

## ВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ: СРАВНЕНИЕ СПУТНИКОВЫХ И НАЗЕМНЫХ ДАННЫХ

**А.В. Ладынин, А.А. Попова, Н.Н. Семаков**

*Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия*

В ряде больших регионов мира около 15 лет назад в надежде на данные спутниковых измерений были прекращены систематические повторные измерения элементов геомагнитного поля (ГМП) на пунктах векового хода (ПВХ) и повторных станциях (RS). Это привело к потере информации о детальной пространственно-временной структуре поля вековых вариаций (ВВ), так как сеть магнитных обсерваторий (МО) во многих регионах мира, особенно в Сибири, очень редкая, а спутниковые измерения в достаточной мере функцию контроля пространственно-временной структуры ВВ не выполняют. Это показано путем сравнения вековых вариаций ГМП, определенных непосредственно по среднегодовым данным МО и по изменению в районах МО значений компонент ГМП модели IGRF. Обоснована необходимость возобновления регулярных измерений ГМП по системе МО и ПВХ.

*Геомагнитное поле, вековые вариации, спутниковые измерения, модели IGRF, магнитные обсерватории, пункты векового хода.*

### GEOMAGNETIC SECULAR VARIATIONS: SATELLITE AGAINST OBSERVATORY DATA

**A.V. Ladynin, A.A. Popova, and N.N. Semakov**

Systematic monitoring of the geomagnetic field at secular variation and repeated stations were stopped fifteen years ago in many large regions worldwide with the expectation of satellite measurements. Comparison of secular geomagnetic variations estimated directly from mean annual observatory data and those inferred within the limits of the IGRF model from changes of field components measured at observatories shows that much of information is lost because satellite measurements cannot provide the appropriate monitoring of space and time secular variations, and regional networks of magnetic observatories are often scarce, especially in Siberia. Therefore, systematic monitoring of the geomagnetic field by the system of magnetic observatory (MO) and repeated stations (RESISTIVITY) should be resumed.

*Geomagnetic field, secular variations, satellite measurements, IGRF model, magnetic observatory, secular variation stations*

### ВВЕДЕНИЕ

Важный в теории и практике геомагнетизма, магниторазведки, а также навигации регулярный контроль состояния геомагнитного поля (ГМП) долгое время осуществлялся путем непрерывной регистрации ГМП в магнитных обсерваториях (МО), а там, где сеть МО редка, также периодическими (через 5 лет) измерениями на пунктах векового хода (ПВХ) и повторных станциях (RS). Около 40 лет назад стали выполняться магнитные измерения с „низколетящих“ (300—1000 км) спутников [1]. В начале 1990-х годов измерения на ПВХ Сибири, так же как и на повторных станциях (RS) во многих других регионах мира, были прекращены, что обосновывалось надеждой на спутниковые данные. Но эти надежды, как показывает анализ материалов наиболее известного магнитного спутника Magsat [2—4], не оправдываются. Новая спутниковая эпоха началась в 2000 г. запуском серии спутников Oersted, CHAMP, SAC/C (Oersted-2), на которых установлены трехкомпонентные феррозондовые магнитометры и точные системы астроориентации, а также модульные ОВН-магнитометры (работающие на эффекте Оверхаузера). Теперь надежды связываются с перспективой длительной (5 лет) совместной работы спутников CHAMP, SAC/C (Oersted-2). Материалы, изложенные в работах [5—8], показывают, что, по крайней мере, в двух задачах изучения ВВ нельзя полагаться только на спутниковые измерения, это распределение и „западный дрейф“ локальных (с размерами до 2000 км) „фокусов“ ВВ и структура и режим „джерков“ — кратковременных ускорений ВВ.

Спутниковые данные успешно используются при построении глобальных моделей ГМП (IGRF — International Geomagnetic Reference Field, МАП — международное аналитическое поле) [1, 9—11]. Задача изучения структуры ВВ не является приоритетной для спутниковой магнитометрии [3, 4]. Детальное изучение пространственно-временной структуры ВВ предполагает выявление и прослеживание движения локальных фокусов, предположительно обусловленных турбулентными вихрями конвективных течений во внешнем ядре вблизи границы с мантией. Действием этих вихрей объясняется формирование нижне-мантийных термохимических плюмов [12, 13]. Густота сети наблюдений должна обнаруживать фокусы с

размерами порядка расстояния между „горячими точками“ (зонами базальтового магматизма, обусловленного мантийными плюмами [12]). Средние расстояния между соседними МО Сибири превышают минимальные размеры фокусов вековых вариаций ГМП [1]. Недостаточно густой является сеть МО почти везде в мире, кроме Европы, Северной Америки и Японии. Поэтому сеть примерно 230 МО дополнялась до 90-х годов измерениями в ПВХ и на „повторных станциях“ (в мире их число достигало 500, больше всего их было в Канаде, США и СССР, но наибольшая плотность RS имела место в Европе).

Поскольку свертывание программ наблюдений в ПВХ было связано с намечавшимися перспективами исследований структуры ВВ по спутниковым измерениям, первой задачей нашей работы было выяснение реальных возможностей современных спутниковых методов оценки ВВ. Результаты, обосновывающие необходимость возобновления регулярных измерений ГМП по системе МО и ПВХ, обсуждаются в этой статье. Она представляет первую часть цикла. Во второй части, обосновывающей возможность выполнения этих измерений с комплектами феррозондовых *DI*-теодолитов и протонных магнитометров, содержатся результаты решения других задач:

- оценка точности угловых элементов ГМП по измерениям в МО; на этой основе формулируются требования к точности измерений в ПВХ;
- выявление источников ошибок измерений *D* и *I* феррозондовыми теодолитами и выбор технологии измерений, позволяющей минимизировать эти ошибки;
- выбор оптимальной по точности и трудоемкости схемы измерений на ПВХ — распределение измерений во времени, расположение датчиков *T*, *D* и *I* в пределах ПВХ;
- выбор способа приведения данных измерений на ПВХ „к середине года“;
- проверка методики на имитационной модели ПВХ Ключи и в полевых условиях.

#### ПРОБЛЕМА ОЦЕНКИ ВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

Вековые вариации являются одним из элементов пространственно-временной структуры геомагнитного поля. Изучение этих изменений внутреннего поля имеет большое значение в проблеме генерации ГМП. ВВ выявляются путем сравнения регулярных (через 5 лет) повторных измерений ГМП по всей Земле. До эпохи спутников это было сравнение данных измерений в МО и ПВХ. Для этого существует два метода обработки данных:

а) построение карт изопор (разностей значений элементов ГМП между отстоящими на 5 лет эпохами) и сравнение этих карт по ряду 5-летних интервалов;

б) сравнение результатов сферического гармонического анализа (СГА), выявление изменений коэффициентов разложения или характеристик синтетического поля за каждый 5-летний интервал.

Первый метод позволяет выявлять „фокусы“ ВВ — области, ограниченные замкнутыми изопорами, их зарождение, дрейф и распад, а также разделять ВВ на дрейфующую и пространственно стабильную компоненты. Метод имеет ограничения, связанные с неравномерностью распределения МО и ПВХ по поверхности Земли. Изучение ВВ по измерениям в МО и ПВХ (пунктам с фиксированным положением) облегчается тем, что в разностях значений элементов (через 5 лет) исключена статическая часть ГМП, в том числе магнитные аномалии, связанные с неоднородностью верхней части литосферы.

Второй метод позволяет изучать изменение во времени отдельных наборов гармоник разложения, прежде всего первых гармоник, определяющих параметры геомагнитного диполя: модуль магнитного момента, его направление, смещение центра диполя от центра масс Земли. Это своего рода „глобализация“ данных измерений: коэффициенты разложения относятся ко всей Земле и территории с редкой измерительной сетью характеризуются почти на равных с другими. Методом СГА обнаружено регулярное изменение дипольной части ГМП: уменьшение во времени модуля магнитного момента диполя, уменьшение угла между осью диполя и осью вращения Земли, изменение положения центра диполя относительно центра масс Земли. Дипольное поле составляет около 90 % полного поля. В поле ВВ вклад недипольной части в относительном выражении намного больше доли дипольного поля. Это видно из сравнения изменений с увеличением порядка (*n*) учитываемых коэффициентов гармоник главного поля и ВВ [9, 10, 14]. Синтезированные, по данным СГА, карты ГМП и карты изопор разных лет при их сравнении обнаруживают западный дрейф — смещение по поверхности Земли элементов структуры ГМП, в том числе мировых магнитных аномалий (ММА). Но в результатах СГА теряются фокусы ВВ и их дрейф; для их выявления нужны методы анализа, не сглаживающие, как СГА, региональные особенности поля ВВ [15].

Спутниковые измерения (речь идет только о низкоорбитальных спутниках для измерения внутреннего ГМП) сначала были модульными (измеряли *T*). В 1965—1971 гг. измерения *T* выполнялись на спутниках серий POGO (2, 4, 6) и Космос (49, 321). В 1979—1980 гг. (7 месяцев) проводились модульные (*T*) и векторные (*X*, *Y*, *Z*) измерения на самом известном до последнего времени спутнике Magsat. В 1999—2000 гг. векторные измерения выполнялись на спутнике Oersted. В настоящее время идет информация с действующих спутников CHAMP, SAC-C (Oersted-2). Орбиты спутников отличаются по форме

(круговая, эллиптическая), высоте (200—1000 км), наклону к экватору (65—97°), синхронизации по Солнцу: утро—вечер (dusk—down), полдень—полночь (noon—midnight) и др. В зависимости от наклона орбиты измерения покрывают значительные части поверхности над Землей. Спутники имеют оборудование для своего позиционирования, в последние годы это GPS, а при векторных измерениях, кроме того, системы астроориентации датчиков в географической системе координат. Особенно велико значение точной ориентации датчика  $X$ -компоненты по географическому меридиану.

Необходимо уточнить термины. В западной литературе принято называть *векторными* измерения трех компонент ( $X, Y, Z$ ) вектора магнитной индукции земного поля независимо от качества ориентации в системе координат:  $x$  — географический север,  $y$  — восток,  $z$  — вертикаль вниз. Уместнее называть такие измерения *трехкомпонентными* (*компонентными* называются измерения менее 3 компонент), а термин *векторные* относить к измерениям в географических координатах компонент  $X, Y, Z$  или других (например,  $D, I, T$ ), полностью определяющих вектор  $T$ .

Спутники летают в области пространства с большой интенсивностью переменных магнитных полей ионосферных токов, влияние которых необходимо исключать. В полное поле входит, кроме того, переменная по траектории полета составляющая аномального поля литосферы.

Очевидно, что по данным спутниковых измерений нельзя сравнивать значения компонент поля в пространственно фиксированных точках в разное время. Для обработки этих данных применяется метод СГА либо в форме анализа пространственной структуры поля в разные периоды измерений, либо совместного пространственно-временного анализа. В связи с проблемой единственности результатов СГА необходимо обратить внимание на некоторые аспекты аналитического описания структуры ГМП.

Представление геомагнитного потенциала в виде ряда по сферическим функциям предложено К.Ф. Гауссом [16]. Это основа моделей аналитического поля (МАП, IGRF).

Ряд Гаусса предполагает разложение по сферическим полиномам потенциала — гармонической функции; форма ряда выводится из частного решения уравнения Лапласа.

Потенциал не измеряется, принципиальной основой его определения является задача Неймана: потенциал  $U(\rho, \varphi, \lambda)$  — гармоническая функция в некоторой области (внешнем пространстве), восстанавливается по ее нормальной производной, непрерывно заданной на всей границе этой области. Эта граница — сфероидальная поверхность Земли.

Потенциал является аддитивной функцией обратного расстояния,  $U(1/r)$ ; гравитационный потенциал Земли во внешнем пространстве

$$V = G \int_V (1/r) dm.$$

Чтобы это было верно для магнитного потенциала  $U$ , введено понятие магнитных масс.

Для гравитационного поля  $g = V_z = -\partial V/\partial \rho$ , заданного на почти сферической поверхности  $\partial V/\partial \rho = \partial V/\partial n$  ( $n$  — внешняя нормаль к поверхности), условия задачи Неймана выполнены. Для разложения геомагнитного поля достаточно задать вертикальную производную  $Z = -\partial U/\partial \rho$ , а в горизонтальных производных  $X = -\partial U/\rho \partial \varphi$  и  $Y = -\partial U/\rho \cos \varphi \partial \lambda$  нет необходимости. Чтобы определить коэффициенты ряда  $g_{nm}, h_{nm}$  до заданного  $n$ , а их число  $N = n(n+2)$ , нужно задать поле в  $N$  пунктах, желательно равномерно распределенных по сфере. Если пунктов больше, применяется способ наименьших квадратов (СНК). В геомагнетизме число входных данных легко увеличивается втрое добавлением к данным измерений  $Z$  данных  $X$  и  $Y$ .

Как отмечалось выше, МО и ПВХ неравномерно распределены на земной поверхности. Возникает вопрос о единственности разложения (коэффициентов ряда). Единственность представления конкретного набора данных имеет место всегда, но это не единственность оценок параметров геомагнитного поля. Теоретическая единственность в последнем смысле возможна лишь при точном задании поля на всей поверхности.

Проблема единственности приобрела в геомагнетизме новый смысл, когда потребовалось подвергнуть СГА данные модульных спутниковых измерений. Идея метода модульного СГА [17] состоит в подстановке в формулу  $T = (X^2 + Y^2 + Z^2)^{1/2}$  выражения компонент  $X, Y, Z$  в форме ряда Гаусса. Для упрощения решения полученного сложного уравнения используется итерационный метод Дж. Кейна и др. [18]. В качестве начального приближения  $T_0$  принимается одна из предыдущих МАП, а поправки к коэффициентам ряда этой модели  $\Delta g_{nm}, \Delta h_{nm}$  подбираются (способом наименьших квадратов) до совпадения модельных значений  $T = T_0 + \delta T$  с данными спутниковых измерений. Изменения поля  $\delta T$  вводят по линейной дифференциальной формуле

$$\delta T = \delta X (X_0/T_0) + \delta Y (Y_0/T_0) + \delta Z (Z_0/T_0). \quad (1)$$

В (1) модуль вектора вариации  $\delta T$  вычисляется как сумма проекций его компонент на направление вектора  $T_0$ . Поскольку это направление мало отличается от направления вектора дипольного поля, недипольные компоненты вариаций практически не принимаются во внимание. Эта формула может быть получена как полный дифференциал модуля измененного поля  $T$  (исходное поле  $T_0$ ). Количественные различия полного дифференциала  $d T = d X (X_0/T_0) + d Y (Y_0/T_0) + d Z (Z_0/T_0)$  и точных изменений модуля

$$\Delta T = [(X_0 + \delta X)^2 + (Y_0 + \delta Y)^2 + (Z_0 + \delta Z)^2]^{1/2} - T_0 \quad (2)$$

незначительны. Поскольку с этим подходом связана возможность определения по данным СГА значений ВВ, суть проблемы состоит в неоднозначности получаемых оценок ВВ.

Легко показать, что  $\delta T = \delta X (X_0/T_0) + \delta Y (Y_0/T_0) + \delta Z (Z_0/T_0)$  или точные  $\Delta T$  (2) совпадают с модулем ВВ  $T_B = (\delta X^2 + \delta Y^2 + \delta Z^2)^{1/2}$  только в том случае, когда изменения всех компонент вектора  $T$  пропорциональны их значениям. Изменение поля считается линейным (как при изменении масштаба единиц измерения) без изменения направления вектора  $T$ . Постоянство склонения  $D$  и наклонения  $I$  в каждой точке означает неизменность углов ориентировки главного земного диполя. Заложенное в (1) предположение линейности вариаций ГМП означает, таким образом, что они вызваны только изменением модуля магнитного момента земного диполя. Реальные вариации ГМП этому условию, как известно, не соответствуют [1, 3, 4, 10 и др.]. Наиболее показательным в этом отношении сравнение значений  $D$ ,  $I$ ,  $T$  с их вариациями. Нет ни малейшего сходства в соотношениях коэффициентов Гаусса разного порядка между полем и его вариациями [1, 6, 11, 14]. Вариации  $T$  и других силовых элементов совершенно не пропорциональны их значениям на картах, построенных по моделям IGRF или моделям WMM главного поля, вопреки предположению формулы (1), но еще более велики различия распределений на поверхности Земли вариаций  $D$  и  $I$  и их значений [19].

Применение итерационного метода СГА при построении моделей IGRF цепью от одной эпохи к другой создает зависимость моделей друг от друга: „наследуются“ погрешности коэффициентов МАП  $g_{nm}$ ,  $h_{nm}$ , плохо определяются коэффициенты ВВ  $\Delta g_{nm}$ ,  $\Delta h_{nm}$  и вариации недипольного поля, хотя они содержатся в коэффициентах МАП и ВВ, так как заложены в исходной модели. Отмеченные многими исследователями разнообразные погрешности коэффициентов разложения поля  $g_{nm}$ ,  $h_{nm}$  и вариаций  $\dot{g}_{nm}$ ,  $\dot{h}_{nm}$  [3, 5, 20—22] являются следствием вынужденной замены — анализа модуля  $T$ , а не компонент вектора  $T$ .

Итак, по модульным измерениям (по изменению  $T$ ) нельзя однозначно определить, в какой мере изменилась каждая из компонент  $X$ ,  $Y$  и  $Z$ , даже если в исходные данные для СГА включены (в качестве реперов) данные о ВВ по нескольким МО [24]. Оценки ВВ по модульным измерениям предпринимались неоднократно — по данным спутников POGO (1965—1971 гг.), „Космос-49“ (1967 г.) и „Космос-321“ (1970 г.), Magsat (1980 г.) [2—4, 6, 10, 23—24]. Из сравнения спутниковых и обсерваторских оценок ВВ в [3] сделан вывод, что из-за резкого возрастания в результатах СГА модульных спутниковых данных „перпендикулярных“ ошибок недипольных компонент ГМП данные МО являются предпочтительными для построения моделей ВВ.

Первые трехкомпонентные измерения ГМП были выполнены со спутника Magsat. Это не были в полном смысле слова векторные измерения (вместо обычных компонент вектора  $T$  рассматриваются „вертикальная компонента“, компонента „нормальная к магнитному полю“ и модуль вектора) [25 и др.].

Варьирующие характеристики ГМП, относящиеся к фокусам, проявляются в коэффициентах СГА с  $n > 12—18$  (длины волн порядка 2—3 тыс. км). В эту же часть спектра входят региональные аномалии намагниченности литосферы. О точности выделения того и другого, по данным Magsat, свидетельствуют изложенные в [26] материалы сравнения данных измерений по совпадающим трассам Magsat в восточной части Индийского океана от Индонезии до Южно-Индийского хребта. Из работы [27] видно, что неоднородности поля с длинами волн порядка 2000 км различаются по амплитуде на 20—25 % (от полного диапазона изменений около 16 нТл). Сравнение этих аномалий (синтез гармоник с  $n \geq 14$ ), по данным Magsat и Oersted [28], показывает, что они имеют интенсивность порядка  $\pm 5$  нТл, как и различия между моделями по данным измерений на этих спутниках.

Главный источник систематических помех для спутниковых измерений — магнитные поля флуктуирующих токовых систем в ионосфере, где летают спутники. Эти эффекты удается устранить с точностью, приемлемой при построении моделей ГМП, но недостаточной для надежной оценки ВВ. Важен вывод работы [26]: точность измерений с низколетающих спутников лимитируется не аппаратурой, а фоном, создаваемым внешними токовыми системами. Естественный шум много больше инструментальных помех. В [28] на основе анализа данных Oersted, CHAMP и Oersted-2 показано, что использующиеся методы учета магнитосферных эффектов по простым моделям токовых систем оставляют систематические длинноволновые погрешности с амплитудой до 10 нТл.

Надо отметить, что векторные данные (Magsat, Oersted) относятся к широтам до  $\pm 50^\circ$  [10]; на более высоких широтах неэффективны системы ориентации и не удается с приемлемой точностью исключить магнитные эффекты токовых систем в ионосфере.

Оценить точность значений ВВ, получаемых из сравнения моделей IGRF, можно на основе приведенных в [29] характеристик точности этих моделей в разные годы. В последние 20 лет эта точность составляет  $\pm 100$  нТл, когда не было спутников, и  $\pm 50$  нТл в 2000 г. (Oersted). По таким данным можно получить оценки скорости ВВ с точностью не лучше  $\pm 20$  нТл/год. Реальные ВВ во многих регионах, в том числе в фокусах, не превосходят этого значения и вводятся в IGRF только для интерполяции моделей главного поля; они плохо представляют реальные изменения ГМП („very poor model“ [30]).

### СРАВНЕНИЕ ВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ ПО ДАННЫМ ОБСЕРВАТОРИЙ И МОДЕЛЯМ IGRF

Как уже отмечалось, оценка ВВ по данным спутниковых измерений выполняется только путем сравнения аналитических моделей ГМП, построенных по этим данным через некоторые интервалы времени. Это модели IGRF.

Для выявления закономерностей характера ВВ, определенных по данным МО и по моделям IGRF, проведено сравнение соответствующих среднегодовых значений элементов  $D$ ,  $I$ ,  $T$  в интервале 1985—2002 гг. По МО это официальная информация IAGG [29]. По моделям IGRF взяты значения этих элементов в середине каждого года [31]. Для сравнения выбраны девять групп по три МО (см. табл. 1) в районах Южной и Полярной Сибири, Великобритании, Японии, Северного полюса, Канадской и Бразильской мировых аномалий, южной части Индийского океана, Южного полюса.

Таблица 1. Географические характеристики магнитных обсерваторий

Регион	Магнитные обсерватории		Координаты		
	Название местности	Индекс IAGG	Широта	Долгота	Высота, м
			градусы		
ЮС	Екатеринбург	ARS	56,433	58,567	390
	Новосибирск	NVS	55,033	82,900	420
	Иркутск	IRT	52,167	104,45	550
ПС	Диксон	DIK	73,550	80,567	15
	Мыс Челюскина	CCS	77,717	104,283	10
	Тикси	TIK	71,583	129,000	40
ВБ	Lerwick	LER	60,133	-1,183	85
	Eskdalemuir	ESK	55,317	-3,200	245
	Hartland	HAD	51,000	-4,483	95
ЯП	Memambetsu	MMB	43,917	142,200	39
	Kakioka	KAK	36,237	140,183	28
	Kanoya	KNY	31,417	130,883	105
СП	Alert	ALE	82,497	-62,353	60
	Resolute Bay	RES	74,690	-94,895	30
	Cambridge Bay	CBB	69,123	-105,031	20
КА	Baker Lake	BLC	64,318	-96,012	30
	Yellowknife	YKC	62,482	-114,482	198
	Fort Churchill	FCC	58,759	-94,088	15
БА	Vassouras	VSS	-22,400	-43,650	457
	Pilar	PIL	-31,667	-63,883	336
	Trelew	TRW	-43,267	-65,383	30
ИО	Kerguelen	PAF	-49,353	70,262	15
	Crozet	CZT	-46,431	51,860	155
	Amsterdam Island	AMS	-37,796	77,574	48
ЮП	Dumont d'Urville	DRV	-66,667	140,017	30
	Macquarie Island	MCQ	-54,500	158,95	8
	Scott Base	SBA	-77,850	166,783	10

Примечание. Регион: ЮС — Южная Сибирь, ПС — Полярная Сибирь, ВБ — Великобритания, ЯП — Япония, СП — Северный полюс, КА — Канадская аномалия, БА — Бразильская аномалия, ИО — Индийский океан, ЮП — Южный полюс.

Анализировались следующие материалы:

1) графики сравнения по каждой группе МО скоростей вариаций каждого из элементов по данным МО и IGRF ;

2) графики сравнения изменений по каждой МО трех элементов ГМП ( $D, I, T$ ) по данным МО (O) и IGRF (M); это была исходная информация для анализа;

3) графики изменения значений каждого из этих элементов по каждой группе МО; эти материалы использовались для оценки надежности выводов анализа п. 1.

Ввиду большого количества таких графиков часть информации сведена в табл. 2, где для МО указанных регионов приведены средние за 17 лет (1985—2002 гг.) значения ряда характеристик, полученных по среднегодовым значениям элементов ГМП.

Как видим, значения элементов ГМП по данным МО и по моделям IGRF иногда различаются довольно значительно. Особенно это свойственно МО Южного полушария. Причиной различий  $T$  являются в первую очередь магнитные аномалии в местах расположения МО. Эти аномалии в недостаточной мере учитываются аналитическими моделями ГМП ввиду их локального характера. В особенности это справедливо для МО на вулканических островах (Кергелен — PAF, Маккуори — MCQ, Амстердам — AMS) и на побережье Антарктиды (Дюмон-Дервиль — DRV, о. Аргентины — AIA, база Скотта — SBA), где в отличие от МО, расположенных в континентальных регионах, трудно было подобрать места для МО в более или менее спокойном магнитном поле. На участке МО SBA, например, градиенты поля  $T$  превышают 200 нТл/м [29].

Таблица 2. Элементы ГМП и их ВВ в среднем за 17 лет по данным МО разных регионов

Регион	МО	IGRF	IGRF—МО	IGRF	IGRF—МО	IGRF—МО	IGRF	IGRF—МО	IGRF—МО	IGRF	IGRF—МО
		$T$		ВВ— $T$		$D$	ВВ— $D$		$I$	ВВ— $I$	
ЮС	IRT	60314	88	12	1	-0,188	0,001	0,010	0,065	0,035	0,006
	NVS	59090	-55	18	-3	0,498	0,022	0,013	0,135	0,027	0,002
	ARS	54951	<b>-475</b>	21	-4	0,927	0,049	0,009	-0,133	0,021	-0,001
ПС	DIK	58710	<b>257</b>	-8	-8	0,712	0,104	0,037	-0,152	0,029	-0,001
	CCS	58901	103	-20	<b>-14</b>	<b>1,855</b>	0,001	0,051	-0,073	0,025	-0,004
	TIK	59779	107	-19	-6	<b>1,715</b>	-0,089	-0,049	-0,019	0,025	<b>0,006</b>
ВБ	LER	50360	24	17	-4	-0,691	0,153	-0,004	-0,183	0,008	0,000
	ESK	49212	65	18	-3	-0,011	0,151	-0,003	0,002	0,003	0,000
	HAD	48004	-48	17	-2	-0,131	0,148	-0,001	-0,126	-0,002	0,001
ЯП	MMB	49453	82	24	3	-0,231	-0,029	-0,008	<b>-0,314</b>	0,041	<b>0,007</b>
	KAK	46335	87	25	5	-0,051	-0,025	-0,005	0,069	0,044	<b>0,006</b>
	KNY	46299	58	26	7	-0,045	-0,022	-0,003	0,017	0,048	<b>0,007</b>
СП	ALE	55888	171	-14	2	0,366	<b>0,508</b>	<b>-0,075</b>	-0,104	0,010	0,001
	RES	58136	-41	-27	-3	<b>-4,031</b>	<b>1,252</b>	-0,044	0,004	-0,038	0,007
	СВВ	59582	-59	-39	0	<b>2,238</b>	<b>-0,669</b>	-0,023	0,026	-0,035	<b>0,006</b>
КА	BLC	60312	106	-54	1	0,136	-0,184	0,004	0,155	-0,054	<b>0,006</b>
	YKC	60095	<b>233</b>	-50	-4	0,712	-0,344	0,008	-0,016	-0,023	0,004
	FCC	60660	<b>280</b>	-69	2	-0,506	-0,128	0,001	-0,083	-0,053	0,005
БА	PIL	-23920	18	47	2	0,086	-0,150	-0,001	0,070	<b>-0,126</b>	0,001
	TRW	-26967	-39	62	-4	0,019	-0,104	0,010	-0,044	<b>-0,075</b>	-0,001
	VSS	-23559	50	20	-2	0,055	-0,091	-0,004	-0,010	<b>-0,291</b>	0,001
ИО	PAF	-48110	<b>361</b>	-5	4	-0,820	-0,164	-0,006	-0,232	-0,039	0,005
	CZT	-37895	<b>-717</b>	-12	2	-0,637	-0,207	0,021	<b>1,826</b>	-0,010	0,003
	AMS	-49713	<b>1827</b>	-47	4	<b>2,810</b>	-0,055	-0,008	<b>0,939</b>	-0,068	0,000
ЮП	DRV	-66778	<b>2866</b>	22	-2	-0,800	<b>-0,463</b>	<b>0,222</b>	-0,080	0,020	0,005
	MCQ	-64879	<b>-234</b>	22	-3	0,469	0,079	-0,007	<b>-0,222</b>	0,003	0,000
	SBA	-63476	<b>3965</b>	46	-4	<b>-10,595</b>	-0,061	0,020	<b>-0,769</b>	0,036	0,005

Примечание. В столбцах IGRF содержатся данные по моделям поля и вариаций по моделям IGRF, в столбцах IGRF—МО — разности между данными этих моделей и обсерваторий. Приведены значения  $T$  и разности значений элементов поля  $T, D, I$ , значения вариаций этих элементов (ВВ) и их разности по моделям IGRF и МО. Значения  $T$  в Южном полушарии даны со знаком минус. Пояснения в тексте.

На площадках МО континентальных регионов не должно быть локальных магнитных аномалий по техническим условиям организации МО, но могут иметь место более или менее обширные региональные аномалии. Они должны находить отражение в модельном поле, и тем лучше, чем больше размеры аномалий и длиннее ряд Гаусса. Размеры аномалий со временем не меняются, а длина ряда по мере повышения точности данных измерений увеличивается. В рассматриваемом интервале времени такое увеличение длины ряда с  $n = 10$  до  $n = 29$  произошло в 2000 г. [10, 30] и до  $n = 49$  в 2002 г. (модель  $CO^{2+}$ ). Можно было ожидать, что хотя бы по некоторым континентальным МО указанные расхождения уменьшатся. Однако этого нигде не обнаружено. Так что, скорее всего, причины расхождений связаны с несовершенством моделей IGRF. Некоторые расхождения связаны с погрешностями измерений в МО; в первую очередь это относится к трем северным сибирским МО. В одной из них (МО CCS) обнаружено значительное отличие от моделей IGRF по средней за 17 лет скорости вариаций  $T$  (14 нТл/год); по большинству МО это различие меньше 5 нТл/год. Это и другие (по  $D$  и  $I$ ) различия, а также большие средние скорости вариаций  $D$  и  $I$  выделены в табл. 2 жирным шрифтом.

Большие различия  $D$  выявлены в двух МО Канады и в двух МО Полярной Сибири, что, вероятно, связано с близостью их к Северному магнитному полюсу, а также в двух МО юга Индийского океана (AMS и, особенно, SBA). Большие различия  $I$  между данными МО и моделями IGRF отмечаются только по трем МО Бразильской аномалии, близким к магнитному экватору.

Данные столбцов IGRF — МО относительно полей  $T, D, I$  могут быть использованы для приведения уровней МО к уровням моделей IGRF в месте МО с целью повышения точности аналитических моделей ГМП за счет более эффективного введения в процедуру их построения данных по магнитным обсерваториям. Этот вопрос выходит за пределы тематики статьи; к нему мы надеемся вернуться позже.

Сравнение осредненных за 17 лет вариаций показывает хорошее согласие данных МО и IGRF по большинству МО разных регионов. По вариациям  $T$  расхождение обычно не превышает 5 нТл, кроме МО севера Сибири. Значительное различие по средним скоростям вариаций  $D$  (более  $0,22^\circ$ ) имеет место в близкой к Южному магнитному полюсу МО DRV на побережье Антарктиды, где велико и значение средней скорости вариаций  $D$  ( $0,46$  град/год). По средней скорости вариации  $I$  по данным МО и моделям IGRF практически одинаковы, существенные различия в скоростях вариаций  $I$  отмечены только по всем японским и двум канадским МО, а также по МО ТИК на севере Сибири.

Можно сказать, что средние за сравнительно большое время (17 лет) вариации ГМП определяются по моделям IGRF и, следовательно, по спутниковым данным с точностью, вполне приемлемой для построения самих аналитических моделей поля. Реальные расхождения много больше, и они обнаруживают важные закономерности. Их проследить можно на упомянутых выше графиках.

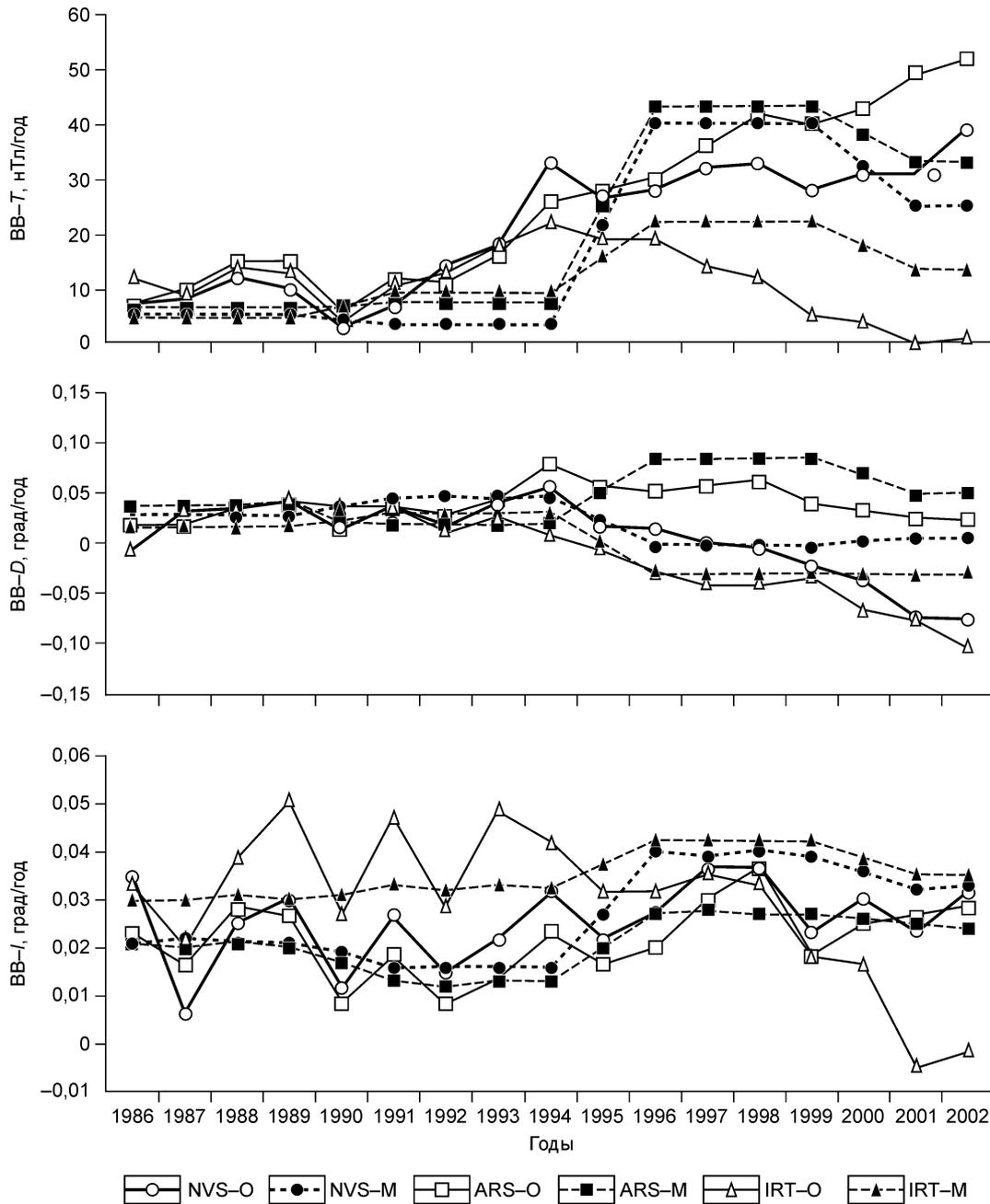
На рис. 1 приведены вариации  $T, D, I$  по МО Южной Сибири. Обращает внимание различие режима вариаций до и после 1994 г. До 1994 г. вариации  $T$  и  $D$  довольно слабые, их скорость близка по всем трем МО, а данные МО и IGRF близки. В это время вариации  $I$  обнаруживают значительные колебания с периодом около 2 лет, синхронные на всех МО. После 1994 г. картина меняется: скорость вариаций  $T$  в 3—4 раза возрастает в МО ARS и NVS, но мало меняется в МО IRT. Кривые  $D$  тоже расходятся, а кривые  $I$  сближаются.

Аналогичная картина отмечена по МО Великобритании (рис. 2) и, менее отчетливо, по МО Северной Сибири. Из сравнения рис. 1 и 2 видна не только общность характера вариаций (по МО) в целом, но и отсутствующее на юге Сибири значительное возрастание в 1994—1996 гг. скорости вариаций  $D$  в Великобритании. Общими являются фазы 2-, 4-летних периодических колебаний  $T$  и  $I$  при некотором различии амплитуд и средних уровней. В кривых вариаций по моделям IGRF этих колебаний нет, есть только разные по амплитуде ступени 1994—1996 гг.

На рис. 3 приведены вариации  $T, D, I$ , на трех МО Японии. Видно, что модели IGRF приближенно выявляют только их средний уровень. Детали кривых по МО очень интересны прежде всего своей синхронностью по всем МО. Интересна также латеральная закономерность, которая обнаруживается при сравнении рис. 1, 2 и 3. Скорость вариации  $T$  в МО Великобритании с 1993 г. почти линейно растет со временем; эта тенденция прослеживается по двум западным МО Южной Сибири (ARS и NVS), в МО IRT с 1994 г. скорость уменьшается. С 1995 г. уменьшение скорости вариаций  $T$  отмечается по всем МО Японии, но втрое большее, чем в МО IRT. Кривые по IGRF этого тренда не замечают, как и периодических флуктуаций  $T$ , обратных по фазе периодическим колебаниям в Сибири и Великобритании. Изменения скорости вариаций  $D$  и  $I$  в Японии начались с 1998 г. Знаки этих изменений противоположны;  $D$  растет

Таблица 3. СКВ-разности элементов ГМП по данным CHAMP: реальных и модели [36]

Широта	$N$	$\varepsilon X$	$\varepsilon Y$	$\varepsilon Z$	$\varepsilon T$
Менее $50^\circ$	343 270	7,1	5,6	5,5	4,5
Более $50^\circ$	316 400	19,7	14,5	8,4	8,0

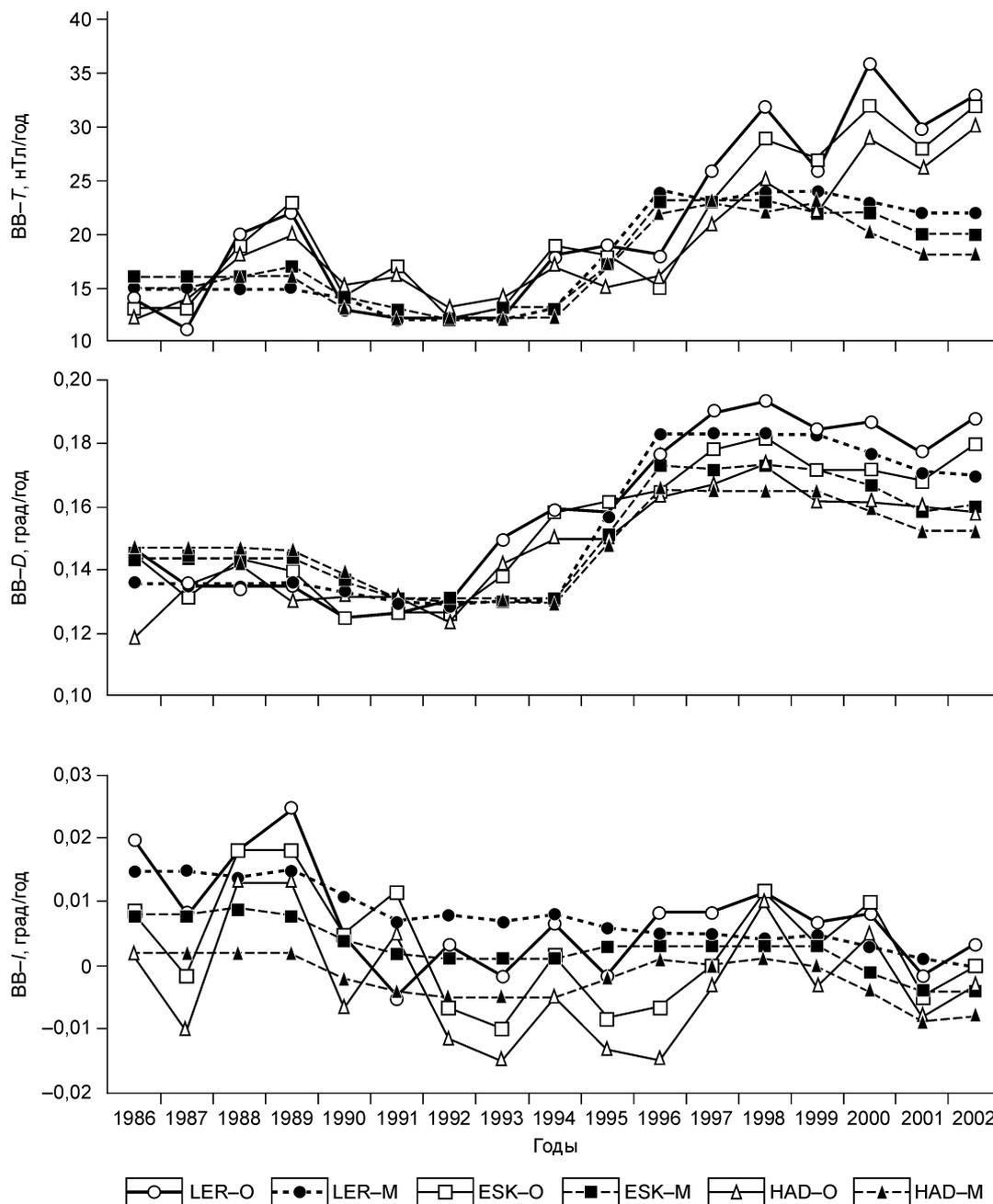


**Рис. 1. Вариации ГМП по МО Южной Сибири.**

Здесь и далее после индекса магнитной обсерватории: О — по данным МО, М — по моделям IGRF.

(на севере Японии быстрее, чем на юге), а  $I$  уменьшается с одинаковой скоростью по всем МО. Кривые по IGRF этих особенностей не отмечают. На кривых изменений во времени приведенных значений  $T$ ,  $D$ ,  $I$  (приведение состояло в исключении средних за 17 лет значений этих элементов) наблюдаются соответствующие отмеченным закономерностям отклонения, наибольшие для  $T$ . Если до 1998 г. кривые по МО и IGRF идут почти прямолинейно и параллельно, то после этого года различие между ними плавно возрастает по разным МО на 80—130 нТл при росте  $T$  примерно на 450 нТл.

В Канаде на полярных МО (рис. 4) вариации  $T$ , оставаясь на уровне 20—40 нТл/год до 1994 г., почти так же, как и на юге Сибири, позже увеличиваются. Только в МО СВВ в 1995—1997 гг. выявлен глубокий минимум (до  $-75$  нТл/год), не нашедший отражения в моделях IGRF. На этом же рисунке надо обратить внимание на величину и различие скоростей вариаций  $D$ : на небольшой территории диапазон скорости



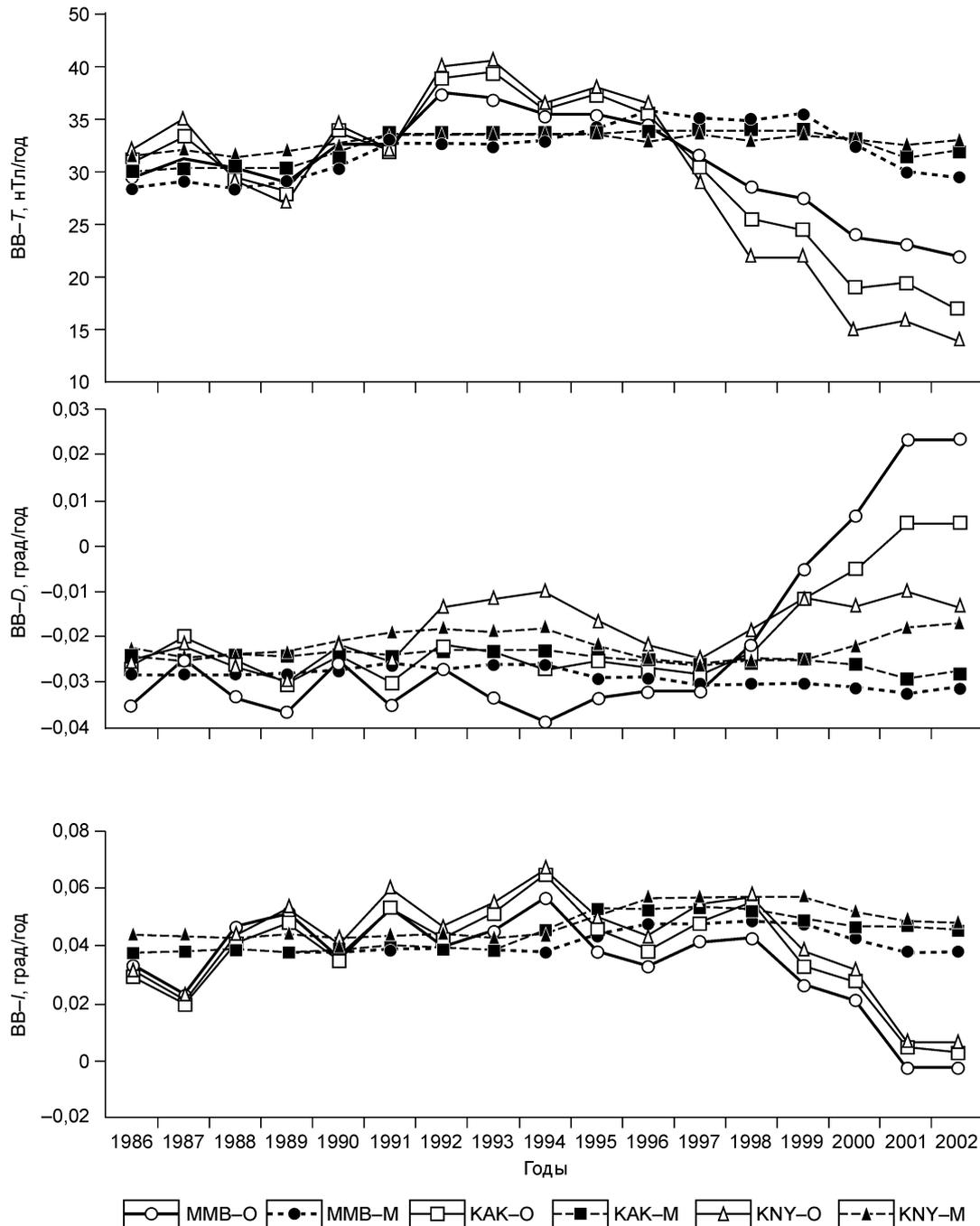
**Рис. 2. Вариации ГМП по МО Великобритании.**

меняется от  $(-0,5—1,0)$  град/год в МО СВВ до  $1—2$  град/год в МО RES. МО района Северного магнитного полюса характеризуются наиболее интенсивными вариациями склонения (см. также табл. 2).

Как пример хорошего согласия вариаций в группе МО на рис. 5 приведены данные по МО южной части Индийского океана (правда, эти МО расположены довольно компактно, см. табл. 1).

В интервале 1994—1996 гг. на кривых ВВ по моделям IGRF во многих МО разных групп отмечены ступени разной высоты (примеры см. на приведенных рисунках). На ряде графиков отмечаются 2-, 4-летние флуктуации на кривых по данным МО. Во всех случаях вариации по моделям IGRF таких явлений не фиксируют.

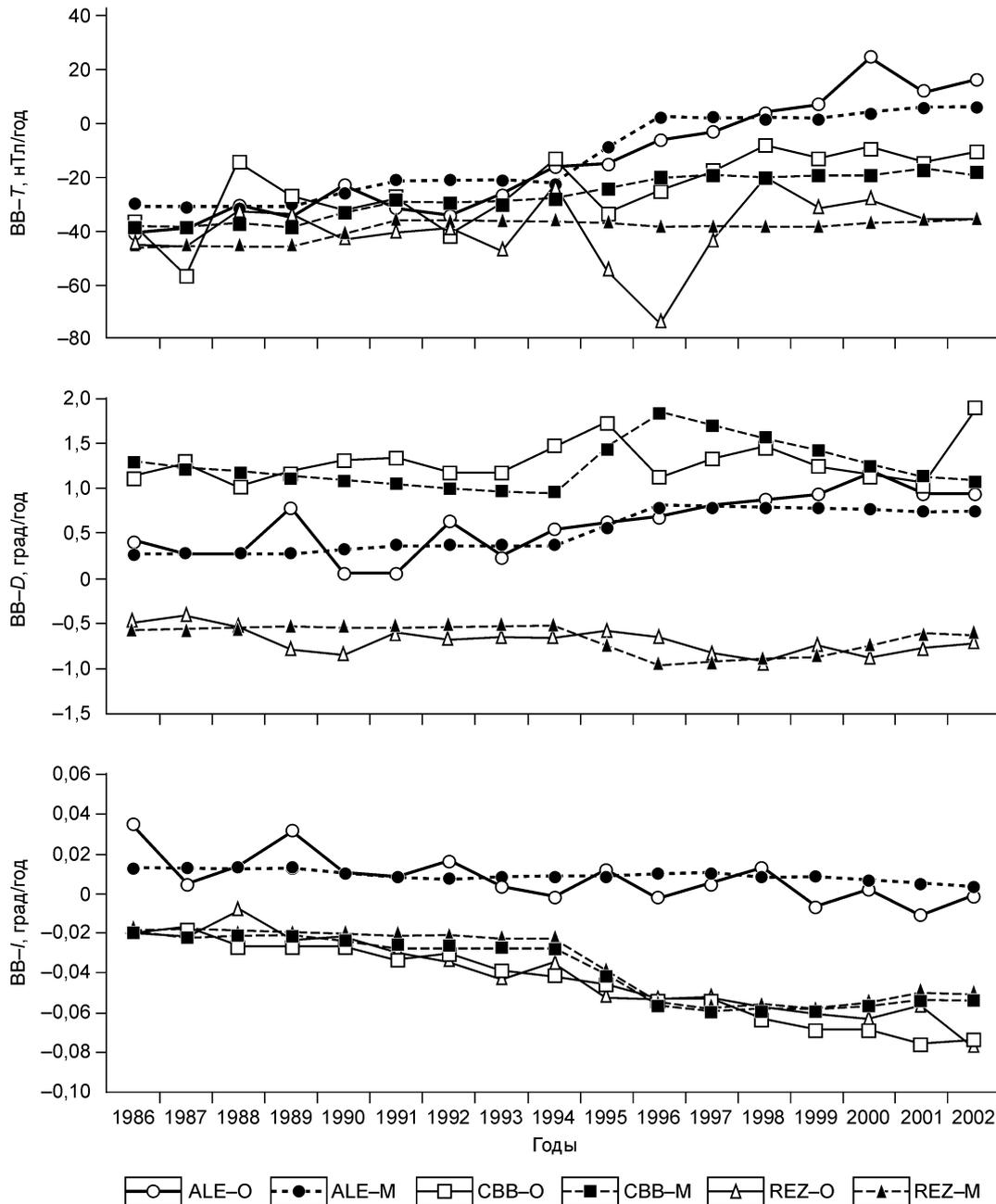
В последнее время длительное функционирование системы спутников Oersted, CHAMP и SAC-C (Oersted-2) дало возможность прямого моделирования ВВ в форме коэффициентов разложения Гаусса (а не только вычислением их по разности моделей ГМП). Такую оценку ВВ на интервал времени с центром 01.07.2002 предприняли специалисты Геофизического исследовательского центра в Потсдаме, ведущие



**Рис. 3. Вариации ГМП по МО Японии.**

программу CHAMP [32]. Модель представляла векторные данные Oersted и CHAMP и включала коэффициенты Гаусса: ГМП до 15 степени, ВВ — до степени 15 и изменения в скорости ВВ — до степени 10. Таким образом, длина волны наименьших латеральных неоднородностей ВВ составляет 2400 км. (Приведенные выше данные о распределении ВВ внутри групп МО показывают, что заметные изменения имеют место на меньших расстояниях.) В табл. 3 приведены по [32] оценки среднеквадратических отклонений (в нанотеслах) реальных характеристик от модели (до степени 13) для большого числа ( $N$ ) точек по данным измерений на спутнике CHAMP в 2001—2002 гг.

Погрешности элементов  $Z$  и  $T$  дают, например, для условий Южной Сибири, погрешности  $I$  около  $0,008^\circ$ , что превышает расхождения между данными МО и моделями IGRF (см. табл. 2). Большие погрешности  $X$  и  $Y$  на широтах более  $50^\circ$  при небольших, по сравнению с  $Z$ , значениях этих элементов дают



**Рис. 4. Вариации ГМП по МО района Северного магнитного полюса.**

погрешности  $D$  порядка  $0,03^\circ$  (вся территория Сибири лежит в этом поясе). Только по пяти МО вблизи полюсов отличия вариаций  $D$  по МО и IGRF больше этого значения, выделенного в табл. 2 жирным шрифтом.

Итак, материалы обработки данных спутниковых измерений в настоящее время не позволяют выявить многие закономерности ВВ, которые обнаруживаются при анализе данных МО. Вполне вероятно, что с повышением качества наблюдений в МО может увеличиться вклад их материалов в общую базу данных для построения моделей ВВ по комплексу спутниковых данных с данными МО и ПВХ. В настоящее время работают около 230 из более 300 МО, функционировавших на Земле в XX в. [33]. Из них в систему Intermagnet [34], всемирную сеть МО с выдачей через Интернет поминутных данных, входит около 90 МО (из Сибири только МО IRT). Обсерватории Intermagnet, которые эффективно используются в комплексе со спутниковыми данными для построения моделей ГМП и ВВ, распределены по поверхности Земли очень неравномерно: высока их плотность в Европе, Северной Америке и Юго-Восточной Азии.

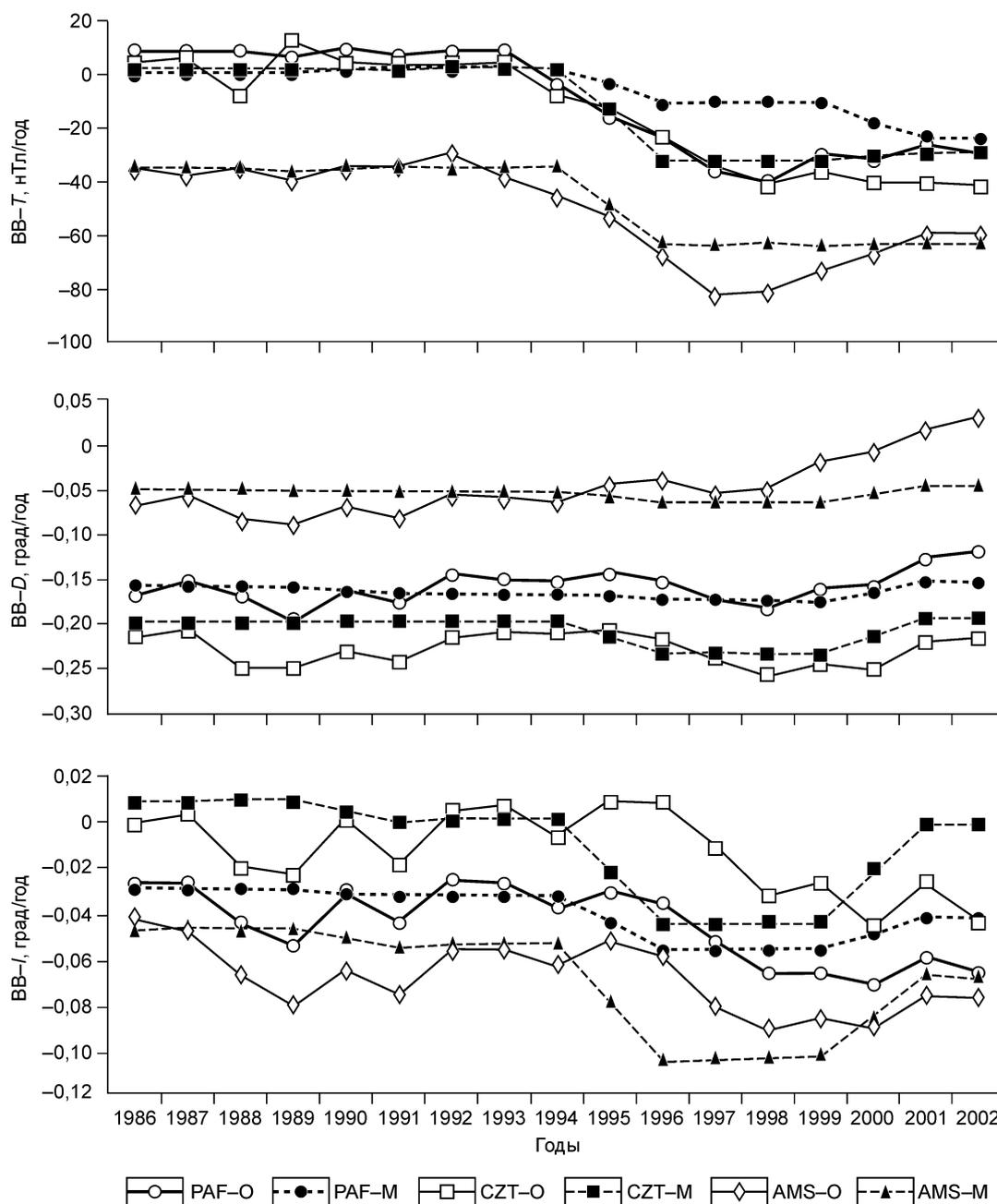


Рис. 5. Вариации ГМП по МО южной части Индийского океана.

Очень мало МО в континентальной Азии, особенно в Сибири. Но в анализах спутниковых данных (в том числе Oersted, CHAMP) для построения моделей ГМП и моделей ВВ используются данные лишь малой части МО даже из входящих в Intermagnet.

Бытовавшая надежда, что спутниковые данные могут почти полностью заменить данные МО, привела не только к резкому сокращению регулярных наблюдений на ПВХ и „повторных станциях“, но и к закрытию ряда МО в начале 90-х годов; на других не модернизируется оборудование и системы наблюдений. Плохо обстоят дела в России, особенно в Сибири, где сеть МО всегда была весьма редкой, а в настоящее время большинство МО по причинам скудного финансирования и разной ведомственной принадлежности или прекратили работу, или близки к этому.

Приведенные результаты показывают, что без достаточно плотной сети МО невозможно надежно регистрировать важные элементы пространственно-временной структуры ВВ. Минимальная плотность сети наблюдений ГМП для изучения структуры ВВ составляет примерно 1 пункт на 10—20 тыс. км<sup>2</sup>, т. е.

максимальное расстояние между пунктами должно составлять 1—1,5 тыс. км. На территории Сибири и Дальнего Востока требуется не менее 50—100 таких пунктов. Ясно, что такого количества обсерваторий не будет даже в очень отдаленной перспективе. Основную часть сети должны составлять ПВХ. Раньше восточнее Урала было более 60 ПВХ. Большинство их можно восстановить. Приведенные выше результаты анализа временной структуры вариаций по данным МО показывают, что измерения в ПВХ должны быть ежегодными, максимум через 2 года, а не через 5 лет, как раньше. Это потребует больше средств, но может быть лучше организовано, если такую работу будет выполнять специальная исследовательская группа.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Свертывание в начале 90-х годов наблюдений по системе ПВХ (повторных станций), что обосновывалось надеждами на спутниковые измерения, не оправдавшимися в достаточной мере, было ошибочным решением. В настоящее время, когда на орбитах работают несколько геомагнитных спутников, стало ясно, что получаемая информация недостаточна для детального изучения пространственно-временной структуры вековых вариаций ГМП. Повторные станции в США, Канаде, Великобритании возвращаются в строй; в ряде стран проводятся векторные измерения на разовой основе или с малым числом повторений для уточнения моделей поля [35]. Для России, обширные территории которой, особенно в азиатской части, имеют весьма редкую сеть магнитных обсерваторий, назрела настоятельная необходимость восстановления системы ПВХ.

Этот вывод обоснован следующими результатами работы.

1. По большинству МО установлено неудовлетворительное соответствие между вариациями элементов  $T$ ,  $D$ ,  $I$  по данным МО и вычисленными в них разностями среднегодовых значений этих элементов по моделям IGRF. Причина в том, что модели IGRF основываются по преимуществу на спутниковых данных и в недостаточной мере используют информацию МО.

2. Выявлены (по данным МО) значительные флуктуации ГМП с периодами 2—4 года, которые совершенно не отражены в модельных кривых. Их выявление по спутниковым данным возможно при полном учете материалов всех МО, сеть которых, ввиду малой плотности во многих районах, в том числе континентальных, и особенно в Сибири, нуждается в дополнении повторными станциями (ПВХ).

Авторы выражают благодарность С.Ю. Хомутову за содействие, а также рецензентам статьи В.И. Уткину и А.Д. Дучкову за ценные замечания, позволившие улучшить изложение материала.

Работа выполнена при поддержке Минобробразования России (грант E02-8,0-39).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. **Бенькова Н.П., Пушков А.Н.** Магнитное поле Земли // Итоги науки и техники. Геомагнетизм и высокие слои атмосферы, 1980, т. 5, с. 5—95.
2. **Cain J.C., Fraser J., Muth L., Schmitz D.** The use of Magsat data to determine secular variation // *J. Geophys. Res.*, 1983, v. 88, p. 5903—5910.
3. **Barracough D.R.** A comparison of satellite and observatory estimates of geomagnetic secular variation // *J. Geophys. Res.*, 1985, v. 90, p. 2523—2526.
4. **Barracough D.R.** Spherical harmonic analysis of the geomagnetic secular variation. A review of methods // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1976, v. 12, p. 365—387.
5. **Lowes F.J.** An estimate of the errors of the IGRF/DGRF fields 1945—2000 // *Earth, Planets and Space*, 2000, v. 52, № 12, p. 1207—1211.
6. **Калинин Ю.Д.** Вековые геомагнитные вариации. Новосибирск, Наука, 1984, 160 с.
7. **Allredge L.R.** A discussion of impulses and jerks in the geomagnetic field // *J. Geophys. Res.*, 1984, v. B89, p. 4403—4412.
8. **Kerridge D.J., Barracough D.R.** Evidence for geomagnetic jerks from 1931 to 1971 // *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1985, v. 39, p. 228—236.
9. **Peddie N.W., Fabiano E.B.** A proposed International Geomagnetic Reference Field for the 1965—1985 // *J. Geomagn. Geoelectr.*, 1982, v. 34, p. 357—364.
10. **Olsen N.** A model of the geomagnetic field and its secular variation for epoch 2000 estimated for Oersted data // *Geophys. J. Int.*, 2002, v. 149, № 2, p. 454—462.
11. **The 9th Generation International Geomagnetic Reference Field.** IAGA Division V-MOD, Geomagnetic field modelling: IGRF proper use, 2003.
12. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика, 2-е изд. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2001, 409 с.
13. **Stevenson D.J., Spohn T., Schubert G.** Magnetism and thermal evolution of the terrestrial planets // *Icarus*, 1983, v. 54, № 3, p. 466—489.

14. **Яновский Б.М.** Земной магнетизм. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1979, 592 с.
15. **Бенькова Н.П., Головков В.П., Черевко Т.Н.** Об оценке западного дрейфа геомагнитного поля // Геомагнетизм и аэрoномия, 1979, т. 19, № 3, с. 579—581.
16. **Гаусс К.Ф.** Общая теория земного магнетизма // Карл Фридрих Гаусс. Избранные труды по земному магнетизму. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 76—145.
17. **Zmuda A.A.** A method for analyzing values of scalar magnetic intensity // J. Geophys. Res., 1958, v. 63, № 3, p. 477—490.
18. **Cain J.C., Hendricks S.J., Langel R.A., Hudson W.V.** A proposed model for the International Geomagnetic Reference Field, 1965 // J. Geomagn. Geoelec., 1967, v. 19, № 3, p. 335—355.
19. [www.geomag.bgs.ac.uk/earthmag.html](http://www.geomag.bgs.ac.uk/earthmag.html) or [www.bgs.ac.uk/images/charts/jpg](http://www.bgs.ac.uk/images/charts/jpg)
20. **Lowes F.J.** Vector errors in spherical harmonic analysis of scalar data // Geophys. J. R. Astron. Soc., 1975, v. 42, № 2, p. 637—651.
21. **Пушков А.Н.** К возможности определения вековой вариации компонент геомагнитного поля по распределению вариаций модуля полного вектора // Геомагнетизм и аэрoномия, 1972, т. 12, № 3, с. 519—523.
22. **Backus G.E.** Non-uniqueness of the external geomagnetic field determined by surface intensity measurements // Geophys. Res. Lett., 1974, v. 1, № 1, p. 21.
23. **Cain J.C., Schmitz D.R.** Geomagnetic spherical harmonic analyses. 1. Techniques // J. Geophys. Res., 1983, v. B88, № 2, p. 1222—1228.
24. **Долгинов Ш.Ш., Ивченко М.П., Орлов В.П. и др.** Вековая вариация геомагнитного поля эпохи 1965—1970 гг. по данным обсерваторий и спутников // Геомагнетизм и аэрoномия, 1972, т. 12, № 3, с. 503—512.
25. **Langel R.A., Estes R.H.** The near-Earth magnetic field at 1980 determined from Magsat data // J. Geophys. Res., 1985, v. 90, № B3, p. 2495—2509.
26. **Langlais B., Manda M., Ulte-Guerard P.** High-resolution magnetic field modelling: application to MAGSAT and Oersted data // Phys. Earth and Plan. Inter., 2003, v. 135, p. 77—91.
27. **Sailor R.V., Lazarevicz A.R., Brammer R.F.** Spatial resolution and repeatability of Magsat crustal anomaly data over the Indian ocean // Geophys. Res. Lett., 1982, v. 9, p. 289—292.
28. **Olsen N., Sabaka T.J., Thiffner-Clausen L.** Determination of the IGRF 2000 model // Earth Planets Space, 2000, v. 52, p. 1175—1182.
29. [www.geomag.bgs.ac.uk/cgi-bin/means](http://www.geomag.bgs.ac.uk/cgi-bin/means)
30. **Lowes F.J.** The International Geomagnetic Reference Field: A „health“ warning. IAGA Division V-MOD Geomagnetic field modelling: IGRF proper use, 2003.
31. [www.ngdc.noaa.gov/seg/geomag/jsp/struts/calcPointIGRF](http://www.ngdc.noaa.gov/seg/geomag/jsp/struts/calcPointIGRF)
32. **Maus S., Lühr H., Rother M., Mai W.** Information on GFZ candidate model for SV-2002.5 // Geoforschungszentrum Potsdam, IGRF-0005-4, 2002.
33. **List of observatories by name.** [www.cept.ipsl.fr/~isgi/obser1.html](http://www.cept.ipsl.fr/~isgi/obser1.html).
34. **Kerridge D.** Intermagnet: worldwide near-real-time geomagnetic observatory data // Proceedings of the Workshop on Space Weather, ESTEC, 2001.
35. **Macmillan S.** World Data Centre repeat station data collection and use of these data in global modeling. European Repeat Station Workshop at Niemegk Observatory 20—21 February 2003. [www.gfz-potsdam.de/geomag/repstat/lect\\_gb/frameset.html](http://www.gfz-potsdam.de/geomag/repstat/lect_gb/frameset.html)

*Рекомендована к печати 22 апреля 2005 г.  
А.Д. Дучковым*

*Поступила в редакцию 20 октября 2004 г.,  
после доработки — 6 апреля 2005 г.*