

ЭКВАТОРИАЛЬНЫЕ ПЛАЗМЕННЫЕ ПУЗЫРИ: ВЛИЯНИЕ ЗОНАЛЬНОГО ТЕРМОСФЕРНОГО ВЕТРА

© 2023 г. Л. Н. Сидорова*

*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), Москва, Троицк, Россия*

**e-mail: lsid@izmiran.ru*

Поступила в редакцию 21.03.2023 г.

После доработки 13.06.2023 г.

Принята к публикации 03.08.2023 г.

Есть ряд теоретических исследований, указывающих на ключевую роль зональных термосферных ветров в процессах генерации и эволюции экваториальных плазменных пузырей. Однако нет достаточного количества наблюдательных данных, подтверждающих связь этих явлений. Для исследования этой связи проведен детальный сравнительный и корреляционный анализ LT-вариаций вероятности наблюдения экваториальных плазменных пузырей и скорости зонального термосферного ветра. Используются данные наблюдений экваториальных плазменных пузырей, регистрируемых на борту спутника ISS-b (~972–1220 км) в периоды солнцестояний и равноденствий. Также использованы данные наблюдений скорости зонального термосферного ветра, полученные на борту спутника CHAMP (~380–450 км). Получено, что указанные характеристики при сравнении подобны и имеют очень сильную корреляцию ($R \cong 0.9$) летом, сильную корреляцию ($R \cong 0.8$) зимой и ($R \cong 0.79$) в равноденствие. Выявлено, что во все сезоны задержка развития максимумов вероятности наблюдения экваториальных плазменных пузырей по отношению к максимумам скорости западного ветра составляет 1–3 ч, что хорошо согласуется с оценкой времени развития “затравочных” возмущений и временем подъема пузырей до высот верхней ионосферы. Выявленные результаты могут считаться новым подтверждением теоретического положения (модель Kudeki) о ключевом влиянии зональных западных термосферных ветров на процесс генерации экваториальных плазменных пузырей.

DOI: 10.31857/S0016794023600369, EDN: EGQLOX

1. ВВЕДЕНИЕ

В теории генерации экваториальных плазменных пузырей (equatorial plasma bubbles, EPB) зональным термосферным ветрам отводится особая роль (см., например, [Kudeki and Bhattacharyya, 1999]). Начиная с пионерских исследований Woodman and La Hoz [1976] принято считать, что EPB формируются после захода Солнца под влиянием плазменной неустойчивости Рэлея–Тейлора (RT), развивающейся на высотах основания F -области. Позже было обнаружено, что развитие RT-неустойчивости является условием необходимым, но не достаточным. В качестве достаточного условия формирования неоднородности рассматривается наличие первоначальных “затравочных” возмущений плазмы. Согласно ряду теоретических и модельных исследований [Kudeki and Bhattacharyya, 1999; Hysell and Kudeki, 2004; Kudeki et al., 2007], ключевая роль в появлении “затравочных” возмущений отводится столкновительно-сдвиговой неустойчивости и ветровой неустойчивости.

А эти неустойчивости развиваются в основании F -области под влиянием зональных термосферных ветров.

Согласно Kudeki et al. [2007] генерация EPB в любом долготном секторе экваториальной ионосферы первично контролируется зональным западным ветром заходного периода. Полагают, что усиление ветра вызывает рост скорости генерации “затравочных” возмущений и усиление вечернего всплеска $E \times B$ дрейфа, который приводит к более быстрому подъему основания F -области до высот, где темпы роста RT-неустойчивости доминируют и становятся решающими [Kudeki et al., 2007]. Этот вывод хорошо согласуется с экспериментом [Hysell et al., 2006].

В рамках этой теории находит свое рациональное объяснение обнаруженная корреляционная связь ряда термосферных характеристик и долготного распределения EPB [Сидорова и Филиппов, 2016, 2018, 2019; Sidorova and Filippov, 2018].

Так, в работе [Сидорова и Филиппов, 2016] выявлена высокая корреляция ($R \cong 0.79$) долготного распределения ЕРВ (данные спутника ISS-b, ~1100 км) с вариациями плотности нейтральной атмосферы области экваториальной аномалии (equatorial mass density anomaly, EMA) [Liu et al., 2009]. Оба профиля имеют характерную волновую структуру с четырьмя максимумами. Известно [Liu et al., 2009], что такие долготные вариации ЕМА однозначно связаны с проявлением влияния тропосферной солнечно-приливной волны DE3. Перенос же такого влияния осуществляется, в первую очередь, термосферными ветрами. В связи с этим было высказано предположение, что зональный термосферный ветер, модулированный приливной волной DE3, может определять (задавать) характер долготного распределения плазменных пузырей в момент их генерации, а именно на этапе появления “затравочных” возмущений [Сидорова и Филиппов, 2018; Sidorova and Filippov, 2018]. Эта идея подкреплялась численными оценками [Сидорова и Филиппов, 2018]. Для проверки предположения был проведен сравнительный анализ долготного распределения ЕРВ с долготным профилем отклонений скорости зонального западного термосферного ветра (спутник CHAMP, ~400 км). Выявлено, что обе характеристики имеют детальное подобие и высокую степень корреляции ($R \cong 0.76$), если рассматривать ветровые данные за период подготовки и генерации ЕРВ (15–21 LT) [Сидорова и Филиппов, 2019].

Однако для полноты изучения вопроса о роли зональных термосферных ветров в процессах генерации экваториальных плазменных пузырей следует рассмотреть и другие пространственно-временные характеристики. Например, LT-вариации вероятности наблюдения ЕРВ в сравнении с аналогичными вариациями скорости зонального ветра.

Для выполнения поставленной задачи проведен детальный сравнительный и корреляционный анализ указанных характеристик. Для этого использованы данные наблюдений ЕРВ, регистрируемые на борту спутника ISS-b в периоды солнцестояний и равноденствий. Кроме того, использованы LT-вариации скорости зонального ветра, полученные в работе [Liu et al., 2006] по данным спутника CHAMP.

2. ДАННЫЕ СРАВНИТЕЛЬНОГО АНАЛИЗА

2.1. Экваториальные плазменные пузыри (ЕРВ), спутник ISS-b

Гистограммы LT-вариаций вероятности наблюдения ЕРВ (ЕРВ occurrence probability, $P_{ЕРВ}$) были получены по данным спутника ISS-b [RRL, 1983, 1985], летавшего в годы высокой солнечной активности ($F10.7 \sim 150\text{--}220$) в течение двух лет

(1978–1979 гг.). Спутник ISS-b имел квазикруговую орбиту с наклонением $\sim 70^\circ$, покрывающую высоты верхней ионосферы ($\sim 972\text{--}1220$ км).

Для построения LT-вариаций использовались наблюдения плазменных областей с пониженной концентрацией He^+ . Согласно работам [Sidorova and Filippov, 2012; Сидорова и Филиппов, 2013], эти области, регистрируемые на высотах верхней ионосферы, можно интерпретировать как плазменные пузыри экваториального происхождения (ЕРВ). Для построения использовались лишь только те ЕРВ (области с обедненной концентрацией He^+), концентрация которых уменьшалась в полтора раза и более по отношению к фону.

Значения $P_{ЕРВ}$ были рассчитаны для зимнего и летнего сезонов (рис. 1а, 2а). Они рассчитывались как медианы за четырехмесячные периоды наблюдений, центрированные относительно дат солнцестояний в каждом из полушарий. Для анализа зимнего сезона использовались данные, взятые в Северном полушарии за ноябрь–февраль, а в Южном полушарии за май–август, т.е. для условий местной зимы. Для анализа летнего сезона использовались данные, взятые в Северном полушарии за май–август, а в Южном полушарии за ноябрь–февраль, т.е. за месяцы местного лета.

Кроме того, была рассчитана гистограмма $P_{ЕРВ}$ равноденственного периода (рис. 3а). Значения $P_{ЕРВ}$ рассчитывались как медианы за четырехмесячные периоды наблюдений, центрированные относительно дат равноденствий в каждом из полушарий. Для анализа использовались наиболее полно представленные данные весеннего сезона (февраль–май, Северное полушарие; август–ноябрь, Южное полушарие).

Гистограммы $P_{ЕРВ}$ были построены в зависимости от LT с шагом в один час. Рассматривались данные о ЕРВ, выявляемые в магнито-спокойные и умеренно-возмущенные периоды ($Kp \leq 3$) в широтном интервале $\pm 50^\circ$ DIPLAT. Числовые характеристики полученных распределений приведены в табл. 1.

Как указывалось выше, в настоящем исследовании нижний порог регистрации ЕРВ был выбран довольно низким. (Рассматривались даже те ЕРВ, чья концентрация по отношению к фону уменьшалась в полтора раза.) Это делалось намеренно с целью выявить остаточные структуры (“следы”) ЕРВ, продолжающие существовать в утренние часы, либо “шумовые” структуры ЕРВ, имеющие место в дневные часы. Иными словами, гистограммы $P_{ЕРВ}$ были построены по наблюдениям ЕРВ в течение суток.

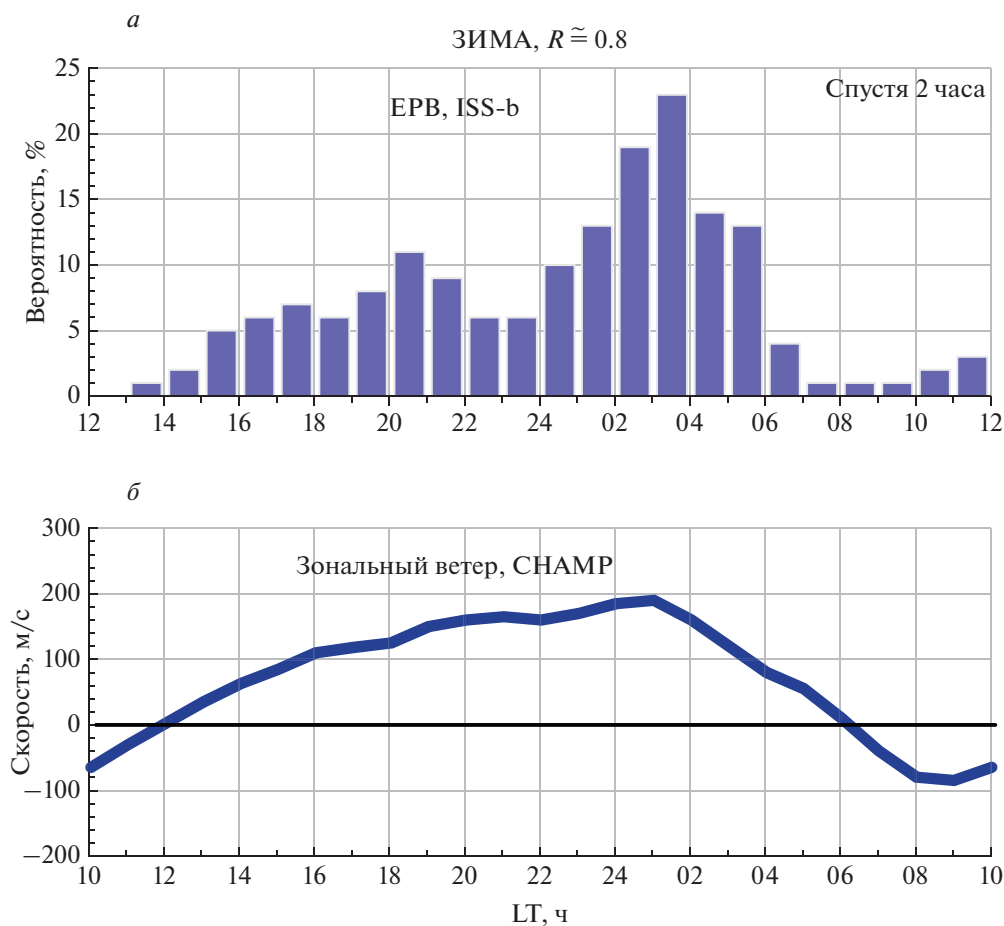


Рис. 1. ЗИМА. Корреляция совмещенных профилей сильная ($R \approx 0.8$).

(а) – LT-вариации вероятности наблюдения ЕРВ (P_{EPV}). Значения P_{EPV} рассчитаны по данным спутника ISS-b (~972–1220 км) и представлены в виде гистограмм.

(б) – LT-вариации скорости зонального термосферного ветра. Вариации скорости зонального ветра, рассчитанные в работе [Liu et al., 2006] по данным спутника CHAMP (~380–450 км), представлены темной кривой.

2.2. Зональный термосферный ветер, спутник CHAMP

В работе [Liu et al., 2006] были представлены LT-вариации скорости зонального термосферного ветра. Вариации скорости были рассчитаны по данным, полученным на термосферных высотах (~380–450 км) на борту спутника CHAMP. Спутник CHAMP был активен в период 2001–2004 гг., когда уровень солнечной активности был повышенным ($F10.7 \sim 107$ –181). В частности, для сравнительного анализа были привлечены данные за 2002 г. наблюдений с характерными значениями индекса $F10.7 \geq 140$. Использовались измерения скорости зонального ветра, выявляемые в районе экватора ($\pm 5^\circ \text{GMLAT}$) в магнито-спокойные и умеренно-возмущенные периоды ($Kp < 3$).

LT-вариации скорости зонального термосферного ветра были рассчитаны для трех сезонов: периодов зимнего/летнего солнцестояний и равноденствия (рис. 1а–1б).

На указанных рисунках зональные ветры, дующие на восток (западные ветры), имеют положительные значения скорости, а на запад (восточные ветры) – отрицательные значения.

3. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Проведем детальный сравнительный анализ LT-вариаций вероятности наблюдения ЕРВ (P_{EPV}) и LT-вариаций скорости зонального ветра, полученных в разные сезоны по данным спутника CHAMP (рис. 1–3). Укажем, что те и другие данные были получены в годы повышенной солнечной активности, т.е. при сходных гелиофизических условиях.

В зимний период LT-вариации P_{EPV} имеют два четких максимума (рис. 1а). Первый дополуночный менее развитый максимум приходится на ~20:00–21:00 LT, второй доминирующий максимум приходится на послеполуночные часы (~03:00–

Таблица 1. Числовые характеристики ЛТ-вариаций вероятности наблюдения ЕРВ ($P_{ЕРВ}$), рассчитанные по данным спутника ISS-b для зимних, летних и равноденственных условий

ЛТ, ч	ЗИМА		ЛЕТО		РАВНОДЕНСТВИЕ	
	количество ЕРВ и пролетов ¹	$P_{ЕРВ}^2, \%$	количество ЕРВ и пролетов ¹	$P_{ЕРВ}^2, \%$	количество ЕРВ и пролетов ¹	$P_{ЕРВ}^2, \%$
12	0 (63)	0	2 (60)	3	3 (128)	2
13	1 (69)	1	4 (117)	3	0 (199)	0
14	1 (59)	2	3 (141)	2	0 (188)	0
15	3 (60)	5	1 (137)	1	0 (177)	0
16	3 (54)	6	3 (125)	2	4 (175)	2
17	5 (69)	7	5 (103)	5	13 (190)	7
18	4 (71)	6	10 (100)	10	18 (181)	10
19	4 (48)	8	16 (102)	16	24 (196)	12
20	7 (63)	11	11 (65)	17	28 (211)	13
21	5 (54)	9	6 (55)	11	15 (214)	7
22	4 (65)	6	5 (50)	10	13 (210)	6
23	4 (78)	6	4 (48)	8	17 (226)	8
24(00)	12 (121)	10	1 (40)	3	18 (225)	8
01	12 (94)	13	1 (40)	3	15 (204)	7
02	23 (123)	19	3 (47)	6	13 (194)	7
03	37 (161)	23	3 (45)	7	13 (162)	8
04	21 (150)	14	3 (50)	6	14 (154)	9
05	15 (116)	13	1 (65)	2	4 (154)	3
06	4 (99)	4	1 (71)	1	3 (160)	2
07	1 (70)	1	0 (68)	0	4 (153)	3
08	1 (69)	1	1 (70)	1	1 (177)	1
09	1 (68)	1	1 (71)	1	0 (186)	0
10	1 (65)	2	1 (60)	2	0 (158)	0
11	2 (61)	3	2 (58)	3	1 (129)	1

*Примечание:*¹ Спутник ISS-b имел технические перерывы в работе, что отразилось в неравномерности орбитального покрытия по параметру ЛТ.² Значения $P_{ЕРВ}$ округлены до целых чисел.

04:00 LT). На графике скорости зонального ветра (рис. 1б) хорошо видно, что за 2–3 ч до развития второго доминирующего максимума $P_{ЕРВ}$, западный ветер достигает своего максимального значения (~01:00 LT, ~190 м/с). Иными словами, развитие западного ветра с указанной задержкой сопровождается появлением второго максимума $P_{ЕРВ}$. Не столь четко прослеживается подобие первому максимуму $P_{ЕРВ}$: за 1–2 ч до его развития наблюдается неуклонный рост скорости западного ветра с едва намечающимся спадом. Однако даже при таком развитии событий коэффициент корреляции совмещенных профилей составляет $R \cong 0.8$. Согласно шкале Чеддока, выявленная корреляционная связь является сильной.

Летом два характерных максимума $P_{ЕРВ}$ также неравнозначны (рис. 2а). Первый максимум, появляющийся в заходный период (~20:00–21:00 LT), доминирует, второй послеполуночный максимум (~03:00–04:00 LT) развит намного слабее. Эти же тенденции развиваются ранее в ЛТ-вариациях скорости зонального ветра (рис. 2б). Видно, что наибольший всплеск западного ветра (~120 м/с) в ~18:00 LT на 2–3 ч предваряет развитие доминирующего (первого) максимума $P_{ЕРВ}$. А меньший подъем скорости западного ветра (~85 м/с) в ~02:00 LT на 1–2 ч предваряет развитие послеполуночного максимума $P_{ЕРВ}$. В целом корреляционная связь совмещенных профилей оказывается очень сильной ($R = 0.9$).

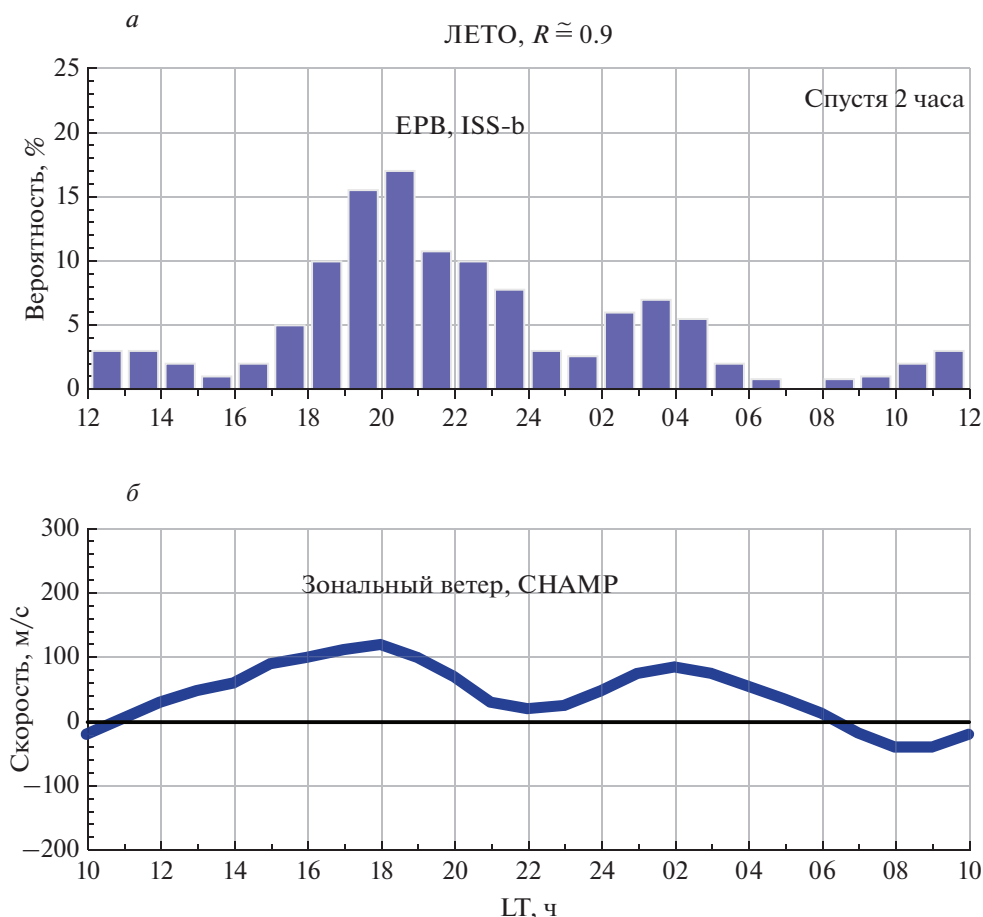


Рис. 2. ЛЕТО. Корреляция совмещенных профилей очень сильная ($R \cong 0.9$).

В равноденствие гистограмма P_{EPB} имеет хорошо выраженный максимум, приходящийся на заходный период (~20:00–21:00 LT) (рис. 3а). Далее виден небольшой всплеск P_{EPB} в околополуденные часы, который в виде плато сохраняется вплоть до ~04:00 LT. Видно, что LT-вариации P_{EPB} имеют сходство с вариациями скорости западного ветра, развивающимися ранее (рис. 3б). Развитие максимума P_{EPB} с задержкой на 1–2 ч следует за развитием максимального всплеска скорости западного ветра (~215 м/с) в ~19 LT. Платообразное развитие P_{EPB} повторяет платообразное развитие скорости западного ветра (~80 м/с). Как результат, рассчитанный коэффициент корреляции совмещенных профилей велик ($R = 0.79$), что свидетельствует о наличии сильной корреляционной связи.

Следует указать, что для корреляционного анализа использовался программный пакет STATISTICA 6.0. Статистическая значимость рассчитанных корреляций соблюдалась при $p < 0.05$ (5%) и $n = 25$, где p – уровень значимости, а n – количество значений P_{EPB} .

4. ОБСУЖДЕНИЕ

При сравнительном анализе LT-вариаций P_{EPB} , выявленных в разные сезоны (рис. 1а–3а), и LT-вариаций скорости зонального термосферного ветра (рис. 1б–3б) была обнаружена отчетливая корреляционная связь их совмещенных профилей. Рассмотрим графики в деталях, обращая внимание на направленность зонального ветра и задержку в развитии максимумов P_{EPB} по отношению к максимумам скорости ветра.

Заметим, что во все сезоны имела место корреляция с зональным ветром исключительно *западного направления*. Зональный ветер в послеполуденное время менял свое направление на западное, и его последующие LT-вариации с некоторой задержкой по времени (от одного часа до 3 ч) повторялись в LT-вариациях P_{EPB} . Следует указать, что выявленная направленность зонального ветра полностью согласуется с теоретическим выводом [Kudeki and Bhattacharyya, 1999] о ключевом влиянии *зональных западных* термосферных ветров на процесс генерации экваториальных плазменных пузырей.

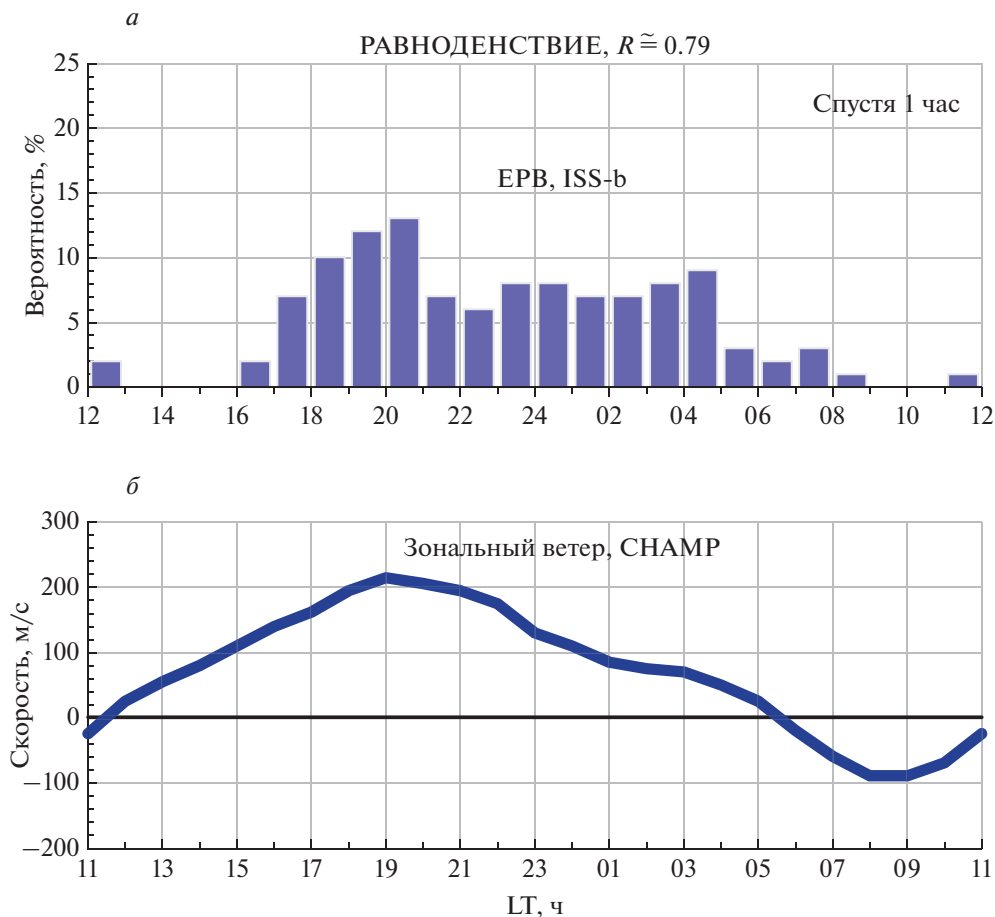


Рис. 3. РАВНОДЕНСТВИЕ. Корреляция совмещенных профилей сильная ($R \approx 0.79$).

Хорошо известно, что ветровое влияние на ионосферную плазму, в частности на генерацию и эволюцию ЕРВ, сильно ограничено высотным диапазоном. Оно наиболее эффективно вблизи высот генерации ЕРВ и значительно ослабевает при подъеме ЕРВ до предельных высот F -области. (Последнее связано с сильным падением концентрации нейтральных частиц с ростом высоты. На высотах верхней ионосферы, где их концентрация крайне мала, это влияние становится и вовсе ничтожным. Как следствие, до высот ~ 500 км первостепенную роль еще играют ион-нейтральные соударения, выше же начинают превалировать ион-ионные соударения [Брюнелли и Намгаладзе, 1998].) Этим фактом легко объясняется появление задержки в развитии характерных ЛТ-вариаций P_{EPB} , выявляемых на высотах верхней ионосферы, по отношению к аналогичным вариациям скорости западного ветра, измеряемого на высотах основания F -области. Укажем, что, как правило, задержка в развитии максимумов P_{EPB} составляла 2–3 ч, реже – 1–2 ч (послеполуденный максимум в летнее время и максимум в равноденствие). Рассмотрим детали этого про-

цесса и сделаем оценку характерных времен, обеспечивающих эту задержку.

Плазменные пузыри, сформировавшиеся на термосферных высотах (высоты основания F -области), поднимаются до высот верхней ионосферы. Можно оценить временной диапазон, необходимый плазменным пузырям разной интенсивности для их подъема до высот верхней ионосферы.

При подъеме такие пузыри под влиянием диффузионных процессов “растягиваются” вдоль магнитных силовых трубок и приобретают бананообразный вид. В таком виде пузыри могут регистрироваться не только в экваториальных, но и в низких и даже на средних широтах. На борту спутника ISS-b, летавшего на высотах верхней ионосферы (~ 972 – 1220 км), выявляемые пузыри чаще регистрировались в низких и на средних широтах. Иными словами, на высотах этого спутника, как правило, регистрировались “хвосты” плазменных пузырей, тогда как экваториальные вершины пузырей достигали высот ~ 1500 – 3000 км (см., например, рис. 5 работы [Сидорова, 2021]). Несложно оценить путь, преодолеваемый вершиной плазменного пузыря, от высоты формирова-

ния этого пузыря (например, ~400 км) до указанных высот. Он составляет ~1100–2600 км.

С другой стороны, известно, что скорость подъема пузырей может варьироваться (в зависимости от их интенсивности) в довольно широком диапазоне: от ~150 м/с [Abdu et al., 1983; McClure et al., 1977; Woodman and La Hoz, 1976] до ~1 км/с [Hanson et al., 1997; Huba et al., 2008]. Не будем рассматривать крайние значения этого диапазона, а проведем расчеты времени подъема ЕРВ для двух типичных значений скорости: ~300 м/с и ~600 м/с. Получим, что при подъеме со скоростью ~300 м/с пузырь достигает высот верхней ионосферы за ~1–3 ч, а со скоростью ~600 м/с – в два раза быстрее – за ~0.5–1.5 ч. Делаем вывод, что наблюдаемая нами временная задержка развития максимумов P_{EPB} по отношению к максимумам скорости западного ветра (~1–3 ч) неплохо согласуется с полученной оценкой (~0.5–3 ч). Очевидно, что пузырь может достигать высот верхней ионосферы намного быстрее: за десятки минут или даже за минуты, если его скорость близка к предельно высокой. Однако эти события, по всей видимости, не столь часты.

Следует также указать, что время подъема ЕРВ является не единственной причиной возникающей задержки в развитии максимумов P_{EPB} . Существует другой важный фактор – длительность электродинамических процессов, предваряющих начало генерации ЕРВ. В цепь этих процессов сложным образом “вплетено” влияние зональных западных ветров.

Известно, что для запуска механизма генерации ЕРВ важно наличие “подготовленных” ионосферных условий. Условия же будут “подготовлены” тогда, когда под влиянием зональных западных ветров в достаточной степени разовьются столкновительно-сдвиговая и ветровая неустойчивости, которые приведут к массовому появлению “затравочных” возмущений. (Те, в свою очередь, после захода Солнца, т.е. с развитием вечернего всплеска $E \times B$ дрейфа, начнут эволюционировать и оформляться в плазменные пузыри). Иными словами, наличие развитых “затравочных” возмущений будет означать готовность ионосферы к генерации ЕРВ. Для развития же таких возмущений требуется время – подготовительный период. Он стартует, как указывают Hysell and Kudeki [2004], опираясь на радарные данные, когда в экваториальной ионосфере начинают формироваться ветровые сдвиговые потоки. Те же формируются уже приблизительно в 14 LT и постепенно усиливаются к сумеречным часам. Тогда же сдвиговая неустойчивость даже со скромными темпами роста способна инициировать появление первых “затравочных” возмущений. Причем на их генерацию согласно результатам численного моделирования [Hysell and Kudeki, 2004] требуется

как минимум ~50 мин. Авторы полагают, что при росте сдвиговой неустойчивости ближе к сумеречным часам это время в разы сокращается, т.е. может составить 10–20 мин. Сгенерированные таким образом “затравочные” возмущения накапливаются и при появлении благоприятных условий (после захода Солнца) оформляются в плазменные пузыри. Очевидно, что указанная задержка не является столь весомой по сравнению со временем подъема пузырей до высот верхней ионосферы. Однако ее учет приводит к лучшему согласию наблюдаемой временной задержки развития максимумов P_{EPB} по отношению к максимумам скорости западного ветра (~1–3 ч) и получаемой оценкой (~0.8–3 ч).

Итак, в результате исследований LT-вариаций P_{EPB} и их сравнения с аналогичными вариациями скорости зонального термосферного ветра, полученными в разные сезоны, выявлена сильная (и очень сильная) корреляция их совмещенных профилей. Более того, полученные оценки времени развития процессов, предваряющих развитие максимумов P_{EPB} , не противоречат наблюдательным данным. Это позволяет заключить, что получено новое подтверждение теоретического положения (модель Kudeki) о ключевом влиянии зональных западных термосферных ветров на процесс генерации экваториальных плазменных пузырей.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Есть теоретические указания о ключевой роли зональных термосферных ветров в процессах генерации и эволюции экваториальных плазменных пузырей [Kudeki and Bhattacharyya, 1999; Hysell and Kudeki, 2004; Kudeki et al., 2007]. Однако нет достаточного количества наблюдательных данных, подтверждающих связь этих явлений. В настоящей работе предпринята попытка исследовать эту связь. Для этого проведен детальный сравнительный и корреляционный анализ LT-вариаций вероятности наблюдения ЕРВ и скорости зонального термосферного ветра. Использованы данные наблюдений ЕРВ, регистрируемые на борту спутника ISS-b (~972–1220 км) в периоды солнцестояний и равноденствий. Также использованы LT-вариации скорости зонального термосферного ветра, рассчитанные в работе [Liu et al., 2006] по данным, полученным на борту спутника CHAMP (~380–450 км). Проведенный анализ позволяет сделать следующие выводы.

1. Указанные характеристики при совмещении имеют детальное подобие и очень сильную корреляцию ($R \cong 0.9$) летом, сильную корреляцию ($R \cong 0.8$) зимой и в равноденствие ($R \cong 0.79$).
2. Во все сезоны задержка развития максимумов P_{EPB} по отношению к максимумам скорости западного ветра находится в диапазоне 1–3 ч, что

хорошо согласуются с оценкой времени развития “затравочных” возмущений и временем подъема ЕРВ до высот верхней ионосферы.

Следует заключить, что полученные результаты могут являться новым подтверждением теоретического положения (модель Kudeki) о ключевом влиянии зональных западных термосферных ветров на процесс генерации экваториальных плазменных пузырей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А. Физика ионосферы. М.: Наука. 499 с. 1998.
- Сидорова Л.Н., Филиппов С.В. Долготная статистика плазменных “пузырей”, видимых на высотах верхней ионосферы в концентрации He^+ // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 53. № 1. С. 64–77. 2013.
- Сидорова Л.Н., Филиппов С.В. Долготная статистика плазменных “пузырей”: Возможное влияние тропосферы // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 56. № 4. С. 514–524. 2016.
- Сидорова Л.Н., Филиппов С.В. Экваториальные плазменные “пузыри”: Влияние термосферных ветров, модулированных приливной волной DE3 // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 58. № 2. С. 225–233. 2018.
- Сидорова Л.Н., Филиппов С.В. Ветровая подготовка генерации экваториальных плазменных “пузырей” // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 59. № 3. С. 333–339. 2019.
- Сидорова Л.Н. Экваториальные плазменные “пузыри”: Изменчивость широтного распределения с высотой // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 61. № 4. С. 445–456. 2021.
<https://doi.org/10.31857/S0016794021040167>
- Abdu M.A., de Medeiros R.T., Sobral J.H.A. et al. Spread F plasma bubble vertical rise velocities determined from spaced ionosonde observations // J. Geophys. Res. V. 88. P. 9197–9204. 1983.
- Hanson W.B., Coley W.R., Heelis R.A. et al. Fast equatorial bubbles // J. Geophys. Res. V. 102. № A2. P. 2039–2045. 1997.
- Huba J.D., Joyce G., Krall J. Three-dimensional equatorial spread F modeling // Geophys. Res. Lett. V. 35. L10102. 2008.
<https://doi.org/10.1029/2008GL033509>
- Hysell D.L., Kudeki E. Collisional shear instability in the equatorial F region ionosphere // J. Geophys. Res. V. 109. № A11301. 2004.
<https://doi.org/10.1029/2004JA010636>
- Hysell D.L., Larsen M.F., Swenson C.M., Wheeler T.F. Shear flow effects at the onset of equatorial spread F // J. Geophys. Res. V. 111. № A11317. 2006.
<https://doi.org/10.1029/2006JA011923>
- Kudeki E., Bhattacharyya S. Postsunset vortex in equatorial F -region plasma drifts and implications for bottomside spread- F // J. Geophys. Res. V. 104. № 12. P. 28163–28170. 1999.
- Kudeki E., Akgiray A., Milla M.A. et al. Equatorial spread- F initiation: post-sunset vortex, thermospheric winds, gravity waves // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 69. № 17–18. P. 2416–2427. 2007.
- Liu H., Lühr H., Watanabe S. et al. Zonal winds in the equatorial upper thermosphere: Decomposing the solar flux, geomagnetic activity, and seasonal dependencies // J. Geophys. Res. V. 111. № A07307. 2006.
<https://doi.org/10.1029/2005JA011415>
- Liu H., Yamamoto M., Lühr H. Wave-4 pattern of the equatorial mass density anomaly: A thermospheric signature of tropical deep convection // J. Geophys. Res. Lett. V. 36. № L18104. 2009.
<https://doi.org/10.1029/2009GL039865>
- McClure J.P., Hanson W.B., Hoffman J.F. Plasma bubbles and irregularities in the equatorial ionosphere // J. Geophys. Res. V. 82. № 19. P. 2650–2656. 1977.
- RRL. Summary Plots of Ionospheric Parameters obtained from Ionosphere Sounding Satellite-b. Tokyo: Radio Research Laboratories Ministry of Posts and Telecommunications. V. 1–3. 1983.
- RRL. Summary Plots of Ionospheric Parameters obtained from Ionosphere Sounding Satellite-b. Tokyo: Radio Research Laboratories Ministry of Posts and Telecommunications. Special Report. V. 4. 1985.
- Sidorova L.N., Filippov S.V. Topside ionosphere He^+ density depletions: seasonal/longitudinal occurrence probability // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 86. P. 83–91. 2012.
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2012.06.013>
- Sidorova L.N., Filippov S.V. Four-peak longitudinal distribution of the equatorial plasma bubbles observed in the topside ionosphere: Possible troposphere tide influence // Adv. Space Res. V. 61. № 6. P. 1412–1424. 2018.
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.12.035>
- Woodman R.F., La Hoz C. Radar observations of F -region equatorial irregularities // J. Geophys. Res. V. 81. P. 5447–5466. 1976.