

## Лекция 05. ФОРМИРОВАНИЕ МАГНИТОСФЕРЫ, ЕЁ ПАРАМЕТРЫ И ИНДЕКСЫ АКТИВНОСТИ

В 5-ой лекции обсуждается проблема формирования магнитосферы Земли, её параметры, сопряженность полярных сияний в северном и южном полушариях и индексы активности магнитосферы.

Магнитосфера Земли формируется при взаимодействии заряженных частиц солнечного ветра с геомагнитным полем.

### Движение заряженной частицы в поле диполя.

Будем следовать теории, развитой Штёрмером (Акасофу, Чепмен. Солнечно-земная физика, 1975). Движение заряженной частицы в магнитном поле описывается уравнением:

$$m \frac{d\mathbf{v}}{dt} = e\mathbf{v} \times \mathbf{B};$$

следовательно,  $m\mathbf{v} \cdot d\mathbf{v}/dt = 0$ ,  $|\mathbf{v}| = \text{const}$ .

Если  $\mathbf{B}$  – поле магнитного диполя с моментом  $M$ , расположенного в начале декартовой системы координат так, что вектор магнитного момента направлен вдоль оси  $Oz$  в сторону отрицательных значений  $z$ , то

$$\mathbf{B} = -\nabla V,$$

$$V = -\frac{M_z}{r^3}.$$

Выразим время  $t$  через длину  $s$  дуги траектории, используя  $v$  в качестве единицы скорости. Уравнение движения можно записать в виде:

$$r^5 \frac{d^2x}{ds^2} = \frac{Me}{mv} \left[ (3z^2 - r^2) \frac{dy}{ds} - 3yz \frac{dz}{ds} \right].$$

При одновременном изменении знака  $e$  и  $x$  система сохраняет свой вид.

Следовательно, траектории частиц, обладающих одинаковыми массами и равными по величине, но противоположными по знаку зарядами, переходят друг в друга при зеркальном отображении относительно плоскости  $x = 0$ . Поэтому достаточно определить движение какого-то одного заряда, пусть – отрицательного.

Теория Штёрмера играет важную роль в объяснении траекторий космических лучей, представляющих собой главным образом потоки протонов.

В качестве единицы длины используется величина, которую называют штёрмеровским радиусом:

$$Cst = (Me/mv)^{1/2} = (M/B\rho)^{1/2}.$$

Здесь через  $\rho$  обозначен ларморовский радиус частицы с массой  $m$  и зарядом  $e$  в однородном магнитном поле  $B$  ( $B\rho = mv/e$ ).

Величина  $Cst$  зависит от массы частицы и её энергии; следовательно, при равенстве энергий протона и электрона их штёрмеровские радиусы неодинаковы.

Величина  $Cst$  для протонов и электронов различных энергий в ед. радиусов Земли  $a$ .

Энер.	10эВ	100	1000	10кэВ	100	1 МэВ	10	100	1000	10 ГэВ	100
Прот.	661	372	209	117	66	37	21	11	5.95	2.34	0.8
Элек.	$4 \cdot 10^3$	$2 \cdot 10^3$	$1 \cdot 10^3$	769	422	206					

Как видно из таблицы, для протонов солнечного ветра, обладающих энергией порядка 1 кэВ,  $Cst$  составляет более 200 земных радиусов. Для электронов того же происхождения, энергия которых порядка 500 эВ и меньше,  $Cst$  превышает 2000 земных радиусов.

Полярный угол  $\theta = \pi/2 - \lambda$  точки пересечения траекторий со сферой радиуса  $r = a$  определяется из уравнения:

$$\frac{a}{C_{st}} = \frac{\sin^2 \theta}{1 + \sqrt{1 + \sin^3 \theta}} = \frac{\cos^2 \lambda}{1 + \sqrt{1 + \cos^3 \lambda}}$$

Дипольная широта  $\lambda$  называется широтой обрезания. Это – минимальная широта, которой ещё может достигнуть частица с заданным  $C_{st}$ , т.е. с заданной энергией.

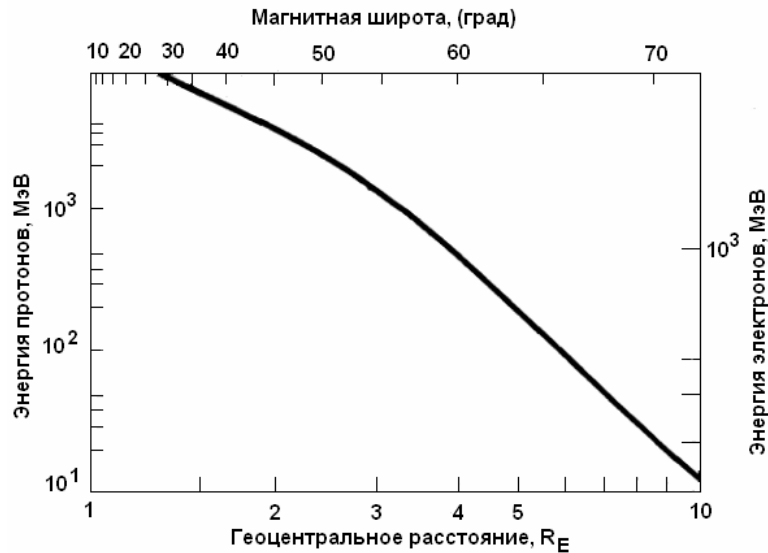


Рис. 1. Зависимость широты обрезания для протонов и электронов.

На рис. 1 показано, как изменяется с энергией широта обрезания для протонов и электронов. В (Акасофу) представлены расчетные таблицы жесткости обрезания для всей поверхности Земли с шагом  $5^\circ$  по широте и  $15^\circ$  по долготе. Например (из этой таблицы), для широты Новосибирска  $55^\circ$  и  $80^\circ$  восточной долготы, вертикальная жесткость обрезания  $\approx 2.8$  ГэВ.

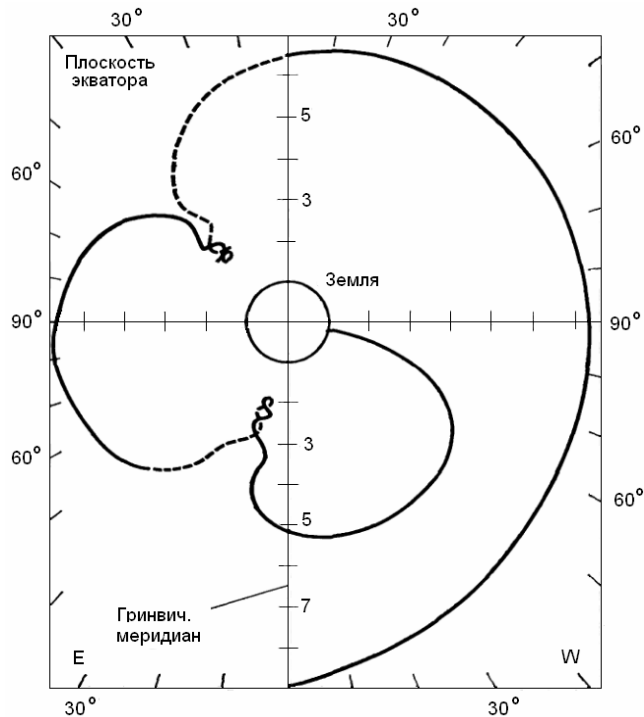


Рис. 2. Экваториальная проекция траектории протона (жесткость 1,06 ГэВ), попадающего на Землю вблизи обсерватории Дип-Ривер (Канада)

Для изучения реальных траекторий были проведены обширные вычисления на основе уравнения 1. При этом учитывалось отличие реального геомагнитного поля от простого дипольного путем введения магнитного потенциала. Несколько полученных таким образом траекторий показано на рис 2 и 3. Расчеты велись в предположении, что земное магнитное поле простирается до бесконечности. В действительности, оно заключено в пределах обтекаемой солнечным ветром полости, которую называют магнитосферой. Геоцентрическое расстояние до границы магнитосферы составляет около 10 земных радиусов на освещенной Солнцем стороне. Потенциал, вычисленный по распределению поля на поверхности Земли, можно использовать для определения траекторий космических лучей только в том случае, если частицы обладают достаточно большой энергией и лишь незначительно отклоняются на расстояниях, превышающих эту величину (для протонов с энергиями  $\epsilon > 1$  ГэВ или жесткостью  $R > 1.6$  ГэВ). Для протонов с энергиями, не превышающими 1 ГэВ, необходимо учитывать конечность магнитосферы. Частицы космических лучей обладают настолько большой энергией, а плотность их настолько мала, что можно пренебречь взаимодействием между ними и рассчитывать их движение с помощью теории Штёрмера. Однако эта теория не годится для описания взаимодействия солнечного ветра с геомагнитным полем.

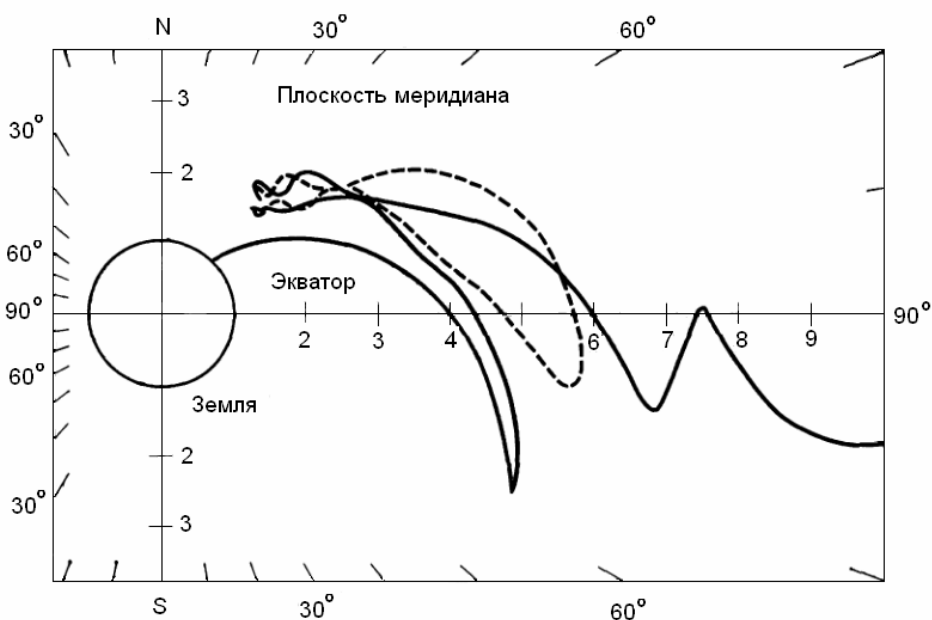


Рис. 3. Меридиональная проекция траектории протона (жесткость 1,06 ГэВ), попадающего на Землю вблизи обсерватории Дип-Ривер (Канада)

Взаимное влияние заряженных частиц космических лучей можно оценить, используя дебаевский радиус  $l_D = 6.9(T/n)^{1/2}$ . Вне сферы радиуса  $l_D$  электрическое поле заряженной частицы, расположенной в центре, становится малым вследствие экранирующего эффекта окружающих частиц плазмы. Поскольку дебаевский радиус для протонов космических лучей  $\approx 5 \cdot 10^7$  км значительно превышает поперечник магнитосферы (порядка 20 земных радиусов), космические лучи можно рассматривать как набор отдельных заряженных частиц. С другой стороны, дебаевский радиус для частиц солнечного ветра составляет всего лишь около  $7 \cdot 10^3$  см, так что нужно принимать во внимание их коллективные взаимодействия. Действительно, протоны и электроны солнечного ветра вместе могут достигать геоцентрических расстояний порядка 10 земных радиусов в экваториальной плоскости, тогда как одинокие протоны с энергией 1 кэВ не могут подходить ближе, чем на 200 земных радиусов, а для электронов это расстояние ещё больше.

### Столкновение потока плазмы с полем диполя.

Магнитное поле Земли сжимается солнечным ветром, в результате чего образуется внутренняя полость, называемая магнитосферой. Взаимодействие: солнечный ветер-магнитосфера определяет большинство геофизических явлений, происходящих в магнитосфере Земли.

Чепмен и Ферраро исследовали столкновение потока полностью ионизованной немагнитиченной солнечной плазмы с диполем. Используя различные математические модели, они изучали характер взаимодействия между потоком плазмы и магнитным полем. Из этих работ следовало (а в некоторых предполагалось заранее), что частицы плазмы, сталкивающиеся с магнитосферой, эффективно зеркально отражаются в переходном слое между солнечной плазмой и магнитосферой. Предполагалось, также, что внутри магнитосферы нет ионизованного газа. В ряде работ было предложено описывать поток солнечного ветра вблизи магнитосферы с помощью стандартных магнитогидродинамических уравнений. Это положило начало обширным вычислительным работам по определению характера обтекания магнитосферы солнечным ветром, результаты которых были позднее подтверждены спутниковыми измерениями.

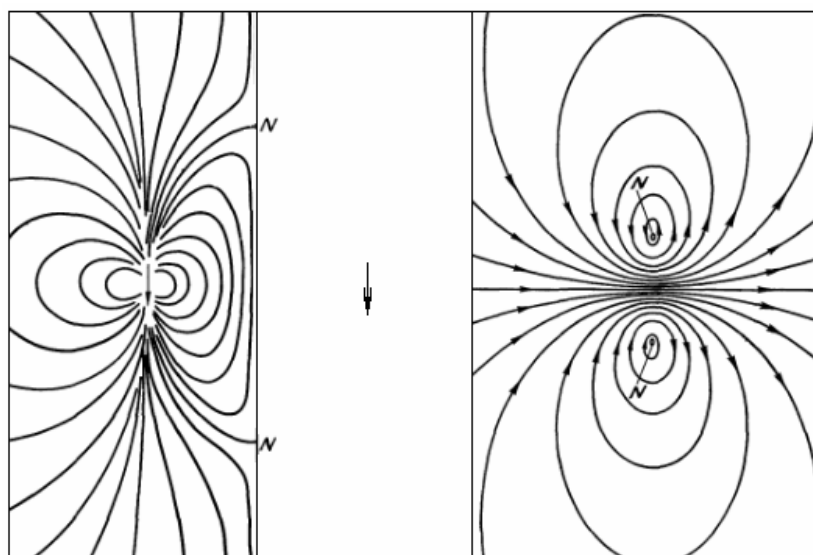


Рис. 4, 5. Силовые линии суммарного поля геомагнитного диполя и электрических токов, наведенных в плоском поверхностном слое солнечной плазмы, движущейся в направлении диполя.

Линии электрического тока, наведенного в плоском поверхностном слое движущейся в направлении диполя солнечной плазмы. (Вид со стороны Земли).

Первой из рассмотренных Чепменом и Ферраро в 1931 г. была модель проводящей плоскости, приближающейся к магнитному диполю и параллельной его оси (рис. 4). Распределение индуцированных токов в плоскости (рис. 5) нашел Максвелл. При абсолютной проводимости имеет место полное экранирование и поле позади плоскости отсутствует (рис. 4). Перед плоскостью поле, порожденное током, совпадает с полем зеркального изображения диполя. В дальнейших работах показано, что такую модель можно описать, используя равенство давлений солнечного ветра  $p = 2mnV^2$  и магнитного поля  $B^2/8\pi$  на внутренней стороне границы магнитосферной полости. Заметим, что в точке, лежащей в экваториальной плоскости на внутренней стороне полости (рис. 4), параллельная проводящему слою компонента напряженности магнитного поля удваивается, тогда как нормальная компонента равна нулю. Считая плотность частиц в спокойном солнечном ветре и скорость его равными  $n = 5 \text{ см}^{-3}$  и  $V = 300 \text{ км/с}$ , находим, что в этой точке  $B \approx 60 \text{ нТл}$ . Таким образом, напряженность поля

диполя в лобовой точке границы полости составляет около 30нТл, что соответствует геоцентрическому расстоянию, немного превышающему 10 земных радиусов.

В двух точках плоскости (обозначенных  $N$  на рис.4) поля диполя и его зеркального изображения в сумме дают нуль, а геомагнитные силовые линии перпендикулярны плоскости. Эти точки принято называть нейтральными. Поле зеркального диполя в самой близкой и в наиболее удаленной от проводящего слоя точках земной поверхности определяется выражением:  $M/a^3 (2r_p \pm 1)^3$

Здесь  $M$  - магнитный момент Земли,  $r_p$  - расстояние от диполя до проводящего слоя в земных радиусах, знак минус относится к дневной, а плюс — к ночной стороне.

Чепмен и Ферраро получили подобные результаты для случая, когда облако полностью ионизованного газа с деформируемой поверхностью приближается к Земле, Они связали возрастание горизонтальной составляющей, типичное для начала магнитной бури, с полем поверхностных токов в приближающихся фронтах облаков солнечной плазмы.

### Течение плазмы в поле двумерного диполя.

Фронт набегающего потока солнечной плазмы может, разумеется, деформироваться. Модели с плоским или цилиндрическим фронтом, хотя и позволяют выяснить основные особенности физической картины рассматриваемого явления, дают лишь первое приближение к решению задачи. Существенного продвижения здесь удалось добиться благодаря работам, в которых исследован двумерный случай, когда точечный диполь заменяется линейным. Основные предположения в этих работах таковы:

- 1) частицы плазмы испытывают на границе магнитосферной полости зеркальное отражение;
- 2) толщина граничного слоя, в котором течет ток, бесконечно мала;
- 3) электрические токи внутри магнитосферы отсутствуют.

Таким образом, магнитное поле в пределах полости удовлетворяет уравнениям:

$$\begin{aligned}\nabla \cdot \mathbf{B} &= 0 \\ \nabla \times \mathbf{B} &= 0.\end{aligned}$$

Направим ось  $x$  декартовой системы координат в сторону Солнца, а ось  $y$  - вдоль оси диполя. Плоскость  $z = 0$  совпадает при этом с полуденно-полуночной меридиональной плоскостью.

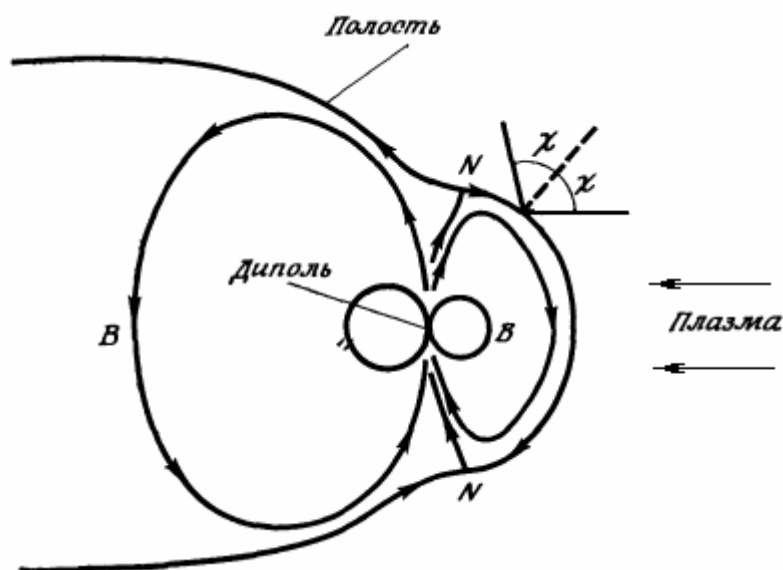


Рис. 6. К двумерной задаче Чепмена—Ферраро

Поле на границе магнитосферы должно быть направлено по касательной к ней, поэтому там

$$dy/dx = B_y/B_x.$$

Падающие на границу частицы зеркально отражаются от нее, так что их импульс изменяется на величину  $2mV \cos^2 \chi$  ( $\chi$  - угол между нормалью к границе и направлением падения, рис.6). Поскольку число частиц, падающих на единичный элемент поверхности за 1 с, равно  $nV \cos \chi$ , давление  $p$  однонаправленного потока на поверхность определяется следующим образом:

$$P = 2nmV^2 \cos^2 \chi.$$

### Дрейфовое движение частицы в потенциальном геомагнитном поле.

Показано, что на земной поверхности и на некотором удалении от нее геомагнитное поле может быть приближенно описано внутренней потенциальной функцией  $V_i$ :

$$V_i = a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (a/r)^{n+1} (g_n^m \cos m\varphi + h_n^m \sin m\varphi) P_n^m(\theta).$$

Это выражение позволяет нам оценить  $B$  и его компоненты в произвольной точке как на поверхности Земли, так и в околоземном пространстве. Коэффициент  $g_1^0$  является наибольшим гармоническим коэффициентом, так что геомагнитное поле можно аппроксимировать полем диполя. Тем не менее, для детального изучения движения частицы в радиационном поясе необходимо принять в расчет члены более высокого порядка.

Было показано, что в дипольном поле частица вращается вокруг центра, который движется по поверхности, возникающей от вращения силовой линии вокруг дипольной оси. Однако истинное геомагнитное поле не обладает точной аксиальной симметрией. Чтобы найти аналогичную поверхность для поля, заданного потенциалом  $V_i$ , мы воспользуемся концепцией инвариантов, связанной с приближением ведущего центра. Например, как и в случае дипольного поля, сохранение момента частицы указывает на то, что если  $v_s$  вначале равно нулю, то частица будет двигаться только в экваториальной плоскости (или, точнее, по поверхности, соединяющей точки минимума  $B$  на каждой силовой линии).

В более общем случае, когда  $v_s \neq 0$  и частицы колеблются вдоль силовых линий, второй адиабатический инвариант, определенный как интеграл за полный период колебаний между «зеркальными точками»:

$$J = \oint m v_s ds = 2mv \int_M^{M'} \left(1 - \frac{B}{B_M}\right)^{1/2} ds,$$

в среднем должен сохраняться. В этом интеграле  $ds$  - элемент дуги вдоль силовой линии. Итак, пусть ведущий центр частицы движется так, что в зеркальных точках  $M$  и  $M'$  напряженность магнитного поля равна  $B_M$ , а второй инвариант, как показано с левой стороны рис. 7, есть  $J_0$ . Если частицы продрейфуют на  $180^\circ$  вокруг Земли по долготе, то из сохранения первого инварианта будет следовать, что напряженность в новой зеркальной точке должна быть прежней ( $B_M$ ), однако существует очень много силовых линий, вдоль которых можно найти точки, где  $B = B_M$ . Интеграл же  $J = \oint m v_s ds$  между зеркальными точками различен на разных силовых линиях. Постоянство второго инварианта показывает тогда, что частица находится на той силовой линии, где  $J = J_0$ .

Ясно, что для систематизации данных о частицах в околоземном космическом пространстве необходимо найти удобную систему координат (в отличие от  $(r, \theta, \varphi)$ ), которая позволила бы легко учесть при описании движения частиц и неоднородности геомагнитного поля.

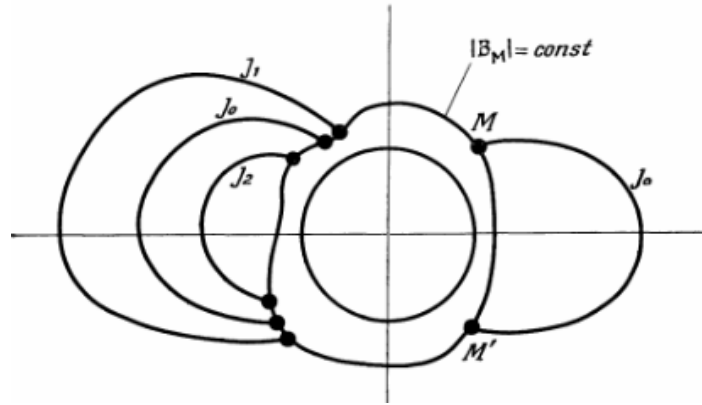


Рис. 7. Схема, иллюстрирующая применение второго инварианта  $J$  к движению заряженных частиц в асимметричном поле.

Например, величина:

$$I = \frac{J}{2mv} = \int_M^{M'} \left(1 - \frac{B}{B_M}\right)^{1/2} ds$$

зависит от конфигурации геомагнитного поля и не зависит от свойств частицы; здесь через  $B_M$  обозначена величина магнитного поля в зеркальной точке ( $M$ ), а  $B$  — величина магнитного поля в произвольной точке вдоль пути частицы;  $M'$  — зеркальная точка в противоположном полушарии, т. е. интеграл берется по половине пути полного колебания. Таким образом,  $B_M = \text{const}$  и  $I = \text{const}$  определяют два кольца (по одному в каждом полушарии), на которых расположены зеркальные точки. Множество геомагнитных силовых линий, соединяющих эти два кольца, определяет поверхность  $J = \text{const}$ . Показано, что так как  $\mu$  и  $J$  меняются достаточно медленно, интенсивность  $j_{\perp}$  оттока частиц, перпендикулярного  $B$ , будет оставаться одной и той же во всех точках с одинаковыми значениями  $B$  и  $I$ .

Таким образом, все точки в пространстве, имеющие одни и те же значения  $B$  и  $I$ , могут рассматриваться как эквивалентные, что позволяет использовать  $B$  и  $I$  как координаты для систематизации данных о частицах. В такой системе координат значение  $I$  в произвольной точке пространства определяется по частице, отражающейся в ней, а  $B_M$  есть величина  $B$  в этой точке. Поскольку, однако,  $I$  не имеет простого физического смысла, Мак-Илвейн ввел вместо  $I$  новый параметр, названный им  $L$ , который является функцией  $B$  и  $I$  и имеет размерность длины; вдоль большинства силовых линий он отклоняется менее чем на 1%. В этом приближении ряду значений  $B$  и  $I$  однозначно ставится в соответствие ряд значений  $B$  и  $L$ . Далее, для дипольного поля параметр  $L$  сводится к геоцентрическому расстоянию до точки пересечения силовой линии с экваториальной плоскостью, поэтому  $L$  удобнее измерять в единицах земного радиуса.

Воспользовавшись параметром  $L$ , мы можем определить полярную координату  $\Lambda_0$ , называемую инвариантной широтой (рис. 8), как:

$$\Lambda_0 = \arccos (1/L)^{1/2},$$

где  $\Lambda_0$  определяет широту, на которой силовая линия с параметром  $L$  пересекает земную поверхность. Уравнение силовой линии тогда можно записать в виде

$$R = L \cos^2 \Lambda,$$

аналогичном виду формулы для дипольной силовой линии:  $r = r_e \cos^2 \lambda$ , где  $\lambda$  - широта.

Поскольку для дипольного поля  $B = \left(\frac{M}{r^3}\right) \left(4 - 3 \frac{r}{r_e}\right)^{1/2}$ , то в переменных  $R - L$  можно

записать:  $B = \left(\frac{M}{R^3}\right) \left(4 - 3 \frac{r}{L}\right)^{1/2}$ .

Используя написанные соотношения, при графических построениях нетрудно перейти от зависимости  $B$  от  $L$  к зависимости  $R$  от  $L$ .

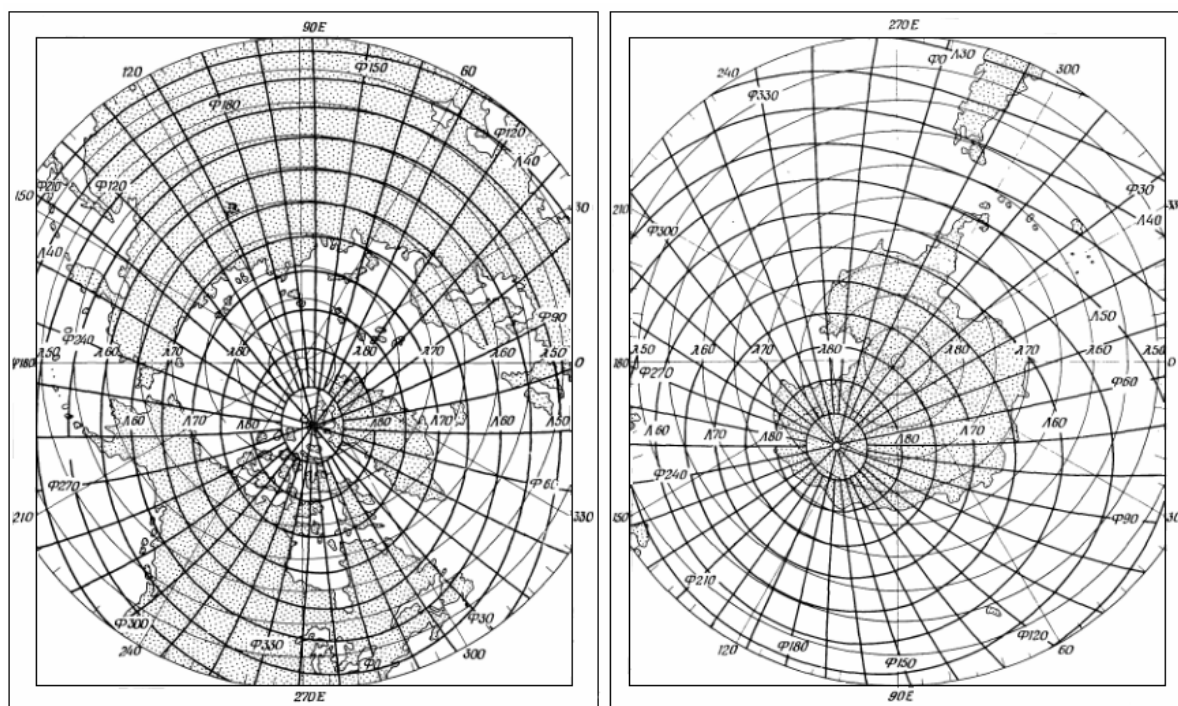


Рис. 8. Карты инвариантных геомагнитных координат, построенные для высоты 100 км.

### Система координат $L, B$ .

Положение точки в магнитосфере можно задать с помощью полярной сферической системы координат. Однако ввиду особой важности силовых линий геомагнитного поля удобно пользоваться координатной системой, где одна из координат постоянна вдоль этих линий. В системе координат, введенной Мак-Илвейном, всем точкам, лежащим на одной силовой линии, отвечает одно и то же значение координаты  $L$ , которая определяется как расстояние от центра Земли (в земных радиусах  $R_E$ ), на котором силовая линия пересекает экваториальную плоскость. Координата  $B$  имеет одинаковые значения во всех точках, где одинакова величина  $|B|$ . Значения этих координат в случае дипольного поля показаны на рис. 9. Например,  $L = 4$  соответствует силовым линиям, которые пересекают земную поверхность на широте  $\pm 60^\circ$ . Иными словами, *инвариантная широта*, соответствующая значению  $L = 4$ , равна  $60^\circ$ . Инвариантная широта  $\Lambda$  определяется из уравнения:

$$L \cos^2 \Lambda = 1.$$

Две точки на земной поверхности, соединенные магнитной силовой линией, называются *сопряженными*. Если бы поле содержало только дипольную составляющую, коаксиальную земной оси, сопряженные точки лежали бы на одной широте; в случае наклоненного диполя – на одной геомагнитной широте. На высоких широтах силовые линии настолько искажены, что понятие сопряженных точек становится бессодержательным.

$L - B$  координаты неортогональны; более того, их поверхности постоянного уровня становятся параллельными на экваторе. Поверхность, на которой величина  $L$  постоянна, называется *L-оболочкой*.



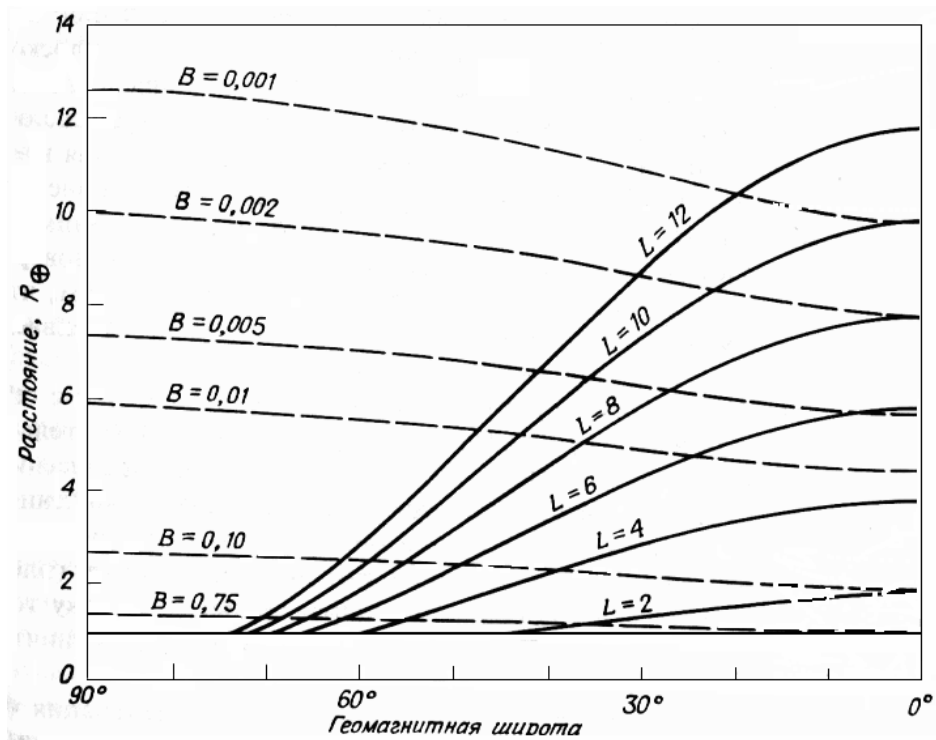


Рис. 9. Зависимость координат  $L$  и  $B$  от геомагнитной широты и геоцентрического расстояния для дипольного поля. Координата  $B$  нормирована к величине поля на поверхности Земли на экваторе.

### Сопряженность полярных сияний в северном и южном полушариях .

Вопрос о сопряженности полярных сияний в северном и южном полушариях, как доказательство существования магнитосопряженных точек на поверхности Земли, - обсуждался давно. Еще Фритц и Штермер писали о том, что, так как северное и южное полушария связаны магнитными силовыми линиями, то сияния в обоих полушариях должны находиться на одинаковых широтах и иметь сходные вариации яркости. Большая вероятность наличия сопряженности подтверждается также сходством изогазм в Арктике и Антарктике, если их построить в геомагнитных координатах. Однако до МГГ фактически не было станций, наблюдавших полярные сияния, данные которых можно было бы использовать для изучения этого вопроса.

Первые реальные исследования сопряженности начались после МГГ, когда был получен богатый материал с большого числа станций, оснащенных камерами всего неба. Подбирались имеющиеся в наличии пары станций в разных полушариях, геомагнитные координаты которых были близки. По данным станций о.Кембелл - Фаревелл ( $\Phi \sim 60^{\circ}$ ) и о.Маккуори - Котцебу ( $\Phi \sim 63^{\circ}$ ) было показано, что для этих пар станций как появление полярных сияний, так и временные вариации их активности происходят синхронно.

Фактически первая специальная экспедиция для исследования сопряженности сияний была проведена в 1961-1962 годах Полярным геофизическим институтом и Институтом земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн АН СССР с одной стороны и Национальным центром научных исследований Франции.

В южном полушарии наблюдения проводились на о. Кергелен в обл. Порто-о-Франс. Для этого пункта были рассчитаны координаты сопряженной точки в северном полушарии и в качестве основной базы был выбран поселок Яренск в Архангельской области (точки  $M$  и  $M'$  на рис. 7). В Яренске и Кергелене наблюдения велись на одинаковой фотометрической аппаратуре, как в эмиссиях, так и интегральными фотометрами. В северном полушарии кроме Яренска в области, близкой к сопряженной точке, работало несколько камер всего неба.

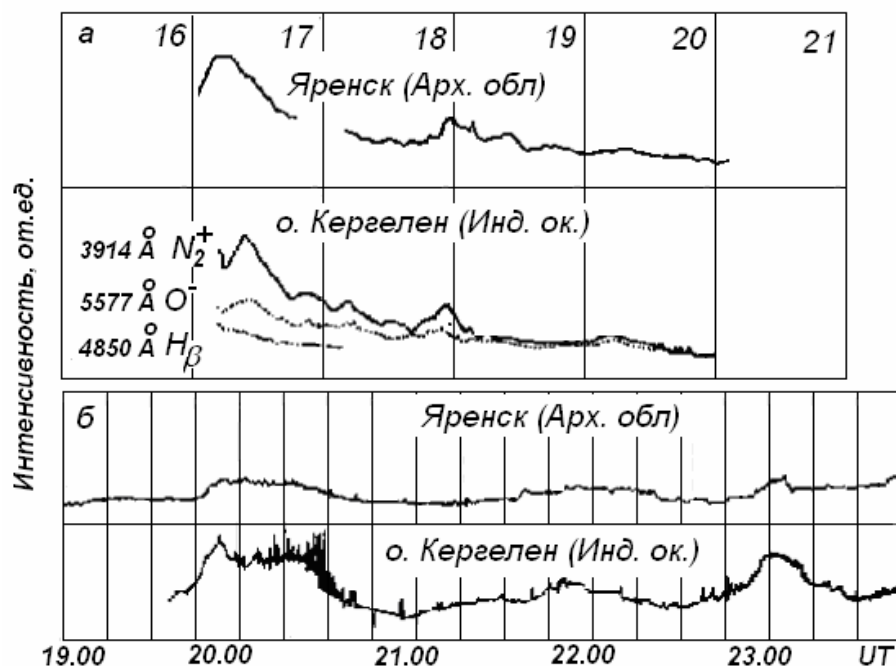


Рис.10. Вариации интенсивности свечения в северном и южном полушариях в сопряженных точках. Верхняя панель (а) - вариации интегральной светимости, нижняя - вариации светимости в основных эмиссиях, б - вариации светимости в эмиссии 391.4 нм.

На рис.10 приведены два примера одновременной фотометрической регистрации сияний. Видно, что наблюдается достаточно хорошее соответствие временных вариаций интенсивности свечения в обоих полушариях. В дальнейшем советско-французское сотрудничество было продолжено. Было проведено несколько активных экспериментов, когда с космической ракеты испускался пучок электронов (и протонов), который регистрировался на поднятых в верхние слои атмосферы баллонах.

### Геомагнитная активность

ГА - возмущения геомагнитного поля, связанные с изменениями магнитосферно-ионосферной токовой системы. Геомагнитная активность является частью солнечно-земной физики и ее практической части – космической погоды. Основными проявлениями геомагнитной активности являются сильные возмущения - магнитные суббури и магнитные бури, а также слабые возмущения — разнообразные типы магнитных пульсаций.

### Индексы геомагнитной активности.

Индексы ГА предназначены для описания вариаций магнитного поля Земли, вызванных этими нерегулярными причинами. *K*-индекс - это квазилогарифмический (увеличивается на единицу при увеличении возмущенности приблизительно в два раза) индекс, вычисляемый по данным конкретной обсерватории за трехчасовой интервал времени. Индекс был введен Дж. Бартельсом в 1938 г. и представляет собой значения от 0 до 9 для каждого трехчасового интервала (0-3, 3-6, 6-9 и т.д.) мирового времени. Для вычисления индекса берется изменение магнитного поля за трехчасовой интервал, из него вычитается регулярная часть, определяемая по спокойным дням, и полученная величина по специальной таблице переводится в *K*-индекс.

Поскольку магнитные возмущения проявляются по разному в различных местах на земном шаре, то для каждой обсерватории существует своя таблица, построенная так, чтобы различные обсерватории в среднем за большой интервал времени давали одинаковые индексы.

### **Описание геомагнитных индексов.**

Геомагнитные индексы учреждены как ряды данных с целью описания магнитной активности в планетарном масштабе или некоторых её составляющих. Ряды данных однородны с 1932 г. для *Kp* и *Ap*, а с 1957 для *Dst*.

### **Трёхчасовой индекс *K***

*K*-индексы выделяют влияние солнечных частиц на земное магнитное поле; в 3-часовой период, они классифицируют уровни возмущений амплитуд вариаций более неустойчивой горизонтальной компоненты поля. Каждый уровень активности связан почти логарифмически с соответствующей амплитудой возмущения. Трёхчасовые индексы различают истинное возмущение магнитного поля от спокойно-суточных вариаций магнитного поля ионосферных токов. Диапазон *K* индексов - 28 интервалов от 0 (спокойный) до 9 (сильно возмущенный) с дробной частью, выражаемой третями. *K*-величина равная 27, например, соответствует 2и 2/3 или 3-; а *K* равное 30 соответствует 3и 0/3 или 3 точно; и *K* равный 33 соответствует 3 и 1/3 или 3+. Среднее арифметическое от *K* величин пересчитанное по 13 обсерваториям дает *Kp*.

### **Эквивалентные амплитуды**

*ak* -индекс: 3-часовой индекс "эквивалентной амплитуды" локальной геомагнитной активности; "a" соотносится к 3-часовому *K* индексу согласно следующей шкале:

*K* = 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9

*a* = 0 3 7 15 27 48 80 140 240 400

### ***Ak* индекс**

*Ak*-суточный индекс локальной геомагнитной активности, вычисленный как среднее из восьми 3-часовых индексов *ak*.

### ***Ap* индекс**

Осредненный планетарный индекс на базе данных сети *Kp* станций.

### ***Dst* индекс**

*Dst* эквивалентные индексы экваториального магнитного возмущения, вычисляемые из часовых значений низкоширотных магнитных вариаций. Они показывают эффект глобального симметричного экваториального кольцевого тока западного направления, вызывающего уменьшение "главной фазы" в Н-компоненте поля во время больших магнитных бурь. Единица - нТл.

### ***Sp* или Планетарный суточный индекс.**

Численное определение верхнего уровня магнитной активности для суток определяется из суммы восьми *Ap* амплитуд. Диапазон *Sp*, в интервалах одной десятой, от 0 (спокойная) до 2,5 (очень высокая).

### ***S9***

Пересчет диапазона *Sp* от 0 до 2,5 к одной цифре в диапазоне 0 - 9.

## **Вариации геомагнитного поля**

### **Суточные вариации геомагнитного поля**

**Напряженность общего магнитного поля Земли** складывается из нескольких частей  $V=M+m+D+N+S+L$ , где *M* - главное поле, обусловленное внутренними источниками, *m* - вековая вариация, *D* -регулярная или нерегулярная часть поля возмущений, связанная с внешними источниками; *N* - нециклическая вариация в спокойные периоды от внешних источников. Поле *S* является периодическим и обусловлено влиянием Солнца, Поле *L* также периодическое, возникает под влиянием Луны.

Дни, в течение которых записи магнитного поля (магнитограммы) по трем элементам H, D и Z или X, Y, Z обнаруживают регулярные плавные вариации, называются **магнитно-спокойными днями**. Если же наблюдаются большие флуктуации, имеющие неправильный характер, то такие дни называются **возмущенными днями**. Солнечная магнитная **вариация S в спокойные дни обозначается  $S_q$** . Суточная вариация магнитного поля в возмущенные дни после исключения  $S_q$  называется **возмущенной суточной вариацией  $S_d$** . Она является частью планетарного возмущенного поля **D**. Для изучения "истинных" вариаций  $S_q$  все другие вариации должны быть исключены статистическими методами. Вариация  $S_q$  зависит от солнечных приливных движений ( $S_1$ ) и термоприливных движений ( $S_2$ ) атмосферы, приводящих к движениям ионосферы.

**Ионосфера** представляет собой проводящий слой плазмы, и ее движение индуцирует силу Лоренца, действующую на ионы и электроны, которые в свою очередь образуют электрические токи в ионосфере (фиксированные относительно Солнца). Аналогично лунный прилив генерирует силу Лоренца и соответствующую токовую систему, фиксированную относительно Луны. На станции, перемещающейся под этими токовыми системами будут наблюдаться магнитные вариации, зависящие от лунного времени. Они называются просто **L-вариациями** и имеют полусуточный характер с максимумами от 6 до 18 ч по лунному времени. Из наблюдений геомагнитного поля на поверхности Земли могут быть выделены  $S_q$ - и L-вариации и построены идеализированные эквивалентные токовые системы в ионосфере. Интенсивность типичной  $S_q$ -вариации в средних широтах составляет около 20 нТ, и она отчетливо прослеживается на магнитограммах, в то время как L-вариация очень мала (несколько нТ) и для ее выделения необходим статистический анализ.

Солнечно-суточная вариация усиливается вблизи экватора наклонения и может составлять 100-200 нТ. **Токовая система  $S_q$**  усиливается током электроструи, текущей в узкой полосе ( $\pm 5^\circ$ ) над экватором. Токовая система  $S_q$  - это токовый вихрь, расположенный в каждом полушарии с центром на  $30^\circ$  геомагнитной широты вблизи полуденного меридиана. Токи текут вокруг этого центра, называемого **фокусом  $S_q$**  в направлении по часовой стрелке в южном полушарии и против часовой, стрелки в северном полушарии (северный и южный фокусы  $S_q$  находятся не на одном меридиане). Сильные  $S_q$ -токи существуют на освещенной стороне Земли между экватором и средними широтами. **Интенсивность эквивалентных токов** может составлять 120 000 А. Для обнаружения этих токов в средних широтах проводятся ракетные эксперименты с магнитометрами. Токовая система изменяется день ото дня, усиливаясь летом, реагирует на солнечные вспышки (см. эффект солнечной вспышки  $S_{fe}$ ), солнечные затмения и, возможно, зависит от межпланетных полей и динамики магнитосферы.

Другая токовая система была введена Нагатой и Кокубуном для объяснения суточных вариаций в области полярной шапки в спокойные дни. **Двувихревая система**, названная  $S^p_q$ , получается после вычитания  $S_q$ -вариации, возникающей под действием динамо. Она ограничена областью высоких широт,  $\lambda > 60^\circ$ . Результаты последних наблюдений показывают, что в спокойные дни  $S^p_q$ -токи сосредоточены главным образом в высоких широтах в секторах 06-12 ч и 12-18 ч.

## 27-дневные вариации геомагнитного поля

Геомагнитные индексы  $C_i$ ,  $K_p$  и  $A_p$  показывают существование 27-дневных циклов геомагнитной активности солнечного происхождения. Активные области на Солнце выбрасывают солнечную плазму в виде высокоскоростных потоков, которые вызывают геомагнитные возмущения. Так как активные области на Солнце иногда сохраняются в течение нескольких солнечных оборотов, они создают 27-дневную периодичность геомагнитной активности. Некоторые солнечно-земные явления (например, авроральные

$S_q$ -токи, земные токи, интенсивность космических лучей, полярные сияния) отражают эту периодичность возрастанием амплитуды в периоды высокой геомагнитной активности. Имеется несколько *субпериодов* от 12 до 14 и от 6 до 9 суток, наблюдаемых в геомагнитной активности. Возможно, что эти меньшие периоды связаны с секторами межпланетного магнитного поля, взаимодействующего с геомагнитным полем. В солнечно-земных исследованиях они проявляются в интенсивности космических лучей в секторах межпланетного поля.

*Амплитуда 27-дневной волны*, по-видимому, модулируется полугодовой вариацией геомагнитной активности. Значительной модуляции амплитуды 27-дневной волны с годовым или 11-летним периодом не отмечено.

### **Полугодовая вариация геомагнитного поля**

Среднемесячные значения геомагнитных индексов  $C_i$  были использованы для изучения годовых вариаций. Вопрос о существовании значительного годового периода (12-месячной волны) считается до некоторой степени спорным, но отмечаются два отчетливых максимума вблизи 22 марта и 20 сентября. Эти *полугодовые вариации геомагнитного поля* с амплитудой около 15 нТ (амплитуда изменяется в зависимости от солнечной активности) с максимумами около равноденствий и минимумами вблизи солнцестояний сейчас установлены достоверно. Однако их физический механизм определенно все еще не известен.

Имеются две старые теории, касающиеся этого механизма. Одна использует *аксиальную гипотезу* (т.н. **эффект Корти**), в которой основную роль играет гелиографическая широта Земли: Земля располагается благоприятно для взаимодействия с потоками солнечной плазмы около 7 сентября, когда ее северная гелиографическая широта  $7,2^\circ$  максимальна, и вблизи 6 марта, когда широта  $7,2^\circ$  максимальна к югу. Другая теория использует *равноденственную гипотезу*, согласно которой основную роль играет наклон оси эквивалентного геомагнитного диполя. Предполагается, что максимум геомагнитной активности достигается тогда, когда ось диполя перпендикулярна потоку плазмы солнечного ветра, что случается вблизи равноденствий. Недавно Боллер и Столов для объяснения полугодовой вариации исследовали *неустойчивости Кельвина-Гельмгольца* на магнитопаузе. Используя данные о магнитных полях и плазме в космическом пространстве, они показали, что неустойчивость Кельвина - Гельмгольца имеет максимум вблизи равноденствий и минимум вблизи солнцестояний. Соответственно модулируется и магнитная активность. Неустойчивость Кельвина - Гельмгольца объясняет также вариации по всемирному времени, существование которых было подтверждено в геомагнитных данных с помощью  $K$ - и  $K_p$ -индексов. Модель зависит от наклона оси диполя и максимальной и минимальной вероятностей появления неустойчивости Кельвина - Гельмгольца, т.е. зависит от времени года. Геомагнитное поле испытывает также *долгопериодные вариации*. Сообщается о небольших годовых вариациях, хотя и не полностью установленных, которые могут объясняться ионосферными ветрами. Кроме того, имеются хорошо известные 11-летние и 22-летние периоды, связанные с циклом солнечных пятен. Другие периоды составляют от 2 до 80 лет.

### **Определение $Dst$ -индекса.**

В настоящее время хорошо известно, что горизонтальная  $H$ -компонента геомагнитного поля понижается во время периодов больших магнитных возмущений и постепенно возвращается к своему среднему уровню на восстановительной фазе. Было показано, что на экваториальных и средних широтах понижение  $H$ -компоненты во время магнитной бури приблизительно может быть представлено магнитным полем, параллельным дипольной оси и имеющим южное направление. Величина этого

аксиально-симметричного возмущенного поля изменяется во время магнитной бури. Начало магнитной бури часто характеризуется внезапным глобальным возрастанием  $H$ -компоненты, которое обозначается как "**Storm Sudden Commencement (SSC)**". После **SSC**  $H$ -компонента остается выше своего среднего значения на протяжении нескольких часов. Тогда как значительное глобальное понижение  $H$ -компоненты указывает на развитие главной фазы бури. Величина понижения  $H$ -компоненты определяется интенсивностью возмущения. Поскольку данное выше описание дает лишь средние статистические свойства магнитных бурь, вариация  $Dst$ -индекса в каждой отдельной бури может несколько отличаться.

Дальнейший анализ магнитных бурь показал, что  $Dst$ -вариация не представляет собой единого физического явления и определяется развитием двух существенно различных процессов. Увеличение  $H$  в начальной фазе бури обуславливается полем токов, текущих вдоль поверхности магнитосферы Земли, тогда как понижение поля  $H$  во время главной фазы и фазы восстановления объясняется развитием в магнитосфере кольцевых токов западного направления. В связи с этим  $Dst$ -вариация, по предположению Чепмена, представляется в виде суммы возмущений двух типов:  $Dst = DCF + DR$ , где  $DCF$  - поле поверхностных токов и  $DR$  - поле кольцевых токов. Поскольку Земля окружена непрерывным потоком солнечной плазмы,  $DCF$  - поле существует в течение всей бури, и его вариации наблюдаются на поверхности Земли как синфазные пики.

В настоящее время принято считать, что в вариациях  $H$ -компоненты магнитного поля, наблюдаемых на средних и низкоширотных станциях, проявляются эффекты нескольких токовых систем, а именно:

$H = H(0) + H(SQ) + H(DCF) + H(SYM) + H(ASY) + H(T) + H(SUB)$ , где

$H(0)$  - поле вековых вариаций,

$H(SQ)$  - поле спокойных солнечно-суточных вариаций,

$H(DCF)$  - поле токов на магнитопаузе,

$H(SYM)$  - эффект симметричного кольцевого тока,

$H(ASY)$  - эффект асимметричного кольцевого тока,

$H(T)$  - поле хвостовых токов,

$H(SUB)$  - проявление токовой системы полярных возмущений.

$H(0)$  меняется очень медленно и при изучении короткопериодных вариаций им можно пренебречь. Поле  $SQ$ -вариации, как правило, вычитается при анализе поля, описывающее  $Dst$ -вариации. Полем токов  $DCF$  и полем токов от авроральной электроструи часто пренебрегают по сравнению с развитым кольцевым током, и  $Dst$ -вариацию в первом приближении можно рассматривать как вариацию поля кольцевого тока.

Под  $Dst$  понимается возмущенное поле, которое аксиально-симметрично относительно дипольной оси и рассматривается как функция времени. Если  $Dst$ -индекс вычисляется непрерывно как функция времени ( $UT$ ), то его вариация отображает возникновение магнитных бурь и их интенсивность. Таким образом,  $Dst$ -вариация представляет собой количественное измерение геомагнитного возмущения и ее можно сопоставлять с солнечными и геофизическими параметрами. Для этих целей  $Dst$ -индекс вычисляется и публикуется в различных источниках.

#### **Метод вычисления $Dst$ -индекса.**

Для вычисления  $Dst$ -индекса используются 4 магнитные обсерватории Hermanus, Kakioka, Honolulu, San Juan, а также с 1992 года дополнительная пятая станция Alibag. Эти станции расположены равномерно по долготе на значительном удалении от авроральных и экваториальных электроджетов. Координаты обсерваторий даны в табл.1. Сеть станций представлена на рис. 1

Табл. 1. Координаты *Dst*-обсерваторий.

Observatory	Code	Geographic		Geomagnetic
		Longitude (E)	Latitude	Dipole Latitude
Hermanus	HER	19.22°	-34.40°	-33.3°
Kakioka	KAK	140.18°	36.23°	26.0°
Honolulu after April 1960	HON	201.98°	21.32°	21.1°
San Juan to January 1965	SJG	293.88°	18.38°	29.9°

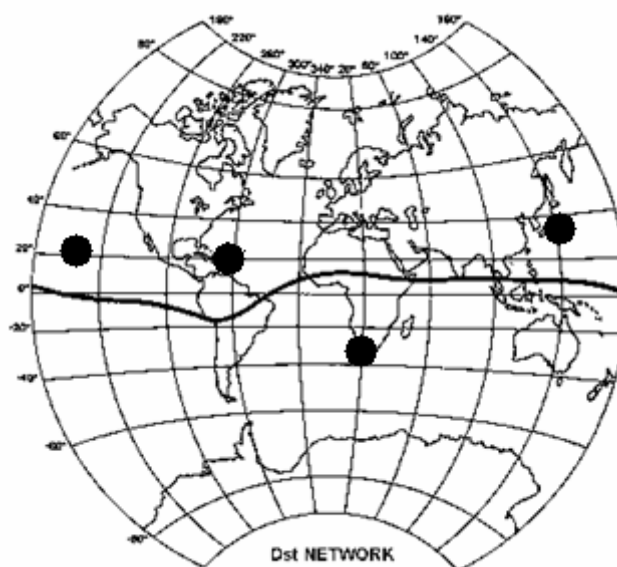


Рис. 11. Сеть *Dst*-станций.

### Вычислительный процесс.

#### Базовая линия.

Базовая линия для *H*-компоненты определяется на каждой обсерватории по методу, который учитывает вековые вариации геомагнитного поля. Значения *H*-компоненты, определенные в течение года во время выбранных, так называемых, пяти международных самых спокойных дней каждого месяца, формируют данные для определения базовой линии. Эти данные раскладываются во временной ряд с точностью до квадратичных членов. Коэффициенты разложения определяются по методу наименьших квадратов, используя все значения для текущего года. Таким образом, базовая линия определяется как:

$$H_{base}(t) = A + B*t + C*t^2,$$

где *t* - время в годах.

Однако если полиномиальное разложение годовых значений выполнено описанным выше способом, то может возникнуть искусственный скачок между базовыми линиями последнего часа текущего года и первым часом последующего года, так как эти две базовые линии вычислены по двум различным полиномам. С целью минимизировать такой скачок, при определении полинома в качестве дополнительных данных используют

значения, полученные в конце предыдущего года. Такая процедура признана достаточно удовлетворительной.

Базовая линия  $H_{base}(T)$ , вычисленная по формуле для каждого часа (UT) текущего года, вычитается из наблюдаемой Н-компоненты  $H_{obs}(T)$ :

$$\Delta H(T) = H_{obs}(T) - H_{base}(T).$$

Полученные вариации  $H(T)$  на каждой обсерватории образуют данные для последующих вычислений.

### **Устранение Sq-вариаций.**

Спокойная солнечно-суточная Sq-вариация, вычисляется на каждой обсерватории следующим образом. Sq-вариация для каждого месяца определяется из значений Н-компоненты, определенных в течение выбранных пяти международных самых спокойных дней каждого месяца. С целью определить среднюю Sq-вариацию для любого дня на каждой обсерватории, используются 5 дней, которые максимально перекрываются с пятью международными спокойными днями. Определенные таким образом на каждой обсерватории 12 среднемесячных значений Sq раскладываются в двойной ряд Фурье по местному времени  $t$  и номеру месяца  $s$ :

$$Sq(t, s) = \sum_m \sum_n A_{mn} \cos(mt + \alpha_m) \cos(ns + \beta_n).$$

Это представление позволяет вычислить  $Sq(T)$  в любой момент времени (UT) года на каждой обсерватории.

### **Часовой экваториальный Dst-индекс.**

На каждой обсерватории возмущенная вариация  $D(T)$  определяется как:

$$D(T) = \Delta H(T) - Sq(T)$$

После этого  $D(T)$  усредняется по 4 станциям и нормируется на дипольный экватор:

$$Dst(T) = \frac{\sum_{i=1}^4 D_i(T)}{\sum_{i=1}^4 \cos \varphi_i},$$

где  $\varphi_i$  - дипольная широта станции.

Получение  $Dst$ -индекса с более высоким временным разрешением, чем 1 час, не возможно до тех пор, пока все  $Dst$ -обсерватории не будут оснащены цифровыми магнитометрами.

### **Относительный уровень для Dst-индекса.**

Относительный уровень для  $Dst$ -индекса определяется таким образом, чтобы в течение выбранных пяти международных самых спокойных дней каждого месяца  $Dst$ -индекс в среднем был равен нулю. Однако даже в эти спокойные дни существует направленное на юг магнитное поле, созданное экваториальной токовой системой в магнитосфере, которая часто называется спокойным кольцевым током. Понижение магнитного поля в магнитосфере было изучено спутниками OGO-3 и OGO-5.

Согласно наблюдениям OGO-5 понижение вблизи магнитного экватора на геоцентрическом расстоянии от 2,3 до 3,6  $Re$  статистически равно приблизительно  $-45$  нТл, когда  $Dst$ -индекс есть ноль. Величина понижения поля, вероятно, уменьшается при приближении к Земле, но не существует наблюдений, дающих распределение магнитного поля на расстоянии менее  $2 Re$ . Исследования MAGSAT данных, полученных с высоты 350 - 560 км, показывают, что у поверхности Земли аксиально-симметричное внешнее поле составляет  $-25$  нТл при  $Dst$ -индексе равном нулю. Хотя это значение кажется достаточно правдоподобным, абсолютный уровень для  $Dst$ -вариаций однозначно не определен до сих пор. Например, предполагается, что он может изменяться в течение солнечного цикла.



Обобщая выше сказанное, итоговый часовой экваториальный *Dst*-индекс определяется после выполнения следующих шагов. На первом шаге с 12 часовой задержкой вычисляется близкая к реальному времени *Dst*-вариация, используя доступные данные с любого числа *Dst*-обсерваторий. Рекомендуется использовать эту вариацию, только для диагностических целей, а не для научных анализов, поскольку для *Dst*-вариаций, близких к реальному времени, не проводится коррекция данных. На втором шаге готовится предварительный *Dst*-индекс, который строится по данным за месяц и доступен приблизительно с двух месячной задержкой. *Dst*-индекс, вычисленный на третьем шаге по итогам года, является окончательным *Dst*-индексом, который публикуется ежегодно, обычно с задержкой в несколько месяцев.

### Интерпретация *Dst*-индекса.

*Dst*-индекс характеризует аксиально-симметричное возмущенное поле вблизи дипольного экватора на земной поверхности. Большинство *Dst*-вариаций отрицательны, то есть понижающие геомагнитное поле. Это понижение вызвано главным образом экваториальной токовой системой в магнитосфере, называемой кольцевым током. Считается, что нейтральный токовый слой, текущий поперек хвоста магнитосферы, дает малый вклад в понижение поля вблизи Земли. Положительная *Dst*-вариация вызывается сжатием магнитосферы из-за возрастания давления солнечного ветра.

Многие годы считалось, что кольцевой ток образуют ионы водорода. Однако недавние спутниковые наблюдения показали, что ионы кислорода и гелия образуют значительную часть частиц кольцевого тока с энергиями меньше 17 кэВ, подтверждая, что ионосфера - это главный источник кольцевого тока. Спутниковые измерения распада кольцевого тока также указывают на присутствие ионов кислорода и гелия. Ионы кольцевого тока с энергиями больше 600 кэВ имеют своим источником солнечный ветер. В то же время, ионы, формирующие пояс кольцевого тока с энергиями от 20 до 600 кэВ, напрямую не изучены. В формировании кольцевого тока участвуют такие процессы, как направленная к Земле конвекция плазмы из хвоста магнитосферы, адиабатическое движение радиационного пояса ионов под действием направленного с утра на вечер электрического поля, ускорение ионосферных ионов электрическими полями и другие.

**Таблица. Индексы геомагнитной активности (*AE*; *D<sub>st</sub>*)**

Названия и принятые обозначения	Индекс геомагнитной активности в высоких широтах <i>AE</i>	Индекс геомагнитной активности в низких широтах <i>D<sub>st</sub></i>
Физический смысл и особенности индексов	Записи магнитного поля отдельных высокоширотных обсерваторий. Нанесение на один график записей магнитного поля Земли, полученных на 11 высокоширотных обсерваториях (55° - 78°) N.	Записи магнитного поля низкоширотных обсерваторий. Средняя величина возмущений на 8 низкоширотных обсерваториях (10° – 40°)S.
Метод вычисления индексов	Количественная мера геомагнитной активности в зоне полярных сияний. Отражает изменение струйных токов в ионосфере.	Характеризует интенсивность симметричного экваториального кольцевого тока на расстоянии порядка 4 радиусов Земли и ток на магнитопаузе.

Исходный материал для образования индексов. Временной интервал.	Применяются среднесуточные, среднемесячные и среднегодовые значения. Вычисляются в МЦД А (США) и МСД С (Япония).	Применяются среднесуточные, среднемесячные и среднегодовые значения. Вычисляются в Годдардовском центре космических полетов (США).
Публикация индексов. Пределы изменения. Длина ряда.	Сборники серии UAG, издаваемые МЦД А. $\pm 3000$ нТл. С 1958 года	Приведены данные с 1957 по 1978 гг. От $\pm 20$ нТл. в спокойные дни; до 450 нТ. при сильных геомагнитных бурях.

Индексы геомагнитной активности предназначены для описания вариаций магнитного поля Земли, вызванных этими нерегулярными причинами. К-индекс - это квазилогарифмический (увеличивается на единицу при увеличении возмущенности приблизительно в два раза) индекс, вычисляемый по данным конкретной обсерватории за трехчасовой интервал времени. Индекс был введен Дж. Бартельсом в 1938 г. и представляет собой значения от 0 до 9 для каждого трехчасового интервала (0-3, 3-6, 6-9 и т.д.) мирового времени. Для вычисления индекса берется изменение магнитного поля за трехчасовой интервал, из него вычитается регулярная часть, определяемая по спокойным дням, и полученная величина по специальной таблице переводится в К-индекс. Поскольку магнитные возмущения проявляются по разному в различных местах на земном шаре, то для каждой обсерватории существует своя таблица, построенная так, чтобы различные обсерватории в среднем за большой интервал времени давали одинаковые индексы.

Для обсерватории Москва эта таблица задается так:

Вариации	<5	5-10	10-20	20-40	40-70	70-120	120-200	200-330	330-500
К-индекс	0	1	2	3	4	5	6	7	8

Планетарный индекс ***K<sub>p</sub>*** вычисляется как среднее значение ***K***-индексов, определенных на 13 геомагнитных обсерваториях, расположенных между 44 и 60 градусами северной и южной геомагнитных широт. Его диапазон также от 0 до 9, но ***K<sub>p</sub>*** индекс определяется с точностью до 1/3: 4- означает 3 и 2/3, 4о - 4 ровно, 4+ означает 4 и 1/3 В последнее время вместо ***K<sub>p</sub>*** индекса часто употребляется ***A<sub>p</sub>*** индекс. ***A<sub>p</sub>*** индекс определяется в единицах магнитного: поля (нанотеслах) и представляет вариации *магнитного* поля, соответствующее данному ***K<sub>p</sub>*** -индексу:

<b><i>K<sub>p</sub></i></b> =	0о	0+	1-	1о	1+	2-	2о	2+	3-	3о	3+	4-	4о
<b><i>A<sub>p</sub></i></b> =	0	2	3	4	5	6	7	9	12	15	18	22	27
<b><i>K<sub>p</sub></i></b> =	5-	5о	5+	6-	6о	6+	7-	7о	7+	8-	8о	8+	9
<b><i>A<sub>p</sub></i></b> =	39	48	56	67	80	91	111	132	154	179	207	236	300

***A<sub>p</sub>*** является линейным индексом (увеличение возмущения в несколько раз дает такое же увеличение индекса) и во многих случаях использование ***A<sub>p</sub>*** индекса имеет больше физического смысла.

Качественно состояние магнитного поля в зависимости от Кр-индекса можно приблизительно охарактеризовать следующим образом:

$K \leq 2$  спокойное

$K = 2,3$  слабовозмущенное

$K = 4$  возмущенное

$K = 5,6$  магнитная буря

$K \geq 7$  большая магнитная буря

Планетарные Кр и Ар индексы имеются с 1932 г. и могут быть получены по запросу по FTP из Мирового Центра Данных C1.