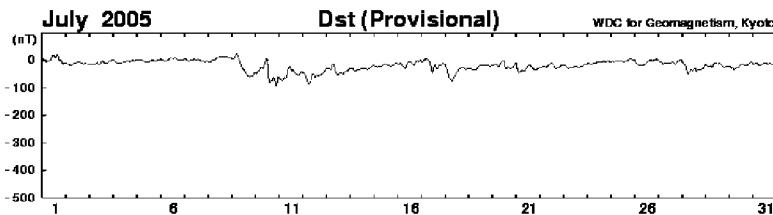


Рис. 16. Профиль индекса геомагнитной активности за июль 2005 г.

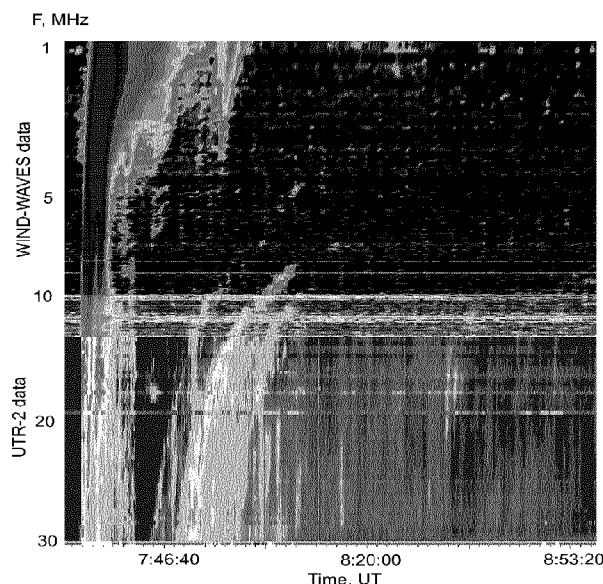


Рис. 17. Динамический спектр всплеска II типа, полученный по данным космического аппарата WIND и радиотелескопа УТР-2

ем данных двух инструментов (рис. 17). Рабочие полосы радиотелескопа УТР-2 и космического аппарата Wind являются смежными с небольшим перекрытием, что позволяет охватить широкий диапазон рабочих частот от 2 кГц до 30 МГц.

ВЫВОДЫ

Проведенные эксперименты подтвердили высокую эффективность декаметровых радиотелескопов УТР-2 и УРАН-2 для решения задач космической погоды. Наблюдения межпланетных мерцаний космических радиоисточников с

использованием дисперсионного и спектрального анализов, а также специального оборудования, разработанного для этих задач, позволили обнаружить высокоскоростные потоки солнечного ветра, связанные с выбросами корональных масс и корональными дырами, и исследовать их характеристики. Рекордно высокая в декаметровом диапазоне чувствительность радиотелескопа УТР-2 позволяет наблюдать около 10 мерцающих радиоисточников в течение одной ночи, что не обеспечивает высокого пространственного разрешения при картографировании межпланетного пространства. Реализация проекта гигантского радиотелескопа нового поколения с эффективной площадью 10^6 м^2 , который осуществляется в Радиоастрономическом институте НАНУ [8], даст возможность увеличить количество пригодных для просвечивания межпланетной среды радиоисточников как минимум на порядок и существенно улучшит пространственное разрешение карт гелиосферы.

При наблюдениях спорадического солнечного радиоизлучения удалось обнаружить и определить параметры ряда радиовсплесков II типа в широком диапазоне потоков — от 0.1 до 10000 с.е.п. ($1 \text{ с.е.п.} = 10^{-22} \text{ Вт}/\text{м}^2\text{Гц}$) на частотах от 9 до 32 МГц. Трем из четырнадцати зарегистрированных всплесков II и IV типов соответствовали сильные или умеренные геомагнитные бури. Недостаточно высокая корреляция между обнаружением радиовсплесков и возникновением геомагнитных бурь может быть связана с невозможностью на данном этапе исследований определять составляющую скорости распространения СМЕ в направлении Земли. Для большей надежности идентификации геоэффективных СМЕ на основе радионаблюдений необходимы измерения с пространственным разнесением. Такие наблюдения станут возможными при синхронной работе аппаратов проекта

STEREO и наземных радиотелескопов, в частности, УТР-2. Пример дополнения данных, полученных на УТР-2 и аппаратом WIND, яркое тому подтверждение.

Работа выполнялась при частичной финансовой поддержке программы фундаментальных исследований Национальной академии наук Украины «Разработка теории, методов и информационных технологий комплексного изучения солнечно-земных связей как основы прогнозирования «космической погоды», а также гранта INTAS 03-5727.

1. Алексеев Г. А., Гельфрейх Г. Б., Зайцев В. В. и др. Советские радиотелескопы и радиоастрономия Солнца. — М.: Наука, 1990.—212 с.
2. Брауде С. Я., Галанин В. В., Инютин Г. А. и др. Турбулентная структура солнечного ветра по наблюдениям в декаметровом диапазоне радиоволн // Астрон. журн.—1995.—72, № 5.—С. 761—766.
3. Брауде С. Я., Мень А. В., Содин Л. Г. // Антенны / Под. ред. А. А. Пистолькорса. — М.: Связь, 1978.—Вып. 26.—С. 3—15.
4. Виткевич В. В., Власов В. И. Характеристики межпланетных электронных неоднородностей по наблюдениям 1967—1969 гг. // Астрон. журн.—1972.—49, вып. 3.—С. 595—606.
5. Власов В. И. Межпланетные ударные волны по наблюдениям мерцаний радиоисточников // Геомагнетизм и аэрономия.—1981.—21, № 5.—С. 927—929.
6. Власов В. И. Радиоастрономические наблюдения межпланетной ударной волны от солнечной вспышки 18 августа 1979 г. // Геомагнетизм и аэрономия.—1986.—26, № 2.—С. 182—186.
7. Ефимов А. И., Лотова Н. А. Статистический анализ пространственно-временной структуры солнечного ветра // Геомагнетизм и аэрономия.—1978.—18, № 6.—С. 998—1001.
8. Коноваленко А. А. Перспективы низкочастотной радиоастрономии // Радиофизика и радиоастрономия.—2005.—10, спец. вып.—С. S86—114.
9. Лотова Н. А. Радиоастрономические исследования струйной структуры солнечного ветра // Итоги науки и техники / ВИНИТИ. Астрономия.—1988.—33.—С. 121—149.
10. Мень А. В., Брауде С. Я., Ращковский С. Л. и др. Система декаметровых радиоинтерферометров УРАН. Ч. I. Обзор // Радиофизика и радиоастрономия.—1997.—2, № 4.—С. 385—390.
11. Ольяк М. Р. Об использовании методов статистической радиофизики для анализа межпланетных мерцаний в декаметровом диапазоне радиоволн // Вестник Харьков. нац. ун-та.—2002.—№ 570, вып. 2.—С. 210—211.
12. Ольяк М. Р. Об особенностях применения метода дисперсионного анализа при исследовании солнечного ветра // Радиофизика и радиоастрономия.—2005.—10, № 4.—С. 385—391.
13. Фалькович И. С., Гридин А. А., Калениченко Н. Н., Бубнов И. Н. Шестнадцатиполосный корреляционный радиометр для наблюдения межпланетных мерцаний // Радиофизика и радиоастрономия.—2005.—10, № 4.—С. 392—397.
14. Фалькович И. С., Калиниченко Н. Н., Гридин А. А., Бубнов И. Н. О возможности широкополосных наблюдений межпланетных мерцаний на декаметровых волнах // Радиофизика и радиоастрономия.—2004.—9, № 2.—С. 121—129.
15. Gopalswamy N., Yashiro S., Akiyama S. Geoeffectiveness of halo coronal mass ejections // J. Geophys. Res.—2007.
16. Gopalswamy N., et al. Type II radio bursts and energetic solar eruptions // J. Geophys. Res.—2005.—110.—P. 1040—1045.
17. Hayashi K., Kojima M., Tokumaru M., Fujiri K. MHD tomography using interplanetary scintillation measurement // Geophys. Res.—2003.—108, N A3.—P. 1102—1123.
18. Kukushkin A., Olyak M. Propagation effects in the radio interferometry of polarized radiation // Waves in Random Media.—1994.—4, N 1.—P. 59—81.
19. Mel'nik V. N., Konovalenko A. A., Rucker H. O., et al. Observations of solar type II bursts at frequencies 10—30MHz // Solar Phys.—2004.—222, N 1.—P. 151—166.
20. Mel'nik V. N., et al. Observations of solar type II bursts at frequencies 10—30 MHz // Solar Phys.—2004.—222, N 1.—P. 151—166.
21. Moore V., Harrison R. A. A characterization of discrete solar wind events detected by interplanetary scintillation mapping // J. Geophys. Res.—1994.—99, N A1.—P. 27—33.
22. New digital spectrometers for ground based decameter radio astronomy / Kleewein P., Rosolen C., Lecacheux A. // Planetary Radio Emissions IV. / Eds H. O. Rucker, S. J. Bauer, A. Lecacheux. — Vienna: Austrian Academy of Sciences Press, 1997.—P. 349—358.
23. Reiner M. J. Interplanetary Type II Radio Emissions Associated With CMEs, in «Radio Astronomy at Long Wavelengths» // Geophysical Monograph 119.—2000.—P. 137—146.

SPACE WEATHER BY IPS AND SOLAR RADIO EMISSION OBSERVATIONS AT DECAMETRE RADIO WAVELENGTHS

I. S. Falkovich, N. N. Kalinichenko, A. A. Konovalenko, L. N. Litvinenko, V. N. Melnik, M. P. Olyak, V. V. Dorovskii, A. A. Gridin, I. N. Bubnov, A. I. Brazhenko

The results of interplanetary scintillations and solar radio emission observations with the radio telescopes UTR-2 and URAN-2 are presented. High efficiency of observations at decametre radio waves for solar wind studies and establishing the geoefficiency of different types of coronal mass ejections is shown.

УДК 550.388.2

А. В. Колосков, В. Г. Синицын,
Н. Н. Герасимова, Ю. М. Ямпольский

Радіоастрономічний інститут НАН України, Харків

Околоземные резонаторы СНЧ-волн как индикаторы космической погоды

Надійшла до редакції 08.01.08

Наземні методи спостережень за космічною погодою спираються на вимірювання електрических і магнітних складових у сигналах, що породжені хвильовими процесами в геокосмосі. Структурні утворення, котрі відкликаються на зміні фізичних умов у магнітосфері і можуть бути індикаторами космічної погоди, — це резонатори електромагнітних та МГД-хвиль, що існують завдяки неоднорідному розподілу навколоземної плазми. Їхні характерні часові періоди відповідають діапазонам ультра- та наднизьких частот. В роботі досліджено варіації частотних, амплітудних і поляризаційних характеристик полів у магнітосферному резонаторі, іоносферному альвенівському резонаторі та в порожнині між Землею та іоносферою під впливом збурень геомагнітного поля і протонних спалахів на Сонці. Розглянуто теоретичну модель зв'язаніх резонаторів альвенівських хвиль в іоносфері й магнітосфері.

ВВЕДЕНИЕ

Мониторинг и прогнозирование состояния околоземного пространства является одной из важнейших задач радиофизики, геофизики и космических исследований. В ближнем космосе происходит большинство процессов взаимодействия корпускулярных и радиационных потоков от Солнца с магнитным полем и плазменно-газовой оболочкой Земли. Неоднородность пространственного распределения ионизованного компонента атмосферного газа около Земли обусловила возникновение в магнитосфере и ионосфере своеобразных ограниченных образований, которые могут играть роль резонаторов для волновых процессов ультра- и сверхнизкочастотного диапазонов — от сотых долей герца до единиц герц. Это резонаторы МГД (магнитогидродинамических) волн в области замкнутых силовых линий геомагнитного поля в магнитосфере [4, 11] и так называемый ионосферный альвеновский резонатор (ИАР) [1, 8]. Носителями периодических во времени вариаций электрического

и магнитного полей в магнитосферных резонаторах преимущественно являются МГД-волны двух видов: быстрый магнитный звук (БМЗ) и волны Альвена. С ними связаны объемные резонансы (cavity resonances) в пределах всей области замкнутых линий и специфические эффекты FLR (field line resonances), т.е. стоячие волны вдоль силовых линий геомагнитного поля [11]. Структура FLR образуется при отражении МГД-волн от ионосферы на двух концах силовой линии: в магнитосопряженных областях Южного и Северного полушарий. Ионосферный альвеновский резонатор образуется также вдоль силовой трубы геомагнитного поля, занимая объем между E -слоем и областью в верхней ионосфере, которая характерна быстрым ростом характерной скорости МГД-волн. Таким образом, два альвеновских резонатора, ИАР и MP-FLR оказываются структурно связанными, и естественно предполагать наличие между ними связи электродинамической, несмотря на значительный разнос частот, свойственных каждому из этих образований. В качестве проявлений такой связи

можно было бы ожидать коррелированных вариаций параметров поля в резонаторе при резких изменениях внешних условий, например во время геофизических возмущений.

Еще одним крупномасштабным образованием, проявляющим резонансные свойства относительно волновых процессов СНЧ-диапазона, является полость между поверхностью Земли и ионосферой. Имея общую «стенку» с ИАР и магнитосферным резонатором, она также может быть связана с ними параметрически. Для исследования характеристик околоземных резонаторов и обнаружения эффектов связи между ними в РИ НАН Украины проводились длительные наблюдения электромагнитных шумовых сигналов диапазона $10^{-3} \dots 10^{-1}$ Гц и теоретическое моделирование. Большая часть систематических измерений выполнена в 2000—2006 гг. на украинской антарктической станции ($65^{\circ}15'$ ю.ш., $64^{\circ}16'$ з.д.). В процессе мониторинга исследованы вариации частотных и поляризационных параметров волнового поля в резонаторных структурах под воздействием как регулярных (суточных, сезонных и др.), так и спорадических изменений геофизических и гелиофизических условий (космической погоды).

ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРОВ РЕЗОНАНСНЫХ ПОЛЕЙ В ДИАПАЗОНАХ УНЧ—СНЧ

Для исследования вариаций волновых полей в диапазонах ультразвуковых и сверхнизких частот измерялись магнитные составляющие поля. Измерения выполнялись высокочувствительными магнитометрами, созданными в ЛЦ ИКД — Львовском центре Института космических исследований НАНУ—НКАУ [9]. В СНЧ-диапазоне основным прибором являлся магнитометр LEMI-112, а также использовалась метеомагнитная станция LEMI-117. Магнитные датчики индукционного типа, примененные в этих установках, ориентируются по ортогональным направлениям — как правило, вдоль географического меридiana (канал NS) и параллели (канал EW). В Антарктиде первоначально регистрировались вариации горизонтальных составных магнитного поля в частотной полосе 3—300 Гц, т. е. в первую очередь поля резонатора Земля — ионосфера (шумановские резонансы). Позже

комплекс LEMI-112 был дополнен датчиком вертикальной компоненты магнитного поля и двумя горизонтальными сенсорами диапазона 0.01—10 Гц. В этой полосе амплитудно-частотная характеристика датчиков постоянна. Такая модификация инструмента использована для измерений наземного магнитного отклика на МГД-поле альвеновского резонатора в ионосфере, с привлечением как «широкополосных», так и «узкополосных» каналов. Комплекс характеризуется низким уровнем собственных шумов (0.03 пТл/Гц в пределах рабочего диапазона) и высокой степенью межканальной идентичности АЧХ. Привязка по времени осуществлялась с помощью GPS-приемника. Ультразвуковые поля геомагнитных пульсаций (миллигерцевый диапазон) регистрировались с помощью трехкомпонентного магнитометра LEMI-008, который также был создан в ЛЦ ИКД. Его рабочие частоты — от 0 до 0.5 Гц, чувствительность 0.1 нТл при частоте съема данных 1 Гц.

Суточные и сезонные зависимости характеристик волновых полей. Измерения вариаций горизонтальных магнитных компонент на частотах 1—10 Гц осуществлялись для исследования характеристик шумановских резонансов и для изучения сравнительно нового эффекта — локальных резонансов альвеновских волн в ионосфере. В апреле 2005 г. на украинской станции в Антарктике (УАС) состоялась первая регистрация полей ИАР в Южном полушарии [3]. Далее измерения продолжались в мониторинговом режиме в 2005 г. и до конца 2006 г. По результатам круглогодичных наблюдений анализировались вероятности регистрации эффекта ИАР и особенности поведения характеристик сигнала в различные сезоны года, время суток и в разных геофизических условиях. При возможности проводилось сравнение с поведением шумановских резонансов и пульсаций геомагнитного поля.

Ионосферный альвеновский резонатор. Система стоячих МГД-волн в ионосфере порождает наземный электромагнитный отклик, который проявляется на спектрограммах выходных сигналов магнитометра (каналы NS и EW) как группа дискретных пиков в интервале частот 0.2—10 Гц. На рис. 1—3 представлены спектры СНЧ-сигнала, полученные в разное время суток 8 апреля 2005 г. (местное время LT в пункте

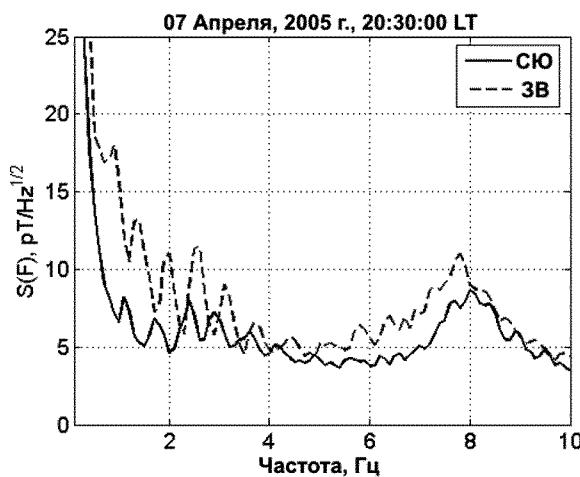


Рис. 1. Спектры СНЧ-сигналов, принятых на УАС 7 апреля 2005 г. в 20:30 местного времени. Дискретные собственные частоты ИАР наблюдаются в обоих каналах в диапазоне 0.8–10 Гц, включая окрестность первого шумановского резонанса

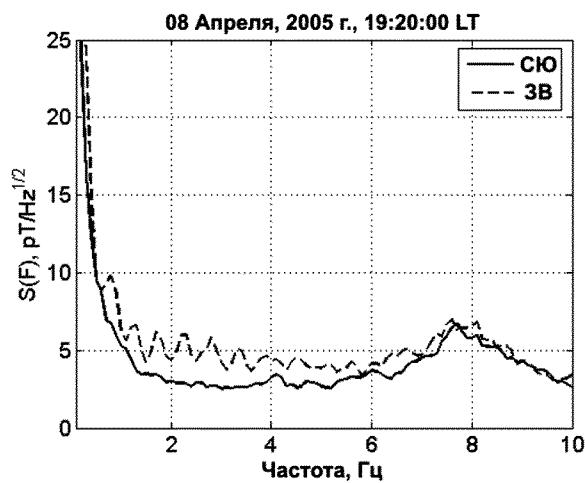


Рис. 3. Спектры СНЧ-шума, принятого на УАС вечером 8 апреля 2005 г. (19:20 местного времени). Резонансная структура хорошо выражена только в приемном канале EW

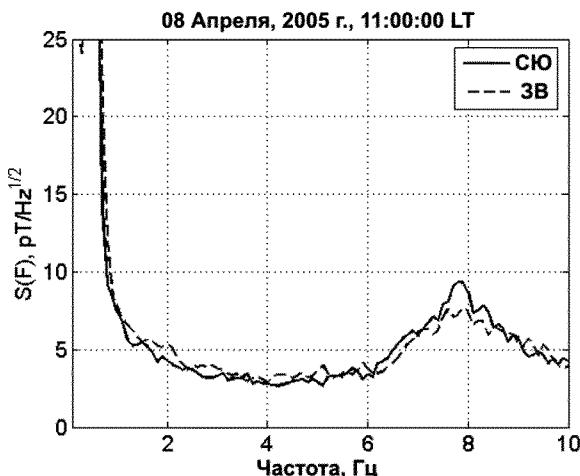


Рис. 2. Спектры СНЧ-шума, принятого на УАС в дневное время 8 апреля 2005 г.

наблюдения отличается от мирового времени UT на 4 ч).

Как видно, резонансные пики лишь приблизительно эквидистанты. Значения частот в максимумах линий в каждом из каналов могут не совпадать.

Временные вариации пиковых частот можно интерпретировать как дрейф спектральных линий со скоростью в единицы герц за час. Четкая

дискретная структура наблюдается в канале NS только в ночное и утреннее время, а в канале EW также в вечерние часы. Такое поведение спектральных характеристик ИАР отмечено не только для индивидуальных записей в сентябре 2005 г., но типично для спокойных ионосферных условий.

В ходе анализа большого массива данных за осенне-зимний период 2005 г. и часть 2006 г. существенно уточнены выводы о суточных и сезонных закономерностях поведения ИАР, сделанные первыми исследователями эффекта [1, 8]. Как на средних, так и в высоких широтах резонансная структура спектра МГД-волн наблюдается преимущественно в зимнее время и в переходные периоды суток (утренние и вечерние часы) и исчезает днем (см. также реализацию спектра рис. 2). В южнополярном регионе нами были отмечены случаи повышенной стабильности явления, когда линии ИАР регистрировались непрерывно на протяжении нескольких суток. Особенностью таких записей было малое число дискретных линий (3–5) и значительный частотный разброс между ними (более 1 Гц).

Резонансная структура СНЧ-волн в ионосфере регистрировалась наземными средствами в течение 44 % от полного времени наблюдений. Для исследования зависимостей от времени суток весь промежуток непрерывной регистрации

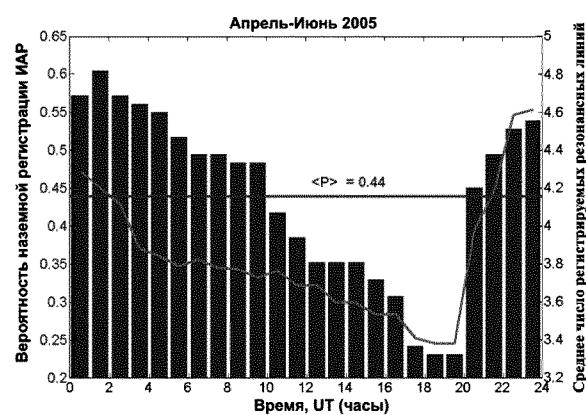


Рис. 4. Суточные распределения вероятности наземной регистрации ИАР (гистограмма, левая вертикальная шкала) и среднего числа регистрируемых резонансных линий (кривая линия, правая шкала)

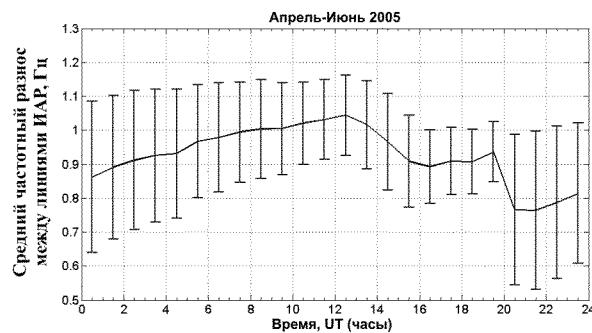


Рис. 5. Суточный ход среднего частотного разноса между линиями альвеновского резонанса (в среднем за зимний период 2005 г.)

был разбит часовые интервалы, на каждом из которых определялось наличие или отсутствие линий ИАР в спектре, количество линий в спектрограмме и частотный разнос между соседними линиями. В отсутствие формализованной процедуры определения шумового порога и превышения сигнала над ним оценки наличия и количества линий, очевидно, субъективны, однако позволяют сделать статистически состоятельные выводы. На рис. 4 представлены усредненные за время анализа (апрель — июнь 2005 г.) суточные распределения двух параметров: «вероятности» (т. е. относительной частоты) регистрации дискретных линий в спектре и их среднего числа. Минимум функции распределе-

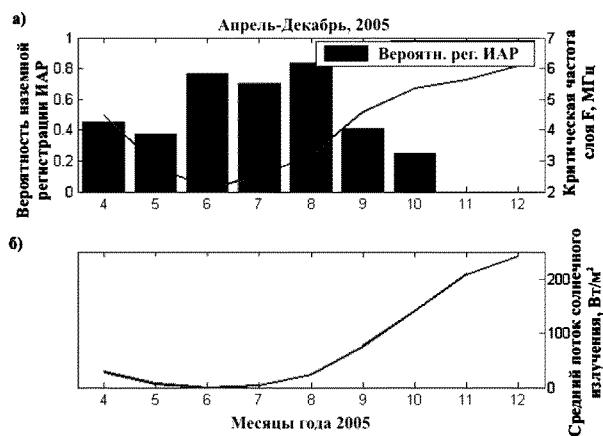


Рис. 6: а — относительная частота регистрации ИАР в различные месяцы 2005 г. (гистограмма, левая вертикальная шкала) в сравнении с критической частотой слоя F (кривая, отсчет значений по правой шкале); б — сезонный ход среднемесячной величины радиационного потока Солнца (отсчет значений по правой шкале)

ния (на уровне 22—24 %) имеет место с 18 до 20 UT, после чего отмечается резкий подъем вероятности — до 60 % к 02 UT (22 LT) — и постепенное уменьшение к 18 UT. Таким же образом изменяется среднее число регистрируемых линий.

Суточный ход среднего частотного расстояния между спектральными линиями ИАР показан на рис. 5. Как видно, разность частот dF в среднем не превышает 1.0 Гц. Отмечается максимум dF вблизи середины суток (утром по местному времени) и уменьшение в начале и в конце суточного интервала. На диаграммах рис. 6 можно проследить сезонную зависимость вероятности наблюдения ИАР в сравнении с поведением критической частоты ионосферного слоя F . Из рис. 6 видно, что вероятность регистрации ИАР выше в зимние месяцы (июнь — август) и минимальна осенью и весной (апрель — май и сентябрь — ноябрь соответственно). В переходный период с конца весны (до декабря) на антарктической станции не было ни одного случая четкой регистрации ИАР. Очевидна связь такой зависимости с сезонной вариацией электронной плотности (и критической частоты f_{0F}) в слое F , которая контролируется приходящим в ионосферу радиационным потоком. При спокой-

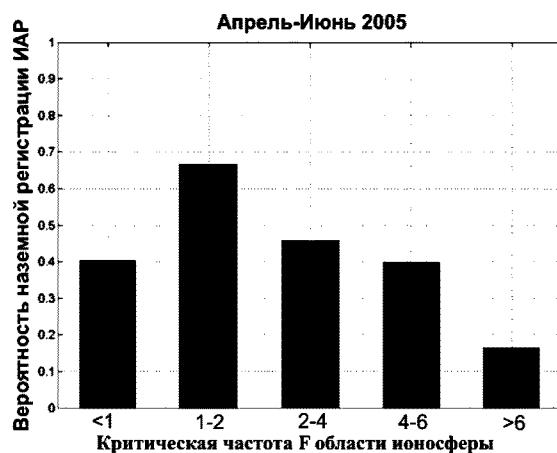


Рис. 7. Зависимость вероятности регистрации ИАР от критической частоты ионосферного слоя F

ных условиях в геокосмосе (и отсутствии корпукскулярных ионизирующих агентов) этот поток совпадает со средним потоком солнечного излучения (рис. 6, б).

Отрицательная корреляция параметров ионосферного резонатора с электронной концентрацией вблизи максимума слоя [1] ранее считалась твердо установленным фактом, однако в действительности эта зависимость по меньшей мере немонотонна (рис. 7). Если f_{0F} становится выше 6 МГц, вероятность регистрации ИАР близка к нулю. Напротив, при малой плотности ионосферы вероятность возникновения дискретного спектра с увеличением f_{0F} вначале увеличивается (рис. 7). Кроме того, наблюдаемые характеристики ИАР определяются не только величиной f_{0F} , но высотами максимумов E и F , профилями ионной частоты соударений и параметрами холловского слоя, от которых зависит импеданс нижней «стенки» ИАР.

Далее рассмотрим поведение параметров ИАР и других резонаторов во время значительных геомагнитных возмущений, которые могут влиять на распределение ионизации в ионосфере. Реакция резонансных структур на резкие изменения внешних условий в геокосмосе, которые происходят вследствие вспышек на Солнце, солнечных затмений, явлений SSC и др. представляет значительный интерес для диагностики состояния околоземного космоса.

Вариации характеристик СНЧ- и УНЧ-резонансов при спорадических изменениях космической погоды. Шумановский резонатор. В сентябре 2005 г. мониторинговые измерения параметров поля всех трех СНЧ-УНЧ-резонаторов на УАС совпали по времени с мощной вспышкой на Солнце. 7 сентября 2005 г. в 17:00 UT геофизический спутник GOES зафиксировал рентгеновский всплеск класса X17, а 8 сентября последовало протонное событие [ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/Satellite_ENVIRONMENT/]. Максимум потока высокоэнергичных протонов (энергии выше 10 МэВ) был зарегистрирован вблизи орбиты Земли в 04:25 UT 11 сентября, величина его составила 1880 p.f.u. (1 p.f.u. = $1 \text{ см}^{-2} \text{ср}^{-1} \text{с}^{-1}$).

На рис. 8 представлен временной ход во время вспышки ряда параметров СНЧ-поля в резонаторе Земля — ионосфера, вычисление которых предусмотрено программой стандартной обработки записей: частоты максимального отклика на первой резонансной моде в каналах NS и EW, интенсивность I поля первой моды, интенсивность поляризованного компонента I_p , поляризационное отношение P , коэффициент эллиптичности r и угол ориентации большой полуоси эллипса поляризации. Отсчет времени (в часах вдоль горизонтальной оси) начинается в 00 LT 7 сентября 2005 г. С 9 по 13 сентября 2005 г. включительно временные зависимости всех анализируемых параметров демонстрируют заметные отклонения от среднего хода. Увеличилась интенсивность поляризованного компонента. (Заметим, что такое же увеличение наблюдается при регулярном сезонном возрастании критической частоты F -слоя). Заметно уменьшилась величина отношения малой полуоси эллипса к большой. Усилился эффект «разбегания» пиковых значений частоты резонансного мода в ортогональных каналах регистрации горизонтальных магнитных составляющих.

Интенсивность указанных явлений оказалась весьма зависимой от сезона года — т. е. от общего «фонового» состояния ионосферы. В работе [3] рассматривалось поведение тех же параметров шумановского поля во время солнечной вспышки января 2005 г., т. е. в летний период. Несмотря на значительно большую, чем в сентябре, плотность протонного потока приход высокоэнергичных частиц в ионосферу не вы-

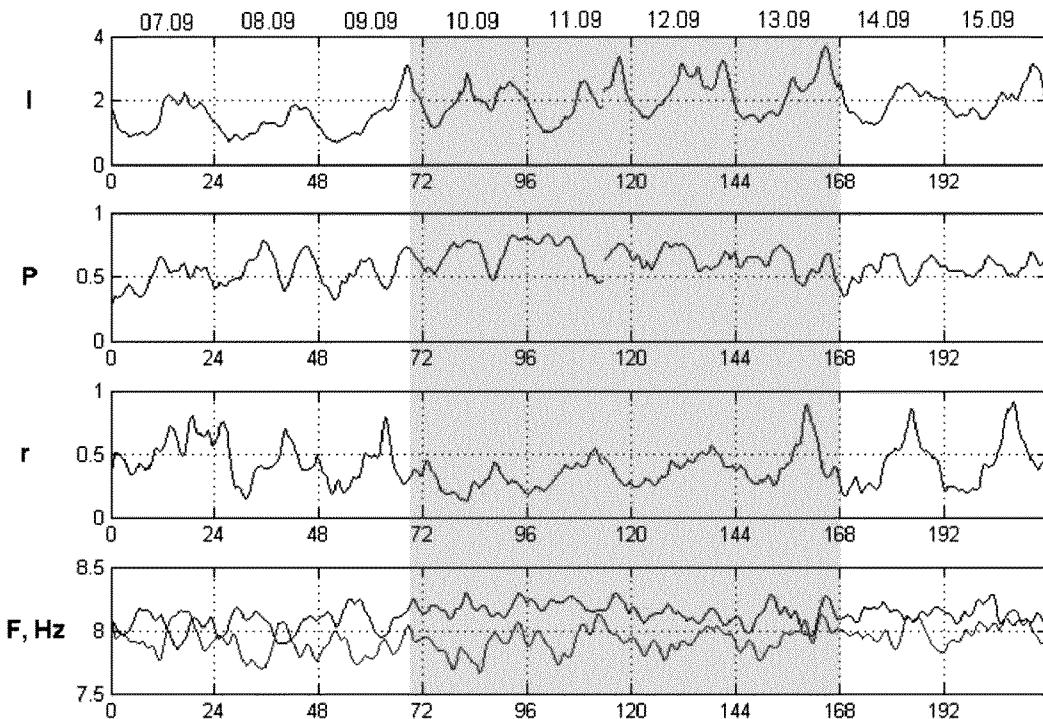


Рис. 8. Вариации параметров поля шумановского резонанса во время протонной вспышки на Солнце 8—14 сентября 2005 г. Максимум потока частиц с энергией выше 10 МэВ (1880 р.ф.у.) зарегистрирован 11 сентября 2005 г.

звал заметных изменений ни в частотах первой резонансной моды f_1 , ни в ее поляризационных характеристиках. Несколько магнитных бурь, последовавших за вспышкой 16.01.05, также вызвали лишь незначительные изменения, и только в одном параметре поляризации — коэффициенте эллиптичности r . С другой стороны, влияние умеренных магнитных возмущений, связанных с летними вспышками 2006 г. (06.12.2006—13/14.12.2006), отчетливо проявляется как в вариациях частоты f_1 , так и в коэффициенте эллиптичности.

Геомагнитные пульсации. Мониторинг ультразвукочастотного (УНЧ) поля геомагнитных пульсаций осуществлялся в РИ НАН Украины более семи лет, как автономно в Украине и в Антарктике, так и синхронно в сопряженных точках Северного и Южного полушарий [14]. В 2004—2006 гг. исследовались особенности возбуждения и вариации спектров и поляризации пульсаций Pc3 и Pc 4, обусловленные магнитосферными возмущениями. На рис. 9—11 можно

проследить влияние магнитных бурь в декабре 2006 г. на амплитуды и поляризацию пульсаций этих классов. Рис. 9 представляет месячную запись трех ортогональных компонентов магнитного поля Земли (МПЗ), на которой заметны две явно выраженные бури 6-7 и 14-15 декабря и периоды более слабых возмущений до 20—22 декабря 2006 г. (Вертикальные шкалы градуированы в нанотесла, однако начальный уровень на каждой шкале условен).

На двух последующих рисунках представлены результаты спектральной и поляризационной обработки горизонтальных магнитных составляющих после узкополосной фильтрации: временные периоды пульсаций, большая (A) и малая (B) оси эллипса поляризации и угол ориентации большой оси относительно меридиана. Как видно, магнитосферный альвеновский резонатор откликается на каждое возмущение МПЗ значительным повышением амплитуды пульсаций. Относительно более мощная буря 14—15 декабря возбудила пульсации обоих

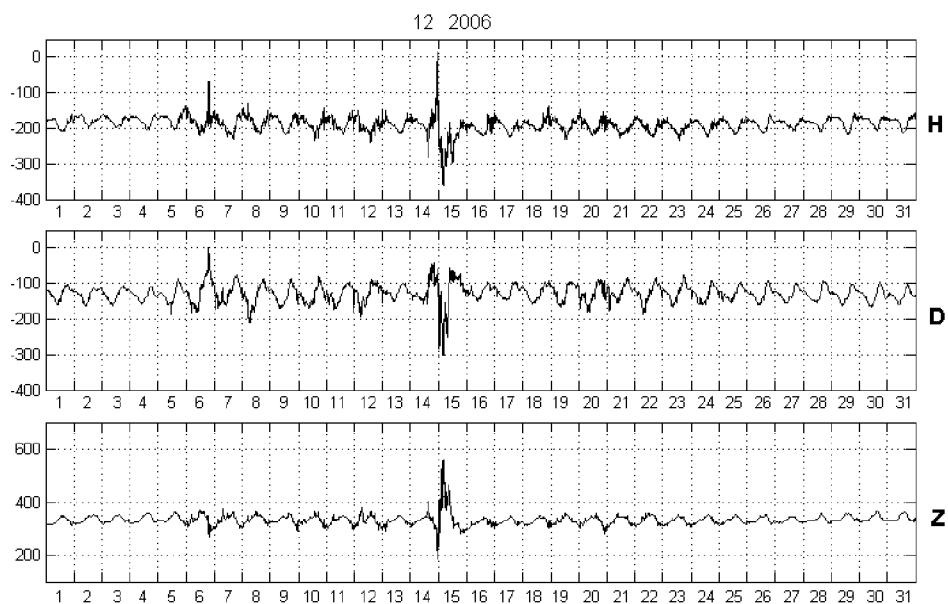


Рис. 9. Вариации трех компонентов геомагнитного поля на УАС в летний период (декабрь) 2006 г. Шкалы на вертикальных осях градуированы в нТл относительно условного нулевого уровня

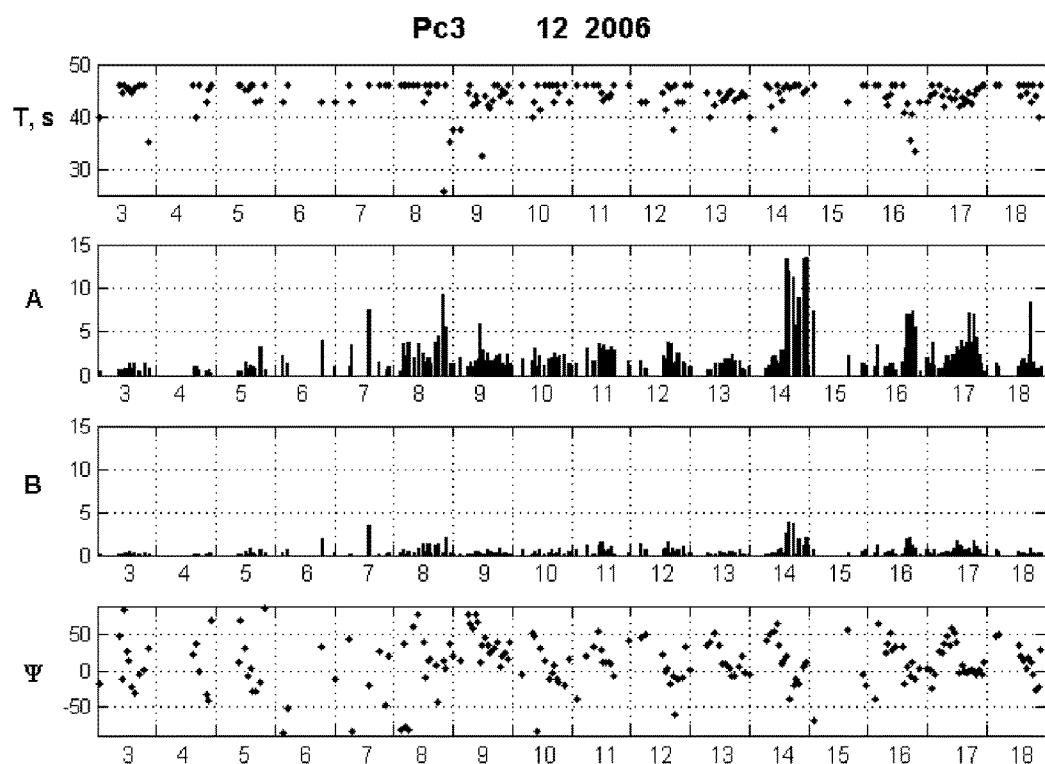


Рис. 10. Вариации параметров геомагнитных пульсаций Рс3 в декабре 2006 г.

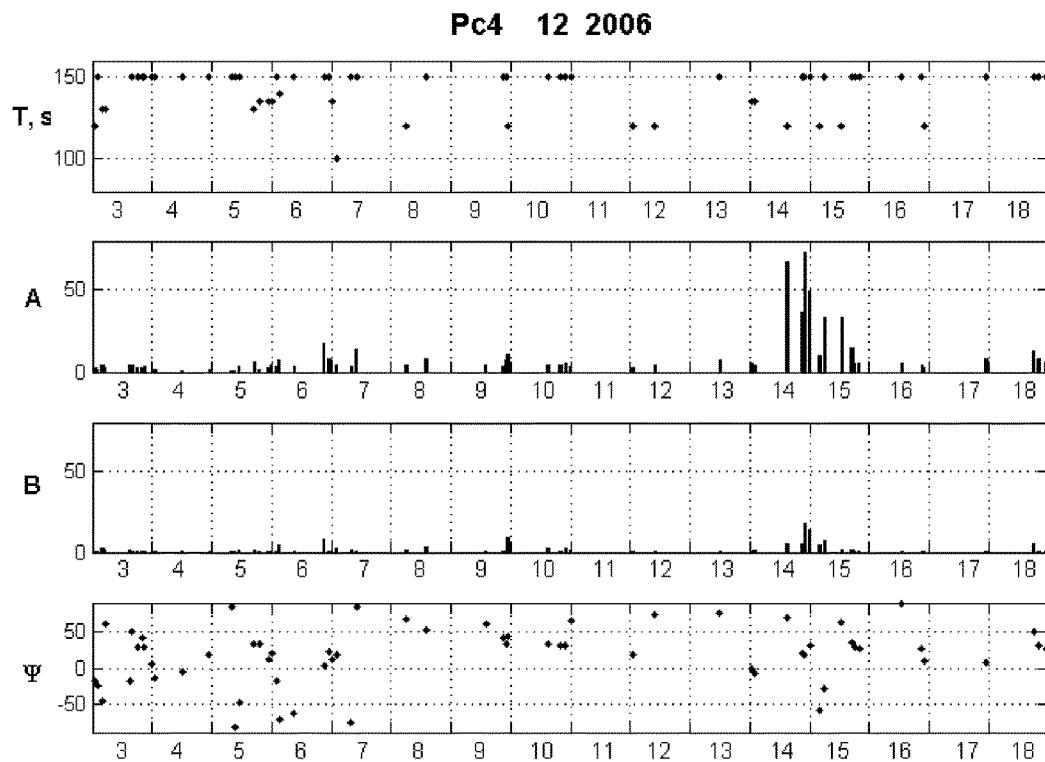


Рис. 11. Вариации параметров геомагнитных пульсаций Pc4 в декабре 2006 г.

спектральных классов — как Pc3, так и долгопериодные Pc4, в то время как слабые, но практически гармонические вариации 6—7 декабря проявились в основном в виде Pc3. На нижней панели рис. 10 довольно отчетливо прослеживается линейный суточный ход угла ориентации поляризационного эллипса пульсаций — т. е. поворот большой оси вслед за выделенной точкой на небесной сфере. Такое поведение поляризационного параметра пульсаций («эффект подсолнечника») было впервые обнаружено экспериментально в работе [2] и смоделировано в [14]. Как отмечалось в [2], монотонный поворот эллипса поляризации от востока к западу наблюдается как летом, так и зимой. В зимний период он представляет единственный вид неслучайных суточных вариаций поляризационных параметров пульсаций. В летнее время вероятность появления этого эффекта повышается с увеличением геомагнитной активности — что и имеет место в наблюдениях декабря 2006 г. «Подсолнечник» возникает благодаря тому, что поле геомагнитной пульсации в ионос-

фере формируется как альвеновскими, так и магнитозвуковыми (БМЗ) модами. Направление прихода БМЗ волны из магнитосферы изменяется вслед за изменением положения подсолнечной точки на магнитопаузе, где пульсации генерируются солнечным ветром.

Ионосферный альвеновский резонатор. Реакцию ионосферного резонатора на только что рассмотренные магнитные возмущения (в январе 2005 г. и декабре 2006 г.) проследить не удалось, поскольку в летний период обычно отсутствует сам эффект ИАР. Отклик ИАР на изменения космической погоды исследован вновь на примере протонной вспышки 8—14 сентября 2005 г. и сопутствующей ей магнитной бури. До прихода горячих частиц на уровень земной орбиты наблюдался обычный суточный ход числа линий ИАР и среднего частотного разноса между ними (рис. 12). Максимальное число линий увеличивалось в период с 7 по 9 сентября вслед за уменьшением среднесуточной критической частоты f_{0F} . Резкое увеличение f_{0F} 9 сентября 2005 г., связанное с приходом в

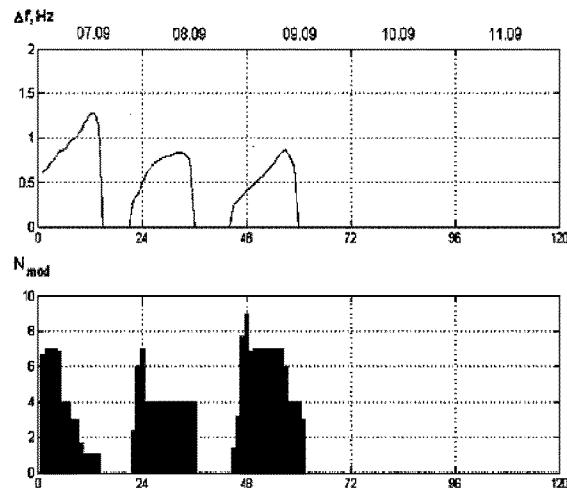


Рис. 12. Суточные вариации среднего частотного разноса между линиями ИАР и количества регистрируемых линий до и во время солнечной вспышки 8—14 сентября 2005 г.

ионосферу значительного числа энергичных протонов, нарушило условия для захвата волн резонатором. Контроль критических частот F - и E -слоев ионосферы, непрерывно осуществляемый с помощью ионозонда, показал, что в максимальную фазу протонной вспышки E -слой практически отсутствовал, и в 2005 г. такое состояние над УАС продолжалось с 10 по 16 сентября.

МОДЕЛЬ СВЯЗАННЫХ МГД-РЕЗОНАТОРОВ

Для анализа физических эффектов, сопровождающих распространение МГД-волн в магнитосфере и ионосфере Земли — в том числе в ИАР, — применяются многочисленные теоретические модели разной степени сложности. В зависимости от специфики задачи модель может абстрагироваться от тех или иных деталей пространственной структуры среды. Например, при расчете длиннопериодных пульсаций толща ионосферы заменяется бесконечно тонкой анизотропной поверхностью, отделяющей плазму магнитосферы от нейтральной атмосферы. В других случаях рассматривается близкая к реальной конфигурация геомагнитного поля, но граничные условия не учитывают наличия нейтральной атмосферы вблизи поверхности Земли [4]. Подобные идеализации неприменимы при описании ИАР, по-

скольку длины собственных волн этого резонатора сравнимы с характерными пространственными масштабами изменения параметров среды распространения. Иными словами, модель волноведущей структуры должна учитывать конечную толщину и внутреннюю структуру ее составных частей. Вместе с тем плоская геометрия [5] в ряде случаев оказывается достаточно адекватным представлением. В плоскостной модели (так называемой box model [11]) можно учесть практически все подробности неоднородного распределения параметров среды. В работах [12] и др. собственные функции ИАР описаны аналитическими решениями волнового уравнения в box model для специального координатного «профиля» коэффициента преломления. Наиболее полное описание ИАР как открытой дифракционной структуры было дано в работе [6] также в рамках box model. При этом использовались реалистичные модели концентрации частиц и частот соударений в верхней ионосфере и в «холловском слое», последовательно рассмотрена связь волновых мод МГД в ионосфере и их преобразование в электромагнитное поле в нейтральной атмосфере. Однако этот анализ являлся исключительно численным.

Цель данной работы — исследовать магнитосферный резонатор FLR и ионосферный альвеновский как связанную систему. Для анализа спектра ее собственных колебаний использован полуаналитический подход, при котором координатная зависимость (профиль) коэффициента преломления волн, включая «потенциальную яму» в области ИАР, аппроксимируется функциями, допускающими замкнутое решение волнового уравнения.

Основные соотношения. Уравнения Максвелла для фурье-гармоник волнового поля будем рассматривать с учетом закона Ома

$$\mathbf{j}(\mathbf{r}, \omega) = \sigma_0 \mathbf{E}_0 + \sigma_{\perp} \mathbf{E}_{\perp} - \sigma_H \left[\mathbf{E}_{\perp}, \frac{\mathbf{B}_0}{B_0} \right] \quad (1)$$

в плазме ионосферы / магнитосферы (\mathbf{j} — плотность наведенного тока; $\sigma_0(\mathbf{r}, \omega)$, $\sigma_{\perp}(\mathbf{r}, \omega)$ и $\sigma_H(\mathbf{r}, \omega)$ — соответственно продольная, поперечная и холловская проводимости плазмы; в нейтральной атмосфере ток $\mathbf{j} = 0$). Введем декартовую систему координат, в которой ось x направлена на север по географическому меридиану, ось y — на восток, а z — вертикально вниз. Начало

отсчета по z соответствует сечению магнитосфера экваториальной плоскостью, так что на поверхности Земли $z = \pm l/2$ в южном и северном полушариях (l — длина силовой линии геомагнитного поля на широте наблюдателя; линия предполагается выпрямленной и также направленной по вертикали). Векторы поля выразим через потенциалы уиттекеровского типа [7, 13], которые связаны с обычными скалярным и векторным потенциалами как

$$\begin{aligned}\Phi &= i \frac{\omega}{c} \Psi, \\ \mathbf{A} &= i \frac{\omega}{c} \mathbf{e}_z U + \text{rot}(\mathbf{e}_z V).\end{aligned}\quad (2)$$

Здесь \mathbf{e}_z — единичный вектор вдоль оси z . Удобство использования этих потенциалов состоит в том, что коэффициенты уравнений для Ψ , U и V обычно не содержат производных от параметров среды (проводимостей σ), что позволяет аппроксимировать профили σ кусочно-непрерывными функциями. В низкочастотном приближении ($\omega \ll \Omega_H$, где Ω_H — гирочастота ионов) получим систему уравнений для полевых потенциалов Ψ , U и V . Предполагая свойства среды не зависящими от координат x и y , перейдем к фурье-представлению по этим координатам, тогда

$$\frac{\partial}{\partial x, \partial y} = ik_{x,y},$$

и потенциал U выражается через $\frac{\partial \Psi}{\partial z}$. С учетом неравенства $|\sigma_0(\mathbf{r}, \omega)| \gg |\sigma_{\perp H}(\mathbf{r}, \omega)|$ (МГД-приближение) связанные уравнения для Ψ и V принимают вид

$$\frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} + \left(1 + \frac{4\pi i \sigma_{\perp}}{\omega}\right) \Psi - i \frac{4\pi \omega \sigma_H}{c^2} V = 0, \quad (3)$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial^2 V}{\partial z^2} + \frac{\omega^2}{c^2} \left(1 + i \frac{4\pi \sigma_{\perp}}{\omega} - \frac{k_x^2 + k_y^2}{k_0^2}\right) V + \\ + i \frac{4\pi \omega \sigma_H}{c^2} \Psi = 0.\end{aligned}\quad (4)$$

Фурье-компоненты проводимостей σ в общем случае комплексны, их реальные части определяются частотами соударений электронов и ионов в плазме, а соотношение абсолютных величин σ_{\perp} и σ_H изменяется с высотой. Выше

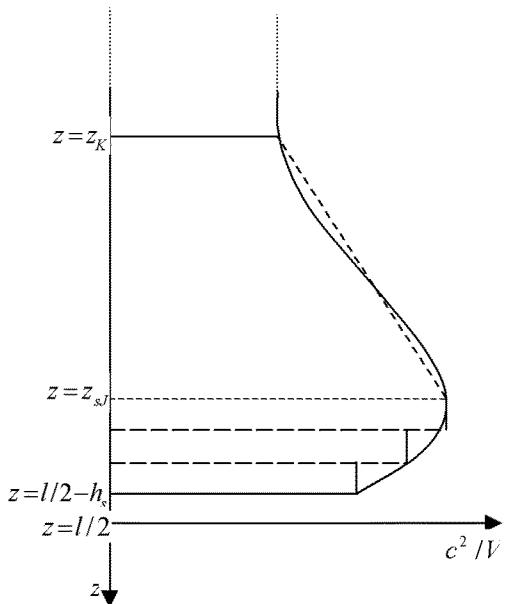


Рис. 13. Модель распределения альвеновского коэффициента преломления по высоте (штриховыми линиями показана линейно-ломаная аппроксимация в области ИАР и «холловском слое» в нижней ионосфере)

F -области в ионосфере обычно $|\sigma_H(\mathbf{r}, \omega)| \ll |\sigma_{\perp}(\mathbf{r}, \omega)|$, при этом $\frac{4\pi i \sigma_{\perp}}{\omega} \rightarrow \frac{c^2}{V_A^2}$, где $V_A = \frac{B_0}{(4\pi N_e m_i)^{1/2}}$ — альвеновская скорость (m_i — эффективная ионная масса, N_e — концентрация заряженных частиц). Принятая в работе модель высотного распределения коэффициента преломления альвеновских волн c/V_A для одного полушария показана сплошными линиями на рис. 13. Штриховыми линиями представлены аппроксимации профиля c/V_A , используемые для численных расчетов. (Точнее говоря, на рисунке указаны границы областей, в пределах которых моделируются комплексные проводимости σ). Здесь h_s — толщина нейтральной атмосферы от поверхности Земли до начала ионосфера. Выше уровня $z = z_s$ можно считать выполненным условие

$$|\sigma_H(\mathbf{r}, \omega)| \ll |\sigma_{\perp}(\mathbf{r}, \omega)|. \quad (5)$$

Наконец, $z = z_K$ — условная граница между

верхней ионосферой и магнитосферой, выше которой альвеновская скорость считается постоянной. Численные значения параметров l , h_s , z_{sJ} , z_K и V_A ($z = z_K$) определяются конкретным выбором широты точки наблюдения и видом высотных профилей электронной концентрации и частот соударений частиц для дневной или ночной ионосферы. Подстрочный индекс s указывает, к какой из магнитосопряженных областей ионосферы относятся модельные параметры и решения уравнений (s — «южное полушарие»). Аналогичная структура в противоположном полушарии ($z < 0$, индекс N) в общем случае несимметрична. Систему (3)–(4) можно непосредственно интегрировать численными методами, либо исследовать аналитически для специальных видов зависимостей $\sigma_\perp(z)$ и $\sigma_H(z)$. При $z < z_{sJ}$ она распадается, вследствие (5), на два независимых уравнения, одно из которых описывает распространение альвеновской волны, а второе — быстрой магнитозвуковой. Если принять для координатной зависимости коэффициента $(4\pi i \sigma_\perp)/\omega$ аппроксимацию в виде параболической или линейно-ломаной функции, решения (3)–(4) запишутся в терминах функций Вебера или Эйри. Выбрав в области $z_K < z < z_J$ линейную аппроксимацию (наклонная штриховая на рис. 13), имеем

$$\frac{V_{AJ}^2}{c^2} \left(i \cdot \frac{4\pi \sigma_\perp(\omega, z)}{\omega} \right) = \gamma(y_J - y) + \delta, \quad (6)$$

$$y = \frac{\omega}{V_{AJ}} z, \quad V_{AJ} = V_A(z_{sJ}).$$

Коэффициенты γ и δ комплексны, но с уменьшением частоты соударений δ стремится к предельному значению $\delta \approx 1$. Решения уравнений (3)–(4) в промежутке $z_K < z < z_J$ имеют вид

$$\begin{aligned} \Psi_s &= M \cdot Ai \left(\frac{\gamma(y - y_J) - \delta}{\gamma^{2/3}} \right) + \\ &+ N \cdot Bi \left(\frac{\gamma(y - y_J) - \delta}{\gamma^{2/3}} \right), \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} V_s &= X \cdot Ai \left(\frac{\gamma(y - y_J) - \delta}{\gamma^{2/3}} + \frac{k_\perp^2 V_{AJ}^2}{\omega^2 \gamma^{2/3}} \right) + \\ &+ Y \cdot Bi \left(\frac{\gamma(y - y_J) - \delta}{\gamma^{2/3}} + \frac{k_\perp^2 V_{AJ}^2}{\omega^2 \gamma^{2/3}} \right). \end{aligned} \quad (8)$$

В холловском слое $z = z_{sJ} < z < z = l/2 - h_s$ волновые функции обеих МГД-мод остаются связанными. Их можно выписать в явном виде, если коэффициенты (3), (4) постоянны. Разбив эту область на несколько слоев, толщина которых мала по сравнению с предполагаемой длиной МГД-волны в z -направлении, будем считать среду внутри слоя однородной, тогда решения в каждом из них записываются в виде

$$\begin{aligned} \Psi_s^{(n)}(z) &= P_s^{(n)} e^{ik_0 \Gamma_{as}^{(n)}(z - z_{sn})} + Q_s^{(n)} e^{-ik_0 \Gamma_{as}^{(n)}(z - z_{sn})} + \\ &+ i\xi_s^{(n)} \left\{ F_s^{(n)} e^{ik_0 \Gamma_{Ms}^{(n)}(z - z_{sn})} + G_s^{(n)} e^{-ik_0 \Gamma_{Ms}^{(n)}(z - z_{sn})} \right\}, \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} V_s^{(n)}(z) &= F_s^{(n)} e^{ik_0 \Gamma_{Ms}^{(n)}(z - z_{sn})} + G_s^{(n)} e^{-ik_0 \Gamma_{Ms}^{(n)}(z - z_{sn})} - \\ &- i\eta_s^{(n)} \left\{ P_s^{(n)} e^{ik_0 \Gamma_{as}^{(n)}(z - z_{sn})} + Q_s^{(n)} e^{-ik_0 \Gamma_{as}^{(n)}(z - z_{sn})} \right\}, \end{aligned} \quad (10)$$

где n — номер слоя, $k_0 = \omega/c$,

$$\begin{aligned} \Gamma_{as}^2 &= \left(1 + i \frac{4\pi}{\omega} \sigma_\perp^{(n)} \right) - \frac{(k_x^2 + k_y^2)}{2k_0^2} + \\ &+ \sqrt{\frac{(k_x^2 + k_y^2)^2}{4k_0^4} + \left(\frac{4\pi}{\omega} \sigma_H^{(n)} \right)^2}. \end{aligned} \quad (11)$$

$$\begin{aligned} \Gamma_{Ms}^2 &= \left(1 + i \frac{4\pi}{\omega} \sigma_\perp^{(n)} \right) - \frac{(k_x^2 + k_y^2)}{2k_0^2} - \\ &- \sqrt{\frac{(k_x^2 + k_y^2)^2}{4k_0^4} + \left(\frac{4\pi}{\omega} \sigma_H^{(n)} \right)^2}. \end{aligned} \quad (12)$$

Коэффициенты $\xi_s^{(n)}$ и $\eta_s^{(n)}$ выражаются через проводимость Холла и учитывают связь магнитозвуковой M и альвеновской a мод. Аналогичные выражения можно записать вблизи другого («северного») конца силовой трубы. В нейтральной атмосфере каждого из полушарий функции $\Psi_{s,N}$ и $V_{s,N}$, удовлетворяющие импедансным условиям на поверхности Земли, имеют вид

$$\begin{aligned} \Psi_{s,N} &= \mp i \frac{ck}{\omega} L_{s,N} \left\{ \sin \left(\kappa \left(\frac{l}{2} \mp z \right) \right) - \right. \\ &\left. - i \frac{\omega}{ck} Z_T^{s,N} \cos \left(\kappa \left(\frac{l}{2} \mp z \right) \right) \right\}, \end{aligned} \quad (13)$$

$$\kappa = \sqrt{\frac{\omega^2}{c^2} - k_x^2 - k_y^2},$$

$$V_{S,N} = A_{S,N} \left\{ \cos \left(\kappa \left(\frac{l}{2} \mp z \right) \right) + i \frac{\omega}{c \kappa Z_T^{S,N}} \sin \left(\kappa \left(\frac{l}{2} \mp z \right) \right) \right\}, \quad (14)$$

где $L_{S,N}$ и $A_{S,N}$ — нормировочные константы, Z_T — поверхностный импеданс грунта.

Собственные частоты FLR и ИАР. Спектр собственных МГД-колебаний в системе FLR + ИАР получим, подчинив решения (7)–(10) граничным условиям. Приравнивая значения функций $\Psi_{S,N}$, $V_{S,N}$ и их производных при $z = \pm(l/2 - h_{S,N})$ и далее на границах всех модельных слоев, выразим коэффициенты P , Q , F , G и т. д. через четыре нормировочные константы L_S , L_N , A_S , A_N . Детерминант системы линейных уравнений относительно этих констант как неизвестных позволяет записать в явном виде дисперсионное уравнение для собственных частот «общего» резонатора. С другой стороны, «квантованные» состояния МГД- поля в уединенном ИАР (без учета его связи с магнитосферным резонатором) можно рассчитать из упрощенного дисперсионного уравнения. Оно следует из условия, что на «верхней стенке» $z = z_K$ отсутствуют волны, приходящие из магнитосферы:

$$Bi'(-\gamma^{-2/3}) + i \frac{V_{AI}}{c} \gamma^{-1/3} Z_{eff} Bi(-\gamma^{-2/3}) = 0. \quad (15)$$

Здесь Z_{eff} — эффективный импеданс при $z = z_{sJ}$, определяемый соотношением

$$\frac{\partial \psi}{\partial z}(z = z_{sJ}) + i \frac{\omega}{c} Z_{eff} \psi(z = z_{sJ}) = 0. \quad (16)$$

Расчет этой величины при различных параметрах плазмы в холловском слое дает значения порядка $|10^2|$, и вследствие малости $V_{AI}/c \ll 1$ корни уравнения (15) должны быть близки к решениям $Bi'(-\gamma^{-2/3}) = 0$. Из этих уравнений следует неэквидистантность спектра волн в ИАР и конечное число дискретных решений. В (15) правильно отражается влияние импеданса нижней стенки резонатора, однако всех зависимостей характеристик ИАР от ионосферных параметров, отмеченных в эксперименте, простая модель не объясняет.

Численные результаты. Полное дисперсионное уравнение FLR + ИАР исследовано численно для нескольких наборов значений основных па-

раметров, отвечающих различным физическим условиям в ионосфере и магнитосфере. Все расчеты проведены для параметра Мак-Ильвейна $L = 2.4$, соответственно длина силовой линии l между магнитосопряженными точками составляет 29000 км (для дипольной модели МПЗ). Значения комплексных проводимостей $\sigma_{\perp}(z)$, $\sigma_H(z)$ рассчитывались по стандартным формулам [10], исходя из двух «базовых» (дневной и ночной) моделей ионосферы, в которых по литературным данным табулированы профили электронной концентрации, эффективной массы ионов и частот соударений [3]. Параметры «базовых» моделей для расчетов могли варьироваться с учетом реальных данных вертикального зондирования в отдельные дни наблюдений: суточного хода критических частот и действующих высот для слоев F и E .

Ниже приведены вычисленные значения первых 22 собственных частот системы FLR + ИАР для «базовой» ночной ионосферы: электронная концентрация на уровне $h(z_{sJ}) = 350$ км в южном полушарии принята равной $2 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$; холловский слой в нижней части ионосферы моделирован тремя однородными участками на юге и двумя на севере; нейтральная атмосфера имеет толщины $h_s = h_N = 100$ км. Уровню $z = z_K$ соответствует величина $H_K = l/2 - z_K = 900$ км, при этом $N_e(z_K) = 10^4 \text{ см}^{-3}$. Дискретные значения комплексных частот ω_n определяются квантованными значениями γ , которые следуют из дисперсионного уравнения.

$$\begin{aligned} \omega_1 &= 0.390887 - i0.0236814 \\ \omega_2 &= 0.779721 - i0.020862 \\ \omega_3 &= 1.16207 - i0.0157328 \\ \omega_4 &= 1.52897 - i0.0019362 \\ \omega_5 &= 2.09729 - i0.0255453 \\ \omega_6 &= 2.42974 - i0.0116326 \\ \omega_7 &= 2.78468 - i0.0265123 \\ \omega_8 &= 3.13503 - i0.0380227 \\ \omega_9 &= 3.46819 - i0.0490903 \\ \omega_{10} &= 4.13397 - i0.0438794 \\ \omega_{11} &= 4.49192 - i0.0385936 \\ \omega_{12} &= 4.85488 - i0.0376818 \\ \omega_{13} &= 5.20913 - i0.0430088 \\ \omega_{14} &= 5.53895 - i0.0552568 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \omega_{15} &= 5.53895 - i0.0552568 \\
 \omega_{16} &= 6.55084 - i0.0411979 \\
 \omega_{17} &= 6.92917 - i0.036715 \\
 \omega_{18} &= 7.31353 - i0.0342829 \\
 \omega_{19} &= 7.69995 - i0.0329716 \\
 \omega_{20} &= 8.08576 - i0.032397 \\
 \omega_{21} &= 8.4681 - i0.0324725 \\
 \omega_{22} &= 8.84254 - i0.0332987
 \end{aligned}$$

Большинство этих значений относятся к FLR и приближенно соответствуют последовательности $\text{Re}\omega_n = n \frac{\pi V_A}{l}$, которая давала бы собственные частоты FLR при однородном распределении альвеновской скорости в резонаторе и идеальных условиях на его границах. Выделенные шрифтом величины отвечают первым трем модам ионосферного альвеновского резонатора (полное число таких корней дисперсионного уравнения при заданных параметрах модели равно 8). Они не укладываются в номенклатуру частот FLR и должны были бы нумероваться как $\omega_1, \omega_2, \omega_3$ по числу вариаций соответствующей собственной функции на размере ИАР. Расположение корней дисперсионного уравнения на комплексной плоскости для этого набора модельных параметров показано на рис. 14.

При отсутствии связи между резонаторами на плоскости ω находились бы две отдельные последовательности комплексных частот, FLR и ИАР, каждая с монотонно изменяющейся мнимой частью. Общая последовательность корней для взаимосвязанных резонаторов на графике

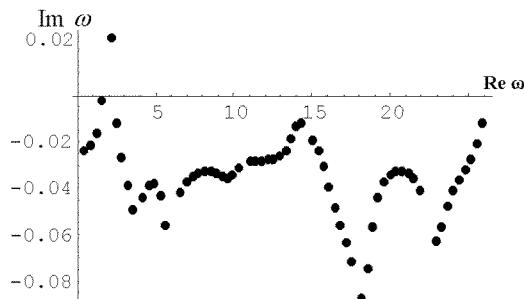


Рис. 14. Корни дисперсионного уравнения системы FLR + ИАР для ночной модельной ионосферы: $h(z_{sJ}) = 350$ км; $N_e(z_{sJ}) = 2 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$; $h_s = 100$ км; $l/2 - z_K = 900$ км, $N_e(z_K) = 10^4 \text{ см}^{-3}$

начинается в области малых $\text{Re}\omega$ собственными частотами низших мод FLR, и по мере приближения к частотам «захваченных» мод ИАР у ω резко изменяется величина мнимой части.

Собственные частоты системы были рассчитаны для ряда наборов ионосферных параметров, соответствующих ночных и дневным условиям, что дало возможность моделировать суточные вариации частотного спектра. По сравнению с первым расчетным вариантом увеличение высоты $H_K = l/2 - z_K$ при сохранении всех других параметров эквивалентно уменьшению градиента альвеновской скорости в верхней части профиля. Это приводит к уменьшению числа захваченных в ИАР мод (шесть при $H_K = 1100$ км и четыре при $H_K = 1300$ км) и некоторому понижению каждой из частот ИАР. Одновременно увеличиваются частоты магнитосферного резонатора FLR.

Расчет для ночной ионосферы с уменьшенными значениями электронной плотности ($N_e(z_{sJ}) = 1.5 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$; $h(z_{sJ})$, $h_s = h_N$ и H_K , как в первом варианте) дал меньшее число резонансных линий в ИАР (четыре), которые сдвинуты в сторону больших $\text{Re}\omega$ и дальше отстоят друг от друга.

При переходе к дневным условиям понижение высоты максимума F -слоя (уровня $h(z_{sJ})$) до 250 км приводит к немонотонной зависимости условий «захвата» волн в ИАР от электронной плотности вблизи максимума. В «базовой» дневной ионосфере с параметрами $N_e(z_{sJ}) = 8 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$; $h(z_{sJ}) = 250$ км, $h_s = 100$ км; $H_K = 900$ км захват МГД-волн в ионосферный резонатор не происходит. При увеличении $N_e(z_{sJ})$ до $1.2 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$ у дисперсионного уравнения появляется один корень, соответствующий моде ИАР, который исчезает, если концентрация возрастет еще на порядок величины.

Сравнение модельных расчетов с экспериментом. Наличие значений собственных частот ИАР, рассчитанных по данным ионосферного зондирования, позволяет интерпретировать изменение спектра ИАР в течение суток. Для сравнения расчета с экспериментом удобно использовать представление интенсивности сигнала в координатах частота — время, т. е. в форме динамического спектра. На рис. 15 можно проследить временную эволюцию спектра ИАР, измеренного 9 сентября 2005 г. При переходе от

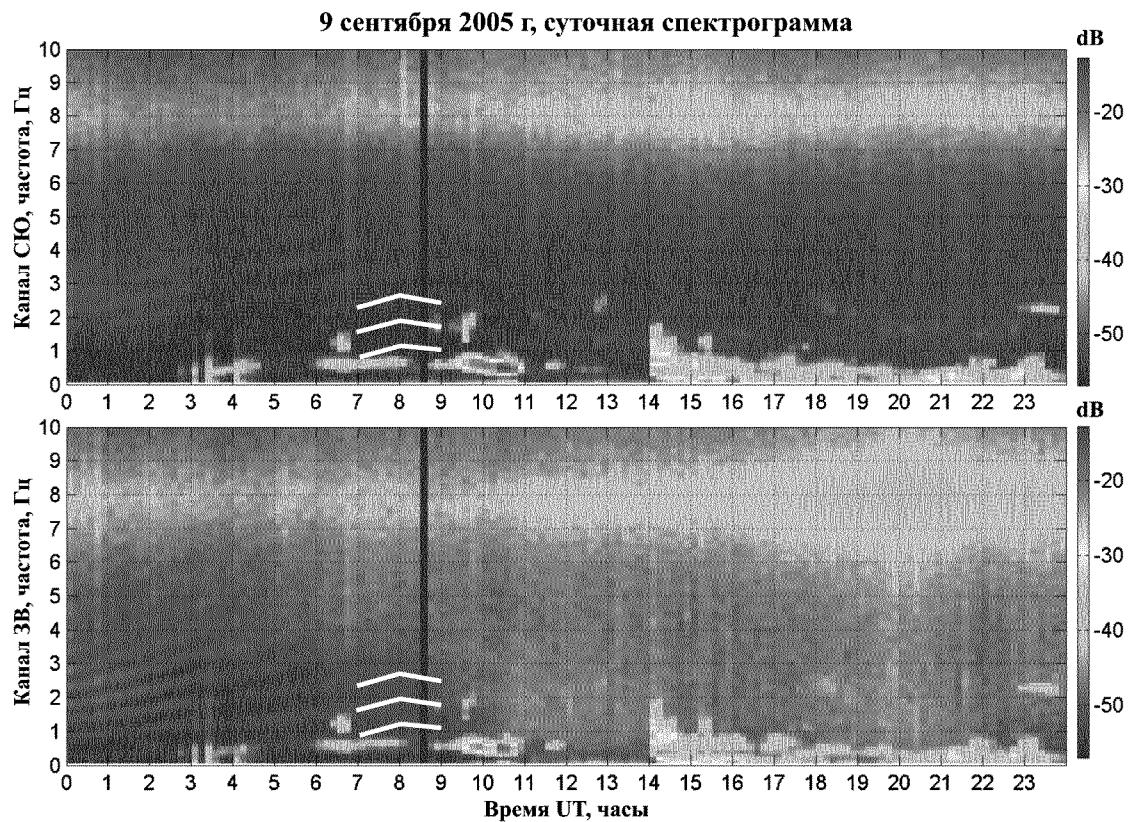


Рис. 15. Динамические спектры наземного магнитного отклика на МГД-поле в ионосферном альвеновском резонаторе и линия первой моды шумановского резонанса (приемные каналы NS и EW). Запись в начальной фазе солнечного протонного события. В интервале 07—09 UT показан расчетный ход резонансных частот ИАР (белые линии) для параметров модели, соответствующих измерениям 09.09.2005

ночи к утру в обоих приемных каналах магнитометра присутствует до шести дискретных резонансных линий, которые медленно дрейфуют в сторону более высоких частот. Около 8 ч всемирного времени частотный дрейф изменяет направление, число наблюдаемых линий уменьшается, и примерно с 12 ч резонансные треки вообще пропадают.

Восстановления эффекта в вечерние часы не происходит, так как к этому времени на регулярные изменения ионосферных параметров накладывается влияние протонной вспышки. Вариации критических частот и эффективных высот E - и F -слоев ионосферы, измеренные в этот же день станцией вертикального зондирования, показаны на рис. 16. Используя значения $h(z_{sj})$ и $N_e(z_{sj})$, соответствующие параметрам для 7, 8 и

9 ч из данных этих графиков, был построен расчетный временной ход (при $h_s = 100$ км; $H_K = 900$ км) частот ИАР, нанесенный белыми линиями на треки рис. 15. Качественное согласие с измеренным спектром очевидно. Мгновенные частоты резонансов в момент смены направления дрейфа (около 08 UT) практически совпадают. Величины частотного разноса между линиями и их число после этого момента соответствуют наблюдениям. Отсутствие дискретных треков на экспериментальном графике после 13 UT также согласуется с расчетом, описанным выше для дневных условий. Вследствие прихода в ионосферу протонного потока в слое F создалась дополнительная ионизация, и «дневные» условия продолжали существовать с 18 до 22 UT и дольше.

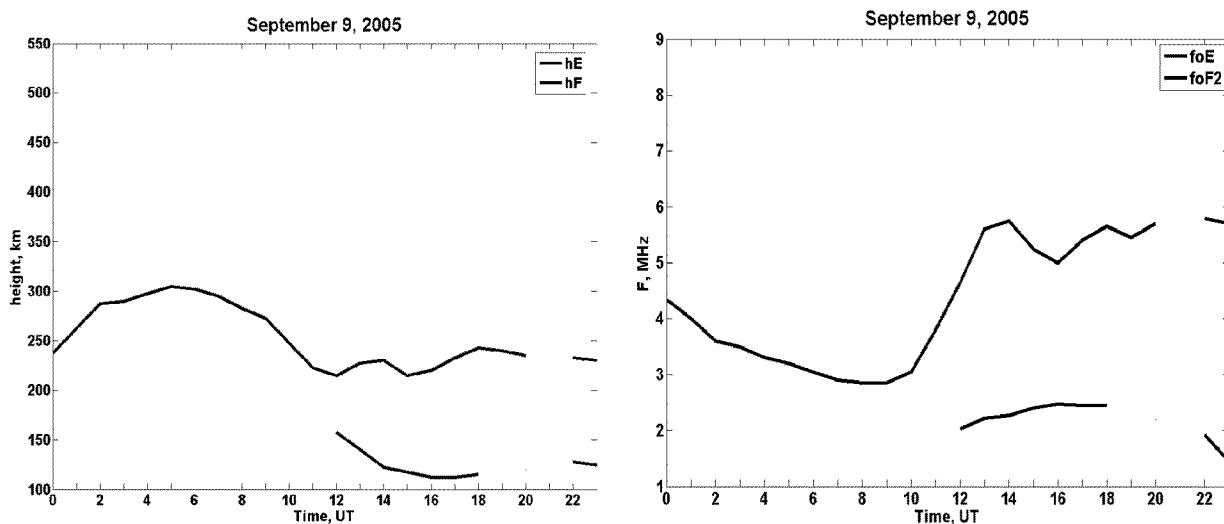


Рис. 16. Суточные вариации эффективных высот (а) и критических частот (б) F - и E -слоев ионосферы 9 сентября 2005 г. (данные ионозонда на УАС)

ВЫВОДЫ

В работе исследована реакция резонаторных образований, существующих в околосземной плазме, на регулярные и спорадические изменения физических условий в ионосфере и магнитосфере. В результате длительного мониторинга геомагнитных пульсаций, вариаций электромагнитного поля в полости Земля — ионосфера и резонансных альвеновских структур определен круг геофизических возмущений, по отношению к которым естественные сверхнизкочастотные резонаторы могут рассматриваться как индикаторы:

а) глобальный «шумановский» резонатор (ШР) реагирует увеличением интенсивности поляризованного компонента резонансного поля и уменьшением коэффициента эллиптичности на появление дополнительной ионизации в ионосфере (при прохождении интенсивных корпускулярных потоков — например энергичных протонов в ходе вспышки на Солнце);

б) значения частот максимального отклика ШР на возбуждение внешним источником различны для ортогональных магнитных компонентов поля в каждой резонансной моде, причем различие увеличивается во время геофизических возмущений;

в) в ионосферном альвеновском резонаторе внешние возмущения типа протонной вспышки разрушают стоячую структуру волнового поля. Влияние дополнительной спорадической ионизации в слое F на пространственное распределение поля аналогично действию регулярных факторов — суточных вариаций электронной концентрации и высоты максимума слоя;

г) в диапазонах пульсаций Рс3, Рс4 магнитосферный МГД-резонатор в большей мере откликается на возмущения геомагнитного поля, чем на приход в ионосферу корпускулярной составляющей солнечной вспышки.

Предложена теоретическая модель магнитогидродинамических волн в структурно связанной системе двух резонаторных образований, свойства которых определяются направляющим действием геомагнитного поля — ионосферного альвеновского и магнитосферного FLR-резонаторов.

1. Беляев П. П., Поляков С. В., Рапопорт В. О., Трахтенберг В. Ю. Экспериментальные исследования резонансной структуры спектра атмосферного электромагнитного шумового фона в диапазоне короткопериодных геомагнитных пульсаций. — Горький, 1987.—(Препринт / НИРФИ, № 230).
2. Зализовский А. В., Ямпольский Ю. М., Корепанов В. Е., Доценко И. Ф. Поляризационные исследова-

- ния пульсаций Pc3/Pc4 на антарктической станции «Академик Вернадский» // Радиофизика и радиоастрономия.—2000.—5, № 2.—С. 118—124.
3. Звіт про НДР «Дослідження глобальних резонаторів як індикаторів стану космічної погоди» / Радіоастрономічний ін-т НАН України. — № Держреєстрації 0105U007345. — Харків, 2006.
 4. Леонович А. С., Мазур В. А. Динамика мелкомасштабных альвеновских волн в магнитосферном резонаторе // Физика плазмы.—1987.—13, вып. 7.—С. 800—810.
 5. Ляцкий В. Б., Мальцев Ю. П. Магнитосферно-ионосферное взаимодействие. — М: Наука, 1983.—192 с.
 6. Руденко Г. В. Численное исследование альвеновского резонатора в ионосфере // Изв. ВУЗ. Радиофизика.—1990.—33, № 2.—С. 155—163.
 7. Синицын В. Г. Потенциалы Герца для неоднородной среды // Радиотехника и электроника.—1992.—37, вып. 9.—С. 1537—1543.
 8. Belyaev P. P., Bosingher T., Isaev S. V., Kangas J. First evidence at high latitude for the ionospheric Alfvén resonator // J. Geophys. Res.—1999.—104.—P. 4305.
 9. Berkman R., Korepanov V., Bondaruk B. // Proceedings of XIV IMEKO World Congress. — Tampere, Finland, 1997.—Vol. IVA.—P. 121—126.
 10. Hanson W. B. Structure of the ionosphere // Satellite Environment Handbook / Ed. by F. S. Johnson. — Calif., Stanford Univ. Press, 1965.—192 p.
 11. Kivelson M. G., Southwood D. J. Coupling of global magnetospheric MHD eigenmodes to field line resonances // J. Geophys. Res.—1986.—91.—P. 4345.
 12. Lysak R. L. Feedback instability of the ionospheric resonant cavity // J. Geophys. Res.—1991.—96, N A2.—P. 1553—1568.
 13. Nisbet A. // Proceedings of the Royal Society of London.—1957.—A240, N 1222.—P. 375.
 14. Sinitzin V. G., Yampolski Yu. M., Zalizovski A. V., et al. Spatial field structure and polarization of geomagnetic pulsations in conjugate areas // J. Atmos. Solar-Terr. Phys.—2003.—65.—P. 1161—1167.
-

ELF RESONANT CAVITIES IN THE GEOSPACE AS SPACE WEATHER INDICATORS

*A. V. Koloskov, V. G. Sinitsyn, N. N. Gerasimova,
Yu. M. Yampolskii*

Ground-based techniques for space weather monitoring rely on measurements of electric and/or magnetic field components in the ground signatures of wave processes in the geospace. The structural formations which can respond to variations of physical conditions in the magnetosphere (and thus become space weather indicators) are the resonant cavities for electromagnetic and MHD waves which exist owing to the non-uniform spatial distribution of the terrestrial plasma. The characteristic time periods shown by wave processes in these cavities fall into the range of ULF and ELF waves. We consider the frequency, amplitude and polarization parameters of the wave fields in the magnetospheric resonator, the ionospheric Alfvén resonator and the cavity between the Earth and the ionosphere, varying under the impact of geomagnetic field disturbances and solar proton events. A theoretical model is developed for the coupling of Alfvén wave resonators in the ionosphere and magnetosphere.

УДК 550.388, 551.520.32

А. К. Федоренко

Інститут космічних досліджень НАНУ та НКАУ, Київ

Спутниковые наблюдения среднемасштабных акустико-гравитационных волн над полярными шапками

Надійшла до редакції 20.12.07

Досліджено властивості хвильових збурень над полярними шапками за даними вимірювань на супутнику «Dynamics Explorer 2». При перетині полярних шапок на висотах 250—450 км систематично реєструвалися періодичні варіації нейтральних параметрів атмосфери з горизонтальними масштабами в кілька сотень кілометрів. На основі аналізу амплітудних і фазових співвідношень коливань концентрацій різних атмосферних газів показано, що ці варіації викликані поширенням акустико-гравітаційних хвиль (АГХ). Запропоновано методику виділення варіацій АГХ на фоні трендів на основі кроскореляційного аналізу синхронних рядів вимірювань концентрацій O і N₂. Відносні амплітуди АГХ над полярними шапками складають 3—10 %; переважні горизонтальні довжини хвиль 500—600 км; періоди — десятки хвилин. В денному секторі область підвищеної хвильової активності в основному обмежується високими широтами, а в нічному, як правило, простягається від полярних областей аж до середніх і низьких широт.

ВВЕДЕНИЕ

Акустико-гравитационные волны (АГВ) играют важную роль в энергетике верхней атмосферы и перераспределении энергии атмосферных возмущений в планетарном масштабе. С поверхности Земли АГВ уже около 60 лет наблюдаются в виде перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ). Основная экспериментальная информация о волновых процессах в нейтральной атмосфере была получена именно в наземных наблюдениях их ионосферного отклика, в то время как прямые спутниковые измерения параметров этих волн в вариациях нейтральной температуры и плотности значительно более редки. По данным наземных наблюдений было установлено, что в ионосфере практически всегда существует некоторый «фоновый» уровень волновой активности, который, вероятно, представляет собой интегральный эффект от суперпозиции волн от разных источников сравнитель-

но небольшой мощности [1, 4]. На этом фоне иногда возникают ограниченной протяженности всплески волновой активности с амплитудой в несколько раз, или даже на порядок большей. Эти события могут быть вызваны отдельными сравнительно мощными источниками природного или техногенного характера: высыпаниями частиц, авроральными электроструями, солнечным терминатором, землетрясениями, ураганами, циклонами, ядерными взрывами, стартами ракет и др. Из-за ограниченного количества экспериментальных данных планетарное распределение АГВ в вариациях параметров нейтральной атмосферы остается малоизученным.

Целью работы является изучение АГВ над полярными шапками по данным измерений нейтральных параметров атмосферы на спутнике «Dynamics Explorer 2» (DE2). Интерес к области высоких широт связан с тем, что вблизи полярных шапок и авроральных овалов сосредоточены наиболее мощные источники возмущений верх-

ней атмосферы и, как следствие, наблюдаются наиболее интенсивные АГВ [5, 6].

Спутник DE2 летал в начале 1980-х годов, и с тех пор не было запущено ни одного низкоорбитального аппарата с подходящим комплексом научной аппаратуры для прямых измерений параметров АГВ. Поэтому базы данных старых проектов, таких как «Dynamics Explorer», «Atmosphere Explorer» с прямыми измерениями атмосферных и ионосферных параметров на высотах 250–500 км являются уникальными для изучения АГВ, и к ним целесообразно обращаться для решения вновь возникающих научных задач.

Высота орбиты DE2 составляла примерно 250–1010 км, наклонение 89.9° , период обращения около 98 мин. Благодаря такой конфигурации спутник на каждом витке пролетал вблизи географических полюсов и пересекал полярные шапки. В данной работе АГВ исследовались по измерениям концентраций атомарного кислорода О, молекулярного азота N_2 , аргона Ar и гелия He. Данные взяты из базы ftp://nssdcftp.gsfc.nasa.gov/spacecraft_data, где усредненные за 1 с результаты измерений представлены за период с 15 августа 1981 по 16 февраля 1983 года.

ОБРАБОТКА ДАННЫХ

Концентрации нейтральных компонентов измерялись с помощью бортового масс-спектрометра на низких участках витков (примерно ниже 500 км). Частота волны, измеряемая со спутника $\omega' = \omega - k_x V_s$, где ω — частота в неподвижной системе отсчета, k_x — составная волнового вектора вдоль траектории, V_s — скорость спутника. Фазовая горизонтальная скорость АГВ составляет сотни метров в секунду, что мало по сравнению со скоростью движения спутника (около 8 км/с), поэтому $\omega' \approx -k_x V_s$ и фактически на спутнике измеряется спектр волновых чисел.

Обнаружение АГВ в концентрациях нейтральных частиц затруднено из-за наличия значительных перепадов плотности атмосферы вдоль орбиты спутника (например, тренды температуры и вертикальной скорости газа не столь значительны). Поэтому важным элементом обработки данных являлось отделение вариаций концентраций, вызванных АГВ от крупномасштаб-

ных изменений, связанных с суточным и географическим ходом параметров, изменением высоты орбиты. Для этого производилось сглаживание исходного ряда данных x_i по методу скользящего среднего:

$$\bar{x}_i = \frac{1}{N} \sum_{j=-n}^n x_{i+j},$$

где $N = 2n + 1$ — количество точек усреднения. Затем из исходных данных вычитался сглаженный ряд, и анализировалась разность $\delta x_i = x_i - \bar{x}_i$. Если увеличивать N , в ряде δx_i появляются составляющие все более крупных масштабов. Для отделения вариаций АГВ от низкочастотных трендов, N надо выбирать таким, чтобы ряд разностей δx_i вместе с высокочастотной составляющей содержал и вариации с масштабами АГВ. Для извлечения этих волновых вариаций исследовались одновременно два ряда синхронных измерений концентраций преобладающих газов О и N_2 . Крупномасштабные тренды концентраций всех атмосферных газов, хоть и связаны между собой (например, уменьшаются с высотой и возрастают в дневных условиях), но в целом коррелируют слабо, в то время как вариации АГВ должны показывать высокую корреляцию в разных сортах атмосферных газов, так как отражают одну и ту же волну. Вычислялась кросс-корреляция между рядами разностей $\delta x_i(N_2)$ и $\delta x_i(O)$ при разных значениях N , и определялось значение, соответствующее максимальной корреляции. Зависимость коэффициента корреляции $\delta x_i(N_2)$ и $\delta x_i(O)$ от N на участке витка 8296 показана на рис. 1 (1). В этом примере максимальная корреляция достигается при $N = 67$ точек (рис. 1 (2)), что соответствует преобладающему горизонтальному масштабу колебаний $\lambda_x \approx 67 \cdot 1 \text{ с} \cdot 8 \text{ км/с} \approx 540 \text{ км}$. Исходные ряды концентраций О и N_2 , а также соответствующие сглаженные по 67 точкам данные показаны на рис. 1 (3, 4), относительные вариации концентраций представлены на рис. 1 (5). Затем из относительных вариаций исключалась высокочастотная составляющая, включающая шумы и предположительно не связанная с АГВ. Для данного ряда это производилось сглаживанием по $N = 18$ точкам из условия, что коэффициент корреляции $\delta x_i(N_2)$ и $\delta x_i(O)$ не превышает 0.4 (нижний уровень корреляции крупномасштабных трендов) (рис. 1 (1)). Отфильтрован-

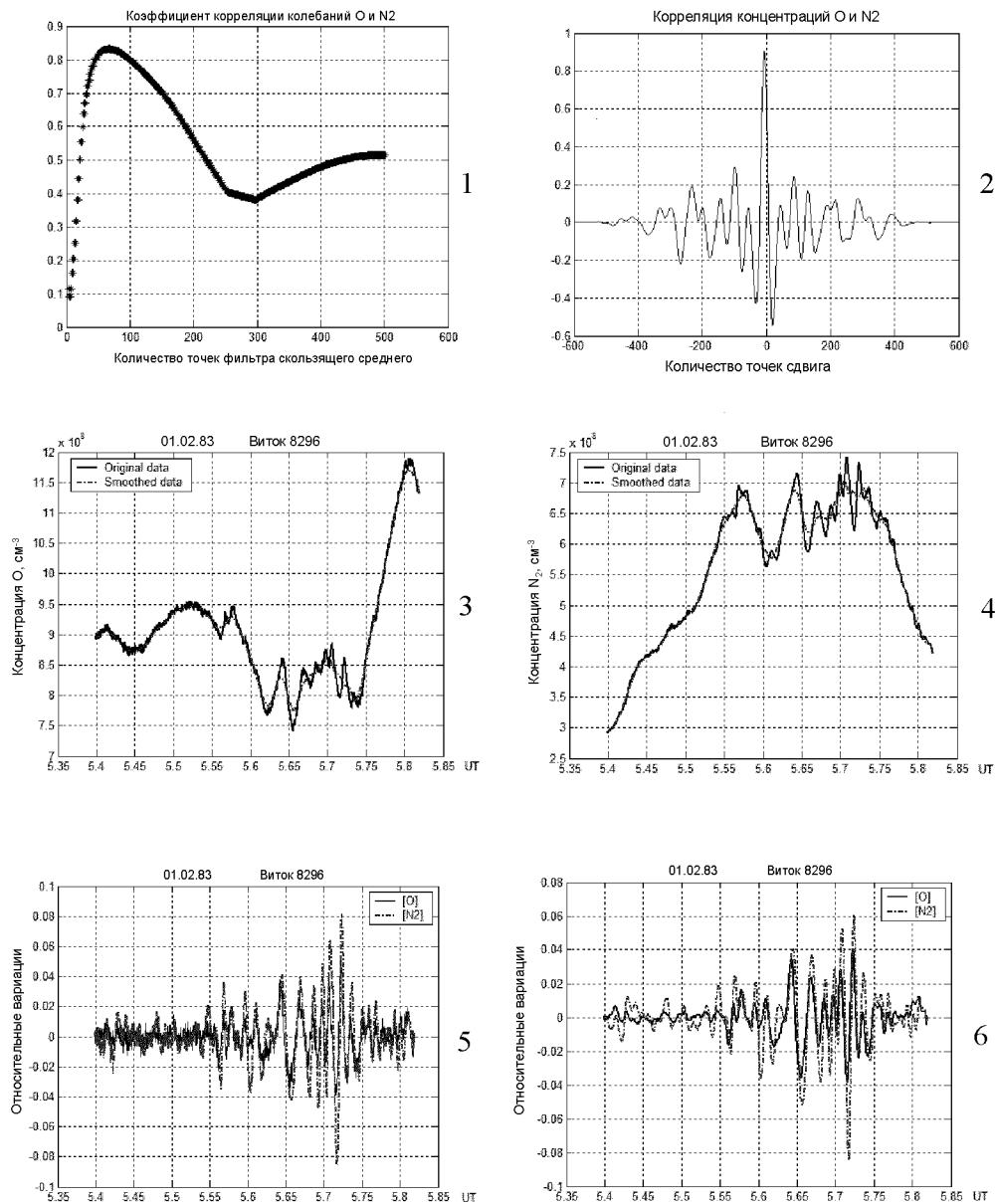


Рис. 1. Регистрация АГВ в спутниковых измерениях нейтральных концентраций: 1 — определение оптимального количества точек сглаживания; 2 — кросс-корреляция между колебаниями концентраций О и N₂ при оптимальном N ; 3, 4 — исходные и сглаженные ряды концентраций N₂, O; 5, 6 — относительные вариации АГВ в концентрациях O и N₂ до и после исключения высокочастотной составляющей

ные таким образом вариации АГВ показаны на рис. 1 (6).

Подобный анализ проводился для всех анализируемых рядов данных. В каждом случае из условия максимальной корреляции $\delta x_i(N_2)$ и

$\delta x_i(O)$ выбиралось оптимальное значение N для сглаживания. В целом для разных рядов величина N изменялась примерно в интервале 51—81 в зависимости от масштаба АГВ. В каждом конкретном случае корректность снятия низкочас-

тотного тренда должна подтверждаться согласованным характером колебаний отдельных компонентов.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Были проанализированы вариации концентраций разных сортов атмосферных газов над полярными шапками для 45 витков. Данные наблюдений обобщены в таблице. В колонках таблицы показаны: 1 — дата, 2 — порядковый номер события, 3 — номер витка, 4 — интервал UT, соответствующий области повышенной интенсивности АГВ, 5 — изменение высоты h орбиты на этом интервале, 6 — преобладающий масштаб колебаний λ_x , 7 — относительная амплитуда АГВ, 8 — сдвиг фаз между колебаниями концентраций О и N_2 , 9 — средняя высота однородной атмосферы в пределах волнового

циуга, 10 — период АГВ, 11 — момент перехода день — ночь (д—н) или ночь — день (н—д) в UT, 12 — локализация волнового цуга по географической широте.

Характерное изменение концентраций О и N_2 при пролете над полярной шапкой показано на рис. 2. Даже на фоне низкочастотных суточных и высотных трендов отчетливо видны более высокочастотные колебания непосредственно над шапкой (рис. 2 (1, 2)). В рассматриваемом примере спутник пересекает терминатор в момент $UT = 17.73^h$ вблизи южного полюса, влетая из дневного сектора (местное время $LT \approx 13.6^h$) в ночной ($LT \approx 1.6^h$). Видно, что волновой цуг преимущественно расположен в ночном секторе и простирается вплоть до низких широт. После исключения низкочастотного тренда и высокочастотной составляющей выделяются периодические вариации с относительной амплитудой около 5 %.

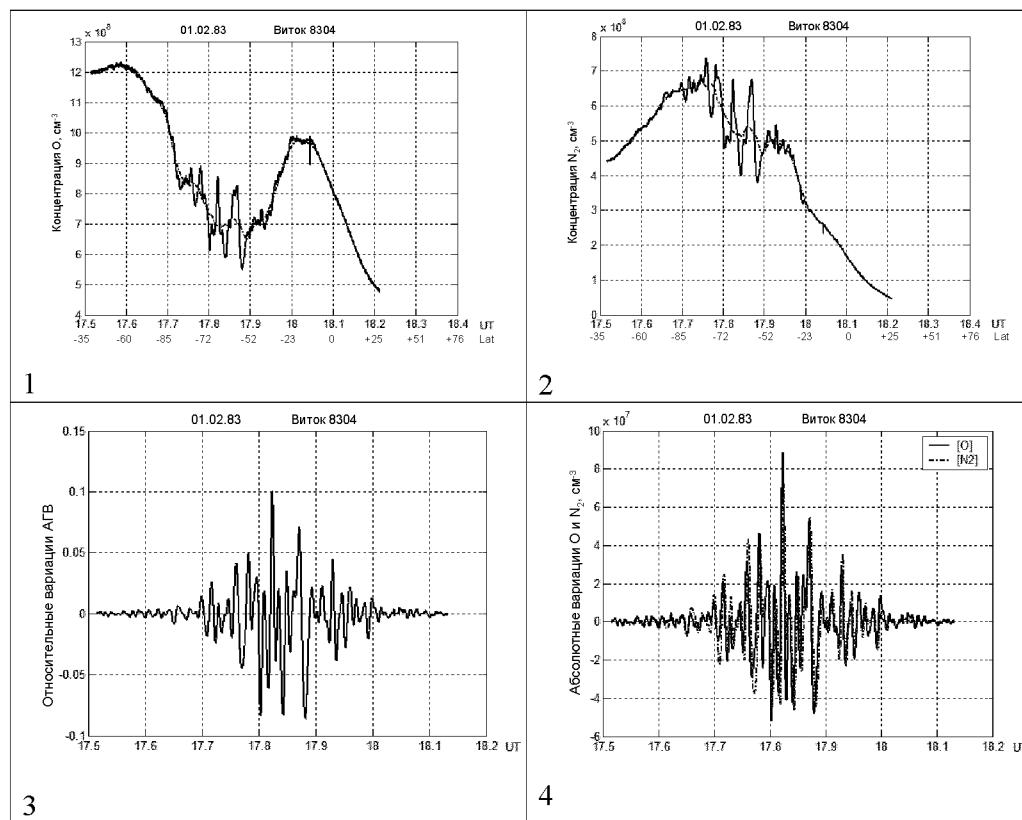


Рис. 2. АГВ над полярными шапками в концентрациях нейтральных компонент: 1, 2 — исходные и сглаженные ряды концентраций О, N_2 ; 3 — относительные вариации АГВ; 4 — сравнение абсолютных вариаций О и N_2

Характеристики АГВ над полярными шапками

Дата	№	Виток	UT, ч	h , км	λ_x , км	$\Delta n/n$, %	$\Delta\phi_{O-N_2}$	H , км	Период, мин	Смена дня и ночи, UT (ч)	Локализация цуга АГВ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
81.08.25	1	320	3.47—3.75	440—320	650	6...9	-34	57.4	20	д—н, 3.53 ¹	+75...N...+40 ²
	2	321	5.14—5.33	400—310	550	7...9	-35	62.5	20	д—н, 5.17	+85...N...+50
	3	327	14.90—15.14	450—310	500, 750	4...7 —22	-33, 45	59.6	25	д—н, 14.94	+70...N...+40
	4	329	18.11—18.31	480—320	500	10...19	-44	58.9	15	д—н, 18.19	+60...N...+60
	5	331	21.44—21.67	385—315	550	7...15	-32	53.5	30	д—н, 21.46	+85...N...+40
81.08.26	6	337	7.14—7.42	460—320	430, 650	6...8 —21	-32 45	61.2	25	д—н, 7.22	+65...N...+50
	7	342	15.28—15.50	450—310	650	3...6	-30	59.6	30	д—н, 15.36	+65...N...+50
	8	346	21.86—22.00	400—310	770	6...9	-25	58.6	40	д—н, 21.89	+80...N...+70
83.01.20	9	8104	2.97—3.17	310—370	500	5...9	+28	61.3	30	н—д, 3.11	+55...N...+75
	10	8105	4.44—4.64	300—360	600	7...12	+18	54.2	60	н—д, 4.61	+50...N...+85
	11	8106	6.03—6.19	310—370	500	7...12	+28	65.6	30	н—д, 6.14	+65...N...+70
	12	8108	9.00—9.19	305—370	500, 650	5 —21	+28 50	55.5	30	н—д, 9.17	+55...N...+85
	13	8110	12.03—12.19	300—360	600	5...6	+14	56.5	80	н—д, 12.17	+60...N...+80
	14	8110	12.92—13.14	310—255	550, 700	3...5 —28	-35 35	53.4	25	д—н, 12.94	-85...S...-40
	15	8113	17.47—17.78	310—245	650	6...8	-26	50.9	40	д—н, 17.47	-85...S...-20
	16	8115	19.64—19.86	320—380	600	6...9	+18	56.5	60	н—д, 19.75	+60...N...+60
83.01.21	17	8121	5.42—5.78	350—250	600	5...8	-32	55.7	30	д—н, 5.58	-50...S...-45
	18	8122	6.94—7.25	335—255	700	8...12	-24	60.3	40	д—н, 7.08	-55...S...-55
	19	8123	8.61—8.81	300—250	500	3...6	-28	47.3	40	д—н, 8.61	-90...S...-55
	20	8128	15.19—15.42	300—365	500	3...5	+17	52.0	70	н—д, 15.42	+55...N...+85
	21	8129	16.75—16.94	310—365	400, 550	7...10 +10	+14 115	52.0	85	н—д, 16.89	+50...N...+80
	22	8129	17.69—17.92	290—250	400, 550	7...12 —30	-41 35	50.4	20	д—н, 17.69	-90...S...-35
	23	8132	22.22—22.50	290—245	550	5...10	-40	50.9	20	д—н, 22.22	-90...S...-20
	24	8133	22.89—23.03	330—375	600	8...20	+28	60.9	35	н—д, 22.97	+70...N...+70
83.01.22	25	8137	5.64—6.06	320—245	500, 650	5...12 —19	-22 65	47.8	50	д—н, 5.75	-80...S...-20
	26	8138	6.33—6.44	285—340	600	5...7	+23	45.7	50	н—д, 6.53	+50...+80, N
	27	8140	10.42—10.53	270—250	500	3...8	-22	45.7	55	н	S, -70...-45
	28	8141	11.83—12.11	290—245	650	3...6	-18	50.0	65	д—н, 11.83	-90...S...-20
	29	8142	12.33—12.56	280—350	600	3...6	+18	51.4	60	н—д, 12.58	+40...N...+80
	30	8144	16.36—16.61	290—245	500	5...9	-28	45.9	40	д—н, 16.36	-90...S...-30
83.01.23	31	8152	4.39—4.58	300—260	600	6...9	-32	48.7	30	д—н, 4.44	-80...S...-60
	32	8159	15.00—15.25	290—250	700	3...5	-20	48.7	55	д—н, 15.03	-85...S...-40
83.01.24	33	8168	4.47—4.81	305—250	650	5...7	-38	53.8	20	д—н, 4.64	-55...S...-50
	34	8169	6.28—6.39	255—245	450	8	-25	66.9	35	н	S, -60...-30
	35	8173	12.31—12.47	255—250	650	3	-17	41.4	70	н	S, -60...-20
	36	8177	18.14—18.56	290—250	500	5...8	-39	60.6	20	д—н, 18.22	-85...S...-10
83.01.25	37	8181	0.32—0.53	277—248	500	3...5	-39	63.6	20	д—н, 0.33	S, -90...-35
					800		-24		40		
	38	8182	1.86—2.03	265—250	750	5...10	-26	38.2	45	н	S, -60...-30
	39	8183	2.42—2.50	330—360	400	5...10	+28	58.8	35	н—д, 2.53	+60...+85, N
	40	8185	6.37—6.50	265—250	500	3...4	-22	59.4	45	н	S, -70...-40
	41	8191	15.42—15.60	265—250	450	4...6	-25	41.4	50	н	S, -75...-35
	42	8196	22.05—22.27	340—375	450	5...8	+25	60.6	40	н—д, 22.15	+65...N...+65
83.02.01	43	8296	5.55—5.74	260—255	550, 800	4...5 —21	-30, 50	52.0	30	д—н, 5.68	-80...S...-70
	44	8303	16.20—16.42	256—252	500	6...8	-44	50.8	20	д—н, 16.22	-85...S...-45
	45	8304	17.70—18.00	255—260	600	5...8	-41	52.5	20	д—н, 17.73	-80...S...-20

1, 2 — спутник переходит из дневного сектора в ночной в момент UT = 3.53 ч, с дневной стороны волновой цуг ограничен широтой +75°, с ночной простирается до +40°

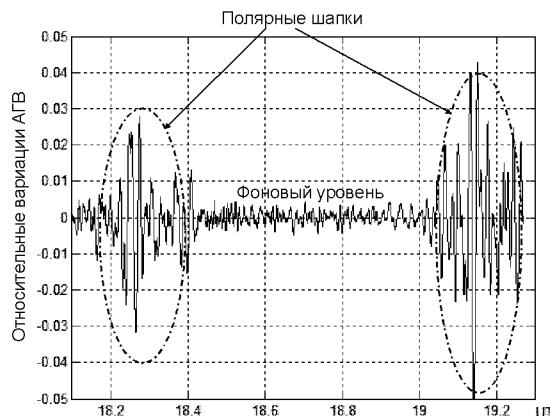


Рис. 3. Распределение волновой активности вдоль витка 8273. Высота спутника изменялась примерно от 340 до 250 км, географическая широта от $+70^{\circ}$ N до -50° S

Колебания концентраций O и N₂ отличаются по амплитуде и сдвинуты по фазе (рис. 2 (4)).

Благодаря подходящей орбитальной конфигурации DE2 пересекал все географические широты, что позволяет судить о планетарном распределении волновой активности. В глобальном масштабе наблюдается следующая картина. В средних и низких широтах постоянно существует некоторый «фоновый» уровень среднемасштабных колебаний с относительной амплитудой не более 0.5 % в нейтральной концентрации. Этот уровень систематически повышается над полярными шапками до 3—10 %, иногда до 20 % (рис. 3, таблица). В дневном секторе область повышенной волновой активности почти всегда ограничивается высокими широтами, а с ночной стороны овала примерно в половине рассмотренных случаев эта область простиралась вплоть до средних и низких широт. Только в трех случаях наблюдалось распространение волн до средних широт в дневном секторе (таблица): № 17 (-50° ... S ... -45°), № 18 (-55° ... S ... -55°) и № 33 (-55° ... S ... -50°). При этом, похоже, случаи № 17 (виток 8121) и № 18 (8122) — это два последовательных пролета над одной и той же структурой. Сравнивать волновую активность над северной и южной шапкой, а также в отдельные дни сложно, так как изменение высоты орбиты искажает истинное соотношение амплитуд.

По спектральному составу как в дневном, так и в ночном секторах заметно преобладание гори-

зонтальных масштабов АГВ около 500—600 км, что хорошо согласуется с данными работы [6], хотя иногда наблюдается суперпозиция колебаний нескольких масштабов. Примерно такие же длины волн преобладают и в спектре «фоновых» колебаний. Наличие в спектре атмосферных колебаний выделенных горизонтальных длин волн является очень интересным результатом, не получившим пока что теоретического объяснения.

Рассмотренная картина глобального поведения АГВ является достаточно типичной (таблица).

ОБСУЖДЕНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для интерпретации волновых возмущений над полярными шапками были проанализированы амплитудные и фазовые отличия в колебаниях разных сортов атмосферных газов. Рассматривались вариации преобладающих на высотах спутника DE2 нейтральных компонентов: O (концентрация $10^8 \dots 10^9 \text{ см}^{-3}$) и N₂ ($\sim 10^8 \text{ см}^{-3}$), а также малые добавки He ($\sim 10^7 \text{ см}^{-3}$) и Ar ($10^5 \dots 10^6 \text{ см}^{-3}$).

Согласно теории распространения АГВ в многокомпонентной газовой среде относительная амплитуда концентрации газа сорта $\langle j \rangle$ связана с относительной амплитудой волны соотношением [2]:

$$\frac{\delta n_j}{n_j} = \left\{ 1 - \frac{i(H - H_j)}{H_j} \cdot \frac{1 - \frac{\gamma^2 k_x^2 H^2 \omega_B^2}{(\gamma - 1)\omega^2}}{k_z H + i \left(\frac{\gamma \omega_B^2 H^2 k_x^2}{\omega^2} - \frac{1}{2} \right)} \right\} \frac{\delta n}{n}, \quad (1)$$

где $H = RT/(Mg)$ — высота однородной атмосферы, R — универсальная газовая постоянная, T — температура нейтрального компонента, M — средний молекулярный вес, g — ускорение свободного падения, $H_j = RT/(M_j g)$ — высота однородной атмосферы для газа сорта $\langle j \rangle$, γ — показатель адиабаты, k_x , k_z — горизонтальная и вертикальная составные волнового вектора, ω , ω_B — частота волны и частота Брента — Вийсяля соответственно. Параметры ω , k_x и k_z удов-

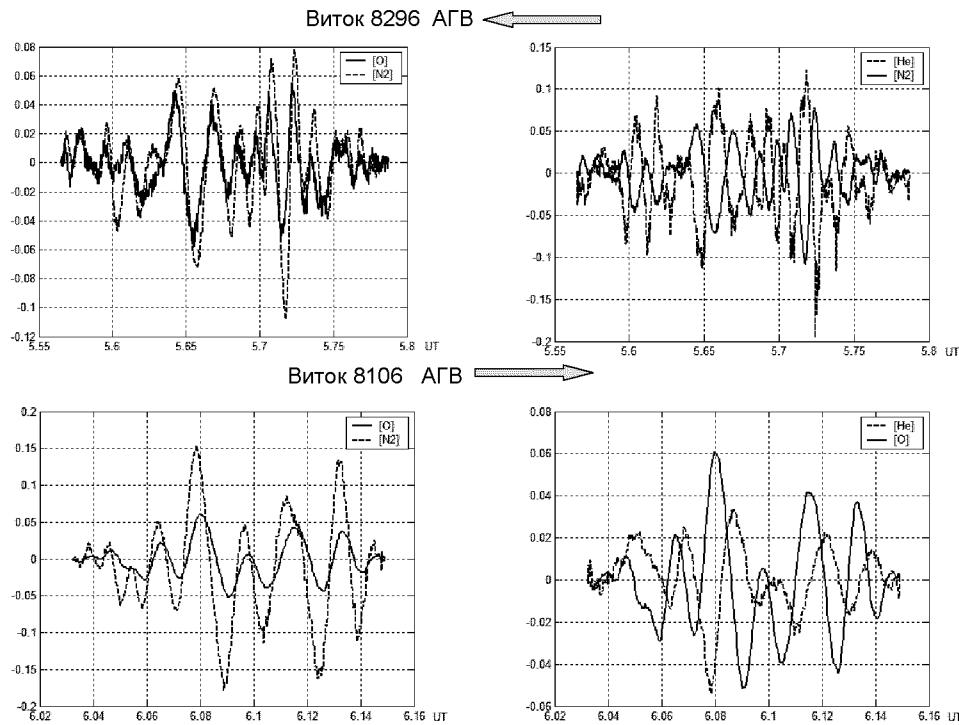


Рис. 4. Относительные вариации АГВ в разных атмосферных газах: на витке 8296 спутник движется навстречу волне (верхние графики), на витке 8106—догоняет АГВ (нижние графики)

летворяют дисперсионному соотношению АГВ [2]:

$$\left(\frac{\gamma-1}{\gamma^2} \cdot \frac{\omega^2}{\omega_B^2} - \frac{1}{4}\right) \cdot \frac{\omega^2}{\omega_B^2} + k_x^2 H^2 - (k_x^2 + k_z^2) \cdot H^2 \frac{\omega^2}{\omega_B^2} = 0. \quad (2)$$

Амплитуда колебаний вертикальной скорости связана с колебаниями плотности соотношением

$$V_z = \frac{\omega H \left(1 - \frac{\gamma^2 H^2 k_x^2 \omega_B^2}{(\gamma-1)\omega^2}\right)}{k_z H + i \left(\frac{\gamma \omega_B^2 H^2 k_x^2}{\omega^2} - \frac{1}{2}\right)} \frac{\delta n}{n}. \quad (3)$$

В теории АГВ часто используется приближение

$$\omega^2 \ll \omega_B^2, \quad k_z H \gg 1, \quad (4)$$

в котором выражение (1) существенно упрощается:

$$\frac{\delta n_j}{n_j} = \frac{\gamma H - H_j \delta n}{(\gamma-1)H_j} \frac{\delta n}{n}, \quad (5)$$

а колебания вертикальной скорости оказываются сдвинуты относительно колебаний плотности на угол $\pi/2$:

$$V_z = \frac{i \gamma \omega H}{(\gamma-1)} \frac{\delta n}{n}. \quad (6)$$

В соответствии с (5) колебания разных атмосферных компонентов должны происходить в фазе или в противофазе в зависимости от знака $H - H_j$. В частности, колебания легкого Не (4 а. е. м.) противофазны колебаниям тяжелых компонентов. Относительная амплитуда вариаций более тяжелых газов N_2 (28 а. е. м.), Ar (40 а. е. м.) в несколько раз превышает вариации концентрации O (16 а. е. м.).

Характерные наблюдаемые над полярными шапками относительные вариации O, N_2 и Не показаны на рис. 4 (на витке 8296 над южной полярной шапкой, на витке 8106 над северной

шапкой). Видно, что характер наблюдаемых колебаний в отдельных газах в целом согласуется с теорией АГВ.

Особый интерес представляют небольшие фазовые сдвиги между колебаниями О и N₂ (на витке 8296 колебания О отстают от N₂, на 8106 — опережают) и отклонение от противофазы колебаний Не, что указывает на ограниченность приближения (4). На витке 8296 для преобладающего масштаба λ_x = 550 км сдвиги фаз составляют Δφ_{O-N₂} = -30°, Δφ_{He-N₂} = 195°; на витке 8106 для λ_x = 500 км Δφ_{O-N₂} = +33°, Δφ_{He-O} = -145°. Проанализируем, какие свойства волны можно определить из этих фазовых сдвигов.

В колонке 8 таблицы приведены значения сдвигов фаз между колебаниями О и N₂ для всех проанализированных полярных шапок. Все волновые цуги делятся на две группы: колебания О либо отстают (знак «минус»), либо опережают колебания N₂ (знак «плюс») в среднем от 15 до 40°. Знак сдвига фаз О — N₂ зависит от того, движется спутник в том же направлении, что и волна, либо ей навстречу. Кроме того, из формулы (1) видно, что знак сдвига фаз О — N₂ зависит от знака k_z, т. е. от того, распространяется волна вверх или вниз. Согласно современным представлениям АГВ в полярных областях генерируются на высотах Е-области ионосферы под действием вариаций аврорального электроджета или высываний заряженных частиц [5]. Если предположить, что все наблюдаемые АГВ распространяются на высоты спутника снизу (для гравитационной ветви АГВ это означает, что k_z < 0 [3]), тогда положительные и отрицательные сдвиги фаз должны быть обусловлены только направлением движения спутника. Для компонентов О и N₂ из (1) и (3) следует

$$\frac{\delta n(O)}{n(O)} = \frac{\delta n(N_2)}{n(N_2)} + i \left(\frac{1}{H(N_2)} - \frac{1}{H(O)} \right) \frac{V_z}{\omega}. \quad (7)$$

Поскольку H(N₂) < H(O), для АГВ с k_z < 0 опережение колебаний О (положительный сдвиг фаз) указывает на то, что спутник догоняет волну, а отставание О относительно N₂ (отрицательный сдвиг фаз) наблюдается, если спутник движется навстречу волне.

Рассчитанная по формулам (1) и (2) зависимость сдвигов фаз от периода АГВ для пар He —

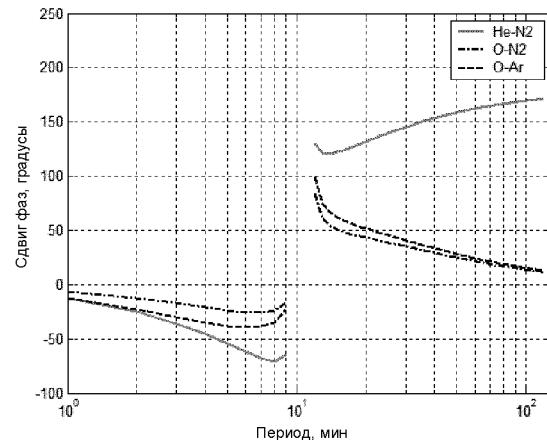


Рис. 5. Зависимость от периода АГВ сдвигов фаз в колебаниях разных компонентов при k_z < 0

N₂, O — N₂, O — Ar при k_z < 0 показана на рис. 5. Для расчетов взяты измеренная горизонтальная длина волны λ_x = 500 км, температура нейтральной атмосферы T = 1000 К, средний молекулярный вес M = 20 (соответствует относительному содержанию N₂ около 30 %). Для таких условий период Брента — Вайсяля составляет T_B = 10.9 мин. Эту зависимость можно использовать для определения периода волны. Поскольку с борта спутника регистрируется не истинная горизонтальная длина волны, а только ее составляющая вдоль орбиты, можно говорить лишь о приближенной оценке периода. Значения периодов наблюдавшихся АГВ приведены в колонке 10 таблицы. При оценке периода учитывалась также поправка на изменение величины H для разных участков витков, которая изменялась в интервале примерно 40—60 км.

Следует заметить, что интенсивные АГВ от полярных шапок могут создавать значительные трудности для наблюдения воздействий на ионосферу снизу, в частности, от тропосферных источников, которые регистрируются в виде всплесков АГВ примерно тех же пространственных масштабов, но меньших амплитуд. Если днем эффекты воздействий снизу можно наблюдать почти вплоть до высоких широт, то ночью доступными для поиска таких эффектов остаются практически лишь околоэкваториальные широты.

ВЫВОДЫ

При пересечении спутником полярных шапок на высотах 250—400 км систематически регистрировалось усиление активности среднемасштабных АГВ до 3—10 % по сравнению с «фоновым» уровнем около 0.5 %.

АГВ над полярными шапками имеют преимущественные горизонтальные длины волн около 500—600 км. Поскольку со спутника регистрируется не истинная горизонтальная длина волны, а ее проекция на направление движения спутника, выделенные масштабы АГВ могут также свидетельствовать о преобладающем направлении их распространения.

На основе сдвигов фаз между колебаниями различных компонентов оценены периоды АГВ (таблица) и установлено направление движения волн относительно спутника.

В дневном секторе область повышенной волновой активности в основном ограничена высокими широтами, а в ночном секторе часто простирается вплоть до средних и даже низких широт.

1. Бурмака В. П., Таран В. И., Черногор Л. Ф. Результаты исследования волновых возмущений в ионосфере методом некогерентного рассеяния // Успехи современной радиоэлектроники.—2005.—№ 3.—С. 4—35.
2. Dudis J. J., Reber C. A. Composition effects in thermospheric gravity waves // Geophys. Res. Lett.—1976.—3, № 12.—Р. 727—730.

3. Francis S. H. Global propagation of atmospheric gravity waves: A review // J. Atmos. and. Terr. Phys.—1975.—37.—Р. 1011—1054.
4. Hocke K, Schlegel K. A review of atmospheric gravity waves and traveling ionospheric disturbances: 1982—1995 // Ann. Geophysicae.—1996.—14.—Р. 917—940.
5. Hunsucker R. D. Atmospheric gravity waves generated in the high-latitude ionosphere: a review // Rev. Geophys. Space Res.—1982.—20, N 2.—Р. 293—315.
6. Johnson F. S., Hanson W. B., Hodges R. R., et al. Gravity waves near 300 km over the polar caps // J. Geophys. Res.—1995.—100.—Р. 23993—24002.

SATELLITE OBSERVATIONS OF MIDDLESCALE ACOUSTIC GRAVITY WAVES ABOVE THE POLAR CAPS

A. K. Fedorenko

Wavelike disturbances over the polar caps are analysed using the Dynamic Explorer 2 satellite data. Some variations of neutral atmosphere parameters with horizontal scale lengths of about several hundred kilometers were systematically detected at altitudes from 250 to 450 km in the polar cap regions. Our analysis of amplitude and phase correlation between different atmosphere gases variations shows that these variations are generated by the propagation of acoustic gravity waves (AGW). We propose a procedure for the separation of AGW perturbations from low-frequency trends of atmosphere parameters on the basis of the cross-correlations analysis of N₂ and O variations. The relative AGW amplitudes in the polar regions are equal to 3—10 %, horizontal wavelengths are 500—600 km, periods are equal to tens of minutes. In the daytime region the area of high-wave activity is restricted by high latitudes but in the nighttime sector AGW usually propagate from the polar regions to mid and low latitudes.

УДК 528.813:551.510.534

О. М. Євтушевський, А. В. Грицай, Г. П. Мілінєвський,
В. О. Кравченко, З. І. Грицай

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Порівняння наземних та супутниковых вимірювань загального вмісту озону над антарктичною станцією Академік Вернадський (1996—2005 рр.)

Надійшла до редакції 25.02.08

За результатами порівняння наземних та супутниковых вимірювань загального вмісту озону (ЗВО) в атмосфері над антарктичною станцією Академік Вернадський проаналізовано вплив умов спостережень (хмарності, зенітного кута Сонця, значення ЗВО) на розбіжність даних. Узгодженість між результатами вимірювань спектрофотометром Добсона та даними спектрометра EP-TOMS після переходу у 2004 р. від 7-ї до 8-ї версії алгоритму обробки супутниковых даних суттєво не змінилася. Середнє додатне значення різниці 1.8 % для 7-ї версії змінилося на від'ємне значення -2 % для 8-ї версії. Середні значення різниці для безхмарного неба (+4.1 %, 137 днів) та хмарного неба (-4.5 %, 1048 днів) свідчать, що розбіжність супутниковых і наземних щоденних значень ЗВО залежить від наявності хмарності. Ця залежність залишається незмінною в результатах порівняння з обома версіями даних TOMS: середні різниці TOMS-Добсон при спостереженнях в умовах чистого і хмарного неба відрізняються майже на 9 %. Одержанна залежність різниці TOMS-Добсон від умов спостережень може свідчити про завищення супутниковых даних над наземними при чистому небі та про зворотне співвідношення при хмарному небі. Найбільшу розбіжність даних виявлено у період озонової діри (вересень — жовтень) при спостереженнях в умовах хмарності. Одержані результати дозволяють покращити точність вимірювань ЗВО з урахуванням стану атмосфери.

ВСТУП

Глобальні супутникові спостереження озону почалися у 1978 р. Упродовж першого і найтривалішого 14-річного періоду вимірювання здійснювалися на борту супутника «Nimbus-7» спектрометром TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) [15] (див. також <http://toms.gsfc.nasa.gov>). Загалом спектрометри цієї серії працювали до 2005 р., коли був задіяний новий інструмент для глобального моніторингу озону OMI (Ozone Monitoring Instrument, <http://aura.gsfc.nasa.gov/instruments/omi>) [2]. Дані про загальний вміст озону (ЗВО) у вертикальному стовпі атмосфери,

одержані спектрометрами TOMS та OMI, мають переваги над іншими супутниковими даними не лише через найбільшу тривалість рядів спостережень, а й через високе просторове розділення (1° по широті та 1.25° по довготі) та практично повне покриття земної кулі щоденними вимірюваннями (за винятком не освітлених Сонцем ділянок Арктики та Антарктики у період полярної ночі) [14]. Це дозволяє досліджувати як планетарні, так і порівняно маломасштабні особливості розподілу ЗВО та його багаторічні зміни [8, 17, 19].

У зв'язку із значними змінами в озоновому шарі за останні десятиліття особливо актуальними

ми стали оцінки якості озонових вимірювань [18]. Такі оцінки виконувалися шляхом зіставлення результатів, одержаних різними серіями приладів, які відрізнялися технологією виготовлення чутливих елементів, методикою вимірювань і калібрувань, а також алгоритмом визначення ЗВО [5, 9, 11–13, 15, 16, 20]. Аналіз багаторічних даних TOMS для середніх широт показав їхню узгодженість у межах 1 % з даними наземної спектрофотометричної мережі у північній півкулі та завищення у південній півкулі приблизно на 2 % [5, 13, 15, 16]. Завищення відносно наземних даних збільшувалося між середніми та високими широтами південної півкулі до 4–12 % [13, 16]. Тому з 2004 р. була запроваджена 8-а версія алгоритму TOMS, яка зменшила вказану розбіжність [4, 12].

Аналіз дворічних вимірювань новим приладом OMI показав узгодженість з наземними даними у межах 1–2 % [2]. Проте відзначено існування сезонних змін у розбіжності, джерело яких (наземний чи супутниковий інструмент) залишається невстановленим.

Головні джерела розбіжностей між значеннями вмісту озону за даними TOMS та наземних станцій — це мала висота Сонця над горизонтом, наявність хмарності, труднощі з урахуванням відбивної здатності поверхні у високих широтах (сніг, лід) та залежність чутливості приладів від рівня ЗВО [5, 11, 13, 15]. Південні полярні широти лишаються проблемним регіоном при зіставленні наземних та супутниковых озонових даних. Весняне руйнування стратосферного озону над Антарктикою (озонова діра), зокрема в районі станції Академік Вернадський (крайова область діри, $65^{\circ}15' S$, $64^{\circ}15' W$), поєднується з варіаціями низьких і високих рівнів ЗВО, обумовленими динамічними чинниками. При розташуванні краю озонової діри на широті станції зміна його форми і положення, як відзначалося в роботах [13, 16], і як буде показано нижче, є додатковим джерелом розбіжності супутниковых та наземних вимірювань.

У даній роботі проведено порівняння 8-ї версії даних спектрометра Earth Probe TOMS (EP-TOMS) та значень ЗВО, отриманих при вимірюваннях спектрофотометром Добсона № 031 на станції Академік Вернадський протягом 1996–2005 рр. Результати порівняння для 7-ї

версії EP-TOMS, одержані нами раніше, наведені в роботах [1, 8, 10]. Дані EP-TOMS наявні з липня 1996 р. до кінця 2005 р., і ми використовуємо їх, щоб виявити зміни, пов’язані із введенням нової версії алгоритму. Розглянуто варіації щоденних значень різниці TOMS–Добсон, сезонну зміну її середньомісячних значень та залежність різниці TOMS–Добсон від рівня ЗВО.

МЕТОД АНАЛІЗУ

Як і в роботі [7], окрім розглянуто ряди вимірювань ЗВО за допомогою спектрофотометра Добсона № 031 (ЗВО_{Добсон}) у ясні дні та у дні з суцільною хмарністю. Для відокремлення даних був використаний параметр «тип спостережень». Якщо всі індивідуальні вимірювання протягом дня кодувалися як «0 — вимірювання по Сонцю» та «2 — чисте небо в зеніті», то середньоденне значення вмісту озону включалося у вибірку для безхмарних днів. У вибірку для хмарних днів відбиралися тільки значення ЗВО, одержані у дати, коли вимірювання протягом спостережного дня кодувалися як «5 — хмарне небо в зеніті».

Відбір ясних днів у даному дослідженні був проведений більш жорстко порівняно з попередніми нашими роботами. Наприклад, у роботі [10] безхмарними вважалися також дні, коли окрім вимірювання, далекі від полуночі, проводилися за хмарної погоди. Більш жорсткий відбір у даній роботі зумовив певне скорочення масиву спостережень для ясних днів, хоча в цілому суттєво не вплинув на результати порівняння.

За створеними таким чином двома рядами дат наземних спостережень (для чистого та хмарного неба) було відібрано відповідні супутникові значення ЗВО_{TOMS}, отримані при проходженні EP-TOMS над станцією Академік Вернадський. Такі ряди супутниковых даних формуються майже для 500 наземних станцій, що проводять атмосферні дослідження. Дані EP-TOMS для станції Академік Вернадський за 1996–2005 рр. (№ 232 за міжнародною класифікацією) накопичувалися у файлі OVP232_erc.txt в архіві TOMS за адресою http://toms.gsfc.nasa.gov/epoms/ep_ovplist_a.html.

Обчислювалися відносні значення різниці TOMS-Добсон (супутникові мінус наземні вимірювання) у відсotках: $D_{T-D} (\%) = (ZBO_{TOMS} - ZBO_{Добсон}) \cdot 100 / ZBO_{Добсон}$ і аналізувалися окремо для ясного і хмарного неба, а також для всіх даних із використанням позначення $D_{бx}$, D_{xm} та $D_{пов}$ відповідно.

Вимірювання спектрометром EP-TOMS здійснювались вздовж полярної орбіти із скануванням у поперечному напрямі в межах $\pm 51^\circ$ від надира з кроком 3° [14]. Поле зору спектрометра становило $3 \times 3^\circ$, а розмір площинки на поверхні Землі, що потрапляє в поле зору, змінювався від 38×38 км в надирі до 70×140 км при максимальному відхиленні сканувального дзеркала. Така методика забезпечує перекриття вимірювань на суміжних витках супутника і дозволяє відібрати для кожної наземної станції одне значення ZBO, виміряне безпосередньо над станцією чи поблизу неї. Горизонтальна відстань центра площинки від станції із зазначенням його географічних координат, часу вимірювань та зенітної відстані Сонця на момент вимірювань також внесена у масив супутниковых даних. Місцевий час перетину екватора спектрометром EP-TOMS був близьким до полуночі, і при тривалості одного витка ~ 100 хв це означає, що всі вимірювання вздовж орбіти виконуються в близькі до місцевого полуночі години [14].

Отже, супутникові дані для станції Академік Вернадський у файлі OVP232_erc.txt включають одне вимірювання, зроблене в полуночний час кожного дня при найближчому до станції розташуванні поля зору спектрометра EP-TOMS. Тому для коректного порівняння супутниковых та наземних спостережень запропонована в роботі [7] методика передбачала розгляд лише двох станів атмосфери над станцією — чистого неба або суцільної хмарності впродовж усього спостережного дня. Такий підхід забезпечує відповідність погодних умов, за яких одержано супутниково значення ZBO_{TOMS}, визначене над станцією приблизно в середині дня, та середнє значення ZBO_{Добсон}, визначене за сукупністю індивідуальних наземних вимірювань упродовж усього спостережного дня.

Постійна наявність (відсутність) хмарного покриву протягом дня спостережень означає, що небо є хмарним (безхмарним) на великій площі.

Відстань області супутниковых вимірювань від станції Академік Вернадський зазнає варіацій упродовж року, проте не перевищує 330 км (рис. 1, *a*, *b*).

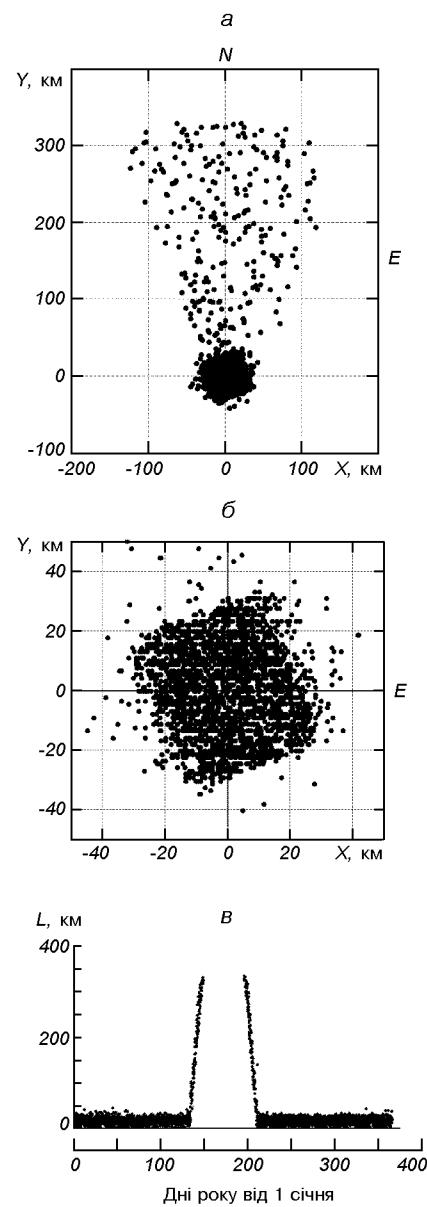


Рис. 1. Варіації положення центра поля зору спектрометра EP-TOMS відносно станції Академік Вернадський при визначені ZBO_{TOMS}: *a* — для всіх вимірювань, *b* — за виключенням початкових (друга половина липня) та кінцевих (друга половина травня) дат періоду неперервних спостережень, коли полуночна висота Сонця над горизонтом становить $6-8^\circ$; положення станції відповідає початку координатних осей, *c* — зміна горизонтальної відстані від станції до центру поля зору EP-TOMS упродовж року

Максимальне відхилення у бік екватора зумовлене малою висотою Сонця над горизонтом ($< 10^\circ$) у другій половині травня та у другій половині липня (рис. 1, в), коли умови освітлення дозволяють здійснювати вимірювання лише на нижчих від станції широтах. У червні і першій половині липня вимірювання озону на цих широтах спектрометром TOMS та спектрофотометром Добсона не проводяться. Впродовж решти 9.5 місяців сезону неперервних спостережень із серпня до середини травня супутник визначає ЗВО переважно у межах 30 км навколо станції (рис. 1, б, в). Тому, враховуючи вказані вище розміри поля зору супутникового спектрометра, у переважній більшості вимірювань станція потрапляє в його поле зору.

Це означає, що, наприклад, при наземних вимірюваннях у zenіті за умов безхмарного неба реєструватиметься ультрафіолетове випромінювання, розсіяне практично в тому ж вертикальному стовпі атмосфери, що й при супутниковых. В іншому режимі вимірювань спектрофотометром Добсона — по Сонцю — вздовж візорної лінії приладу упродовж дня спостерігатимуться різні повітряні маси. Проте при висоті Сонця над горизонтом понад 10° стратосферний максимум озону (20 км) зондуватиметься не далі ніж 60 км від станції. Тому і цей режим вимірювань не пов'язаний із суттевими просторовими відмінностями стану атмосфери. Оскільки дні з частковою хмарністю та змінними погодними умовами не розглядаються, то практично виключається джерело похибок, пов'язане з ідентифікацією стану атмосфери над антарктичною станцією. Наприклад, при змінній хмарності одноразове супутникове визначення ЗВО над станцією може бути зроблене при безхмарному небі, а більшість наземних — при хмарному. Це зазвичай вносить невизначеність у результати порівняння наземних і супутниковых спостережень, яку складно оцінити [5, 13].

ЩОДЕННІ ВАРІАЦІЇ РІЗНИЦІ TOMS – ДОБСОН

Варіації щоденних значень відносної різниці TOMS–Добсон наведено на рис. 2. Спочатку було виконано порівняння різниці $D_{\text{нов}}$ для всіх даних у 7-ї та 8-ї версіях супутникового алгоритму. Слід перш за все відзначити загальне

зниження значень $D_{\text{нов}}$ у 8-ї версії (рис. 2, б) порівняно з 7-ю (рис. 2, а). Це помітно з розташування області дисперсії відносно нульового значення різниці, показаного горизонтальною штриховою лінією на рис. 2. Зменшення різниці відображає зміни, внесені у 8-ї версії для високоширотних даних [4, 12].

Інша відмінність виявлена для сезонної зміни дисперсії. У випадку 8-ї версії існує помітне монотонне зменшення різниці протягом липня — жовтня, що демонструє лінійне наближення на рис. 2, б. Ця тенденція, як свідчить лінійне наближення рис. 2, а, не проявлялася у 7-ї версії. Порівняння даних 8-ї версії для ясних і хмарних днів демонструє, що вимірювання за хмарної погоди і відповідні значення $D_{\text{хм}}$ на рис. 2, г дають головний внесок у від'ємний тренд значень $D_{\text{нов}}$ протягом липня — жовтня на рис. 2, б. Вимірювання при ясній погоді не мають сезонної залежності для значень $D_{\text{бх}}$. Однак статистика $D_{\text{бх}}$ (137 діб) є відносно невеликою порівняно з рядами даних $D_{\text{хм}}$ (1048 діб). Відношення кількості ясних та хмарних днів протягом 1996—2005 рр. — приблизно 1:8 — відображає метеорологічні умови в районі Антарктичного півострова, де переважає хмарна погода. Тим не менш, дані для ясного неба узгоджуються з результатами для вимірювань по Сонцю в Антарктиці та у північній півкулі, які також не мають сезонного ходу різниці між супутниковими та наземними вимірюваннями [13, 15, 16].

В середньому для 1996—2005 рр. одержано такі значення різниці: для безхмарного неба $D_{\text{бх}} = 4.1 \pm 5.1\%$ (рис. 2, в), для хмарного неба $D_{\text{хм}} = -4.5 \pm 6.4\%$ (рис. 2, г) та для всього масиву даних $D_{\text{нов}} = -2.0 \pm 6.4\%$ (рис. 2, б). Попередня 7-а версія давала додатну різницю $D_{\text{нов}} = 1.8 \pm 5.9\%$ для всіх даних за 1996—2003 рр. (рис. 2, а).

У 8-ї версії значення $D_{\text{нов}}$ та $D_{\text{хм}}$ мають досить великий інтервал дисперсії протягом липня — жовтня (блізько 30 %; рис. 2, б, г, відповідно), який швидко звужується в 1.5—2 рази на початку листопада. При порівнянні з обома версіями даних EP-TOMS використані одні й ті ж ряди даних станції Академік Вернадський. Тому спостережуваний перерозподіл дисперсії може бути пов'язаний лише із змінами, внесеними у 8-у

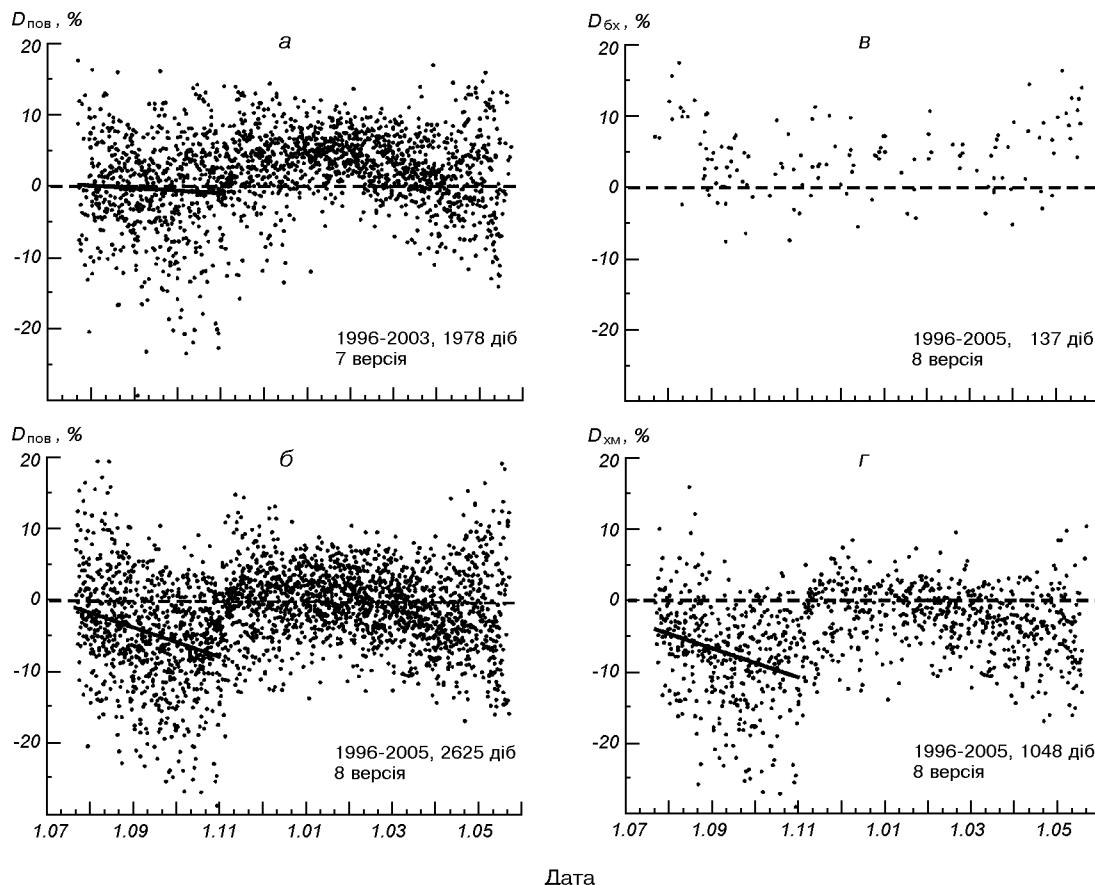


Рис. 2. Варіації відносної різниці між щоденними значеннями загального вмісту озону над станцією Академік Вернадський, одержаними супутниковим спектрометром EP-TOMS та наземним спектрофотометром Добсона: *а* — для всіх даних 1996—2003 рр. (7-ма версія супутникового алгоритму), *б* — для всіх даних 1996—2005 рр. (8-ма версія), *в* — для безхмарного неба (8-ма версія), *г* — для захмареного неба (8-ма версія)

версію супутниковых даних. Низхідний тренд різниці у липні — жовтні вказує на залежність від значень ЗВО, оскільки рівень вмісту озону досягає сезонного мінімуму у вересні—жовтні внаслідок розвитку озонової діри. Нижче цю залежність описано докладніше.

Крайова область озонової діри, залежно від збурень планетарними хвилями, може розташовуватися так, що станція Академік Вернадський опиняється всередині чи зовні діри. Цим можна пояснити велику дисперсію різниці, яка зберігається до кінця жовтня. На таке ж походження максимуму дисперсії вказано в роботах [13, 16]. Оскільки супутник робить одне полуцене вимірювання поблизу станції, то проходження краю діри над станцією здатне спричинити помітну

зміну рівня ЗВО упродовж дня, що вплине на середнє його значення, визначене за цей день під час наземних вимірювань. Внаслідок сезонного зменшення розмірів озонової діри її край зміщується в напрямку полюса, і в листопаді над станцією встановлюється стійкий рівень вмісту озону. Це призводить до різкої зміни середнього значення різниці та зменшення її варіацій.

СЕРЕДНЬОМІСЯЧНІ РІЗНИЦІ TOMS – ДОБСОН

Варіації середньомісячних різниць також розглядаються у порівнянні двох версій алгоритму EP-TOMS. Рис. 3, *а* відтворює результат для 7-ї

версії, представлений у роботі [1, рис. 6], де усереднювалися різниці за чотири сезони неперервних спостережень у 1996—2000 рр. Усереднені величини склали $D_{\text{бх}} = 8.1 \pm 5.0\% (N = 133)$ для ясного неба та $\bar{D}_{\text{хм}} = -0.7 \pm 5.7\% (N = 499)$ для хмарного. Різниці для 8-ї версії (рис. 3, б) були усереднені за дев'ять сезонів спостережень 1996—2005 рр. Усереднені величини склали $D_{\text{бх}} = 4.1 \pm 5.1\% (N = 137)$ для ясного неба та $\bar{D}_{\text{хм}} = -4.5 \pm 6.4\% (N = 1048)$ для хмарного.

Варто відзначити, що обсяг рядів даних для ясного неба є майже однаковим для 7-ї та 8-ї версій (133 та 137 діб відповідно) попри значно більший часовий інтервал у другому випадку. Це зумовлено суворішим відбором безхмарних днів у даній роботі, про що вже згадано вище.

Із рис. 3, а, б помітно, що для обох версій значення $D_{\text{бх}}$ для ясного неба (штрихові криві) є більшими, ніж $\bar{D}_{\text{хм}}$ для хмарної погоди (суцільні криві). У середньому $\bar{D}_{\text{бх}}$ перевищує $\bar{D}_{\text{хм}}$ на 8.9 % при використанні 7-ї версії та на 8.6 % — для 8-ї. Отже, середня відстань по вертикаль між двома кривими майже не змінилася при переході до 8-ї версії, хоча середні рівні різниць $D_{\text{бх}}$ та $\bar{D}_{\text{хм}}$ знизилися приблизно на 4 %. Така зміна пов'язана з відзначенням вище загальним зниженням значень TOMS у високих широтах південної півкулі в останній версії алгоритму [4, 12].

Порівняння двох версій на рис. 3, а, б дозволяє встановити, що зниження ЗВО_{TOMS} є однаковим для вимірювань при ясному та хмарному небі, і у 8-ї версії значна розбіжність значень різниці TOMS — Добсон для цих умов спостережень залишається незмінною.

В обох версіях середньомісячна різниця для ясного неба не має сезонної залежності протягом вересня — квітня (8 місяців). Цей результат, відзначений вище для дисперсії різниці на рис. 2, в, узгоджується з результатами порівняння даних 8-ї версії та вимірювань по Сонцю на окремих станціях в Антарктиці та північній півкулі [13, 16]. Раніше подібна тенденція була виявлена при зіставленні 7-ї версії з вимірюваннями на 30 станціях у північній півкулі, обладнаних спектрофотометрами Добсона та Брюера, для зенітних відстаней Сонця, які не перевищують 80° [15].

Подібність спостерігається і для варіацій зна-

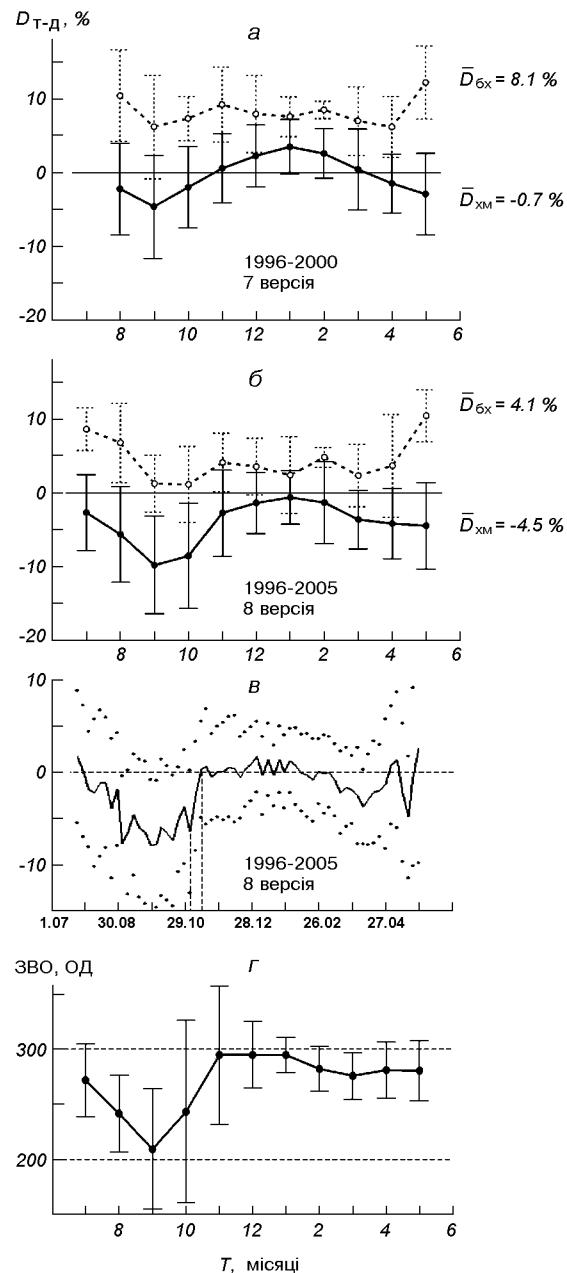


Рис. 3. Середньомісячні різниці TOMS—Добсон $D_{\text{T}-\text{Д}}$: а — для 7-ї версії супутникових даних, усереднені за 1996—2000 рр. [1] ($D_{\text{бх}} = 8.1 \pm 5.0\% (N = 133)$ та $\bar{D}_{\text{хм}} = -0.7 \pm 5.7\% (N = 499)$); б — для 8-ї версії за 1996—2005 рр. ($D_{\text{бх}} = 4.1 \pm 5.1\% (N = 137)$ та $\bar{D}_{\text{хм}} = -4.5 \pm 6.4\% (N = 1048)$), в — п'ятиденне усереднення, г — середньомісячні значення ЗВО за вимірюваннями спектрофотометра Добсона на станції Академік Вернадський у 1996—2005 рр.; наведено середні квадратичні відхилення ($\pm \sigma$)

чені $\bar{D}_{\text{бх}}$ для обох версій (штрихові криві на рис. 3, а, б). Узгодженість сезонних варіацій, отриманих у даній роботі та в [10], де відбір безхмарних днів було здійснено за менш суворим критерієм, свідчить, що такі відмінності вибірок не впливають на результати порівняння. Тому збереження незмінного стану неба (ясного чи хмарного) впродовж полуценних годин може бути достатнім для забезпечення ідентичності умов спостережень наземних та супутниковых вимірювань. Зміна рівня хмарності на станції в ранкові чи вечірні години вимірювань істотно не впливатиме на якість порівняння внаслідок малої ваги цих індивідуальних спостережень у віддалені від полуночі години.

Суттєве зростання від'ємної різниці $\bar{D}_{\text{ xm}}$ спостерігається навесні, коли розвивається озонова діра (суцільна крива на рис. 3, б). У цей період середньомісячні різниці для хмарного неба демонструють тенденцію, відзначену вище для поведінки дисперсії різниць (рис. 2, б, г). В цілому сезонні зміни $D_{\text{ xm}}$ на рис. 3, б повторюють хід середньомісячних значень ЗВО за вимірюваннями спектрофотометра Добсона на рис. 3, г. Аномальне збільшення від'ємної різниці $\bar{D}_{\text{ xm}}$ у вересні до $-9.8 \pm 6.6\%$ (рис. 3, б) узгоджується з положенням найнижчого середньомісячного значення ЗВО (209 ± 55 ОД, рис. 3, г). Рівень ЗВО відновлюється у листопаді і залишається відносно стійким протягом семи місяців. Значення $\bar{D}_{\text{ xm}}$ демонструють подібну поведінку (рис. 3, б, суцільна крива). Слід зауважити, що для мінімумів ЗВО та $\bar{D}_{\text{ xm}}$ у вересні — жовтні властива висока змінність значень (дивись середні квадратичні відхилення на рис. 3, б—г). А нормальний рівень вмісту озону 300 ОД, який спостерігається з листопада, поєднується з мінімальною змінністю обох параметрів та зближенням значень $\bar{D}_{\text{ xm}}$ та $\bar{D}_{\text{бх}}$ (рис. 3, б).

Зміну дисперсії щоденних значень різниці TOMS – Добсон на початку листопада якісно проілюстровано вище (рис. 2, б, г), а за середньомісячними значеннями різниці $\bar{D}_{\text{ xm}}$ у жовтні і листопаді зміна становить 5 % (рис. 3, б). Для уточнення часу та рівня цієї зміни щоденні значення різниць $D_{\text{нов}}$ за 1996–2005 рр. були послідовно усереднені з 5-денним кроком. Із рис. 3, в видно, що впродовж двох весняних

місяців (вересень — жовтень) різниця має значення -7% , і за першу декаду листопада вона зменшується до 0 %. Це усереднена за десятиріччя характеристика перехідного часового інтервалу, яким закінчується період озонової діри з високою змінністю $D_{\text{нов}}$ і ЗВО (серпень — жовтень) над станцією Академік Вернадський. Середні квадратичні відхилення, нанесені точками на рис. 3, в, зменшуються в цей же час у 1.5 рази. Відповідно до даних ЗВО на рис. 3, г, ця зміна пов'язана з відновленням нормальних рівнів вмісту озону.

Узагальнення даних рис. 2 і 3 дозволяє зробити висновок про дві важливі особливості у розбіжності між наземними та супутниковими вимірюваннями озону над станцією Академік Вернадський, пов'язаних з розвитком озонової діри. По-перше, відбувається значне зростання від'ємної різниці TOMS – Добсон при зниженні ЗВО у весняні місяці. По-друге, це зниження дає основний внесок у багаторічне середнє значення різниці -2% , а при його відсутності її варіації відбувалися б поблизу нульового значення (рис. 3, в). Тому зв'язок різниці TOMS – Добсон з рівнем ЗВО варто розглянути докладніше.

ЗАЛЕЖНІСТЬ РІЗНИЦІ ТОМС – ДОБСОН ВІД ЗНАЧЕНЬ ЗВО

Вже відзначалося, що оцінки залежності значень $D_{\text{T-D}}$ від рівня ЗВО наводилися раніше, наприклад, в роботах [13, 15, 16]. Результати були різними для північної і південної півкуль. Згідно з роботою [15] різниця між супутниковими і наземними даними у північній півкулі збільшувалася на 1–2 % при зростанні ЗВО на 100 ОД. Від'ємний тренд різниці спостерігався в Антарктиці [13].

Вище було показано, що і різниці $D_{\text{T-D}}$, і рівень ЗВО у зимово-весняний період (липень — листопад) змінюються в значно більших межах, ніж у літньо-осінній (грудень — травень), причому така змінність пов'язана головним чином із спостереженнями в умовах хмарності (рис. 2 і 3). Тому залежність різниці TOMS – Добсон від ЗВО оцінювалася окремо для вказаних двох періодів. У першому з них різниця зростає на $4.0 \pm 0.8\%$ на кожні 100 ОД при зростанні ЗВО

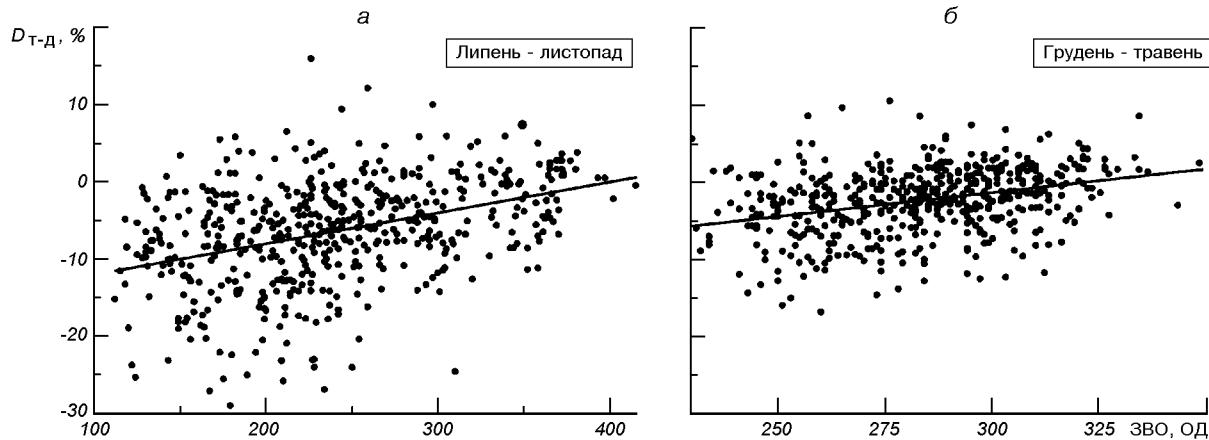


Рис. 4. Залежність різниці TOMS – Добсон D_{T-D} від рівня загального вмісту озону для спостережень в умовах суцільної хмарності упродовж: а — зимово-весняного періоду та б — літньо-осіннього періоду

приблизно від 120 до 400 ОД (рис. 4, а).

Упродовж другого періоду, коли діапазон змін ЗВО становить 240—330 ОД, тренд дещо вищий: $6.6 \pm 1.5\%$ на 100 ОД (рис. 4, б). Похибки тренду вказано на рівні середніх квадратичних відхилень $\pm\sigma$, тобто відмінність двох значень тренду статистично суттєва. Отже, залежність різниці D_{T-D} від ЗВО посилюється у період, коли рівень озону стабілізується (інтервал змінності ЗВО у грудні — травні на рис. 3, в приблизно вдвічі менший, ніж у липні — листопаді).

Сезонні зміни хмарності у поєднанні з мало-вивченими варіаціями спектру ультрафіолетового випромінювання, розсіяного шаром хмар [6], недостатньо враховуються при обчисленні $ZVO_{\text{Добсон}}$. Найімовірніше, дані рис. 4 можуть вказувати саме на вплив хмарного покриву на залежність D_{T-D} від ЗВО, тобто на зв'язок з наземними спостереженнями. Вимірювання спектрометром TOMS значно менш чутливі до сезонних змін висоти та оптичної товщини хмар, оскільки стратосферний максимум озону розташований над ними. Зміни ж хмарності враховуються в алгоритмі TOMS вимірюваннями розсіяного УФ-випромінювання на довжині хвилі 380 нм, незалежно від озонових вимірювань в діапазоні 310—340 нм [4].

Інший суттєвий фактор — зміна висоти Сонця над горизонтом — має одинаковий сезонний хід в обох випадках. Тому залежність значень D_{T-D} від ЗВО при вимірюваннях в умовах суцільної

хмарності може бути пов'язана більшою мірою з похибками наземних спостережень. Хоча в період озonoвої діри ця залежність кількісно менша, ніж в інші сезони, зниження ЗВО настільки значне, що рівень різниці TOMS – Добсон у середньомісячних даних досягає -10% . Це може вказувати на завищення $ZVO_{\text{Добсон}}$ над ZVO_{TOMS} .

АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ ТА ВИСНОВКИ

Узгодженість між результатами вимірювань спектрофотометром Добсона на станції Академік Вернадський та даними ЕР-TOMS після переходу від 7-ї до 8-ї версії алгоритму TOMS суттєво не змінилася. Середня додатна різниця 1.8% для 7-ї версії (за оцінками вимірювань у 1996—2003 рр.) змінилася від'ємно -2% для 8-ї версії (1996—2005 рр.). Середні значення різниці $\bar{D}_{bx} = 4.1\%$ (137 безхмарних днів) та $\bar{D}_{xm} = -4.5\%$ (1048 хмарних днів) свідчать, що розбіжність супутникових і наземних даних залежить від наявності хмарного покриву. Характер відмінності середніх різниць при спостереженнях в умовах ясного і хмарного неба не змінився (блізько 9% в обох версіях).

Отже, зміни даних TOMS, пов'язані з введенням 8-ї версії алгоритму, проявилися у загальному зниженні рівня ЗВО в районі станції Академік Вернадський, але залишилася незмінною

залежність розбіжності наземних і супутниковых даних від наявності чи відсутності хмар в районі станції. Варто також відзначити деякі інші особливості варіацій різниці TOMS – Добсон.

Вимірювання в умовах ясного неба. Вимірювання при відсутності хмар не мають суттєвої сезонної залежності різниці D_{T-D} (рис. 2, в та рис. 3, а, б, штрихові лінії). Середньомісячні значення змінюються в межах від 1 до 5 % протягом 8-місячного інтервалу вересень – квітень, який включає весну, літо та осінь відповідно до календаря південної півкулі (рис. 3, б, штрихова крива). Високі ж значення D_{bx} = 7–10 % у липні – серпні та травні пов’язані зниженням точності як супутниковых, так і наземних вимірювань при зенітній відстані Сонця більше 80°. Тому найбільш надійними слід вважати вимірювання на станції Академік Вернадський з вересня до квітня.

Усереднена за вересень – квітень щоденна різниця становить $2.8 \pm 4.5\%$ (сонячний зенітний кут менший за 80°, 102 щоденних значення ЗВО). Відносна сезонна стійкість різниці TOMS – Добсон у цей період може бути зумовлена тим, що супутниковий і наземний прилади при відсутності хмар вимірюють інтенсивність УФ-випромінювання у практично одному й тому ж стовпі атмосфери над поверхнею Землі, що випливає з даних рис. 1. Тому можна зробити висновок, що алгоритми визначення вмісту озону як для спектрометра TOMS, так і для спектрофотометра Добсона не вносять відчутних похибок у сезонний хід ЗВО при вимірюваннях в умовах ясного неба та при зенітних відстанях Сонця, менших за 80°.

Проте, як видно з рис. 2, в і 3, б, дані ЕР-TOMS систематично перевищують наземні дані. Спостереження за умов безхмарного неба з допомогою спектрофотометра Добсона забезпечують найточніші вимірювання (похибки – 1–2 % [5, 13]). Тому спостережуваний рівень різниць, найімовірніше, може пояснюватися звищенням даних TOMS, яке збереглося у 8-й версії. Воно може бути наслідком неналежного врахування альбедо поверхні, покритої снігом або льодом, чи помилкової інтерпретації його як альбедо хмар [11]. Сніговий та льодовий покрив зберігається в районі станції Академік Вернадський практично упродовж року (поверхня острова Галіндез та прилегла водна поверхня).

Найвищі додатні значення D_{bx} (в середньому 9–10 %, рис. 2, в та 3, б) спостерігаються на початку та в кінці сезону неперервних спостережень, коли зенітна відстань Сонця більша за 80°. Такі аномальні різниці можуть зумовлюватися похибками як наземних, так і супутниковых приладів [3, 13].

Вимірювання в умовах суцільної хмарності. На відміну від умов ясного неба, за хмарної погоди не спостерігається аномальних відхилень середньої різниці при сонячних зенітних кутах, більших за 80°. Наприклад, у липні – серпні та травні дисперсія D_{xm} на рис. 2, г є симетричною відносно середнього рівня різниці, а середньомісячні значення на рис. 3, б близькі до сезонного середнього (-4.5 %). Вплив великих зенітних відстаней Сонця проявляється тільки у відносно більшому діапазоні дисперсії та відповідно вищих значеннях стандартного відхилення.

Середньомісячні різниці для хмарного неба є від’ємними (суцільна лінія на рис. 3, б). Частково це заниження ЗВО, виміряного TOMS над хмарами, може зумовлюватися недооцінкою супутниковим алгоритмом тропосферного озону, розташованого під верхньою межею хмарного покриву [21]. Коли середньомісячний вміст озону знижується до 200 ОД (вересень, рис. 3, в), відносний внесок тропосферного озону у ЗВО зростає. Однак велику різницю у вересні (-10 %, рис. 3, б, суцільна лінія) не можна віднести на рахунок цього джерела похибок. Така різниця становить 20 ОД, що приблизно дорівнює рівню тропосферного озону в районі станції. Це мало б означати повну відсутність тропосферного озону в алгоритмі TOMS, проте його середні кліматологічні значення враховані використаними в алгоритмі вертикальними профілями озону [4]. Інструментальні похибки, пов’язані з низькою чутливістю до малих рівнів ЗВО, теж не є задовільним поясненням, оскільки вимірювання за ясної погоди (рис. 2, в і 3, б, пунктирна крива) не показують такого ефекту у вересні, коли спостерігається мінімум ЗВО (рис. 3, в).

Із загальних міркувань за хмарної погоди перевага має надаватися супутниковим вимірюванням, оскільки стратосферний озон як основна складова ЗВО розташований над шаром хмар. Супутниковий прилад безпосередньо вимірює основну частину УФ-випромінювання, розсія-

ного назад молекулами стратосферного озону. Натомість наземний інструмент екранується від стратосфери хмарами. Очевидно, значно складніше належно врахувати поглинання ультрафіолету хмарами при наземних вимірюваннях. Тому в цьому випадку одержані значення різниць можна тлумачити як завищення наземних даних у порівнянні з супутниковими.

Отже, розбіжність TOMS – Добсон, ймовірно, пов’язана переважно з похибками супутниковых вимірювань при ясному небі (додатна різниця D_{bx} внаслідок завищення ЗВО_{TOMS} над ЗВО_{Добсон}) та наземних — при хмарному небі (від’ємна різниця D_{xm} внаслідок завищення ЗВО_{Добсон} над ЗВО_{TOMS}). В цілому результати порівняння свідчать про вплив на розбіжність даних як кліматичних особливостей регіону та індивідуальних характеристик спектрофотометра Добсона, так і змін, пов’язаних з удосконаленням алгоритму обробки супутниковых вимірювань озону. Слід відзначити, що 8-ма версія алгоритму TOMS застосовується і при обробці даних OMI [2], тому результати роботи можуть сприяти з’ясуванню причин залежності результатів вимірювання від умов спостережень і зменшенню похибок як супутниковых, так і наземних вимірювань. Особливої уваги заслуговують спостереження в умовах хмарності при низьких рівнях ЗВО у вересні — жовтні.

Робота виконувалася за часткової підтримки Національного антарктичного наукового центру (проект А/2-2004), Міністерства освіти і науки України (М/86-2006) та Київського національного університету імені Тараса Шевченка (01БФ051-14, 06БФ051-12).

1. Мілінєвський Г. П., Леонов М. А., Грицай З. І. та ін. Вимірювання озону на антарктичній станції Академік Вернадський у 1996—2000 роках // Вісник КНУ. ун.-ту. Астрономія.—2002.—№ 38.—С. 63—69.
2. Balis D., Kroon M., Koukouli M. E., et al. Validation of Ozone Monitoring Instrument total ozone column measurements using Brewer and Dobson spectrophotometer ground-based observations // J. Geophys. Res.—2007.—112, N D24.—D24S46, doi:10.1029/2007JD008796.
3. Bernhard G., Evans R. D., Labow G. J., Oltmans S. J. Bias in Dobson total ozone measurements at high latitudes due to approximations in calculations of ozone absorption coefficients and air mass // J. Geophys. Res.—2005.—110, N D10.—D10305, doi:10.1029/2004JD005559.
4. Bhartia P. K., Wellemeyer C. W. TOMS V8 Algorithm theoretical basis document.—2004.—http://toms.gsfc.nasa.gov/version8/v8toms_atbd.pdf.

5. Bramstedt K., Gleason J., Loyola D., et al. Comparison of total ozone from the satellite instruments GOME and TOMS with measurements from the Dobson network 1996—2000 // Atm. Chem. Phys.—2003.—3, N 5.—P. 1409—1419.
6. Brogniez C., Houet M., Siani A. M., et al. Ozone column retrieval from solar UV measurements at ground level: effects of clouds and results from six European sites // J. Geophys. Res.—2005.—110, N D24.—D24202, doi: 10.1029/2005JD005992.
7. Gritsai Z. I., Evtushevsky A. M., Leonov N. A., Milinevsky G. P. Comparison of ground-based and TOMS-EP total ozone data for Antarctica and northern midlatitude stations (1996—1999) // Phys. Chem. Earth (B).—2000.—25, N 5-6.—P. 459—461.
8. Grytsai A. V., Evtushevsky O. M., Agapitov O. V., et al. Structure and long-term change in the zonal asymmetry in Antarctic total ozone during spring // Ann. Geophys.—2007.—25, N 2.—P. 361—374.
9. Jaross G., Taylor S. L., Wellemeyer C. G., et al. An assessment of long-term uncertainties using Total Ozone Mapping Spectrometers (TOMS) // Int. J. Rem. Sens.—2003.—24, N 2.—P. 329—338.
10. Kulinchich B. V., Evtushevsky A. M., Leonov N. A., Milinevsky G. P. Seasonal change of difference between the ground-based and EP-TOMS satellite ozone measurements // Укр. антарктичний журн.—2005.—№ 3.—С. 5—9.
11. Kylling A., Dahlback A., Mayer B. The effect of clouds and surface albedo on UV irradiances at a high latitude site // Geophys. Res. Lett.—2000.—27, N 9.—P. 1411—1414.
12. Labow G. J., McPeters R. D., Bhartia P. K. A comparison of TOMS and SBUV version 8 total column ozone data with data from groundstations // Proc. Quadr. Ozone Symp., 1—8 June 2004, Kos, Greece / Ed. by C. Zerefos. — Athens, Greece, 2004.—1.—P. 123—124.
13. Lambert J.-C., Van Roozendael M., Simon P. C., et al. Combined characterization of GOME and TOMS total ozone measurements from space using ground-based observations from the NDSC // Adv. Space Res.—2000.—26, N 12.—P. 1931—1940.
14. McPeters R. D., Bhartia P. K., Krueger A. J., et al. Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User’s Guide // NASA Technical Publication 1998—206895.—Greenbelt, Maryland: Goddard Space Flight Center, 1998.—70 p.
15. McPeters R. D., Labow G. J. An assessment of the accuracy of 14.5 years of Nimbus 7 TOMS version 7 ozone data by comparison with the Dobson network // Geophys. Res. Lett.—1996.—23, N 25.—P. 3695—3698.
16. Piacentini R. D., Crino E., Flores J. S., Ginzburg M. Intercomparison between ground based and TOMS/EP satellite southern hemisphere ozone data. New results // Adv. Space Res.—2002.—29, N 11.—P. 1643—1648.
17. Schoeberl M. R., Krueger A. J., Newman P. A. The morphology of Antarctic total ozone as seen by TOMS // Geophys. Res. Lett.—1986.—13, N 12.—P. 1217—1220.
18. Scientific assessment of ozone depletion: 1998. — Geneva: World Meteorological Organization, 1999.—Report N 44.
19. Stolarski R. S., McPeters R. D., Newman P. A. The ozone hole of 2002 as measured by TOMS // J. Atm. Sci.—2005.—62, N 3.—P. 716—720.

20. Vanicek K. Differences between ground Dobson, Brewer and satellite TOMS-8, GOME-WFDOAS total ozone observations at Hradec Kralove, Czech // Atm. Chem. Phys.—2006.—6, N 12.—P. 5163—5171.
21. Varotsos C. A. On the correction of the total ozone content over Athens, Greece as deduced from satellite observations // Int. J. Rem. Sens.—1995.—16, N 10.—P. 1771—1776.

**COMPARISON OF GROUND-BASED AND SATELLITE
TOTAL OZONE MEASUREMENTS OVER
THE ANTARCTIC STATION
AKADEMIK VERNADSKY (1996—2005)**

*O. M. Evtushevsky, A. V. Grytsai, G. P. Milinevsky,
V. O. Kravchenko, Z. I. Grytsai*

The influence of observation conditions (cloudiness, solar zenith angle, total ozone content (TOC) values) on the data disagreement is analyzed through the comparison of ground-based

and satellite TOC measurements over the Antarctic station Akademik Vernadsky. After transition from 7th to 8th Version of satellite algorithm in 2004, the agreement between the Dobson spectrophotometer and EP-TOMS spectrometer measurement results did not change essentially. A mean positive difference of 1.8 % in 7th was replaced by a negative one of -2 % in 8th Version. Mean difference values for cloudless (4.1 %, 137 days) and cloudy (-4.5 %, 1048 days) sky are evidences of the dependence of the satellite and ground-based daily TOC values discrepancy on the cloudiness presence. This dependence remains unchanged in comparison results for both Versions of the TOMS data: mean TOMS – Dobson differences under the observation conditions of clear and cloudy sky are distinguished by almost 9 %. The TOMS – Dobson difference dependence on the observation conditions can point to some overestimation of the ground-based data by the satellite ones under the clear sky and the reverse relationship under the cloudy sky. The largest data disagreement is revealed in the ozone hole period (September – October) for the observations under the cloudy sky conditions. Our results allow one to improve the TOC observation accuracy with regard to the atmosphere state.

А. В. Шаврина¹, Я. В. Павленко¹, А. А. Велесь¹,
В. А. Шеминова¹, И. И. Синявский¹, М. Г. Сосонкин¹,
Я. О. Романюк¹, Н. А. Еременко¹, Ю. С. Иванов¹,
О. А. Монсар¹, М. Крон²

¹Головна астрономічна обсерваторія Національної академії наук України, Київ

²Королівський метеорологічний інститут, Нідерланди

Общее содержание озона в тропосфере и тропосферные профили озона над Киевом в 2007 году

Надійшла до редакції 20.12.07

Наземні спостереження на інфрачервоному фур'є-спектрометрі були виконані в Головній астрономічній обсерваторії Національної академії наук (ГАО НАНУ) в рамках проекту ESA-NIVR-KNMI no2907 «OMI validation by ground based remote sensing: ozone columns and atmospheric profiles». Метою проекту є валідація даних моніторингу по загальному вмісту озону в атмосфері і атмосферних профілях озону, отриманих з інструментом OMI (Ozone Monitoring Instrument) на борту супутника NASA EOS Aura. Спостереження спектрів поглинання земною атмосферою прямого сонячного в інфрачервоній області спектру (2—8 мкм) проводились в періоди серпень—жовтень 2005 року, червень—жовтень 2006 року та березень—жовтень 2007 року переважно для безхмарного неба. При умов чистого неба спостереження проводились з раннього ранку до заходу Сонця у широкому діапазоні зенітних кутів. Оцінки загального вмісту озону в атмосфері по спостереженнях 2006 року були отримані при моделюванні спектру озонової полоси на 9.6 мкм при допомозі програми MODTRAN3, з використанням молекулярної бази даних HITRAN-96. Оцінки загального вмісту озону, отримані з наших спостережень на фур'є-спектрометрі, виявилися в середньому на 8—10 ОД нижчими від OMI-DOAS-даних при відносно невеликій стандартній похибці порядку 2 %. Спостереження 2006 року моделювались програмою MODTRAN4. Як апріорну інформацію для моделювання ми використовували супутникові дані для моделювання ми використали супутникові дані по профілях водяного пару і температури Aqua-AIRS та стратосферні профілі озону Aura-MLS (версія 1.5), кліматологічні TEMIS-KNMI [4] та одночасно виконані виміри поверхневого озону. Оцінки загального вмісту озону, отримані з наших спостережень в 2006 році при допомозі моделювання по програмі MODTRAN4, добре погоджуються з даними OMI-TOMS і OMI-DOAS: стандартні похибки є 0.68 % та 1.11 % відповідно. Нові дані по стратосферному озону Aura-MLS версії 2.2, які стали доступними в 2007 році, дозволяють нам відтворювати тропосферні профілі озону. Для деяких дат стали також доступними тропосферні профілі AURA-TES, які для валідації порівнювались з нашими відтвореннями профілями. Нами був виконаний попередній аналіз змінності озону в тропосфері. Спостереження за березень—жовтень показують щоденну фотохімічну змінність вмісту тропосферного озону, що свідчить про процеси переміщування на протягом ночі.

ВВЕДЕНИЕ

Общепризнано, что озоновый слой в стратосфере очень важен для поддержания жизни на Земле

— озоновый слой защищает все живущее на Земле от губительной ультрафиолетовой солнечной радиации. Ниже, в тропосфере, озон действует как загрязнитель, но он также является

важным парниковым газом. Тропосферный озон не испускается непосредственно каким-либо естественным источником, но образуется под действием ультрафиолетового излучения из естественных и антропогенных эмиссий окислов азота (NO_x) и различных органических соединений (VOCs). Чтобы понять и определить ключевые процессы в глобальном бюджете озона, проводится спутниковое зондирование атмосферы. В настоящее время спутниковые наблюдения позволяют определять общее содержание озона и атмосферные профили озона. Однако наземные наблюдения также необходимы для подтверждения и дополнения космических данных, особенно это касается выяснения роли местных и региональных источников и стоков этого газа. Такие наземные данные помогают изучать динамическое поведение загрязнителей воздуха и проверять согласие с моделями переноса (транспортировки) загрязнителей. Они также помогут развитию политики по отношению к окружающей среде, особенно политики по отношению к парниковым газам в местном и региональном масштабах.

Наши первые попытки получить общее содержание озона из наблюдений прямого солнечного излучения с фурье-спектрометром в Главной астрономической обсерватории были успешными [11], что позволило нам представить предложение по ОМИ-валидации, которое было принято.

СПУТНИКОВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ОМИ

Голландско-финский прибор ОМИ (Ozone Monitoring Instrument) [6, 7] установлен на борту спутника NASA Aura серии EOS (Earth Observing System) [10]. Это — компактный спектрометр, работающий в видимой и ультрафиолетовой областях спектра (270—500 нм), записывающий спектры в широкой полосе вблизи точки надира, который обеспечивает ежедневный мониторинг атмосферы всего земного шара с высоким пространственным и спектральным разрешением. Орбита Ауры синхронна Солнцу и проходит на высоте 705 км с наклоном 98° и временем восхода над экватором приблизительно 13^h45^m. ОМИ измеряет рассеянное назад солнечное излучение в дневной части каждой орбиты и прямое солнечное излучение вблизи

терминатора северного полушария однажды в день. Из соотношения излучения от Земли и Солнца и выводятся данные ОМИ. Во время написания алгоритмов ОМИ TOMS и OMI DOAS [3, 5, 13] (см. также OMI README — <http://disc.gsfc.nasa.gov/Aura/OMI/>) оценки общего содержания озона были доступны публично в системе NASA DISC. Алгоритм OMI-TOMS основан на алгоритме TOMS V8, который использовался, чтобы обработать данные четырех инструментов TOMS, которые летали начиная с ноября 1978 г. Этот алгоритм использует измерения в 4 дискретных полосах спектра шириной 1 нм с центром на 313, 318, 331 и 360 нм.

Алгоритм OMI-DOAS [13] использует преимущество гиперспектральной особенности ОМИ и основан на принципе спектроскопии дифференциального оптического поглощения (DOAS) [8]. Алгоритм использует около 25 измерений ОМИ в диапазоне длин волн от 331.1 до 336.6 нм, как описано в [13]. Ключевое различие между этими двумя алгоритмами — то, что алгоритм DOAS устраняет влияние аэрозолей, облаков, вулканической двуокиси серы и поверхностных эффектов подгонкой деталей спектра, в то время как алгоритм TOMS, чтобы устранить эти эффекты, применяет эмпирическую коррекцию. Кроме того, алгоритм TOMS использует высоту облаков, взятую из климатологии, которая была получена по спутниковым данным в инфракрасной области спектра, в то время как алгоритм DOAS использует информацию об облаках, полученную из ОМИ-измерений полосы поглощения O_2-O_2 на $\lambda = 470$ нм. Эти два алгоритма также по-разному откликаются на инструментальные ошибки. Поэтому валидация является ключевым моментом в том, чтобы определить количественно и понять эти различия как функцию геометрии измерения, сезона и географического местоположения.

НАЗЕМНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ С ФУРЬЕ-СПЕКТРОМЕТРОМ

Наблюдения выполнены с фурье-спектрометром, модель «Infracium FT 801», который был модернизирован для задачи контроля атмосферы наблюдениями прямого солнечного излучения [1]. Главное преимущество этого устройства — его

небольшой размер и малая чувствительность оптической системы к вибрациям. Рабочий спектральный диапазон FTIR-спектрометра — 2—12 мкм ($800—5000 \text{ см}^{-1}$) с самым высоким возможным спектральным разрешением приблизительно 1.0 см^{-1} . После модернизации в 2006 г. нашего спектрометра и обновления программного обеспечения для первичной обработки зарегистрированных спектров система теперь позволяет усреднять от 2 до 99 индивидуальных спектра в ходе наблюдения. Мы усредняли четыре отдельных спектра, как рекомендовано разработчиками спектрометра, чтобы избежать эффектов атмосферной нестабильности на более длинных экспозициях. Усредненные спектры имеют отношения «сигнал / шум» $S/N = 150—200$. Мы регистрировали 3—4 усредненных спектра в течение 2—3 мин времени наблюдений.

В ходе дальнейшей обработки наблюдаемых спектров мы проверяли повторяемость этих 3—4 спектров и выбирали спектр с лучшим отношением «сигнал / шум», чтобы сравнить их с модельными спектрами.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СПЕКТРОВ С ПОМОЩЬЮ ПРОГРАММЫ MODTRAN И АНАЛИЗ

Оценки общего содержания озона (O_3) были получены с помощью моделирования спектров умеренного разрешения программами переноса излучения в атмосфере MODTRAN3 и MODTRAN4 [2]. Эти программы широко применяются для интерпретации наземных, баллонных и спутниковых наблюдений спектров атмосферы Земли. Программы вычисляют прошедшее через атмосферу и отраженное электромагнитное излучение в диапазоне частот от 0 до 50000 см^{-1} . Модель использует сферическую функцию источника для света, пришедшего от Солнца или рассеянного Луной, и стандартные модели атмосферы. Пользователь также может определять атмосферные профили газов, аэрозолей, облаков, туманов и даже дождь. Она использует двухпараметрическую (температура и давление) модель молекулярных полос поглощения, которая рассчитывается на основе большого количества предварительно накопленных данных о спектральных линиях, содержащихся в молекулярной базе данных HITRAN. Для расче-

та модели полосы используются данные о линиях для 12 легких молекул (H_2O , CO_2 , O_3 , CO , CH_4 , O_2 , NO , SO_2 , NO_2 , N_2O , NH_4 и HNO_3), а для тяжелых молекул — CFC (9 молекул) и ClONO_2 , HNO_4 , CCl_4 и N_2O_5 используются вычисленные сечения поглощения. Расчеты выполнены в приближении локального термодинамического равновесия (ЛТР) для умеренного спектрального разрешения (2 см^{-1}) которое в точности соответствует нашим наблюдаемым спектрам. Параметры модели полосы были заново пересчитаны нами на основе HITRAN-2004 согласно статье [2]. Для построения входных (*a priori*) атмосферных профилей озона, температуры и водяного пара для моделирования с программой MODTRAN4.3 использовались измерения концентраций поверхностного озона ультрафиолетовым озонометром TEI-49i, размещенным рядом с фурье-спектрометром, спутниковые данные AIRS (<http://disc.gsfc.nasa.gov/AIRS/>) на борту спутника NASA EOS-Aqua, и микроволнового прибора MLS (<http://avdc.gsfc.nasa.gov/Data/Aura/>) на борту спутника NASA EOS-Aura. Для анализа наблюдений 2006 г. мы использовали MLS-данные версии 1.5, которые имели предварительный характер. Мы варьировали форму стрatosферных профилей озона MLS, чтобы получить лучшую подгонку спектров, рассчитанных с помощью программы MODTRAN4.3 к нашим наблюдаемым спектрам в области полосы озона вблизи 9.6 мкм [12]. К счастью, в 2007 г. стала доступной новая и более точная версия данных MLS v2.2, которая позволила нам разработать новый подход к анализу: мы варьируем во входном профиле озона лишь тропосферную часть, а стратосферный профиль лишь шкалируем множителем в пределах указанной точности (2—5 % в области давлений 216—0.02 гПа) без модификации его формы. Тропосферная часть входного профиля озона строилась на основе измерения концентрации поверхностного озона и климатологических профилей озона TEMIS (усредненных по месяцам [4]), которые размещены на веб-странице TEMIS-KNMI. Таким образом, мы старались получать насколько возможно лучшее совмещение модельного вычисленного спектра с наблюдаемым вблизи 9.6 мкм. Данные Aura-TES, доступные на веб-странице AVDC, также использовались для тех дней наблюдений, для

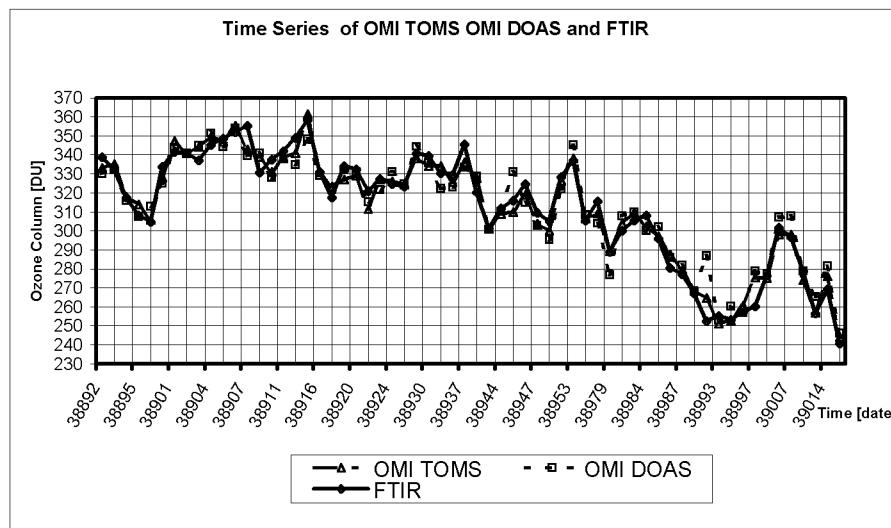


Рис. 1. Сравнение наших оценок (FTIR) общего содержания озона со спутниковыми данными OMI-DOAS и OMI-TOMS для 2006 г.

которых они имелись.

Чтобы варьировать форму тропосферной части профиля озона, мы использовали гладкую функцию, определенную между точками высоты в модели атмосфере J1 и J2 (обычно 3 и 12, соответствующих высоте 2 и 11 км). Для любой точки J модели в пределах J1, J2 мы принимаем:

$$x = (J - J1)/(J2 - J1),$$

тогда

$$P_J = P_{0J}(1 + B(\sin x))^a$$

определяет форму функции коррекции, а B определяет амплитуду вариаций входного тропосферного профиля озона, где $B > -1$ и $a > 0$. Используя программу MODTRAN4, мы вычисляем сетку теоретических спектров. Чтобы определять параметры лучшего совмещения, мы сравниваем наблюдаемые и вычисленные спектры путем процедуры минимизации двумя шагами.

Во-первых, мы определяем лучшее совмещение наблюдаемых линий водяного пара в спектральной области $800-1240 \text{ см}^{-1}$. Таким образом мы исключаем полосу озона из анализа. Во втором шаге мы находим лучшее совмещение наблюдаемого спектра возле полосы озона на 9.6 мкм с сеткой расчетных спектров, включая

предварительно определенный лучший атмосферный профиль водяного пара.

В итоге мы определяем тропосферные профили озона, общее количество озона в атмосфере и общее количество озона в тропосфере из лучшего совмещения модельных и наблюдаемых спектров полосы озона.

Рис. 1 представляет сравнение наших оценок общего содержания озона со спутниковыми данными OMI-DOAS и OMI-TOMS в течение 2006 г. В среднем различие спутниковых и неземных наблюдений составляет 0.37 ЕД и -0.25 ЕД для OMI-DOAS и OMI-TOMS соответственно, со стандартными отклонениями 8.77 ЕД и 5.37 ЕД (стандартные ошибки равны 1.11 ЕД и 0.68 ЕД соответственно). На рис. 2 слева показаны все наблюдаемые спектры в течение 29 сентября 2007 г. Справа мы демонстрируем лучшее совмещение модельных спектров к наблюдаемому спектру для 13^h01^m местного времени. Рис. 3–6 представляют наши восстановленные профили озона для четырех репрезентативных случаев: два весенних эпизода повышенного общего содержания озона, летний эпизод фотохимического производства озона и осенний эпизод низкого содержания стратосферного озона. Последний случай наблюдался в течение трех дней 2007 г.: 29 сентября, 1 и

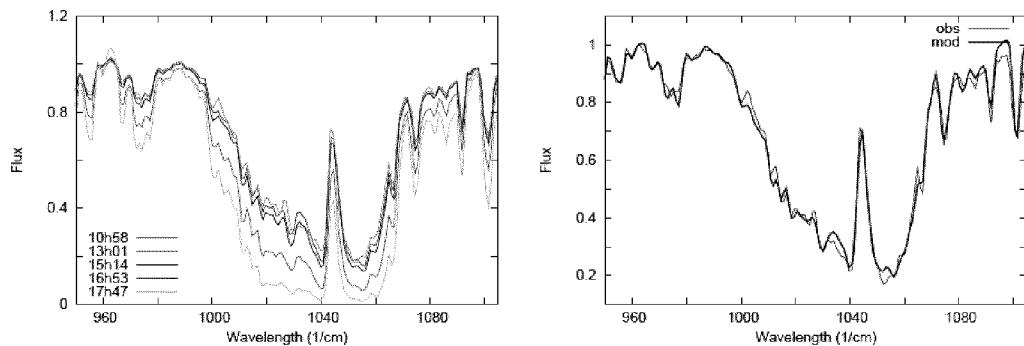


Рис. 2. Слева — все наблюдаемые спектры для 29 сентября 2007 г. Справа — лучшее совмещение модельных спектров с наблюдаемым спектром для 13^h01^m местного времени

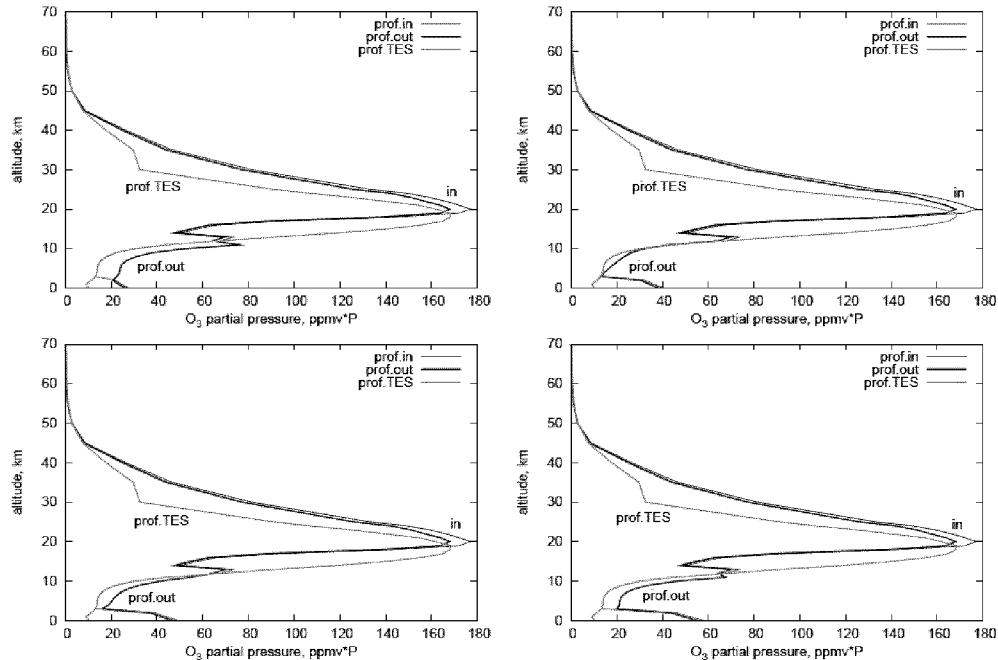


Рис. 3. Восстановленные атмосферные профили озона для 28 марта 2007 г. по наблюдениям в 8^h54^m и 10^h47^m местного времени (верхние рисунки) и 13^h12^m и 18^h21^m местного времени (нижние рисунки)

2 октября. Рисунки демонстрируют специфические особенности каждого эпизода и ежедневную динамику тропосферного озона вследствие фотохимических процессов.

Рис. 3 показывает восстановленные атмосферные профили озона для 28 марта 2007 г. по

наблюдениям в 8^h54^m и 10^h47^m местного времени (верхние рисунки) и 13^h12^m и 18^h21^m местного времени (нижние рисунки). На этих рисунках можно видеть низкие концентрации озона в пограничном слое для утреннего наблюдения в 8^h54^m LT. Здесь, вероятно, имеет место титрова-

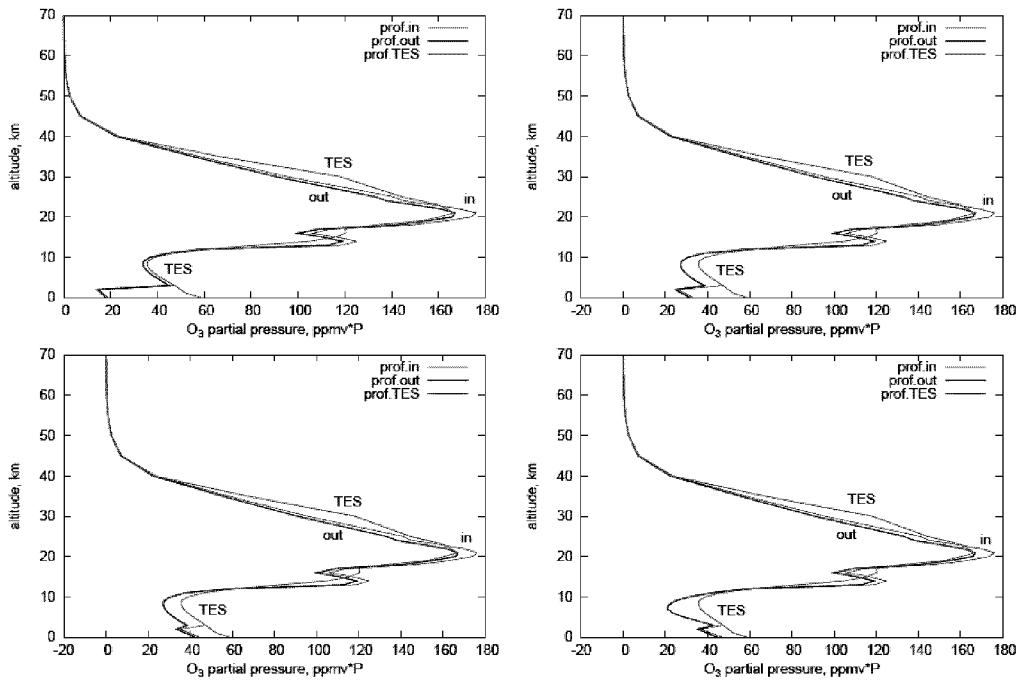


Рис. 4. Восстановленные атмосферные профили озона для 23 апреля 2007 г. для моментов наблюдений 09^h22^m и 11^h15^m (верхние рисунки) и 14^h35^m и 15^h40^m местного времени (нижние рисунки)

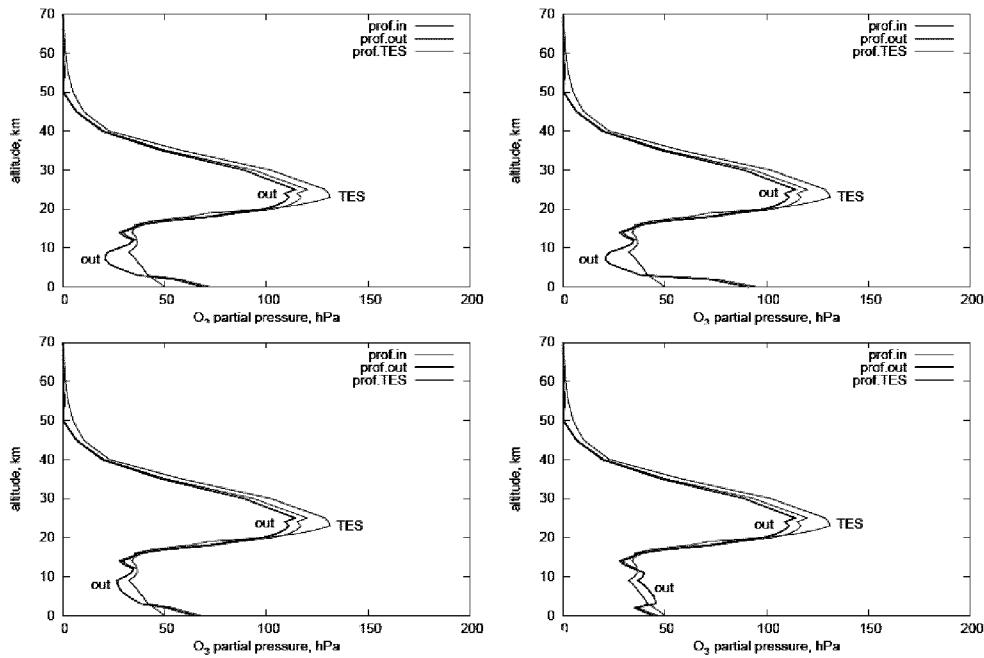


Рис. 5. Восстановленные атмосферные профили озона для 18 июля 2007 г. по наблюдениям в 13^h35^m и 16^h10^m (верхние рисунки) и в 17^h20^m и 19^h27^m (нижние рисунки) местного времени

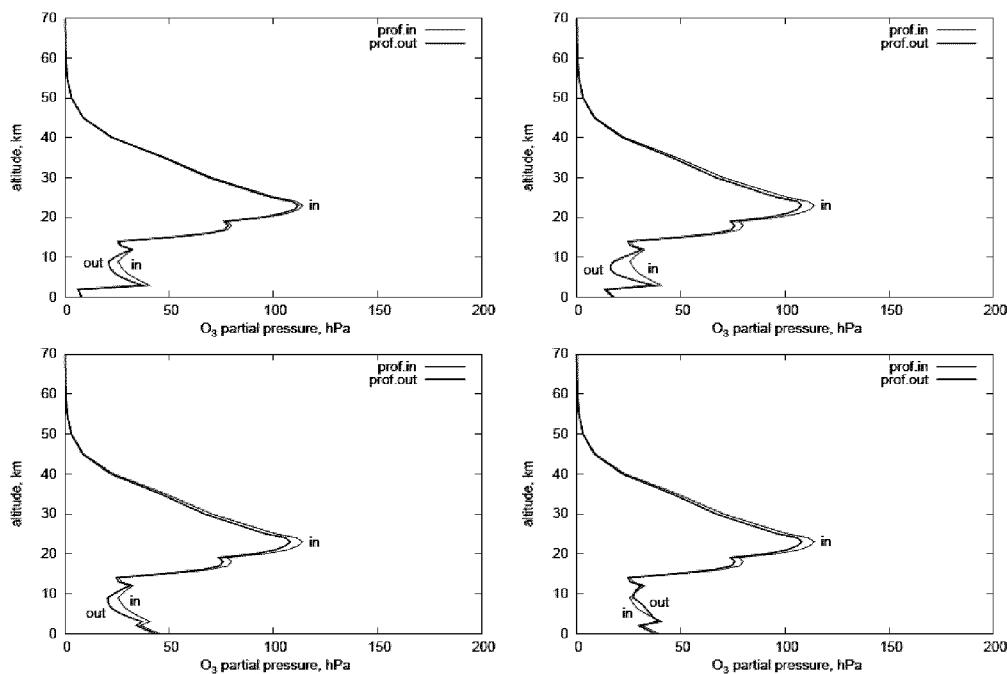


Рис. 6. Восстановленные атмосферные профили озона для 1 октября 2007 г. 8^h08^m и 9^h49^m (верхние рисунки), и 16^h21^m и 17^h41^m местного времени (нижние рисунки)

ние озона окислами азота (NO_x), которые выбрасываются автомобилями с началом утреннего движения транспорта. В 10^h47^m мы видим уменьшение тропосферного озона для 2–11 км вертикальной шкалы. Повышение озона из-за фотохимических процессов в атмосфере заметно на нижних рисунках. Наши одновременно выполненные измерения поверхностного озона также отражают эту динамику со временем: 27.3, 40.2, 48.8, и 57.3 ppb (значения зарегистрированы для точно тех же моментов времени. Для сравнения мы также показываем спутниковый вертикальный профиль озона AURA-TES для 28 марта 2007 г., который может рассматриваться как достоверный только в тропосфере.

Рис. 4 показывает восстановленные атмосферные профили озона для 23 апреля 2007 г. для моментов наблюдений 09^h22^m и 11^h15^m (верхние рисунки) и 14^h35^m и 15^h40^m местного времени (нижние рисунки). В этот день величины общего содержания озона (411.0 ЕД FTIR) и содержания озона в тропосфере (см. таблицу) очень высоки. Возможно, здесь мы наблюдаем случай

вторжения стратосферного озона в тропосферные слои (стратосферную интрузию). Отметим, что самая высокая величина общего содержания озона 448 ЕД в 2007 г. была 22 апреля.

Рис. 5 показывает восстановленные атмосферные профили озона для 18 июля 2007 г. по наблюдениям в 13^h35^m и 16^h10^m (верхние рисунки) и в 17^h20^m и 19^h27^m (нижние рисунки) местного времени. Самые высокие величины содержания озона в тропосфере, высокие значения поверхностных концентраций озона (см. таблицу) и их дневная динамика характерны для эпизодов повышенного содержания озона в тропосфере вследствие фотохимии. Обратим внимание, что в этот день общее содержание озона довольно низко (291.5 ЕД).

Наконец, на рис. 6 мы показываем восстановленные атмосферные профили озона для 1 октября 2007 г., 8^h08^m и 9^h49^m (верхние рисунки) и 16^h21^m и 17^h41^m местного времени (нижние рисунки). Общее содержание озона в этот день довольно низко: лишь 262 ЕД. Однако мы можем видеть дневную динамику тропосферного

Оценки общего содержания озона и содержание озона в тропосфере (для нескольких репрезентативных дней 2007)

Дата	Время ч, мин	z , град	ТОС, ЕД	OMI-TOMS, ЕД	OMI-DOAS, ЕД	Tr.OС, ЕД	Поверх. О ₃ , ppb	H_{trop} , км
28.03.07	8 ^h 54 ^m	70.434	364.24			47.15	27.3	12.0
	10 47	58.459	363.57			36.06	40.2	
	13 12	47.469	361.39	344.2	356.0	44.13	48.8	
	14 46	52.131	363.94	353.2	363.2	46.72	65.9	
	16 51	67.169	363.54			46.33	64.0	
	17 51	76.192	359.91			43.54	56.5	
	18 21	80.375	366.27			44.93	57.3	
23.04.07	9 22	57.622	411.01			48.06	18.7	12.5
	11 15	43.200	410.30			47.34	32.8	
	14 35	42.879	410.27	412.0**	414.5	47.30	44.1	
	15 40	50.375	409.54	414.7	417.6	46.57	46.5	
09.06.07	6 39	75.28	348.37			38.40	20,	
	8 44	55.66	341.53			31.70	22	12.0
	11 56	29.93	346.05	347.6	349.6	35.47	42.8	
	16 08	45.92	352.76			36.38	51	
	17 53	62.42	349.56			39.56	57	
14.06.07	6 52	73.20	355.54			42.9	14	12.0
	7 05	71.21	351.04			44.75	13	
	9 05	52.25	352.81			39.81	15	
	12 06	28.96	348.72	347.6	349.6	42.86	46	
	17 45	60.75	357.36			44.76	50	
18.07.07	13 35	29.93	287.12	291.5	289.6	44.32	72	12.6
	14 52	36.16	294.07			51.27	85	
	16 10	46.62	290.91			49.37	95	
	17 20	58.23	294.39			51.60	67	
	18 15	66.19	292.85			50.09	58	
	19 27	77.39	296.60			53.80	46	
						53.55*		
29.09.07	10 35	57.722	269.21			29.96	13	13.0
	13 01	52.756	260.34	261.2	263.9	32.64	29	
	15 14	61.211	260.38			32.31	39	
	16 37	71.676	261.44	260.2	260.9	33.73	40	
	17 47	82.059	266.62			38.92	35	
01.10.07	8 08	79.704	271.75			30.31	8	12.5
	9 49	65.672	261.95			28.09	18	
	13 22	53.971	264.68	261.7	264.9	30.69	40	
	16 21	70.201	271.41			37.42	45	
	17 41	81.844	277.23			43.24	39	
2.10.07	8 31	76.545	279.16			40.43	8	12.5
	9 43	66.709	276.51			37.78	12	
	12 58	53.897	271.42	270.9	269.1	34.93	43	
	15 20	63.019	274.80			36.08	47	
						39.19*		

* TESL3 оценка тропосферного содержания озона.

** Оценка OMI общего содержания озона для 22.04.07 равна 448 ЕД

озона: имеет место утреннее титрование озона NO_x и довольно высокие концентрации озона позже днем. К сожалению, для этого данные Aura-TES отсутствуют, поэтому тропосферная часть входного профиля озона для моделирования была построена на основе среднемесячного профиля TEMIS.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы получили большой ряд оценок общего содержания озона из наземных наблюдений с инфракрасным фурье-спектрометром за 2005–2007 гг. Наши оценки общего содержания озона хорошо согласуются со спутниковыми данными Aura-OMI по содержанию озона. Различия составляют несколько процентов. Мы обращаем внимание на некоторые существенные различия при недостаточно ясном небе, что показывает на влияние облаков при наблюдениях с фурье-спектрометром. Проведен анализ наших восстановленных профилей озона для четырех репрезентативных случаев динамики тропосферного озона: двух весенних эпизодов повышенного общего содержания озона, летнего эпизода фотохимического производства озона и осеннего эпизода низкого содержания стрatosферного озона. Рис. 3–6 демонстрируют специфические особенности каждого эпизода и ежедневную динамику тропосферного озона вследствие фотохимических процессов.

Этой работой мы делаем первый шаг к восстановлению атмосферных профилей озона на регулярной основе. Для этого мы нуждаемся в дальнейшем развитии нашей процедуры восстановления профилей.

Мы должны также выполнить тестирование наших модельных спектров, вычисленных с моделью слаженной молекулярной полосы, путем расчетов “line-by-line” подобно известной программе FASCODE. Поскольку эта программа нам недоступна, мы разрабатываем свою собственную программу, которая будет работать в ближайшее время. Требует разработки и процедура количественного сравнения наших восстановленных профилей с другими доступными данными.

Авторы из ГАО НАНУ благодарны координатору проекта ESA-NIVR-KNMI OMI-AO, д-ру Марку Крону, за его постоянное внимание и помощь. Все авторы благодарны администрациям веб-страниц AVDC, Aura-MLS, Aura-TES и Aqua-AIRS за обеспечение необходимых спутниковых данных по зондированию атмосферы. Работа авторов из ГАО НАНУ была частично поддержана грантом НТЦУ (2005–2007 гг.) и Национальным космическим агентством Украины (2007 г.).

1. Ежевская Т. Б., Власов А. М., Бубликова А. В. Инфракрасный фурье-спектрометр “Infralum FT-801” // Наука производству.—2001.—№ 12.—С. 38–41.
2. Bernstein L. S., Berk A., Acharya P. K., et al. Very Narrow Band Model Calculations of Atmospheric Fluxes and Cooling Rates // J. Atmos. Sci.—1996.—53.—P. 2887–2904.
3. Bhartia P. K., Wellemeyer C. TOMS-V8 Total O3 Algorithm, OMI ATBD, / Ed. by P. K. Bhartia. — NASA GSFC, Greenbelt, MD, OMI-ATBD-02, 2002.—Vol. II. OMI Ozone Product.—P. 15–31.
4. Fortuin J., Paul F., Kelder H. An ozone climatology based on ozonesonde and satellite measurements // J. Geophys. Res.—1998.—103.—P. 31709–31734.
5. Kroon M., Brinksma E. J., Labow G., Balis D. OMI-TOMS Total Ozone Column Validation Status April 2006 // RP-OMIE-KNMI-820. — May 2006 (Internal KNMI OMI document).
6. Levelt P. F., Hilsenrath E., Leppelmeier G. W., et al. Science Objectives of the Ozone Monitoring Instrument // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.—2006.—44, N 5.—P. 1199–1208.
7. Levelt P. F., van den Oord G. H. J., Dobber M. R., et al. The Ozone Monitoring Instrument // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.—2006.—44, N 5.—P. 1093–1101.
8. Perner D., Platt U. Detection of Nitrous Acid in the Atmosphere by Differential Optical Absorption // J. Geophys. Res.—1979.—6.—P. 917–920.
9. Rothman L. S., Jasquinet D., and B. Et al., The HITRAN 2004 molecular spectroscopic database // J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer.—2005.—96.—P. 139–204.
10. Schoeberl M. R., Douglass A. R., Hilsenrath E., et al. Overview of the EOS Aura Mission // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.—2006.—44, N 5.—P. 1066–1074.
11. Shavrina A. V., Veles A. A. Remote sensing of some greenhouse gases by Fourier spectrometry in Kyiv // J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer.—2004.—88.—P. 345–350.
12. Shavrina A. V., Pavlenko Ya. V., Veles A., et al. Ozone columns obtained by ground-based remote sensing in Kiev for Aura Ozone Measuring Instrument validation // J. Geophys. Res.—2007.—112, N D24.—P. 45.
13. Veefkind J. P., de Haan J. F., Brinksma E. J., et al. Total ozone from the Ozone Monitoring Instrument (OMI) using the OMI-DOAS technique // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.—2006.—44, N 5.—P. 1239–1244.

TROPOSPHERIC OZONE COLUMNS AND OZONE PROFILES FOR KYIV IN 2007

*A. V. Shavrina, Ya. V. Pavlenko, A. A. Veles,
V. A. Sheminova, I. I. Synyavski, M. G. Sosonkin,
Ya. O. Romanyuk, N. A. Eremenko, Yu. S. Ivanov,
O. A. Monsar, M. Kroon*

The ground-based FTIR observations were performed at the Main Astronomical Observatory of NASU within the framework of the ESA-NIVR-KNMI project 2907 entitled «OMI validation by ground based remote sensing: ozone columns and atmospheric profiles» for the purpose of OMI data validation. FTIR observations were carried out during August — October 2005, June — October 2006 and March — October 2007, mostly under cloud free and clear sky conditions and in some days from early morning to sunset covering a large range of solar zenith angles. Ozone column and ozone profile data were obtained for the year 2005 using spectral modeling of the ozone spectral band profile near 9.6 microns with the MODTRAN3 band model based on the HITRAN-96 molecular absorption database. The total ozone column values retrieved from FTIR observations are biased low

with respect to OMI-DOAS data by 8—10 DU on average, where they have a relatively small standard error of about 2 %. FTIR observations for the year 2006 were simulated by MODTRAN4 modeling. For the retrieval of ozone column estimates and particularly ozone profiles from our FTIR observations, we used the following data sources as input files to construct the information for the model (a priori): satellite Aqua-AIRS water vapor and temperature profiles; Aura-MLS stratospheric ozone profiles (version 1.5), TEMIS [4] climatological ozone profiles and the simultaneously performed surface ozone measurements. Ozone total columns obtained from our FTIR observations for year 2006 with MODTRAN4 modeling are matching rather well with OMI-TOMS and OMI-DOAS data where standard errors are 0.68 % and 1.11 %, respectively. AURA-MLS data of version 2.2 which became available in 2007 allow us to retrieve tropospheric ozone profiles. For some days Aura-TES tropospheric profiles were also available and were compared with our retrieved profiles for validation. A preliminary analysis of troposphere ozone variability was performed. The observations from March to October demonstrate daily photochemical variability of tropospheric ozone and reveal mixing processes during the night.

УДК 533.951

О. К. Черемних, О. С. Парновський, О. В. Агапітов

Інститут космічних досліджень Національної академії наук та Національного космічного агентства України

Дослідження збурень та колективних рухів плазми у внутрішній магнітосфері Землі

Надійшла до редакції 23.01.08

Досліджується генерація, стійкість і спектр власних поперечно-дрібномасштабних УНЧ-збурень магнітосферного резонатора з урахуванням тиску, його градієнта, кривини силових ліній та скінченної провідності іоносфери. Отримано систему рівнянь для малих поперечно-дрібномасштабних збурень статичної МГД-рівноваги, що описують «зачеплені» альвенівські й повільні магнітозвукові моди у дипольній моделі внутрішньої магнітосфери Землі. Ці рівняння доповнені комплексними граничними умовами на іоносфері з дисипацією. За допомогою енергетичного принципу було встановлено, що стійкість системи визначається жолобковими модами при скінченій провідності іоносфери та ідеальними балонними — при нескінченні. Для обох типів збурень були отримані критерії стійкості. Встановлено, що спектр власних збурень є дискретним, його лінії мають скінчулу ширину через наявність різних поляризацій, а частоти альвенівських мод зменшуються при зменшенні провідності, внаслідок чого при певній провідності перша альвенівська мода зникає. Ці результати було перевірено числовими розрахунками та спостережними даними.

ВСТУП

Навколоземна плазма постійно відчуває вплив геомагнітного поля та сонячного вітру. Її збурення досліджують різними методами як із Землі, так і з супутників, тому що вони містять у собі інформацію про стан геофізичної системи та джерело її збудження. Крім того, вони беруть безпосередню участь у процесах переносу. У деяких випадках вони призводять до розвитку нестійкостей та інших нерівноважних процесів, які реєструються на Землі у вигляді магнітних бур, авроральних явищ тощо.

Дана робота обмежується дослідженням тільки тих процесів, що спричинені впливом сонячного вітру, іонізаційного випромінювання Сонця та власними варіаціями геомагнітного поля. Навіть ці проблеми є досить складними і досі не існує загальноприйнятої теорії, яка б повністю пояснювала спостережні дані. Існує декілька підходів до цієї проблеми, які мають свої пере-

ваги та недоліки. Більшість цих теорій розроблена нещодавно, і майже не відображені в підручниках та монографіях, в яких описані переважно класичні теорії Паркера, Данжі, Десслера, Альвена тощо. У даній роботі застосовується новий підхід, який повинен поєднати переваги різних теорій та уникнути їхніх недоліків.

В основу теорії покладено концепцію про те, що ультранизькочастотні (УНЧ) збурення, переважно у вигляді балонних збурень, є транспортним механізмом для передачі його енергії через магнітосферу до іоносфери.

Все це свідчить про актуальність цієї теми, яка ще більше зросла з розвитком концепції «космічної погоди». За останні 20 років відбулася певна зміна уявлень про роль рівноважних магнітосферних параметрів, насамперед тиску плазми. Виявилося, що тиск генерує балонні моди, які за сучасними уявленнями визначають загальну стійкість магнітосферної плаз-

ми до УНЧ-збурень. Таким чином, дослідження власних магнітогідродинамічних (МГД) збурень у навколоzemній плазмі представляє собою актуальну проблему, яка має як фундаментальне, так і прикладне значення для розвитку уявлень про процеси, які відбуваються у навколоzemному середовищі.

В останні десятиріччя світова наукова спільнота все більше уваги почала приділяти вивченю сонячно-земних зв'язків, зокрема збуренням у навколоzemному просторі. Основним джерелом цих збурень є потоки енергії, що поширяються від Сонця. Це має особливо сильний прояв під час підвищення сонячної активності. Характер взаємодії космічної плазми у сонячно-земному середовищі є дуже складним та непередбачуваним процесом. Внаслідок великої складності цієї задачі її зазвичай розбивають на окремі підзадачі вивчення коливань за областями простору, типом та частотами коливань та етапами їхнього розвитку: генерації, підсилення, поширення, взаємодії тощо. Вивченю генерації та стійкості магнітосферних та іоносферних збурень присвячено чимало літератури. У поточний момент особливу увагу привертують проблеми «космічної погоди» та магнітосферно-іоносферної взаємодії. Хвильові процеси, пов'язані з темою дослідження, лежать в основному у діапазоні частот від 0.01 до 1 Гц. Вони здатні поширюватися на великі відстані від свого джерела та характеризують масштабні процеси у геофізичній системі.

У загальному випадку при розв'язанні задач розрахунку магнітних полів в астрофізичних об'єктах доводиться мати справу зі складною замкненою системою рівнянь, що не піддається аналітичному розв'язанню. Протягом майже півторічного періоду досліджень подібних задач основним апаратом розв'язання були чисельні методи. Останнім часом були досягнуті великі успіхи у чисельних дослідженнях задач МГД. Була докладно досліджена низка окрім взятих задач, але в цілому фізична картина механізму розвитку нестійкостей сама по собі залишається неясною. У останні десятиріччя для дослідження цих питань почали використовувати інші, аналітичні методи. Здається доцільним спробувати застосовувати добре відомі у теорії магнітних пасток аналітичні методи та підходи до цієї задачі.

Проблеми, що розглядаються в цій роботі,

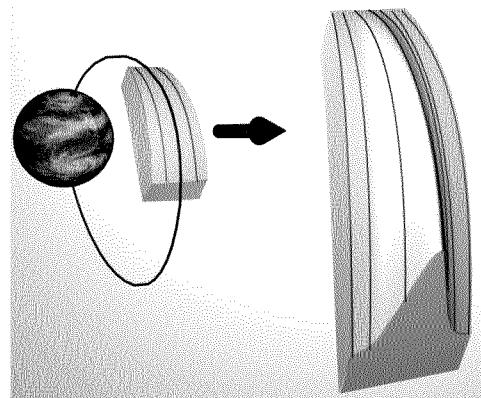


Рис. 1. Балонне збурення

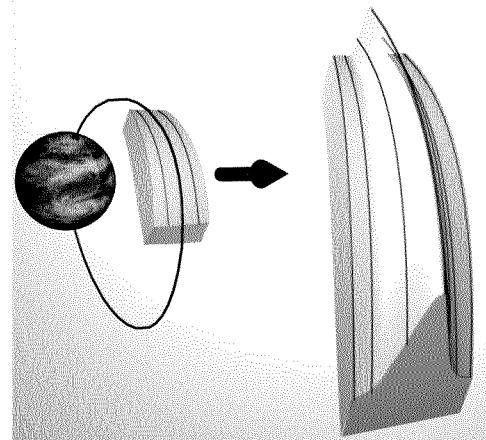


Рис. 2. Жолобкове збурення

мають не тільки фундаментальне, але й велике прикладне значення, пов'язане з можливістю прогнозування магнітних бур, які негативно впливають на енергомережі, здоров'я людей тощо. Відомі випадки, коли ці явища призводили до колапсу енергомережі Канади. Розвинена у роботі теорія також може бути використана для визначення геометричних областей розвитку нестійкості плазми, що є важливим під час вибору орбіт КА, які вивчають ці процеси або ті, роботу яких ці процеси спотворюють. Перспективним напрямком є також застосування підходу щодо визначення стійкості до задач КТС.

Мета даної роботи полягає у поглибленні знань про властивості магнітосферних збурень.

У роботі розв'язано наступні задачі:

- отримано систему рівнянь малих збурень, яка враховує кривизну силових ліній, тиск плазми та довільну поляризацію збурень та була отримана з застосуванням виключно тотожних перетворень з рівнянь МГД у балонному наближенні [11, 12, 15, 17, 21—24, 27, 28];
- отримано граничні умови, що враховують скічену провідність іоносфери [13—15, 26, 28];
- визначено залежність спектру власних збурень та їхнього інкременту та декременту від іоносферної провідності, параметрів плазми та числа Мак-Ілвайна [1, 5—9, 14, 16, 25, 29, 30, 33];
- отримано достатній критерій стійкості магнітосферної плазми скіченого тиску відносно власних МГД-збурень балонного типу, який є жорсткішим за класичний критерій Голда [9, 16, 27—30, 33];
- отримано апроксимацію для амплітуд власних збурень балонного типу поблизу іоносфери [1, 8, 9, 16, 29, 30, 33];
- пояснено дискретний спектр пульсацій та асиметрію денного сектору магнітосфери Землі [1, 2, 5, 16, 18];
- відкрито ефект трансформації першої альвенівської моди у жолобкові при пониженні іоносферної провідності [91, 16, 33].

ВИХІДНІ РІВНЯННЯ

В роботі на основі рівнянь ідеальної однорідинної МГД отримано векторне рівняння для довільних низькочастотних збурень статичної МГД-рівноваги плазми $\nabla p = [\mathbf{j} \times \mathbf{B}]$. При цьому вважається, що рівноважних потоків плазми немає, а магнітний тиск набагато перевищує гідростатичний ($\beta \ll 1$). За характеристику збурення обрано вектор зсуву ξ елементарного об'єму плазми відносно його рівноважного положення. Цей вектор розкладається за ортогональним базисом $(\nabla a, [\mathbf{B} \times \nabla a], \mathbf{B})$, де a — мітка магнітної поверхні, у вигляді

$$\xi = \xi \frac{\nabla a}{|\nabla a|^2} + \eta \frac{[\mathbf{B} \times \nabla a]}{|\mathbf{B}|^2} + \tau \frac{\mathbf{B}}{|\mathbf{B}|^2}. \quad (1)$$

До цих рівнянь було застосовано балонне

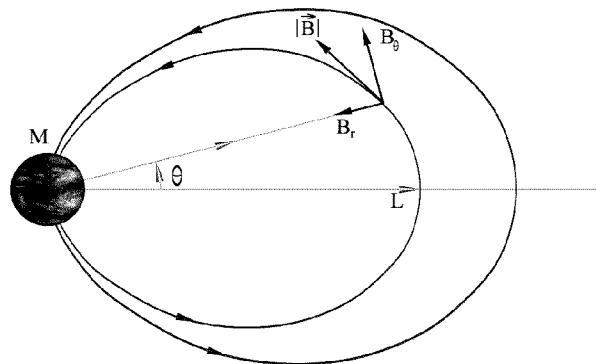


Рис. 3. Дипольна модель

наближення $k_{\perp} > X_0^{-1}$, $|k_{\parallel}|$, де k_{\parallel} , k_{\perp} — поздовжній та поперечний хвильові вектори, X_0 — характерний масштаб зміни рівноважних величин. При цьому розв'язок шукався в поперечно-еїкональній формі

$$\xi(\mathbf{r}, t) = \hat{\xi}(\mathbf{r}) \exp(-i\omega t + i\chi/\varepsilon),$$

де $\varepsilon \ll 1$ — характерний поперечний масштаб, а величина χ — поперечний еїконал, що задовільняє рівняння $\mathbf{B} \cdot \nabla \chi = 0$. В результаті ми отримали рівняння Дьюара — Глассера, що описують поперечно-дрібномасштабні збурення з довільною лінійною поляризацією в довільній геометрії магнітного поля. При цьому, на відміну від Дьюара і Глассера та Пустовітова і Шафранова, ми отримали ці рівняння виключно тотожними перетвореннями без застосування додаткових припущень, і тому її розв'язки збігаються з розв'язками вихідної системи рівнянь МГД у зазначеному наближенні.

Ці рівняння були переписані в дипольній моделі (рис. 3) внутрішньої магнітосфери Землі. Для зручності були обрані модифіковані координати Мак-Ілвайна (L , θ , φ), причому під похідною за полоїдальним кутом θ розуміється похідна уздовж силової лінії магнітного поля.

Щодо обраної моделі магнітосфери слід зазначити, що хоча вона і не враховує усіх спостережуваних явищ, наприклад поздовжніх струмів, азимутальних градієнтів тиску, анізотропії тиску і т. ін., навіть така проста модель є досить складною для розгляду, і з неї ще зроблені

далеко не всі висновки. Урахування вказаних спостережуваних явищ безумовно повинно проводитися у майбутніх моделях, що будуть розвитками цієї. Йдеться, зокрема, про урахування наявності плазмапаузи та відхилень від дипольної геометрії.

За мітку магнітної поверхні було обрано полоїдальний магнітний потік ψ . У результаті отримуємо рівняння, що описують поперечно-дрібномасштабні збурення з довільною лінійною поляризацією в дипольній геометрії магнітного поля.

Далі отримані рівняння були переписані для окремої силової трубки. Це можливо завдяки властивості балонних збурень розповсюджуватися уздовж силових ліній магнітного поля. Ці рівняння були зведені до безрозмірної форми, та переписані у координатах x_0, x , де $x = \sin\theta$, $x_0 = \sqrt{1 - L^{-1}}$:

$$\Omega^2\xi(1 + \lambda^2b) + \frac{4}{bc^2}\left(T_0 + \frac{\alpha\beta}{\gamma}\xi\right) + \frac{b}{c^6}\left(\frac{1 + \lambda^2b}{b}\xi'\right)' = 0, \quad (2)$$

$$\eta + \lambda\xi = 0, \quad (3)$$

$$\Omega^2\tau + \frac{T_0'}{c^3} = 0, \quad (4)$$

$$T_0 = \frac{\beta b}{b + \beta c^6} \left[\frac{1}{c^3} \left(\frac{c^6}{b}\tau \right)' - \frac{4c\xi}{b^2\xi} \right], \quad (5)$$

де $\Omega = fL/c_A$ — безрозмірна частота, f — частота збурення, L — число Мак-Ілавайна, c_A — альвенівська швидкість, $b = 1 + 3x^2$, $c = 1 - x^2 = \cos^2\theta$, $\alpha = -\frac{L}{P} \frac{dp}{dL}$ — профіль тиску, P — гідродинамічний тиск, $\beta = \gamma p/B_0^2 = c_s^2/c_A^2$ — плазмовий параметр, c_s — швидкість звуку, $B_0 = ML^{-3}$, M — магнітний дипольний момент Землі, γ — показник адіабати, штрих позначає похідну по x . Рівняння (2) описує альвенівські моди, рівняння (3) — їхню поляризацію, рівняння (4) — повільні магнітозвукові моди. Рівняння (2) та (4) пов'язані між собою через член (5), який характеризує стисливість збурень. Відмітимо, що ця система отримана з рівнянь МГД у балонному наближенні при статичній рівновазі шляхом виключно тотовожніх перетворень, і тому її розв'язки збігаються з розв'язками вихідної

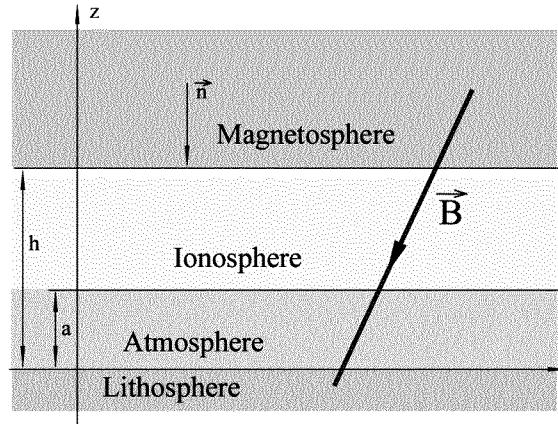


Рис. 4. Система ЛАІМ

системи рівнянь МГД у зазначеному наближенні.

Також було показано, що поляризація збурень характеризується параметром λ , який дорівнює нулеві для полоїдальної поляризації та нескінченності — для тороїдальної. Скінчені ненульові значення цього параметра відповідають проміжній поляризації.

До отриманих рівнянь були отримані граничні умови, приймаючи до уваги наявність двох приземних шарів: ізоляючу атмосферу та частково іонізовану іоносферу (рис. 4).

Спочатку були сформульовані «жорсткі» граничні умови, що відповідають ідеальній провідності іоносфери. Вони мають вигляд

$$\xi|_{x=\pm x_0} = \eta|_{x=\pm x_0} = \tau|_{x=\pm x_0} = 0, \quad (6)$$

$$\text{де } x_0 = \sqrt{1 - L^{-1}}.$$

Потім були виведені граничні умови, що враховують скічену провідність іоносфери. Вони відповідають відсутності збурень у атмосфері та замиканню магнітосферного струму в іоносфері. Іоносфера при цьому розглядається як тонкий шар, що характеризується інтегральною провідністю. Отримані граничні умови залежать тільки від інтегральної провідності Педерсена Σ_P . Розглянута модель іоносфери є досить ідеалізованою і не враховує реальних спостережуваних явищ, наприклад скіченної товщини іоносфери, вморженості в шарі F2 тощо.

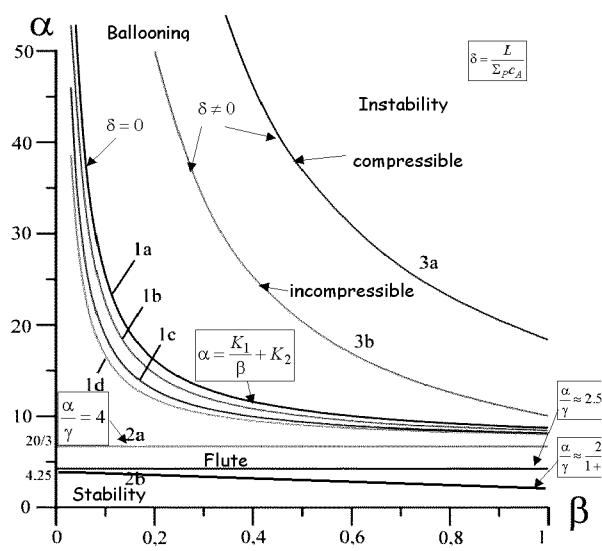


Рис. 5. Границі стійкості

Ці граничні умови були застосовані до дипольної геометрії, розглянутої вище. Після зведення до безрозмірної форми вони набувають вигляду

$$\Omega\xi(1 + \lambda^2 b) + \frac{i\delta}{b} \left[2x(1 + \lambda^2 b)\xi' - c^5 \left(T_0 + \frac{\alpha\beta}{\gamma}\xi \right) \right]_{x=\pm x_0} = 0, \quad (7)$$

$$\xi + 2xct|_{x=\pm x_0} = 0, \quad (8)$$

де $\delta = L/\Sigma_p c_A$ — квадрат безрозмірної товщини скін-шару.

Зауважимо, що рівняння (1)–(4) з граничними умовами (7), (8) представляють собою задачу про спектр несамоспряженого оператора.

АНАЛІЗ СТІЙКОСТІ

За допомогою отриманих рівнянь та граничних умов було проаналізовано стійкість плазми у внутрішній магнітосфері Землі по відношенню до її власних МГД-збурень.

Стійкість було проаналізовано за допомогою енергетичного принципу. Показано, що жолобкові моди визначають МГД-стійкість плазми у внутрішній магнітосфері Землі за будь-якої

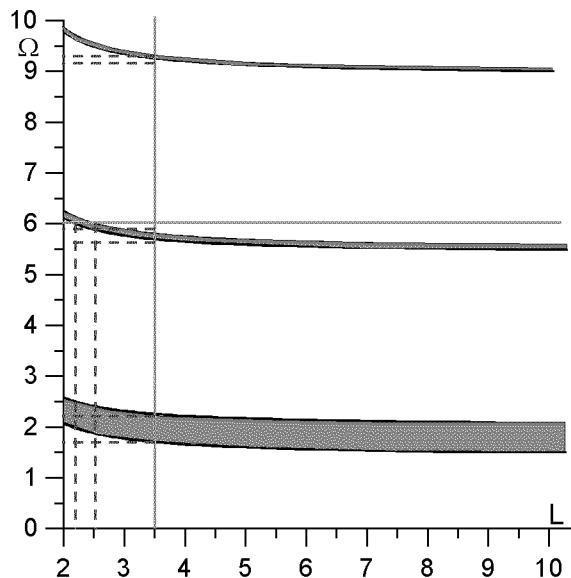


Рис. 6. Смугастий спектр

скіченної іоносферної провідності. Для цих мод отриманий критерій стійкості (2b на рис. 5), що є жорсткішим за класичний критерій Голда (2a на рис. 5). Також отримано границю стійкості для нестійливих збурень (3b на рис. 5).

Крім того, було отримано критерій стійкості ідеальних балонних мод (1a–d на рис. 5), які є другими за нестійкістю після жолобкових, шляхом безпосереднього інтегрування рівнянь (2)–(5) з граничними умовами (6).

АНАЛІЗ СПЕКТРУ

Нарешті було отримано та проаналізовано спектр власних МГД-збурень магнітосферної плазми. Для цього розв'язувалась задача на власні значення для системи рівнянь (2)–(5) з граничними умовами (6) або (7), (8).

Спочатку було розглянуто спектр у наближенні холодної плазми ($\beta = 0$) з граничними умовами (6). Для власних частот та власних функцій отримані апроксимаційні вирази у наближенні ВКБ.

Потім було розглянуто спектр системи (2)–(5) з граничними умовами (6). Знайдена залежність власних частот від поляризації (рис. 6). Отримано апроксимацію поздовжніх амплітуд збурень поблизу границі. На висоті

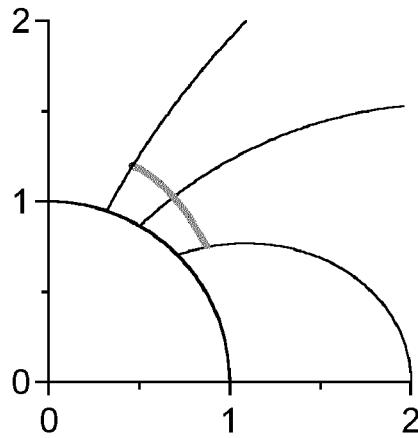


Рис. 7. Область максимального стиснення (сіра смуга)

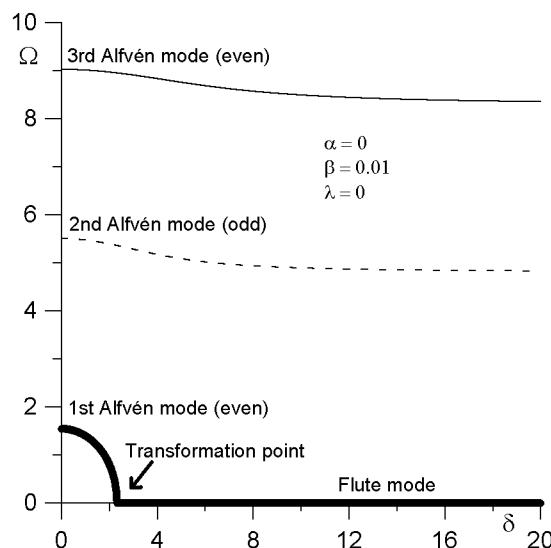
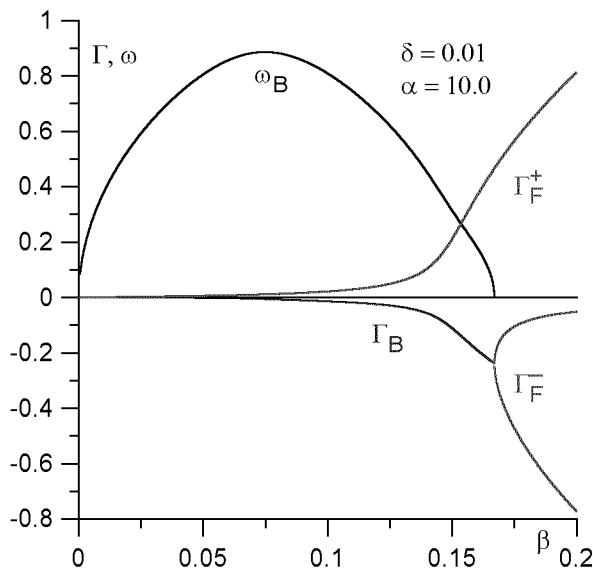
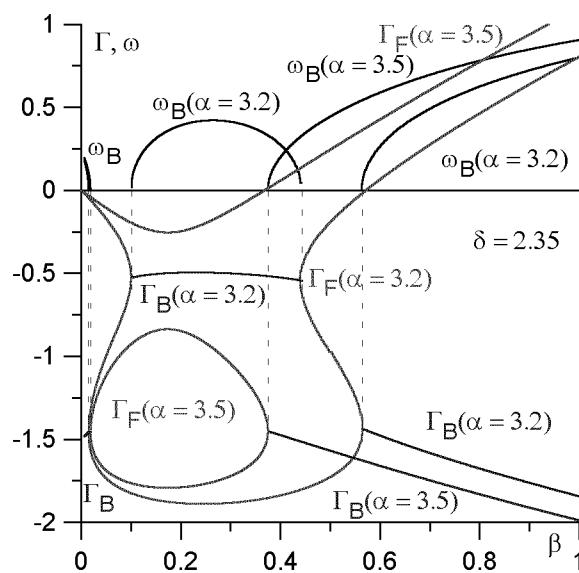


Рис. 8. Зникнення першої альвенівської моди

порядку 1500 км наявна область сильного стиснення плазми (рис. 7, система координат GSM), що узгоджується з даними КА «Freja».

Нарешті було окремо розглянуто аперіодичні (жолобкові та нестисливі) та періодичні збурен-

Рис. 9. Перетворення балонної та жолобкових мод при $\delta = 0.01$ Рис. 10. Перетворення балонної та жолобкових мод при $\delta = 2.35$

ня. При цьому $\omega = \text{Re}\Omega$, $\Gamma = \text{Im}\Omega$. Отримано вираз для відхилень амплітуди жолобкового збурення від константи. Відкрито ефект трансформації альвенівських мод у жолобкові та навпаки (рис. 8—11). Крім того, відкрито залежність

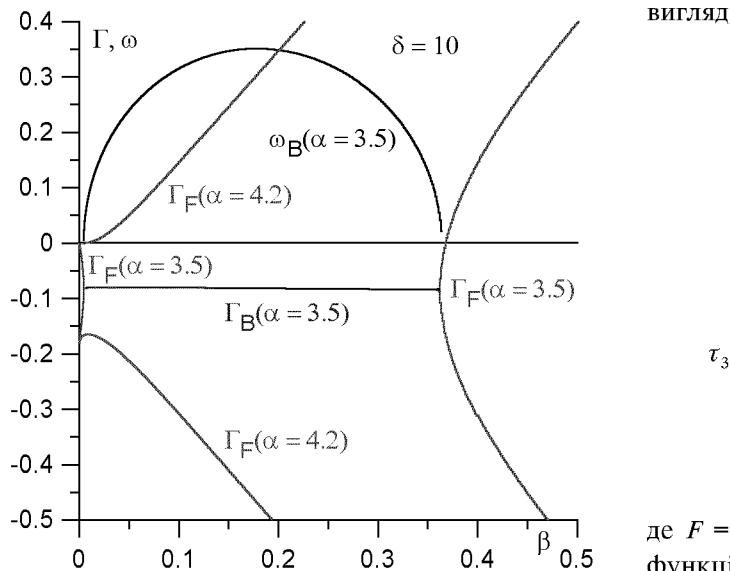


Рис. 11. Перетворення балонної та жолобкових мод при $\delta = 10$

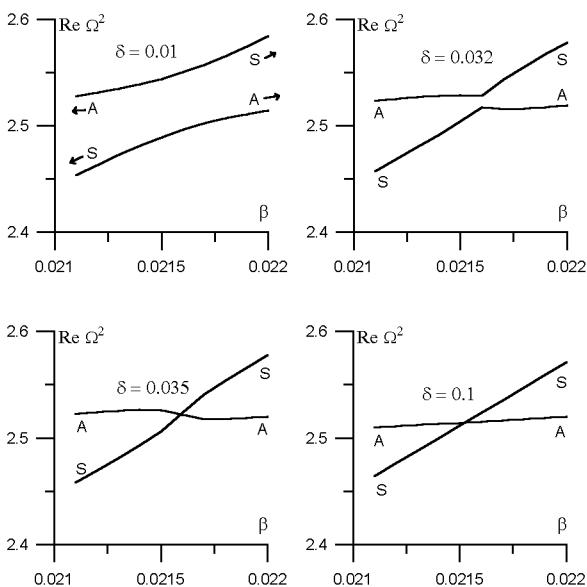


Рис. 12. Зміна типу взаємодії альвенівських та повільних магнітозвукових мод

характеру взаємодії альвенівських та повільних магнітозвукових мод від іоносферної провідності (рис. 12). Отримано апроксимацію поздовжніх амплітуд збурень поблизу границі. Вона має

вигляд

$$\tau = \tau_1 + \tau_2 + \tau_3, \quad (9)$$

$$\tau_1 = C \varepsilon^{-4} \left(Y_2(F\varepsilon) - \frac{Y_2(F\varepsilon_0)}{J_2(F\varepsilon_0)} J_2(F\varepsilon) \right), \quad (10)$$

$$\tau_2 = -\frac{1}{4} \varepsilon^{-4} \frac{\varepsilon_0^3}{J_2(F\varepsilon_0)} \xi(x_0) J_2(F\varepsilon), \quad (11)$$

$$\begin{aligned} \tau_3 = & \frac{\pi}{8 \varepsilon^4} \left[Y_2(F\varepsilon) \int_{x_0-1}^{\varepsilon} \zeta^4 (\zeta \xi' + \xi) J_2(F\zeta) d\zeta - \right. \\ & \left. - J_2(F\varepsilon) \int_{x_0-1}^{\varepsilon} \zeta^4 (\zeta \xi' + \xi) Y_2(F\zeta) d\zeta \right], \end{aligned} \quad (12)$$

де $F = 2\beta^{-1/2}\Omega$, $\varepsilon = 1 - x$, $\varepsilon_0 = 1 - x_0$, J_2 — функції Бесселя другого порядку першого та другого роду відповідно, C, A — константи, ζ — змінна інтегрування. У переважній більшості випадків членом (12) можна знектувати. Апроксимація (9) добре узгоджується з результатами чисельних розрахунків. Отримана залежність частоти альвенівських мод від іоносферної провідності. Зокрема, з'ясувалося, що перша альвенівська мода наявна при високій провідності і відсутня при середній та низькій. Отриманий критерій стійкості жолобкових мод з урахуванням нелінійного за тиском коефіцієнту (рис. 5).

Додатково було оцінено внесок нелінійних за тиском доданків. Показано, що їхнє урахування призводить до появи нових ефектів, а їхній вплив є суттєвим вже при досить малих значеннях $\beta \sim 0.1$.

ВЕРИФІКАЦІЯ СПОСТЕРЕЖНИМИ ДАНИМИ

Отримані результати якісно збігаються із спостережними даними. Зокрема, було передбачено наявність невідомих до того нижніх гармонік з частотами 0.1 та 0.7 мГц, які пізніше було знайдено за допомогою системи наземних магнітометрів «Intermagnet» (рис. 13, 14). Для гармоніки 0.1 мГц було виявлено сезонні варіації. Також було підтверджено істотну залежність частот власних збурень магнітосферної плазми від провідності іоносфери, що якісно збігається з наведеними у цьому розділі результатами. Крім того, було пояснено спостережувану асиметрію

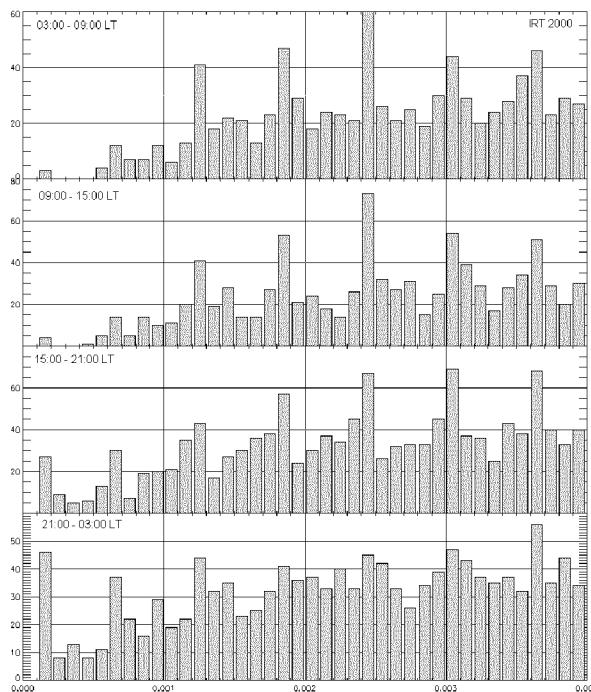


Рис. 13. Кількість хвильових подій в різні часи доби

денного сектора магнітосфери через пониження границі F-шару.

Теоретичні дослідження (див. [3, 4, 10, 20, 36] та ін.) вказують на можливість існування в магнітосфері Землі власних тороїдальних альвенівських мод і полоїдальних хвиль, що є гібридом полоїдальних альвенівських мод і повільних магнітозвукових мод. Частоти цих коливань лежать у діапазоні від одиниць мГц до гірочастоти іонів (у зовнішніх областях магнітосфери порядку 1 Гц). Загальновизнаним механізмом генерації власних коливальних мод магнітосфери є нестійкість Кельвіна — Гельмгольца, що розвивається на магнітопаузі [34, 36]. Відповідно до цього механізму хвиля з поверхні магнітопаузи проникає усередину магнітосфери. Якщо частота поверхневої хвилі збігається з власною частотою магнітосферних хвиль, то має місце зростання амплітуди збурень [3]. Про справедливість цього механізму свідчить також та обставина, що напрямок обертання вектора поляризації хвиль відрізняється

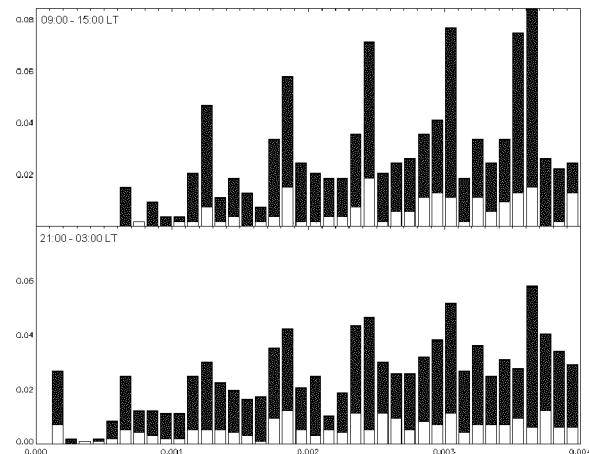


Рис. 14. Залежність кількості хвильових подій від тиску сонячного вітру

на широтах вище і нижче амплітудного максимуму [3, 10].

Як можливий механізм генерації магнітосферних хвиль також розглядають квазіперіодичні зміни динамічного тиску сонячного вітру [32]. При коливаннях параметрів сонячного вітру з частотами, близькими до власних частот магнітосферного резонатора, у ряді випадків спостерігається кореляція зі збуреннями магнітного поля у магнітосфері.

Відзначенні вище механізми добре пояснюють незалежність частоти коливань від магнітної широти, що спостерігається на Землі. При цьому вони не відповідають на питання, чи можливе одночасне збудження власних коливань з частотами, різними на різних геомагнітних оболонках, і які коливання при цьому реалізуються. Це питання стає особливо актуальним з погляду походження Рс5-пульсацій, оскільки дотепер питання про механізми їхньої генерації залишається відкритим. Якщо припустити, що ці пульсації є власними коливаннями магнітосфери, то їхня генерація може відбуватися під впливом зовнішнього джерела з досить широким спектром частот. В якості такого джерела можуть виступати швидкі зміни динамічного тиску сонячного вітру, пов'язані з поширенням швидких ударних хвиль [4, 31, 34, 35].

Збільшення динамічного тиску сонячного вітру призводить до збільшення струмів на маг-

Час реєстрації проходження ударної хвилі космічними апаратами 10 січня, складові радіуса-вектора R космічних апаратів (у системі GSE), а також складові нормалі n до поверхні фронту ударної хвилі, визначені методом мінімуму варіацій магнітного поля MVAB

КА	UT	R_X/R_E	R_Y/R_E	R_Z/R_E	n_X/R_E	n_Y/R_E	n_Z/R_E
ACE	15:19:28	241.03	10.13	18.59	-0.84	-0.43	0.34
WIND	16:09:05	0.33	247.1	-17.5	-0.95	-0.1	0.29
«Polar»	16:19:40	1.41	8.81	1.98	-0.26	0.55	0.79
«Cluster»	16:17:26	13.08	14.53	0.78	-0.93	-0.21	-0.30
G10	16:19:20	1.36	6.45	-0.55	-0.88	-0.47	-0.09
«Geotail»	16:21:17	-6.73	-27.44	3.69	-0.87	0.48	0.06

нітопаузі та до збільшення магнітного поля у магнітосфері при зменшенні її розмірів і наближенні підсонячної точки до Землі. При цьому магнітопауза є джерелом генерації декількох типів УНЧ-хвиль [4, 35]. Стиснення (чи розширення) плазми, що почалося на магнітопаузі, поширюється через магнітосферу зі швидкістю швидкої магнітозвукової хвилі [3, 4, 36]. Магнітозвуковий фронт у магнітосфері поширюється з альвенівською швидкістю (від 400 до 10000 км/с) і може випереджати ударну хвилю в сонячному вітрі, швидкість якої звичайно лежить у діапазоні 400—800 км/с.

У теоретичній моделі неоднорідної магнітосфери з прямими силовими лініями магнітного поля і двома ідеально провідними іоносферами, в якій аналізується поширення швидкої магнітозвукової хвилі поперек магнітного поля, дисперсійне рівняння містить сингулярність, що виникає при збігу періоду хвилі з періодом власної альвенівської моди, що поширюється уздовж силової лінії [4]. Ця сингулярність є відповідальною за генерацію альвенівської хвилі на резонансній силовій лінії.

Для того, щоб на магнітопаузі сформувався різкий магнітозвуковий імпульс з досить широким спектром частот, характерний часовий масштаб змін параметрів сонячного вітру повинен бути меншим за час поширення МГД-збурення у границях магнітосфери (порядку 10 хвилин) [4, 36]. Такий часовий масштаб характерний для швидких ударних хвиль у сонячному вітрі, при спостереженні яких динамічний тиск сонячного вітру може змінитися більш ніж на порядок за десятки секунд.

Розглянемо явища, досліджені космічними апаратами у магнітосфері Землі, що зареєст-

рували прихід до магнітопаузи швидкої ударної хвилі у сонячному вітрі 10 квітня 2001 р. Координати космічних апаратів у системі GSE приведено в таблиці. У 16:19:40 UT 10.01.2001 КА «Polar» зареєстрував імпульсне збурення всіх трьох компонентів магнітного поля. На рис. 15, а цей момент часу відзначений вертикальною лінією. Після проходження швидкого магнітозвукового збурення космічний апарат «Polar» протягом трьох годин реєстрував періодичні процеси на різних магнітних оболонках. У X_{GSE} - і Z_{GSE} -компонентах магнітного поля спостерігалися квазіперіодичні збурення на послідовно змінних частотах 11.5, 9.5, 5 і 3 мГц з амплітудами 1, 1.5—2, 4—5 і 3—4 нТл відповідно. За допомогою методу мінімуму варіацій магнітного поля збурення в хвилі було показано, що поляризація коливань була лінійною. Частоти коливань позначені на рис. 15, а горизонтальними лініями. Залежність спостережуваних частот від параметра Мак-Ілвайна наведена на рис. 15, б. Суцільними лініями представлені частоти полоїдальних мод, а пунктиром — частота тороїдальної альвенівської моди.

Необхідно відзначити, що полоїдальні моди являють собою гібрид полоїдальних альвенівських мод і повільних магнітозвукових мод. Те, що у полоїдальних модах присутній повільний магнітний звук, підтверджується поведінкою збуреного гідростатичного тиску й збуреного тиску магнітного поля, що змінюються у протифазі, що характерно для повільного магнітного звуку [2, 4, 10]. Космічний апарат «Polar» послідовно проходив від магнітної оболонки з параметром Мак-Ілвайна $L = 6$ до оболонки з $L = 8$. При цьому спостерігалася дискретна зміна частоти коливань. З урахуванням лінійної

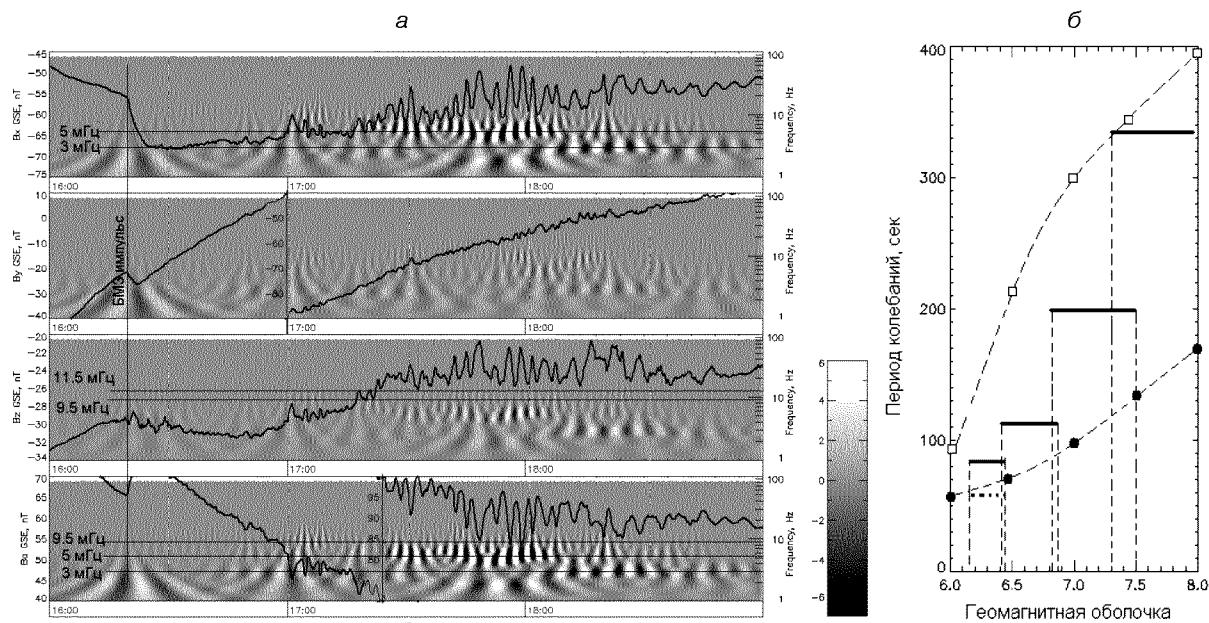


Рис. 15. Вейвлет-спектри GSE-компонентів і модуля магнітного поля за вимірюваннями КА «Polar» 10.01.2001 (шкала магнітного поля і частоти, шкала в нТл), на тлі показані частотно-часові контурні діаграми їхніх вейвлет-спектрів. Праворуч — залежність періоду спостережуваних хвиль від геомагнітної оболонки

поляризації збурень приведена на рис. 15, б залежність цілком відповідає отриманій раніше в роботах [4, 8, 10] залежності періодів власних коливань від геомагнітної широти і розрахованому періоду альвенівської хвилі.

ВИСНОВКИ

Проведене дослідження показало, що вплив швидких ударних хвиль у сонячному вітрі на магнітопаузу призводить до генерації швидких магнітозвукових збурень, що поширяються усередину магнітосфери з альвенівською швидкістю.

Швидкі магнітозвукові збурення при поширенні генерують власні коливальні моди магнітосфери УНЧ-діапазону.

У залежності від кута падіння фронту швидкого магнітозвукового збурення на магнітну силову лінію, генеруються або альвенівські торoidalальні коливання, або коливання, що представляють собою гібрид полоїдальної альвенів-

ської хвилі і повільної магнітозвукової хвилі. Частоти останніх лежать нижче 10 мГц. Периодичні збурення магнітного поля реєструються в магнітоспряжених точках на поверхні Землі, що є свідченням того, що ці збурення є власними модами магнітосфери.

Таким чином, взаємодія швидких ударних хвиль сонячного віtru з магнітосферою може розглядатися як один з можливих каналів переносу енергії із сонячного віtru в іоносферу.

Дослідження частково фінансувалися протягом 2005—2007 рр. програмою НАН України «Розробка теорії, методів та інформаційних технологій комплексного вивчення сонячно-земних зв'язків як основи прогнозування «космічної погоди».

1. Агапитов А. В., Парновский А. С., Черемных О. К. Спектр поперечно-мелкомасштабных возмущений во внутренней магнитосфере Земли // Кинематика и физика небес. тел.—2006.—22, № 6.—С. 387—401.
2. Агапитов А. В., Черемных О. К. Генерация солнечным

- ветром собственных ULF-мод магнитосфера Земли // Космічна наука і технологія.—2008.—14, № 4.—С. 72—81.
3. Клейменова Н. Г. Геомагнитные пульсации // Модель космоса. — М.: Университет. Книжный дом, 2007.—Т. 1.—872 с.
 4. Нишида А. Геомагнитный диагноз магнитосферы. — М.: Мир, 1980.—299 с.
 5. Парновский А. С. Оценка влияния накачки частиц из хвоста магнитосферы на УНЧ-возмущения плазмы в утренне-вечернем секторе // Седьмая укр. конф. по перспективным космич. исслед.: Тез. докл. — Евпатория, 2007.—С. 95.
 6. Парновский А. С., Черемных О. К. Анализ устойчивости и спектра собственных баллонных возмущений «теплой» плазмы во внутренней магнитосфере Земли // Третья укр. конф. по перспективным космич. исслед.: Тез. докл. — Кацивели, 2003.—С. 126.
 7. Парновский А. С., Черемных О. К. Анализ спектра собственных МГД-возмущений в «теплой» плазме во внутренней магнитосфере Земли // Космічна наука і технологія.—2003.—9 № 5/6.—С. 111—116.
 8. Парновский А. С., Черемных О. К. Спектр баллонных возмущений с произвольной поляризацией во внутренней магнитосфере Земли // Космічна наука і технологія.—2006.—12, № 1/2.—С. 49—56.
 9. Парновский А. С., Черемных О. К. Желобковые и несжимаемые возмущения во внутренней магнитосфере Земли // Кинематика и физика небес. тел.—2006.—22, № 1.—С. 1—9.
 10. Пудовкин М. И., Распопов О. М., Клейменова Н. Г. Возмущения электромагнитного поля Земли. Часть 2. Короткопериодные колебания геомагнитного поля. — Л.: ЛГУ, 1976.—271 с.
 11. Черемных О. К., Бурдо О. С., Кременецкий И. А., Парновский А. С. К теории МГД-волны во внутренней магнитосфере Земли // Космічна наука і технологія.—2001.—7, № 5/6.—С. 44—63.
 12. Черемных О. К., Бурдо О. С., Кременецкий И. А., Парновский А. С. К теории МГД-волны во внутренней магнитосфере Земли // Первая укр. конф. по перспективным космич. исслед.: Тез. докл. — Киев, 2001.—С. 68—69.
 13. Черемных О. К., Парновский А. С. Баллонные моды во внутренней магнитосфере Земли с учетом конечной проводимости ионосферы // Космічна наука і технологія.—2004.—10, № 5/6.—С. 82—86.
 14. Черемных О. К., Парновский А. С. Влияние конечной проводимости ионосферы на баллонные моды во внутренней магнитосфере Земли // Четвертая укр. конф. по перспективным космич. исслед.: Тез. докл. — Понизовка, 2004.—С. 68.
 15. Черемных О. К., Парновский А. С. Баллонные моды с произвольной поляризацией во внутренней магнитосфере Земли с учетом конечной проводимости ионосферы // Пятая укр. конф. по перспективным космич. исслед.: Тез. докл. — Евпатория, 2005.—С. 78.
 16. Черемных О. К., Парновский А. С., Агапитов А. В. Анализ спектра и устойчивости собственных поперечно-мелкомасштабных МГД-возмущений во внутренней магнитосфере Земли // Шестая укр. конф. по перспективным космич. исслед.: Тез. докл. — Евпатория, 2006.—С. 40.
 17. Черемных О. К., Парновский А. С., Бурдо О. С. Теория баллонных неустойчивостей во внутренней магнитосфере Земли // Вторая укр. конф. по перспективным космич. исслед.: Тез. докл. — Кацивели, 2002.—С. 28.
 18. Agapitov A. V., Cheremnykh O. K., Parnowski A. S. Comparison of magnetometric observational data with theoretical model of ballooning eigenmodes in the inner magnetosphere of the Earth // Proc. 2007 EGU Assembly. — Vienna (Austria), 2007.—EGU2007-A-04392.
 19. Balogh A., Carr C. M., Acuca M-H., et al. The cluster magnetic field investigation: Overview of in-flight performance and initial results // Ann. geophys.—2001.—19.—P. 1207—1217.
 20. Chen L., Hasegawa A. A theory of long-period magnetic pulsations. 1. Study state excitation of field line resonant // J. Geophys. Res.—1974.—79.—P. 1024—1032.
 21. Cheremnykh O. K., Burdo O. S., Parnowski A. S. To the theory of the ballooning perturbations in the inner magnetosphere of the Earth // Proc. 29th EPS Conference on Plasma Physics and Controlled Fusion. — Montreux (Switzerland): ECA, 2002.—26B.—P. 4033—4036.
 22. Cheremnykh O. K., Parnowski A. S. Theory of ballooning instabilities in the inner magnetosphere of the Earth // Proc. 34th COSPAR General Assembly. — Houston (USA), 2002.
 23. Cheremnykh O. K., Parnowski A. S. The theory of ballooning perturbations in the inner magnetosphere of the Earth // Adv. Space Res.—2004.—33, N 5.—P. 769—773.
 24. Cheremnykh O. K., Parnowski A. S., Burdo O. S. Ballooning modes in the inner magnetosphere of the Earth // Planet. Space Sci.—2004.—55, N 13.—P. 1217—1229.
 25. Cheremnykh O. K., Parnowski A. S. Ballooning modes in the inner magnetosphere of the Earth: spectrum and stability // Proc. 35th COSPAR General Assembly. — Paris (France), 2004.—P. 228.
 26. Cheremnykh O. K., Parnowski A. S. Influence of ionospheric conductivity on the ballooning modes in the inner magnetosphere of the Earth // Adv. Space Res.—2006.—37, N 3.—P. 599—603.
 27. Cheremnykh O. K., Parnowski A. S. On the influence of the resistive ionosphere on the ballooning stability of a magnetospheric plasma // Ukr. J. Phys.—2006.—51, N 4.—P. 346—351.
 28. Cheremnykh O. K., Parnowski A. S. Flute and Ballooning Modes in the Inner Magnetosphere of the Earth: Stability and Influence of the Ionospheric Conductivity // Space Science: New Research / Ed. by N. S. Maravell. — New York: Nova Sci. Publs, 2006.—P. 71—108.
 29. Cheremnykh O. K., Parnowski A. S. Ballooning perturbations in the inner magnetosphere of the Earth: spectrum, stability and eigenfunction analysis // Proc 36th COSPAR General Assembly. — Beijing (China), 2006.—COSPAR2006-A-00194.
 30. Cheremnykh O. K., Parnowski A. S. Ballooning modes stability of the inner magnetosphere of the Earth with resistive ionospheres // Proc. 13th International Congress on Plasma Physics ICPP 2006. — Kyiv (Ukraine), 2006.—P. C003.

31. Hudson M. K., Denton R. E., Lessard M. R., et al. A study of Pc-5 ULF oscillations // Ann. geophys.—2004.—22.—P. 289—302.
32. Kepko L., Spence H. E. Observations of discrete, global magnetospheric oscillations directly driven by solar wind density variations // J. Geophys. Res.—2003.—108, N A6.—P. 1257.
33. Parnowski A. S. Eigenmode analysis of ballooning perturbations in the inner magnetosphere of the Earth // Ann. geophys.—2007.—25, N 6.—P. 1391—1403.
34. Saito T., Matsushita S. Geomagnetic pulsations associated with sudden commencements and sudden impulses // Planet. Space Sci.—1967.—15.—P. 573—587.
35. Southwood D. J., Kivelson M. G. The magnetohydrodynamic response of the magnetospheric cavity to changes in solar wind pressure // J. Geophys. Res.—1990.—95, N A3.—P. 2301—2309.
36. Takahashi K. ULF waves: 1997 IAGA division 3 reporter review // Ann. geophys.—1998.—16.—P. 787—803.

**INVESTIGATION OF PERTURBATIONS
AND COLLECTIVE MOTIONS OF PLASMA
IN THE INNER MAGNETOSPHERE
OF THE EARTH**

O. K. Cheremnykh, A. S. Parnowski, A. V. Agapitov

The paper deals with the investigation of generation, stability and spectrum of transversally small-scale ULF eigenmode perturbations of the magnetospheric resonator with consideration for pressure, its gradient, field line curvature and finite ionospheric conductivity. A set of equations for small transversally small-scale perturbations of static MHD equilibrium is derived. It describes coupled Alfvén and slow magnetosonic modes in the dipolar model of the Earth's inner magnetosphere. These equations are supplemented by complex ionospheric boundary conditions with dissipation. The energetic principle showed that the stability of the system was determined by flute modes at finite ionospheric conductivity and by ideal ballooning modes at infinite one. For both these types of perturbations, stability criteria were derived. It is found that the eigenmode spectrum is discrete and its lines have finite width due to the presence of modes with different polarizations. We revealed that frequencies of Alfvén modes decreased when the ionospheric conductivity decreased, and vanished at certain value of the latter. These results were verified by numerical calculations and observational data processing.

До 90-річчя від дня народження президента Національної академії наук України академіка Б. Є. Патона

електрозварювання ім. Є. О. Патона. Загально-визнаний авторитет Борису Євгеновичу створили різnobічна та надзвичайно плідна наукова діяльність, прагнення спрямувати глибокі наукові дослідження на вирішення нагальних проблем суспільства.

Народився Б. Є. Патон 27 листопада 1918 року в родині професора Київського індустріального інституту Євгена Оскаровича Патона, який у той час завідував кафедрою мостів і був відомим фахівцем у своїй галузі. У 1941 р. Борис Євгенович закінчив Київський політехнічний інститут. У 1941—1942 рр. працював інженером електротехнічної лабораторії заводу «Червоне Сормово» у м. Горький (нині Нижній Новгород), у 1942 р. став молодшим, а потім і старшим науковим співробітником, завідувачем відділу, заступником директора з наукової частини Інституту електрозварювання ім. Є. О. Патона. З 1953 р. по сьогодні Б. Є. Патон очолює цей інститут. У 1945 р. захистив дисертацію на здобуття вченого ступеня кандидата технічних наук на тему: «Аналіз роботи зварювальних головок і способів їхнього живлення при зварюванні під флюсом», а в 1952 р. — доктора технічних наук на тему: «Дослідження умов стійкого горіння зварюальної дуги та її регулювання».

У 1951 р. Борис Євгенович був обраний членом-кореспондентом, а в 1958 р. — дійсним членом (академіком) Академії наук України; з 1962 р. є дійсним членом Академії наук СРСР (з 1992 р. і Російської академії наук).

Уже на початку свого трудового шляху творчо поєднував напружену роботу інженера в цеху танкового заводу та глибокі дослідження у галузі електрофізичних процесів дугового зварювання під флюсом. Нерозривність фунда-

Патон Борис Євгенович — видатний український вчений, всесвітньо відомий фахівець у галузі зварювання, металургії та технології металів. Автор багатьох фундаментальних досліджень і створених на їхній основі технологій, видатний організатор науки та громадський діяч.

З 1962 р. Б. Є. Патон — беззмінний Президент Академії наук УРСР, нині Національної академії наук України. Він зробив величезний внесок у розвиток цієї вищої наукової державної організації. 55 років керує найбільшим науково-технічним центром і академічним Інститутом

тальних і прикладних досліджень характерна й для всієї його подальшої діяльності.

Б. Є. Патона як ученого та організатора науки вирізняє виняткова здатність передбачити розвиток тих перспективних тенденцій наукових досліджень, результати яких відіграють вирішальну роль на певному етапі технічного прогресу. Найбільш широко застосувані оригінальні дослідження Б. Є. Патона, пов'язані з розробкою базових технологій нероз'ємного з'єднання металів, таких як зварювання під флюсом, електрошлакове зварювання, стикове зварювання оплавленням, у тому числі розробка спеціальних матеріалів, устаткування та систем автоматичного керування.

Борис Євгенович зробив вагомий внесок у створення нових типів високоефективних зварювальних конструкцій, що відповідають сучасним вимогам експлуатаційної надійності, довговічності та технологічності при виготовленні. Школою академіка Б. Є. Патона розроблені та впроваджені в народне господарство індустріальні способи спорудження за допомогою зварювання магістральних трубопроводів, великогабаритних резервуарів для зберігання нафти, кожухів доменних печей, висотних баштових конструкцій тощо.

Нині Борис Євгенович активно працює над вирішенням найбільш важливих проблем створення й одержання нових перспективних конструкційних і функціональних матеріалів ХХІ століття; перший почав та активізував дослідження в галузі спорудження великогабаритних космічних конструкцій і застосування в космосі зварювальних та споріднених технологій. Як керівник цих наукових досліджень він є всесвітньо визнаним лідером у цій сфері.

Академік Б. Є. Патон організував та очолив творчий колектив вчених-зварників і провідних хірургів України, які створили спосіб зварювання живих м'яких тканин людини. Цей спосіб уже застосовується у загальній хірургії, гінекології та отоларингології, тривають дослідження із розширення сфер застосування даного методу.

Борис Євгенович приділяє багато часу та зусиль збереженню і зміцненню творчих зв'язків та ділових контактів між ученими й виробничиками країн СНД, розвиває такі нові форми науково-технічного співробітництва, як розробка міжнародних програм, організація спільних лабораторій і підприємств, широкий обмін інформацією.

Академік Б. Є. Патон є Президентом Міжнародної асоціації академій наук, почесним Президентом Міжнародної інженерної академії, членом Європейської академії, Міжнародної академії технологічних наук, почесним членом Міжнародної академії наук, освіти, індустрії та мистецтва, Міжнародної астронавтичної академії, Римського клубу, іноземним членом академій і науково-технічних товариств багатьох країн.

Борис Євгенович Патон нагороджений найвищими державними нагородами: двічі Герой Соціалістичної праці, Герой України, орденами Ярослава Мудрого V ст. (1997), Держави (1998), Золотою медаллю ім. М. В. Ломоносова (1981), орденами та медалями ряду країн, відзначений високими науковими преміями.

Джерело інформації: «Україна наукова. Національна академія наук України». — Київ, 2008.—Т. 1, вип. другий.

НАШІ АВТОРИ

АГАПІТОВ Олексій Володимирович — асистент кафедри астрономії та фізики космосу Київського національного університету імені Тараса Шевченка, кандидат фізико-математичних наук.

Напрям науки — плазмові процеси в магнітосфері Землі.

БРАЖЕНКО Анатолій Іванович — завідувач лабораторії Полтавської гравіметричної обсерваторії.

Напрям науки — гравіметрія.

БУБНОВ Ігор Миколайович — аспірант Радіоастрономічного інституту Національної академії наук України.

Напрям науки — радіоастрономія.

ВЕЛЕСЬ Олександр Анатолійович — старший науковий співробітник, завідувач відділу Головної астрономічної обсерваторії Національної академії наук, кандидат фізико-математичних наук.

Напрям науки — моделювання телуричного спектру, розробка числових методів аналізу спостережень.

ГЕРАСИМОВА Наталія Миколаївна — старший науковий співробітник відділу радіофізики геокосмосу, кандидат фізико-математичних наук.

Напрям науки — радіофізика геокосмосу.

ГРИДІН Анатолій Олексійович — провідний інженер Радіоастрономічного інституту Національної академії наук України.

Напрям науки — радіоастрономія.

ГРИЦАЙ Асен Васильович — Інженер І категорії кафедри астрономії та фізики космосу Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Напрям науки — фізика атмосфери.

ГРИЦАЙ Зоя Іванівна — провідний інженер кафедри астрономії та фізики космосу Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Напрям науки — фізика атмосфери та навколоzemного космосу.

ДОРОВСЬКИЙ Володимир Віталійович — науковий співробітник Радіоастрономічного інституту Національної академії наук України.

Напрям науки — радіоастрономія.

ЄВТУШЕВСЬКИЙ Олександр Михайлович — науковий співробітник кафедри астрономії та фізики космосу Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Напрям науки — фізика атмосфери та навколоzemного космосу.

ЄРЬОМЕНКО Наталія Олексіївна — провідний інженер Головної астрономічної обсерваторії Національної академії наук України.

Напрям науки — астрономічне приладобудування, дослідження атмосфери.

ЗАЛІЗОВСЬКИЙ Андрій Владиславович — старший науковий співробітник Радіоастрономічного інституту Національної академії наук України, кандидат фізико-математичних наук. Учасник трьох антарктичних зимівок на Українській антарктичній станції «Академік Вернадський».

Напрям науки — атмосферно-іоносферна взаємодія, поширення радіохвиль.

ЗАНІМОНСЬКИЙ Євген Михайлович — науковий співробітник Радіоастрономічного інституту Національної академії наук України, доктор філософії Польської академії наук.
Напрям науки — супутникові навігаційні системи, геодезія, метрологія.

ІВАНОВ Юрій Стратонович — науковий співробітник Головної астрономічної обсерваторії Національної академії наук України.
Напрям науки — астрономічне приладобудування, розрахунки оптичних систем, спектрскопія слабких потоків.

КАЛІНІЧЕНКО Микола Миколайович — старший науковий співробітник Радіоастрономічного інституту Національної академії наук України, кандидат фізико-математичних наук.
Напрям науки — радіоастрономія.

КОЛОСКОВ Олександр Валерійович — старший науковий співробітник відділу радіофізики геокосмосу, кандидат фізико-математичних наук.
Напрям науки — радіофізика геокосмосу.

КОНОВАЛЕНКО Олександр Олександрович — заступник директора Радіоастрономічного інституту Національної академії наук України, академік Національної академії наук України, доктор фізико-математичних наук.
Напрям науки — радіоастрономія.

КРАВЧЕНКО Володимир Олексійович — провідний інженер-конструктор кафедри астрономії та фізики космосу Київського національного університету імені Тараса Шевченка.
Напрям науки — фізика атмосфери та навколоzemного космосу.

КРОН Марк — співробітник Королівського метеорологічного інституту, Нідерланди (KNMI).
Напрям науки — метеорологія.

ЛІТВІНЕНКО Леонід Миколайович — директор Радіоастрономічного інституту Національної академії наук України, академік Національної академії наук України, доктор фізико-математичних наук.
Напрям науки — радіоастрономія.

ЛІЗУНОВ Георгій В'ячеславович — завідувач лабораторії Інституту космічних досліджень Національної академії наук України та Національного космічного агентства України, кандидат фізико-математичних наук.
Напрям науки — фізика космічної плазми, супутникові методи діагностики іоносфери та магнітосфери.

ЛІСАЧЕНКО Володимир Миколайович, інженер другої категорії Радіоастрономічного інституту Національної академії наук України. Учасник трьох антарктичних зимівок на Українській антарктичній станції «Академік Вернадський». Напрям науки — комп’ютерна обробка та числове моделювання даних радіоастрономічних і радіофізичних спостережень.

МЕЛЬНИК Валентин Миколайович — завідувач відділу Радіоастрономічного інституту Національної академії наук України, доктор фізико-математичних наук.
Напрям науки — радіоастрономія.

МІЛІНЕВСЬКИЙ Геннадій Петрович — завідувач відділу «Фізика космосу» кафедри астрономії та фізики космосу Київського національного університету імені Тараса Шевченка.
Напрям науки — фізика атмосфери та навколоzemного космосу.

МОНСАР Олег Олексійович — молодший науковий співробітник Головної астрономічної обсерваторії Національної академії наук України.
Напрям науки — астрономічне приладобудування, приймачі випромінювання, системи обробки інформації.

ОЛЬЯК Марина Ростиславівна — старший науковий співробітник Радіоастрономічного інституту Національної академії наук України, кандидат фізико-математичних наук.
Напрям науки — радіоастрономія.

ПАВЛЕНКО Яків Володимирович — провідний науковий співробітник Головної астрономічної обсерваторії Національної академії наук, доктор фізико-математичних наук.
Напрям науки — розрахунок моделей атмосфер зір, розрахунок спектрів зір пізніх спектральних класів та коричневих карликів, визначення вмісту елементів в них.

ПАРНОВСЬКИЙ Олексій Сергійович — завідувач лабораторії аналітичних досліджень та інформаційного забезпечення Інституту космічних досліджень Національної академії наук України та Національного космічного агентства України, кандидат фізико-математичних наук.
Напрям науки — магнітна гідродинаміка, матеріалознавство, дистанційні аерокосмічні дослідження, статистика, чисельні методи.

РОМАНЮК Ярослав Орестович — старший науковий співробітник Головної астрономічної обсерваторії Національної академії наук, кандидат технічних наук.
Напрям науки — астрономічне приладобудування, дослідження атмосферного озону.

СИНЯВСЬКИЙ Іван Іванович — молодший науковий співробітник Головної астрономічної обсерваторії Національної академії наук України.
Напрям науки — астрономічне приладобудування, розрахунки оптичних систем, дослідження атмосфери.

СІНІЦИН Віктор Георгійович — старший науковий співробітник відділу радіофізики геокосмосу, кандидат фізико-математичних наук.
Напрям науки — радіофізика геокосмосу.

СОСОНКІН Михайло Григорович — старший науковий співробітник, завідувач лабораторії Головної астрономічної обсерваторії Національної академії наук.
Напрям науки — астрономічне приладобудування, дослідження атмосфери.

ФАЛЬКОВИЧ Ігор Савелійович — провідний науковий співробітник Радіоастрономічного інституту Національної академії наук України, доктор фізико-математичних наук.
Напрям науки — радіоастрономія.

ФЕДОРЕНКО Алла Костянтинівна — науковий співробітник лабораторії супутникових досліджень близького космосу Інституту космічних досліджень Національної академії наук України та Національного космічного агентства України, кандидат фізико-математичних наук.
Напрям науки — фізика верхньої атмосфери, хвильові процеси в іоносфері.

ЧЕРЕМНИХ Олег Костянтинович — заступник директора з наукової роботи Інституту космічних досліджень Національної академії наук України і Національного космічного агентства України, доктор фізико-математичних наук.
Напрям науки — космічна фізика, фізика плазми, теоретична фізика.

ШАВРІНА Ангеліна Василівна — старший науковий співробітник Головної астрономічної обсерваторії Національної академії наук, кандидат фізико-математичних наук.
Напрям науки — моделювання молекулярних та атомних спектрів зір та земної атмосфери, визначення вмісту елементів в них.

ШЕМІНОВА Валентина Андріївна — старший науковий співробітник Головної астрономічної обсерваторії Національної академії наук, кандидат фізико-математичних наук.
Напрям науки — моделювання та аналіз спектрів Сонця.

ЯМПОЛЬСЬКИЙ Юрій Мусійович — завідувач відділу радіофізики геокосмосу Радіоастроономічного інституту Національної академії наук України, доктор фізико-математичних наук, професор, заслужений діяч науки і техніки України. Ініціатор та керівник багатьох національних та міжнародних програм і проектів з

досліджень природних й штучних збурень в атмосфері Землі та на її поверхні. Учасник і керівник наукових експедицій в Антарктиду та Арктику.

Напрям науки — космічна радіофізика, фізика геокосмосу, розробка методів дистанційного зондування.