

## ЭКВАТОРИАЛЬНЫЕ ПЛАЗМЕННЫЕ “ПУЗЫРИ”: ИЗМЕНЧИВОСТЬ ДОЛГОТНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ С ВЫСОТОЙ

© 2020 г. Л. Н. Сидорова<sup>1</sup>, \*, С. В. Филиппов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн  
им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), г. Москва, г. Троицк, Россия

\*e-mail: lsid@izmiran.ru

Поступила в редакцию 26.04.2019 г.

После доработки 20.05.2019 г.

Принята к публикации 23.05.2019 г.

Экваториальные плазменные “пузыри”, формирующиеся на высотах основания  $F$ -области, при подъеме на большие высоты испытывают влияние зонального плазменного дрейфа. Под влиянием дрейфа они перемещаются на восток. С другой стороны, плазменный “пузырь”, “растянутый” вдоль магнитной силовой трубки, повторяет ее пространственный ход. Например, изменение магнитного склонения силовой трубки будет отражаться на изменении его долготной ориентации. В регионах с восточным магнитным склонением “пузыри” испытывают сдвиг в восточном направлении, а в регионах с западным магнитным склонением — в западном. На примерах долготных распределений экваториальных плазменных “пузырей”, рассчитанных для зимнего и весеннего периодов, исследован характер влияния указанных факторов. Для этого привлечены данные спутников ISS-b, AE-E, OGO-6, ROCSAT-1 и Hinotori, полученные в годы высокой солнечной активности на разных орбитальных высотах. Выявлено, что “пузыри”, регистрируемые на высотах ~972–1220 км в полосе широт  $0^\circ$ – $50^\circ$  DIPLAT, следуют ходу магнитного склонения силовой трубки, практически “не чувствуя” влияния зонального плазменного дрейфа. Выявлено, что “пузыри”, регистрируемые на высотах ~300–700 км и широтах  $\pm 20^\circ$  DIPLAT, подвержены сильному влиянию восточного зонального дрейфа. Магнитное склонение лишь контролирует величину их восточного сдвига.

DOI: 10.31857/S0016794019060105

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Разные виды съемок (оптические, радарные и спутниковые) позволяют наблюдать экваториальные плазменные “пузыри” (equatorial plasma bubble, EPB) на разных высотах, в разных ракурсах и проекциях. При спутниковых наблюдениях “пузырь” обнаруживается в виде одномерной структуры (1D) вдоль или поперек орбиты спутника. Наземные радарные наблюдения позволяют “видеть” его двумерную (2D) горизонтально-вертикальную структуру. Оптические системы кругового обзора (all-sky imager) позволяют наблюдать эволюцию и динамику плазменного “пузыря”. Однако, как правило, EPB наблюдаются не целиком, а фрагментарно, поскольку достигают крупных и гигантских размеров — несколько сотен километров в поперечном и несколько тысяч километров продольном сечениях.

В исследованиях [Kil et al., 2009; Kil, 2015] при сопоставлении и комбинировании имеющихся фрагментов наблюдений EPB, выявленных с помощью разных измерительных техник, получена реконструкция трехмерной (3D) структуры EPB. Согласно этой реконструкции структура EPB на-

поминает “раковину” — shell structure [Kil, 2015], (см. рис. 7 указанной работы). Почему? Ведь ранее форму эволюционирующих EPB исследователи, как правило, сравнивали со “шлейфами” (plumes) [Woodman and La Hoz, 1976], “бананами” [Abdu et al., 2000] или “аневризмами” [McClure et al., 1998].

Известно, что EPB, формирующиеся на высотах основания  $F$ -области, при подъеме на большие высоты испытывают влияние зонального плазменного дрейфа. Под влиянием зонального дрейфа они, поднимаясь вверх, смещаются в восточном направлении от места (долготы) их генерации в основании  $F$ -области. Степень их долготного сдвига зависит от высоты их подъема или длины магнитной силовой трубки, вдоль которой они в этот момент вытянуты. Чем меньше высота подъема EPB (или короче силовая трубка), тем сильнее сдвиг EPB [Kil et al., 2009]. Иными словами, на низких высотах EPB дрейфуют наиболее быстро и “уносятся” наиболее далеко в восточном направлении, а по мере подъема EPB этот процесс значительно ослабевает. В этом смысле говорят о дифференциальном влиянии зонального

**Таблица 1.** Сводка данных, используемых при сравнительном анализе

Публикация	Спутник	Параметр	LT-интервал	Высоты, км	Широты	Годы	$F_{10.7}$
Наше исследование	ISS-b	$P_{EPB}$	20–04	~972–1220	0°–50° DIPLAT	1978–80	150–220
Maruyama and Matuura, 1980	ISS-b	$P_{RSF}$	18–06	~972–1220	±20° DIPLAT	1978–80	150–220
Watanabe and Oya, 1986	Hinotori	$P_{B650}$	19–06	~650	±5° DIPLAT	1981	~200
Kil et al., 2015	ROCSAT-1	$P_{\sigma > 0.1\%}$	18–00	~600	±6° MLAT	2000–02	160–190
Basu et al., 1976	OGO-6	$P_{\sigma > 0.51\%}$	18–06	~400–500	±20° DIPLAT	1969–70	~150
McClure et al., 1998	AE-E	$P_{\sigma > 0.5\%}$	19–06	~300–475	±20° DIPLAT	1978–80	150–220

**Таблица 2.** Сезонные периоды наблюдений

СЕЗОН	Наше исследование	Maruyama and Matuura, 1980	McClure et al., 1998	Watanabe and Oya, 1986	Basu et al., 1976	Kil et al., 2015
ЗИМА	Ноябрь–январь	10 ноября–12 марта	Ноябрь–январь	10 ноября–2 февраля	Ноябрь–декабрь	Ноябрь–февраль
ВЕСНА	Февраль–13 мая	9 февраля–13 июня	Февраль–апрель	3 февраля–8 мая		Март–апрель

плазменного дрейфа, т.е. о влиянии, меняющемся в зависимости от высоты. Благодаря дифференциальному зональному дрейфу поднимающийся вверх EPB может формировать трехмерную структуру, визуально напоминающую “раковину” [Kil et al., 2009; Kil, 2015].

С другой стороны, EPB, вытянутый вдоль магнитной силовой трубки, повторяет ее пространственный ход (пространственную ориентацию). Например, изменение магнитного склонения силовой трубки будет отражаться на изменении долготной ориентации EPB. То есть в регионах с восточным магнитным склонением EPB будут испытывать сдвиг на восток, а в регионах с западным магнитным склонением – на запад. Причем наиболее заметно это будет видно на длинных силовых трубках (или на высотах верхней ионосферы).

Два указанных фактора на одних высотах и в одних широтно-долготных регионах могут дополнять друг друга, усиливая эффект долготного сдвига EPB на восток, а в других условиях, наоборот, конкурировать друг с другом. Попробуем на конкретных примерах долготных распределений EPB исследовать характер влияния со стороны этих факторов. Для этого привлечем данные спутников ISS-b, AE-E, OGO-6, ROCSAT-1 и Hinotori, полученные в годы высокой солнечной активности на разных орбитальных высотах.

Уточним, что в настоящем исследовании мы не будем касаться физических механизмов, влекущих развитие той или иной картины долготного распределения EPB в отдельные сезоны наблюдений. Эти вопросы детально рассматрива-

лись ранее [Sidorova and Filippov, 2018; Сидорова и Филиппов, 2018]). Теперь нас будут интересовать причины изменчивости картин долготных распределений EPB с высотой.

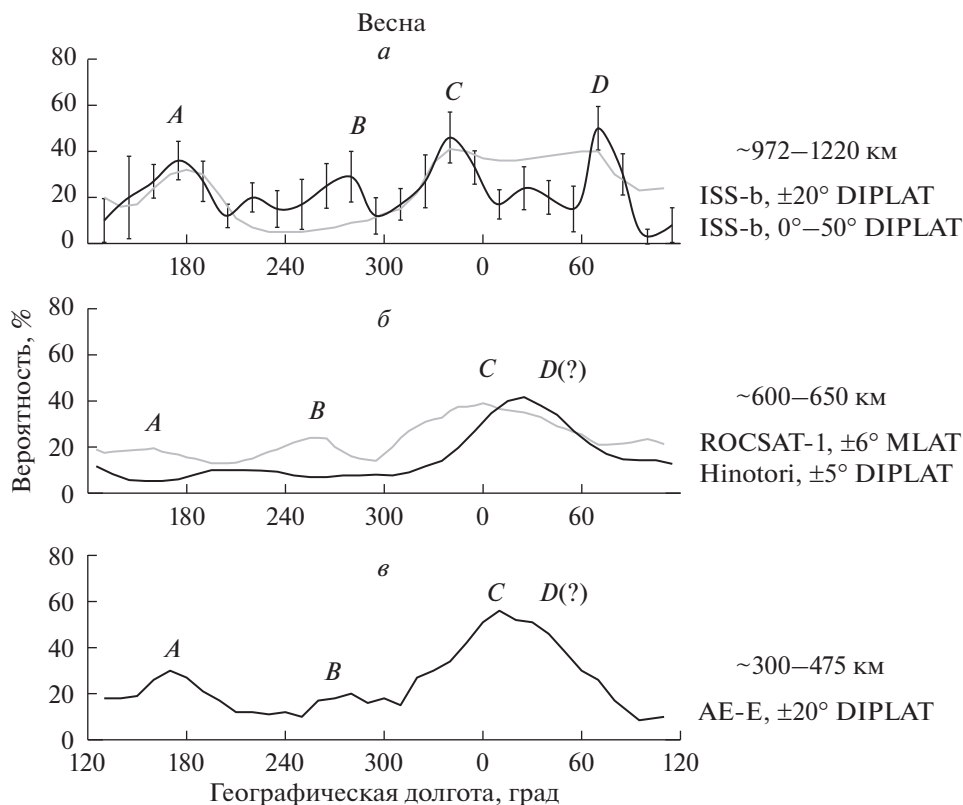
## 2. МАТЕРИАЛЫ СРАВНИТЕЛЬНОГО АНАЛИЗА

Сводка данных, использованных в нашем исследовании, представлена в табл. 1.

### 2.1. Экваториальные плазменные “пузыри”, EPB

а. Данные спутника ISS-b. Графики долготных распределений вероятности наблюдения EPB ( $P_{EPB}$ ) были получены по данным спутника ISS-b в годы высокой солнечной активности (1978–1979 гг.,  $F_{10.7} \sim 150–220$ ). Спутник ISS-b имел квазикруговую орбиту с наклоном ~70° и покрывающую высоты верхней ионосферы (~972–1220 км), (табл. 1). Известно [RRL, 1983, 1985], что измерения на спутнике проводились в течение 17 месяцев, однако имели ряд пропусков. Наиболее полными оказались данные весеннего и зимнего периодов (табл. 2).

Для расчета использовались результаты наблюдений плазменных областей с пониженной концентрацией  $He^+$ , которые согласно исследованиям [Sidorova and Filippov, 2012; Сидорова и Филиппов, 2013] являются плазменными “пузырями” экваториального происхождения (EPB). Учитывались только явно выраженные плазменные структуры, концентрация которых уменьша-



**Рис. 1.** Долготные распределения вероятности наблюдения ЕРВ (EFI), весенний сезон.  
 (а) – Долготные распределения  $P_{ЕРВ}$  и  $P_{RSF}$ , полученные по данным спутника ISS-b. Вариации  $P_{ЕРВ}$ , рассчитанные по широтам северного полушария ( $0^{\circ}$ – $50^{\circ}$  DIPLAT), показаны черной кривой. Стандартные отклонения  $P_{ЕРВ}$  показаны вертикальными отрезками. Вариации  $P_{RSF}$ , рассчитанные в полосе широт  $\pm 20^{\circ}$  DIPLAT [Magyama and Matuura, 1980], показаны серой кривой. Долготные максимумы указаны буквами *A*, *B*, *C* и *D*.  
 (б) – Долготные распределения  $P_{\sigma > 0.1\%}$  и  $P_{B650}$ , полученные по данным спутников ROCSAT-1 [Kil et al., 2015] и Hinotori [Watanabe and Oya, 1986], соответственно. Вариации  $P_{\sigma > 0.1\%}$ , рассчитанные в полосе широт  $\pm 6^{\circ}$  MLAT, показаны серой кривой. Вариации  $P_{B650}$ , рассчитанные в полосе широт  $\pm 5^{\circ}$  DIPLAT, показаны черной кривой.  
 (в) – Долготное распределение  $P_{\sigma > 0.5\%}$ , полученное по данным спутника AE-E [McClure et al., 1998]. Вариации  $P_{\sigma > 0.5\%}$ , рассчитанные в полосе широт  $\pm 20^{\circ}$  DIPLAT, показаны черной кривой.

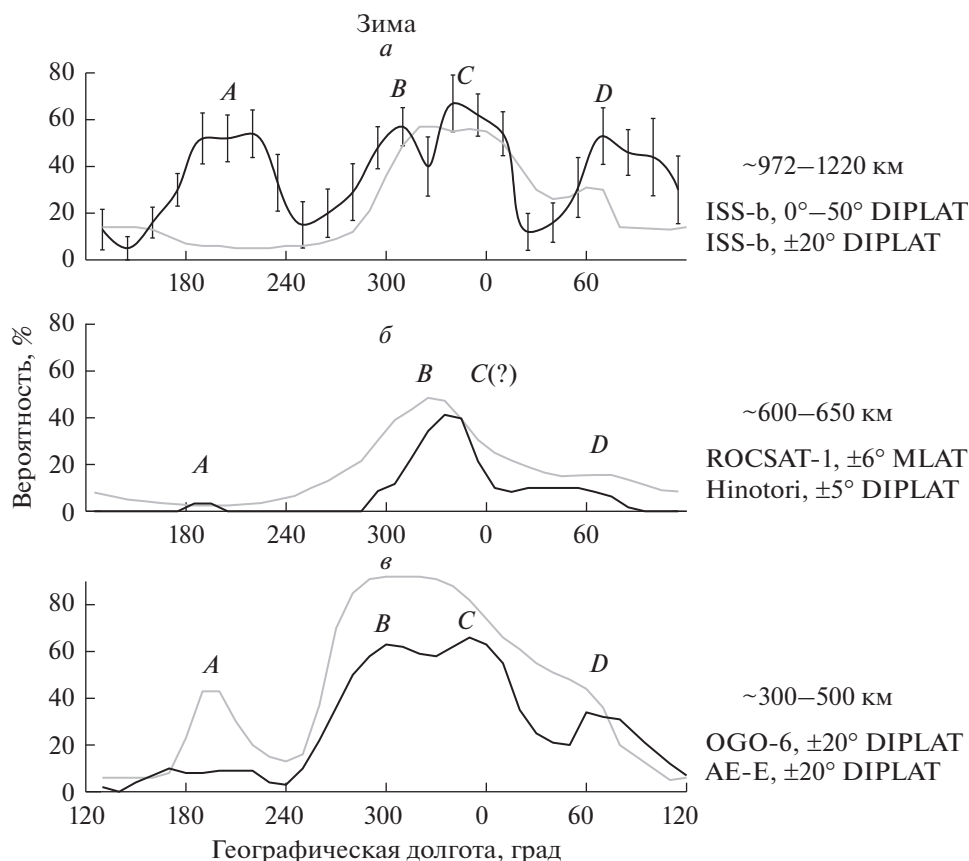
лась в два раза и более по отношению к фону. При этом фиксируемый поперечный размер ЕРВ составлял  $2^{\circ}$ – $10^{\circ}$  (или  $\sim 200$ – $1000$  км).

$P_{ЕРВ}$  распределения были рассчитаны для весеннего (февраль – 13 мая) и зимнего (ноябрь–январь) сезонов. Вариации  $P_{ЕРВ}$  показаны на рис. 1а и 2а черной кривой. Расчет производился по данным магнито-спокойного и умеренно-возмущенного периода ( $Kp \leq 3$ ). Данные были собраны в широтном интервале  $0^{\circ}$ – $50^{\circ}$  DIPLAT северного полушария. (Массив данных оказался наиболее полным в северном полушарии).

Рассматривались ЕРВ из интервала 20–04 LT, т.е. использовался период, взятый с задержкой на пару часов от момента генерации “пузырей” на высотах основания *F*-области ( $\sim 18$ – $19$  LT). Это делалось намеренно, поскольку ЕРВ, наблюдаемым на спутнике ISS-b, требовалось время для того, чтобы достичь высот верхней ионосферы ( $\sim 972$ – $1220$  км).

Кривые  $P_{ЕРВ}$  строились вдоль географической долготы с шагом  $15^{\circ}$ . Стандартные отклонения кривых  $P_{ЕРВ}$  были рассчитаны по формуле  $\Delta = (P_{ЕРВ}(100 - P_{ЕРВ})/N)^{1/2}$ , где *N* – число пролетов спутника в интервале (шаге)  $15^{\circ}$  географической долготы. Типичные значения стандартных отклонений  $P_{ЕРВ}$  показаны на рис. 1а, 2а вертикальными отрезками.

*б. Данные спутника AE-E.* Для сравнительного анализа было взято долготное распределение вероятности ЕРВ, полученное McClure et al. [1998] по данным спутника AE-E ( $\sim 300$ – $475$  км). ЕРВ были выявлены по флуктуациям ионной плотности (*Ni*). Для расчета использовались только те значения *Ni*, величина нормированного индекса которых ( $\sigma$ ) превышала 0.5%. (Напомним, что  $\sigma = \Delta Ni / \bar{Ni}$ , где  $\bar{Ni}$  – среднее значение фоновой ионной плотности, а  $\Delta Ni$  – стандартное отклонение фоновой ионной плотности.) Приборные характеристики и методика отбора данных, исполь-



**Рис. 2.** То же, рассчитанное для зимних условий. В нижнюю панель (в) добавлено долготное распределение вероятности наблюдения  $P_{\sigma} > 0.51\%$ , полученное по данным спутника OGO-6 [Basu et al., 1976]. Вариации  $P_{\sigma} > 0.51\%$ , рассчитанные в полосе широт  $\pm 20^\circ$  DIPLAT, показаны серой кривой.

зубая в работе, позволяли выявлять неоднородности размером от 50 до 1000 км. Расчет долготных вариаций вероятности наблюдения ЕРВ ( $P_{\sigma} > 0.5\%$ ) проводился для широтного интервала  $\pm 20^\circ$  DIPLAT. Медианные значения  $P_{\sigma} > 0.5\%$  были рассчитаны по трем зимним месяцам трехлетнего периода наблюдений (ноябрь—январь, 1978–80 гг.) (табл. 1, 2). На рис. 1в, 2в долготные вариации  $P_{\sigma} > 0.5\%$  показаны черной кривой.

*в. Данные спутника Hinotori.* Известно, что спутник Hinotori был запущен на квазикруговую орбиту с высотой  $\sim 650$  км в 1981 г. В исследовании [Watanabe and Oya, 1986] по данным этого спутника были получены карты изолиний вероятности наблюдения ЕРВ ( $P_{B650}$ , обозначения заимствованы из указанной работы). Карты были построены для разных сезонов по данным двухлетнего периода наблюдений (1981–82 гг.,  $F_{10.7} \sim 200$ ). Структуры ЕРВ выявлялись по флуктуациям ионной плотности ( $Ni$ ). Измерительные приборы спутника позволяли определять неоднородности размером от  $\sim 10$  км до 1000 км. Нами по указанным

картам были построены графики долготных распределений вероятности ЕРВ ( $P_{B650}$ ) для весеннего (3 февраля—8 мая) и зимнего (10 ноября—2 февраля) сезонов (табл. 2). Для расчета использовались ЕРВ данные, усредненные по широтному интервалу  $\pm 5^\circ$  DIPLAT (табл. 1). На рис. 1б, 2б долготные распределения  $P_{B650}$  показаны черной кривой.

*г. Данные спутника OGO-6.* Для сравнительного анализа очень полезными оказались результаты исследований Basu et al. [1976], полученные по данным спутника OGO-6 ( $\sim 400$ –500 км). Наблюдения ЕРВ проводились по измерениям ионной плотности ( $Ni$ ). Рассматривались только те значения  $Ni$ , величина нормированного индекса неоднородности ( $\sigma$ ) которых превышала  $0.51\%$  ( $P_{\sigma} > 0.51\%$ ). Медианные значения  $P_{\sigma} > 0.51\%$  были рассчитаны для широтного интервала  $\pm 20^\circ$  DIPLAT по двум зимним месяцам двухлетнего периода наблюдений (ноябрь—декабрь, 1969–70 гг.) (табл. 2). Полученные вариации  $P_{\sigma} > 0.51\%$  показаны на рис. 2в серой кривой.

## 2.2. Мелко- и среднемасштабные экваториальные неоднородности $F$ -области

Поднимающийся вверх ЕРВ сопровождается огромным числом мелко- и среднемасштабных неоднородностей, окружающих его подобно “га-ло” [Aggson et al., 1992]. Они тянутся за “пузырем” в его кильватере в качестве “шумового шлейфа” или “шумового облака” [Woodman and La Hoz, 1976]. Неоднородности этого “облака” регистрируются как экваториальные ионосферные неоднородности  $F$ -области (equatorial  $F$  region irregularities (EFI), либо как экваториальное  $F$ -рассеяние (equatorial spread- $F$ , ESF). Считается, что их наличие является индикатором появления и развития ЕРВ [Abdu et al., 2000]. Для нашего исследования мы привлекли данные и таких пространственных масштабов.

*а. Данные спутника ROCSAT-1.* Представленные в работе [Kil et al., 2015] долготные распределения вероятности EFI были рассчитаны по данным спутника ROCSAT-1, полученным на высотах верхней ионосферы (~600 км) в период максимальной солнечной активности (2000–2002 гг.,  $F_{10.7} \sim 140$ –190) (табл. 1). В работе рассматривались ионосферные неоднородности, выявляемые по флуктуации ионной плотности ( $N_i$ ) со значением  $\sigma > 0.1\%$ . Измерительные приборы имели настройку на высокое пространственное разрешение, что позволяло регистрировать неоднородности размером от 7 до 70 км. Данные собирались в широтном интервале  $\pm 6^\circ$  MLAT. Для сравнительного анализа мы использовали долготное распределение вероятности EFI ( $P_{\sigma > 0.1\%}$ ), полученное за два весенних месяца (март–апрель) (рис. 1б). Помимо этого мы рассчитали  $P_{\sigma > 0.1\%}$  для зимнего периода (ноябрь–февраль). Для этого мы усреднили  $P_{\sigma > 0.1\%}$  распределения, полученные авторами за периоды: ноябрь–декабрь и январь–февраль. На рис. 1б и 2б долготные вариации вероятности наблюдения EFI ( $P_{\sigma > 0.1\%}$ ), выявленные по данным спутника ROCSAT-1, показаны серой кривой.

*б. Данные спутника ISS-b.* Наиболее мелкие экваториальные неоднородности размером 1–10 км, или так называемый “шум”, обычно выявляется по наблюдениям ESF. Для сравнительного анализа было использовано долготное распределение ESF, полученное в работе [Miyama and Matuura, 1980] по данным спутника ISS-b. Измерения проводились по параметру “ $F$ -рассеяние радиосигнала по высоте” (Range Spread  $F$ , RSF) для широтного интервала  $\pm 20^\circ$  DIPLAT (табл. 1). Для сравнительного анализа был взят расчет долготного распределения вероятностей RSF ( $P_{RSF}$ ), полученный за четыре месяца наблюдений (10 ноября–12 марта) (табл. 2). Этот период не был центрирован к моменту солнцестояния, что давало пересечение с интервалом, используемым в на-

стоящей работе, приблизительно на 80%. На рис. 1а вариации  $P_{RSF}$  показаны серой кривой.

## 3. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

### 3.1. Весенний сезон

Сравнению подвергаются три группы ЕРВ(EFI). Одна группа обнаруживается по данным спутника AE-E на высотах ~300–475 км и усредняется в полосе широт  $\pm 20^\circ$  DIPLAT. Другая группа – по данным спутников ROCSAT-1 (~600 км) и Hinotori (~650 км), данные усредняются по широтам  $\pm 6^\circ$  MLAT и  $\pm 5^\circ$  DIPLAT, соответственно. Третья группа ЕРВ выявляется по данным ISS-b на высотах верхней ионосферы (~972–1220 км) в широтах северного полушария ( $0^\circ$ – $50^\circ$  DIPLAT). Данные ESF(RSF), выявленные на том же спутнике ISS-b, собраны и усреднены в полосе широт  $\pm 20^\circ$  DIPLAT.

Необходимо указать, что ЕРВ на высотах ~300–475 км, следуя геометрии “растекания” вдоль магнитных силовых трубок, целиком покрывают широты  $\pm 20^\circ$  DIPLAT. На больших высотах (~600–650 км) в полосе широт  $\pm 6^\circ$  MLAT фиксируются только вершины ЕРВ. А на высотах (~972–1220 км) в полосе широт  $0^\circ$ – $50^\circ$  обнаруживаются вершинные части среднемасштабных ЕРВ и северные концы наиболее крупных (гигантских) ЕРВ.

При сравнении долготных распределений ЕРВ(EFI) всех высотных диапазонов везде хорошо видны максимумы  $A$  и  $B$ . (Они не видны лишь по данным спутника Hinotori (рис. 1б, черная кривая). Известно, что у спутника на этих долготах превалировали “слепые” зоны [Watanabe and Oya, 1986].) Как следует из рис. 1, долготные положения максимумов  $A$  приходятся на долготы  $160^\circ$ – $180^\circ$ . Максимумы  $B$  регистрируются на долготах  $260^\circ$ – $280^\circ$ .

По двум наборам данных спутника ISS-b (ЕРВ и RSF) отлично видны оба других максимума:  $C$  и  $D$  (рис. 1а). Вершина  $C$  хорошо видна и по данным других спутников: ROCSAT-1 (~600 км) и AE-E (~300–475 км) (рис. 1б, 1в). (У спутника Hinotori на этих долготах опять превалировала “слепая” зона.) Причем с ростом высоты видна четкая тенденция сдвига максимума  $C$  на запад. Что касается максимума  $D$ , то он неплохо виден на высотах ~600–650 км, однако его присутствие на высотах ~300–475 км не очевидно: он почти сливается с вершиной  $C$  и выглядит сильно размытым. Однако нетрудно заметить, что с ростом высоты развивается тенденция его сдвига на восток. Возможные причины “разбегания” максимумов  $C$  и  $D$  с высотой будут обсуждаться в следующем разделе.

### 3.2. Зимний сезон

Для зимнего сезона к группе EPB, наблюдаемой на высотах основания *F*-области, добавлены наблюдения, полученные на борту спутника OGO-6 (~400–500 км). Эти данные были также усреднены в полосе широт  $\pm 20^\circ$  DIPLAT.

Сравнение долготных распределений EPB(EFI) разных высотных диапазонов обнаруживает отчетливое развитие максимума *A*. Он наиболее хорошо виден на долготных распределениях первой группы EPB (данные OGO-6, рис. 2в, серая кривая) и последней группы EPB (данные ISS-b, рис. 2а, черная кривая). В виде небольшого пика (рис. 2б, черная кривая) этот максимум наблюдается и по данным Hinotori (~650 км). Как следует из рис. 2, максимум *A* на всех высотах обнаруживается на долготах  $\sim 190^\circ$ – $200^\circ$ , правда, его ширина сильно варьируется.

Несколько сложнее дело обстоит с основным пиком долготного распределения EPB(EFI), раздвоенным на два локальных максимума *B* и *C*. Эта картина наиболее четко видна по данным спутников AE-E (~300–475 км) (рис. 2в, черная кривая) и ISS-b (~972–1220 км) (рис. 2а). Причем максимум *C* и минимум между *B* и *C* на высотах (~972–1220 км) выглядят “сжатыми” и сдвинутыми на запад. Раздвоение основного пика распределения EPB(EFI) на высотах  $\sim 600$ – $650$  км не обнаруживается. Очевидно, это связано с ограниченностью материала, собранного в недостаточно широкой полосе ( $\pm 6^\circ$  MLAT).

Что касается максимума *D*, то он виден во всех высотных диапазонах. Наблюдается как отчетливый максимум по данным спутников AE-E (~300–475 км) (рис. 2в, черная кривая) и ISS-b (~972–1220 км) (рис. 2а). Проявляется в виде небольшого подъема кривой распределения (рис. 2б) по данным спутников Hinotori и ROCSAT-1 (~600–650 км). Типичные долготы наблюдения максимума *D* покрывают диапазон  $\sim 60^\circ$ – $80^\circ$ .

## 4. ОБСУЖДЕНИЕ

Если рассматривать отдельные сезоны, то, как следует из рис. 1 и 2, долготные распределения вероятностей EPB разных высотных регионов демонстрируют очевидное сходство. Однако это сходство скорее базовое, чем детальное. Долготные положения и форма сравниваемых максимумов/минимумов вероятностей несколько различаются. Обсудим возможные причины этой изменчивости.

Очевидно, что EPB, растянутый вдоль магнитной силовой трубки, повторяет ее пространственный ход. И любое изменение магнитного склонения силовой трубки будет отражаться на его долготной ориентации. То есть в регионах с восточным магнитным склонением EPB будут ис-

пытывать восточный сдвиг, а в регионах с западным склонением — западный. Причем наиболее заметно это будет проявляться на длинных силовых трубках (или на высотах верхней ионосферы). Какие наиболее типичные сдвиги EPB следует ожидать в низких и на средних широтах?

Для ответа на этот вопрос мы привлекли карту магнитных склонений, взятую из Интернет (<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/image.shtml>). По карте были выявлены четыре долготных региона с характерным магнитным склонением (табл. 3). Для каждого региона и широтных интервалов  $0^\circ$ – $50^\circ$  DIPLAT и  $\pm 20^\circ$  DIPLAT были получены медианные значения долготных сдвигов EPB(EFI), связанных с магнитным склонением силовых трубок. Для расчета использовались простые геометрические соотношения:  $\Delta = \varphi \sin \alpha$ , где  $\varphi$  — дипольная широта, а  $\alpha$  — угол магнитного склонения. Полученные медианные значения долготных сдвигов были сведены в табл. 3 и указаны как “магнитные сдвиги”.

С другой стороны, известно, что на высотах  $\sim 300$ – $700$  км послезаходного периода значительное влияние на EPB оказывает восточный зональный плазменный дрейф. Это хорошо видно по трехмерной модели эволюционирующего плазменного “пузыря” [Kil et al., 2009] (рис. 3). (На рисунке 3 мы приводим реконструкцию этой модели, продленную до высот  $\sim 3000$  км). Согласно модели, EPB и экваториальные плазменные неоднородности, находящиеся на высотах  $\sim 300$ – $700$  км, испытывают максимальное смещение в восточном направлении. Однако из-за дифференциального влияния зонального дрейфа за несколько часов подъема EPB(EFI) приобретают структуру, визуально напоминающую “ракловину”.

Обсуждая конкурирующую/дополняющую роль восточного зонального плазменного дрейфа EPB, необходимо иметь приблизительную численную оценку его возможного вклада. Такая оценка была получена в работе [Kil et al., 2009]. Расчет максимального восточного сдвига EPB был получен по данным о скорости дрейфа, выявленным на борту спутника ROCSAT-1 (~600 км) (рис. 6а указанной работы). Рассматривался период 20–24 LT, когда максимальная скорость восточного дрейфа на экваторе составляла  $\sim 210$  м/с. Выявлено, что на долготах  $\sim 230^\circ$ – $270^\circ$  восточный сдвиг EPB в районе экватора за 4 ч наблюдений равен  $\sim 8^\circ$  (см. рис. 6б указанной работы). Следует указать, что полученное расчетное значение сдвига EPB находится у верхней границы возможного диапазона, поскольку используемое значение скорости дрейфа ( $\sim 210$  м/с) согласно литературным источникам является максимальным. Очевидно, что при более типичных значениях скорости дрейфа ( $\sim 140$ – $160$  м/с) восточный сдвиг EPB будет составлять  $\sim 5^\circ$ – $6^\circ$  за 4 ч наблюдения. Если же рас-

**Таблица 3.** Значения долготных сдвигов EPB(EFI) в разных широтно-высотных и долготных регионах

широты/высоты	Долготные регионы с характерным магнитным склонением <sup>1</sup>			
	180°–270°	270°–0°	0°–90°	90°–180°
0°–50° DIPLAT/ Высоты более ~1000 км	с.п., восточное (+) склонение Магнитный сдвиг <sup>2</sup> ~10° Дрейфовый сдвиг <sup>3</sup> ~1°–2° <u>Итоговый сдвиг</u> ~11°–12°	с.п., западное (–) склонение Магнитный сдвиг ~–12° Дрейфовый сдвиг ~1°–2° <u>Итоговый сдвиг</u> ~–(10°–11°)	с.п., восточное (+) склонение Магнитный сдвиг ~4° Дрейфовый сдвиг ~1°–2° <u>Итоговый сдвиг</u> ~5°–6°	с.п., западное (–) склонение Магнитный сдвиг ~–6° Дрейфовый сдвиг ~1°–2° <u>Итоговый сдвиг</u> ~–(4°–5°)
±20° DIPLAT/ Высоты ~300–700 км	с.п., восточное (+) ю.п., восточное (+) склонения Магнитный сдвиг ~0° Дрейфовый сдвиг ~5°–6° <u>Итоговый сдвиг</u> ~5°–6°	с.п., западное (–) ю.п., западное (–) склонения Магнитный сдвиг ~1° Дрейфовый сдвиг ~5°–6° <u>Итоговый сдвиг</u> ~6°–7°	с.п., восточное (+) ю.п., западное (–) склонения Магнитный сдвиг ~2° Дрейфовый сдвиг ~5°–6° <u>Итоговый сдвиг</u> ~7°–8°	с.п., западное (–) ю.п., восточное (+) склонения Магнитный сдвиг ~–2° Дрейфовый сдвиг ~5°–6° <u>Итоговый сдвиг</u> ~3°–4°

*Примечание:* <sup>1</sup>Магнитное склонение считается положительным (+), если северный конец магнитной стрелки компаса отклонен к востоку от географического меридиана, и отрицательным (–) – если к западу.

<sup>2</sup>Медианные значения долготных сдвигов EPB(EFI), связанных с магнитным склонением силовых трубок, указаны как “магнитные сдвиги”. Их значения округлены до целых чисел.

<sup>3</sup>Медианные значения долготных дрейфовых сдвигов EPB(EFI) указаны как “дрейфовые сдвиги”. Их значения округлены до целых чисел.

смагнитывать широты, удаленные от экватора, то этот сдвиг будет и того меньше (рис. 3).

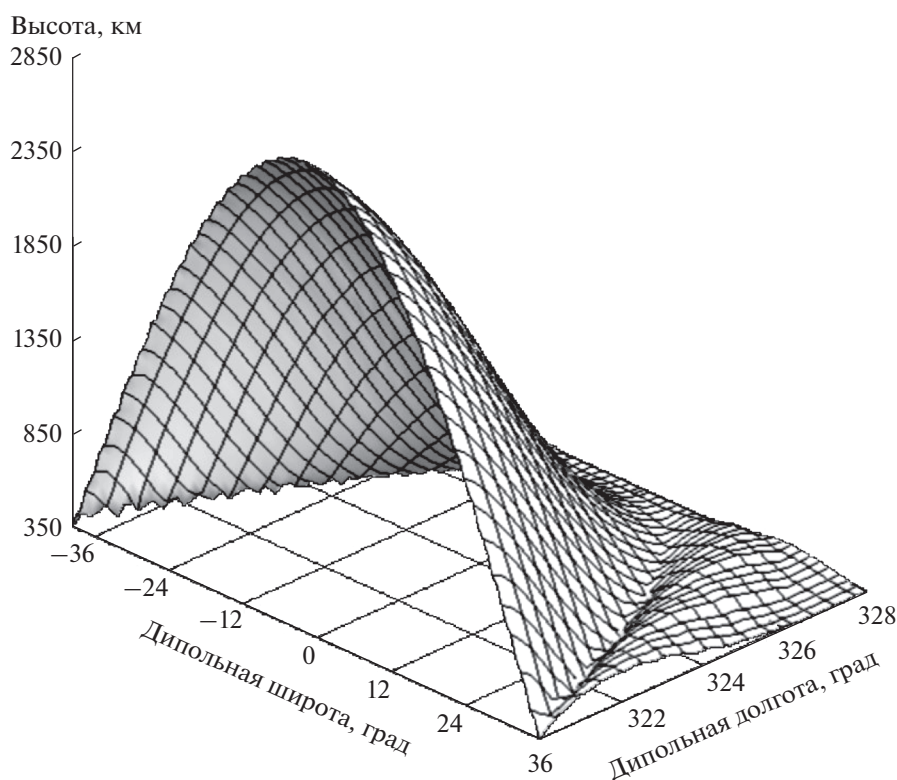
Несложно заметить (рис. 3), что на высотах ~1000 км за этот период восточный сдвиг EPB в районе экватора будет составлять уже ~3°–4°, а на больших широтах – ~1°–2°. Очевидно, что оценки долготных сдвигов EPB, полученные по модельной реконструкции, являются очень приближенными. Однако для проведения качественного сравнительного анализа они крайне полезны. Выявленные медианные значения долготных сдвигов EPB сведены в табл. 3 и указаны как “дрейфовые сдвиги”.

Опираясь на полученные оценки возможных долготных сдвигов EPB (табл. 3, “итоговые сдвиги”), рассмотрим результаты нашего сравнительного анализа.

Для *весеннего сезона*, как было выявлено, наиболее значительным событием является “разбегание” максимумов *C* и *D*, усиливающееся к верхнему высотному региону (~972–1220 км, данные ISS-b). Чем это вызвано?

Как указывалось выше, к этим высотам степень влияния зонального дрейфа EPB сильно убывает [Kil et al., 2009] (рис. 3). Плазменные “пузыри”, поднявшиеся до этих высот, почти не подвержены влиянию зонального дрейфа. Точнее, EPB, регистрируемые на экваторе (т.е. вершины EPB), еще испытывают небольшой восточный сдвиг (рис. 3), а EPB, регистрируемые в низких и на средних широтах (т.е. конечные фрагменты EPB), смещаются уже совсем слабо. А поскольку число случаев EPB, выявленных по данным ISS-b в районе экватора, невелико, то восточный сдвиг всей картины долготного распределения EPB, полученной для широт 0°–50° DIPLAT, будет не критичным (~1°–2°, табл. 3). Да и при подъеме до указанных высот EPB сместятся на восток незначительно. Ведь известно, что до высот верхней ионосферы удастся добираться только тем EPB, которые могут развивать скорости подъема ~200 м/с и более. (Имеются сообщения о скоростях подъема EPB, достигающих ~1 км/с [Hanson et al., 1997; Huba et al., 2008].) Такие EPB довольно быстро преодолевают высоты ~300–700 км, где влияние зонального дрейфа велико, и поэтому приобретаемый ими восточный сдвиг крайне мал. Следовательно, EPB, выявленные по данным ISS-b (~972–1220 км) на широтах 0°–50° DIPLAT просто “отрабатывают” ход склонения

зери”, поднявшиеся до этих высот, почти не подвержены влиянию зонального дрейфа. Точнее, EPB, регистрируемые на экваторе (т.е. вершины EPB), еще испытывают небольшой восточный сдвиг (рис. 3), а EPB, регистрируемые в низких и на средних широтах (т.е. конечные фрагменты EPB), смещаются уже совсем слабо. А поскольку число случаев EPB, выявленных по данным ISS-b в районе экватора, невелико, то восточный сдвиг всей картины долготного распределения EPB, полученной для широт 0°–50° DIPLAT, будет не критичным (~1°–2°, табл. 3). Да и при подъеме до указанных высот EPB сместятся на восток незначительно. Ведь известно, что до высот верхней ионосферы удастся добираться только тем EPB, которые могут развивать скорости подъема ~200 м/с и более. (Имеются сообщения о скоростях подъема EPB, достигающих ~1 км/с [Hanson et al., 1997; Huba et al., 2008].) Такие EPB довольно быстро преодолевают высоты ~300–700 км, где влияние зонального дрейфа велико, и поэтому приобретаемый ими восточный сдвиг крайне мал. Следовательно, EPB, выявленные по данным ISS-b (~972–1220 км) на широтах 0°–50° DIPLAT просто “отрабатывают” ход склонения



**Рис. 3.** Трехмерная модель развития экваториального плазменного “пузыря” согласно Kil et al. [2009]. Поднимающийся “пузырь” под влиянием дифференциального зонального дрейфа приобретает структуру, визуально напоминающую “раковину”. Здесь приводится реконструкция этой модели, продленная до высот  $\sim 3000$  км.

силовой трубки, практически “не чувствуя” влияния зонального дрейфа.

Действительно, максимумы *C* и *D* максимально “разбегаются” друг от друга (рис. 1а), поскольку их силовые трубки оказываются в регионах с разными знаками магнитного склонения (табл. 3). Так, максимум *C* оказывается в регионе с западным склонением, а максимум *D* – в регионе с восточным склонением. На рис. 1б, в это “разбегание” лишь только намечается, однако на высотах верхнего региона (рис. 1а) он наиболее отчетлив. Это “разбегание” пиков также хорошо видно и по графику  $P_{RSF}$ , полученному по данным ISS-b.

Аналогично, минимум между вершинами *B* и *C*, следуя магнитным силовым трубкам с западным магнитным склонением, испытывает сдвиг в западном направлении. Причем этот сдвиг растет с ростом высотного региона (рис. 1, табл. 3).

К высотам  $\sim 300$ – $650$  км низкоширотного региона ( $\pm 20^\circ$  DIPLAT), наоборот, начинает доминировать восточный плазменный дрейф EPB, вызывая их устойчивый долготный сдвиг в восточном направлении (рис. 1б, 1в). Магнитное склонение лишь контролирует величину этого сдвига (табл. 3, “итоговый сдвиг”). Восточное магнитное склонение поля приводит к дополнительному росту сдвига. Западное склонение, кон-

курируя с влиянием зонального дрейфа, приводит к уменьшению сдвига. Дополняющее действие указанных факторов ярко проявляется в поведении максимума *C*. Вершина *C* испытывает максимальное смещение на восток, поскольку попадает в зону с восточным магнитным склонением ( $0^\circ$ – $90^\circ$ ) (рис. 1в). Однако другие максимумы (*A*, *B*, *D*) не столько смещены на восток, а скорее “размыты” (менее выражены) либо почти слились друг с другом (максимумы *C* и *D*, рис. 1в). Почему?

Техника измерений, используемая на спутниках ROCSAT-1, Hinotori, AE-E и последующая обработка сигналов, позволяли выявлять экваториальные неоднородности, в том числе и EPB, довольно малых размеров. Например, на спутнике ROCSAT-1 [Kil et al., 2015] могли определяться неоднородности размером от  $\sim 7$  км. Это, как известно, может приводить к некоторому уширению пиков. По измерениям, проводимых на борту спутника AE-E, выявлялись более крупные неоднородности ( $\sim 50$  км и более) [McClure et al., 1998]. Однако картина распределений EPB по-прежнему оставалась “размытой”. На высотах же верхнего диапазона ( $\sim 972$ – $1220$  км, ISS-b) максимумы долготных распределений EPB выявлялись предельно четко. И это трудно объяснить исклю-



чительно технической (приборной) разницей спутниковых измерений, либо разницей в методах обработки сигналов. Безусловно, главная причина наблюдаемого факта имеет физическую природу.

На высотах основания  $F$ -области ( $\sim 350$ – $450$  км) процессы эволюции ЕРВ находятся в самой активной фазе. На этих высотах происходит генерация плазменных “пузырей”, активный рост их пространственных размеров, идут процессы слияния/раздвоения “пузырей” и т.п. И опять же, регистрация ЕРВ в этой активной динамике может привести лишь к некоторому ( $\sim 1^\circ$ – $2^\circ$ ) уширению максимумов их долготных распределений вероятности. Для появления значительно уширенных (“размытых”) максимумов требуются мощные сдвиговые вариации, которые могут быть обеспечены лишь влиянием зонального плазменного дрейфа.

Действительно, известно, что зональный дрейф ЕРВ(EFI) в начальной фазе развития неоднородностей характеризуется крайней изменчивостью [Bhattacharyya et al., 2001]. Так, согласно работам [Abdu et al., 1985; Valladares et al., 1996; Immel et al., 2003; Huang et al., 2010] максимальная дрейфовая скорость ( $\sim 100$ – $140$  м/с) фиксируется в период 18–20 LT. Далее наблюдается ее постепенный спад, а после полуночи [Valladares et al., 1996] либо после 03–04 LT [Abdu et al., 1985] зональный дрейф меняет свое направление с восточного на западное. Другие исследователи [de Paula et al., 2002] сообщают о том, на высотах генерации ЕРВ скорости зонального плазменного дрейфа могут достигать величин  $\sim 140$ – $160$  м/с (данные оптических и спутниковых GPS-наблюдений). Наконец, имеются сообщения [Kil et al., 2009] о мощных дрейфах ЕРВ, скорости которых могут достигать  $\sim 200$ – $210$  м/с (данные спутника ROCSAT-1). Иными словами, наблюдательные данные свидетельствуют о крайней изменчивости скорости зонального дрейфа ЕРВ в течение LT-периода наблюдений и ото дня ко дню. Это сказывается на непостоянстве (вариативности) долготных положений ЕРВ, выявляемых на высотах  $\sim 300$ – $700$  км, что приводит к уширению максимумов в распределениях ЕРВ, их “размытости” либо слиянию. На высотах же  $\sim 972$ – $1220$  км влияние зонального плазменного дрейфа незначительно. Вариативность долготных положений ЕРВ по этой причине также не существенна. Как результат, на этих высотах максимумы в распределениях ЕРВ проявляются наиболее четко.

В зимний период эффект “размытости” картин долготного распределения ЕРВ нижнего высотного диапазона также имеет место (рис. 2). Он наиболее заметен по отсутствию двух локальных максимумов  $B$  и  $C$  по данным спутника OGO-6 (рис. 2в, серая кривая), полученным за два месяца

(ноябрь–декабрь) наблюдений. Максимум  $D$  здесь также подавлен и виден как небольшой подъем кривой. Однако по данным спутника AE-E того же высотного региона, но полученным по более длинному ряду наблюдений (ноябрь–январь), картина долготного распределения ЕРВ становится более четкой. Уже хорошо видно раздвоение основного максимума на пики  $B$  и  $C$ , отчетливым становится максимум  $D$ .

Как уже указывалось, максимум  $C$  и минимум между вершинами  $B$  и  $C$  на высотах верхнего региона ( $\sim 972$ – $1220$  км) (рис. 2в, черная кривая) выглядят “сжатыми” и сдвинутыми на запад по сравнению с аналогичными структурами нижнего региона ( $\sim 300$ – $475$  км). Это происходит потому, что они оказываются в долготно-широтном регионе северного полушария с большой величиной западного магнитного склонения ( $\sim -12^\circ$ , табл. 3). На высотах же  $\sim 300$ – $475$  км и широтах  $\pm 20^\circ$  DIPLAT эти структуры “распрямляются”, сдвигаясь на восток. Здесь вступает в полную силу конкурирующий фактор – восточный зональный дрейф (табл. 3), который вносит свой вклад в “разнесение” пиков  $B$  и  $C$ .

Вершины  $A$  и  $D$  к высотам верхнего диапазона становятся наиболее выразительными и демонстрируют смещение на восток. Сопоставив долготные положения этих пиков с картой магнитного склонения (либо с табл. 3), несложно выявить, что они находятся в регионах, где доминирует восточное магнитное склонение. Очевидно, что теперь два фактора (зональный плазменный дрейф и магнитное склонение) дополняют друг друга. Действуя вместе, они усиливают эффект долготного сдвига максимумов  $A$  и  $D$  на восток.

Итак, два указанных фактора могут либо усиливать восточный сдвиг ЕРВ(EFI), либо “гасить” его. Наиболее ярко их совместное действие проявляется на высотах нижнего диапазона ( $\sim 300$ – $700$  км). На больших высотах ( $\sim 972$ – $1220$  км), где зональный плазменный дрейф ЕРВ(EFI) не столь существенен, просто “отрабатывается” ход магнитной силовой трубки с ее магнитным склонением.

## 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Согласно теоретическим и модельным указаниям известно, что зональный плазменный дрейф ЕРВ(EFI) и магнитное склонение силовых трубок на одних высотах и в одних широтно-долготных регионах могут дополнять друг друга, усиливая эффект долготного сдвига ЕРВ(EFI) на восток, а в других условиях, наоборот, конкурировать друг с другом. На примерах долготных распределений вероятностей наблюдения ЕРВ(EFI), рассчитанных для зимнего и весеннего периодов, исследован характер влияния этих факторов. Для этого

привлечены данные спутников ISS-b, AE-E, OGO-6, ROCSAT-1 и Hinotori, полученные в годы высокой солнечной активности на разных орбитальных высотах. Проведенный сравнительный анализ позволяет сделать следующие выводы.

1. EPB(EFI), регистрируемые на высотах ~972–1220 км в полосе широт  $0^{\circ}$ – $50^{\circ}$  DIPLAT, следуют ходу магнитного склонения силовой трубки, практически “не чувствуя” влияния зонального плазменного дрейфа. Этот вывод справедлив как для весеннего, так и для зимнего периодов.

2. EPB(EFI), регистрируемые на высотах ~300–700 км в полосе широт  $\pm 20^{\circ}$  DIPLAT, подвержены сильному влиянию восточного зонального дрейфа. Он вызывает долготный сдвиг EPB в восточном направлении. Склонение магнитного поля лишь контролирует величину этого сдвига. В регионах с восточным магнитным склонением сдвиг растет, а в регионах с западным склонением – сокращается. Этот вывод справедлив как для весеннего, так и для зимнего периодов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Сидорова Л.Н., Филиппов С.В. Долготная статистика плазменных “пузырей”, видимых на высотах верхней ионосферы в концентрации  $\text{He}^+$  // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 53. № 1. С. 64–77. 2013.
- Сидорова Л.Н., Филиппов С.В. Экваториальные плазменные “пузыри”: Влияние термосферных ветров, модулированных приливной волной DE3 // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 58. № 2. С. 225–233. 2018. <https://doi.org/10.1134/s0016793218020184>
- Aggson T.L., Maynard N.C., Hanson W.B. et al. Electric field observations of equatorial bubbles // J. Geophys. Res. V. 97. P. 2997–3009. 1992.
- Abdu M.A., Batista I.S., Sobral J.H.A. et al. Equatorial ionospheric plasma bubble irregularity occurrence and zonal velocities under quiet and disturbed conditions, from polarimeter observations // J. Geophys. Res. V. 90. P. 9921. 1985. <https://doi.org/10.1029/JA90iA10p009921>
- Abdu M.A., Sobral J.H.A., Batista I.S. Equatorial spread F statistics in the american longitudes: some problems relevant to ESF description in the IRI scheme // Adv. Space Res. V. 25. P. 113–124. 2000.
- Basu S., Basu S., Khan B.K. Model of equatorial scintillation from in-situ measurements // Radio Sci. V. 11. P. 821–826. 1976.
- Bhattacharyya A., Basu S., Groves K. M. et al. Dynamics of equatorial F region irregularities from spaced receiver scintillation observations // Geophys. Res. Lett. V. 28. № 1. P. 119–122. 2001.
- de Paula E.R., Kantor I.J., Sobral J.H.A. et al. Ionospheric irregularity zonal velocities over Cachoeira Paulista // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 64. P. 1511–1516. 2002.
- Hanson W.B., Coley W.R., Heelis R.A. et al. Fast equatorial bubbles // J. Geophys. Res. V. 102. № A2. P. 2039–2045. 1997.
- Huang C.-S., de La Beaujardiere O., Pfaff R.F. et al. Zonal plasma drift of plasma particles inside equatorial plasma bubbles and its relations to the zonal drift of the bubble structure // J. Geophys. Res. V. 115. A07316. 2010. <https://doi.org/10.1029/2010JA015324>
- 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>
- Immel T.J., Mende S.B., Frey H.U. et al. Determination of low latitude plasma drift speeds from FUV images // Geophys. Res. Lett. V. 30. № 8. P. 1945. doi . 2003. <https://doi.org/10.1029/2003GL017573>
- Kil H., Kwak Y.-S., Lee W.K. et al. Nonmigrating tidal signature in the distributions of equatorial plasma bubbles and prereversal enhancement // J. Geophys. Res. V. 120. № 4. P. 3254–3262. 2015. <https://doi.org/10.1002/2014JA020908>
- Kil H., Heelis R.A., Paxton L.J. et al. Formation of a plasma depletion shell in the equatorial ionosphere // J. Geophys. Res. V. 114. A11302. 2009. <https://doi.org/10.1029/2009JA014369>
- Kil H. The morphology of equatorial plasma bubbles – a review // J. Astron. Space Sci. V. 32. № 1. P. 13–19. 2015. <https://doi.org/10.5140/JASS.2015.32.1.13>
- Maruyama T., Matuura N. Global distribution of occurrence probability of spread echoes based on ISS-b observation // J. Radio Res. Lab. V. 27. № 124. P. 201–216. 1980.
- McClure J.P., Singh S., Bamgboye D.K. et al. Occurrence of equatorial F region irregularities: Evidence for tropospheric seeding // J. Geophys. Res. V. 103. № A12. P. 29, 119–29, 135. 1998.
- 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  $\text{He}^+$  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>
- Valladares C.E., Sheehan R., Basu S. et al. The multi-instrumented studies of equatorial thermosphere aeronomy scintillation system: Climatology of zonal drifts // J. Geophys. Res. V. 101. P. 26, 839. 1996. <https://doi.org/10.1029/96JA00183>
- Watanabe S., Oya H. Occurrence characteristics of low latitude ionospheric irregularities observed by impedance probe on board the Hinotori satellite // J. Geomagn. Geoelectr. V. 38. P. 125–131. 1986.
- Woodman R.F., La Hoz C. Radar observations of F-region equatorial irregularities // J. Geophys. Res. V. 81. P. 5447–5466. 1976.