

СЕЗОННЫЕ ВАРИАЦИИ ИНТЕНСИВНОСТИ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ БАРСТЕРНОЙ СТРУКТУРЫ АВРОРАЛЬНОГО КИЛОМЕТРОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

SEASON VARIATIONS OF INTENSITY AND THE MECHANISM OF FORMATION OF "BURST" STRUCTURE OF AURORAL KM RADIATION

И.Л. Моисеенко, М.М. Могилевский

Институт космических исследований РАН

Based on two-year measurements of the auroral kilometric radiation (AKR) in the POLRAD experiment on the INTERBALL-2 satellite, we found seasonal AKR intensity variations: the AKR maximum and minimum are observed in winter and summer, respectively. Also in this paper, a mechanism of formation of the AKR "burst" structure is offered.

Введение

Авроральное километровое излучение (сокращенно АКР) представляет собой мощное радиоизлучение в диапазоне частот 30-700 кГц (максимум излучения наблюдается от 100 до 300 кГц), генерируемое в приземной плазме и распространяющееся от Земли. Впервые АКР было зарегистрировано на спутнике Электрон-2 в 1965 году [1]. Последующие измерения, проводившиеся на высоко апогейных спутниках, позволили определить основные свойства АКР и условия, при которых происходит генерация этого излучения. Следует отметить, что аналогичное по природе излучение были обнаружены у Юпитера, Сатурна, Урана, спутника Юпитера Ио, и это излучение является характерным свойством космических тел, обладающим магнитным полем [12]. АКР играет важную роль в глобальной динамике авроральной плазмы – от 1 до 10% энергии электронов может уходить в излучение, полная энергия излучения составляет порядка 10^7 Вт, а в активные периоды достигает 10^9 Вт [7]. Основой механизма генерации АКР является циклотронная мазерная неустойчивость [11], развивающаяся в областях с пониженной плотностью плазмы в авроральной магнитосфере – каверне Кальверта, где электронная плазменная частота становится меньше гирочастоты электронов. Источником энергии АКР являются потоки энергичных электронов, инжектируемых из хвоста магнитосферы во внутренние области, и поэтому его интенсивность зависит от геомагнитной активности.

В данной работе приведены результаты статистического анализа, а именно сезонные вариации интенсивности АКР и его механизм формирования барстерной структуры по измерениям в эксперименте ПОЛЬРАД на спутнике ИНТЕРБОЛ-2.

Экспериментальные данные и их обработка

На спутнике ИНТЕРБОЛ-2 [2] был проведен волновой эксперимент ПОЛЬРАД, предназначенный для спектро-поляриметрических измерений электромагнитных полей (3 электрических и 3 магнитных составляющих поля) в диапазоне частот 4 кГц – 2 МГц с частотным разрешением 4.096 кГц. Этот эксперимент был подготовлен польскими специалистами с участием российских ученых [5]. Орбита спутника ИНТЕРБОЛ-2 была выбрана таким образом, что имела наклонение 62.8° , и космический аппарат относительно долгое время двигался по одной L-оболочке в апогейной области (19000 км) [4], что позволяло проводить измерения при приблизительно одинаковых условиях приема излучения в течение двух-трех часов на одной орбите.

В настоящей работе были использованы данные, полученные в режиме измерений в диапазоне частот до 1 МГц (полный период измерений во всем частотном диапазоне составлял 6.5 с) или до 2 МГц (с периодом 13с). Для статистической обработки были отобраны данные за 2 года измерений (с октября 1996 года по август 1998 года). Для выделения закономерностей вариаций интенсивности АКР были построены средние спектры излучения на каждом сеансе измерения, при этом усреднение проводилось по 280-1700 измеренным на борту спутника спектрам, (количество измеренных спектров

определялось длительностью сеанса и режимом работы прибора). После этого проводилась селекция спектров в зависимости от геомагнитной активности. В качестве характеристики геомагнитной активности был выбран Kp индекс. Последующее усреднение спектров за месяц измерений, было сделано для каждого значения Kp в отдельности. Полученная база данных была использована для анализа, результаты которого приведены ниже.

Результаты анализа

1.1. Сезонные вариации АКР

Впервые зависимость интенсивности АКР от сезона была отмечена по результатам измерений на спутнике GEOTAIL Касабой в 1997 году [8]. Измерения на спутниках Акебоно (EXOS-D), POLAR, IMAGE и ИНТЕРБОЛ-2 подтвердили существование заметной разницы спектров АКР в летний и зимний периоды: в летнее время верхняя частотная граница смещается в сторону низких частот [8, 9, 10].

Используя базу данных усредненных значений интенсивности АКР за 2 года измерений в эксперименте ПОЛЬРАД, были проанализированы изменения интенсивности излучения за этот период. На рисунке 1 приведены изменения средней интенсивности АКР на частотах 300 кГц (вблизи максимума спектра излучения) и 50 кГц (вблизи нижней частотной границы спектра). При анализе зависимости интенсивности АКР от времени были использованы результаты измерений в одной частотной полосе. Средние значения интенсивности в нескольких близких частотных диапазонах (не приведены) мало отличаются от приведенных результатов. Использованы измерения при спокойных геомагнитных условиях ($Kp < 1$).

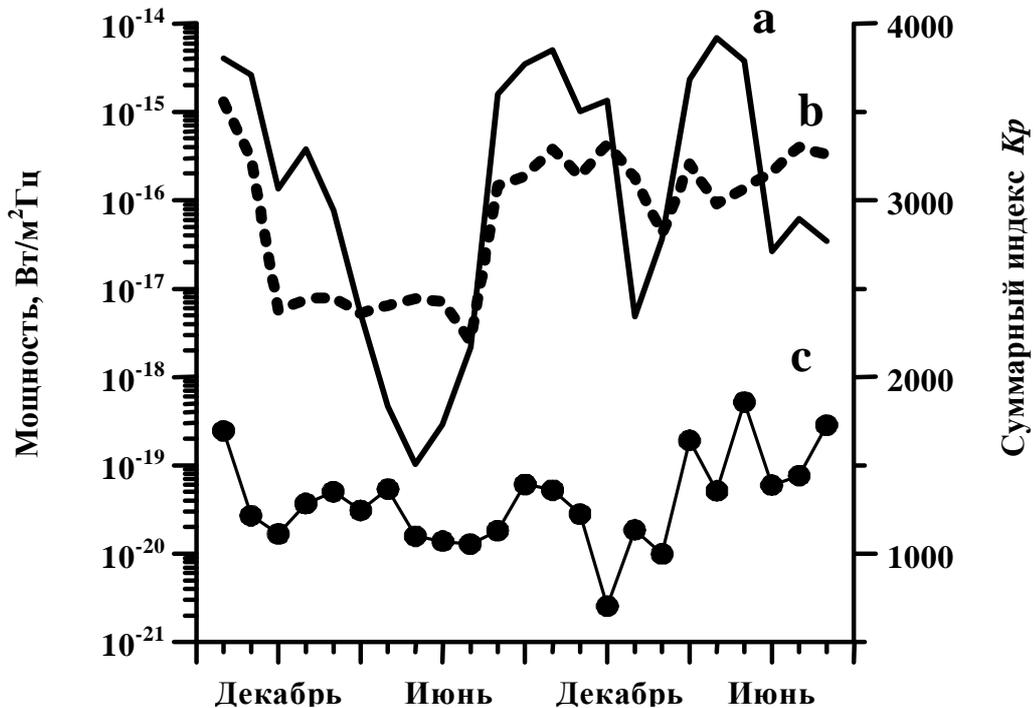


Рис.1. Изменения средних интенсивностей АКР и значений суммарных месячных индексов Kp в течение двух лет (октябрь 1996 г. - август 1998 г.): а и б – интенсивности АКР при спокойных геомагнитных условиях ($Kp < 1$) для частот 300 кГц и 50 кГц соответственно (левая шкала), с – значения суммарного индекса Kp (правая шкала).

Вариации интенсивности с характерным временем несколько месяцев наблюдаются в обоих частотных диапазонах и, в целом, подобны, но на частоте 300 кГц максимум амплитуды вариаций средней интенсивности на порядок выше. На этом же рисунке приведены значения суммарных месячных индексов Kp для сравнения с геомагнитной активностью. Из этого сравнения можно заключить, что целый ряд

особенностей поведения вариаций АКР не может быть вызван изменением геомагнитной активности. Поэтому были проанализированы условия измерений, связанные с изменением взаимного положения спутника ИНТЕРБОЛ-2 и источника излучения.

Измерения на спутнике ИНТЕРБОЛ-2 проводились на высотах 2-3 земных радиуса, т.е. близких к высотам генерации АКР. Поэтому условия приема сигнала на спутнике зависели, в том числе, от взаимного расположения спутника и источника излучения [5]. Для выделения вариаций источника в явном виде необходимо «очистить» результаты измерений от влияния условий приема. Согласно результатам ранее опубликованных работ, источник излучения, как правило, находится вблизи 22 MLT (местного магнитного времени). С учетом закона эволюции орбиты [4] можно аппроксимировать зависимость результатов измерений на спутнике от условий в источнике и от местоположения спутника следующим образом:

$$I = I_0(Kp) - M(Kp) [1 - \cos(2\pi t/T_P + \varphi_P)] [1 - \cos(2\pi t/T_i + \varphi_i)] \quad (1)$$

где $I_0(Kp)$ – интенсивность АКР, которая зависит только от потока частиц из хвоста магнитосферы и не зависит от ионосферных частиц; $M(Kp)$ – зависимость «переменной» части АКР от потоков частиц; T_P и φ_P – период и фаза движения спутника относительно источника излучения; T_i и φ_i – период и фаза искомым длиннопериодных вариаций, t – текущее время [3].

Первый член уравнения (1) не зависит от влияния ионосферы. Второй член уравнения (1) включает в себя зависимость как от потоков энергичных частиц из хвоста магнитосферы ($M(Kp)$), так и от восходящих ионосферных электронов.

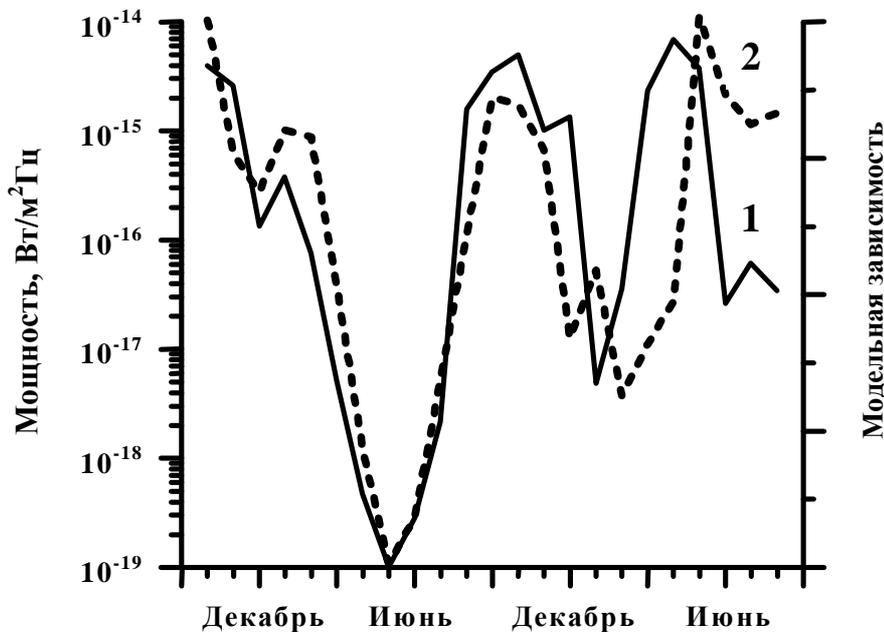


Рис.2. Сравнение модельной интенсивности с результатами измерений АКР на частоте 300 кГц в течение двух лет (октябрь 1996 г. – август 1998 г.): 1 – результаты измерений (шкала слева), 2 – модельная зависимость интенсивности АКР, построенная по формуле (3).

Значения T_P и φ_P были определены из движения спутника относительно источника излучения [3]. Параметры $I_0(Kp)$, $M(Kp)$, T_i и φ_i были выбраны таким образом, чтобы модельная кривая была близка к результатам измерений (см. рисунок 2): Kp , $Kp/4$, 12 и 0.5236 соответственно. Подставляя эти значения в (1) получаем следующее выражение для изменения интенсивности АКР:

$$I = Kp - (Kp/4) [1 - \cos(2\pi t/8.5 - 2.217)] [1 - \cos(2\pi t/12 - 0.5236)] \quad (2)$$

Из анализа (2) следует, что изменение интенсивности источника происходит периодически в течение года, период равен 12 месяцам, максимум излучения приходится на декабрь, а минимум – на июнь.

В работах Грина и др. [6] и Олсона и др. [10] авторы пришли к выводу, что область генерации АКР в летнее время поднимается вверх по силовой трубке из-за нагрева ионосферы под действием солнечного излучения и, как следствие этого, увеличения восходящих из ионосферы потоков заряженных частиц. Увеличение плотности плазмы, вызванное восходящими потоками, приводит к нарушению условия генерации АКР на низких высотах.

1.2. Барстерная структура АКР

Динамические спектры АКР весьма разнообразны и изменчивы, как по частоте, так и по времени. При анализе данных эксперимента ПОЛЬРАД мы обратили внимание на квазипериодические всплески, которые обладают следующими свойствами: (1) характерное время - порядка 500-1000 сек; (2) передний и задний фронты всплеска имеют наклон в частотно-временном представлении; (3) ширина всплеска в области низких частот заметно длиннее, чем в высоких частотах; (4) частотная ширина составляет 100-300 кГц. По аналогии с астрофизическими всплесками эти всплески были названы барстерами.

Нами был предложен механизм формирования барстеров, схема которого изображена на рисунке 3.

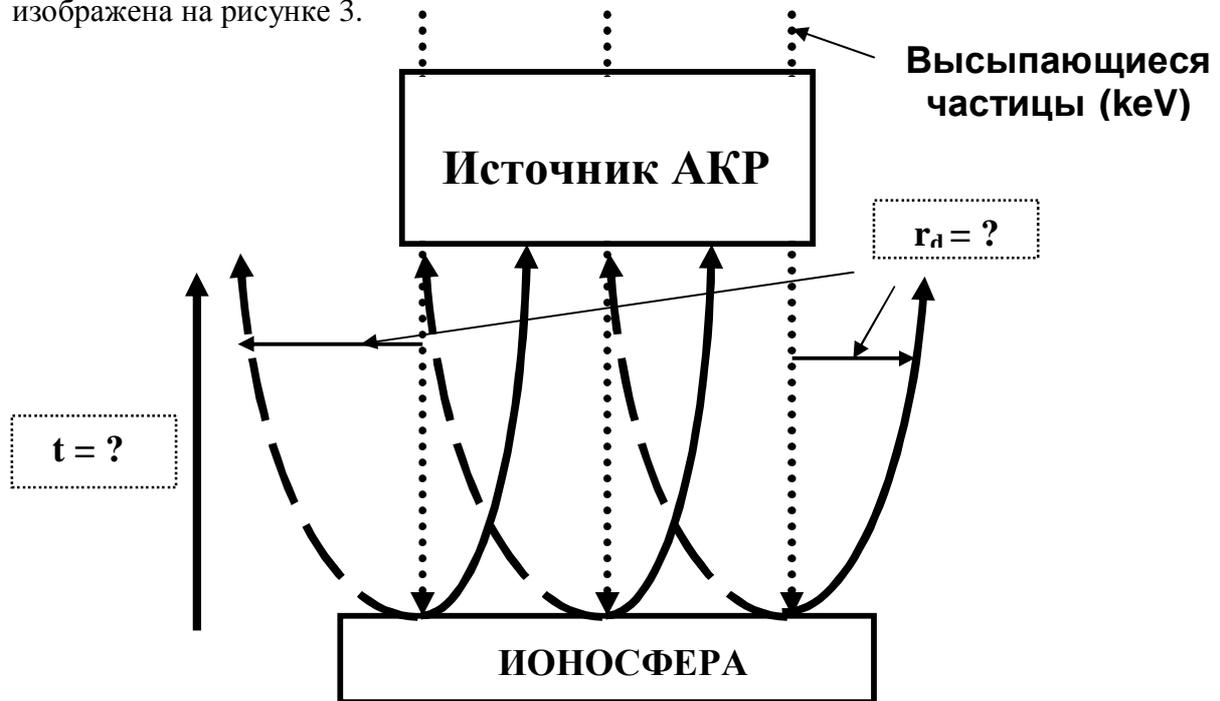


Рис.3. Схема воздействия ионосферной плазмы на магнитосферный источник АКР.

Потоки энергичных электронов \sim кэВ (вертикальные пунктирные прямые), высыпающиеся из хвоста магнитосферы в авроральную область, являются источником АКР. Часть этих частиц, пройдя область генерации на высотах несколько тысяч километров, попадет в ионосферу и, в результате столкновений увеличивает плотность и температуру в области высыпаний. Такие изменения в ионосфере приводят к увеличению потоков восходящих частиц, которые, дойдя до области источника АКР, подавляют излучение (так как условие генерации нарушается). Критичным параметром в этой схеме является время выноса ионосферной плазмы до уровня области генерации АКР - t , который определяется временем пробега ионов из ионосферы до области источника (поскольку тяжелые ионы определяют распространение плазменного сгустка вдоль силовой трубки). При поднятии из ионосферы вдоль силовых линий, частицы смещаются

под действием магнитного дрейфа (ионы изображены сплошной кривой, электроны – пунктирной). Для определения характерных размеров источника АКР, для которого механизм отрицательной обратной связи является существенным, необходимо знать, на какое дрейфовое расстояние уйдут частицы за время t .

Были сделаны оценки характерных времен и расстояний, на которые частицы будут снесены в результате градиентного дрейфа. При расчетах мы пренебрегали влиянием постоянного электрического поля.

Расчеты были выполнены следующим образом.

1) Время пробега частиц из ионосферы до области генерации АКР вычислялось при помощи интеграла:

$$t = \frac{1}{V} \int_{H_1}^{H_2} \left[1 - \frac{B(r)}{B_i} \sin^2(\alpha_i) \right]^{-1/2} dr, \quad (3)$$

где в качестве пределов интегрирования были взяты две высоты: H_1 - высота ионосферы (~150 км), H_2 - высота нижней границы источника АКР (~2000 км); V – средняя тепловая скорость частиц в ионосфере; α_i – начальный питч-угол частиц; B_i - значение дипольного магнитного поля на высоте ионосферы, а $B(r)$ – текущее значение магнитного поля.

2) Соответствующая скорость магнитного дрейфа определялась следующим выражением:

$$\vec{V}_d(\lambda) = \frac{mV^2}{2qBR_c} [2 - \sin^2\alpha] \vec{e} \times \vec{n}, \quad (4)$$

где m – масса частицы; q – заряд частицы; R_c – радиус кривизны силовой линии; e – единичный вектор в направлении поля B ; n – единичная нормаль, направленная вдоль радиуса кривизны силовой линии.

3) Смещение частиц за счет дрейфа:

$$r_d = \frac{V_d(\lambda)}{\cos^3\lambda} t, \quad (5)$$

где λ – геомагнитная широта, $V_d(\lambda)$ - дрейфовая скорость, вычисленная по формуле (4); t – время пробега ионов по формуле (3).

Расчеты проводились для двух крайних случаев в ионосфере: лето (день) – $T_e \sim 1500$ К, $T_i \sim 1000$ К и зима (ночь) - $T_e \sim 800$ К, $T_i \sim 700$ К при начальном питч-угле частиц $\alpha = 0^\circ$ и $\alpha = 90^\circ$.

Результаты расчетов представлены в таблицах:

1) Время пробега ионов из ионосферы до источника АКР:

	$\alpha=0^\circ$	$\alpha=90^\circ$
лето (день)	t~6 мин	t~9 мин
зима (ночь)	t~8 мин	t~11 мин

2) Смещение частиц поперек магнитного поля за счет дрейфа:

Электроны

	$\alpha=0^0$	$\alpha=90^0$
лето (день)	$r_d \sim 26$ м	$r_d \sim 9$ м
зима (ночь)	$r_d \sim 17$ м	$r_d \sim 7.5$ м

Ионы

	$\alpha=0^0$	$\alpha=90^0$
лето (день)	$r_d \sim 17.5$ м	$r_d \sim 8$ м
зима (ночь)	$r_d \sim 14.5$ м	$r_d \sim 6.5$ м

Из наших расчетов видно, что характерные времена выноса ионосферной плазмы до уровня области генерации АКР составляют 6-11 минут, что находится в хорошем согласии с результатами эксперимента.

Величина поперечного сноса характеризует минимальный поперечный размер источника, который может быть «подавлен» восходящими частицами. Полученные оценки показывают, что эта величина не превосходит десятков метров. Отсюда следует, что предложенный механизм формирования барстеров может быть реализован, если поперечные размеры источника превышают десятки метров, а если размеры источника меньше этой величины, то источник не будет подавлен, отрицательная обратная связь не образуется, и барстеры не сформируются. Таким образом, наличие или отсутствие барстерной структуры АКР может служить оценкой поперечных размеров источника.

Выводы

1. Выявлены сезонные вариации интенсивности АКР: максимум излучения наблюдается в осенне-зимний период, а минимум – в весенне-летний.

2. Объяснена барстерная структура АКР, возникающая за счет самоподавления излучения в источнике и связанная с восходящими потоками ионосферной плазмы.

Список литературы

1. Бенедиктов Е.А. и др. Исследования космического пространства (ред. Скудрин Г.А.). – М.: Наука, 1965. – 581с.
2. Галеев А.А., Гальперин Ю.И., Зеленый Л.М. Космич. Исслед. 1996. Т. 34. С. 339.
3. Могилевский М.М., Моисеенко И.Л., Ханаш Я. Письма в АЖ. 2005. Т.31, №6. С. 474.
4. Назиров Р.Р., Прохоренко В.И., Космич. исслед. 1998. Т.36. с. 311
5. Ханаш Я., Кравчик З., Могилевский М.М. и др., Космич. исслед.1998. Т. 36. С. 617.
6. Green J.L. et al., J. Geophys. Res. 2004. V.109. A05223.
7. Gurnett D.A., J. Geophys. Res. 1974. V. 79. p. 4227.
8. Kasaba Y., Matsumoto H., Hashimoto K., Anderson R.R., Geophys. Res. Lett. 1997. V. 24. P. 2483.
9. Kumamoto A., Oya H. Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25. P. 2369.
10. Olson A. et al., Ann. Geophys. 2004. V. 22. P. 3571.
11. Wu C.S. and Lee L.C., Astrophys. J. 1979. V.230. P. 621.
12. Zarka P., J. Geophys. Res. 1998. V.103, 20. P. 159.