

Роль тропосферных процессов в формировании спорадических слоев E-области ионосферы над Антарктическим полуостровом

А. В. Зализовский

*Радиоастрономический институт НАН Украины,
ул. Краснознаменная, 4, г. Харьков, 61002, Украина
E-mail:zaliz@rian.kharkov.ua*

Рассматривается воздействие тропосферной погоды на возбуждение спорадических слоев E-области ионосферы (Es) над Антарктическим полуостровом на базе экспериментальных данных, полученных на станции “Академик Вернадский” в 1993-2005 гг. Исследования проводятся путем сравнения условных вероятностей наблюдения Es в разных погодных условиях. Вероятность появления как плотных, так и полупрозрачных Es увеличивается в зимние месяцы при низком приземном атмосферном давлении. В то же время при положительной северо-восточной проекции приземного ветра, указывающей на фронтальную активность, увеличивается вероятность наблюдения полупрозрачных слоев и уменьшается – плотных. Отмеченные факты можно объяснить распространением атмосферных гравитационных и планетарных волн (волн Россби) из тропосферы на ионосферные высоты. Вероятность формирования Es зимой увеличивается в фазе минимума давления планетарной волны. Роль атмосферных гравитационных волн состоит в возбуждении мелко- и мезомасштабных плазменных неоднородностей и нарушении регулярной структуры Es.

Введение

Изучение особенностей переноса энергии в атмосфере от поверхности Земли до ионосферных высот представляет собой весьма актуальную проблему геофизики. Результаты этих исследований, помимо фундаментального значения, играют важную роль при анализе и прогнозе “космической погоды” [1], выяснении физических механизмов возникновения откликов и предвестников землетрясений, изучении особенностей распространения волновых процессов в нейтральной атмосфере и их трансформации в электромагнитные и плазменные колебания и т. д.

Экспериментальные исследования тропосферно-ионосферных связей наиболее удобно проводить в метеорологически активных регионах планеты, расположенных в средних геомагнитных широтах. В этих областях максимальна вероятность обнаружения и измерения параметров ионосферного отклика на тропосферные возмущения относительно спокойных фоновых вариаций ионосферы [2]. Такие условия формиру-

ются у западного побережья Антарктического полуострова, вблизи которого расположена Украинская антарктическая станция (УАС) “Академик Вернадский” с географическими координатами $65^{\circ}15'$ ю. ш., $64^{\circ}16'$ з. д. и геомагнитными координатами 50.09° ю. ш., 9.32° в. д. (до 1996 г. станция “Майкл Фарадей”, Великобритания) [3]. С конца 50-х годов на станции ведутся непрерывные измерения геомагнитного поля, полного содержания озона в атмосфере, проводится вертикальное зондирование ионосферы. Метеорологическая обсерватория на станции постоянно работает с 1947 г.

В настоящей работе исследуется связь спорадических слоев (Es) E-области ионосферы (высоты $90 \div 150$ км) с параметрами приземной погоды. На этих высотах динамика ионной компоненты еще определяется нейтральным ветром, а электроны уже “замагничены”. Исследованию Es посвящено большое количество работ различных авторов (см. [4, 5] и библиографию к ним). Морфология этих образований чрезвычайно разнообразна, выделяется около

десятка их типов [6]. Es формируются как ниже, так и выше максимума электронной концентрации E-области. Es 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. В настоящей работе рассматриваются Es по многолетним данным вертикального зондирования ионосферы, выполненного в Антарктике на УАС “Академик Вернадский”.

В статье проанализированы условные вероятности появления Es при разных параметрах погоды у поверхности Земли. Обсуждаются экспериментальные результаты и гипотезы о возможных механизмах воздействия тропосферных возмущений на ионосферу. В частности, в качестве транспортного агента вертикального переноса энергии рассматриваются атмосферные гравитационные и планетарные волны (волны Россби).

1. Экспериментальные исследования

Ионосферные данные были получены на УАС “Академик Вернадский” с помощью ионозонда IPS-42 в период 1993-2005 гг. Параметры

Es оценивались оператором по часовым ионограммам вертикального зондирования ионосферы по стандартной методике URSI [6]. В процессе первичной обработки фиксировался факт наличия Es, по следу отражения обыкновенной волны измерялись его высота, критическая частота и частота экранирования (минимальная частота эхо-сигнала от F-области, “видимая” сквозь Es). Эти данные, наряду с другими параметрами ионосферы, сохранялись в стандартных файлах-таблицах, которые использовались в дальнейшей обработке.

По критической и экранирующей частотам обыкновенной волны была оценена степень (коэффициент) прозрачности Es:

$$C = \frac{f_{0Es} - f_{bEs}}{f_{0Es}},$$

где C – коэффициент прозрачности, f_{0Es} – критическая частота спорадического слоя, f_{bEs} – частота экранирования. В последующем спорадические слои делились по степени прозрачности на плотные ($C < 0.1$) и полупрозрачные ($C > 0.2$). На рис. 1 приведены примеры ионограмм с плотным (рис. 1, а) и полупрозрачным Es (рис. 1, б), которые были полу-

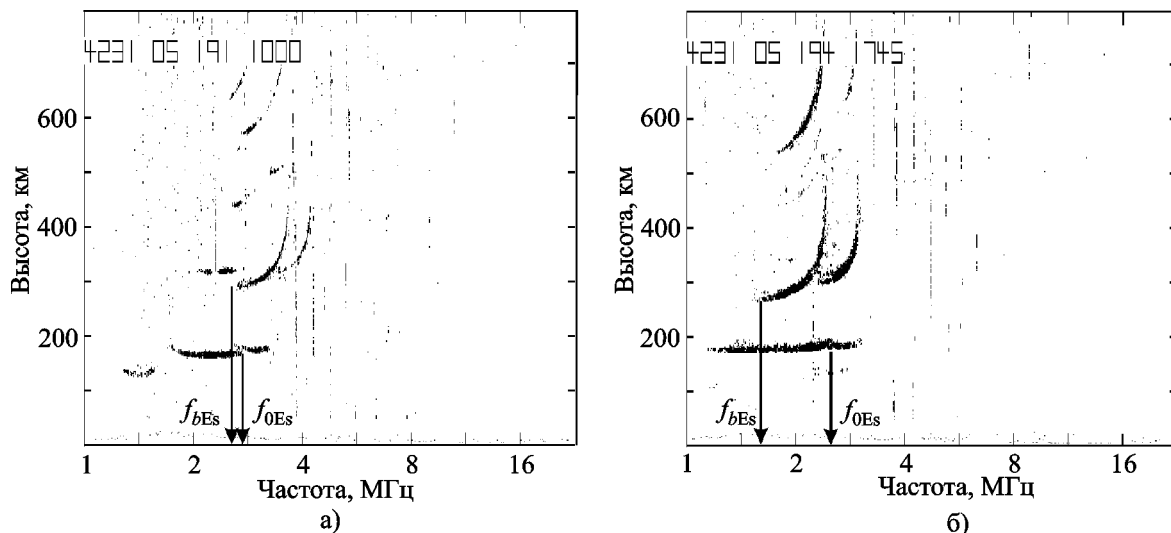


Рис. 1. Ионограммы, наблюдавшиеся 10.07.2005 г. в 10:00 LT (а) и 13.07.2005 г. в 17:45 LT (б)

чены 10.07.2005 г. в 10:00 и 13.07.2005 г. в 17:45 соответственно.

Метеорологическая информация регистрировалась автоматической метеостанцией MAWS [7], темп съема данных составлял 5 мин.

В результате первичной обработки были сформированы 13-летние массивы данных с шагом 1 ч, 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 [8], которые оценивались по магнитограммам расположенной на УАС геомагнитной обсерватории AIA (Argentine Islands Archipelago).

Вероятность появления Es или параметра погоды рассчитывалась как отношение числа интервалов времени с данным событием к полному количеству интервалов наблюдений. Условные вероятности появления Es определялись отношением числа интервалов времени с присутствием Es в данных погодных условиях к полному числу периодов, в которых регистрировался данный параметр погоды.

1.1. Статистика Es

Сезонные вариации вероятности появления Es по всему массиву наблюдений изображены на рис. 2. Абсолютный максимум частоты повторения Es (рис. 2, а) проявляется в летнее время (декабрь – январь). Присутствует также экстремум в зимние месяцы (июнь – июль). Выраженные минимумы отмечаются в апреле – мае и сентябре – октябре. Сезонный ход плотных слоев ($C < 0.1$, рис. 2, б) качественно повторяет вариацию всех Es (рис. 2, а), хотя зимний максимум выражен значительно слабее. В то же время пик в сезонной вариации полупрозрачных структур отмечается зимой, в июне – июле, менее значимый максимум имеет место в летние месяцы (рис. 2, в).

Рассмотрим суточные вариации вероятности наблюдения всех Es в разные месяцы года. Повторяемость Es во все сезоны увеличива-

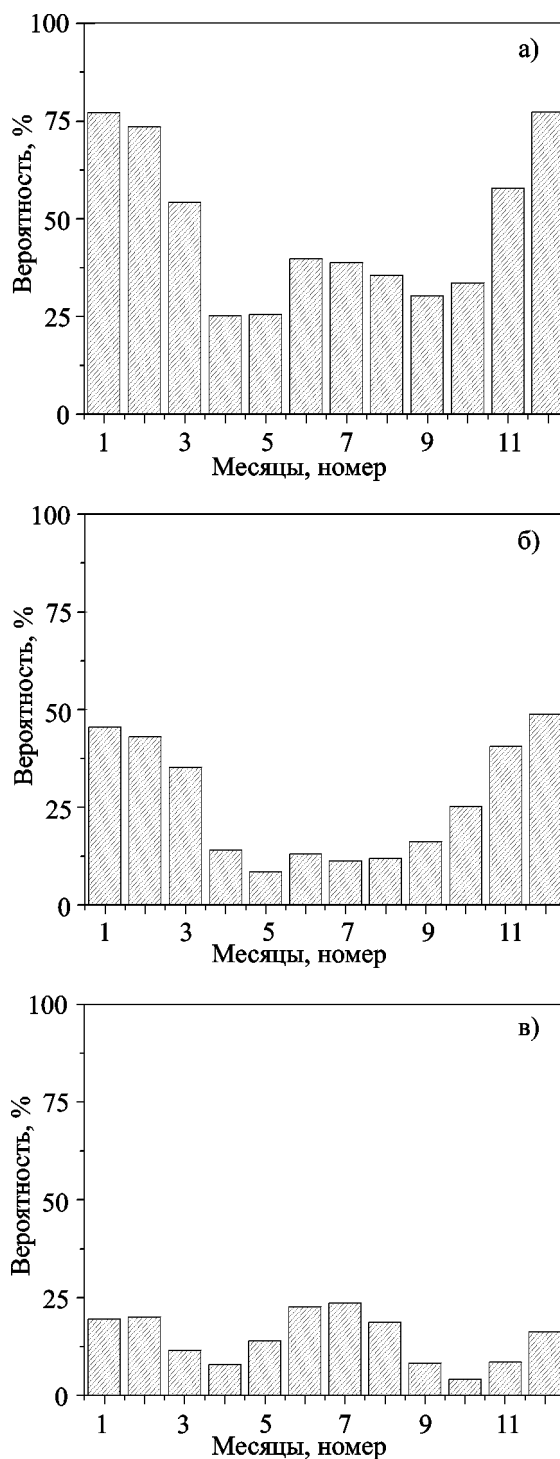


Рис. 2. Сезонные вариации вероятности наблюдения Es (Аргентинские острова 1993-2005 г.): а) – всех, б) – плотных, в) – полупрозрачных

ется днем (рис. 3). Но если в летние месяцы вероятность наблюдения Es в дневное время приближается к 100 %, то в остальные сезоны

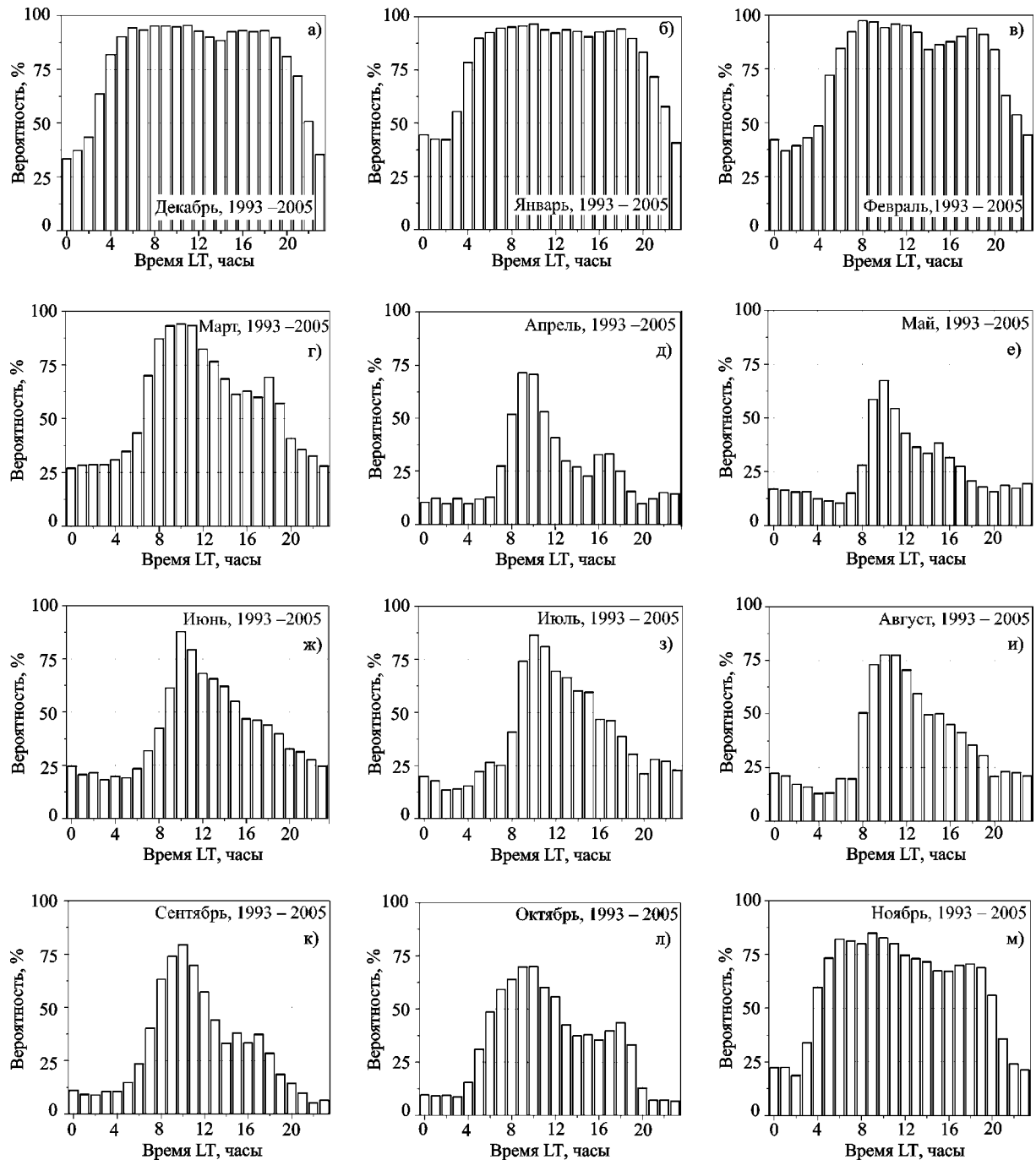


Рис. 3. Суточные вариации вероятности наблюдения всех Es по месяцам года: а) – в) – лето (декабрь, январь, февраль); г) – е) – осень (март, апрель, май); ж) – и) – зима (июнь, июль, август); к) – м) – весна (сентябрь, октябрь, ноябрь)

она существенно ниже. В суточных вариациях можно выделить два локальных экстремума: первый и, как правило, основной – до полудня, второй – в предзакатные часы.

Суточный ход плотных Es (рис. 4) качественно похож на вариации всех Es (рис. 3), однако существенно уменьшаются значения максимумов, до $60 \div 75\%$. “Двугорбость”

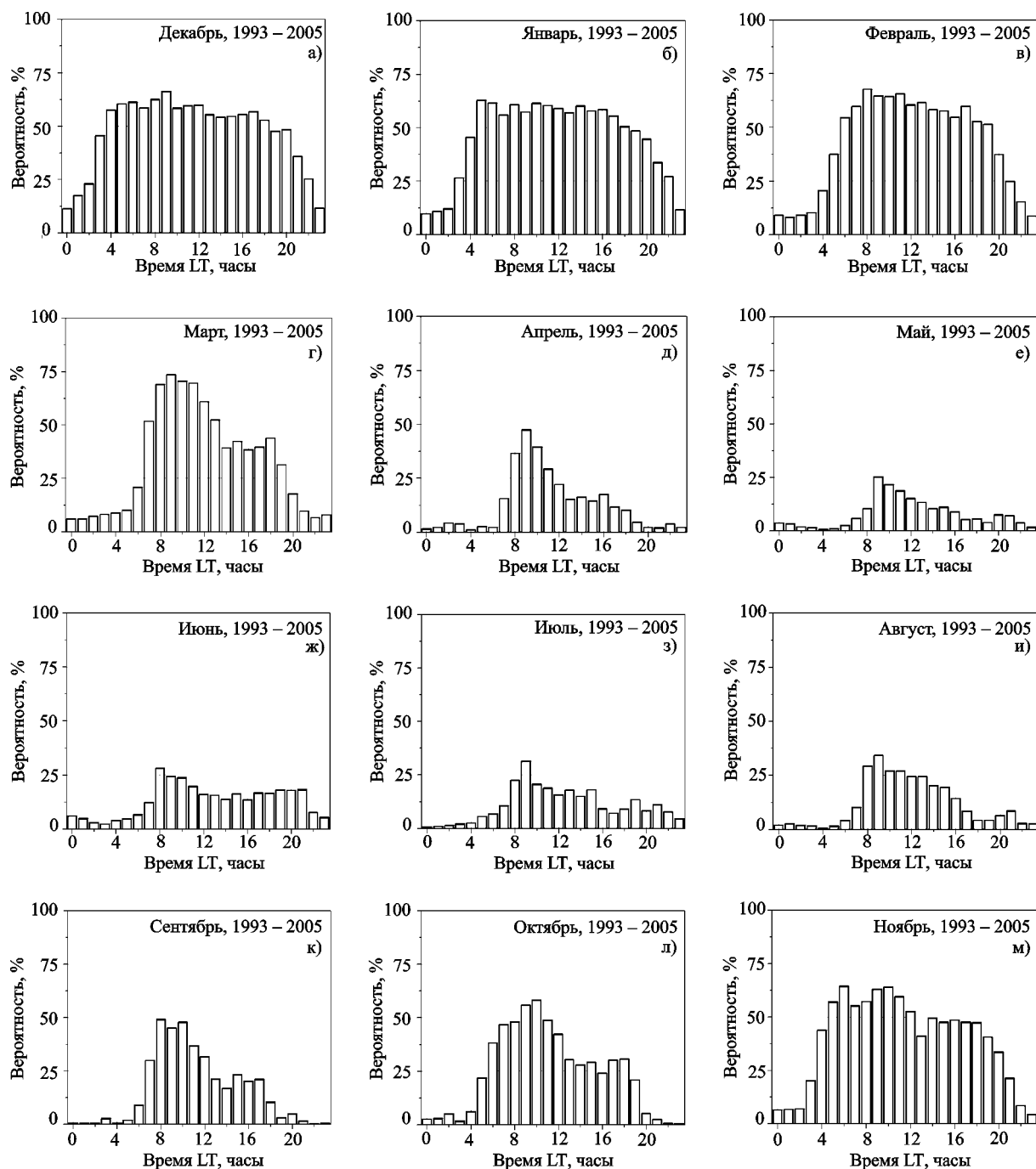


Рис. 4. Суточные вариации вероятности наблюдения плотных Es по месяцам года: а) – в) – лето (декабрь, январь, февраль); г) – е) – осень (март, апрель, май); ж) – и) – зима (июнь, июль, август); к) – м) – весна (сентябрь, октябрь, ноябрь)

суточной вариации появляется в зимние месяцы (рис. 4, ж-и), причем вечернее увеличение вероятности проявляется значительно позднее захода Солнца. Летом в дневное время

вариация имеет практически “столообразный” вид (рис. 4, а-в).

Несколько иначе ведут себя полупрозрачные Es (рис. 5). Суточная вариация летом

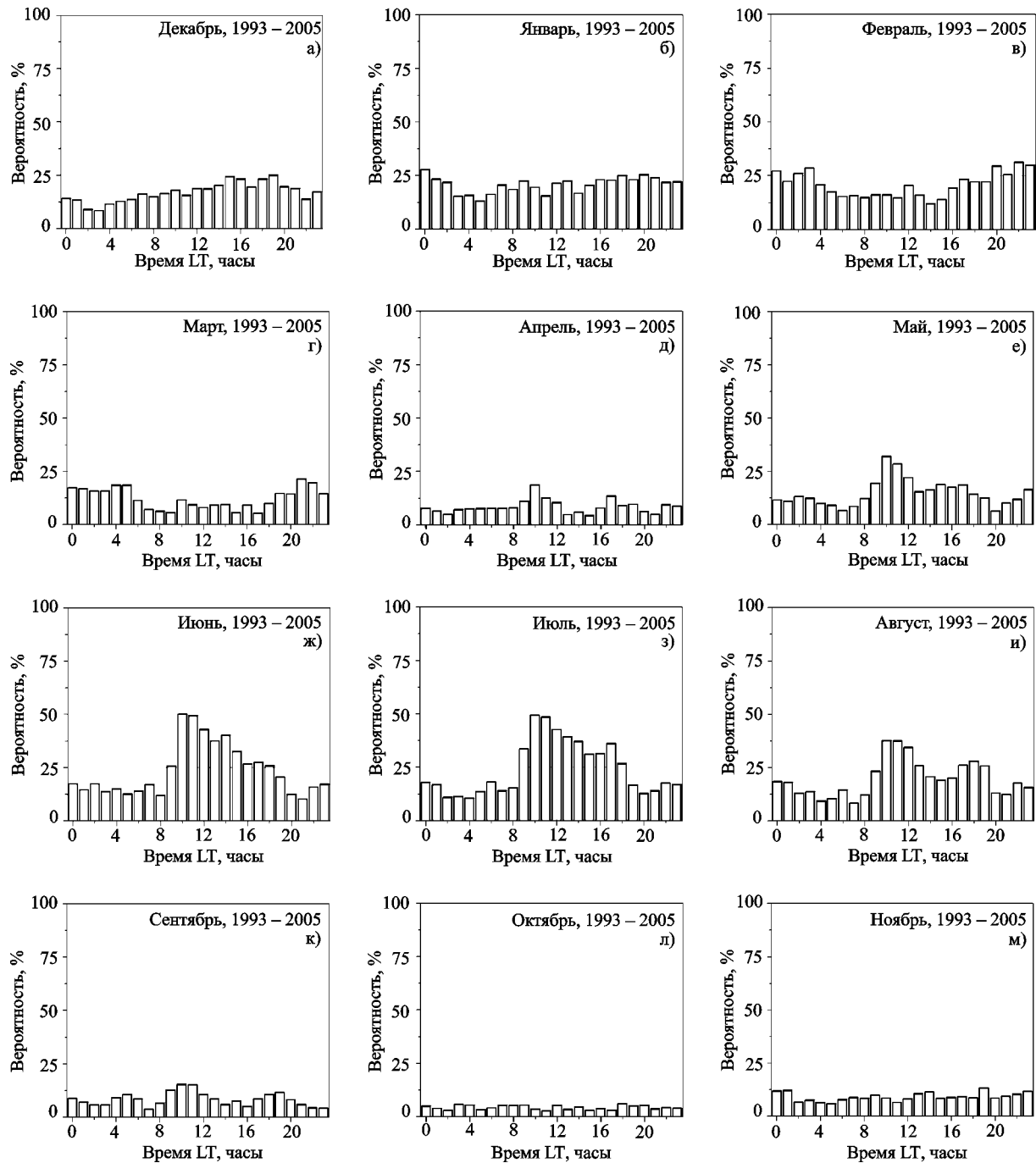


Рис. 5. Суточные вариации вероятности наблюдения полупрозрачных Es по месяцам года: а) – в) – лето (декабрь, январь, февраль); г) – е) – осень (март, апрель, май); ж) – и) – зима (июнь, июль, август); к) – м) – весна (сентябрь, октябрь, ноябрь)

(рис. 5, а-в) слабо выражена, в феврале – марте появляются ночные максимумы (рис. 5, в-г). Далее, с апреля по сентябрь, максимумы наблюдаются неизменно в 10 часов местного

времени (рис. 5, д-к). Как правило, присутствует и второй локальный экстремум в окрестности вечернего терминатора. В октябре имеет место абсолютный минимум наблюдений полупрозрачных

рачных слоев (рис. 5, л), суточная вариация в октябре – ноябре выражена слабо (рис. 5, л-м).

1.2. Статистика погодных параметров

Рассмотрим сезонные вариации метеорологических параметров, используемых далее для иллюстрации статистической связи приземной погоды с Es. Наиболее сильной оказалась связь Es с атмосферным давлением и северо-восточной (С-В) проекцией скорости ветра, азимут которого, 26° , соответствует ориентации среднего за 1993-2005 гг. вектора скорости ветра. В силу географических и оро-

рафических причин С-В проекция ветра является удачным индикатором атмосферных фронтов над УАС.

Сезонные вариации вероятности наблюдения С-В проекции ветра и низкого давления (на 10 и более миллибар ниже локального среднего значения – 987.7 мбар) весьма похожи (рис. 6, а, в). Выделяются два максимума: осенний (февраль – апрель) и весенний (август – октябрь). Минимумы фиксируются зимой в июне и летом в декабре – январе. Юго-западная (Ю-З) проекция ветра (рис. 6, б) чаще всего

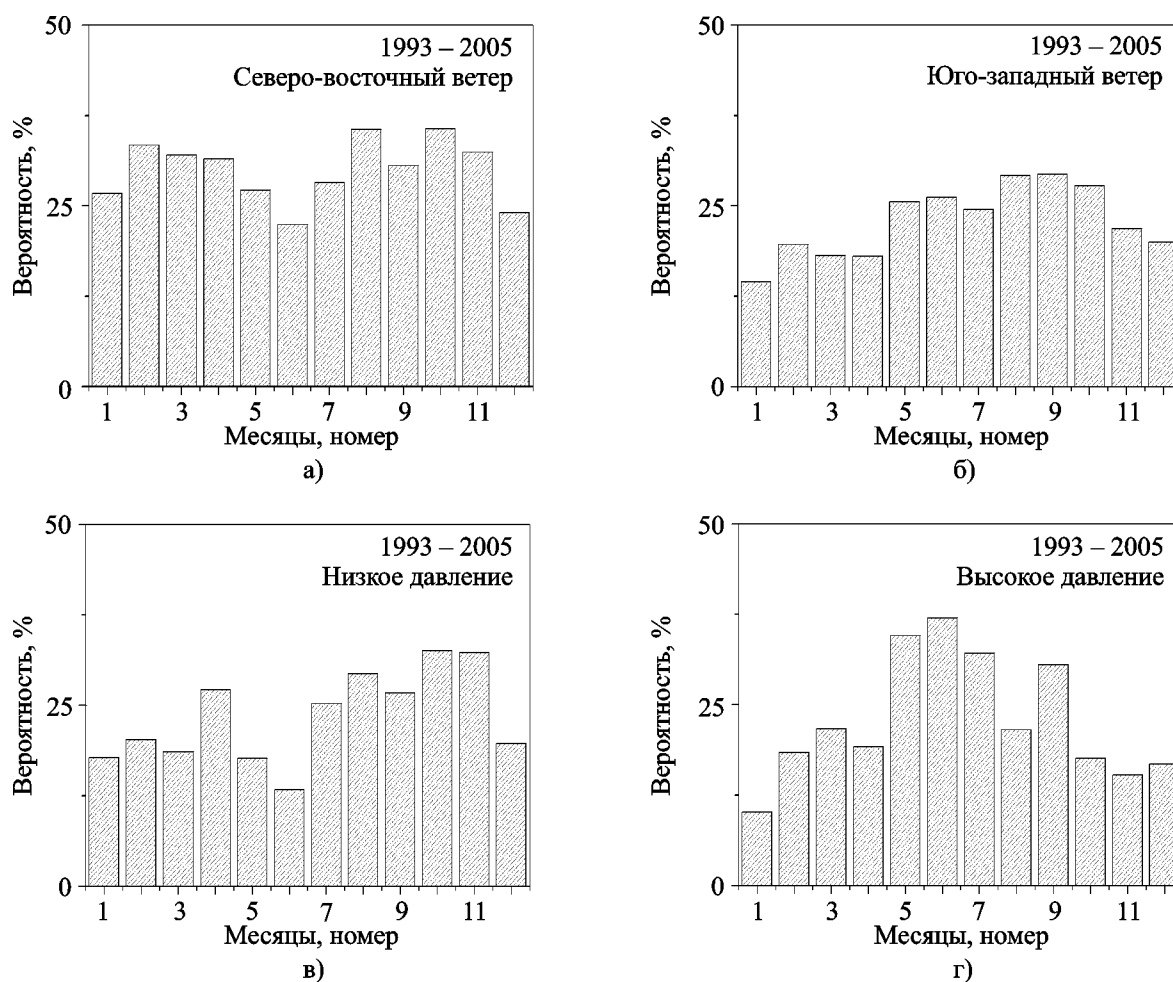


Рис. 6. Сезонные вариации вероятностей наблюдения параметров приземной погоды: а) – давления ниже 977.7 мбар (на 10 и более миллибар ниже среднего на УАС значения); б) – давления выше 997.7 мбар (на 10 и более миллибар выше среднего на УАС значения); в) – С-В проекции ветра (более 2.5 м/с); г) – Ю-З проекции ветра (более 2.5 м/с)

отмечается в августе, наибольшее количество дней с высоким давлением (на 10 и более миллибар выше среднего для УАС значения) фиксируется в июне (рис. 6, г). Минимумы повторяемости высокого давления и Ю-З ветров наблюдаются в январе.

1.3. Связь вероятности появления Es с параметрами погоды

Для оценки степени воздействия тропосферы на формирование Es оценивались условные вероятности появления Es при разных параметрах приземной погоды. Разности ус-

ловных вероятностей наблюдения Es в зимний (май – август) и летний (ноябрь – февраль) периоды в разных погодных условиях приведены на рис. 7. Как зимой (рис. 7, а), так и летом (рис. 7, б) разности вероятностей появления Es при С-В и Ю-З ветрах либо лежат в пределах, либо незначительно отличаются от среднеквадратических отклонений их оценок. Связь Es с давлением в зимние месяцы ярко выражена (рис. 7, в): вся суточная вариация разности условных вероятностей лежит ниже нуля, т. е. в течение всех суток появления Es при низком давлении существенно вероятнее,

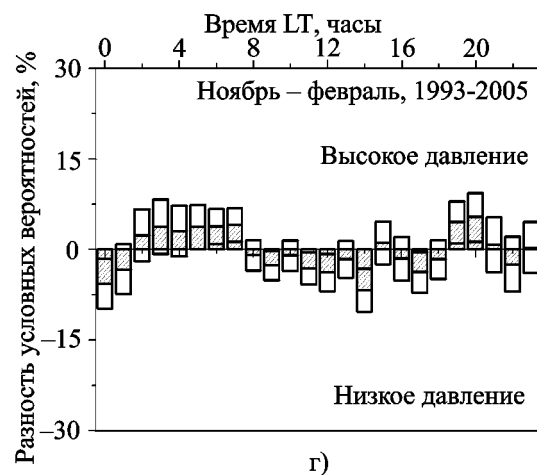
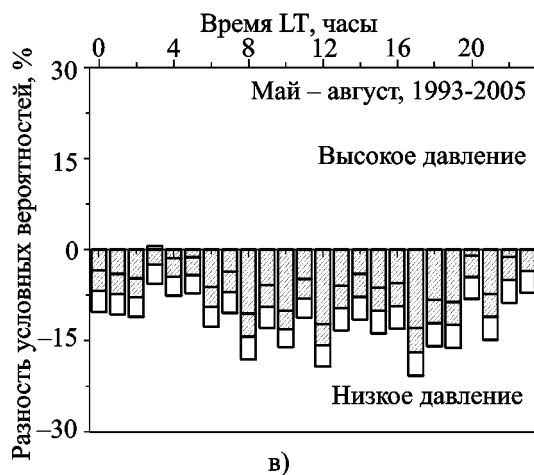
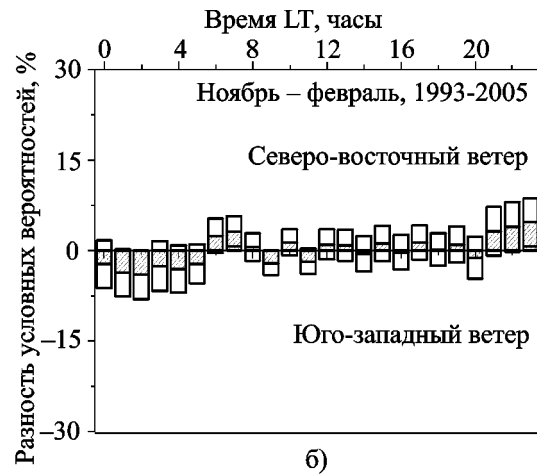
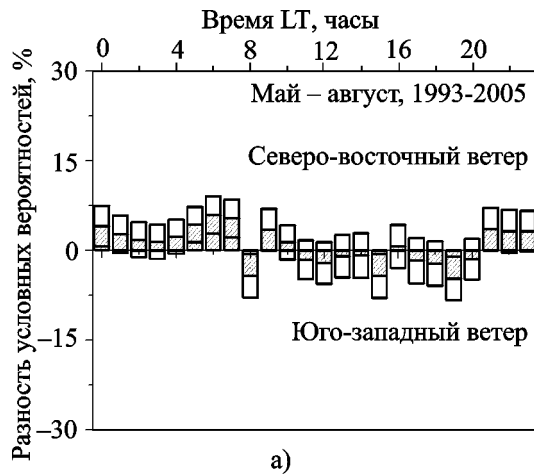


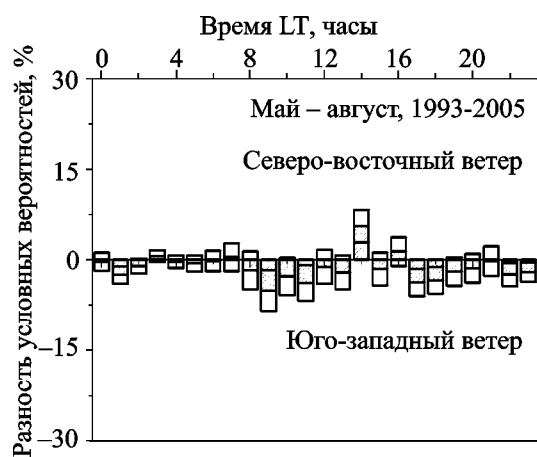
Рис. 7. Отличия условных вероятностей наблюдения Es: а), б) – при С-В и Ю-З ветрах; в), г) – при высоком и низком атмосферных давлениях; а), в) – в мае – августе; б), г) – в ноябре – феврале

чем при высоком. Летом зависимость Es от давления практически исчезает (рис. 7, г).

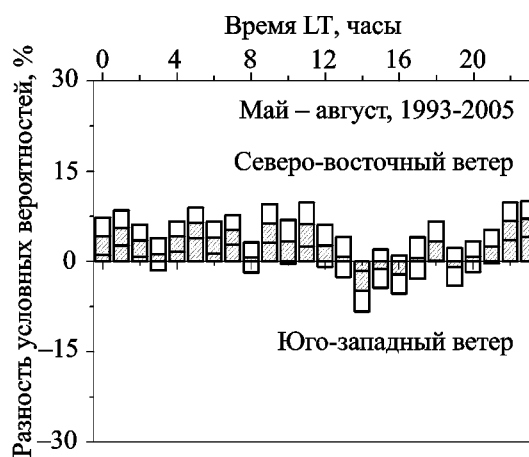
Рассмотрим более подробно ситуацию в зимнее время. Реакция плотных и полупрозрачных Es на состояние тропосферы разная (рис. 8). В присутствии положительной С-В проекции ветра вероятность появления плотных Es несколько понижается (рис. 8, а), в то же время на протяжении большей части суток вероятность наблюдения полупрозрачных Es повышается (рис. 8, б). Увеличение частоты появления Es при низком давлении происходит преимущественно за счет полупрозрачных Es (рис. 8, г). Плотные Es также чаще наблюда-

ются при низком давлении, однако эта зависимость выражена значительно слабее (рис. 8, в).

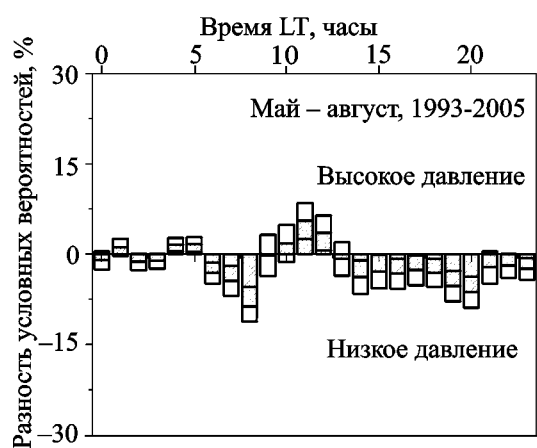
Обобщая результаты обработки, отметим, что погода в тропосфере влияет на формирование Es в зимние месяцы, и практически не влияет в летние. Давление выступает параметром, статистически наиболее связанным с Es в зимнее время. Плотные Es зимой большую часть суток наблюдаются преимущественно при низком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



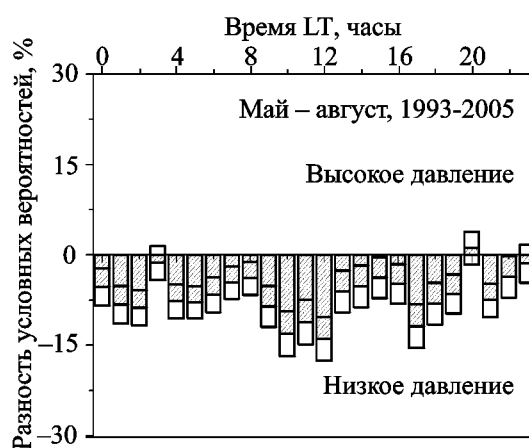
а)



б)



в)



г)

Рис. 8. Отличия условных вероятностей наблюдения Es разной структуры в мае – августе: а), б) – при С-В и Ю-З ветрах; в), г) – при низком и высоком атмосферном давлении; а), в) – плотные Es; б), г) – полупрозрачные Es

2. Обсуждение и гипотезы

Анализ результатов обработки экспериментальных данных свидетельствует о наличии связи между приземной погодой и Es в зимнее время. По всей видимости, причина выявленной зависимости состоит в существовании потока энергии из тропосферы в ионосферу благодаря распространению планетарных волн (ПВ) и средне- или крупномасштабных атмосферных гравитационных волн (АГВ) [4, 9-12]. Как АГВ, так и ПВ являются собственными волнами атмосферы [9]. Особенность этих волновых процессов состоит в том, что по мере уменьшения с высотой плотности и давления газа их относительные вариации возрастают. Растут также вариации скорости ветра. Если эффекты роста относительных изменений сильнее, чем затухание волновых процессов за счет вязкости среды, то амплитуда волны будет возрастать, пока не достигнет уровня нелинейного ограничения, после чего волна должна разрушаться, приводя к развитию турбулентности разных масштабов [13]. На высотах E-области ионосферы АГВ и ПВ могут привести к формированию или модификации Es за счет, например, механизмов ветрового сдвига [5].

Рассмотрим последовательно проявления ПВ и АГВ в параметрах нейтральной атмосферы, условия вертикального распространения волн, а также возможные отклики на них в E-области ионосферы.

Планетарные волны малого порядка имеют длину волны, соизмеримую с длиной окружности Земли (тысячи километров), их период составляет несколько суток [4, 9]. ПВ создают квазистационарное (в сравнении с временем жизни Es) глобальное распределение давления и ветра в атмосфере. Эффекты, связанные с ПВ, вероятнее всего, будут приводить к крупномасштабным плазменным образованиям.

Вариации приземного атмосферного давления подвержены влиянию крупномасштабных ПВ, а также связаны с барическими образованиями (циклонами, антициклонами) и атмосферными фронтами. Крупномасштабные малоподвижные ПВ могут приводить к продолжительным отклонениям погоды от среднеклимати-

ческих значений. Так, например, если минимум давления ПВ будет располагаться в окрестности УАС, давление в течение длительного времени может оставаться ниже среднего значения. Если минимум ПВ смещен к западу, длительное время преобладают ветры С-В направления, температурный фон повышается и возрастает фронтальная активность. Если же минимум ПВ располагается над Атлантическим океаном, чаще наблюдаются Ю-З ветры, температура понижается, и фронтальная активность, как правило, не высока. Отметим, что уровень атмосферного давления контролируется крупномасштабными ПВ значительно в большей степени, чем скорость приземного ветра. Косвенным подтверждением этого может служить тот факт, что время автокорреляции периодов низкого давления намного больше, чем время автокорреляции периодов С-В ветра (оценки времени автокорреляции по уровню 0.3 составили у давления 41 ч, у С-В ветра – 17 ч). Лучшие условия проникновения ПВ на высоты средней и верхней атмосферы наблюдаются в зимние месяцы [12]. В случае возбуждения Es крупномасштабными ПВ слои должны быть очень протяженными в горизонтальной плоскости и плотными на ионограммах (размер диаграммы направленности антенны ионозонда на высоте E-области порядка 50 км).

Атмосферные гравитационные волны средних и крупных масштабов имеют в горизонтальном направлении длины волн порядка сотни – тысячи километров, им соответствуют периоды от десятка минут до нескольких часов. Источниками АГВ могут быть землетрясения, извержения вулканов, тропические циклоны, а также атмосферные фронтальные разделы [4, 9-12] (последним в статье уделено основное внимание).

Возбуждение АГВ атмосферными фронтами происходит, вероятно, над тропопаузой, где стратосфера, устойчивая область с температурной инверсией, ограничивает сверху зону восходящих потоков атмосферного фронта [10-12]. Переходной слой между верхней границей фронтальной области и стратосферой можно представить в виде своего рода набора “мембран”, колеблющихся на разных частотах (частота Бранта–Вяйсяля увеличивается с высо-

той в стратосфере над атмосферным фронтом от 0 до величин порядка $5 \div 10 \text{ мин}^{-1}$).

С-В ветер в регионе УАС сопутствует передним частям циклонов, Ю-З – тыловым. Поскольку, как правило, фронтальные разделы вынесены в передние части циклонов, наличие С-В проекции приземного ветра указывает на присутствие атмосферного фронта и, следовательно, генерацию АГВ над станцией.

Спектр тех АГВ, которые могут распространиться до высот термосферы, располагается в нижней части частотного диапазона и имеет периоды порядка получаса и более [2, 4, 9-12]. АГВ, так же как и ПВ, в целом лучше распространяются зимой [10-12]. В отличие от ПВ условия распространения АГВ могут иметь заметную суточную вариацию. Вертикальное распространение АГВ зависит от вертикального профиля частоты Бранта–Вяйсяля, которая, в свою очередь, зависит от соответствующего профиля температуры. Для идеальной атмосферы частота Бранта–Вяйсяля ω_g может быть выражена следующим образом [9]:

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

где g – ускорение свободного падения, T – температура, z – высота, C_p – удельная теплоемкость атмосферного газа при постоянном давлении, dT/dz – вертикальный градиент температуры, g/C_p – вертикальный адиабатический градиент. В среде могут распространяться АГВ, частоты которых меньше ω_g . В случае если dT/dz отрицателен, спектр распространяющихся АГВ ограничивается сильнее с приближением модуля dT/dz к значению адиабатического градиента в слое.

На распространение АГВ должна оказывать влияние суточная вариация стратификации мезосферы той области, где dT/dz отрицателен, и ω_g достигает своего минимума на высотах от тропопаузы до термосферы. Летом и в дневное время эффект ограничения спектра АГВ будет максимальным за счет разогрева стратопаузы (озоносферы) и роста модуля отрицательного градиента темпера-

турного профиля в мезосфере [14]. В зимнее время и ночью условия распространения АГВ значительно лучше, поскольку температура стратопаузы сравнительно низкая [14], а частота Бранта–Вяйсяля в мезосфере высокая.

АГВ вызывают квазипериодически меняющиеся ветры с характерным горизонтальным масштабом порядка 100 км, которые на ионосферных высотах могут возбудить Es за счет сдвигового механизма [5]. При этом на ионограммах могут наблюдаться как плотные, так и полупрозрачные Es в зависимости от горизонтального масштаба и расположения области распространения АГВ относительно диаграммы направленности ионозонда.

В случае достижения амплитудой волны порога нелинейности пространственно-временной спектр распространяющихся АГВ обогащается. При этом, если для какой-либо пространственной гармоники АГВ выполняются условия пространственного резонанса [13], возрастет уровень мелко- и/или мезо-масштабных неоднородностей электронной концентрации. В этом случае, очевидно, по причине небольших пространственных масштабов плазменных неоднородностей, в ионограммах вертикального зондирования будут наблюдаться полупрозрачные Es.

Сопоставив результаты рассуждений с экспериментальными данными, можно заключить, что зимой условия формирования Es улучшаются в фазе минимума давления ПВ. Генерируемые атмосферными фронтами АГВ, распространяясь на высоты ионосферы, нарушают однородную структуру Es, приводя к появлению полупрозрачных Es.

Выводы

В работе исследована связь спорадических слоев E-области ионосферы, регистрируемых над Антарктическим полуостровом, с приземной погодой. Проанализированы сезонные вариации приземных ветров и атмосферного давления, а также сезонные и суточные вариации частоты появления Es. Максимум в сезонной вариации частоты появления Es отмечается летом, однако полупрозрачные Es чаще наблюдаются зимой. В суточной вариации максимумы повторения Es регистрируются днем. Этот

же вывод справедлив для плотных Es, и не всегда – для полупрозрачных, у которых дневной максимум выражен лишь зимой.

Исследована степень связи Es с приземной погодой путем сравнения условных вероятностей наблюдения Es при низком и высоком давлениях, а также при северо-восточном и юго-западном ветрах. В летнее время связь Es с погодой несущественна, в зимнее время вероятность появления Es увеличивается при низком приземном атмосферном давлении. Кроме того, в присутствии положительной С-В проекции приземного ветра, вызванного фронтальной активностью, увеличивается вероятность наблюдения полупрозрачных Es, и уменьшается – плотных Es.

Экспериментальные факты гипотетически объясняются воздействием энергии, распространяющейся из тропосферы в околосферное космическое пространство посредством АГВ и ПВ. Строго разделить вклад ПВ и АГВ в возбуждение Es на рассмотренном экспериментальном материале проблематично, поскольку фронтальная активность и генерация АГВ зависят от ПВ, увеличиваясь в пространственной области минимума давления ПВ и к востоку от него. Можно лишь утверждать, что Es в зимнее время активнее возбуждаются в фазе минимума давления ПВ. Вероятная роль АГВ состоит в формировании сравнительно “мелкомасштабных” неоднородностей электронной концентрации, что нарушает “регулярную” структуру Es и, как следствие, увеличивает частоту наблюдения полупрозрачных Es и уменьшает – плотных Es.

Автор считает своим приятным долгом поблагодарить за полезные советы профессора Ю. М. Ямпольского, сотрудников отдела радиофизики геокосмоса Радиоастрономического института НАН Украины, активно участвовавших в обсуждении результатов, а также зимовщиков станции “Майкл Фарадей” – “Академик Вернадский” 1993–2005 гг., благодаря которым был собран экспериментальный материал.

Работа выполнена при частичной поддержке НИР “Резонансы” НАНЦ МОН Украины по договору № Н/5-2004, а также ведомственной НИР “Циклон”, выполняемой по целевой Программе НАН Украины № 486-05, и гранту для молодых ученых НАН Украины № 61-05.

Литература

1. National Space Weather Program. Strategic Plan. FCM-P30-1995. Washington, DC, 1995. – 30 p.
2. Ямпольский Ю. М., Зализовский А. В., Литвиненко Л. Н., Лизунов Г. В., Гровс К., Молдвин М. Вариации магнитного поля в Антарктике и сопряженном регионе (Новая Англия), стимулированные циклонической активностью // Радиофизика и радиоастрономия. – 2004. – Т. 9, №2. – С. 130-151.
3. Милюневский Г. П. Научные исследования на украинской антарктической станции “Академик Вернадский” // Радиофизика и радиоастрономия. – 1997. – Т. 2, №3. – С. 255-266.
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. Wakai N., Ohya H., and Koizumi T. Manual of Ionogram Scaling. Third Version. – Japan, Radio Research Laboratory, Ministry of Post and Telecommunications, 1987.
7. Shanklin J. Module Automatic Weather Station / User Manual. – Cambridge, British Antarctic Survey, 1997.
8. Jankowski Jerzy, Sucksdorf Christian. Guide for magnetic measurements and observatory practice. – Warsaw, 1996. – 235 p.
9. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. В 2-х томах – М.: Мир, 1986. – 397 с (Т. 1), 410 с (Т. 2).
10. Зализовский А. В., Ямпольский Ю. М. F-рассеяние как индикатор тропосферно-ионосферного взаимодействия // Радиофизика и радиоастрономия. – 2007. – Т. 12, №1. – С. 33-42.
11. Зализовский А. В., Ямпольский Ю. М. Роль космической и тропосферной погодных систем в турбулизации верхней ионосферы // Труды VIII конференции молодых ученых “Астрофизика и физика околосферного космического пространства”. Байкальская молодежная школа по фундаментальной физике (БШФФ-2005). Лекции БШФФ-2005. – Иркутск. – 2005. – С. 9-13.
12. Данилов А. Д., Казимировский Э. С., Вергасова Г. В., Хачикян Г. Я. Метеоэффекты в ионосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 272 с.
13. Гершман Б. Н., Казимировский Э. С., Кокоуров В. Д., Чернобровкина Н. А. Явление F-рассеяния в ионосфере. – М.: Наука, 1984. – 143 с.
14. Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели) / Ред. коллегия: Ю.С. Седунов (председатель), С. И. Авдюшин, Е. П. Борисенков, О. А. Волковицкий, Н. Н. Петров, Р. Г. Рейтенбах, В. И. Смирнов, А. А. Черникова. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 509 с.

**Роль тропосферних процесів
у формуванні спорадичних шарів
Е-області іоносфери
над Антарктичним півостровом**

А. В. Залізовський

Розглядається вплив тропосферної погоди на збудження спорадичних шарів Е-області іоносфери (Es) над Антарктичним півостровом на підставі експериментальних даних, отриманих на станції “Академік Вернадський” у 1993–2005 рр. Дослідження виконано шляхом порівняння умовних імовірностей спостереження Es за різних погодних умов. Імовірність появи як щільних, так і напівпрозорих Es збільшується зимовими місяцями за низького приземного атмосферного тиску. Однак за позитивної північно-східної проекції приземного вітру, котра вказує на фронтальну активність, збільшується імовірність спостереження напівпрозорих шарів та зменшується – щільних. Вказані факти можна пояснити поширенням атмосферних гравітаційних та планетарних хвиль (хвиль Россбі) із тропосфери на іоносферні висоти. Імовірність формування Es взимку збільшується у фазі мінімуму тиску планетарної хвилі. Роль атмосферних гравітаційних хвиль полягає у збудженні дрібно- та мезомасштабних плазмових неоднорідностей та порушенні регулярної структури Es.

**The Role of Tropospheric Processes
in Forming the Sporadic Layers
of E Ionospheric Region
over the Antarctic Peninsula**

A. V. Zalizovski

The impact of tropospheric weather on the generation of sporadic E layers (Es) over the Antarctic Peninsula is considered with the Akademik Vernadsky station experimental data obtained during 1993 thru 2005. The investigation is carried out by comparing the conditional probabilities of Es appearance for various weather conditions. The low surface air pressure increases the probability of appearance of both dense and semi-transparent Es layers in winter months. Meanwhile, the positive North-East wind projection (associated with frontal activity) increases the probability of semi-transparent layers while reducing the repetition of dense ones. The facts outlined can be interpreted as a result of propagation of atmospheric gravity and planetary (Rossby) waves from the troposphere up to ionospheric heights. The probability of Es formation in winter grows in minimal phase of pressure of planetary wave. The role of atmospheric gravity waves consists in exciting of small- and mesoscale plasma irregularities and disturbing the regular Es structure.