

## Дипольные источники главного геомагнитного поля

А.В. Ладынин

НГУ, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия;

### Аннотация

Изложены результаты оценок параметров 15 произвольных диполей, в совокупности представляющих главное геомагнитное поле (ГГМП) с целью получения информации о распределении источников ГГМП внутри Земли в форме диполей произвольного положения и значения вектора магнитного момента.

Для адекватной оценки полученных результатов приводятся сведения о методе их получения: модель эксцентричного диполя и вывод исходных формул для компонент магнитного поля произвольного диполя; описание методики оценки параметров таких диполей – вычислительная схема и метод оптимизации; необходимые ограничения на параметры диполей и обоснование выбора начальных значений в оптимизационном подборе параметров.

Результаты представляют собой карту размещения центров диполей и их северных осевых полюсов для эпох 1955 и 2005 гг., графики изменения за 50 лет всех 6 параметров 15 диполей. Большинство центров диполей размещаются в нижней мантии.

Обсуждение результатов привело к предположению о существовании в нижней мантии токовых систем, создающих дипольные магнитные поля. Эти токи могут обеспечиваться высокой проводимостью компонента мантии – вюстита, который на глубинах 1000–2200 км переходит в низкоспиновое состояние железа с повышением плотности и электропроводности.

*Ключевые слова:* главное геомагнитное поле, эксцентричные диполи, неустойчивость дипольного представления, начальные значения, ограничения, расположение диполей; вюстит, системы токов в нижней мантии.

### Введение

В истории геомагнетизма неоднократно предпринимались попытки представить главное геомагнитное поле (ГГМП) суммой полей системы эксцентричных диполей. Теоретическая возможность такого представления известна. Хотя диполь применительно к главному магнитному полю является математической абстракцией, моделью, физическими источниками дипольных полей служат вихревые токи в недрах Земли. Главный геомагнитный диполь представляет систему вихревых токов во внешнем ядре. Они распределены вокруг внутреннего ядра в форме соленидов, которые ориентированы почти по оси вращения Земли с противоположными направлениями линий тока в северном и южном полушариях [Jacobs, 1987].

Дипольное представление геомагнитного поля преследовало две цели.

Первая – это аналитическое описание гладкими функциями поля, измеренного разнообразными системами дискретных наблюдений (обсерватории, пункты векового хода, наземные, аэромагнитные, морские съемки и спутниковые измерения). В этом качестве дипольное представление использовалось наряду со сферическим гармоническим анализом – некоторое время, пока точность ряда Гаусса была невелика, и описание поля системой диполей давало такую же точность [Кропачев, Колесова, 1967; Колесова, 1985]. В таком описании не имела большого значения ориентировка каждого диполя, поэтому довольно широко использовалась система простых радиальных (вертикальных) диполей [Пудовкин и др., 1968; Яновский, 1978; Колесова, 1985]. В настоящее время более сложное дипольное описание ГГМП не может

конкурировать по точности со сферическим гармоническим анализом, и интерес к нему в этом качестве угас.

Вторая цель – это описание источников ГГМП, их распределения внутри Земли в форме диполей произвольного положения, значения и ориентировки вектора магнитного момента. Данная работа выполнялась с этой целью.

Практически описание ГГМП совокупностью полей диполей сталкивается с проблемой некорректности решения задачи посредством многопараметрического оптимизационного подбора. Для описания каждого диполя требуются шесть параметров, определяющих координаты его центра, значение и элементы ориентировки вектора магнитного момента. До последнего времени задача осложнялась, кроме того, отсутствием удобных формул для вычисления компонент магнитного поля эксцентричного диполя на земной поверхности, что необходимо для сравнения полей совокупности диполей с геомагнитным полем, заданным на поверхности Земли. Для оценки параметров диполя часто использовались решения прямой задачи в форме сферических гармонических коэффициентов для заданных параметров диполя [Калинин, 1963; Fraser-Smith, 1987, Stearns, Alldredge, 1973 и др.].

Некоторые исследователи строили модели распределения источников с большим числом радиальных диполей [Пудовкин и др., 1968; Alldredge, Stearns, 1969; Nevanlinna, 1980; Ю.А. Бишаев, 2005, устное сообщение]. Это упрощает задачу, так как такой диполь определяется всего четырьмя параметрами. И для него имеются довольно простые формулы вычисления поля на поверхности Земли. Физических оснований для моделей с радиальной ориентацией диполей не имеется, и эти модели в основном имели значение для аппроксимации геомагнитного поля.

В работе [Касьяненко и др., 2002], авторы которой решали задачу представления ГГМП системой оптимальных по ориентации и местоположению диполей, есть формулы для вычисления компонент поля эксцентричного диполя на земной поверхности. Но ими воспользоваться трудно из-за ошибок (опечаток?) в тексте, из-за чего эти формулы приводили к неверным результатам в частных случаях центрального осевого и неосевого диполей. Указанная публикация не давала возможности проверки формул по способу их получения, так как они выведены на основе формулы для потенциала эксцентричного диполя Ю.Д. Калинина (1953), Ее авторы не привели, но в использованных ими условных обозначениях формулы есть явные несообразности. Параметры, определяющие ориентировку оси диполя, введены так: цитирую [Касьяненко и др., 2002, с. 838]. " $\Psi$  – угол между магнитным моментом диполя и плоскостью касательной (в какой точке? – А.Л.) к сфере, концентричной с поверхностью Земли;  $\omega$  – угол между магнитным моментом диполя и плоскостью меридиана" (какого? – А.Л.). Это не позволяет сравнить результаты работы [Касьяненко и др., 2002] с нашими, которые представлены ниже.

Необходимые формулы для вычисления компонент магнитного поля ЭД были нами получены [Ладынин, 2008; Ладынин, Попова 2009]. Это сделало возможной не только оценку параметров эксцентричного диполя (ЭД) по данным пространственного распределения геомагнитного поля для любого времени, на которое имеются данные (IGRF), но и выявление по значениям компонент магнитного поля на поверхности Земли изменений параметров главного ЭД за 50 лет [Ладынин, Попова, 2009].

В этой статье представлены результаты оценок параметров 15 диполей свободного положения и ориентации, в совокупности представляющих ГГМП эпох с 1955 по 2005. Исходными данными послужили значения компонент геомагнитного поля X, Y, Z IGRF-10 в узлах сетки  $30^\circ \times 30^\circ$ , полученные с помощью калькулятора BGS Geomag-

netism [www.geomag.bgs.ac.uk](http://www.geomag.bgs.ac.uk). Эти же исходные значения поля были использованы в работе [Ладынин, Попова, 2009].

Учитывая, что оценить результаты нельзя без отчетливого представления о методе их получения, ниже приводятся:

а) модель эксцентричного диполя, его параметры и вывод исходных формул для компонент магнитного поля диполя с произвольными значениями модуля магнитного момента, координат его центра и его ориентировки, которая задается координатами северного осевого полюса;

б) описание методики оценки параметров диполей свободного положения: вычислительная схема; метод оптимизации;

в) необходимые ограничения на параметры диполей и обоснование выбора начальных значений в оптимизационном подборе параметров по критерию минимума среднеквадратического отклонения поля каждого диполя от входных данных; этими данными являются значения компонент остаточного поля после исключения эффекта диполя с предыдущим номером.

### Магнитное поле эксцентричного диполя

В дальнейшем описании используются три системы координат:

– сферическая система – 0 в центре Земли,  $\rho$  – радиус,  $\theta$ ,  $\lambda$  – коширота и долгота точки определения поля;

– принятая в геомагнетизме прямоугольная система – 0 в точке определения поля на поверхности Земли,  $z$  по вертикали вниз,  $x$  по географическому меридиану на север,  $y$  по параллели на восток;

– картезианская система – 0 в центре Земли,  $z$  по оси вращения,  $x$  по линии пересечения плоскостей экватора и Гринвичского меридиана,  $y$  по линии пересечения плоскостей экватора и меридиана  $90^\circ$ .

Потенциал диполя с магнитным моментом  $M$  определяется по формуле

$$U(A) = \frac{M}{r^2} \cos \gamma, \quad (1)$$

где  $r$  – модуль радиус-вектора диполя в точке  $A$ ;  $\gamma$  – угол между осью диполя и радиус-вектором  $r$ .

Обозначим стороны треугольника с вершинами  $D$  ( $x_d, y_d, z_d$ ) – центр диполя,  $N$  ( $x_N, y_N, z_N$ ) – северный осевой геомагнитный полюс,  $A$  – точка определения потенциала диполя  $U(x, y, z)$ :  $DA = r$ ,  $DN = d$ ,  $NA = a$ . По теореме косинусов имеем

$$\cos \gamma = \frac{r^2 + d^2 - a^2}{2rd}. \quad (2)$$

Определим  $r$ ,  $d$  и  $a$  как длину радиус-векторов:

$$\begin{aligned} r^2 &= (x - x_d)^2 + (y - y_d)^2 + (z - z_d)^2; \\ d^2 &= (x_N - x_d)^2 + (y_N - y_d)^2 + (z_N - z_d)^2; \\ a^2 &= (x - x_N)^2 + (y - y_N)^2 + (z - z_N)^2. \end{aligned} \quad (3)$$

Компоненты вектора магнитной индукции  $T$  в картезианских координатах ( $X_C$ ,  $Y_C$ ,  $Z_C$ ) вычисляются как производные потенциала (1) по соответствующим координатам:

$$X_C = -\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{M}{r^3} \left( 2 \cos \gamma \frac{\partial r}{\partial x} - r \frac{\partial \cos \gamma}{\partial x} \right);$$

$$\begin{aligned}
Y_C &= -\frac{\partial U}{\partial y} = \frac{M}{r^3} \left( 2 \cos \gamma \frac{\partial r}{\partial y} - r \frac{\partial \cos \gamma}{\partial y} \right); \\
Z_C &= -\frac{\partial U}{\partial z} = \frac{M}{r^3} \left( 2 \cos \gamma \frac{\partial r}{\partial z} - r \frac{\partial \cos \gamma}{\partial z} \right);
\end{aligned} \tag{4}$$

Входящие в формулы (4) производные  $\cos \gamma$  по координатам выражаются:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \cos \gamma}{\partial x} &= K_r \frac{\partial r}{\partial x} + K_a \frac{\partial a}{\partial x}; \\
\frac{\partial \cos \gamma}{\partial y} &= K_r \frac{\partial r}{\partial y} + K_a \frac{\partial a}{\partial y}; \\
\frac{\partial \cos \gamma}{\partial z} &= K_r \frac{\partial r}{\partial z} + K_a \frac{\partial a}{\partial z},
\end{aligned} \tag{5}$$

где

$$K_r = \frac{r^2 - d^2 + a^2}{2r^2 d}; \quad K_a = -\frac{a}{rd}, \tag{6}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial r}{\partial x} &= \frac{x - x_d}{r}; & \frac{\partial a}{\partial x} &= \frac{x - x_N}{a}; \\
\frac{\partial r}{\partial y} &= \frac{y - y_d}{r}; & \frac{\partial a}{\partial y} &= \frac{y - y_N}{a}; \\
\frac{\partial r}{\partial z} &= \frac{z - z_d}{r}; & \frac{\partial a}{\partial z} &= \frac{z - z_N}{a}.
\end{aligned} \tag{7}$$

Подстановка величин (6) и (7) в формулы (5), а затем величин (2), (3) и (5) в формулы (4) приводит к громоздким выражениям для компонент поля в картезианских координатах  $X_C$ ,  $Y_C$ ,  $Z_C$ , но в этих выражениях нет необходимости. Вычисления по этим формулам можно выполнять последовательно с подстановкой числовых значений в формулы (4).

Затем значения  $X_C(x, y, z)$ ,  $Y_C(x, y, z)$ ,  $Z_C(x, y, z)$  в точке  $A(\theta, \lambda)$  преобразуются в обычную для геомагнетизма систему декартовых координат (ось  $x$  – на север, ось  $y$  – на восток, ось  $z$  – вертикально вниз) с использованием соотношений:

$$\begin{aligned}
X &= X_C \cos \theta \cos \lambda + Y_C \cos \theta \sin \lambda - Z_C \sin \theta; \\
Y &= -X_C \sin \theta \sin \lambda + Y_C \sin \theta \cos \lambda; \\
Z &= X_C \sin \theta \cos \lambda + Y_C \sin \theta \sin \lambda + Z_C \cos \theta;
\end{aligned} \tag{8}$$

Значения компонент вектора удобно определять по равномерной сетке географических координат в виде  $X(\theta, \lambda)$ ,  $Y(\theta, \lambda)$ ,  $Z(\theta, \lambda)$ , поэтому значения координат  $x$ ,  $y$ ,  $z$  задаются по формулам

$$x = \rho \sin \theta \cos \lambda; \quad y = \rho \sin \theta \sin \lambda; \quad z = \rho \cos \theta.$$

Координаты южного геомагнитного полюса  $x_S$ ,  $y_S$ ,  $z_S$  определяются по уравнению прямой, соединяющей точки  $N$  и  $D$  и точку полюса с этими координатами:

$$\begin{aligned}
x_S &= K x_d - x_N; \\
y_S &= K y_d - y_N; \\
z_S &= K z_d - z_N,
\end{aligned} \tag{9}$$

где

$$K = 2 \frac{x_d x_N + y_d y_N + z_d z_N}{x_d^2 + y_d^2 + z_d^2}.$$

Это рассмотрение велось для сферической поверхности Земли. Последние модели IGRF дают поле на поверхности сфероида (эллипсоида вращения с малым сжатием  $\alpha$ ) WMG-84. Поле эксцентричного диполя на этом эллипсоиде можно вычислять с учетом только зависимости радиуса от широты. Несовпадение нормали к эллипсоиду с радиус-вектором приводят к отличию производных по нормали и по радиус-вектору не более  $6 \cdot 10^{-6}$  (это максимум на широте  $45^\circ$ ) [Грушинский, 1962]. Зависимость  $\rho(\varphi)$  – это формула Клеро (без учета малых второго порядка):

$$\rho(\theta) = \rho_e(1 - \alpha \sin^2 \varphi),$$

где  $\rho_e = 6378,178$  км – экваториальный радиус,  $\alpha = 1/298,2528$ .

В работе [Ладынин, Попова 2009] показано, что вычисление компонент полей на эллипсоиде не приводит к существенным отклонениям параметров главного ЭД по сравнению с заданием поля на сфере. Можно ожидать, что и для других диполей это различие невелико. В этой работе компоненты магнитных полей диполей вычислялись на сферической поверхности Земли.

### Оптимизационный алгоритм подбора параметров диполей

Параметры диполей оцениваются последовательно: после определения параметров главного диполя его поле исключается из исходного (IGRF) и по остаточному полю вычисляются параметры следующего диполя, который заранее никаким образом не задается. Его поле также исключается, по остаточному полю оцениваются параметры следующего диполя и так далее.

Сравнение компонент полей диполей и исходных для каждого диполя остаточных полей ведется по среднеквадратическим отклонениям (СКО):

$$\|F\| = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{M_i} - X_{d_i})^2 + (Y_{M_i} - Y_{d_i})^2 + (Z_{M_i} - X_{d_i})^2}{3n}}, \quad (10)$$

где компоненты с индексом  $M_i$  – реальное поле конкретной модели (IGRF или остаточного поля), а компоненты с индексом  $d_i$  – поле конкретного диполя в той же  $i$ -ой точке (их общее число –  $n$ ).

Параметры главного эксцентричного диполя-1 определялись по IGRF по технологии и с ограничениями, указанными в работе [Ладынин, Попова 2009]. В этой работе значения магнитного момента ЭД в разные эпохи определялись, как геометрическая сумма коэффициентов первой гармоники  $m = \sqrt{g_{10}^2 + g_{11}^2 + h_{11}^2}$ . Здесь же значения подбирались для всех диполей, включая диполь-1.

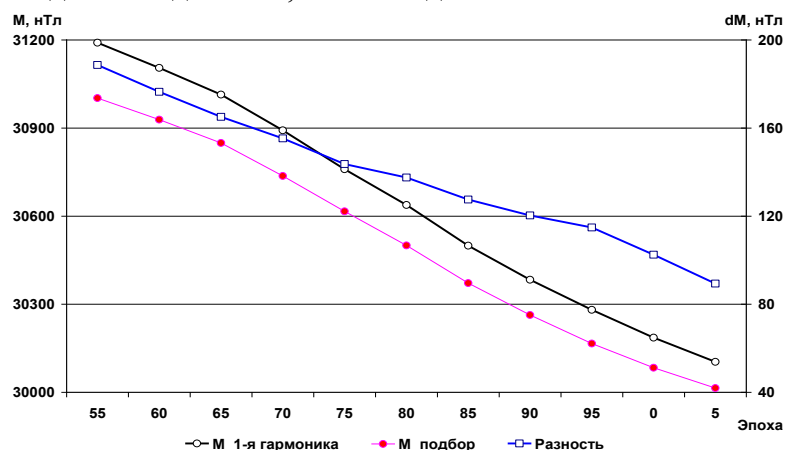


Рис. 1. Изменения магнитного момента главного ЭД, определенные по коэффициентам первой гармоники и полученные подбором

На рис. 1 показаны изменения за 50 лет значений магнитного момента главного ЭД, определенных по коэффициентам первой гармоники ( $m_1$ ), в сравнении с его значениями, полученными оптимизационным подбором ( $m_0$ ). Магнитный момент закономерно уменьшается, при этом значения  $m_1$  систематически больше, чем  $m_0$ , и разность  $m_1 - m_0$  со временем уменьшается.

Параметры следующего диполя-2 вычисляются по остаточному полю-1: поле IGRF минус поле диполя-1. Параметры других диполей ( $i$ ) оценивались по остаточным полям ( $i - 1$ ). Последовательность диполей и подбираемых параметров каждого диполя определяется программно; как правило, приоритет имеют диполи с максимальным значением  $m$ . Параметры диполей программа подбирает в таком порядке: расстояние центра диполя от центра Земли  $R_d$ , коширота  $\theta_d$  и долгота  $\lambda_d$  центра диполя, коширота  $\theta_p$  и долгота  $\lambda_p$  северного осевого полюса (СОП), значение магнитного момента диполя  $m$ .

В оптимизационном алгоритме, реализованном с помощью опции «подбор решения» в Excel, использовался метод Ньютона, линейные оценки по прямым разностям; максимальное время получения решения 100 с, предельное число итераций – 100, относительная погрешность  $10^{-6}$ , допустимое отклонение 5 %.

Естественные ограничения на параметры диполя:  $0 < R_d < 1$ ;  $0 < \theta_d < 180^\circ$ ;  $-180^\circ < \lambda_d < 180^\circ$ ;  $0 < \theta_p < 180^\circ$ ;  $-180^\circ < \lambda_p < 180^\circ$ ;  $m > 10$ .

Когда подбор параметров диполей проводился без ограничений, неустойчивость оценок параметров проявлялась следующим образом:

$R_d$  иногда оказывался отрицательным, в других случаях превышал 1;  
значения угловых параметров иногда выходили за разумные пределы;  
значения магнитного момента оказывались отрицательными.

Серьезнее вопрос выбора хороших начальных значений параметров в оптимизационном подборе. Это главное условие преодоления неустойчивости решения.

Неоднократно отмечался факт сложного овражистого рельефа целевой функции (10) [Allredge, Stearns, 1969; Vochev, 1969; Касьяненко и др., 2002]. Это проявляется в существовании локальных минимумов, выбор главного из которых не является однозначным. Если начальные значения выбраны неудачно, значения полученных параметров сильно отличаются от окончательных значений параметров решения, в результате подбора значения параметров часто падают на ограничения (если они введены) или получаются неразумными. Поэтому в автоматическом режиме удавалось подобрать значения параметров 2–3 диполей [Vochev, 1974], параметры других диполей оценивались некорректно. В другой работе [Vochev, 1975] удалось подобрать 6 диполей, определить координаты их центров и проекции векторов магнитных моментов на оси картезианской системы координат.

Можно предположить, что от одной эпохи к другой (за 5 лет) параметры диполей изменяются не очень сильно. Тогда в качестве начальных значений параметров диполей данной эпохи можно использовать значения параметров тех же диполей предшествующей эпохи. В таком случае главной проблемой становится выбор параметров диполей для исходной эпохи. Такой была принята эпоха 1980 г. – середина изучаемого временного интервала 1955–2005 гг.

В подборе параметров диполей исходной эпохи 1980 использован интерактивный подход. Для эпох 1955 и 2005 параметры диполей определялись при двух вариантах начальных значений: 1) почти нулевые значения; 2) значения параметров диполей с номерами ( $n - 1$ ). Если определяемые параметры диполей совпадали, они принимались в список исходных значений для этих эпох. Большинство параметров диполей удалось определить таким образом.

При несовпадении значений параметров или когда эти значения падали на ограничения, в подборе принудительно варьировались начальные значения, чтобы получить разумные результаты. Обычно проблемы возникали с радиусом диполя  $R_D$  (он принимал граничные значения 1 или 0) и с коширотой СОП  $\theta_P$  (значения 0 или  $180^\circ$ ), реже с коширотой центра диполя  $\theta_D$  (граничные значения 0 или  $180^\circ$ ). Так были сформированы исходные значения для эпох 1955 и 2005. Считая, что изменения параметров за 50 лет почти линейны во времени, в качестве исходных значений для эпохи 1980 приняты средние из значений параметров всех диполей эпох 1955 и 2005. Затем эти исходные значения использованы в качестве начальных значений при подборе параметров диполей 1980 г. А уже эти значения служили начальными для оценки параметров диполей других эпох – с 1975 по 1955 и с 1985 по 2005.

В табл. 1 дано сравнение исходных (начальных) значений параметров диполей эпохи 1980 и значений, полученных в результате оптимизационного подбора.

Таблица 1

№	Исходные значения					Значения, полученные подбором				
	$R_D$	$\theta_D$	$\lambda_D$	$\theta_P$	$\lambda_P$	$R_D$	$\theta_D$	$\lambda_D$	$\theta_P$	$\lambda_P$
2	0,763	39,50	20,35	-14,31	-64,77	0,760	168,78	116,73	143,20	-16,24
3	0,682	-0,17	-38,48	53,73	-29,17	0,492	51,24	34,81	59,39	128,73
4	0,735	57,19	2,88	-90,95	-1,36	0,698	128,90	9,36	154,74	-18,82
5	0,638	24,64	-8,40	0,04	39,47	0,745	73,43	-27,36	34,52	-79,96
6	0,634	119,43	74,89	-10,88	2,35	0,656	40,82	126,30	54,76	83,29
7	0,667	71,96	23,95	18,99	17,41	0,761	81,47	86,36	20,44	91,35
8	0,753	3,73	1,99	0,36	110,82	0,820	25,36	96,08	61,34	105,83
9	0,741	54,49	1,82	64,88	2,90	0,722	29,99	-114,80	60,96	-89,46
10	0,682	37,28	1,90	57,12	42,32	0,675	123,09	6,79	158,91	36,94
11	0,614	100,92	-21,46	49,27	49,46	0,870	16,38	119,14	66,18	121,42
12	0,808	18,69	38,65	-15,51	48,01	0,634	170,59	-77,18	119,14	-9,33
13	0,825	36,43	50,83	-37,00	37,15	0,589	64,53	-48,04	51,17	-106,59
14	0,685	100,02	-63,58	-29,05	34,25	0,689	72,78	94,76	38,65	87,50
15	0,678	54,07	21,99	-55,00	-3,68	0,683	126,57	7,47	159,18	46,30
16	0,807	19,14	29,56	-55,89	2,46	0,999	89,98	29,99	54,20	16,69

Как видим, начальные и подобранные значения существенно различаются, особенно велики эти различия для диполей с большими номерами. Эти различия, однако, показывают, что приемлемые интервалы задания начальных значений для подбора могут быть довольно широкими. И в пределах этих интервалов начальных значений подобранные значения параметров устойчиво определяются точно: до 0,0001 для  $R_D$  и до  $0,001^\circ$  для угловых параметров.

Для оценки устойчивости определяемых параметров диполей подбор от исходных их значений эпохи 1980 выполнен по двум путям: 1) параметры диполей каждой эпохи: 1955–1975 и 1985–2005 вычислялись непосредственно по начальным значениям эпохи 1980; 2) от значений 1980 вычислялись значения параметров 1975 и 1985, а затем для каждой эпохи начальными значениями параметров служили их значения в ближайшую эпоху – от 1975 к 1955 и от 1985 к 2005.

Большинство значений параметров всех диполей, вычисленных этими двумя путями, совпадают точно. Различия выявлены по эпохе 2005 (диполи 5–15), 2000 (диполи 14 и 15). В  $R_D$  – до 0,006,  $\theta_D$  до  $1^\circ$ ,  $\lambda_D$  до  $4^\circ$ ,  $\theta_P$  до  $1,5^\circ$ ,  $\lambda_P$  до  $4,5^\circ$ . Причина этих различий может быть только в качестве моделей IGRF 2000–2005. К дальнейшему анализу приняты значения параметров, которые лучше согласовывались с данными других эпох на графиках изменений этих параметров за 50 лет (см. рис. 5–10).

Не удалось получить разумные значения для диполя-16 и в эпоху 1980 и во все другие. Видимо, это связано с тем, что остаточное поле стало малым и трудно однозначно выделить в нем поле диполя. Поэтому дальше рассматриваются значения параметров диполей до № 15 включительно.

### Результаты подбора параметров диполей эпох 1955–2005

Магнитные моменты диполей уменьшаются с увеличением номера диполя, но неравномерно (рис.2). Отдельные увеличения  $m$  (диполи с номерами 6, 9, 12 и 15) отражаются заметным уменьшением СКО на кривых среднеквадратических значений остаточного поля, по которому подбираются параметры следующего диполя. Для малых номеров диполей значения  $m$  эпохи 1955 закономерно лежат выше этих значений для эпохи 2005. Значения СКО-1955 ниже значений СКО-2005 во всем диапазоне номеров диполей.

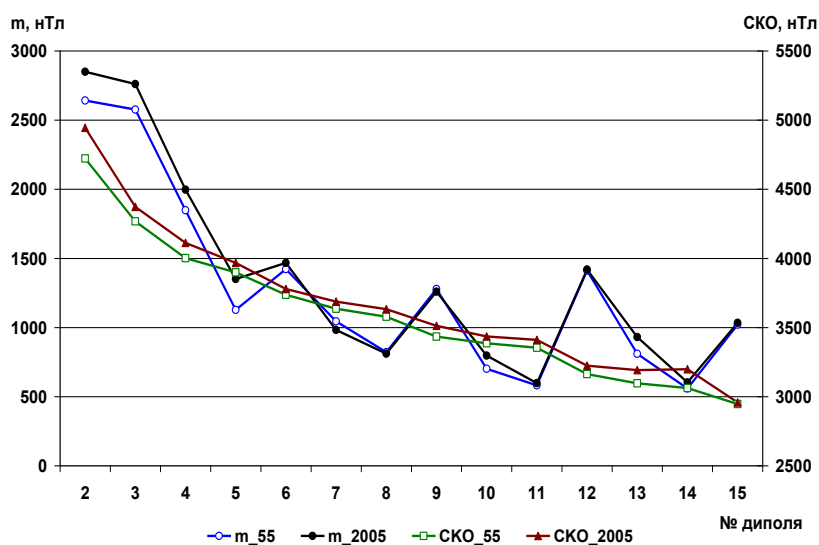


Рис. 2. Значения магнитных моментов диполей и СКО остаточного поля эпох 1955 и 2005 в зависимости от номера диполя

В табл. 2 приведены необходимые для дальнейшего обсуждения данные о глубине от земной поверхности (в километрах) диполей 1955 и 2005: значения глубины центров диполей этих эпох, средние значения и изменения глубины за 50 лет.

Таблица 2

№ дип.	h-1955	h-2005	hcp	$\Delta h$	$\delta h$
1	6318	5741	6030	-577	-0,096
2	1583	1567	1575	-16	-0,010
3	3033	3197	3115	164	0,052
4	1877	2159	2018	282	0,140
5	1430	1746	1588	316	0,199
6	2152	2058	2105	-94	-0,045
7	1501	1557	1529	56	0,037
8	1329	1233	1281	-96	-0,075
9	1677	1513	1595	-164	-0,103
10	1911	1923	1917	12	0,006
11	932	751	842	-181	-0,215
12	2385	2396	2390	11	0,005
13	2565	2281	2423	-284	-0,117
14	1886	2139	2012	253	0,126
15	1943	2070	2006	-127	-0,063



У некоторых диполей со временем увеличивается глубина центров – это относится, в частности к диполь-3, центр которого размещается во внешнем ядре. Относительные расстояния (в долях радиуса) центров диполей от центра Земли эпох 1995 и 2005 показаны на рис. 3.

Как видим, изменения расстояний центров диполей от центра Земли за 50 лет невелики, и они частично вызваны погрешностью оценок. Важный результат, отраженный на этом рисунке – факт, что диполь-3 – единственный, центр которого находится во внешнем ядре. Центры других диполей лежат в нижней мантии на глубинах от 900 до 2600 км.

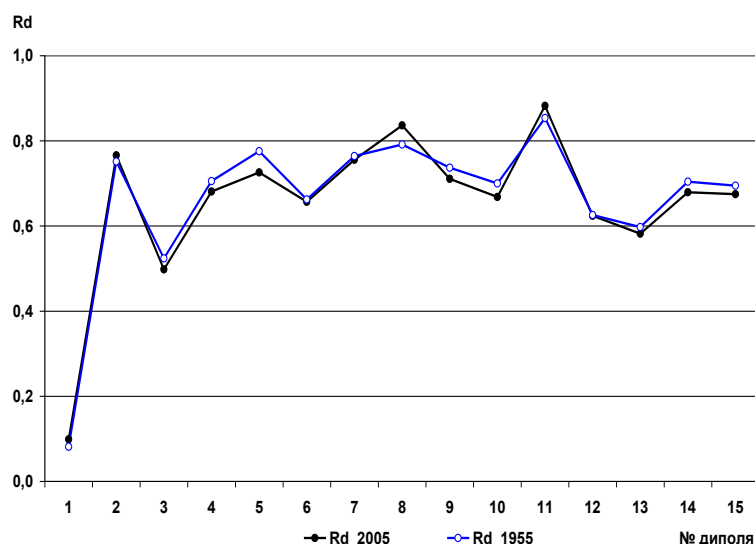


Рис. 3. Относительные расстояния центров диполей от центра масс Земли и их изменение за 50 лет

Для характеристики планового положения диполей на рис. 4 приведена карта размещения центров и северных осевых полюсов (СОП) диполей эпохи 1955 (смещения этих точек диполей со временем относительно невелики).

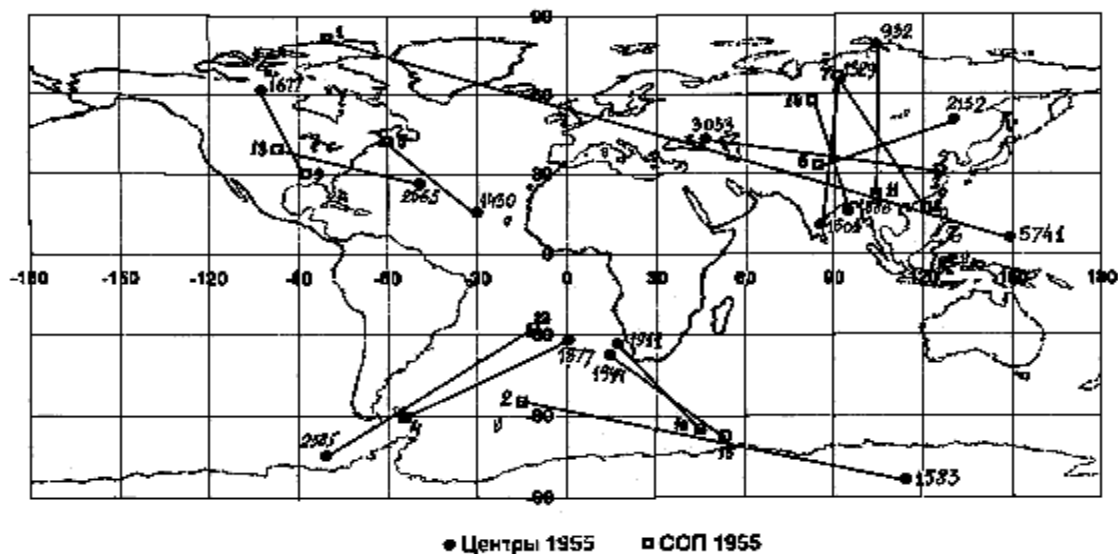


Рис. 4. Положение диполей эпохи 1955. Линиями соединены центры и СОП диполей; цифры у СОП – номера диполей, цифры у центров – глубина центров диполей в километрах

Центр диполя-1 находится под западной частью Тихого океана, а его СОП – это северный геомагнитный полюс (такие же результаты по главному диполю получены многими исследователями). Центры нескольких диполей размещены в областях Мировых магнитных аномалий (ММА) – Антарктической (диполь-2), Канадской (диполь-9), Сибирской (диполи-8 и 11). Центр диполя-3 (во внешнем ядре) расположен под Кавказским хребтом. Центры двух диполей – 4 и 5 расположены под Срединно-Атлантическим хребтом. Компактная группа двух почти одинаково ориентированных диполей – 10 и 15 имеет центры на близкой глубине (~ 1920 км) в области Африканского суперплюма (интенсивного минимума скоростей сейсмических волн в нижней мантии вблизи границы с ядром). Центры диполей – 7 и 14 расположены под Юго-Восточной Азией. Отмечается закономерная приуроченность центров диполей к областям нижней мантии, которые имеют по данным сейсмической томографии пониженные скорости, то есть, повышенную температуру.

Дальше рассмотрим, как изменяются во времени значения магнитных моментов, координаты центров диполей и их СОП (рис. 5–10).

Магнитные моменты большинства диполей, как видно на рис. 5, неравномерно возрастают, в отличие от магнитного момента главного диполя (см. рис. 1).

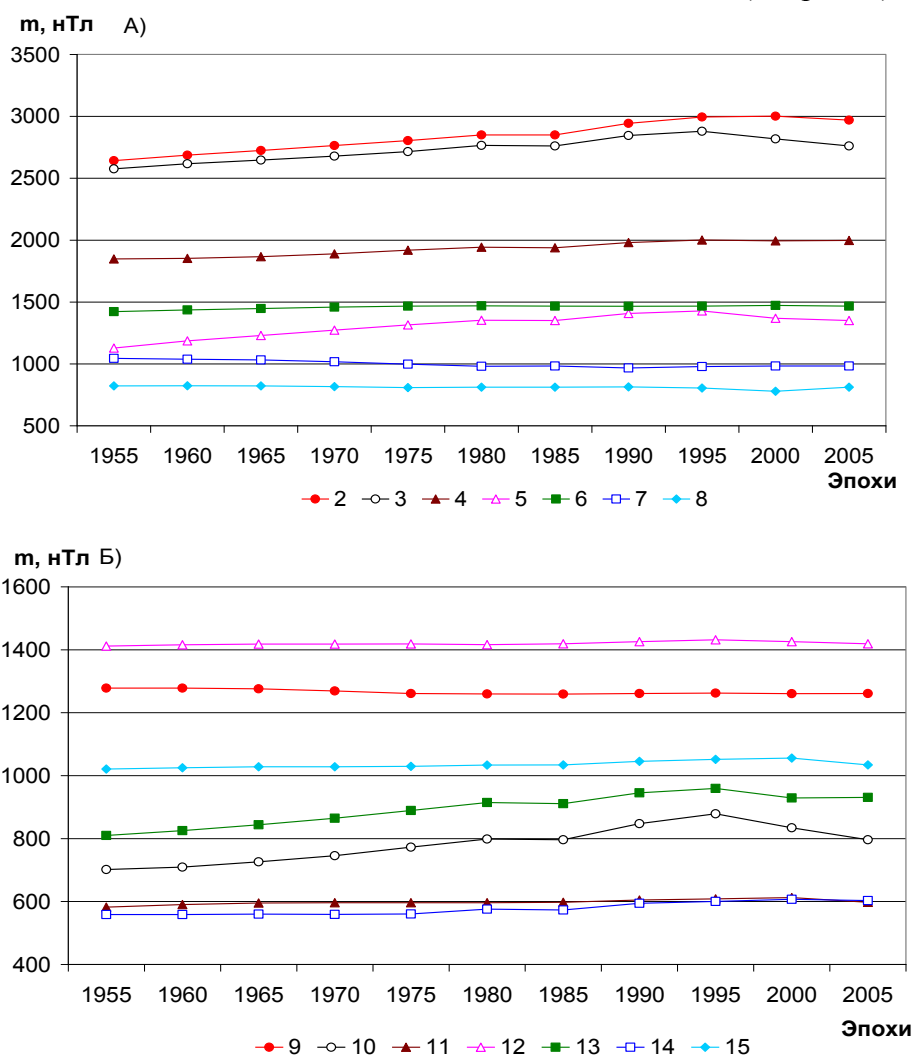


Рис. 5. Изменение значений магнитных моментов диполей

Для наглядности в табл. 3 приведены относительные изменения значений магнитных моментов за 50 лет. Это соответствует ранее полученным данным, что энер-

гия (полный квадрат амплитуды) первой гармоники геомагнитного поля уменьшается, что частично компенсируется увеличением энергии высоких гармоник [Бенькова, Пушков, 1980; Ладынин, Попова 2009; Паркинсон, 1986; Langel, 1987]. Только диполи-7, 8, 9 нарушают это правило, обнаруживая уменьшение магнитного момента.

Таблица 3

№ диполя	1	2	3	4	5	6	7	8
$\delta m$	-0,031	0,124	0,072	0,081	0,198	0,032	-0,059	-0,013
№ диполя		9	10	11	12	13	14	15
$\delta m$		-0,013	0,135	0,027	0,005	0,149	0,079	0,013

Что касается изменений расстояний центров диполей от центра Земли (рис. 6), то в большинстве своем они уменьшаются, за исключением диполей 2, 8 и 11.

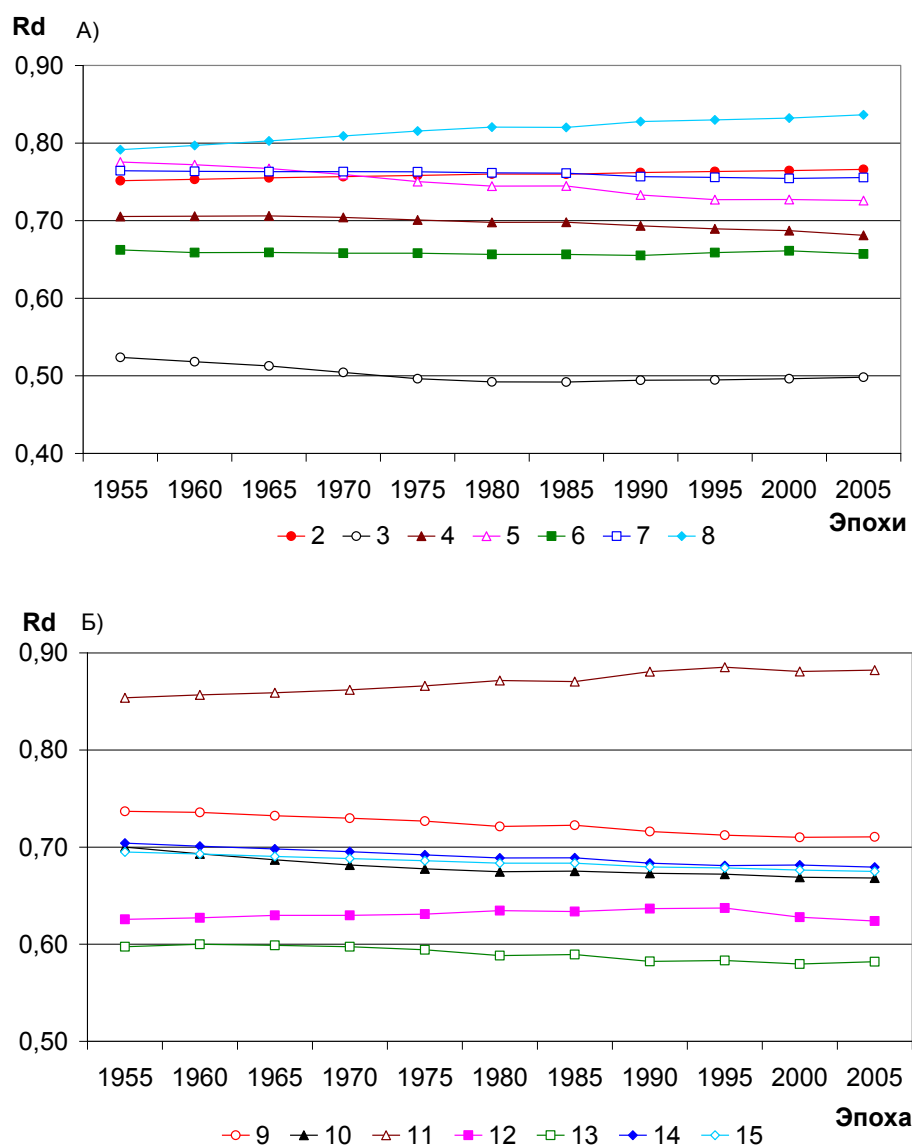


Рис. 6. Изменение положения центров диполей по глубине

Быстрее других приближается к центру Земли центры диполей 5 и 9. Напротив, быстрее других удаляются от центра Земли центры диполей 8 и 11. Центры компактной группы диполей 10, 14, 15 с небольшой и примерно одинаковой скоростью приближаются к центру Земли. Уникальное поведение демонстрирует диполь-3, центр

которого во внешнем ядре до эпохи-1980 приближался к центру Земли, а позже стал немного удаляться.

Изменение планового положения центров диполей описывается изменением во времени кошироты (полярного расстояния) – рис. 7 и долготы – рис. 8.

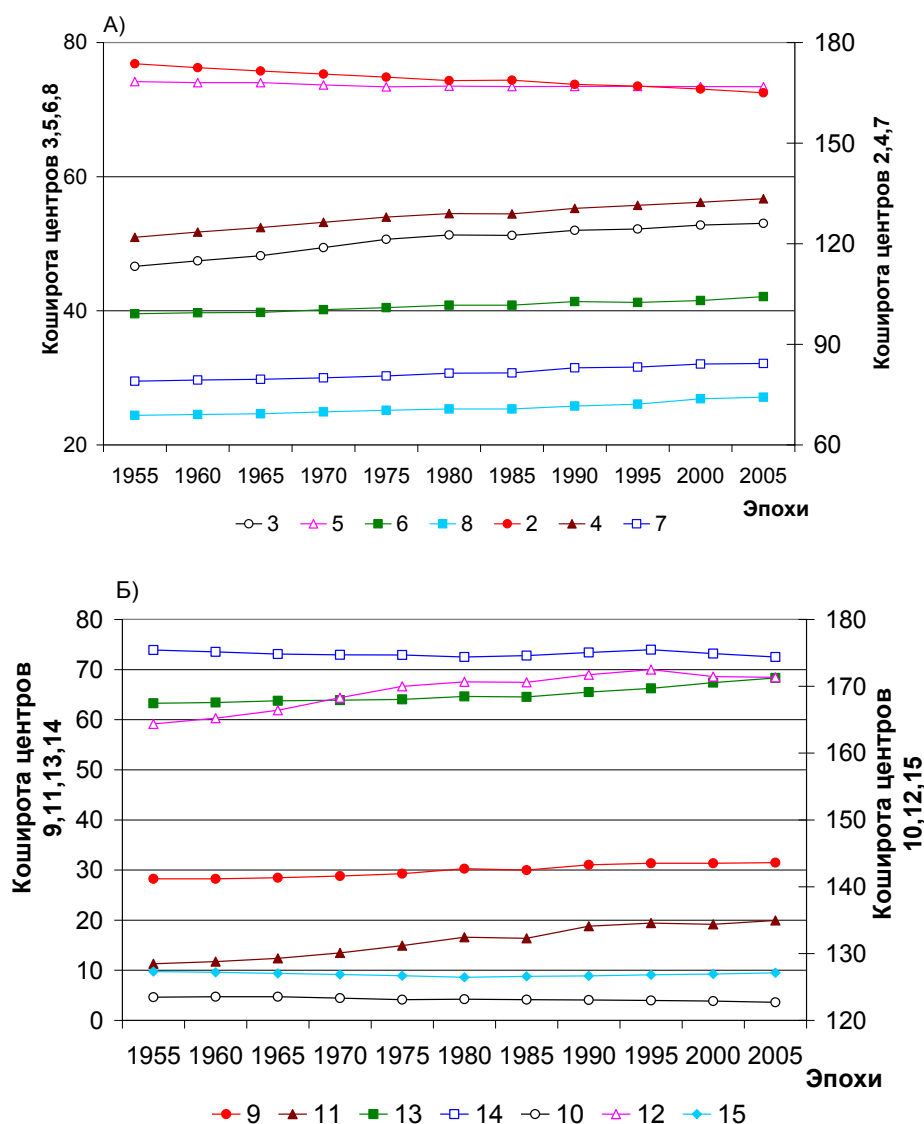


Рис. 7. Изменение значений кошироты центров диполей

По кошироте диполя разделились на две группы (см. рис.4): в южном полушарии находятся (центры и СОП): 2, 4, 10, 12, 15, остальные 10 диполей находятся в северном полушарии.

Как и для расстояний от центра, левые графики описывают поведение центров диполей с номерами 2–8, а правые графики – с номерами 9–15. Чтобы графики изменения кошироты (рис. 7) были читаемы, ее изменения для диполей северного полушария отложены по левым осям графиков, а для диполей южного полушария – по правым.

Смещение центра на север обнаруживает только диполь-2, из остальных заметное смещение центра на юг имеют диполи 3, 4, 13 и особенно 11 и 12.

По долготе центры диполей распределены похожим образом: 5 – в Западном полушарии и 10 – в Восточном (рис. 8). Тенденцию смещения на запад имеют центры диполей 3, 6,

9, 10 и 15; центры остальных диполей смещаются на восток, из них большую скорость имеют центры диполей 2, 4, 8, 11 и 12.

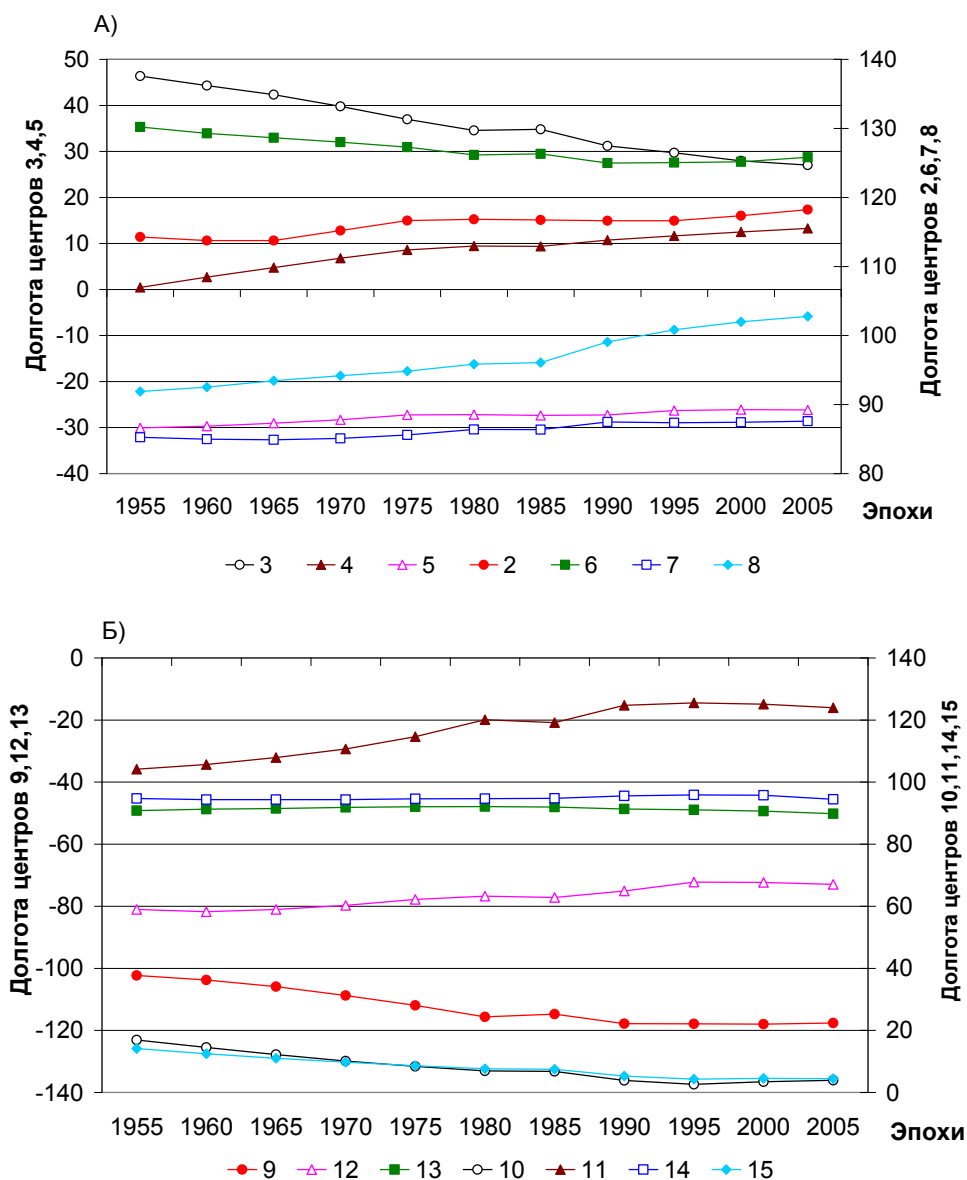


Рис. 8. Изменение долготы центров диполей

Распределение изменений северных осевых полюсов (СОП) диполей по широте и долготе показано на рис. 9 и 10.

Обращает на себя внимание (рис. 9) нелинейность тренда СОП диполя-4: быстрое движение на юг с 1955 по 1970 гг., а затем практически стабильное положение. Элементы нелинейности есть в поведении и других СОП, но они невелики и могут быть связаны с погрешностью оценок положения диполей. СОП ряда других диполей обнаруживают небольшие смещения – 8, 5 и 11 на север, 14 – на юг.

По долготе СОП большинство диполей более или менее стабильны или обнаруживают небольшие разнонаправленные смещения. Выделяются диполи 4 и 5: первый значительно смещался на восток, а второй – на запад.

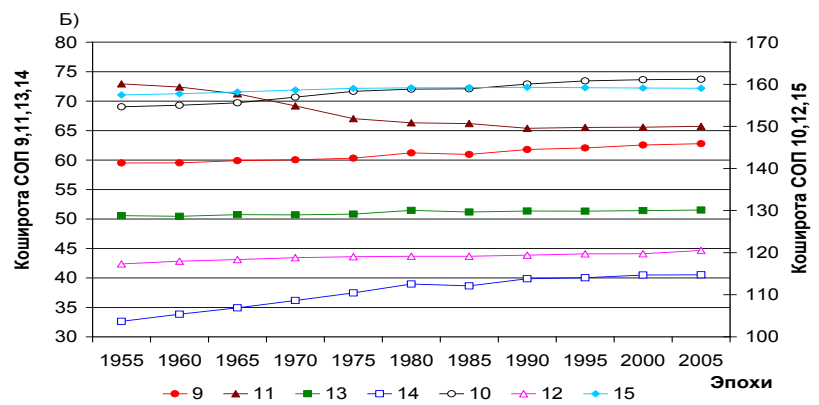
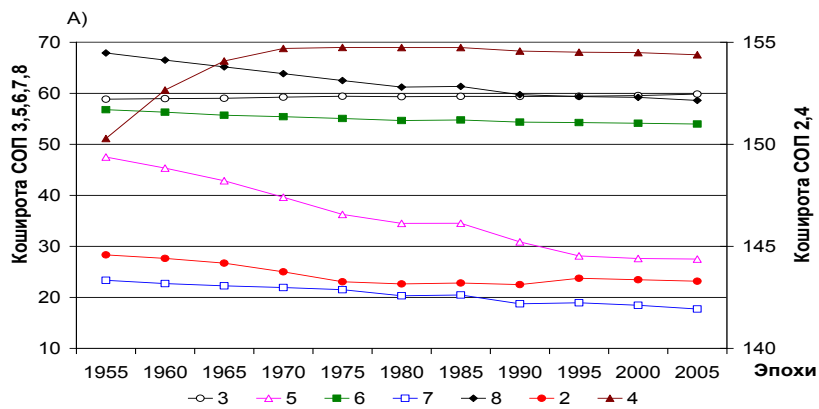


Рис. 9. Изменение кошироты СОП диполей

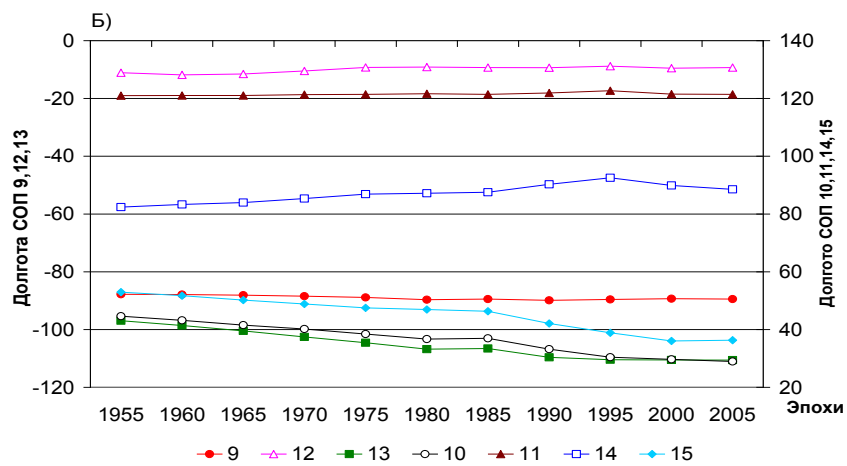
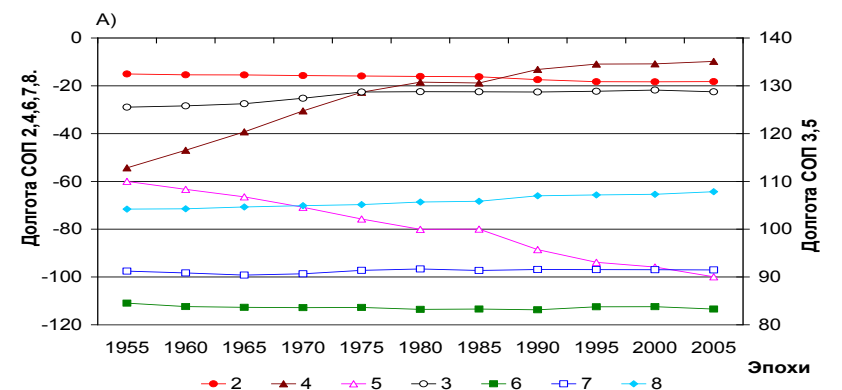


Рис. 10. Изменение долготы СОП диполей

Итоговая карта размещения диполей эпох 1955–2005 приведена на рис. 11. Здесь видно, как диполи группируются в некотором соответствии с расположением ММА: Сибирской и Канадской положительных аномалий в северном полушарии и отрицательной Бразильской и положительной Антарктической в южном полушарии.

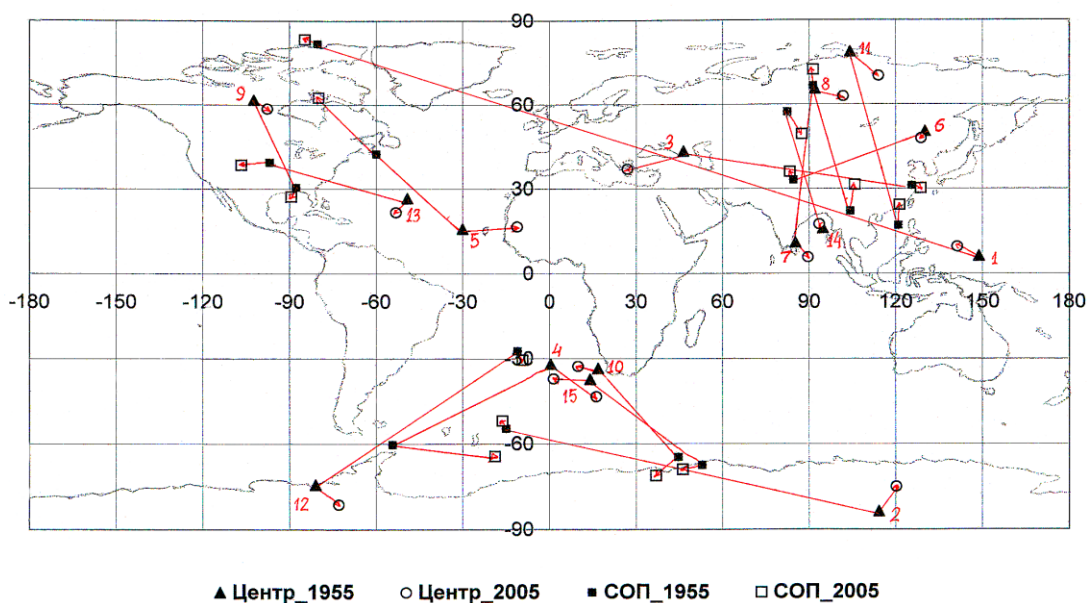


Рис. 11. Положение диполей эпох 1955 и 2005. Линиями соединены центры и СОП диполей 1955; цифры у центров – номера диполей, стрелками показано смещение центров и СОП диполей за 50 лет

Большинство центров диполей за 50 лет смещены на расстояния менее 200 км с поворотами векторов магнитных моментов, хотя есть исключения.

Центр диполя-3 (он расположен во внешнем ядре) за 50 лет сместился примерно на 500 км к 3-ЮЗ из-под Кавказа под восточную часть Средиземного моря, оставшись под Альпийской горной системой. Такое же по величине смещение отмечено у центра диполя-5 из-под Срединно-Атлантического хребта под запад Африки.

Диполи 10 и 15, расположенные у юго-западного побережья Африки, смещены к западу на расстояния около 200–300 км без существенного изменения ориентировки их магнитных моментов. Смещения СОП большинства диполей невелики, но у некоторых диполей (4, 5) они достигают 1000 км.

Изменение координат центров и СОП диполей за 50 лет вполне закономерно и в большинстве случаев невелики. Это и обеспечило устойчивость оценок параметров диполей, когда при исследовании диполей очередной эпохи в качестве начальных значений в оптимизационном подборе использовались значения параметров тех же диполей в предшествующую эпоху.

Ориентация векторов магнитных моментов диполей довольно разнообразна. Отклонения вектора магнитного момента диполя от радиуса в точках северных осевых полюсов (СОП) диполей измеряются десятками градусов (табл. 4).

В этой таблице приведены углы  $\gamma$  наклона осей диполей 1–15 к радиусам в точках СОП в плоскостях, содержащих радиусы СОП  $R$  и радиусы диполей  $R_D$ . Углы определены по теореме косинусов для треугольников со сторонами  $R$ ,  $R_D$  и  $L$  (длина отрезка оси диполя от его центра до СОП):

$$\gamma = \arccos \frac{R^2 + L^2 - R_D^2}{2RL}$$

Таблица 4

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1955	0,6	74	48	69	80	73	61	72	78	75	55	55	68	71	74
1960	2,7	74	46	71	78	73	60	74	78	75	56	55	67	72	74
1965	4,6	73	44	73	77	73	59	75	77	74	59	56	66	73	74
1970	6,1	72	39	75	76	74	58	76	77	73	63	56	64	74	73
1975	7,4	71	34	77	74	74	57	77	77	72	67	56	63	75	73
1980	8,2	71	31	78	72	74	54	78	76	72	70	56	61	76	73
1985	8,6	70	29	78	71	75	52	79	76	72	72	56	60	76	73
1990	9,2	70	26	79	69	75	50	80	75	71	73	56	59	76	73
1995	9,7	70	23	79	68	75	49	80	75	71	73	56	58	75	73
2000	9,2	69	19	79	67	75	48	81	75	71	73	57	58	76	74
2005	8,8	68	17	80	66	75	46	81	75	71	73	57	58	76	74

Примечание: верхняя строка таблицы – номера диполей.

На рис. 12 показано, как изменялись эти отклонения за 50 лет.

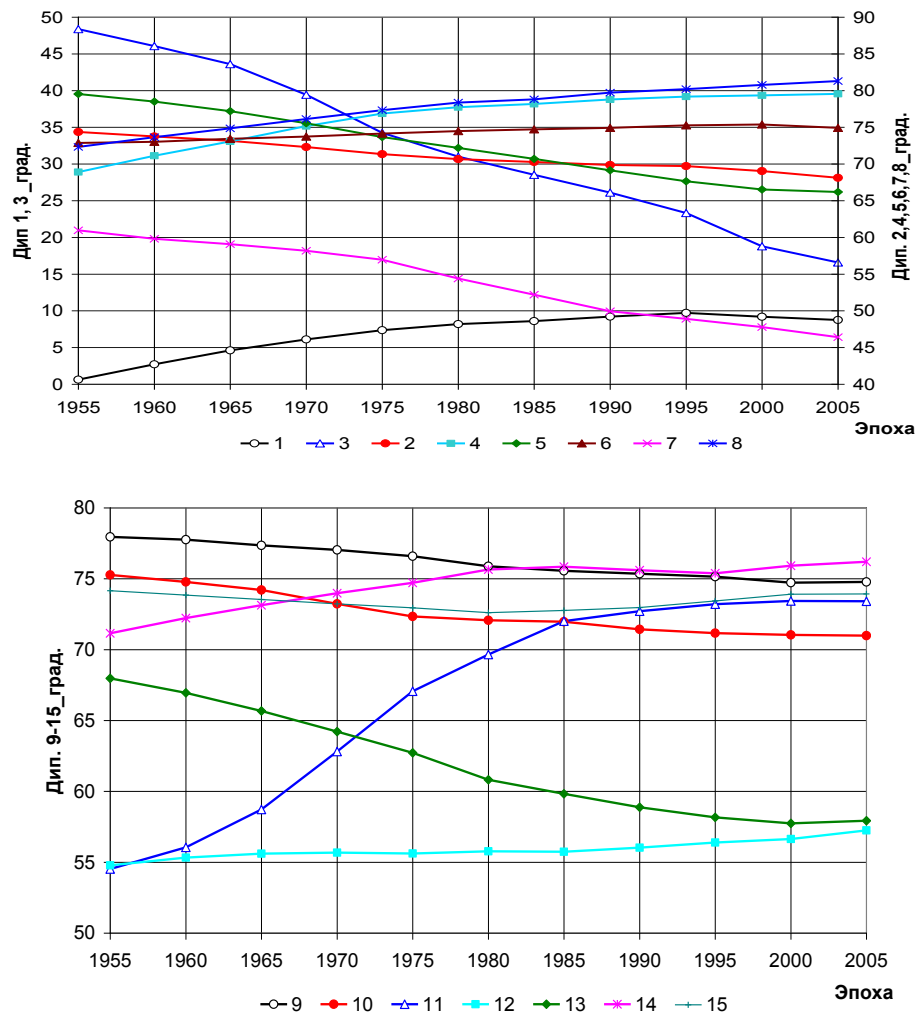


Рис. 12. Изменение углов наклона осей диполей к радиусам СОП за 50 лет



Отклонения векторов магнитных моментов большинства диполей от вертикали довольно велики. У всех диполей, центры которых расположены в нижней мантии, эти отклонения от вертикали  $45^\circ$ , достигая  $80\text{--}81^\circ$  (диполи 4 и 8 в эпоху 2005 и диполь 5 в эпоху 1955).

У некоторых диполей со временем отклонение увеличилось, у других уменьшилось. У главного диполя 1 отклонение увеличилось на  $8^\circ$ , у диполя 4 – на  $11^\circ$ , у диполя 11 – на  $18^\circ$ . У диполей 5 и 7 – отклонение уменьшилось на  $14\text{--}15^\circ$ , у диполя 13 – на  $10^\circ$ . Наиболее значительное уменьшение отклонения от вертикали отмечено у диполя 3 (с центром во внешнем ядре): за 50 лет отклонение изменилось с  $48$  до  $17^\circ$ .

### Обсуждение результатов

Использование комбинированного интерактивно-автоматического подхода к дипольной аппроксимации геомагнитного поля позволило выделить 15 диполей и надежно оценить их параметры. Автоматически выделялся лучший диполь по остаточному полю (после исключения полей диполей нижних уровней) и оценивались его параметры по интерактивно выбранным начальным значениям этих параметров. Выбор удачных начальных значений параметров диполей для оптимизационного их подбора является важнейшим фактором устойчивости оценок параметров диполей.

Главный результат работы состоит в том, что центры почти всех диполей (кроме главного – 1 и диполя-3) фиксируются в нижней мантии. Это значит, что ответственные за них системы токов в основном находятся в нижней мантии.

Такое заключение кажется неожиданным: в геомагнетизме давно сложилось мнение, что источников магнитных аномалий в твердой силикатной мантии быть не может. Это мнение основывается, в частности, на данных о спектре магнитных аномалий [Aldridge et al., 1963], рис. 12. Здесь на длинах волн  $1000\text{--}4000$  км, которые могут иметь нижнемантийные аномалии, наблюдается “провал”.

Такое заключение кажется неожиданным: в геомагнетизме давно сложилось мнение, что источников магнитных аномалий в твердой силикатной мантии быть не может. Это мнение основывается, в частности, на данных о спектре магнитных аномалий [Aldridge et al., 1963], рис. 12. Здесь на длинах волн  $1000\text{--}4000$  км, которые могут иметь нижнемантийные аномалии, наблюдается “провал”.

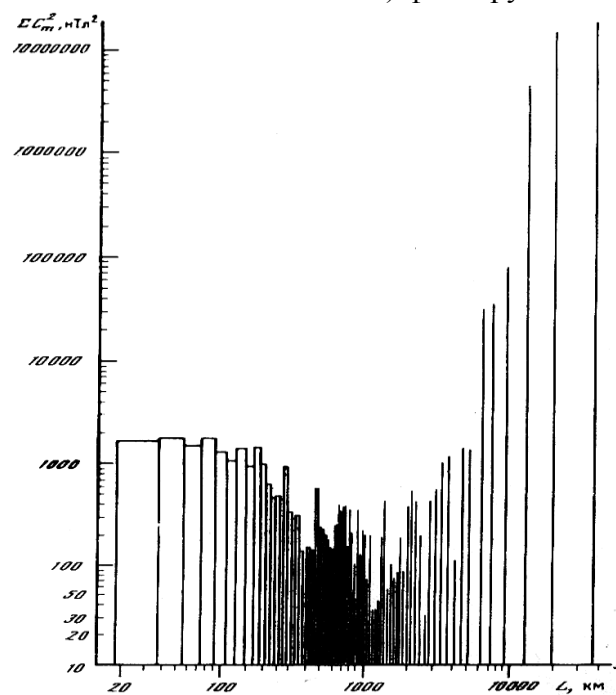
Рис. 12. Спектральная плотность модуля полного вектора геомагнитного поля вдоль кругового профиля, по [Aldridge et al., 1963]

Считается, что источниками внутреннего геомагнитного поля могут

быть, с одной стороны, электрические токи в проводящем жидком ядре и, с другой, ферромагнитные минералы в горных породах магнитоактивного слоя литосферы (при температурах ниже точки Кюри,  $\sim 700^\circ\text{C}$ ) толщиной в первые десятки километров. Между жидким ядром и изотермической поверхностью Кюри ферромагнетизм невозможен, а условий для токовых систем здесь нет [Адам Н.В., Бенькова, 1976; Колесова, 1985].

Есть несколько возражений против этого тезиса:

По данным глобальных магнитных съемок выделены сотни аномалий, которые при аналитическом продолжении вверх до высоты  $400$  км, затухают незначительно [Берлянд, Цирель, 1974]; аналогичные аномалии промежуточного типа выявлены по



спутниковым измерениям [Benkova et al., 1973]. И на рис. 12 видно, что провал – не абсолютный, аномалии в этом диапазоне длин волн имеются.

Железосодержащие минералы мантии – оливины, пироксены и другие, являются парамагнетиками в условиях выше температуры Кюри. Магнитная восприимчивость этих парамагнетиков на 2–4 порядка меньше их ферромагнитной восприимчивости ( $10^{-2}$ – $10^{-4}$  ед. СИ), но она не нулевая. Неоднородности температуры в парамагнитной нижней мантии могут создавать небольшие региональные аномалии, так как парамагнитная восприимчивость  $\kappa_p$  по закону Кюри – Вейса обратно пропорциональна температуре:  $\kappa_p = C / (T - T_Q)$ , где  $C$  – константа материала,  $T_Q$  – температура Кюри. Но этот фактор, видимо, не очень значителен.

Более существенны возражения против невозможности существования токовых систем в мантии.

О проводимости нижней мантии в настоящее время известно довольно много. Источниками данных об электропроводности нижней мантии служат магнитотеллурические и глубинные магнитовариационные зондирования, в которых источниками электромагнитного поля являются разнообразные вариации внешнего магнитного поля Земли, и пространственная структура вековых вариаций главного геомагнитного поля с периодами около 60 лет [Ковтун, 1980]. Установлено, что электропроводности нижней мантии 1–10 См/м [Ковтун, 1997, Olsen, 1999], но она возрастает с глубиной от 0,1–1 См/м вблизи верхней границы нижней мантии в различных по геотермическим условиям регионах до  $10^2$  См/м в слое D" [Shankland et al., 1993; Lin et al., 2007]. Это значение не намного меньше электропроводности жидкого внешнего ядра ( $3 \cdot 10^3$  См/м). Разница составляет примерно 1,5–2 порядка. В таком же соотношении оказываются магнитные моменты главного и других диполей, начиная с 4-го (см. рис. 3).

Возможность индукционных процессов в мантии как причине некоторых промежуточных аномалий протяженностью  $\sim 4000$  км предполагалась в работах [Benkova et al., 1973; Regan et al., 1975], но большая часть таких аномалий на континентах удовлетворительно объясняется магнитной структурой литосферы [Колесова, 1985]. Предлагаемые же разными авторами объяснения крупных региональных аномалий океанов моделями литосферных неоднородностей [Колесова, 1985] для значительной их части (особенно в пределах океанических котловин с однородной структурой литосферы) представляются необоснованными.

В нижней мантии с неоднородностью состава ниже 1000 км [Van Der Hilst, Kargason, 1999] есть компоненты состава, имеющие высокую электропроводность. Ферропериклаз (магнезиовюстит) (Mg, Fe)O (20% состава мантии) при температуре и давлении, соответствующих глубинам от 1000 до 2200 км, претерпевает спиновый HS–LS переход [Lin J.-F. et al., 2007; Кантор, 2007; Любутин, Гаврилюк, 2009; Пушаровский, Пушаровский, 1997]. Он обусловлен преобразованием ионов железа из высокоспинового HS (суммарный спин 4-х валентных электронов равен 2) в низкоспиновое LS (суммарный спин 0) состояние. Переход не резкий, он происходит в интервале 1000–2000 км; выше 1000 км железо находится в HS-состоянии, а ниже 2200 км – в LS. Поэтому ему не соответствует какая-то сейсмическая граница. При этом уменьшается средний параметр решетки вюстита FeO, что дает увеличение плотности. На несколько порядков увеличивается электропроводность вюстита – в LS-состоянии он приобретает проводимость металлического типа [Lin J.-F. et al., 2007; Кантор, 2007; Любутин, Гаврилюк, 2009]. Термодинамические условия перехода способствуют фракционированию магнезиовюстита на периклаз MgO и вюстит FeO. Вюстит, как более плотный компонент состава мантии, стремится опуститься вниз к

ядру. Начиная с глубины 1000 км, зерна вюстита в своем движении вниз объединяются, образуя нисходящий плюм. В этом движении материал вюститового плюма приобретает вращение под действием кориолисовых сил, аналогичное тому, что обосновал У. Каула [Каула, 1971] для восходящего плюма (рис. 13).

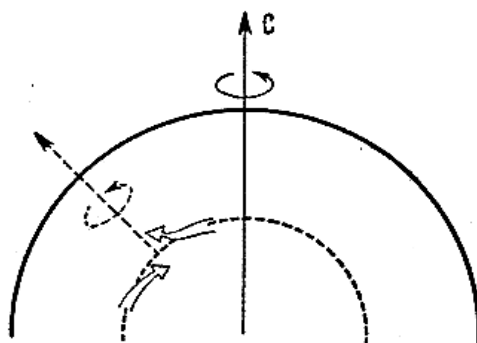


Рис. 13. Вращение материала относительно оси плюма, по [Каула, 1971]

Пересечение проводящими «струями» силовых линий тороидального магнитного поля генерирует в плюме электрический ток, вторичное магнитное поле которого (полоидальное) и наблюдается на земной поверхности как поле диполя.

Вращение материала в плюме может быть обусловлено не только кориолисовыми силами. Экспериментальное (физическое) моделирование плюма показало [Добрецов и др., 2001], что для этого имеются внутренние причины, связанные с неустойчивостью процесса: материал «выбирает» траекторию соответственно малым флуктуациям свойств среды и затем наследует получившееся отклонение от вертикали. В мантии по этой причине плюмы могут значительно отклоняться от вертикальной траектории, что и наблюдается в данных сейсмической томографии о скоростной структуре плюмов в нижней мантии [Nolet et al, 2006; Добрецов, 2011]. На рис. 14 приведена траектория движения Гавайского плюма по меридиональному сечению.

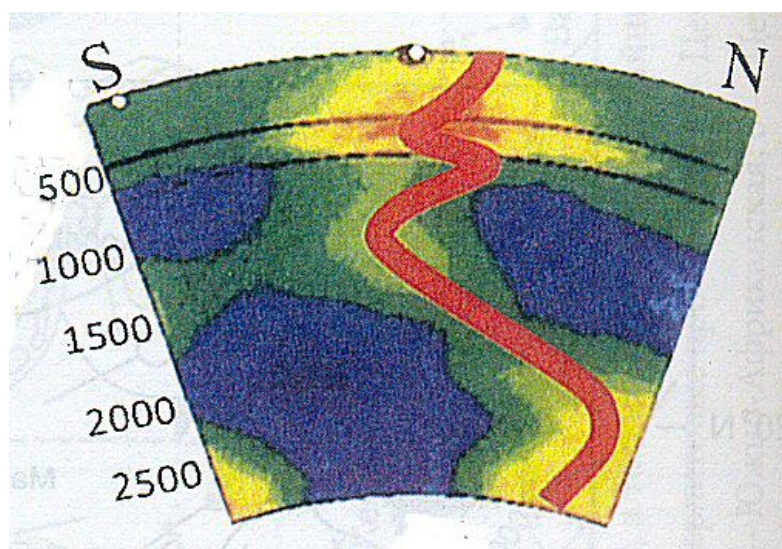


Рис. 14. Конфигурация Гавайского плюма по данным сейсмической томографии [Добрецов, 2011]. Знаками показаны положительные и отрицательные аномалии скорости сейсмических волн до  $\pm 1\%$ . Серая линия – вероятная траектория оси плюма.

Как видим, отклонения плюма от вертикали довольно прихотливы и велики. У погружающегося вюститового плюма такие отклонения еще более вероятны ввиду механизма наращивания тела плюма присоединением зерен вюстита при его движе-

нии. Заметим, что из-за малых размеров вюститовые плюмы вряд ли могут найти отражение в томографической скоростной модели нижней мантии [Nolet et al, 2006].

### Выводы

1. Методом интерактивно-автоматического подбора последовательно выделены (по остаточным полям) 15 диполей и надежно оценены их параметры при обоснованно заданных начальных значениях.

2. Центры почти всех диполей (кроме главного – 1 и диполя-3) фиксируются в нижней мантии. Это значит, что ответственные за них системы токов в основном находятся в нижней мантии.

3. Центры четырех диполей размещены в областях Мировых магнитных аномалий (ММА). Центр диполя-3 (во внешнем ядре) расположен под Альпийским горным поясом Европы. Центры двух диполей расположены под Срединно-Атлантическим хребтом. Компактная группа двух почти одинаково ориентированных диполей с центрами на близкой глубине расположена над Африканским суперплюмом. Центры двух диполей расположены под Южной Азией. Отмечается закономерная приуроченность центров диполей к областям нижней мантии с повышенной температурой.

4. Значения магнитных моментов диполей уменьшаются с увеличением номера диполя; начиная с диполя-3 эти значения на 1,5 порядка меньше значения магнитного момента главного диполя. Ориентировка векторов магнитных моментов диполей довольно разнообразна. Отклонения векторов магнитных моментов от радиусов в точках северных осевых полюсов (СОП) диполей с центрами в нижней мантии оцениваются углами в 40–80°. Эти отклонения разных диполей изменились за 50 лет на углы до 18° в ту или другую стороны. У главного диполя-1 отклонения изменились от 0,6 до 8,8°, у диполя-3 (с центром в нижней мантии) – от 48 до 17°.

5. Изменение координат центров и СОП диполей за 50 лет в большинстве случаев закономерны. Это и обеспечило устойчивость оценок параметров диполей, когда при исследовании диполей очередной эпохи в качестве начальных значений в оптимизационном подборе использовались значения параметров тех же диполей в предшествующую эпоху.

6. Предполагается, что в нижней мантии существуют токовые системы, создающие дипольные магнитные поля. Эти токи обеспечиваются высокой проводимостью важного компонента мантии – вюстита, который на глубинах 1000–2200 км переходит в низкоспиновое состояние железа с повышением плотности и электропроводности. Плотность вюстита существенно больше плотности перовскитовой мантии. Его погружение к ядру с глубины 1000 км создает узкие плюмы, в которых материал закручивается из-за вращения Земли. Пересечение таких проводящих соленоидов силовыми линиями тороидального поля создает ток, магнитное поле которого и наблюдается на поверхности Земли как поле диполей.

### Литература

Адам Н.В., Бенькова Н. П. Модели главного геомагнитного поля и его вековых вариаций. //Итоги науки и техники. 1976. Т. 3. с. 88–122.

Берлянд Н.Г., Цирель В.С. О наличии в геомагнитном поле крупных региональных аномалий. Геомагнетизм и аэрономия, 1974. Т. 14, № 3. С. 530–536.

Бенькова Н. П., Пушков А. Н. Магнитное поле Земли // Итоги науки и техники. Геомагнетизм и высокие слои атмосферы, Т. 5, 1980, 5–95.

Грушинский Н.П. Теория фигуры Земли. М.: Физматгиз, 1963. 448 с.

Добрецов Н.Л. Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск: НГУ. 2011. 488 с.

- Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН «Гео», 2001. 409 с.
- Калинин Ю.Д.* Выражение в сферических координатах потенциала магнитного диполя, расположенного в любой точке пространства и имеющего магнитный момент любого направления // Геомagnetизм и аэрономия. 1963. Т. III, № 6, 1058–1059.
- Кантор И.Ю.* Фазовые соотношения, структурные и электронные свойства ферропериклаза при высоких давлении и температуре. /Автореф. канд. дисс. М.: МГУ, 2007.
- Касьяненко Л.Г., Демина И.М., Сас-Ухрыновский А.* Представление главного магнитного пол Земли системой оптимальных по ориентации и положению диполей // Геомagnetизм и аэрономия. 2002. Т. 42. № 6. С.838–844.
- Каула У.* Введение в физику планет земной группы. М.: Мир. 1971. 536 с.
- Ковтун А.А.* Использование естественного электромагнитного поля при изучении электропроводности Земли. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1980. 196 с.
- Ковтун А.А.* Электропроводность Земли. Соросовский образовательный журнал. 1997. № 10. С. 111–117.
- Колесова В.И.* Аналитические методы магнитной картографии. М.: Наука, 1985. 222 с.
- Кропачев Э.П., Колесова В.И.* Об аналитическом представлении главного геомagnetного поля. Геомagnetизм и аэрономия, 1967, № 2, с. 390–393.
- Ладынин А.В.* Потенциальные геофизические поля в задачах геологии. Новосибирск: Изд-во Новосиб. ун-та. 2008. 264 с.
- Ладынин А.В., Попова А.А.* Оптимизационный подбор параметров эксцентричного диполя путем сравнения модельных полей с магнитным полем Земли // Геология и геофизика, 2009. Т. 50, № 3. С. 266–278.
- Любутин И.С., Гаврилюк А.Г.* Современные достижения в исследовании фазовых превращений в оксидах 3d-металлов при высоких и сверхвысоких давлениях. Обзор. Успехи физических наук, 2009. Т. 179, № 40. С. 1047–1078.
- Паркинсон У.* Введение в геомagnetизм. М.: Мир, 1986, 528 с.
- Пудовкин И.М., Валуева Г.Е., Колесова В.И.* Дипольная модель главного магнитного поля Земли (на основе анализа поля Z). Геомagnetизм и аэрономия. 1968. Т. 8, № 4, с. 732–742.
- Пуцаровский Д.Ю., Пуцаровский Ю.М.* Состав и строение мантии Земли // Соросовский образовательный журнал, 1998, № 11, с. 111–119.
- Яновский Б.М.* Земной магнетизм. Л.: Изд. Ленингр. ун-та. 1978, 592 с.
- Aldridge L.R., Stearns Ch.O.* Dipol model of the sources of the Earth's main magnetic field // J. Geophys. Res. 1969. V. 74. № 27. P. 6583–6593.
- Aldridge L.R., van Voorhis G., Davis T.M.* A magnetic profile around the world. J. Geophys. Res., 1963. V. 68. P. 3679–3692.
- Benkova N.P., Dolginov S.S., Simonenko T.N.* Residual geomagnetic field from the satellite Cosmos-49. J. Geophys. Res., 1973, 78, № 5, 798–803.
- Bochev A.* A dipole approximating to the highest possible degree the Earth's magnetic field // Pure Appl. Geophys. 1969. V. 74, № 3. P. 25–28.
- Bochev A.Z.* Presenting the Earth's magnetic field as a field of six optimal dipoles. Докл. Болг. АН, 1975, 28, № 4, 469–471
- Bochev A.Z.* Two and three dipoles approximating the Earth's main magnetic field // Pure Appl Geophys. 1974. V. 79. № 4. P 29–34.
- Fraser-Smith A.C.* Centered and eccentric geomagnetic dipoles and their poles, 1600–1985 // Rev. Geophys. 1987. V. 25. № 1, P. 1–16.

- Jacobs J.* Geomagnetism. Academic Press. 1987
- Kellogg L. H., Hager B. H., Van Der Hilst R. D.* Compositional stratification in the deep mantle, *Science*, 1999, v. 283, 1881–1884.
- Langel R.A.* The Main Field // Geomagnetism. Ed. J.A. Jacobs. V. 1. Academic Press, London, 1987, pp. 249–492.
- Lin J.-F. et al.* Spin transition zone in Earth's lower mantle. *Science*, 2007. V. 317. № 5845. PP. 1740–1743.
- Lin J.-F. et al.* Electrical conductivity of the lower-mantle ferropericlase across the electronic spin transition. *Geophys. Res. Lett.*, 2007. V. 34, L16305, doi:10.1029/2007GL030523.
- Nevanlinna H.* Interpreting regional geomagnetic anomalies and their secular variations with the aid of radial dipoles and current loops // *J. Geomag. Geoelectr.* 1980. V. 32. № 8. P. 483–506.
- Nolet G., Karato S.-I., Montelli R.* Плюмовые потоки по данным сейсмической томографии. *Earth planet. Sci. Lett.*, 2006. **248**. 685–699.
- Olsen N.* Long-period (30 days-1 year) electromagnetic sounding and the electrical conductivity of the lower mantle beneath Europe, *Geophys. J. Int.*, 1999, v. 138, 179 – 187.
- Regan R.D., Cain J.C., Davis W.M.* A global magnetic anomaly map. *J. Geophys. Res.*, 1975. V. 80. № 5. pp. 794–802.
- Shankland T.J., Peyronneau J., Poirier J.-P.* Electrical conductivity of the Earth's lower mantle. *Nature*, 1993 V. 366, pp. 453 – 455.
- Stearns Ch.O., Ollredge L.R.* Models of the sources of the Earth's magnetic field. *Meth. Comput/ Phys.*, 1973, v. 13, 61–92.
- Van Der Hilst R.D., Karason H,* Compositional heterogeneity in the bottom 1000 kilometers of Earth's mantle: toward a hybrid convection model, *Science*, 1999 283, 1885–1888.

### **Сведения об авторе**

Ладынин Александр Васильевич – профессор кафедры геофизики НГУ,  
Тел. 363-42-26 (с), 330-71-91 (д); [avlad@academ.org](mailto:avlad@academ.org) или [ladyninav@yahoo.com](mailto:ladyninav@yahoo.com)