

УДК 523.62-337

РЕКОНСТРУКЦИЯ СЕКТОРНОЙ СТРУКТУРЫ МЕЖПЛАНЕТНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ ПО ДАННЫМ ГЕОМАГНИТНЫХ СТАНЦИЙ

© 2012 г. М. В. Вохмянин, Д. И. Понявин

Институт физики, Санкт-Петербургского государственного университета, г. С.-Петербург

e-mail: vohmyaninmv@gmail.com

Поступила в редакцию 04.04.2011 г.

После доработки 22.09.2011 г.

В работе описывается новый метод восстановления полярности межпланетного магнитного поля. Техника основана на эффекте Свальгаарда–Мансурова. Для этого используются геомагнитные данные высокоширотных станций, обладающих длительным периодом наблюдений, включающим до-спутниковый период. Данный метод призван улучшить качество и точность восстановления полярности, дополняя результаты предыдущих методов Свальгаарда [Svalgaard, 1975] и Веннерстром [Vennerstroem et al., 2001]. Для большого до-спутникового периода с 1926 года точность метода оценивается порядка 89% совпадений с полярностью ММП, определенной по спутниковым данным.

1. ВВЕДЕНИЕ

Известно, что межпланетное магнитное поле (ММП) разной полярности (от или к Солнцу) вызывает противоположные вариации геомагнитного поля на приполярных станциях. Это так называемый эффект Свальгаарда–Мансурова, открытый соответственно Свальгаардом и Мансуровым [Svalgaard, 1968; Мансуров, 1969]. Вскоре было установлено [Friis-Christensen and Wilhjelm, 1975], что подобные вариации вызваны ионосферной токовой системой DPY, расположенной в районе касповых широт (~75–80°). Таким образом, появилась возможность с некоторой погрешностью получать информацию о полярности ММП без использования спутников. Первые методики восстановления полярности были разработаны авторами открытия [Svalgaard, 1975; Мансуров, 1984]. Каталог Свальгаарда представляет большой научный интерес, поскольку покрывает более ранний период, оперируя данными с 1926 г. (за счет включения в методику субавроральной станции Годхавн). В то же время, как отмечалось [Russell and Rosenberg, 1974], результаты восстановления полярности по методике Свальгаарда зависят от уровня геомагнитной активности: более возмущенные дни преимущественно определялись как дни отрицательной полярности. Учитывая также, что точность этих результатов не достаточно высока: порядка 82% совпадений, согласно [Wilcox et al., 1975], — каталог Свальгаарда нуждается в верификации. Еще один каталог полярности ММП за длительный до-спутниковый период был представлен в работе [Vennerstroem et al., 2001]. Эти результаты имеют сравнительно большую точность и не зависят от уровня геомагнитной возмущенности. Но в данной работе мы не ставим задачу

сравнения названных каталогов. В случае несоответствия между ними, нельзя точно утверждать, данные какого из каталогов более достоверны, поскольку оценки точности получены на современных данных и могут быть не достаточно верны для до-спутникового периода. Нашей целью является составление нового каталога, построенного по новой методике. Таким образом, на основании трех вариантов (полученным по трем разным методикам) с гораздо большей уверенностью можно утверждать о наличии той или иной полярности ММП в исследуемый день.

2. ДАННЫЕ

Список используемых станций представлен в таблице 1. Там же указана геомагнитная широта и время работы каждой станции. Большинство из них отличает достаточно длительный период наблюдений в интересующую нас до-спутниковую эпоху, то есть до 1965 года. Все цифровые данные были взяты с сайта Всемирного Центра Данных по геомагнетизму в Киото (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>). Для проверки полученных результатов восстановленной полярности используются спутниковые данные компонент ММП в системе GSE по базе OMNI NSSDC (<http://omniweb.gsfc.nasa.gov/>).

3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СУТОЧНОЙ КРИВОЙ

Выделение вариаций геомагнитного поля основано на расчете “нулевого” уровня. В нашем случае для определения среднесуточной полярности мы должны найти 24-часовую суточную кривую геомагнитного поля, соответствующую нулевым значениям B_{YGSM} , то есть при отсутствии

Таблица 1. Список используемых станций

Название	IAGA	Географическая широта	Географическая долгота	Геомагнитная широта	Период работы
Ситка	SIT	57.1 N	135.3 W	60.4 N	1905–2005
Соданкила	SOD	67.4 N	26.6 E	64.0 N	1914–2005
Годхавн	GDH	69.3 N	53.5 W	78.3 N	1926–2005
Лервик	LER	60.1 N	1.2 W	61.9 N	1926–2005
Туле	THL	77.5 N	69.2 W	87.4 N	1947–2005
Бэйкер Лэйк	BLC	64.3 N	96.0 W	73.0 N	1951–2005
Мирный	MIR	66.6 S	93.0 E	76.0 S	1956–2005
Восток	VOS	78.5 S	106.9 E	88.4 S	1958–1998

эффекта Свальгаарда–Мансурова. Суточная кривая, рассчитываемая осреднением за какой-либо интервал времени, отражает суточный ход геомагнитного поля соответственно в определенных средних условиях. В реальности эти условия постоянно меняются, и вместе с ними должен изменяться искомый “нулевой” уровень. В качестве основных параметров, оказывающих влияние на интенсивность и конфигурацию ионосферных токовых систем, рассмотрим Z - и Y -компоненты

ММП в системе координат GSM и скорость солнечного ветра (V_{SW}).

На рисунке 1 изображены усредненные за период 1966–2005 гг. суточные кривые при $|B_y| < 2$ нТл и различных уровнях B_z и V_{SW} . Первое условие обеспечивает соответствие среднему значению $B_y \sim 0$ нТл и, следовательно, “нулевому” уровню. Как видим, полученные кривые значительно различаются, поэтому определение полярности при их использовании может быть противоположным. В данном случае в возмущенных условиях суточная кривая принимает гармонический вид. Для ст. Годхавн это, по-видимому, как отмечалось в работе [Svalgaard, 1975], связано с расширением полярной шапки в область низких широт и, как следствие, усилением влияния Sqp токов на поле более низких широт. Для других станций такое различие также наблюдается, однако в большей степени это выражено на станциях, лежащих дальше от полярной шапки. Таким образом, необходимо по-разному определять суточную кривую в зависимости от отмеченных выше параметров.

В доспутниковую эпоху значения B_z и скорости солнечного ветра неизвестны, и единственный способ оценить их – рассмотреть уровень геомагнитной активности или, иначе, значения индексов глобальной геомагнитной активности. Нам необходим индекс за длительный период, соответственно используем aa -индекс (рассчитываемый по данным двух антиподальных станций на геомагнитных широтах 50°), который ведется с 1868 года.

Так как наблюдается некоторая зависимость aa -индекса от значений B_z и V_{SW} , то, если разделить эти параметры по уровням aa -индекса (к примеру, от 0 до 20, от 20 до 40 и т.д.), то их средние значения на каждом уровне будут отличаться. Для B_y компоненты вследствие отсутствия корреляции с данным индексом мы всегда будем получать среднее значение 0 нТл. Теперь, если мы продолжим ту же операцию для компонент геомагнитного поля, то аналогичным образом получим

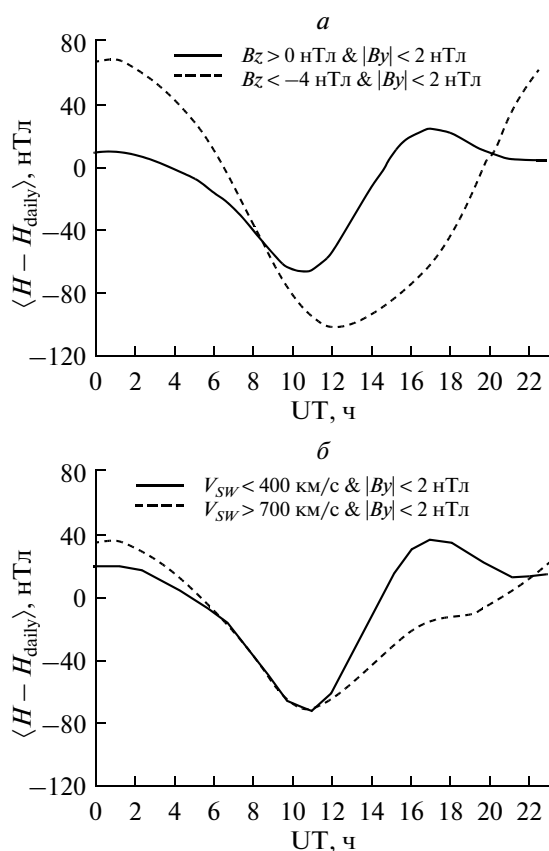


Рис. 1. H -компонента станции Годхавн для малых значений B_y и различных (а) – B_z и (б) – V_{SW} .

значения, соответствующие $B_y = 0$ и различным комбинациям $|B_z \times V_{SW}|$.

Процедуру определения суточной кривой “нулевого” уровня по нашему методу можно разделить на четыре этапа:

– Для каждого часа по международному времени UT отбираем значения геомагнитного поля в интервале $\pm L_{ST,M}$ дней от исследуемого. Получаем 24 вектора, состоящих из $(2L_{ST,M} + 1)$ элементов.

– В каждом векторе отбираем значения, которые наблюдаются при величинах aa в интервале $[aa_{x,h} \pm aa_{ST,M}]$, где $aa_{x,h}$ – величина aa -индекса в исследуемый день x для данного часа h .

– Находим среднее значение каждого отфильтрованного вектора. Получаем набор из 24 элементов.

– Полученную суточную кривую сглаживаем*, чтобы избавиться от резких скачков (предполагаем относительно медленное изменение ионосферных токовых систем).

Полученная суточная кривая, таким образом, динамически меняется в зависимости от уровня геомагнитной активности. Здесь мы использовали два параметра $L_{ST,M}$ и $aa_{ST,M}$. Они подбирались для каждой станции (ST) и каждого месяца (M) отдельно для горизонтальной и вертикальной компонент поля. Выбор осуществлялся таким образом, чтобы в целом за период с 1965 по 2005 год качество восстановления положительной и отрицательной полярности ММП было примерно одинаково.

Пример полученной суточной кривой для ст. Годхавн представлен на рис. 2. Как и ожидалось, для больших значений aa суточная кривая приобретает гармоническую форму (отсутствует положительный скачок в послеполуденный период), а в остальное время имеет форму спокойной суточной кривой.

4. ЗНАЧИМОСТЬ ВАРИАЦИЙ В ТЕЧЕНИЕ СУТОК

Искомые вариации, вызванные DPY токами и характеризующие B_y компоненту ММП, находятся простым вычитанием полученной суточной кривой из наблюдаемых значений геомагнитного поля. Как известно, амплитуда вариаций эффекта С-М не постоянна в течение суток, более того, она меняется в течение года от сезона к сезону (вслед за проводимостью ионосферы). Поэтому необходимо исключить из рассмотрения периоды, когда эффект слабо выражен и не отличим от вариаций иного рода.

* Сглаживание производилось в среде Matlab по методу “flood” – метод робастной взвешенной локальной квадратичной регрессии.

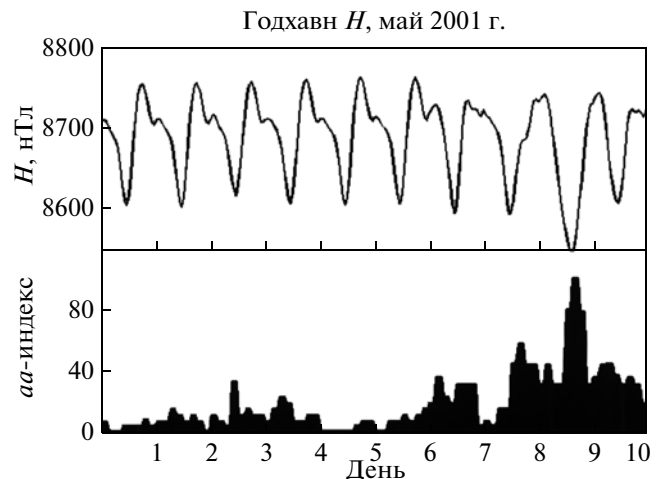


Рис. 2. Суточная кривая “нулевого” уровня для H -компоненты геомагнитного поля ст. Годхавн и изменение aa -индекса (май 2001 года).

Чтобы увидеть, как амплитуда эффекта меняется в течение года, используем следующую простую процедуру. Находим суточные кривые анализируемых компонент геомагнитного поля по методу наложения эпох отдельно для периодов положительных и отрицательных B_y . Затем считаем разность между этими кривыми. Полученный вектор из 24 элементов есть средняя амплитуда эффекта С-М в данный день года. Для всего года получаем матрицу чисел 365×24 . Повторяем операцию для других лет и находим осредненную за период 1965–2005 года матрицу амплитуды эффекта. Пример полученных результатов в горизонтальной и вертикальной компонентах геомагнитного поля представлен на рис. 3а.

Для станции Туле, как видим, области максимальных амплитуд ожидаемо находятся в околополуденном интервале в летние месяцы, где интенсивность DPY токов также максимальна. Эффект положителен в горизонтальной компоненте и отрицателен в вертикальной. Тот же характер временного распределения амплитуды эффекта имеют все полярные и субполярные станции. Для субавроральных станций картина усложняется, поскольку они достаточно далеко расположены от DPY токовой системы, а геомагнитное поле здесь сильно подвержено влиянию средне- и низкоширотных токовых систем. Полученные диаграммы отражают реакцию геомагнитного поля на противоположную полярность азимутальной компоненты ММП, а значит, могут быть использованы для выбора именно тех интервалов, где вариации поля действительно вызваны разной полярностью ММП. Зададим надежность восстановления полярности ММП для каждого часа с помощью введения весовых коэффициентов. Используем для этого сигмовидную весовую функцию. Благодаря этому, участки низкой амплитуды

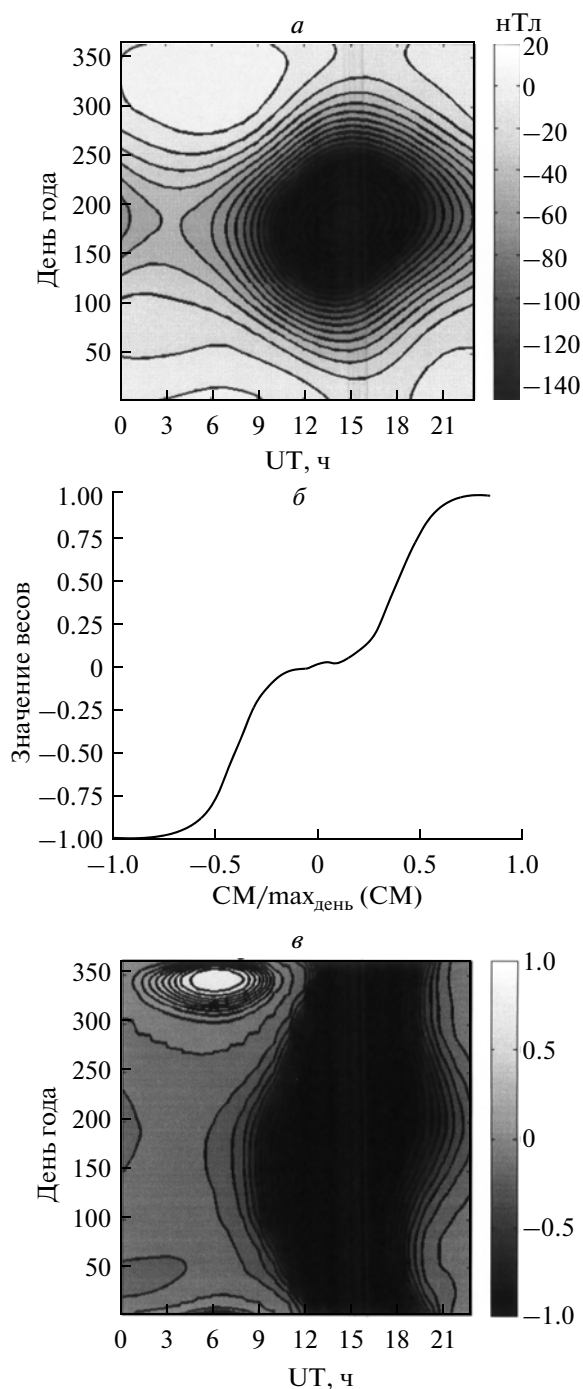


Рис. 3. Сверху вниз: (а) – амплитуда эффекта С-М для вертикальной компоненты геомагнитного поля станции Туле; (б) – весовая функция; (в) – соответствующие весовые коэффициенты.

эффекта приобретут почти нулевые весовые коэффициенты и соответственно исключаются из рассмотрения. На рисунке 3б величина СМ – значение амплитуды эффекта С-М. Если вариации, вызванные ДРУ токами, совпадают по знаку с полярностью V_y – веса лежат в интервале $[0, 1]$, в

противном случае – $[-1, 0]$. То есть знак вариаций будет совпадать со знаком полярности ММП. На рисунке 3в представлено распределение весов для станции Туле.

5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛЯРНОСТИ

Итоговый расчет искомым вариаций эффекта С-М можно представить следующей формулой:

$$P_{st,d} = \sum_{h=1}^{h=24} (B_{st,d}(h) - Dc_{st,d}(h))w_{st,d}(h).$$

Здесь $B_{st,d}$ – значение геомагнитного поля (H или Z компонента), $Dc_{st,d}$ – значения поля суточной кривой, $w_{st,d}$ – весовые коэффициенты, индекс d – порядковый номер дня в течение года, индекс st обозначает одну из станций. Как следует из формулы, $P_{st,d}$ представляет собой суммарную величину вариаций эффекта С-М за день. Весовые коэффициенты рассчитаны таким образом, что в теории $P_{st,d}$ должна совпадать по знаку с V_y компонентой ММП и в вертикальной, и в горизонтальной компоненте поля на всех используемых станциях. Модуль $P_{st,d}$ тем больше, чем сильнее исследуемые вариации: к примеру, в январе для станций северного полушария эта величина будет меньше, чем для станций южного полушария, поскольку в этот период ДРУ токовая система сильнее в южной полярной шапке. Соответственно, общую величину P_d можно найти простым суммированием по всем доступным станциям, по обеим компонентам поля. Тогда малые значения $P_{st,d}$ (с большей вероятностью ошибочные) будут вносить меньший вклад. В итоге будем считать, что среднесуточная полярность ММП положительна для $P_d > 0$ и отрицательна для $P_d < 0$.

Поскольку существует много факторов, вызывающих ошибки при определении полярности, скорректируем полученные результаты, применив несложную процедуру сглаживания. Она основана на трех допущениях квазистационарности солнечного ветра.

1. Среднесуточная полярность ММП большую часть времени остается неизменной в пределах нескольких дней прохождения какого-либо сектора ММП.

2. Секторная структура ММП в течение нескольких солнечных оборотов меняется незначительно.

3. Большие значения P_d с большей вероятностью отражают реальный знак V_y .

Восстановленная полярность P_d выстраивается в 27-дневные бартельские диаграммы: значения, следующие с интервалом 27 дней, оказываются в одном столбце. Период вращения сектор-

Таблица 2. Корреляция Y -компоненты в GSM с полярностью ММП в $GSEQ$ системе координат

Интервал усреднения	1 час	3 часа	6 часов	12 часов	24 часа
Совпадения в % [Russel and Rosendeg, 1974]	85.4	86.8	88.4	90.2	91.1
Совпадения, %	86.5	94.7	97.8	99.3	99.9

ной структуры ММП составляет порядка 27 дней, и, при условии выполнения первых двух утверждений, полярность в каждой ячейке в значительной степени взаимосвязана с полярностью ячеек в соседних строках и столбцах. А благодаря третьему утверждению можно проверить дни с малыми значениями P_d и, в случае их несоответствия полярности соседних, исправить. Заддим окно 5×5 с набором весовых коэффициентов, показывающих вероятность того, что элемент окна находится в том же секторе полярности ММП, что и центральная ячейка. Вследствие доминирования 27-дневного периода весовые коэффициенты центрального столбца должны быть наибольшими, а с удалением от него будут уменьшаться, что можно задать простой линейной функцией (рис. 4а). Размер окна и веса подбирались таким образом, чтобы общая точность восстановленной полярности после сглаживания возрастала как можно больше.

Сама процедура сглаживания представляет собой сравнение значения $P_{x,y}$ в центральной ячейке окна (x, y – координаты бартельской диаграм-

мы) со взвешенной суммой соседних – $S_{x,y}$, нормированной на сумму весовых коэффициентов $W_{i,k}$. Если $S_{x,y}$ больше по модулю, чем значение $P_{x,y}$, то последнее меняет знак. В обратном случае – остается прежним.

$$S_{x,y} = \frac{\sum_{i=x-2, k=y-2}^{i=x+2, k=y+2} \frac{P_{i,k}}{W_{i,k}} - P_{x,y}}{\sum_{i=x-2, k=y-2}^{i=x+2, k=y+2} \frac{W_{i,k}}{W_{i,k}} - 1}$$

Пример сглаживания за 2000–2003 гг. изображен на рис. 4. Как видим, крупномасштабная структура полярности ММП становится более отчетливой, и исчезают одиночные флуктуации полярности P_d . Описанная процедура позволяет увеличить точность метода в среднем на 5%. В большей степени для станций со слабым эффектом С-М, в меньшей – для полярных станций. При этом она не приводит к избыточному переопределению какой-либо полярности. Таким образом, мы нашли значения P_d для всех дней в интервале с 1905 по 2005 года. В дальнейшем уже не столь важна их амплитуда и используются только знаки. Фактически мы будем анализировать двоичный набор значений ± 1 . В наших результатах отсутствует “смешанная полярность” или, иначе, нулевые значения, поскольку сама методика исключает такую возможность – даже если значения P_d очень малы, они корректируются сглаживанием.

Таблица 3. Средняя точность метода и стандартное отклонение (%) за 1965–2005 гг.

IAGA	За год	Полож.	Отриц.
SIT	77.1 ± 5.5	76.5 ± 7.4	78.4 ± 6.7
SOD	74.4 ± 4.9	76.1 ± 6.5	73.7 ± 7.5
LRW	79.2 ± 6.2	79.9 ± 6.1	79.4 ± 7.8
GDH	87.7 ± 4.3	87.0 ± 5.8	88.8 ± 4.6
THL	90.6 ± 4.1	90.8 ± 4.3	90.8 ± 5.7
BLC	86.1 ± 5.3	85.3 ± 5.9	87.4 ± 6.2
MIR	87.0 ± 4.9	87.0 ± 5.8	87.6 ± 6.0
VOS	89.7 ± 5.3	88.9 ± 5.4	91.2 ± 6.5
SIT-SOD (с 1914)	78.4 ± 5.0	78.9 ± 7.0	78.9 ± 6.7
LRW-GDH-SIT-SOD (с 1926)	89.3 ± 4.3	88.4 ± 5.3	90.5 ± 4.9
THL-LRW-GDH-SIT-SOD (с 1947)	91.1 ± 4.5	90.4 ± 5.2	92.2 ± 5.2
BLC-THL-LRW-GDH-SIT-SOD (с 1951)	91.1 ± 3.9	90.2 ± 4.9	92.3 ± 4.5
VOS-MIR-BLC-THL-LRW-GDH-SIT-SOD (с 1958 по 1985)	93.7 ± 3.2	94.1 ± 3.1	93.8 ± 4.3

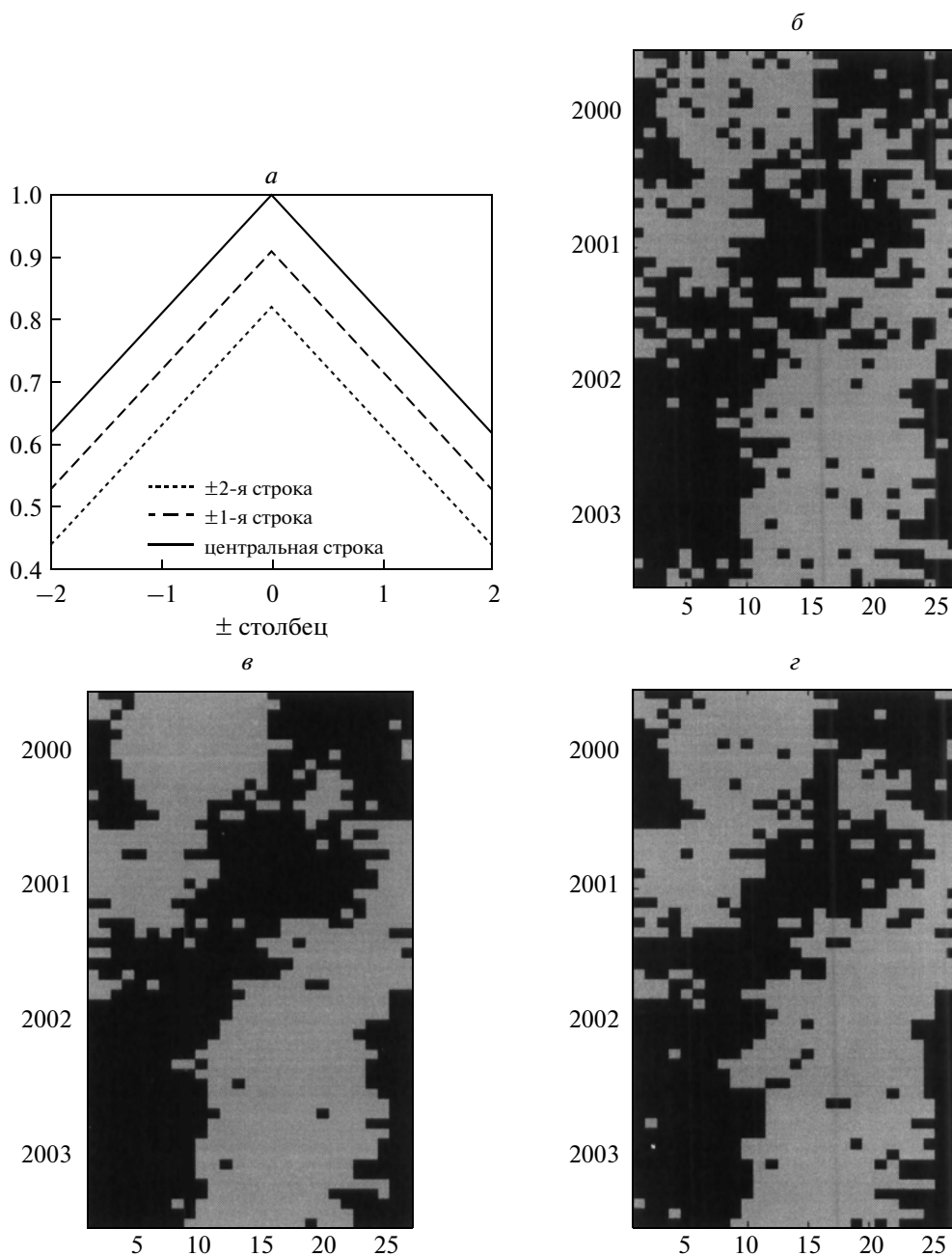


Рис. 4. Весовые коэффициенты сглаживающего окна (а); Бартельские диаграммы значений $P_d > 0$ — серым цветом, $P_d < 0$ — черным; до сглаживания (б); после (е); то же самое для V_{YGSM} компоненты ММП по OMNI базе данных (з).

6. ТОЧНОСТЬ МЕТОДА

Оценим успешность описанного метода. В этой работе мы реконструируем полярность межпланетного магнитного поля (направление поля к Солнцу или от него вдоль паркеровской спирали), которая определяется в геоцентрической солнечно-экваториальной системе координат $GSEQ$ (ось X — Земля—Солнце, ось Y — в плоскости гелиоэкватора). Ось земного диполя наклонена по отношению к гелиоэкватору, а угол между ними в течение года меняется, достигая значений

40° . И если ММП не направлено вдоль паркеровской спирали, знак азимутальной компоненты в системах GSM и $GSEQ$ может различаться. Поэтому полярность, восстанавливаемая с помощью эффекта С-М, не может всегда совпадать с реальной полярностью ММП. Согласно [Russell and Rosenberg, 1974], существует предельное значение точности определения полярности ММП по одним только наземным данным. Для этого знак Y компоненты ММП в GSM координатах сравнивался с полярностью в $GSEQ$ системе. Последняя опре-

делялась как положительная при $B_{YGSEQ} > B_{XGSEQ}$ и как отрицательная при $B_{YGSEQ} < B_{XGSEQ}$, то есть вдоль спирали под углом 45° . Полученные ими результаты (за 1966–1968 года) для усредненных за различные интервалы значений можно увидеть в таблице 2. Мы проделали аналогичные вычисления, но для большего периода с 1965 по 2010 год. Для нахождения скользящих средних значений брались только те интервалы, где было доступно более половины данных.

Таким образом, при рассмотрении среднесуточных значений полярность ММП в $GSEQ$ системе координат практически всегда совпадает со знаком азимутальной компоненты в GSM системе, то есть в среднем за сутки мы действительно восстанавливаем полярность межпланетного магнитного поля.

Оценку точности метода зададим как отношение числа дней совпадений восстановленной полярности с суточной полярностью, полученной по спутниковым данным и определяемой вышеописанным образом, к общему числу дней. Результаты приведены в таблице 3, жирным шрифтом выделены наборы станций, используемые в итоговом каталоге полярности. При анализе точности исключим из рассмотрения области “смешанной” полярности [$B_{XGSEQ} > 0$ $B_{YGSEQ} > 0$] и [$B_{XGSEQ} < 0$ $B_{YGSEQ} < 0$]. Поле в них сильно отклонено от направления паркеровской спирали, и с большой долей вероятности связано с прохождением секторной границы – гелиосферного токового слоя или с областями спорадических возмущений. Отметим, что точность восстановления положительной полярности практически равна точности восстановления отрицательной полярности и разница между этими значениями не превышает 2%. Таким образом, вероятность выбора той или иной полярности практически одинакова и нет избыточного определения какой-либо полярности.

Точность метода, вслед за интенсивностью DPY токовой системы, изменяется в течение года, так как, чем больше амплитуда С-М вариаций, тем проще их выделение, и, соответственно, выше точность восстановления полярности. На рисунке 5а представлены средние значения за каждый месяц для двух комбинаций станций. Первая – Лервик, Годхавн, Ситка и Соданкила (все вместе доступны с 1926 года), все станции северного полушария и соответственно в “летние” месяцы точность повышается. Вторая – комбинация всех используемых станций (все вместе доступны с 1957 до 1985 года), в том числе Восток и Мирный в южном полушарии. В этом случае точность метода практически не меняется в течение года.

Общая точность метода меняется также от года к году. В частности, как видно на рис. 5б, иногда наблюдается довольно резкое падение точности.

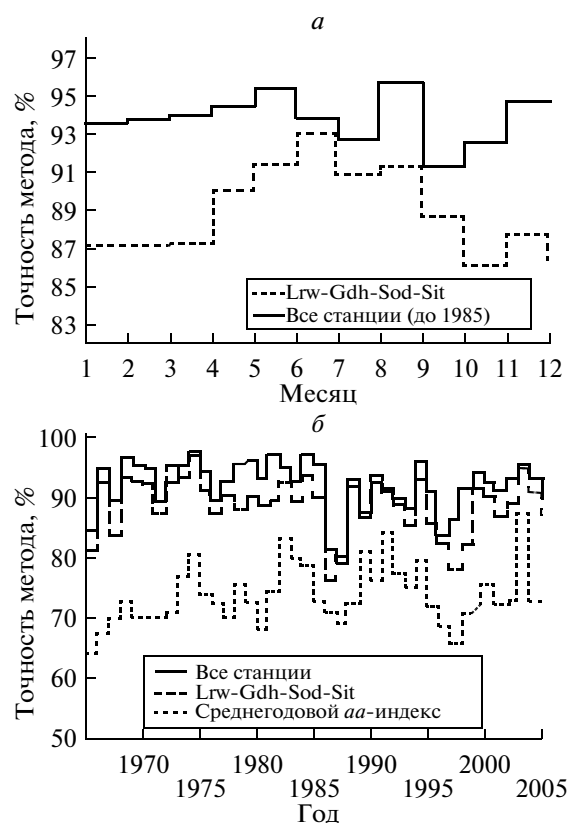


Рис. 5. Среднемесячная точность метода (а); среднегодовые значения точности метода и aa -индекса (б).

Локальные минимумы aa -индекса в основном совпадают со снижением точности метода. Это вызвано уменьшением интенсивности ионосферных токовых систем – падение среднегодовой геомагнитной активности, соответственно, сложнее выделить эффект С-М. Глобальная геомагнитная активность в свою очередь уменьшается в периоды минимума солнечной активности. Поэтому можно предположить, что в спутниковую эпоху в периоды минимума солнечной активности успешность восстановления полярности ММП может снижаться. В целом, с повышением геомагнитной активности точность восстановления полярности растет, за исключением небольшого числа дней с очень большими значениями индекса.

7. ГЕОЭФФЕКТИВНОСТЬ ВОССТАНОВЛЕННОЙ ПОЛЯРНОСТИ ММП

Рассмотрим хорошо известный эффект Расселла-МакФеррона [Russell and McPherron, 1973], объясняющий полугодовую волну геомагнитной активности. Разделим aa -индексы на две группы в соответствии со знаком восстановленной полярности и найдем средние значения для каждого месяца. На всем исследуемом интервале оба мак-

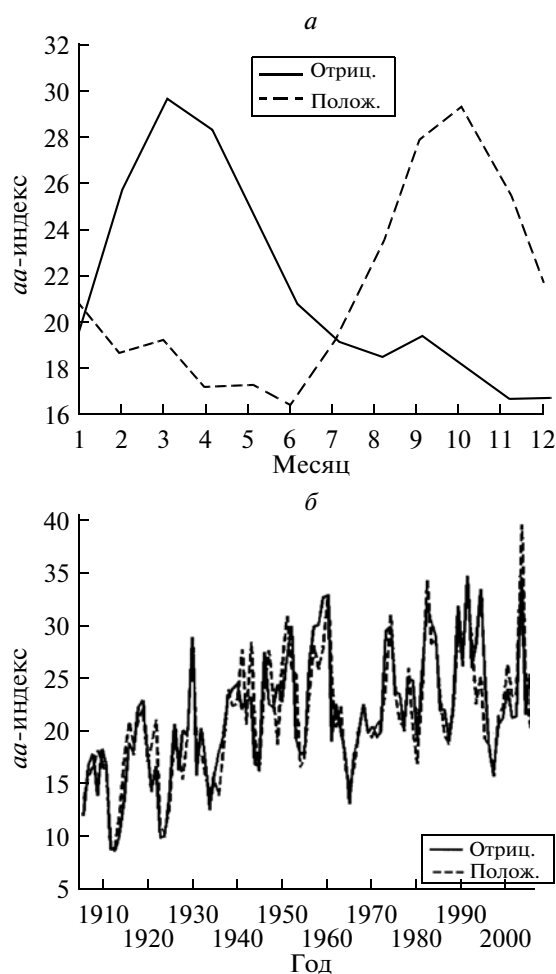


Рис. 6. Среднемесячные значения aa -индекса за период 1905–2005 гг. (а); среднегодовые значения aa -индекса для дней разной полярности (б).

симула отчетливо наблюдаются: весенний, вызванный отрицательной полярностью ММП, и осенний – положительной. Эффект полугодовой волны геомагнитной активности хорошо виден на рис. 6а, представляющем усредненные за период 1905–2005 гг. среднемесячные значения aa -индекса.

Проверим геоэффективность восстановленной полярности, посчитав среднегодовые значения aa -индекса, опять же по отдельности для разных секторов. Согласно спутниковым данным эти значения должны совпадать. В методе Свальгарда, как уже упоминалось ранее, сектора отрицательной полярности определяются в большинстве дней повышенной геомагнитной активности. В нашей работе, так же как и по результатам Веннерстром, в доспутниковую эру геоэффективность секторов практически одинакова (рисунок 6б). Таким образом, в секторной структуре ММП, восстановленной по нашему методу, наблюдается полугодовая волна геомагнитной активности (эффект Рассэлла-МакФеррона) и соблюдается ра-

венство среднегодовой геоэффективности в дни положительной и отрицательной полярности.

8. ВЫВОДЫ

В представленной работе предложена новая техника восстановления среднесуточной полярности ММП. Результаты получены для 1905–2005 годов. В период 1905–1913 гг. точность метода должна составлять порядка 77% верных результатов, как было подсчитано на основе современных данных. В доспутниковые периоды 1914–1925, 1926–1946, 1947–1957 и 1958–1965 точность метода оценивается соответственно в 78%, 89%, 91% и 94%. Точность восстановления отрицательной и положительной полярности практически одинакова, то есть отсутствует излишнее определение той или иной полярности. Наши результаты, демонстрируя высокую точность, аналогичную результатам Веннерстром, и соответствие правилам геоэффективности секторов полярности, были получены по абсолютно иной методике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Мансуров С.М. Новые доказательства связи между магнитными полями в космическом пространстве и Земли // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 9. № 4. С. 768–770. 1969.
- Мансуров С.М. Полярность межпланетного магнитного поля за период 1957–1983 гг. // Препринт 52(526), М.: ИЗМИРАН, С. 29. 1984.
- Friis-Christensen E., Wilhelm J. Polar cap currents for different directions of the interplanetary magnetic field in the Y-Z plane // J. Geophys. Res. V. 80. P. 1248–1260. 1975.
- Russell C.T., McPherron R.L. Semiannual variation of geomagnetic activity // J. Geophys. Res. V. 78. P. 92–108. 1973.
- Russell C.T., Rosenberg R.L. On the limitation of geomagnetic measures of interplanetary magnetic polarity // Solar. Phys. 37. P. 251–256. 1974.
- Svalgaard L. Sector structure of the interplanetary magnetic field and daily variations of the geomagnetic field at high latitudes // Geophys. Paper R-6. Danish Meteorol. Inst. Charlottenlund. Denmark. 1968.
- Svalgaard L. Interplanetary Magnetic-Sector Structure, 1926–1971 // J. Geophys. Res. V. 77. P. 4027–4034. 1972.
- Svalgaard L. On the use of Godhavn H component as an indicator of the interplanetary sector structure // J. Geophys. Res. V. 80. P. 2717–2722. 1975.
- Vennerstroem S., Zieger B., Friis-Christensen E. An improved method of inferring interplanetary sector structure, 1905–present // J. Geophys. Res. V. 106. P. 16011–16020. 2001.
- Wilcox J.M., Svalgaard L., Hedgecock P.C. Comparison of inferred and observed interplanetary magnetic field polarities, 1970–1972 // J. Geophys. Res. V. 80. P. 3685–3688. 1975.