

КАК НАМ РЕОРГАНИЗОВАТЬ РАСЧЕТ ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ

А. Е. Левитин, Л.И. Громова, С.В. Громов, Л.А. Дремухина (*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), Троицк, Московская обл., Россия*)

Аннотация. За общепринятыми индексами геомагнитной активности K , K_p , Dst , $AE(AU, AL)$, которыми мы до сих пор пользуемся, стоят конкретные физические представления о геомагнитных возмущениях, которые были сформированы в период до спутниковой эры. Эти - замечательные для своего времени индексы, до сих пор используются для оценки планетарной наземной геомагнитной активности и её сезонного хода, а также оценки интенсивности магнитных бурь, и локальной геомагнитной активности в высоких широтах. Мы полагаем, что давно пора, отдав должное этим индексам, перейти к более корректному методу такой оценки. Нами предлагается метод количественной оценки локальной наземной активности переменного магнитного поля Земли, основанный на использовании часовых данных геомагнитных измерений мировой сети магнитных обсерваторий в период 2009 г. Такие данные нами используются в качестве уровней отсчета часовых амплитуд этой активности для периодов всех предыдущих и последующих этому году лет геомагнитных измерений на сети наземных обсерваторий. 2009 г. был самым магнитно-спокойным годом солнечной и, соответственно, геомагнитной активности за весь период проведения качественных обсерваторских измерений. Это позволяет получить амплитуды часовых значений локальной наземной активности переменного магнитного поля Земли в обсерваториях мировой сети обсерваторий за все предыдущие годы их работы до 2009 г. и все последующие после него годы. Используя такой широкий набор данных, можно перейти к более корректной оценке наземной геомагнитной активности, чем её оценка на основе используемых сегодня индексов активности K , K_p , AE . Этот набор обсерваторских данных позволяет также более корректно, чем Dst -индекс, проводить оценку интенсивности магнитных бурь.

Введение

Несомненно, что количественная оценка наземной геомагнитной активности переменного магнитного поля Земли зависит от определения этой активности. А само определение активности зависит от физического представления механизма генерации этой части геомагнитного поля. Поэтому стоит напомнить, как наши предшественники, вводя индексы геомагнитной активности, её определяли.

«При анализе явлений, связанных с вариациями магнитного поля земли, а также при сопоставлении их с другими физическими явлениями (полярными сияниями, земными токами, распространением радиоволн, появлением активных образований на Солнце) и нахождении связи между ними, удобно характеризовать вариации за определенный промежуток времени величиной, выражающей степень возмущенности магнитного поля. Эту величину называют магнитной активностью или магнитной возмущенностью. Если магнитное поле за какой-нибудь промежуток времени остается неизменным, то магнитная активность за это время считается равной нулю. Магнитная активность тем больше, чем больше амплитуда колебаний элементов земного магнетизма, а также чем больше происходит колебаний в единицу времени.

Если определение понятия магнитной активности не встречает затруднений, то в отношении меры её измерения до сих пор нет строгого и единого способа установления, так как она зависит не от одного параметра, а, по крайней мере, от двух: амплитуды и периода.» [Яновский, 1953].

Именно вот такое определение геомагнитной активности использовалось при создании индексов K , K_p , $AE(AU, AL)$. Многолетнее господство этих замечательных, для своего времени, индексов, как информации о состоянии переменного магнитного поля земли привело к печальному факту. Множество пользователей информации о геомагнитной активности, да и многие геофизики, сегодня уверены в том, что эти индексы, называемые индексами геомагнитной активности, получаемые на основе данных очень малого числа обсерваторий, находящихся практически только в одном северном полушарии, способны, раз они так называются, контролировать геомагнитную активность по всему наземному пространству.

Считая, что такое определение геомагнитной активности сегодня не должно быть использовано, мы рассмотрели возможность более корректного определения локальной наземной активности переменного магнитного поля земли.

В любой магнитной обсерватории измеряется полное магнитное поле Земли, включающее в себя как её постоянное, так и её переменное поле. Выделение из этой суммы полей переменного магнитного поля - задача серьезная и идеально не решаемая. В период 2007 - 2009 гг. солнечная активность была необычайно низкая. А в 2009 г. вообще практически не было солнечных вспышек, и, соответственно, возмущенность

геомагнитного поля была необычайно низкая. Мы используем эту ситуацию для создания уровня отсчета часовых амплитуд компонент вектора переменного магнитного поля Земли, регистрируемых на мировой сети магнитных обсерваторий.

Для каждого месяца этого необычайно магнитно спокойного года выбираем ещё и наиболее спокойный день в месяце. Мы называем часовые амплитуды такого дня уровнями отсчета для часовых амплитуд H, D, Z компонент вектора геомагнитного поля для всех часовых их амплитуд любого такого же месяца из предыдущих до 2009 г. лет работы обсерватории и последующих после него лет. Далее, вычитаем из часовых данных предыдущих и последующих лет работы обсерватории такие полученные уровни отсчета, и учитываем вековой ход геомагнитного поля, который нами определяется, как разность между двумя самыми спокойными днями январей двух соседних годов. В результате мы получаем амплитуды компонент вектора, уже не суммарного постоянного и переменного полей, а только переменного магнитного поля земли. Мы считаем, что в отличие от количественного определения наземной геомагнитной активности использованного при создании индексов K, K_p , приведенного выше, надо дать ей другое количественное определение объективным числом. Это число пропорциональное изменению плотности магнитной энергии за данный промежуток времени. В нашем использовании часовых геомагнитных данных наземных обсерваторий это энергия часовых амплитуд компонент вектора переменного магнитного поля, измеряемых в локальных точках наземного пространства. Более подробное описание нашего метода количественной оценки геомагнитной активности содержится в данном сборнике - «Использование аномально спокойного состояния геомагнитного поля в период 2009 г. для количественного представления геомагнитной активности».

Ниже мы представляем отдельные результаты такой нашей количественной оценки локальной наземной геомагнитной активности переменного магнитного поля Земли, которая демонстрирует слабые стороны отдельных индексов геомагнитной активности. Нами используется только H -компонента геомагнитного поля измеряемого в обсерватории ИЗМИРАН (обсерватория Москва), которая среди компонент вектора магнитного поля наиболее значимо реагирует на геомагнитную активность, она обозначается как $(Hizm)$, а её энергия равна $(Hizm)^2/8\pi$.

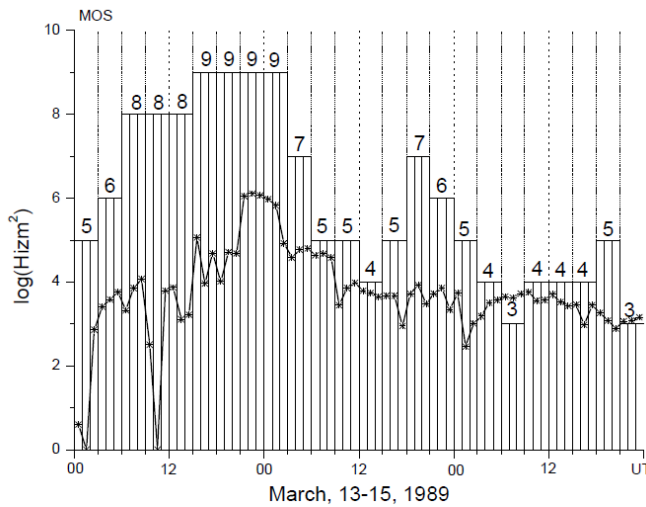


Рис. 1 Сравнение численной оценки геомагнитной активности с индексом K . $\log(Hizm^2)$ и соответствующий K -индекс вычисленный по данным обсерватории Москва для интервала гигантской бури 13 -15 марта 1989 г.

позволяет им корректно отражать реальный временной ход магнитного возмущения в трехчасовых временных интервалах.

Сопоставление $Hizm^2$ с Dst -индексом во время магнитной бури

Индекс Dst был создан для количественной оценки интенсивности магнитной бури. Он отражает представление исследователей, времени его создания, о природе магнитных бурь. Ими считалось, что магнитная буря создается кольцевым током, расположенным в экваториальной плоскости и максимальная амплитуда наземного возмущения от этого тока возникает в районе экватора и убывает по косинусу широты к высоким широтам. Для расчета Dst индекса были выбраны обсерватории, расположенные выше экватора, так как в экваториальной области присутствуют постоянные магнитные возмущения. Сегодня мы понимаем, что пространственная структура кольцевого тока в периоды достаточно сильных магнитных бурь далека от такой простой формы. Кроме того, мы сегодня знаем, что в создании наземного геомагнитного возмущения во время бури принимают участие не только кольцевой ток, но и другие магнитосферные и магнитосферно-

На рис. 1 демонстрируется результат количественной оценки локальной наземной геомагнитной активности переменного магнитного поля Земли в период магнитной бури. Здесь показаны часовые амплитуды H компоненты вектора этого поля ($Hizm$) на обсерватории Москва в период 13 – 15 марта 1989 г., когда наблюдалась очень мощная магнитная буря. Одновременно показаны амплитуды трех часовых K -индексов этой обсерватории в период бури. Сопоставление временной динамики этих трех часовых индексов с динамикой часовых амплитуд H компоненты демонстрирует не корректность K -индексов отражать временную динамику магнитной бури по сравнению с часовыми амплитудами H компоненты. Это связано с тем, что K -индексы определяются внутри трех часовых интервалов суток по разности максимальной и минимальной амплитуды возмущения в эти временные периоды, что не

ионосферные токовые системы. При этом наибольшие наземные геомагнитные возмущения во время магнитных бурь регистрируются в области высоких широт, а не в области расположения обсерваторий *Dst* индекса. На основе нашего метода расчета часовых амплитуд внешнего геомагнитного поля можно увидеть несовершенство *Dst* индекса, что мы и демонстрируем ниже.

Мы полагаем, что характеризовать наземную геомагнитную активность необходимо через оценку энергии, содержащейся в переменном геомагнитном поле на уровне земной поверхности. И носителями этой информации будут квадраты часовых амплитуд компонент векторов переменного геомагнитного поля, регистрируемые на сети магнитных обсерваторий. Именно такую форму представления геомагнитной активности, мы используем в нашем методе обработки *H*-компоненты вектора переменного геомагнитного поля на конкретных обсерваториях северного полушария. Используя квадраты амплитуд, мы включаем в оценку геомагнитной активности как положительные, так и отрицательные значения этой компоненты переменного магнитного поля. Это отличает наш расчет энергии магнитной бури от существующей сегодня её оценки, при которой складываются отрицательные (кольцевой ток) и положительные (ток на границе магнитосферы) амплитуды возмущения.

Чтобы сопоставить нашу оценку интенсивности магнитных бурь с её оценкой по *Dst*-индексу, мы провели наш расчет часовых амплитуд внешнего геомагнитного поля для набора магнитных обсерваторий в северном полушарии планеты. Эти обсерватории, они показаны на рис. 3, распределены по пространству северного полушария по четыре обсерватории в каждом широтном поясе. Каждый такой пояс занимает следующие магнитные широты: от 0° до 20°, от 20° до 40°, от 40° до 55°, от 55° до 62°, от 62° до 69°, от 69° до 80° и от 80° до 90°. Такое распределение обсерваторий подобно распределению обсерваторий *Dst* индекса – по четыре обсерватории в каждом широтном поясе. Мы можем, также как это делается для расчета индекса *Dst*, рассчитать усредненные значения по этим четырём обсерваториям (кроме широтного пояса в полярной шапке, где усредняем всего две обсерватории) для периодов отдельных магнитных бурь квадраты амплитуд *H*-компонент векторов магнитного поля для каждого часа бури. А при расчете *Dst* усредняются только амплитуды этих компонент. При этом мы складываем по отдельности квадраты положительных и отрицательных амплитуд, чтобы можно было увидеть рост амплитуды энергии магнитного поля, для которой безразлично, куда направлена *H*-компонента вектора геомагнитного поля. Теперь мы можем построить картину временного изменения этих квадратов *H*-компонент за каждый час магнитной бури, которая характеризует (дает количественную оценку) временной динамики энергии содержащейся в переменном наземном магнитном поле северного полушария. Она представлена на рис. 2 для четырех конкретных магнитных бурь разной интенсивности. Хорошо видно, что энергия в поясе от 20° до 40°, то есть в области нахождения обсерваторий *Dst* индекса, не может одна характеризовать интенсивность магнитной бури. Эта область поглощает малую часть энергии наземного переменного магнитного поля в северном полушарии планеты.

Рис. 2 одновременно показывает, что *Kp* индекс планетарной геомагнитной активности не отражает корректно эту активность. Видно, что энергия в поясе 55°–62°, где располагаются обсерватории, по данным которых проводится расчет этого индекса, много меньше энергии в более высоких поясах и её не учет не позволяет этому индексу контролировать планетарную наземную активность. Тем более, что он не учитывает наличия активности в южном полушарии Земли. Введение в качестве планетарного индекса наземной геомагнитной активности *Kp* индекса, связано с представлением наших предшественников о наличие только двумерной токовой системы на уровне ионосферы, так как они не знали о наличие трехмерной магнитосферно-ионосферной токовой системы.

Заключение

Новый метод представления часовых данных магнитных обсерваторий, который основан на введении уровня отсчета обсерваторских данных от уровня наиболее геомагнитно-спокойных суток уникального периода сверх спокойного состояния солнечной и геомагнитной активности в 2009 г. позволяет получить следующую весьма полезную информацию о локальной геомагнитной активности в районе расположения обсерватории. Это - часовые амплитуды переменного геомагнитного поля (геомагнитную активность) для каждого часа каждого дня всех лет предыдущей работы обсерватории и последующих лет её работы. По ним определяются для каждого дня года, за все годы работы обсерватории, амплитуда самого магнитно-возмущенного и самого магнитно-спокойного часа, самого магнитно-возмущенного и самого магнитно-спокойного дня, месяца и года. Опираясь на такие данные, каждый пользователь обсерваторских данных будет способен сам оценивать, как текущую геомагнитную активность, так и активность, которая была в периоды исследуемых им временных интервалов конкретных геофизических событий. Если этот метод распространить на всю мировую сеть обсерваторий, то появится возможность получать наиболее корректную информацию о состоянии геомагнитной активности на уровне земной поверхности. Мы сможем строить карту текущей геомагнитной активности на наземной территории планеты. Мы сможем характеризовать прошлую и текущую геомагнитную активность значительно более точно, чем

характеризуем её сегодня на основе существующих индексов $AE(AU, AL)$, K_p , Dst , введенных более полувека тому назад и имеющих серьезные недостатки.

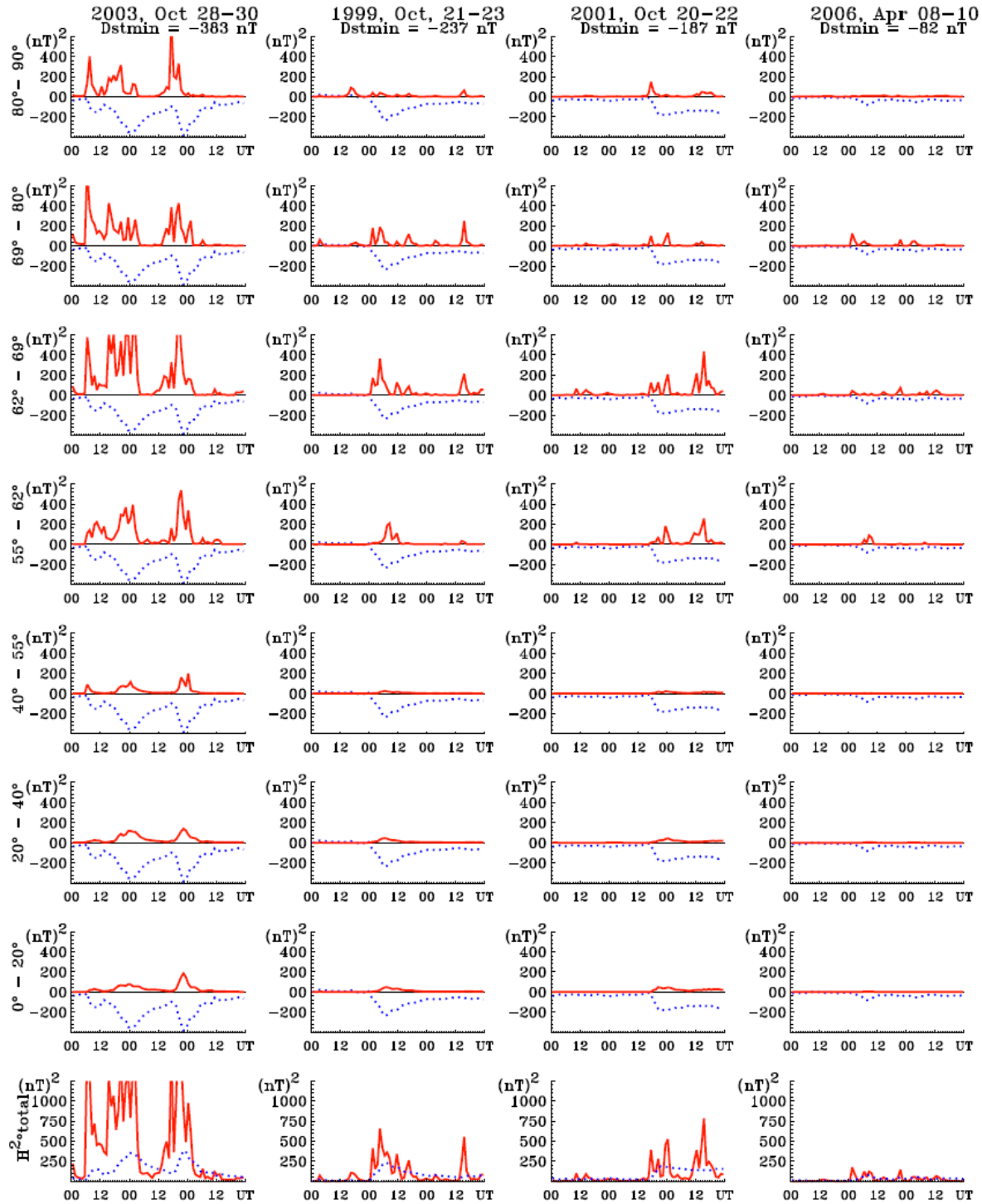


Рис. 2 Распределение энергетической оценки $Hizm^2$ в $(nT)^2$, разделенной на 1000, в выбранных широтных поясах во время бурь разной интенсивности в сравнении со стандартным индексом Dst (точечная линия). На самой нижней панели приводится распределение $Hizm^2_{total}$ в сравнении с модулем Dst .

Работа поддержана грантом РФФИ №11-0500306.

Список литературы

1. Яновский Б.М. Земной магнетизм. -Л.: ЛГУ. 1953.