

## Пространственно-временная структура магнитного поля Земли территории Украины: оценка вклада внутренних и внешних источников

© М. И. Орлюк, А. А. Роменец, П. В. Сумарук, Ю. П. Сумарук,  
Т. П. Сумарук, 2012

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 17 января 2011 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

Оцінка внеску тих або інших джерел у сумарне магнітне поле Землі важлива у зв'язку з виділенням окремих його складових з метою дослідження їх природи, механізму виникнення тощо. Розглянуто деякі аспекти розділення внутрішніх і зовнішніх джерел магнітного поля Землі, а також оцінено внесок різних джерел у сумарне поле та його варіації. Для розв'язання поставленої задачі використано насамперед результати спостережень українських магнітних обсерваторій.

Estimation of contribution of those or other sources in total magnetic field of the Earth is important in connection with separation of its constituents with the purpose of research of their nature, mechanism of origin etc. In this article some aspects of subdivision of internal and external sources of the magnetic field of the Earth are considered, as well as estimation of contribution of different sources in the total field and its variations is given. For the solving of the problem results of observations have been used of Ukrainian magnetic observatories first of all.

**Введение.** Как известно, магнитное поле Земли представляет собой сумму полей от целого ряда внутренних и внешних источников. Оценка вклада тех или иных источников в суммарное магнитное поле Земли важна в связи с выделением отдельных его составляющих в чистом виде с целью исследования их природы, механизма возникновения и т. д. В частности, для изучения процессов в жидком ядре Земли необходимо выделить только ту часть поля, которая связана именно с этим объектом, для изучения намагниченности литосферы требуется исключить эффект поля ядра, ионосферных и магнитосферных источников, т. е. вычестить из измеренных значений поля. Однако проблема состоит в том, что аномалии от различных источников часто перекрываются в широком диапазоне длин волн и интенсивности. Так, например, аномалии магнитного поля с длиной в первые тысячи километров могут быть связаны как с ядром, так и с литосферой Земли (хотя бы и частично). Естественно-

но, что еще сложнее разобраться с природой источников вариаций магнитного поля Земли как длинно-, так и короткопериодных. Часто вариации внешнего и внутреннего происхождения взаимозависимы и обуславливают друг друга (например, геомагнитные вариации индуцированы в земной коре как за счет изменения поля ядра, так и за счет ионосферно-магнитосферных источников поля [Verbanac et al., 2007; Thebault et al., 2009; Hulot et al., 2010; Orliuk et al., 2011 б]). Поэтому в данной статье рассмотрены некоторые аспекты разделения внутренних и внешних источников магнитного поля Земли, а также дана оценка вклада различных источников в суммарное поле и его вариации. Для решения поставленной задачи были использованы прежде всего результаты наблюдений украинских обсерваторий.

**Магнитное поле Земли.** Пространственно-временная структура магнитного поля Земли *B* определяется суммой полей от разных источников:

$$B = B_n + B_a + B_b,$$

где  $B_n$  — нормальное (главное) поле Земли, которое генерируется процессами в жидком ядре и на границе с мантией и определяет глобальную пространственную и временную структуры поля планеты;  $B_a$  — аномальное магнитное поле (поле литосферы), обусловленное в основном намагниченностью пород;  $B_b$  — внешнее поле, обусловленное влиянием солнечного и космического излучений, магнитных полей Солнца и околоземного пространства.

Измерения полного вектора магнитной индукции  $B$ , ее северной  $B_x$ , восточной  $B_y$  и вертикальной  $B_z$  компонент проводятся в геомагнитных обсерваториях (ГО). На территории Украины функционируют три ГО: "Киев", "Львов" и "Одесса", которые оборудованы современной аппаратурой для высокоточных измерений.

В обсерваториях регистрируются суммарные значения компонент магнитного поля внутренних и внешних источников. В соответствии с результатами наблюдений и расчетов прирост величины полного вектора индукции магнитного поля за период 1958—2008 гг. состав-

ляет: ГО "Киев" — 1223 нТл, ГО "Одесса" — 1144 нТл, ГО "Львов" — 1323 нТл. Среднегодовой прирост — 24,5, 23,3 и 26,5 нТл соответственно [Orliuk et al., 2011 a]. На этом фоне наблюдаются аномалии прироста геомагнитного поля (рис. 1).

**Внутреннее магнитное поле Земли** состоит из главного и аномального магнитных полей. Главное магнитное поле Земли (поле ядра) состоит из дипольной и недипольной частей и принимается за нормальное геомагнитное поле относимости Земли  $B_{IGRF}$ . Оно, как правило, представляет собой сферический гармонический ряд с определенным количеством гармоник, обычно 10—13 [Purucker, 2011]. На это поле налагается аномальное магнитное поле, обусловленное магнитными источниками в земной коре, а также индуцированное магнитное поле за счет проводимости и магнитной проницаемости пород литосферы. Величина нормального поля  $B_{IGRF}$  была рассчитана по модели IGRF 1945—2015 Model Coefficients 2015 [http://omniweb.gsfc.nasa]. Это поле в дальнейшем использовано авторами для оценки подмагничивающего эффекта в вековые вариации магнитного поля ( $SV$ ).

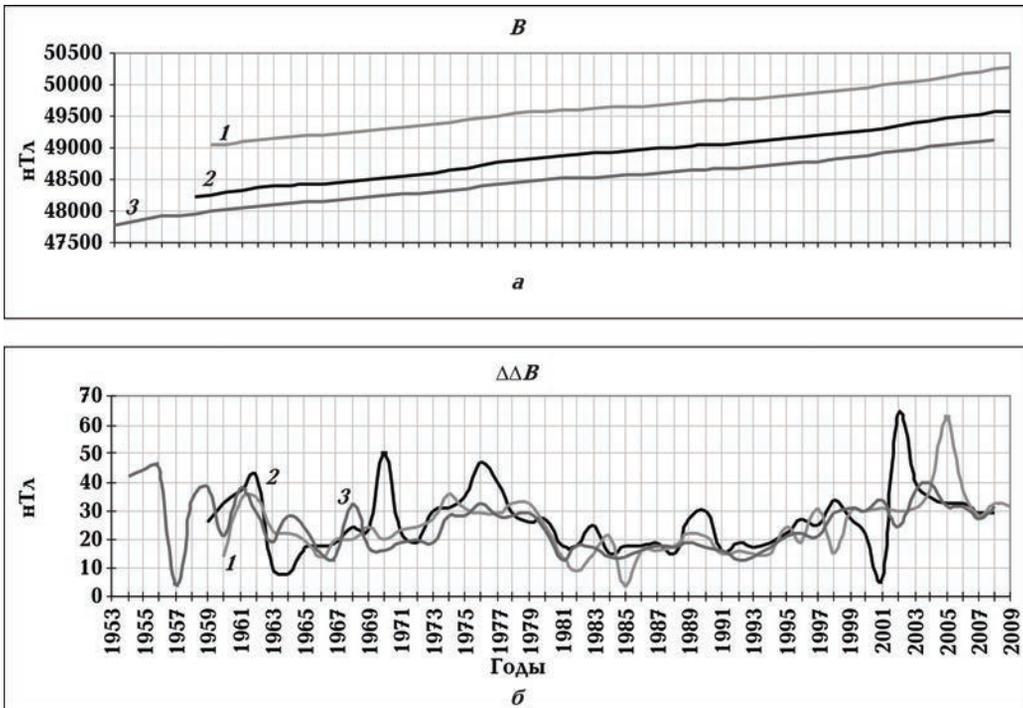


Рис. 1. Изменение величины полного вектора индукции магнитного поля  $B$  (а) и ее среднегодовой прирост (б) по данным украинских геомагнитных обсерваторий: 1 — "Львов", 2 — "Одесса", 3 — "Киев".

По результатам наблюдений и интерпретации определено, что наиболее существенно изменяется главное (нормальное) магнитное поле, а прирост для территории Украины составляет в среднем 1200 нТл за последние 50 лет. В частности, если территория юго-запада и юга Украины в 1950 г. характеризовалась величинами модуля  $B_H$ , равными 47 000 нТл, а северо-востока и севера — 49 800 нТл, то в 2000 г. соответственно величинами — 48 200 и 50 500 нТл, а горизонтальный градиент поля  $B_H$  — около 5 нТл/км [Орлюк, Роменець, 2002]. Величина нормальной компоненты  $B_H$  за период с 1958 по 2008 г. по данным ГО "Киев" имеет прирост 1256 нТл, ГО "Одесса" — 1186 нТл, ГО "Львов" — 1343 нТл. Среднегодовой прирост  $B_H$  составляет: ГО "Киев" — 25,1 нТл/год, ГО "Одесса" — 23,8 нТл/год, ГО "Львов" — 26,8 нТл/год (рис. 2).

Рассмотрим долговременные изменения по-

ля вековых вариаций ( $SV$ ). Величину  $SV$  определяют как разницу между последовательными среднегодовыми значениями трех ортогональных компонент и полной напряженности геомагнитного поля, которые непрерывно наблюдаются в магнитных обсерваториях. При расчете таких разниц допускается, что вариации поля с периодами менее одного года, которые генерируются внешними источниками и являются знакопеременными, автоматически исключаются. Однако вариации геомагнитного поля, генерируемого кольцевым магнитосферным током, которые отображаются в горизонтальной и вертикальной составляющих поля, всегда одного знака. Поэтому в магнитоактивные годы компонента  $B_H$  всегда меньше, а компонента  $B_z$  больше, чем в спокойные годы. Такой же эффект дает солнечносуточная  $B_s$ -вариация ( $S_q$ ). В результате влияния внешних источников вековые вариации

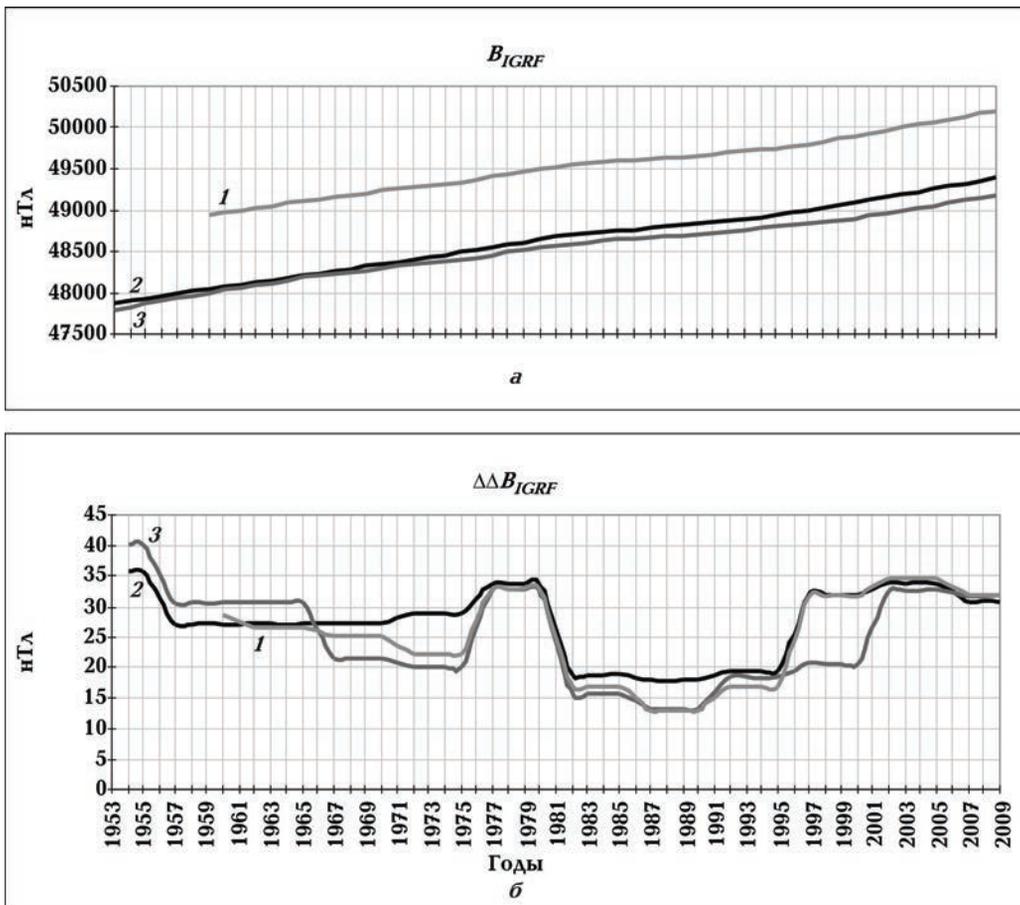


Рис. 2. Изменение величины нормальной компоненты  $B_{IGRF}$  (а) и ее среднегодовой прирост (б) по данным украинских геомагнитных обсерваторий: 1 — "Львов", 2 — "Одесса", 3 — "Киев".

SV, полученные по среднегодовым значениям, будут вмещать компоненты, связанные с солнечной и соответственно магнитной активностью [Verbanac et al., 2007]. Разделение поля на составляющие от каждого источника является чрезвычайно актуальной задачей.

Для выделения вариаций, связанных с внешними и внутренними источниками, необходимо от среднегодовой величины поля, рассчитанной для конкретной обсерватории, отнять его главную часть, образованную токами на границе ядро—мантия. Вклад внешних источников для всех обсерваторий оценен посредством разницы среднегодового значения за все дни и по спокойным дням ( $B_H - B_{S_q}$ ).

На данный момент для ГО "Киев", "Львов" и "Одесса" с использованием нового критерия оценки возмущенности МПЗ [Орлюк, Роменец, 2005] рассчитаны индукционные аномалии (аномалии "подмагничивания"), интенсивность которых определяется величиной намагничивающего поля  $B_H$ . Это следует из того, что в случае обусловленности суммарной намагниченности породы индуктивной компонентой  $I_i = \chi H$  соотношение  $\Delta D = (B - B_H) / 2B_H = \Delta B / 2B_H = \text{const}$  должно быть постоянным для любого временного интервала. Расчеты показали, что эта компонента поля за последние 50 лет имеет величину: ГО "Одесса" — 0,75 нТл, ГО "Киев" — 2,25 нТл и ГО "Львов" — 6,3 нТл [Orliuk et al., 2011 б].

**Внешнее геомагнитное поле.** В настоящее время накоплены огромные массивы как наземных, так и аэрокосмических данных о пространственных и временных изменениях геомагнитного поля, однако методика идентификации геомагнитных вариаций в средних широтах от разных источников детально не разработана.

В связи с широкомасштабными исследованиями околоземного космоса стало понятно, что главные внешние источники геомагнитных вариаций размещены в высокоширотной ионосфере и далекой магнитосфере. Нерегулярные вариации создаются магнитосферными токами и токами высокоширотных ионосферных электротокков и проявляются в магнитном поле Земли в виде магнитных бурь [Акасофу, Чепмен, 1975]. Регулярные вариации создаются солнечным и космическим излучением и проявляются в виде спокойной солнечно-суточной вариации [Яновский, 1978].

Вклад внешних источников для всех обсерваторий оценен посредством разницы среднегодового значения за все дни и по спокойным дням ( $B_H - B_{S_q}$ ).

На рис. 3 показаны среднегодовые значения  $B - B_{IGRF}$  горизонтальной и вертикальной компонент полного вектора геомагнитного поля. Как видно из рис. 3, а, среднегодовые значения компоненты  $B_H$  в ГО "Львов", "Киев", "Одесса" изменяются синфазно. Амплитуды

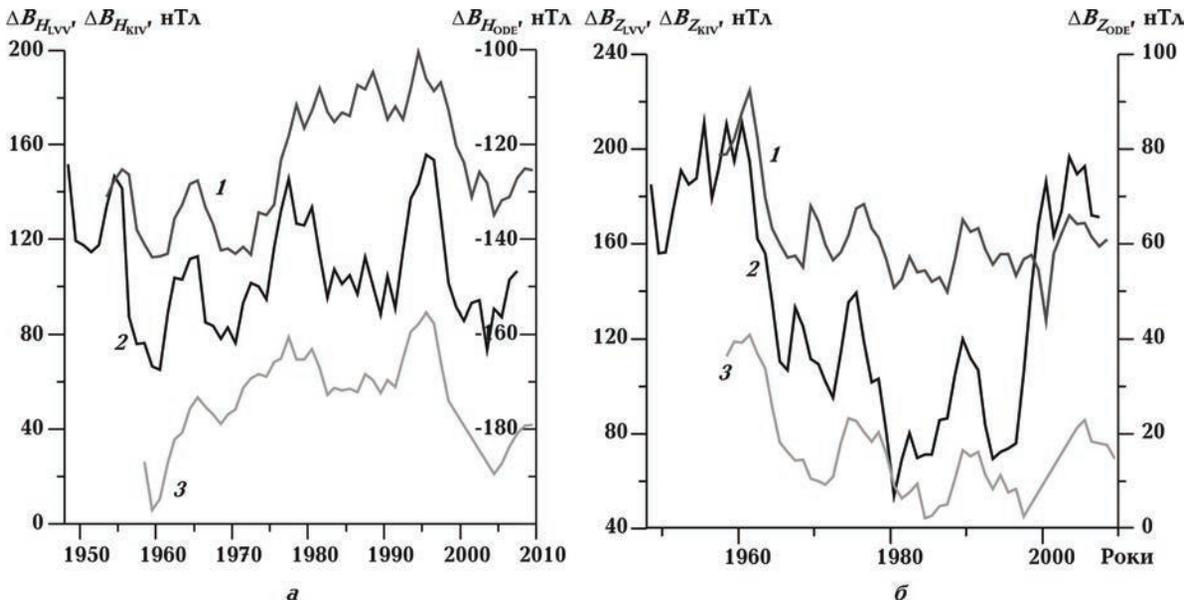


Рис. 3. Среднегодовые значения  $B - B_{IGRF}$  горизонтальной (а) и вертикальной (б) компонент вектора переменного магнитного поля для геомагнитных обсерваторий: 1 — "Львов", 2 — "Одесса", 3 — "Киев".

изменений в ГО "Львов" составляют 112,6—199,3 нТл, в ГО "Киев" — 5,7—89,3 нТл, в ГО "Одесса" от – 122,2 до 167,4 нТл. Среднегодовые значения компоненты  $B_z$  также изменяются синфазно: амплитуды изменений в ГО "Львов" составляют 140,6—224,6 нТл, в ГО "Киев" — 44,9—121,6 нТл, в ГО "Одесса" — 6,8—85,5 нТл.

Вопросу идентификации внешних источников геомагнитных возмущений было посвящено много исследований. В частности, вариацию геомагнитного поля, вызванную магнитосферными и ионосферными источниками в средних широтах, можно представить как

$$\Delta = DR + DT + DCF + DP + S_q, \quad (1)$$

где  $DR$  — вариация от кольцевого магнитосферного тока (включает и частичный кольцевой ток);  $DT$  — вариация от токов в хвосте магнитосферы;  $DCF$  — вариация от токов на магнитопаузе;  $DP$  — вариация от ионосферных токов в зоне полярных сияний и их обратных токов растекания в средние широты;  $S_q$  — спокойная солнечно-суточная вариация.

Для диагностики источников вариаций во время магнитных бурь необходимо решить вопрос выбора уровня отсчета (нулевого уровня) величины геомагнитных вариаций и ее изменений в зависимости от сезона и солнечной активности. Чаще всего за уровень отсчета поля нерегулярных вариаций используют спокойную солнечно-суточную вариацию ( $S_q$ ), однако хорошо известно [Сумарук Т. П., Сумарук Ю. П., 2004], что амплитуда этой вариации изменяется с изменением сезона и фазы цикла солнечной активности, а также широты.

Источником  $S_q$ -вариаций являются ионосферные системы токов [Космическая ..., 1976], интенсивность которых зависит в основном от электромагнитного излучения Солнца в видимом свете, ультрафиолетовом и рентген-диапазонах. Освещение ионосферы изменяется с сезоном и очень мало зависит от изменения фазы цикла солнечной активности. Интенсивность ультрафиолетового и рентгеновского излуче-

ния Солнца зависит от изменения солнечной активности и не зависит от сезона.  $S_q$ -вариация тесно связана с экваториальной электроструей [Яременко, 1970].

Как показано в работе [Сумарук Т. П., Сумарук Ю. П., 2005], солнечно-суточная вариация в средних широтах имеет две компоненты: постоянную для данного месяца, которая не зависит от солнечной активности, и переменную, величина которой зависит от солнечной активности. Постоянная для данного месяца компонента  $S_q^i$  не изменяется в цикле солнечной активности, но амплитуда ее различна для каждого месяца. Наиболее вероятно, что  $S_q^i$  генерируется ионосферными динамотоками, интенсивность которых пропорциональна проводимости ионосферы, связанной с электромагнитным излучением Солнца.

Величина переменной компоненты  $S_q^m$  прямолинейно зависит от активности Солнца, выраженной числами Вольфа. Компонента  $S_q^m$  генерируется магнитосферными токами, интенсивность которых изменяется при изменении параметров солнечного ветра и "вмороженного" в него межпланетного магнитного поля.

Для украинских обсерваторий амплитуды  $S_q$ -вариаций поданы в табл. 1.

Магнитосферные источники вариаций  $DR$ ,  $DT$ ,  $DCF$  хорошо отображает  $D_{st}$ -индекс магнитной активности. Его получают по данным четырех низкоширотных геомагнитных обсерваторий. Индекс регулярно рассчитывается и публикуется в бюллетнях IAGA, а также выставляется на сайтах международных центров данных, в частности в Киото, Япония (<http://swdc.cdb.kugi.kyoto-u.ac.jp>).

В средних широтах величину вариации от магнитосферных источников  $\Delta_m$  можно вычислить в первом приближении по формуле

$$\Delta_m = D_{st} \cos \Phi,$$

где  $\Phi$  — геомагнитная широта обсерватории. Поскольку разница геомагнитных широт украинских обсерваторий изменяется в пределах

**Т а б л и ц а 1.** Изменение суточных амплитуд  $S_q$ -вариаций

Солнечная активность	Зима			Лето		
	$S_q$ (H), нТл	$S_q$ (D), мин	$S_q$ (Z), нТл	$S_q$ (H), нТл	$S_q$ (D), мин	$S_q$ (Z), нТл
Низкая	7—13	1,7—3,1	4—15	20—32	6,4—11,5	5—14
Высокая	27—50	6,5—13,6	5—18	37—62	12,7—18,5	12—36

$4^\circ$ ,  $\Delta_m$  будет изменяться в пределах 0,003, что не выходит за погрешность вычислений.

Величину вариации  $DCF$  от токов на магнитопаузе вычисляют по модельным расчетам. При этом чаще всего используют: параболическую A2000 модель магнитосферы [Alexeev et al., 1996], модель магнитосферы T02 Циганенко [Tsyganenko, 2002; Максименко и др., 2006], модель магнитосферы Мида [Mead, Beard, 1964]. Величина  $DCF$ -вариаций, рассчитанная по разным моделям, соразмерна по величине.

Для примера, рассчитанные по модели Мида поправки на вариации, созданные токами на магнитопаузе [Сумарук П.В., Сумарук Т.П., 2006], в спокойные дни ( $DCF$ ) имеют величину + 14 нТл для среднеширотной обсерватории в горизонтальной составляющей, в вертикальной составляющей — величину – 13 нТл. Поправка на  $DCF$ -вариации в магнитном склонении в спокойные периоды достигает  $\pm 0,05^\circ$  и изменяется в фазе с изменением  $S_q$ -вариации. Как показано в работе [Фельдштейн, 1973], в магнитоспокойные дни  $DCF$ -вариации компенсируются  $DT$ -вариациями.

Вариацию от ионосферных токов в зоне полярных сияний и их обратных токов в средние широты описывают посредством индексов авроральной активности  $AE$ ,  $AU$ ,  $AL$ . Как известно [Космическая ..., 1976], во время очень больших магнитных бурь ( $D_{st} > -150$  нТл) фокусы авроральных ионосферных токов смещаются к средним широтам. В начальной фазе магнитной бури среднеширотные обсерватории находятся под прямым действием обратных ионосферных токов. При росте  $D_{st}$  обсерватории попадают под прямое действие восточной ( $AU$ ) или западной ( $AL$ ) электроструй [Сумарук П.В., Сумарук Ю.П., 1994] в зависимости от местного времени.  $AE$ -индексы вычисляются по данным цепочки магнитных обсерваторий аврорального пояса. При большой магнитной активности  $AE$ -индексы занижены и для вычисления их необходимо использовать данные субавроральных обсерваторий [Сумарук П.В., Сумарук Т.П., 2006].

Величину нерегулярных вариаций геомагнитного поля можно определить как  $H - S_q$ , где  $H$  — значение горизонтальной компоненты геомагнитного поля [Сумарук П.В., Сумарук Т.П., 2006].  $S_q$ -вариацию рассчитывают по пяти международно-спокойным дням. В горизонтальной компоненте лучше всего отображаются вариации, вызванные внешними источниками. Предложенная разница минимизирует влияние внутренних источников геомагнитного поля.

Исходя из вышеизложенного, предложена идентификация внешних источников геомагнитных вариаций по данным украинских обсерваторий. Как показано в работе [Сумарук П.В., Сумарук Т.П., 2006], около 80% иррегулярных вариаций магнитного поля на территории Украины во время магнитных бурь генерируются магнитосферными источниками, из них только пятая часть имеет ионосферное происхождение. Полученные результаты для 11 наибольших бурь 21—22 циклов солнечной активности хорошо согласовываются с результатами других авторов [Максименко и др., 2006; Яременко, Мельник, 2005] и представлены в табл. 2.

**Обсуждение результатов и выводы.** Выполненные исследования пространственно-временной структуры магнитного поля территории Украины важны для решения ряда задач магнитологии и экологии. Магнитное поле Украины является в своем роде уникальным по сравнению с полями других стран Европы как в отношении наличия аномалий регионального и локального класса высокой интенсивности, так и его существенными изменениями во времени.

С использованием данных наблюдений магнитных обсерваторий Украины за полувековой интервал времени рассчитана динамика магнитного поля, а также выполнена оценка вкла-

**Т а б л и ц а 2.** Соотношение величины вариации от магнитосферных и ионосферных токов

$D_{st}$ , нТл	$DR + DT$ , %	$DCF$ , %	$DP$ , %
249	62	17	21
220	71	17	12
291	74	14	12
219	72	11	17
338	65	19	16
303	66	20	14
169	55	18	27
559	66	18	16
298	62	20	18
198	55	23	22
297	62	22	16
<b>Среднее</b>	<b>65</b>	<b>18</b>	<b>17</b>

да в вариации поля как внутренних, так и внешних источников.

Прежде всего отметим значительные изменения магнитного поля в целом для Украины, в частности, прирост величины полного вектора индукции магнитного поля за период 1958—2008 гг. составляет для ГО "Киев" 1223 нТл, ГО "Одесса" — 1144 нТл, ГО "Львов" — 1323 нТл. Большая часть этого прироста ( $B_H = 1200$  нТл за последние 50 лет) определяется ростом главного магнитного поля Земли. За счет "подмагничивающего" эффекта последнего оценена величина вклада в суммарные вариации поля магнитных неоднородностей земной коры, который оказался очень незначительным. Так, эффект от магнитных источников, расположенных в земной коре районов геомагнитных обсерваторий, составляет максимум 10 нТл за 50 лет, что хорошо согласуется с данными других авторов [Thebaud et al., 2009]. В целом для территории Украины, в областях интенсивных магнитных аномалий (Курская, Криворожская, Одесская и т. д.), этот эффект может достигать десятков и даже сотен нанотесла [Орлюк, Роменец, 2005]. Естественно, что "подмагничивающий" эффект за счет вариаций внешнего поля (достигающих 100—250 нТл во время магнитных бурь) будет еще меньше.

Высокочастотные геомагнитные вариации внешнего поля с периодами от суток и меньше, обусловленные магнитосферными и ионосферными токами, изменяются в существенно меньшей степени по сравнению с длиннопериодными вариациями внутреннего происхождения. Вариации внешнего поля изменяются в пределах от единиц до первых десятков нанотесла и только во время очень сильных магнитных бурь их интенсивность может достигать сотен нанотесла.

Проведенные по моделям расчеты вариаций от магнитосферных и ионосферных источников и сравнение их с наблюдаемыми изменениями поля на поверхности Земли с учетом переменного уровня отчета показали, что во время магнитных возмущений около 80% поля вариаций в средних широтах генерируется магнитосферными источниками, а 20% — ионосферными.

В целом, суммируя вышеизложенное, можно констатировать, что магнитное поле Земли территории Украины существенно изменяется как в пространстве, так и во времени с большим вкладом внутренних источников для длиннопериодных, а внешних — для короткопериодных его вариаций.

### Список литературы

- Акасофу С.-И., Чепмен С. Солнечно-земная физика. Ч. II. — Москва: Мир, 1975. — 512 с.
- Космическая геофизика / Под ред. А. Эгеланда, О. Холгера, А. Омхолта. — Москва: Мир, 1976. — 544 с.
- Максименко О.И., Яременко Л.Н., Шендеровская О.Я., Мельник Г.В., Мозговая Т.А. Модели магнитного поля и характеристики магнитных бурь // Космічна наука та технологія. — 2006. — 12, № 1. — С. 64—69.
- Орлюк М.И., Роменец А.А. Новый критерий оценки пространственно-временной возмущенности магнитного поля Земли и некоторые аспекты его использования // Геофиз. журн. — 2005. — 27, № 6. — С. 1012—1023.
- Орлюк М.И., Роменец А.О. Геомагнітне екологічне поле України // Вісник Київ. нац. ун-ту. Геологія. — 2002. — 23—24. — С. 88—91.
- Сумарук П.В., Сумарук Т.П. Розділення геомагнітних варіацій в середніх широтах від магнітосферних та іоносферних джерел // Космічна наука та технологія. — 2006. — 12, № 1. — С. 76—79.
- Сумарук П.В., Сумарук Ю.П. Индексы магнитной активности АЕ во время магнитной бури // Геофиз. журн. — 1994. — 16, № 4. — С. 51—53.
- Сумарук Т.П., Сумарук Ю.П. Про джерела  $S_q$ -варіацій геомагнітного поля в середніх широтах // Геофиз. журн. — 2005. — 27, № 2. — С. 299—303.
- Сумарук Т.П., Сумарук Ю.П. Про рівень відліку поля нерегулярних магнітних варіацій в середніх широтах // Геофиз. журн. — 2004. — 26, № 6. — С. 139—142.
- Фельдштейн Я.И. Вариации магнитных полей в межпланетном пространстве и на поверхности Земли // Вестн. АН СССР. — 1973. — № 8. — С. 532—538.
- Яновский Б.М. Земной магнетизм. — Ленинград: Изд. ЛГУ, 1978. — 591 с.

- Яременко Л.Н. Мельник Г.В. Магнитные бури 15—16 июля 2000 г. и 15 мая 1997 г. // Геофиз. журн. — 2005. — **27**, № 5. — С. 874—882.
- Яременко Л.Н. Экваториальный струйный электроток. — Киев: Наук. думка, 1970. — 116 с.
- Alexeev I.I., Belenkaya E.S., Kalegaev V.V., Feldstein Ya.I., Grafe A. Magnetic storms and magnetotail currents // J. Geophys. Res. — 1996. — **101**. — P. 7737—7747.
- Hulot G., Balogh A., Christensen U., Constable G., Manda M., Olsen N. The Earth's Magnetic Field in Space Age: An Introduction to terrestrial Magnetism // Space. Sci. Rev. — 2010. — **155**. — P. 1—7.
- [http://omniweb.gsfc.nasa.gov/vitmo/igrf\\_vitmo.html](http://omniweb.gsfc.nasa.gov/vitmo/igrf_vitmo.html)
- Mead G.D., Beard D.B. Deformation of the geomagnetic field by the solar wind // J. Geophys. Res. — 1964. — **69**. — P. 1169—1180.
- Orliuk M.I., Romanets A.O., Sumaruk T.P. Dynamics of the Earth's magnetic field of Ukraine // X<sup>th</sup> International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects. 10—13 May 2011 a, Kiev, Ukraine. Paper 086. Conference CD-ROM Proceedings. — 4 p.
- Orliuk M.I., Romanets A.O., Sumaruk Yu.P., Sumaruk T.P. Space-temporal characteristic of the magnetic field of Ukraine // 5<sup>th</sup> MagNetE Workshop on European geomagnetic repeat station survey 2009—2010. Rome 9—11 May 2011 б. Programme and abstract. — P. 16—17.
- Purucker M. Planetary magnetic fields of the solar system. — 2011. — <http://planetary-mag.net/index.html/>
- Thébault E., Hemant K., Hulot G., Olsen N. On the geographical distribution of induced time-varying crustal magnetic fields // Geophys. Res. Lett. — 2009. — **36**, L01307. — DOI:10.1029/2008GL036416.
- Tsyganenko N.A. A model of the near magnetosphere with a dawn-duck asymmetry: 1. Mathematical structure // J. Geophys. Res. — 2002. — **107**. — DOI:10.1029/2001JA000219.
- Verbanac G., Luhr H., Rother M., Korte M., Manda M. Contributions of the external field to the observatory annual means and a proposal for their corrections // Earth Planets Space. — 2007. — **59**. — P. 251—257.