

НАЦИОНАЛЕН ИНСТИТУТ ПО ГЕОФИЗИКА ГЕОДЕЗИЯ И ГЕОГРАФИЯ - БАН
Секция “Земен магнетизъм”



Методи Иванов Методиев

**Регионални особености на динамиката на
геомагнитното поле на територията на
Балканския полуостров**

АВТОРЕФЕРАТ

на дисертация за получаване на образователна
и научна степен “**доктор**”

Направление 4.4 „Науки за Земята“
Научна специалност „Земен магнетизъм и гравиметрия“

Научен ръководител:
доц. д-р Петя Трифонова

София, 2017

Данни за дисертационния труд:

Брой страници: 139

Брой фигури: 42

Брой таблици: 9

Брой на цитираните заглавия: 121

Дисертационната работа е обсъдена и насочена за защита от разширен научен семинар на секция „Земен магнетизъм“ при НИГГГ- БАН, състоял се на 15.02.2017.

Материалите по защитата са на разположение на интересуващите се в канцеларията НИГГГ – БАН, ул. „Акад. Г. Бончев“, бл.3.

Съдържание

Данни за дисертационния труд:	2
Съдържание.....	2
Глава 1: Въведение	4
1. 1 Актуалност на темата	4
1.2 Цели и задачи.....	5
1.3 Структура на дисертацията	6
Глава 2: Геомагнитно поле - основни положения	8
2.1 Основни понятия	8
2.1.1 Елементи на магнитното поле	8
2.1.2 Диполно поле	9
2.1.3 Главно (нормално) поле.....	9
2.1.4 Аномално поле – кристалинно и външно.....	11
2.2 Вариации на геомагнитното поле	11
2.2.1 Дълго-периодични вариации	12
2.2.2 Късо-периодични вариации	14

Глава 3: Модели на геомагнитното поле (обзор).....	15
3.1 Глобални модели	15
3.1.1 Преглед и теория.....	16
3.2 Локални и регионални модели	20
3.2.1 Преглед и основни положения	20
Глава 4 Компилиране на база данни за елементите на геомагнитното поле на територията на България и Балканския полуостров и описание на приложените методи и процедури.....	22
4.1 Компилиране на база данни за елементите на геомагнитното поле на територията на България и Балканския полуостров.	22
4.1.1 Използвани данни за територията на България	22
4.1.2 Данни за територията на Балканския полуостров	24
4.2 Отделяне на сигналите от различни причинители в състава на наблюдаваното геомагнитно поле	25
4.2.1 Данни, използвани при анализа	25
4.2.2 Корекция за външно влияние	27
4.2.3 Отделяне на кристалинната компонента	30
4.3 Динамичен модел на геомагнитното поле на територията на България за периода 2015.0 - 2020 г.....	30
4.3.1 Използвани данни	30
4.3.2 Изработване на модел на геомагнитното поле за епоха 2015.0.....	32
4.3.3 Екстраполиране на модела до 2020 г.....	35
Глава 5 Анализ на получените резултати	36
5.1 Анализ на получените резултати след отстраняване на външното влияние.....	36
5.2 Анализ на получените резултати от отделянето на кристалинната компонента ...	37
5.3 Анализ на полученото геомагнитно поле епоха 2015.0 и прогнозни стойности до 2020	39
Глава 6 Заключение	45
Библиография.....	47
Приноси.....	50
Публикации.....	51
Научни публикации, свързани с дисертационния труд.....	51
Доклади от научни форуми	51

Глава 1: Въведение

Наблюдението на геомагнитното поле от Земята и околоземното пространство се използва, за да се изследват динамичните процеси във вътрешността на Земята и в космическата среда близо до нея. Главната цел на тези изследвания е да се разберат по-добре космическите метеорологични условия и да се създаде представа за бъдещото развитие на геомагнитното поле.

Интензитетът на геомагнитното поле може да се представи като сума от магнитните влияния на няколко причинителя. Най-общо те се групират в три групи: 1) нормално (диполно) поле, свързано с хидродинамичните процеси, протичащи във външното ядро, 2) литосферно (кристалинно) поле, генерирано от магнитните скали в горните слоеве на Земята и 3) външно поле, резултат от токовите системи в йоносферата и магнитосферата.

Нормалното магнитно поле и неговата промяна във времето, известна като секуларна вариация, се използва за изучаване на Земното ядро, за конструиране на модели на потока по повърхността на ядрото, за изучаване на взаимодействията на контакта ядро-мантия, както и за оценка на ефекта от промяната на потока върху въртенето на Земята. В регионален мащаб се проследява изменението на магнитното поле в пространството, причинено от влиянието на магнитните скали, разположени на различна дълбочина в литосферата. Третата съставляваща в структурата на геомагнитното поле има външен произход. Тя се обуславя от електричните токови системи в йоносферата и магнитосферата, които се променят бързо, в зависимост от слънчевата активност.

Тези характеристики на геомагнитното поле показват, че изследването на динамиката на полето в различни времеви скали и пространствени мащаби е актуален въпрос с важно научно и приложно значение.

1. 1 Актуалност на темата

Все по-голямото количество данни, което се натрупва през последните години както от наземни, така и от сателитни наблюдения се използва главно в две направления: 1) за създаване на пространствени модели (глобални и регионални и 2) за отделяне на сигналите от различните причинители в състава на наблюдаваното поле.

Публикуваните в научната литература глобални и регионални модели, заедно с високоточните данни, получавани от геомагнитните обсерватории дават възможност да се изследва пространствено-времевата структура на геомагнитното поле, разкривайки същността на процесите, които предизвикват неговата промяна.

Динамиката на геомагнитното поле, представена чрез неговите вариации с периоди от милиони години до секунди е предмет на интерес от научната общност поради факта, че то оказва влияние върху цялата Земна система.

Освен този чисто фундаментален интерес към феномена геомагнитно поле, изследванията на неговата динамика имат и чисто практическо приложение. Известно е, че деклинацията на геомагнитното поле е важен параметър както за навигацията, така и за изработването на топографски карти за различни цели. Поради факта, че измерването на този параметър е сравнително сложна, бавна и трудоемка процедура възниква необходимостта от прогнозиране на изменението на неговите стойности за определени интервали от време.

В заключение може да се каже, че изучаването на развитието на магнитното поле на Земята, което доказано датира от преди повече от 3.7 милиарда години, както и изследването на неговите вариации е сравнително евтин и достатъчно точен начин както за получаване на информация, свързана с геоложкия строеж на планетата, така и за процесите, протичащи във вътрешността и в околоземното пространство, където измерването на други физични параметри често е затруднено.

1.2 Цели и задачи

Цел на настоящата работа е да изследва динамиката на елементите на геомагнитното поле на територията на Балканския полуостров чрез интерпретация на обсерваторни данни и секуларни измервания, както и да се направи опит за отделяне на сигналите от различни причинители в състава на наблюдаваното поле за територията на България.

За постигането на тази цел са формулирани следните конкретни задачи:

- Кратък обзор на основните положения от теорията на земния магнетизъм и използваните параметри за оценка на измененията на полето.
- Преглед на моделите на Земното магнитно поле от глобален към регионален мащаб в световната практика.

- Отделяне на сигналите от различни причинители в състава на наблюдаваното поле за територията на България.
- Създаване на модел за корекция на външното влияние в обсерваторни и секуларни данни.
- Отделяне на сигнала от кристалинната компонента в състава на геомагнитното поле
- Формиране на база данни на елементите на геомагнитното поле на територията на Балканския полуостров по обсерваторни данни и секуларни измервания.
- Разработка на алгоритми и програми за изчисляване на необходимите параметри. Избор на оптимален времеви интервал за изработване на конкретен модел.
- Създаване на регионален модел на изменението на елементите на Земяното магнитно поле на територията на България.
- Оценка на получения регионален модел чрез съпоставка с реални данни и с последната генерация на глобалния модела IGRF.

1.3 Структура на дисертацията

В настоящата работа е направен кратък обзор на теорията за произхода на геомагнитното поле, процесите, протичащи в магнитосферата и наблюдаваните вариации на полето. Описани са основните параметри, които се използват за описание на неговата смутеност.

Направен е преглед на глобалните и регионални модели на геомагнитното поле и са посочени основните им достижения.

Създадена е база данни за елементите на геомагнитното поле от 5 обсерватории на територията на Балканския полуостров, както и секуларни измервания от територията на България.

Създадени са модели на елементите на геомагнитното поле за епоха 2015.0 и са получени стойности на годишната вариация, които биха могли да се използват за прогнозни стойности на полето до 2020 г.

За първи път е направен опит за отделяне на сигналите от различни причинители в състава на наблюдаваното поле за територията на България.

Работата е систематизирана в 6 глави:

В **Глава 1** са представени накратко темата, целта и основните задачи на извършеното изследване.

В **Глава 2** са събрани сведения за произхода и основните съставлящи на геомагнитното поле, техният принос към тоталния интензитет на полето, както и характерните за тях вариации. Описана е структурата на магнитосферата и източниците на електрични полета. Представени са основните индекси, използвани за описание на състоянието на геомагнитното поле.

В **Глава 3** е направен обзор на глобалните и регионални модели на геомагнитното поле. Разгледано е тяхното приложение за изследване на различни характеристики на полето и са посочени основните резултати.

В **Глава 4** е описан целият процес на направеното изследване на динамиката на геомагнитното поле. Това включва: 1) създаване на база данни за елементите на геомагнитното поле на територията на Балканския полуостров по обсерваторни и секуларни измервания; 2) методите и данните, използвани за отделяне на сигналите от различни причинител в състава на наблюдаваното поле и 3) методите и данните за създаване на модели на елементите на геомагнитното поле за периода 2015-2020 г.

В **Глава 5** е представена интерпретацията на получените резултати. Анализирани са резултатите от отделянето на сигналите с външен произход и стойностите на кристалинната компонента в състава на наблюдаваното поле за територията на България. Направена е съпоставка на получените модели с реални измервания и глобалния модел IGRF-12.

В **Глава 6** е направено обобщение на получените резултати и са формулирани основните приноси от настоящата дисертация.

Работата по настоящата дисертация е извършена в рамките на редовната докторантура на автора в секция “Земен магнетизъм” при Националния институт по геофизика, геодезия и география на БАН.

Представянето на получените резултати е осъществено с финансовата подкрепа на проект BG051PO001-3.3.06-0063 „Програма за мултидисциплинарно обучение на докторанти и млади учени насочена към подобряване на дейностите в България по изграждане на интегрирана система за наблюдение и информационно обслужване в метеорологията, хидрологията и геофизиката с цел намаляване на риска от бедствия, рационално използване и опазване на природните ресурси и изследване на климатичните промени” и на проект BG051PO001-3.3.05-0001 „НАУКА И БИЗНЕС”, финансирани по ОП РЧР на ЕСФ, както и Програмата за подкрепа на млади учени към БАН по проект ДФНП-8/ 20.04.2016.

Глава 2: Геомагнитно поле - основни положения

Магнитното поле е силово поле, което се създава от частици с ненулев магнитен момент (например от магнитния момент на електроните в атомите на постоянен магнит) или от промяната на електрическото поле във времето. То е един от двата компонента на електромагнитното поле. Основните му характеристики са неговата сила и посока, определяни от вектора на магнитната индукция, т.е. това е векторно поле.

2.1 Основни понятия

2.1.1 Елементи на магнитното поле

Във всяка точка на пространството магнитното поле на Земята се характеризира с интензитета F и с неговите хоризонтална H и вертикална Z съставлящи.

В дадена точка O поставяме началото на правоъгълна координатна система (Фиг. 1), така че оста $+x$ да е насочена на север по географския меридиан, оста $+y$ – на изток, а оста $+z$ вертикално надолу.

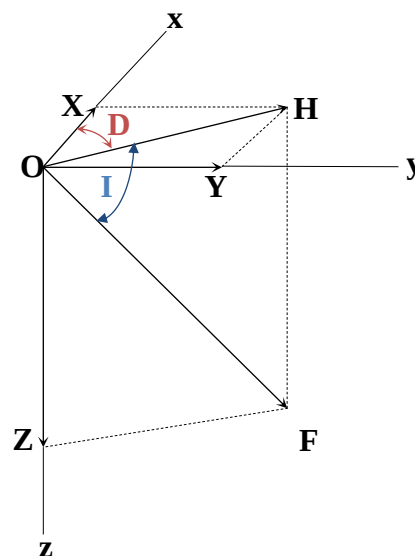
Ако се обозначи с F интензитетът на геомагнитното поле в началото на координатната система, проекцията му H върху равнината xOy е неговата хоризонтална съставляща, а проекцията му Z върху оста Oz – вертикална съставляща. Проектиите X и Y на H върху осите Ox и Oy се наричат съответно северна и източна съставлящи.

Вертикалната равнина, в която лежи векторът F е равнината на магнитния меридиан. Посоката на съставлящата H определя посоката на магнитния меридиан.

Ъгълът, който равнината на магнитния меридиан сключва с равнината на географския меридиан, т.е. ъгълът между H и оста Ox , се нарича магнитна деклинация и се бележи с D . Ъгълът между вектора F и хоризонталната равнина се нарича магнитна инклинация и се бележи с I .

Векторите F , Z , H , X , Y и ъглите D и I се наричат елементи на Земното магнитно поле. Съгласно Фиг. 1 между тях съществуват следните връзки:

$$Z = F \sin I, Z = H \tan I, H = F \cos I \quad (2.1)$$



Фиг. 1 Елементи на Земното магнитно поле

$$F = \sqrt{H^2 + Z^2}, X = H \cos D, Y = H \sin D$$

За да се определи векторът F , трябва да са известни съответно 3 негови линейни елемента или 2 линейни и един ъглов елемент (H, Z и D или H, D и I или Z, X и Y).

2.1.2 Диполно поле

Въз основа на наблюдаваните стойности на елементите на геомагнитното поле по повърхността на Земята и на закономерностите в тяхното разпределение, в общи линии това поле може да се уподоби на магнитното поле на еднородно намагнитена сфера (Димитров & Ставрев, 1986). Линията, съединяваща магнитните полюси на Земята, представлява нейната магнитна ос. Такова теоретично поле на земното кълбо следва да е симетрично спрямо магнитната ос. Неговият интензитет в дадена точка от земната повърхност се означава с F_0 . Това поле се нарича още диполно, тъй като теоретически може да се представи като поле на магнитен дипол, разположен в центъра на Земята.

2.1.3 Главно (нормално) поле

Действително съществуващото магнитно поле на Земята показва отклонения от диполното поле. Тези отклонения се наричат магнитни аномалии. Те се дължат на различни причинители, които могат да бъдат: нееднородности в скалния състав на дълбоките слоеве на Земното кълбо; магнитно смущаващи маси в горните части на земната кора; магнитни влияния, свързани с външни причини; магнитни вариации, дължащи се главно на Слънцето и междупланетната среда. От това следва, че интензитетът на магнитното поле по повърхността на Земята F може да се представи като векторна сума от магнитните влияния на изброените причинители:

$$\vec{F} = \vec{F}_0 + \vec{F}_k + \vec{F}_\alpha + \vec{F}_\beta + \delta F \quad (2.2)$$

където: F_0 е диполното поле; F_k – полето на дълбоките причинители, наречено още континентално поле; F_α – полето на магнитните смутители в горните части на литосферата, наречено още аномално поле; F_β – външното поле, свързано с външни причинители; δF – магнитните вариации

Сумата $\vec{F}_0 + \vec{F}_k$ представлява главното магнитно поле на Земята.

При геомагнитните проучвания за нормално поле F_n се приема векторната сума:

$$\vec{F}_n = \vec{F}_0 + \vec{F}_k + \vec{F}_\beta \quad (2.3)$$

Понеже полето на външните причинители е пренебрежимо малко, на практика за нормално се приема главното магнитно поле на Земята.

Главното поле се представя аналитически според теорията на Гаус с ред по сферични функции:

$$V(r, \theta, \varphi) = R \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n [g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda] P_n^m(\cos \theta), \quad (2.4)$$

където: V е магнитния потенциал; R – радиусът на Земята, разглеждана като сферична; r, θ, φ – сферични координати на точките на наблюдение; $P_n^m(\cos \theta)$ – присъединени полиноми на Лежандър; g_n^m и h_n^m – сферични хармонични коефициенти.

За точки от повърхността на сферичната земя изразът на потенциала се получава от (2.4) като се положи $r=R$.

Съставлящите на интензивността на геомагнитното поле са:

$$X = \frac{1}{r} \frac{dV}{d\theta}; \quad Y = \frac{-1}{r \sin \theta} \frac{dV}{d\lambda}; \quad Z = \frac{dV}{dr}. \quad (2.5)$$

(северна) (източна) (радиална)

Аномалното поле F_α може да се представи също като векторна сума от полето на относително по-дълбоки и големи смутители F_r и полето на близки до земната повърхност, малки смутители F_l .

$$F_\alpha = F_r + F_l \quad (2.6)$$

където: F_r се нарича регионална аномалия, а F_l – локална аномалия.

След въвеждането на горните определения за структурата на геомагнитното поле, ако се пренебрегнат магнитните вариации δF , наблюдаваното поле може да се представи и като векторна сума от нормалното и аномалното поле:

$$\vec{F} = \vec{F}_n + \vec{F}_\alpha \quad (2.7)$$

За да намерим аномалното поле F_α , трябва от наблюдаваното поле да се извади стойността на нормалното поле F_n (2.3). В така намереното поле ще преобладава влиянието на регионалните смутители, за това се смята за регионална аномалия. В такъв случай, за нормално ще бъде прието полето:

$$\vec{F}_n = \vec{F}_0 + \vec{F}_k + \vec{F}_\beta + \vec{F}_r \quad (2.8)$$

На практика главното (нормалното) магнитно поле на Земята се определя въз основа на наблюдения на геомагнитните елементи в множество точки от земната повърхност с определени координати r, θ, φ (Димитров & Ставрев, 1986).

След съответната обработка на данните могат да се получат стойностите на коефициентите g_n^m и h_n^m в ограничения до определена стойност на n реда от уравнение (2.4). Според споразумението в рамките на световната асоциация за геомагнетизъм и

аерономия (IAGA) се приема единна система за стойностите на тези коефициенти, която определя т. нар. референтно геомагнитно поле (IGRF).

2.1.4 Аномално поле – кристалинно и външно

Континенталните геомагнитни аномалии се изчисляват като остатъчна част от главното магнитно поле, в която се пренебрегва събираемостта $\vec{F}_\beta$, т.е. полето на външните причинители. За цялото земно кълбо са установени шест такива аномалии. Те обхващат огромни области с размер на континенти. Такава аномалия например е Източно-Азиатската континентална аномалия, която обхваща Азия и част от Европа и центърът ѝ е на 43° с.ш. и 105° и.д. Нейната интензивност в централната ѝ част се изчислява на около 30% от нормалното поле на Земята (Димитров & Ставрев, 1986).

Причините за континенталните аномалии са предмет на редица хипотези. Съмнението, че те са установени в резултат на формални математически операции се опровергава от наблюденията на магнитното поле на Земята, извършено от спътници на големи височини, при които по безспорен начин е регистрирано значително нарастване на интензитета на полето при прелитане над набелязаните континентални аномалии. Въз основа на спътникови измервания е изчислена и дълбочината на източника на Източно-Азиатската континентална аномалия - в границите на $0,4\text{--}0,6 R_e$.

При наличието на множество хипотези за причинителите на континенталните геомагнитни аномалии е естествено да се смята, че тези причинители не са уверено и еднозначно обяснени. Може да се приеме за установено, че останалите магнитни аномалии се причиняват от особеностите в геоложкия строеж на земната кора, от различната намагнитеност на скалите (Димитров & Ставрев, 1986).

Регионалните геомагнитни аномалии представляват отклонение от нормалното магнитно поле, заемащи площи с размери на десетки или стотици квадратни километра, а локалните аномалии – отклонения, заемащи площи от няколко квадратни километра. Разделението на аномалиите на регионални и локални е условно и между тях не съществува ясно разграничение.

2.2 Вариации на геомагнитното поле

Добре известно е, че за Земното магнитно поле, през цялото му съществуване, са характерни времеви вариации. Те покриват огромен диапазон от времеви скали, от части от секундата до геоложки времеви интервали.

2.2.1 Дълго-периодични вариации

Дълго-периодичните вариации обхващат времеви диапазон от няколко години до периоди между обръщане на полюсите, което е в рамките на милиони години. Те са породени от промени в потока на флуидите като част от процесите на геодинамото във външното ядро на Земята. Тези промени в геомагнитното поле, дължащи се на причини, свързани със земното ядро са наречени секуларни вариации.

Най-трудни за изучаване са вариациите във времевия диапазон от няколко години до декади, където влиянията от външни и вътрешни източници се застъпват. Въпреки това, една изключително интересна особеност на секуларните вариации се проявява именно в тези сравнително кратки времеви интервали на полето на ядрото, които можем да наблюдаваме след разпространението им в слабо проводимата мантия като т.нар геомагнитни импулси или „jerk“.

- Геомагнитни преобръщания и отклонения.

Преминаването между две стандартни положения на вектора на магнитното поле на Земята, нормално и обърнато, се нарича обръщане на поляритета. Тези обръщания са възниквали често, но нередовно през историята на Земята, приблизително веднъж на 250хил. години за последните 1млрд. год. Последното пълно преобръщане на полюсите, преходът Matuyama-Brunhes, се е случило преди около 780 хил. год. Докато преди и след такова преобръщане, геомагнитното поле може да се апроксимира с поле на аксиален дипол, то детайлите за преходната му структура са до голяма степен неясни (Fabian & Leonhardt, 2010). Смяната на полюсите на геомагнитното поле се извършва за период от няколко хиляди години. Темпоралната еволюция на геометрията на Земното магнитно поле по време на преобръщане е тясно свързана с механизма на генерация на полето в ядрото на Земята. За да се изучи и разбере по-добре този механизъм се анализират палеомагнитни записи, които дават данни за инклинацията I , деклинацията D , и понякога за интензитета F на локалното преходно магнитно поле. Палеомагнитно определените D и I често биват трансформирани в техния еднозначно определен Виртуален Геомагнитен Полус (ВГП). ВГП определя позицията на Южния магнитен полюс на такъв геоцентричен дипол, който би създал локално измерените D и I (Fabian & Leonhardt, 2010). Стратиграфска поредица с преходни палеомагнитни данни дава локален маршрут на ВГП, който би кореспондирал с ротацията на геоцентричния дипол ако полето е било в действителност двуполусно (Hillhouse & Cox, 1976) (Clement, 1991). От факта, че различните преобръщания създават различен

маршрут на ВГП в една и съща локация, се стига до заключението, че зоналните компоненти не доминират преходното поле (Clement, 1991) (Hoffman, 1992) (Theyer, et al., 1985). Големи разминавания между записите на преобръщанията в северното и южното полукълбо осигуряват доказателство за наличието на асиметрични членове на сферичната хармоника (Williams & Fuller, 1981).

- Геомагнитни импулси „jerks“

Сериите от модели на магнитното поле, разработени до сега, са подобрили значително нашето разбиране за геомагнитните секуларни вариации от различни времеви скали, включително най-краткосрочните особености, известни като геомагнитни импулси (jerks). Те се характеризират с резки промени в посоката на хода на секуларните вариации (максимуми или минимуми) в рамките на една до две години и първо са били открити в източната компонента на данните от Европейските обсерватории от около 1969 г (Courtilot, et al., 1978). Седем такива събития са докладвани за последните 100 години (Alexandrescu, et al., 1995; Macmillan, 1996; Manda, et al., 2000), базирани на данни от геомагнитни обсерватории. Няколко изследвания показват, че тези импулси са глобални явления (Malin & Hodder, 1982). Въпреки това, някои импулси имат известно забавяне във времето на проявата си в различните региони, особено около северното и южното полукълбо (Alexandrescu, et al., 1996), и са забележими във векторните компоненти в различна степен.

Моделът C3FM е проектиран специално за изучаване на късо-периодичните секуларни вариации. Този модел предполага, че в под-декаден времеви диапазон се наблюдават по-големи секуларни вариации, отколкото се смяташе досега. Освен това се наблюдават допълнителни явления на различни места и по различно време, подобни на геомагнитните импулси, но по-малко изявени (Wardinski, 2004). Геомагнитен импулс, настъпил през 2003 г., е добре обхванат от магнитни сателитни данни.

Моделът CHAOS е използван за първото глобално проучване на геомагнитен импулс, основано на плътно покритие от данни за цялата Земя. Подобно на няколко от явленията, наблюдавани в модела C3FM, този импулс се вижда най-добре на вертикалната компонента и ясно се откроява като регионално явление.

Произходът на геомагнитните импулси все още е неясен. Предложени регионални механизми включват внезапно ускоряване на движението на течността на границата мантия-ядро (Huy, et al., 2000), нестабилност на границата мантия-ядро, причинена от плътностна хетерогенност в горния слой на ядрото (Bellanger, et al., 2001)

и внезапно изхвърляне на енергиен поток на границата мантия-ядро в резултат на магнитна дифузия и течения в долния край на мантията, което води до внезапно ускорение или забавяне на ядрото, породено от обмен на ъглова инерция между ядрото и мантията (Wardinski, 2004). Нещо повече, глобален механизъм на осцилиращ зонален поток в ядрото (торзионни осцилации), е също в състояние да обясни наличие на геомагнитни импулси с някои регионални различия в зависимост от морфологията на полето (Bloxham, et al., 2002). Последните проучвания (Holme & de Viron, 2005; Olsen & Manda, 2007) показват, че импулсите в под-декадни и декадни времеви диапазони са свързани с обмен на ъглова инерция между ядрото и мантията, който обикновено се отразява в дневните вариации на въртене на Земята.

2.2.2 Късо-периодични вариации

Късо-периодичните вариации от секунди до дни, се дължат главно на външни източници. Такива източници могат да бъдат влиянието на слънчевата активност и слънчевата вариабилност върху магнитосферата и йоносферата. Сред най-честите причинители на тези явления са напр. короналните изригвания, секторните граници на слънчевия вятър и промените в ориентацията на междупланетното магнитно поле. Също така влияние оказват и някои регулярни вариации в нагряването на атмосферата и проводимостта на йоносферата при взаимодействието ѝ със слънчевата радиация.

Всички тези променливи външни полета индуцират токови системи вътре в Земята, които на свой ред създават променливи, индуцирани магнитни полета. Техните характеристики са в зависимост от електрическата проводимост на повърхностните слоеве на кората.

Друг вид вторични, индуцирани полета, вариращи в кратки времеви периоди, са породени от океаните. Движението на електрически проводимата океанска вода през геомагнитното поле генерира вторични магнитни полета посредством индукционни магнито-хидродинамични процеси.

Глава 3: Модели на геомагнитното поле (обзор)

През последните години се наблюдава засилен интерес от страна на научната общност към разработването на модели на геомагнитното поле. За това съществува логично обяснение и то се съдържа в голямото количество данни, които се получават от сателитните мисии.

Публикуваните глобални модели използват различни стратегии. Най-често се разчита на сферичния хармоничен анализ с моделиране на всички налични данни или чрез моделиране на източниците поотделно. Независимо от това, кой от начините е предпочетен, стотиците километри между сателитите в ниска орбита и кристалинните източници водят до замъгляващ ефект. По този начин, един сателит, летящ на 350 км. височина може да даде хоризонтална разделителна способност от не-повече от 350 км. Наоборотно, гъстите наземни и аеромагнитни данни са близки до източниците и осигуряват разделителна способност в рамките на няколко километра. За съжаление обаче, те страдат от неравномерно разпределение на точките по земната повърхност, което налага интерполация и използване на синтетични данни, и съответно привнасяне на грешни честотни сигнали и артефакти.

Тези проблеми се преодоляват частично с регионалните модели, които са предназначени за обработка на гъсти мрежи от данни на различни височини. Глобални модели са разработвани и в миналото, но единствено след 1980 г., когато се получават данните от сателитната мисия MAGSAT става възможно удовлетворяването на уравнението на Лаплас. Те се базират на сферични сплайнове, wavelets или други типове локални сферични функции.

3.1 Глобални модели

Основната част от геомагнитното поле (до сферична хармоника от степен 13) е доминирана от полето, генерирано в ядрото на Земята. Затова термините "главно поле" и "поле на ядрото" често се използват като синоними. Въпреки, че земната кора също има принос в геомагнитното поле за степен по-ниска от 13, тази част е незначителна в сравнение с приноса на ядрото. Поради тази причина в този раздел се игнорира разликата между главното поле и полето на ядрото и с "главно поле" се обозначава широко-машабната част на наблюдаваното поле (до 13 хармоника).

Основните източници на информация за изграждане на модели на главното геомагнитно поле са били, до неотдавна, данните, регистрирани от магнитни

обсерватории и секуларни измервания. Тези данни са все още изключително полезни дори и сега, когато сателитните данни вече са на разположение. От гледна точка на сателитни данни, първият спътник, направил измервания на магнитно поле близо до Земята е Спутник 3 през 1958 г., но тези данни са били с много ниска точност. Сателитът Космос 49, който лети през 1964 г. често се цитира като първия изследователски спътник, но той прави полеви измервания в ограничен район. Първото глобално картографиране на магнитното поле на Земята е проведено от поредица отOGO сателитни мисии между 1965 г. и 1971 г. (Cain, et al., 1966). Тази серия сателити обаче, измерва само интензитета на полето. Първото векторно картографиране е направено от мисията на спътника Magsat, която стартира през 1979 г. (Langel, et al., 1982). Този сателит има както векторни, така и скаларни магнитометри и лети в периода между ноември 1979 г. и май 1980 г. при средна надморска височина от 465 км., намаляваща до 330 км. Анализът на този първи набор от глобални висококачествени векторни магнитни данни води до значителен напредък в описването и разбирането на магнитното поле. Въпреки тези успехи, следващия набор от висококачествени, сателитни, векторни данни идва много по-късно със спътника Oersted, стартирал през 1999 г. (Olsen, 2007). Две други сателитни мисии започват през 2000 г. Първата е тази на спътника CHAMP (Reigber, et al., 2002). Той продължава да предоставя висококачествени векторни и скаларни данни до септември 2010 г. Вторият сателит е SAC-C, но след технически проблем по време на изстрелването, от него са изтеглени само скаларни данни и само за годините от 2001 до 2004.

3.1.1 Преглед и теория

Основните източници във всяко измерване на геомагнитното поле, било на земната повърхност или няколко стотин километра над нея, са магнитни полета, генерирани от източници в ядрото, в литосферата, в йоносферата и магнитосферата. Йоносферата е свързана с магнитосферата, особено в полярните ширини, чрез паралелни на полето токове (FAC), които също така влизат в състава на геомагнитното поле. Токовете, индуцирани в проводимата Земя от вариациите на външното поле (т.е. поле, генерирано в йоносферата и магнитосферата) също генерират магнитен сигнал. И накрая, съществува магнитен сигнал, генериран от движението на проводим материал, например морска вода, през главното магнитно поле на Земята. Във всеки случай, в близост до повърхността на Земята сигналът на главното поле е силно доминиращ. Силата му варира от малко повече от 20 000 nT в южната част на Атлантическия океан

до повече от 60 000 nT близо до полюсите. Полето на "магнитната земната кора" е обикновено само малка част от главното поле, но може да достигне хиляди nT в някои области и намалява силно с увеличаване на разстоянието от източниците. Полето, генерирано в йоносферата в средните и ниските ширини е силно зависимо от местното време и е слабо, по време на местната нощ. При високи географски ширини, над полярните шапки, магнитното поле също зависи от местното време, но се контролира основно от слънчевата и геомагнитната активност. Полетата, генерирани в магнитосферата са от съществено значение в голям мащаб, в близост до Земята (поради голямото разстояние до източника), но могат да включват бързи темпорални вариации.

Измерванията на магнитното поле, използвани за моделиране на основното поле се правят или от сателитна платформа или в наземни обсерватории и секуларни мрежи. Може да се счита, че наземните измервания са извършени в област, свободна от източници и следователно тоталният вектор на магнитното поле F може да бъде представен като отрицателен градиент на потенциали от вътрешен и външен произход $F = -\nabla(V_i + V_e)$ (Lesur, et al., 2011)

$$\begin{aligned} V_i &= a \sum_{l=1}^{L_i} \sum_{m=-1}^l g_l^m(t) \left(\frac{a}{r}\right)^{l+1} Y_l^m(\theta, \varphi) \\ V_e &= a \sum_{l=1}^{L_e} \sum_{m=-1}^l q_l^m(t) \left(\frac{r}{a}\right)^l Y_l^m(\theta, \varphi) \end{aligned} \quad (3.1)$$

където θ, φ, r, t са геоцентрична ко-ширина, дължина, радиус и време. V_i и V_e са части на потенциала, произведени от вътрешни, респ. външни източници, на сфера с радиус a . Референтния радиус, възприет за a е = 6371,2 км, както се препоръчва от IAGA за модели на полето (някои автори на модели използват различен референтен радиус). $Y_l^m(\theta, \varphi)$ са квази-нормализирани сферични хармоники на Schmidt (CX). Възприема се, че отрицателните степени, $m < 0$, са свързани със $\sin(|m|\varphi)$ условия, докато нулева или положителни степени, $m \geq 0$, са свързани с $\cos(m\varphi)$ условия.

Поради факта, че сателитите летят през проводяща плазма, която генерира магнитно поле, магнитното поле не може да се опише с помощта на Лапласови потенциали и се изисква представяне във вид на полоидална и тороидална компоненти. Тъй като параметризацията в ур.(3.1) е валидна само за потенциални полета, съставлящите от не-потенциални полета от локални токове в плазмата обикновено се игнорират и се разглеждат като шум.

Вътрешните коефициенти на Гаус q_l^m в ур.(3.1) са време-зависими за СХ от най-ниските степени, защото те основно описват полето на ядрото. Въпреки това, начинът, по който е параметризирана тази зависимост от времето, варира значително от един модел към друг. Трябва да се отбележи, че всички съставлящи на Лапласово потенциално магнитно поле може да се параметризират според ур. (3.1), но това може да изисква много сложна времева зависимост на коефициентите на Гаус и високи максимални степени на сферичните хармоники.

Съществената трудност в моделирането на полето на ядрото е разделянето на различните съставлящи на магнитното поле. Не-потенциалните полета имат относително малки амплитуди извън полярната шапка. Над полярната шапка повечето, но не всички модели използват данни за интензитета на полето, за да се сведат до минимум съставлящите от FАC, тъй като те не допринасят към магнитното поле в посоката на основното поле. Поради тази причина справянето с не-потенциалните съставлящи на полето обикновено е голям проблем. Първата основна трудност пред създателите на модела идва с разделянето на съставлящите от вътрешни и външни източници. При създаването на модела трябва да се приеме някакво условие за регулярност (или гладкост) в свойствата на полето с вътрешен произход. Степента, до която моделът на полето трябва да бъде плавен, за да се постигне разделянето, зависи от разпределението на данните.

Втората трудност пред създателите на моделите е да се разграничат отделните сигнали от вътрешен произход. Токовете в Е-слоя на йоносферата (90-150 км височина) при сателитна надморска височина се възприемат като вътрешен източник на магнитно поле. Въпреки това, техният магнитен сигнал е много слаб по време на нощта (индуцираните сигнали, обаче са все още на лице, дори когато индуциращите йоносферни токове изчезват през нощта). Тогава, освен ако полето на йоносферата не се оценява съвместно с други компоненти, обичайният подход е да бъдат избрани данни за местно време около полунощ. Този процес на подбор е изключително ефективен, но дрейфа на сателитите спрямо местното време води до периоди без сателитни данни.

Разделянето на частта от полето с литосферен произход (статична част от главното поле) не е възможно да се направи единствено чрез магнитните данни. За сферични хармоники със степен по-малка от 13, полето е доминирано от процесите в ядрото, а над степен 16, статичната част се предполага, че се генерира основно в литосферата. Наблюдаваното поле около 14-та хармоника съдържа приблизително

равни компоненти от ядрото и литосферата. Литосферното поле е почти независимо от времето в рамките на десетилетия и по принцип, е възможно да се извлече оценка за секуларната вариация при степен на СХ по-висока от 13.

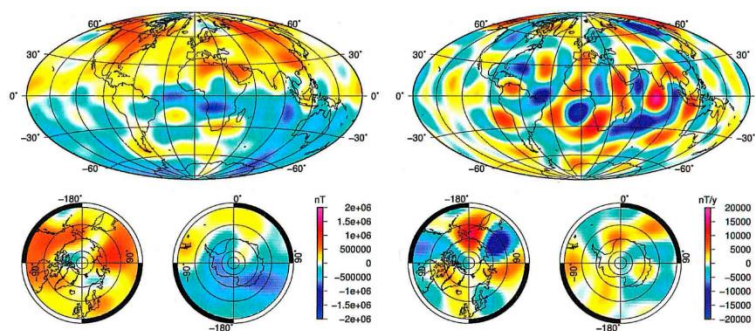
И накрая, останалите значими вътрешни компоненти в магнитно поле са полетата, индуцирани в електропроводимата Земя от променливи във времето външни полета. Тези компоненти не могат да бъдат лесно отделени от другите. Обичайният подход се състои в определянето на добре дефинирана времева зависимост на тези индуцирани полета. Тази времева зависимост е базирана априори на модел на големи външни полета и предварителен модел на проводимостта на мантията.

Засиленото създаване на магнитни обсерватории от началото на 20-ти век, с добър контрол на базовите линии и постоянен мониторинг на магнитното поле, осигурява безценни първоначални данни на създателите на модели. В днешно време обаче, са останали твърде малко обсерватории и тяхното разпределение на Земята е твърде неравномерно, за да се получат модели на главното магнитното поле, така подробни, както тези, които могат да бъдат изработени на базата на сателитни данни. В началото на 90-те години на миналия век, с данните от Magsat и включване на повечето от наличните масиви от магнитни данни, е създаден т. нар. Comprehensive model (CM) (Sabaka & Baldwin, 1993), (Langel, et al., 1996). Последната му версия, CM4 (съществува и CM5 версия, но по времето на изготвянето на настоящата дисертация не бе публично достъпен) , обхваща 43 години (Sabaka, et al., 2002) (Sabaka, et al., 2004) - т.е. от 1960 до 2002 г. По време на развитието на различните версии на CM, са въведени много нови идеи и техники за моделиране. Моделът CM4 (Sabaka, et al., 2004) не използва последните години с данни от CHAMP и Oersted, но се възприема като основен референтен модел и е широко използван при изучаването на главното поле.

През последните десет години, след изстрелването на Oersted, са предложени много, различни модели, разработени от различни групи. От първоначалните модели на основното поле, получени от данни от Oersted (Olsen, et al., 2000; Olsen, 2002) до кандидат-модели за IGRF-10 (Olsen, et al., 2005; Maus, et al., 2005; Lesur, et al., 2005) времевата параметризация на модела на главното поле се прави обикновено на базата на полином с максимална степен 3. Моделът CHAOS (Olsen, et al., 2006) е първият на главното поле, основаващ се само на сателитни данни, който използва b-сплайн за описване на темпоралната зависимост. В по-късните версии, CHAOS е разширен, за да обхване всички налични сателитни данни от последните 10 години. Серията модели GRIMM (Lesur, et al., 2008) също използва b-сплайн времево представяне. Въпреки, че

съставянето им се основава на различни техники, моделите GRIMM са много сходни с моделите CHAOS.

Фиг. показва оценка на радиалната компонента на главното магнитно поле и нейната секуларна вариация на границата ядро-мантия. Нови техники за подбор на данни се тестват от Британската геоложка служба (British Geological Survey). При последният им модел, MEME08 (Thomson, et al., 2010), техниката на дискретно линейно времево представяне е различна и не налага условие за непрекъснатост на темпоралните вариации на главното поле. Това води до редица модели, които са по-малко корелирани във времето.



Фиг. 2 Вертикална компонента на главното магнитно поле и неговата секуларна вариация за 2005 година на границата ядро-мантия. Моделът на главното поле се ограничава до СХ степен 13, докато моделът на СВ се ограничава до СХ степен 12. Трябва да се отбележи, че моделът на СВ има прекъснат спектър на границата ядро-мантия и включването на по-високи СХ може да доведе до значително по-различна карта. Моделът, представен тук, е GRIMM (Lesur, et al., 2010b)

3.2 Локални и регионални модели

3.2.1 Преглед и основни положения

Целта на регионалното моделиране на Земяното магнитно поле е да представи или опише полето над част от земната повърхност въз основа на наличните данни за тази територия. Данните могат да бъдат съставени от скалярни и/или векторни наблюдения, извършени чрез наземни, аеромагнитни, морски или сателитни измервания.

Интерес има както към информацията за главното поле, така и по отношение на аномалната част от магнитното поле на Земята. Елементът от главното поле, към чиито стойности има най-голям интерес е деклинацията D поради използването ѝ в навигацията. Освен това има голямо търсене на данни за всички компоненти на

главното и аномалното поле. Тези данни са ценни както за петролната и добивната индустрия, така и за научно-изследователски цели.

Обикновено, регионалните модели се базират на по-голям набор и количество от данни, за съответния регион, в сравнение с глобалните модели и поради тази причина са по-точни (Haines, 1990). В допълнение, регионалните модели са способни да представят дължини на вълните по-къси от тези на глобалните модели, с което изобразяват не само източниците в ядрото, но и по-големи смутители в кората.

Различните методи за описване на полето могат да се класифицират най-общо като графични и аналитични. Графичните методи могат да бъдат ръчно начертани или цифрови карти, докато аналитичните методи се базират на площни полиноми, метод на еквивалентен диполен източник, както и на математически разложения като например анализа по сферични хармоници. Често, след като бъде създаден аналитичен модел се създава вторичен модел под формата на контурна карта. Вторичният модел в много от случаите се явява и краен резултат, като аналитичния модел бива използван само като средство за достигане до този краен резултат.

Най-ранните регионални модели на магнитното поле представляват ръчно начертани карти. Въпреки, че тяхното конструиране е относително субективно и не е имало ограничения за „консистентност“ между елементите, те са давали възможност да се изобразят много малки дължини на вълните. Част от субективността изчезва с въвеждането на числовата обработка, но все пак е необходимо да се прави субективен избор на тегловни функции при подбора на гридинг метод и начин за построяване на контурните линии.

При моделирането с полиноми обикновено липсват радиални условия и следователно не могат да се използват данни, получени на различни височини, нито може да се приложи аналитично продължение нагоре или надолу извън границите на средната височина на данните. Тези проблеми се изострят с навлизането на сателитните данни, и произтичащата от тях необходимост от привеждане на данните към обща височина, за да може да се прави съвместен анализ на сателитните данни с аеромагнитни, корабни и наземни данни. За решаването на този проблем са разработени техники, като метода на еквивалентния диполен източник и математически разложения, предназначени да удовлетворяват електромагнитните ограничения (Haines, 1990).

Глава 4 Компилиране на база данни за елементите на геомагнитното поле на територията на България и Балканския полуостров и описание на приложените методи и процедури

4.1 Компилиране на база данни за елементите на геомагнитното поле на територията на България и Балканския полуостров.

4.1.1 Използвани данни за територията на България

Геомагнитен каталог, епоха 1980.0

Последната генерална геомагнитна снимка на България е направена в периода 1978-1980 год. от екип на ГМО – Панагюрище и Военно-географската служба към Министерството на отбраната.

Върху 473 равномерно разпределени станции, най-общо съвпадащи с геодезически точки от Държавната геодезическа мрежа на България и от Геодезическата мрежа с местно предназначение, са измерени геомагнитните елементи: тотален интензитет F , деклинация D и хоризонтален интензитет H . Използвани са магнитен теодолит „Schulze-545”, три QHM и два протонни магнитометъра РМР-2А. Всяка от станциите е изследвана за наличие на локални смутители. На свободните от смутители станции са правени по една серия измервания, включваща две измервания на деклинацията от двама наблюдатели, три измервания на хоризонталния интензитет с трите QHM и две измервания на тоталния интензитет – с двата протонни магнитометъра. На станциите I-ви клас (преизмервани на всеки 10 год.) са направени по две такива серии, а на секуларните станции – по три серии. Ориентирането на 90% от станциите е определяно чрез жиротеодолит с два жироблока, по метода на „обратния азимут” (Миховски, 2012). За оценка на грешката в разликата на денонощните вариации между ГМО – Панагюрище и останалата част от територията на страната е използвана полева вариационна станция тип „Бобров”.

През 1980 год. са измерени само секуларните и станциите I-ви клас. Те са използвани за привеждане на измерванията от 1978 и 1979 год. в епоха 1980.0.

За всички получени резултати от измерванията в периода 1978-1980 год. е създаден каталог на елементите на геомагнитното поле на територията на Р. България в епоха 1980.0.

Секуларни данни

- Секуларни измервания 1990 год.

През 1990 год. са проведени измервания върху 13 секуларни станции и 9 станции I^{ви} клас, като тези измервания са извършени с апаратурата, използвана и през последната генерална снимка 1978-1980 год. Ориентирането на станциите е извършено само по геодезичен път с използване на координатите от геодезични точки от Държавната геодезична мрежа на България (Миховски, 2012).

Данните от проведените измервания на елементите на геомагнитното поле на територията на Р. България за епоха 1990.0 са събрани в каталог.

- Секуларни измервания 2007-2012 год.

През периода 2007-2012 год. е извършено обследване и преизмерване на секуларните и първокласни станции от геомагнитната мрежа на България. При изпълнението на задачата е установено, че част от станциите са унищожени или около тях магнитното поле е смутено, вследствие наличие на изкуствени смутители, някои станции от секуларната мрежа, техните резервни и станциите I-ви клас. В процеса на работа са избрани нови такива на подходящи места, като съответно на тях са извършени и измерванията на елементите на земното магнитно поле.

Ориентирането на станциите е извършено по геодезичен път с използване на наличната ГНСС апаратура, като същевременно станциите са привързани към Държавна геодезическа мрежа. По този начин измерените станции са получили координати в приетата Българска геодезическа система 2005 (БГС 2005) (Миховски, 2012).

Апаратурата, използвана за полевите геомагнитни измервания е DI-fluxgate магнитометър MAG 01H, монтиран на теодолит THEO 020B и протонен магнитометър GSM-19.

За всички измерени станции са направени подробни географски описания на местоположението им, заедно със снимки, скици и извадки от топографски карти, а на избраните местни ориентир за станциите са направени описания и са фотографирани.

Групирането на измерените секуларни станции по години е представено по-долу:

- Секуларни измервания 2007 год. – СИ България
- Секуларни измервания 2008 год. – ЮИ България
- Секуларни измервания 2009 год. – СЗ България
- Секуларни измервания 2012 год. – ЮЗ България

Обобщение на наличните данни е представено в Табл. 1

	PAG	Kn	Vn	Sl	Bl	Pt	Sv	Gr	Dr	Vv	Ds	Pl	Bk	Chr	Kj	Stz	Yr	Pp	Rz	Bj	El	Og	Zr	Ss	Rv	Vr	Dch	Mc h	Kr	
1980	H,D, Z,F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	
1985	H,D, Z,F		H, D, F		H, D, F	H, D, F					H, D, F	H, D, F			H, D, F	H, D, F		H, D, F			H, D, F			H, D, F		H, D, F		H, D, F	H, D, F	
1990	H,D, Z,F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	
2000	H,D, Z,F		H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F					H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F			H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	H, D, F	
2007	H,D, Z,F																	H, D, F		H, D, F				H, D, F		H, D, F	H, D, F		H, D, F	H, D, F
2008	H,D, Z,F																H, D, F		H, D, F		H, D, F	H, D, F	H, D, F		H, D, F			H, D, F		
2009	H,D, Z,F		H, D, F	H, D, F			H, D, F		H, D, F			H, D, F	H, D, F	H, D, F																
2012	H,D, Z,F	H, D, F			H, D, F	H, D, F				H, D, F	H, D, F				H, D, F	H, D, F														

Табл. 1 Таблица на елементите, измерени в полевите секуларни станции през периода 2007-2012

Обсерваторни данни

Обсерваторните данни за територията на България са получени от ГМО Панагюрище. Използвани са средно годишни стойности на елементите на геомагнитното поле за периода от 1980 до 2015.

4.1.2 Данни за територията на Балканския полуостров

За съставянето на изопорни карти са използвани средно годишни стойности от обсерваториите PEG- Пентели (Гърция), SUA - Сулари (Румъния), GCK – Гроцка (Сърбия) и IZN – Изник (Турция). Редът данни от ГМО Изник започва от 2007г., тъй като обсерваторията започва работа през 2005.

4.2 Отделяне на сигналите от различни причинители в състава на наблюдаваното геомагнитно поле

Данните от измервания на секуларни точки допълват обсерваторните данни, за да се получи по-добро общо покритие за регионите, където няма геомагнитна обсерватория, както и за детайлно регионално картиране на главното поле и неговите секуларни вариации.

Независимо от предназначението на данните, за да се добие точна информация за главното поле се изисква висока точност. Освен процеса на измерване, значителна роля в постигането на висока точност имат корекциите за кратко периодни външни вариации. Вариации от несмутени дни, както и вариациите от слабо смутени нощи могат да достигнат същите стойности, каквито имат секуларните вариации за година. Поради тази причина е необходимо при или след редуцирането на измерените данни към определена епоха да се внася и корекция за външните вариации.

Общоприето е, че средно годишните стойности на геомагнитните елементи, получени в геомагнитни обсерватории с дълъг ред на измервания, дават добра представа за главното и кристалинното поле, тъй като външните вариации се изчистват при осредняването. Това обаче не е напълно вярно (Verbanas, et al., 2006) и в представеното изследване е използвана проста емпирична процедура за отстраняване на остатъчните сигнали с външен произход в стойностите на геомагнитните елементи.

4.2.1 Данни, използвани при анализа

- *Секуларни измервания*

Секуларните измервания са сравними с дискретни абсолютни измервания в геомагнитната обсерватория, без непрекъснат запис на вариациите през годината. Корекциите за вариации на външната компонента на полето се съставят чрез вариометричните записи от ГМО Панагюрище. При обработването на полевите измервания в България се приема, че вариациите в секуларната точка и тези в обсерваторията са идентични.

Измерените стойности на елементите на геомагнитното поле в секуларната точка в определен момент от време t се привеждат към епоха по следната формула:

$$\bar{E}_s(t_0) = \bar{E}_o(t_0) - E_o(t) + E_s(t), \quad (4.1)$$

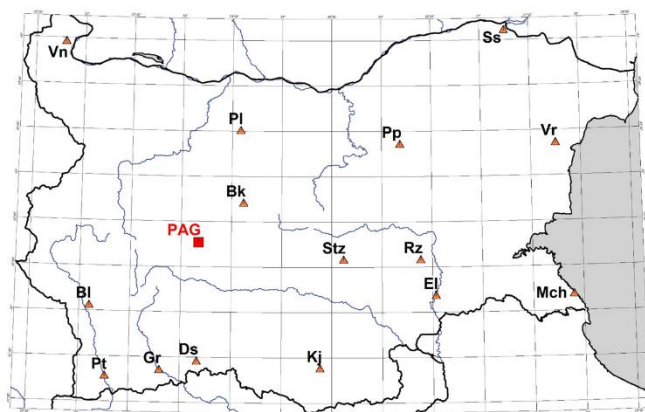
където $\bar{E}_s(t_0)$ и $\bar{E}_o(t_0)$ са съответно търсената средногодишна стойност на измервания в т. s елемент на полето и в обсерваторията, по която се привеждат измерванията, в момент t_0 (епохата), а $E_s(t)$ и $E_o(t)$ – измереният елемент в т. s и в обсерваторията в момент t .

Всяка получена стойност ще съдържа разликата във вариациите между секуларната точка и обсерваторията. Тази разлика може да се заличи, а може и да не се заличи при усредняването на няколко измервания.

За целите на настоящото изследване са използвани данните от три измервателни кампании – 1970, 1980 и 1990, за 15 секуларни станции (Табл. 2 и Фиг. 3). Данни от ГМО Панагюрище също са включени. Полеви вариометри не са използвани при нито едно от трите проучвания.

Име	Абрев.	Надморска височина, м.	Геогр. шир. [Десет. градуси]	Геогр. дълж. [Десет. градуси]
Видин	Vn	20	43,969	22,800
Благоевград	Bl	612	42,035	23,101
Петрич	Pt	182	41,517	23,269
Гърмен	Gr	500	41,568	23,801
Доспат	Ds	1330	41,635	24,169
Плевен	Pl	282	43,334	24,585
Беклеме	Bk	1263	42,800	24,619
Кърджали	Kj	325	41,584	25,384
Стара Загора	Stz	181	42,383	25,618
Попово	Pp	323	43,234	26,184
Роза	Rz	158	42,383	26,384
Елхово	El	113	42,118	26,534
Силистра	Ss	307	44,068	27,251
Варна	Vr	32	43,233	27,751
Мичурин	Mch	38	42,118	27,901
Панагюрище	PAG	557	42,513	24,174

Табл. 2 Местоположения, имена, абревиатури и надморска височина на секуларните станции, използвани при анализа за отделяне на компонентите на геомагнитното поле.



Фиг. 3 Разпределение на секуларните станции, чиито данни са използвани при анализа за отделяне на компонентите на геомагнитното поле.

- *Модел CM4*

За да се постигне намаляване на нееднозначностите на геомагнитните данни имаме нужда от добър референтен модел, акуратно описващ полето на ядрото и неговата секуларна вариация, както и литосферната компонента. Към момента, за тази цел, най-подходящ се явява *The Comprehensive Model CM4* (Sabaka et al., 2004), представящ с математически функции секуларната вариация на полето в интервала 1960-2002 .

4.2.2 Корекция за външно влияние

- *Методология*

Присъствието на остатъчен сигнал с външен произход в стойностите на елементите на геомагнитното поле, измерени на територията на страната е открито чрез сравнение на средно годишните стойности на елементите, определени в ГМО Панагюрище за периода от 1960.5 до 2001.5 с моделните стойности, получени от CM4 (Sabaka et al., 2004). В математическото представяне на този модел, освен главното поле е включена и кристалинната компонента, съдържаща се в членовете до 65та сферична хармоника, както и няколко външни източника и техните индуктивни ефекти. Въпреки това, моделът не е способен аналитично да опише сумарния ефект от външните и индуцирани магнитни полета в средногодишните стойности, изведени от минутни данни (Verbanac, et al., 2006).

Средно годишните стойности на всички секуларни станции се влияят от сумарния годишен ефект от външните полета точно както и обсерваторните средно годишни стойности, на чиято база са изчислени. Поради тази причина, за корекция на външните влияния, бе избран емпиричен подход (по Korte & Thebault, 2007), базиран на хомогенността на тези влияния върху малка площ, като територията на България.

Направено е сравнение на средно годишните стойности на геомагнитните елементи от ГМО Панагюрище и моделните стойности от CM4 до 65та сферична хармоника (главно и кристалинно поле), без компонентата на външните полета, като е изчислена разликата:

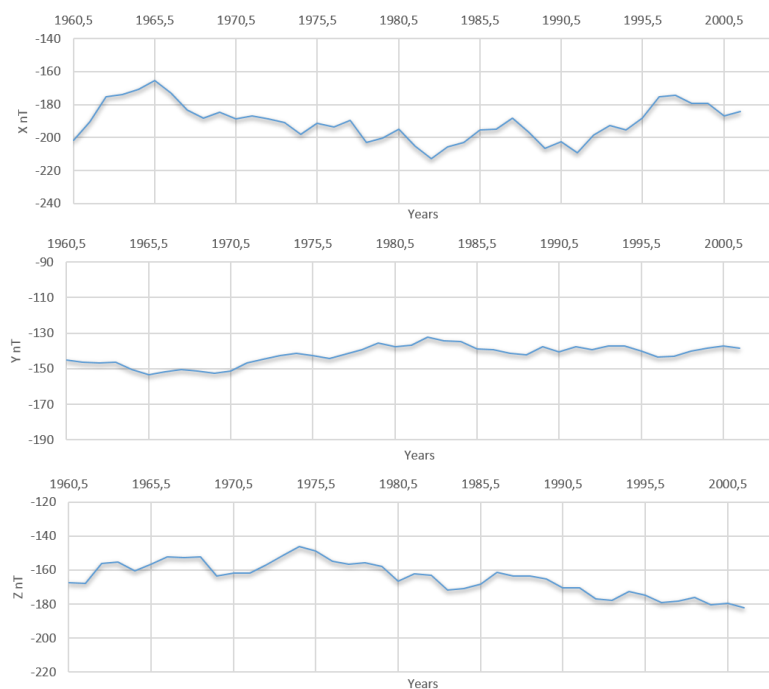
$$E_{PAG} - E_{CM4} = E_R \quad (4.2)$$

където E_{PAG} е средно годишна стойност на елемента E , измерен в ГМО Панагюрище, а E_{CM4} е средно годишна стойност на същия елемент E , изведен от модела CM4. Средно

годишните моделни стойности са изчислени чрез осредняването на 10 дискретни моделни стойности на *CM4*, равномерно разпределени в рамките на една година

Получените остатъчните стойности на елементите на геомагнитното поле E_R , са показани на Фиг. .

Вариации на полето с период под една година не са характерни в секуларните вариации поради филтриращия ефект на мантията.



Фиг. 4 Остатъчни стойности в северната (X), източната (Y) и вертикалната (Z) геомагнитни компоненти на ГМО Панагюрище (PAG) след изваждането на моделните стойности на *CM4* за главното и кристалинното поле.

При анализа се наблюдават систематични отклонения, дължащи се на различни източници. Най-общо, те са два типа: статично отклонение (офсет) и наклон (линеен тренд). Постоянният офсет E_{offs} , произхожда от локални кристалинни аномалии с дължини на вълната по-къси от наличните в модела *CM4*. Тази константна стойност (Табл. 3) се намира след осредняването на остатъчните стойности E_R ур. в 4.3:

$$E_{offs} = \frac{\sum_{i=1}^n E_{Ri}}{n} \quad (4.3)$$

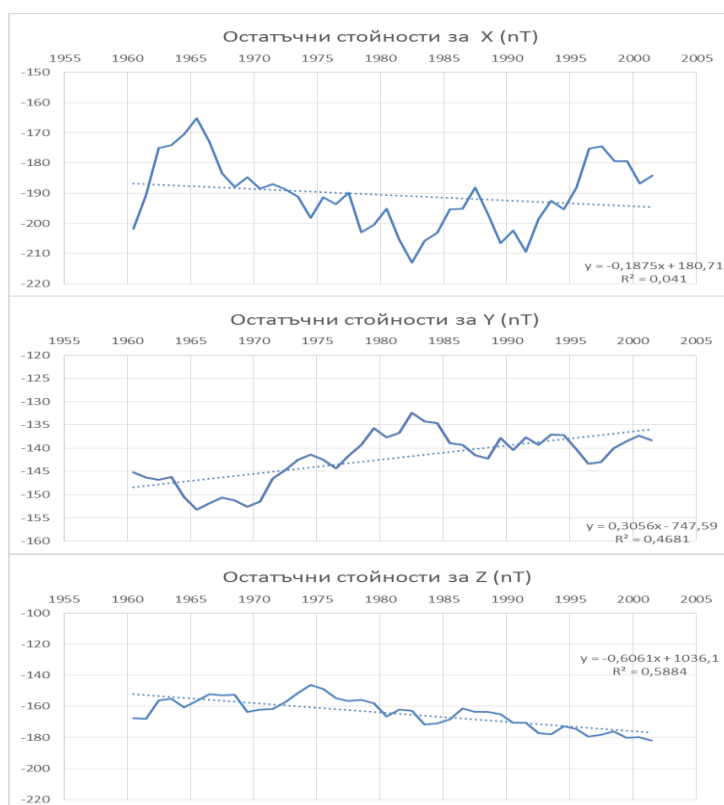
Линейният тренд по всяка вероятност се дължи на недостатъци в моделното описание на секуларните вариации в локален мащаб от страна на *CM4*, а не на влиянието на външно поле. Стойността на наклона на линейния тренд за всеки елемент, е намерена чрез прилагане на линейна регресия върху времевия ред на остатъчните стойности E_R . Получените резултати за коефициентите са дадени в Табл. 3.

PAG Obs	X		Y		Z	
	a0	a1	a0	a1	a0	a1
	-190.65	-0.1875	-142.19	0.3056	-164.58	-0.6061

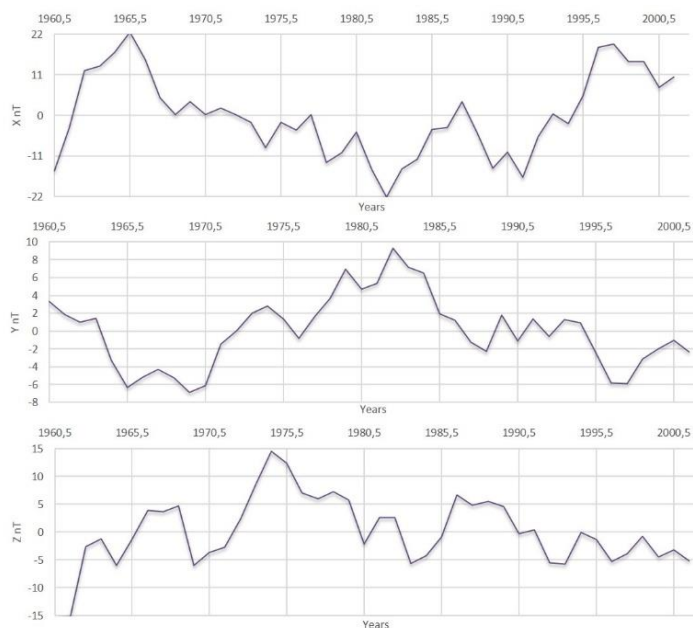
Табл. 3 Среден офсет (a_0 , nT) между обсерваторните данни и модела на главното поле от CM4; и наклона (a_1 , nT yr⁻¹) на линейния тренд за трите елемента на геомагнитното поле.

Късо периодичните вариации (с период от една година до един слънчев цикъл) се възприемат главно като сигнали с външен произход. За да се отдели компонентата, съдържаща остатъчното влияние от външни източници E_{ext} , от отделните времеви серии се вадят поетапно полученият среден офсет и съответният линеен тренд (Фиг. 5).

Получените стойности, за всеки от разглежданите елементи на геомагнитното поле, представляват **модели за отстраняването на влиянието на полета с външен произход върху измерените стойности на елементите на геомагнитното поле (Фиг. 6)**. За да бъде отстранено това остатъчно външно влияние от средногодишните стойности на всеки от геомагнитните елементи, полученият модел се изважда от стойностите на всяка времева серия.



Фиг. 5 Апроксимация на права линия към остатъчните стойности на геомагнитните елементи X, Y и Z за определяне на коефициентите на линеен тренд.



Фиг. 6 Модели за елиминиране на външното влияние E_{ext} в средногодишните стойности на елементите X , Y и Z на геомагнитното поле.

4.2.3 Отделяне на кристалинната компонента

За отделяне на кристалинната компонента, съдържаща се в данните от секуларните измервания на територията на страната се използва следната процедура: 1) от редуцираните към съответната епоха стойности на геомагнитните елементи се изваждат моделните стойности, генерирани с модела *CM4*. Моделните стойности са ограничени до 14та сферична хармоника, за да представят само магнитното поле на ядрото (Korte & Thebault, 2007); 2) от получения резултат се изважда съответната стойност от модела за външно влияние, представен на Фиг. 6.

4.3 Динамичен модел на геомагнитното поле на територията на България за периода 2015.0 - 2020 г.

4.3.1 Използвани данни

За създаването на модел на геомагнитното поле, епоха 2015.0 са използвани обсерваторни данни от ГМО Панагюрище и останалите четири обсерватории на Балканския полуостров (SUR, GCK, IZN, PEG), каталога от генералната геомагнитна снимка на територията на България 1978-1980 г., и всички секуларните измервания, проведени на територията на страната след 1980 г.

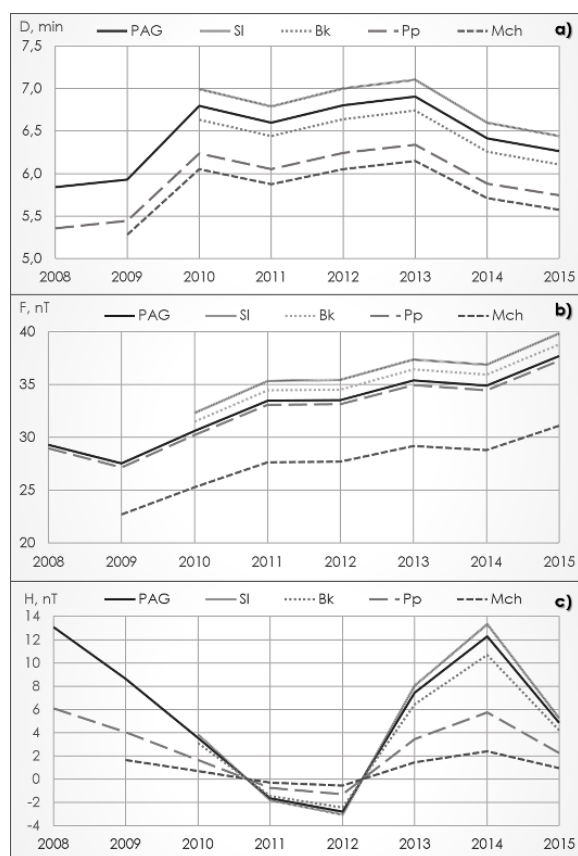
Голямото предизвикателство при подготовката на изходната база данни се оказва приваждането на секуларните измервания от геомагнитната мрежа към епоха 2015.0 поради изключително неравномерното разпределение на данните, както във времето, така и в пространството. За постигането на целта беше изследвана корелацията между тренда на секуларната вариация във всяка секуларна точка и този на ГМО Панагюрище

за един и същ период¹. По този начин са получени коефициенти, позволяващи да се изчисли секуларната вариация на елементите на геомагнитното поле в точките от мрежата за дълъг период от време без реални измервания чрез използване на данните от ГМО Панагюрище и уравнението:

$$\Delta E_{\varphi,\lambda}(t_2) = \alpha \Delta E_{\varphi,\lambda}(t_1) \quad (4.4)$$

където $\Delta E_{\varphi,\lambda}(t_2)$ е прогнозираната стойност на секуларната вариация на съответния елемент за период от време t_2 без реални измервания, $\Delta E_{\varphi,\lambda}(t_1)$ е известната секуларна вариация в полевата точка за период със измервания t_1 , $\alpha = \Delta E_{PAG}(t_2) / \Delta E_{PAG}(t_1)$ е отношението между секуларните вариации на елемента за двата периода по данни от ГМО Панагюрище.

Чрез прилагане на горното уравнение е съставена таблица, съдържаща данни за хоризонталната компонента (H), деклинацията (D), вертикалната компонента (Z) и големината на тоталния интензитет (F) за периода от 1980 до 2015 г. Графики на изчислените стойности на D и F са показани на Фиг. 7 за четири секуларни станции (Славотин, Беклеме, Попово и Мичурин).

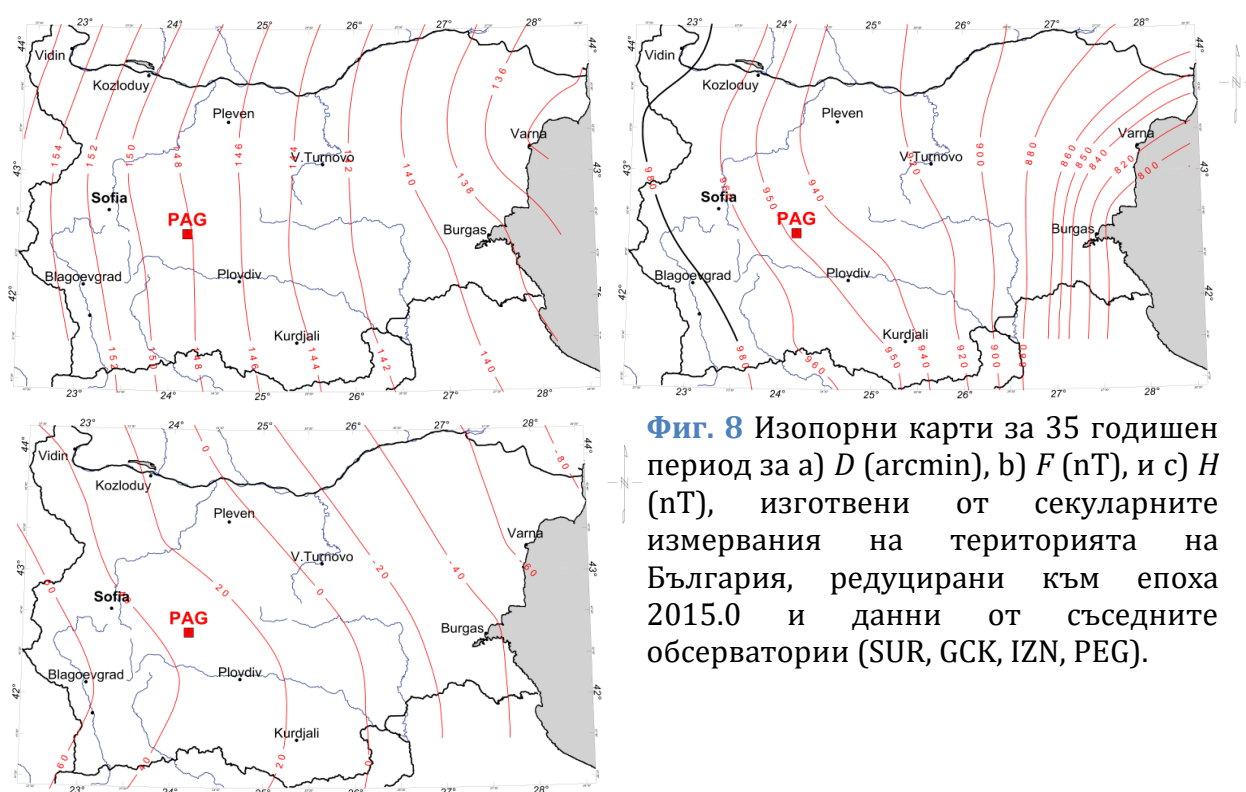


Фиг. 7 Прогнозирани стойности на вариацията на геомагнитните елементи за четири секуларни станции (Славотин, Беклеме, Попово и Мичурин): а) деклинация D (arcmin), б) тотален интензитет F (nT) и в) хоризонтална компонента H (nT) от 1980 до 2015.

Като резултат от всички изчисления за всеки геомагнитен елемент (H , D , Z и F) е съставен списък с приведените стойности на геомагнитното поле в епоха 2015.0 за

¹ Периодите са избирани в зависимост от наличните данни във всяка секуларна точка

цялата секуларна мрежа на територията на страната. С помощта на тези данни и средногодишните стойности на геомагнитните елементи от съседните обсерватории (SUR, GCK, IZN, PEG) е изработена серия от изопорни карти на елементите за 35 годишен период (1980-2015), които са представени на Фиг. 8. От тях са компилирани бази данни на четирите елемента (H , D , Z и F), съдържащи всички 473 точки от последната генерална геомагнитна снимка на територията на страната, с помощта на която каталога от епоха 1980.0 е прехвърлен към епоха 2015.0. Те служат за основа на регресионния анализ, с помощта на който е изработен модела на геомагнитното поле епоха 2015.0.



Фиг. 8 Изопорни карти за 35 годишен период за а) D (arcmin), б) F (nT), и в) H (nT), изготвени от секуларните измервания на територията на България, редуцирани към епоха 2015.0 и данни от съседните обсерватории (SUR, GCK, IZN, PEG).

4.3.2 Изработване на модел на геомагнитното поле за епоха 2015.0

Както е описано в Глава 3 на настоящата дисертация, за моделиране на геомагнитното поле в регионален мащаб се прилагат различни техники, в зависимост от целите, наличните данни и характера на региона, за който се прилагат. За по-обширни региони (особено в направление север-юг) и когато има налични достатъчно гъста мрежа от наземни векторни данни и съответно подробни измервания на големината на тоталния интензитет на геомагнитното поле е удачно да се приложи ревизираният метод на сферичен кап хармоничен анализ (revised spherical cap harmonic analysis (R-SCHA)). Този метод е използван в няколко изследвания като например Thebault, et al.,

2006 за територията на Франция, Korte & Thebault, 2007 за Германия и Quamili, et al., 2010. Други автори успешно прилагат по-опростената процедура на моделиране с полиноми (обикновено от първа или втора степен) на географските координати като например De Santis, et al., 2003, Dominici, et al., 2007 за Италия, Žagar & Radovan, 2012 за Словения, Valach, et al., 2015 за Словакия.

За целите на настоящото изследване беше избрана процедурата за моделиране на полето с полином от втора степен на географските координати по няколко причини: 1) територията на България е достатъчно малка, за да се пренебрегне кривината на Земята; 2) измерванията в секуларните станции са провеждани частично след 1990 г., през различни периоди от време и се налагат множество преизчисления, които внасят известна неточност в данните; 3) разработването на лесен за употреба референтен модел на полето до 2020 г. дава възможност той да намери и практическо приложение за редуциране към епоха на проучвателни магнитни снимки, проведени на територията на страната.

Подобни модели за територията на България са направени за епохи 1960.0, 1965.0, 1970.0 (Бъчваров & Костов, 1981) и 1980.0 (Бъчваров & Чолаков, 1980). Благодарение на това, са направени и редица анализи на аномалното поле за територията на страната (като напр. Бъчваров & Чолаков, 1995), които служат за отделяне и интерпретация на основните структурно-тектонски единици в строежа на земната кора.

Теоретичната основа на разработения тук алгоритъм за регресионен анализ се базира на работата на Бъчваров, 1977 и накратко се състои в следното:

В качеството на регресионно уравнение за представяне на елементите на Земното магнитно поле е използван полином от втора степен на географските координати от вида:

$$E(\Delta\varphi, \Delta\lambda) = a_1 + a_2\Delta\varphi + a_3\Delta\lambda + a_4\Delta\varphi^2 + a_5\Delta\varphi\Delta\lambda + a_6\Delta\lambda^2 \quad (4.5)$$

където $a_j, j=1,2,\dots,6$ са коефициенти на полинома, подлежащи на оценка,

$\Delta\varphi, \Delta\lambda$ са независимите променливи ($\Delta\varphi = \varphi - \varphi_0$ и $\Delta\lambda = \lambda - \lambda_0$, φ – географска ширина на наблюдателната точка, λ – географска дължина и $\varphi_0 = 25.0^\circ E$; $\lambda_0 = 42.5^\circ N$ – координати на централната точка, спрямо която са отнесени останалите наблюдателни точки) и стойностите на геомагнитните елементи D, H, Z, F , измерени в 473 точки от територията на България са зависимите величини.

Означаваме с X правоъгълната матрица с размерност $6 \times N$, всеки ред на която има вида:

$$1, \Delta\varphi_i, \Delta\lambda_i, \Delta\varphi_i^2, \Delta\varphi_i\Delta\lambda_i, \Delta\lambda_i^2$$

където $i=1,2,\dots,N$, а N е броят на наблюдателните точки, (тази матрица обикновено се нарича „матрица на наблюдателните уравнения“), E е наблюдателната матрица от ред N ($i=1,2,\dots,N$ е броят наблюдателни точки), A е матрицата на коефициентите с елементи a_j ($j=1,2,\dots,6$). Ако имаме функцията:

$$E = AX \quad (4.6)$$

то, линейната, точкова неотместена оценка с минимална дисперсия $\hat{a}_1, \hat{a}_2, \dots, \hat{a}_6$ на коефициентите на регресията $a_1, a_2, \dots, a_6$ се дава с уравнението (Wilkes, 1967):

$$\hat{A} = (X'X)^{-1}X'E \quad (4.7)$$

където X' е транспонираната матрица на наблюдателните уравнения с размерност $6 \times N$, $(X'X)^{-1}$ е ковариационната матрица, а E е вектор-стълб с компоненти $E_1, E_2, \dots, E_N$, съдържащ измерените стойности на дадения магнитен елемент.

Точковата, неотместена оценка на остатъчната дисперсия се получава по формулата:

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{1}{N-6} (E^T E - E^T X C^{-1} X^T E); \quad (4.8)$$

- 100 γ -процентния доверителен интервал за дадените коефициенти a_j се дава с израза:

$$I_{a_j} = \left\{ \hat{a}_j - t_{N-6,\gamma} \hat{\sigma} \sqrt{C_{jj}^{-1}} < a_j < \hat{a}_j + t_{N-6,\gamma} \hat{\sigma} \sqrt{C_{jj}^{-1}} \right\} \quad (4.9)$$

където $t_{N-6,\gamma}$ е коефициента на Стюдент, съответстващ на доверителната вероятност γ при $N-6$ степени на свобода.

- доверителният интервал на изчислените стойности $\hat{E}(\Delta\varphi, \Delta\lambda)$ се получава от израза:

$$I_E = \left\{ \hat{E}(\Delta\varphi, \Delta\lambda) - t_{N-6,\gamma} \hat{\sigma}_E < E(\Delta\varphi, \Delta\lambda) < \hat{E}(\Delta\varphi, \Delta\lambda) + t_{N-6,\gamma} \hat{\sigma}_E \right\} \quad (4.10)$$

където $\hat{\sigma}_E = X^T C^{-1} X \hat{\sigma}^2$ (Бъчваров, 1977):

- коефициентът на корелация за оценка на значимостта на регресията се изчислява от:

$$R^2 = 1 - \frac{\frac{1}{N-k} \sum_{i=1}^N (E_i - \hat{E}_i)^2}{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (E_i - \bar{E})^2} \quad (4.11)$$

По време на изчисленията е приложена следната процедура за отстраняване на аномални точки или възможни грешки в измерванията (Бъчваров & Костов, 1981): Статистическата оценка за коефициентите на регресията $\hat{A}$ е определена по стойностите на елементите D, H, Z, F на всички точки. Впоследствие е изчислена стойността $\hat{E}(\Delta\varphi, \Delta\lambda)$ с получените от модела коефициенти и е намерена разликата $\Delta E_i(\Delta\varphi_i, \Delta\lambda_i)$ с реалните измервания $E(\Delta\varphi, \Delta\lambda)$. Ако получената стойност на ΔE_i е по-голяма от $3\hat{\sigma}$, съответната измервателна точка се отстранява от анализа. След отстраняването на всички „аномални точки“ коефициентите на регресията $\hat{A}$ се определят наново. Следвайки тази процедура, 17 измервания са премахнати от каталога на D , 24 от H , 48 от Z и 9 от F .

4.3.3 Екстраполиране на модела до 2020 г.

Както беше описано по-горе, входни данни за изработване на модела епоха 2015.0 са измерванията от последната генерална геомагнитна снимка от 1980 г., актуализирани с помощта на изработените изопорни карти по секуларните измервания в България и средногодишните стойности на елементите на полето в останалите обсерватории на Балканския полуостров. Секуларните вариации от 2015.0 до 2020.0 са определени чрез екстраполация на обсерваторните данни от Панагюрище, с помощта на авторегресионен модел и така са получени стойностите на коефициента $\hat{a}_1$ на модела до 2020 г. (De Santis et al., 2003). Алгоритъмът се състои в следното: допусваме, че средногодишните стойности на всеки елемент на геомагнитното поле $E_t(PAG)$, определен в обсерватория Панагюрище за периода t (в години) зависи от p на брой предишни стойности на същия елемент. Използваме оценката по метода на най-малките квадрати за авторегресионен модел от ред p от вида:

$$E_t(PAG) = k_1 E_{t-1}(PAG) + k_2 E_{t-2}(PAG) + \dots + k_p E_{t-p}(PAG) + noise(C) \quad (4.12)$$

където p лежи между p_{min} и p_{max} и се определя чрез оптимизация по критерия на Schwarz's Bayesian (Schneider & Neumaier, 2001).

Пресмятането на четири авторегресионни модела (за геомагнитните елементи D, H, Z, F) показва $p=4$ като оптимална стойност за реда на регресията, както е получено и от De Santis et al. 2003.

Глава 5 Анализ на получените резултати

5.1 Анализ на получените резултати след отстраняване на външното влияние

На Фиг. 9 са показани средно годишните стойности на елементите на земното магнитно поле X , Y и Z в ГМО Панагюрище, след прилагането на корекцията за външно влияние по метода, описан в Глава 4 на настоящата дисертация. За да се оцени резултатът, те са сравнени със стойностите на същите елементи, преди да бъде приложена въпросната корекция.

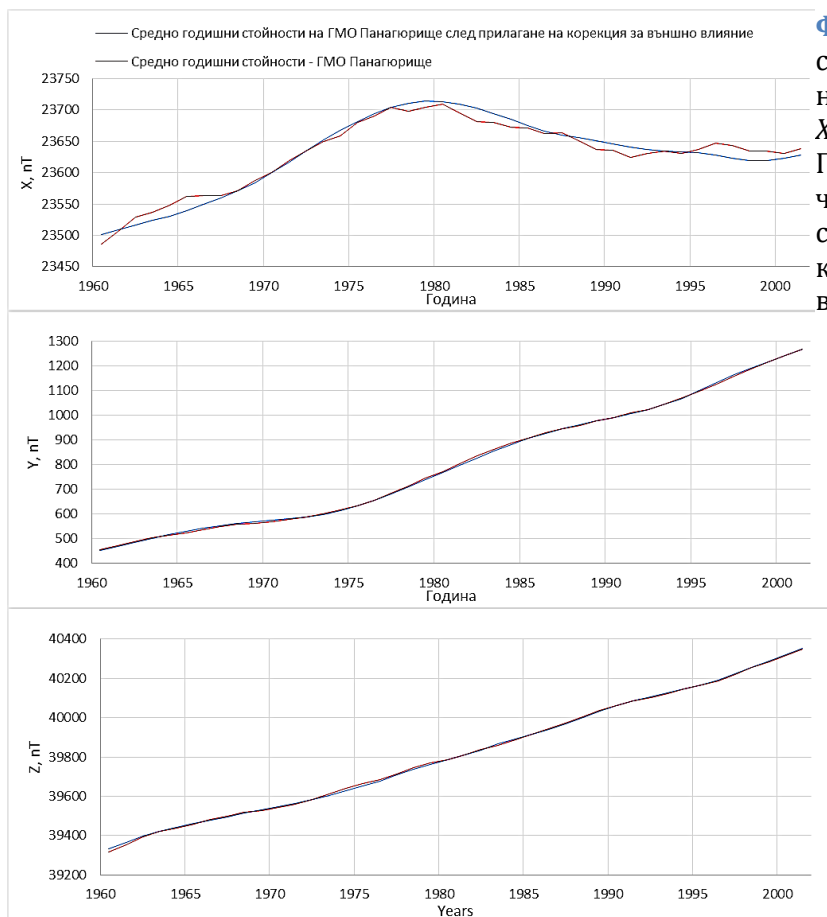
Както се вижда добре от графиките, най-голяма промяна се наблюдава в стойностите на северната компонента на геомагнитното поле (X). Това е така, защото тя е най-чувствителна към влиянието на магнитните полета, създавани от външни източници, поради което може да се очаква, че съдържа и най-голяма част от „неизчистения“ сигнал.

За да се получи формална оценка за ефекта, постигнат от елиминирането на присъстващите стойности от влиянието на външни източници в средногодишните стойности на елементите на геомагнитното поле, е изчислено стандартното отклонение на остатъците в сигнала на времевите серии на отделните елементи преди процедурата и след нея. Получените стойности са представени в (Табл. 4).

От таблицата е видно, че стандартното отклонение във времевите серии на средно годишните стойности на елементите е подоброено съответно с 8,95nT в X , 1,7nT в Y и 2,2nT в Z .

Геомагнитен елемент	X		Y		Z	
	1960.5 – 2001.5	1960.5 – 2001.5	1960.5 – 2001.5	1960.5 – 2001.5	1960.5 – 2001.5	1960.5 – 2001.5
	11.22	2.27	5.41	3.70	9.58	7.35

Табл. 4 Стандартното отклонение (в nT) във времевите серии на средно годишните стойности на елементите на земното магнитно поле регистрирани в ГМО Панагюрище преди и след корекцията за външно влияние



Фиг. 9 Средно годишните стойности на елементите на земното магнитно поле X, Y и Z, получени в ГМО Панагюрище, показва ни в червено и същите данни след прилагането на корекцията за външно влияние – в синьо.

Очаквано, наблюдаваните корекции в източната (Y) и вертикалната (Z) компоненти са не толкова добре изразени (Фиг. 9). Това се дължи на относително по-слабото присъствие на сигнали с външен произход в сравнение със северната (X) компонента.

Получените тук модели за корекции на редуцираните стойности на елементите на земното магнитно поле за външно влияние са използвани по-нататък за обработка както на данните от ГМО Панагюрище, така и на секуларните измервания.

5.2 Анализ на получените резултати от отделянето на кристалинната компонента

Т. нар. кристалинна компонента в състава на наблюдаваното геомагнитно поле представлява онази част от сигнала, която се дължи на полето на намагнитените източници в горната част на литосферата. Стойността на кристалинната компонента от данните на индивидуалните секуларни станции е получена по метода, описан в Глава 4.2.3. За целта са използвани стойности на главното поле, генерирани от модела *SM4*, (до 14та сферична хармоника), както и получените по-горе модели за корекции на

външно влияние. Прилагането на модела за външно влияние върху данните от секуларните станции, доведе до намаляване на стандартното отклонение във времевите редове на всяка станция средно с 0,547nT в X, 1,973nT в Y и 0,944nT в Z.

Comp.	Avg. $\sigma \delta$	min. $\sigma \delta$	max. $\sigma \delta$	Avg. σ	min. σ	max. σ
X	0,57	-3,76	4,07	8,48	1,29	36,73
Y	1,97	-2,45	4,40	13,94	3,72	75,68
Z	0,94	-1,24	1,38	15,92	6,72	31,03

Табл. 6 Редуцираното разпръскване $\delta\sigma$ и първоначалното разпръскването σ в данните с минимални и максимални стойности за отделните секуларни станции след прилагането на корекцията за външно влияние nT.

Получените средни редукции в Таблица 6 са доста по-малки от тези, получени при корекцията за външно влияние на обсерваторните данни. Освен това се наблюдават отделни секуларни станции, чиито средни разпръсквания биват увеличени в следствие на корекцията за външно влияние. Това поведение отразява, както по-голямата неточност при секуларните измервания, така и значително по-малките времеви редове за всяка секуларна станция в сравнение с обсерваторните средно годишни стойности.

Табл. 5 дава крайните стойности на кристалинната компонента, заедно със стандартните отклонения. Разпръскването остава значимо дори и след корекцията за външно влияние. Това може да се определи като мярка за оценяване на неточността на данните от секуларните измервания.

Station	X	σX	Y	σY	Z	σZ
Vn	-36,92	6,31	81,90	7,68	27,19	25,54
Bl	-10,71	4,28	30,77	6,26	-32,76	11,04
Pt	23,47	9,55	82,52	75,68	-95,98	13,93
Gr	-59,89	9,72	-44,34	39,69	-108,36	26,58
Ds	-215,18	7,69	-95,26	4,52	-229,70	6,75
Pl	26,22	36,73	40,88	5,16	150,63	16,56
Bk	28,98	7,83	-14,24	7,74	-28,31	25,49
Kj	-65,37	7,47	-11,24	6,68	130,87	31,03
Stz	-62,22	1,59	26,15	4,91	-96,07	14,84
Pp	-34,69	4,76	-90,57	19,17	214,59	10,15
Rz	-131,32	1,29	387,06	5,28	315,03	6,72
El	65,34	19,88	247,87	14,19	55,95	10,08
Ss	10,08	3,43	41,24	7,73	-73,11	9,53
Vr	-16,67	7,63	-22,34	10,08	36,63	20,09
Mch	-211,54	1,79	-162,00	3,72	259,88	13,29
PAG	-194,81	5,72	-165,78	4,61	-193,23	13,12

Табл. 5 Кристалинна компонента и стандартно отклонение на определените стойности на кристалинната компонента в секуларните станции. Стойностите са в nT и се отнасят за северна (X), източна (Y) и вертикална (Z) съставлящи на земното магнитно поле.

Стойностите на кристалинната компонента за всяка секуларна станция са получени като от осреднени стойности от измервания в различни години е извадена моделната стойност на главното поле от *СМ4* (до 14-та хармоника) и е направена корекция за външно влияние. Освен сигналът от кристалинната компонента на земното магнитно поле, получените стойности могат да съдържат различни грешки, включително влияние на външни полета, които не са били достатъчно добре елиминирани от корекцията или от осредняването към средно годишни стойности. Освен това моделните стойности за главното поле, генерирани от модела *СМ4* може да не описват достатъчно добре вариациите. Неточности, идващи от по-несъвършените инструменти използвани в миналото също са възможни. Някои станции са били местени и точната разлика в магнитното поле не може да бъде определена.

Ако е налично максимално отклонение в *Z* съставящата, това би могло да означава, че секуларната станция се намира в малка по размер, локална аномалия и тя да има участие в кристалинната компонента. Ако секуларната станция е разположена върху аномалия с по-голяма площ, то тогава тя би могла да няма участие в кристалинната компонента.

Получените стойности за кристалинната компонента в данните от секуларните станции може да се използват при съставянето на векторни, аномални карти по метода на ревизираните кап хармоники (Thebault, et al., 2006).

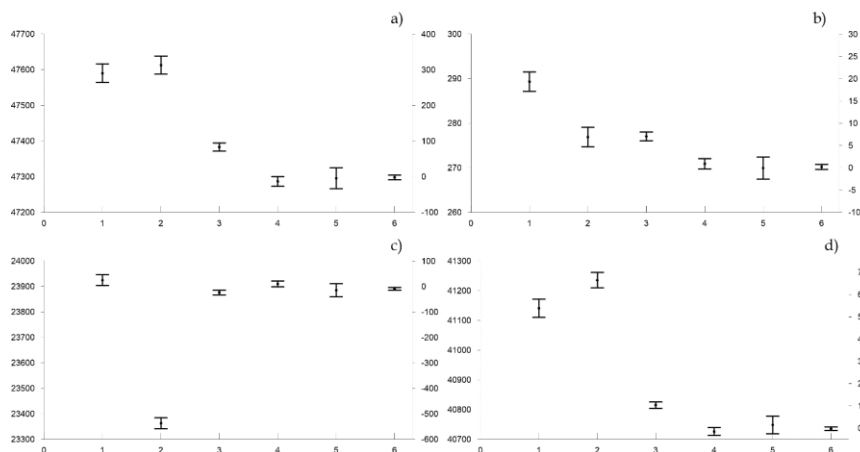
Важно е да се отбележи, че ефектът от годишното осредняване на данните върху индуцираната част от полето е смислен само за дълго периодни средни (по-дълги от един слънчев цикъл). В работата на Korte & Thebault (2007) може да се види, че съществуват значителни разлики в кратковременните вариации на отделните станции поради регионална или локална проводимост. От този факт идва и необходимостта за използване на локални вариометри при провеждането на измервания в секуларни станции.

5.3 Анализ на полученото геомагнитно поле епоха 2015.0 и прогнозни стойности до 2020

Както беше описано в Глава 4.3, динамичният модел на елементите на геомагнитното поле за периода 2015-2020 година е изработен с помощта на регресионен анализ. В резултат на това е получен набор от 6 коефициента, представящи полето чрез полином от втора степен на географските координати за всеки от

елементите D, H, Z, F . Стойностите на коефициентите, заедно с техния доверителен интервал, дисперсия и корелационен коефициент са представени в таблица 8.

Получените доверителни интервали I_{a_j} са с малка ширина (10), което заедно с корелационния коефициент показва, че определените коефициенти $a_1, a_2, \dots, a_6$ са значими.



Фиг. 10 Доверителни интервали на получената линейна, точкова неотместена оценка с минимална дисперсия $\hat{a}_1, \hat{a}_2, \dots, \hat{a}_6$ на коефициентите на регресията.

Доверителни интервали на стойностите на коеф. a_j за D			Корелационен коефициент
Граница	a_j	Граница	$R=0.72$
287,14	289,31	291,48	Дисперсия
4,7452	6,91	9,0802	$\sigma=13.8'$
6,0686	7,04	8,0166	Изключени : 17
-0,2371	0,91	2,0639	
-2,5454	-0,05	2,4291	
-0,3463	0,20	0,7550	

Доверителни интервали на стойностите на коеф. a_j за H			Корелационен коефициент
Граница	a_j	Граница	$R=0.95$
23903	23924	23946	Дисперсия
-558,3015	-536,83	-515,3744	$\sigma=133 \text{ nT}$
-32,6303	-23,23	-13,8433	Изключени : 24
-1,0982	10,38	21,8750	
-40,4043	-14,58	11,2296	
-14,3756	-9,06	-3,7559	

Доверителни интервали на стойностите на коеф. a_j за Z			Корелационен коефициент
Граница	a_j	Граница	$R=0.93$
41110	41141	41171	Дисперсия
629,7600	664,43	699,1121	$\sigma=190 \text{ nT}$
89,3113	103,42	117,5294	Изключени : 48
-32,7908	-15,28	2,2235	
-25,4786	14,40	54,2852	
-10,3680	-2,49	5,3781	

Доверителни интервали на стойностите на коеф. a_j за F			Корелационен коефициент
Граница	a_j	Граница	$R=0.86$
47564	47590	47616	Дисперсия
287,5928	313,06	338,5300	$\sigma=165 \text{ nT}$
71,7086	83,12	94,5382	Изключени : 9
-26,4343	-12,93	0,5651	
-34,0494	-4,65	24,7456	
-8,7412	-2,25	4,2223	

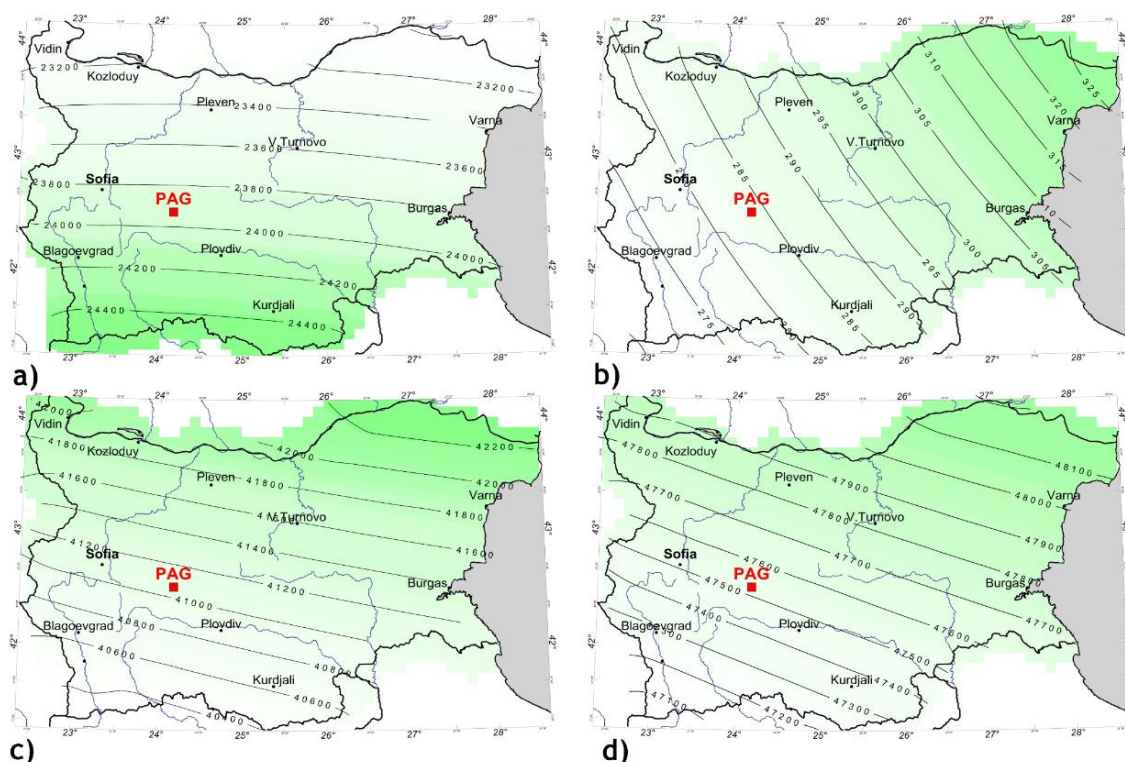
Табл. 8 Стойности на коефициентите $a_1, a_2, \dots, a_6$, заедно с техния доверителен интервал I_{a_j} , дисперсия $\hat{\sigma}$ и корелационен коефициент R за модела на елементите на геомагнитното поле на територията на България, епоха 2015.0

За да се направи прогнозиращ модел за следващите пет години, коефициентът a_1 , представляващ първия член в уравнението на модела (ур. 4.5) за всеки от четирите елемента на геомагнитното поле е определен с помощта на друг авторегресионен модел (ур. 4.12) до 2020 г. Получените стойности са представени в Табл. 9.

Year	D (arcmin)	H (nT)	Z (nT)	F (nT)
2016.0	295	23927	41181	47626
2017.0	300.6	23931	41220	47662
2018.0	306.1	23932	41260	47699
2019.0	311.5	23933	41300	47736
2020.0	316.8	23934	41340	47774

Табл. 9 a_1 коефициенти на референтното геомагнитно поле за територията на България от 2016 до 2020 г. за елементите D , H , Z и F .

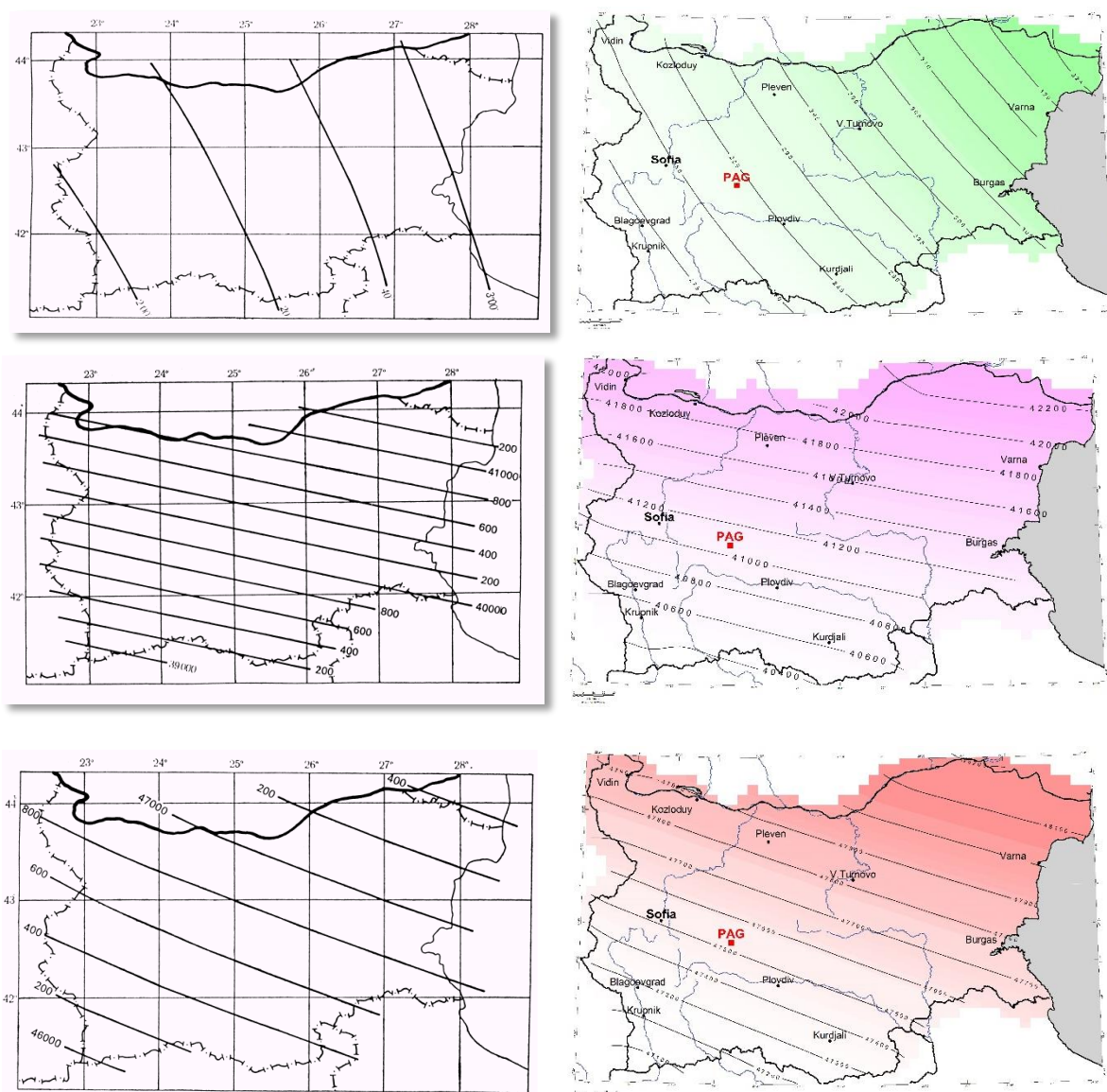
Карти на получените модели на геомагнитното поле на територията на България за епоха 2015.0, изработени по данни от последната геомагнитна снимка и секуларни измервания на територията на страната, както и от данните, публикувани от останалите геомагнитни обсерватории на територията на Балканския полуостров са представени на Фиг. 2



Фиг. 2 а - д Карти на получените модели на референтното геомагнитното поле на територията на България за епоха 2015.0 на елементите а) H (nT); б) D (arcmin); в) Z (nT); г) F (nT);

- *Изменение на геомагнитното поле във времето*

Геомагнитната деклинация D на получения референтен модел (т.нар. нормално геомагнитно поле) за територията на България, епоха 2015.0 варира от $270'$ ($4^0 30'$) до $330'$ ($5^0 30'$) като показва ясно изразен градиент в СИ направление. От сравнението с модела, изчислен от Бъчваров и Чолаков, 1992 (Фиг. 3) се вижда, че посоката на нарастване се е изместила леко на запад, а амплитудата се е променила с точно $2^0 30'$.



Фиг. 3 а-в. Сравнение на получените модели на нормалното геомагнитното поле на територията на България за епоха 2015.0 и епоха 1980.0 (Бъчваров и Чолаков, 1992) на елементите а) D (arcmin); б) Z (nT); в) F (nT);

Хоризонталната компонента H на модел 2015.0 нараства на Ю-ЮЗ в почти суб-меридионално направление и варира от 23150 до 24450 nT.

Вертикалната компонента Z на нормалното геомагнитно поле епоха 2015.0 варира от 40400 до 42300 nT, като запазва градиента си от 1980 г. в С-СИ посока и променя амплитудата си с около 1200 nT за разглеждания период от 35 години.

Големината на тоталния вектор на нормалното геомагнитно поле епоха 2015.0 се изменя от 47000 nT на ЮЗ до 48200 nT на СИ. Запазва конфигурацията си от 1980 г. и добавя около 1000 nT към стойността си.

- *Верификация на модела на геомагнитното поле епоха 2015.0*

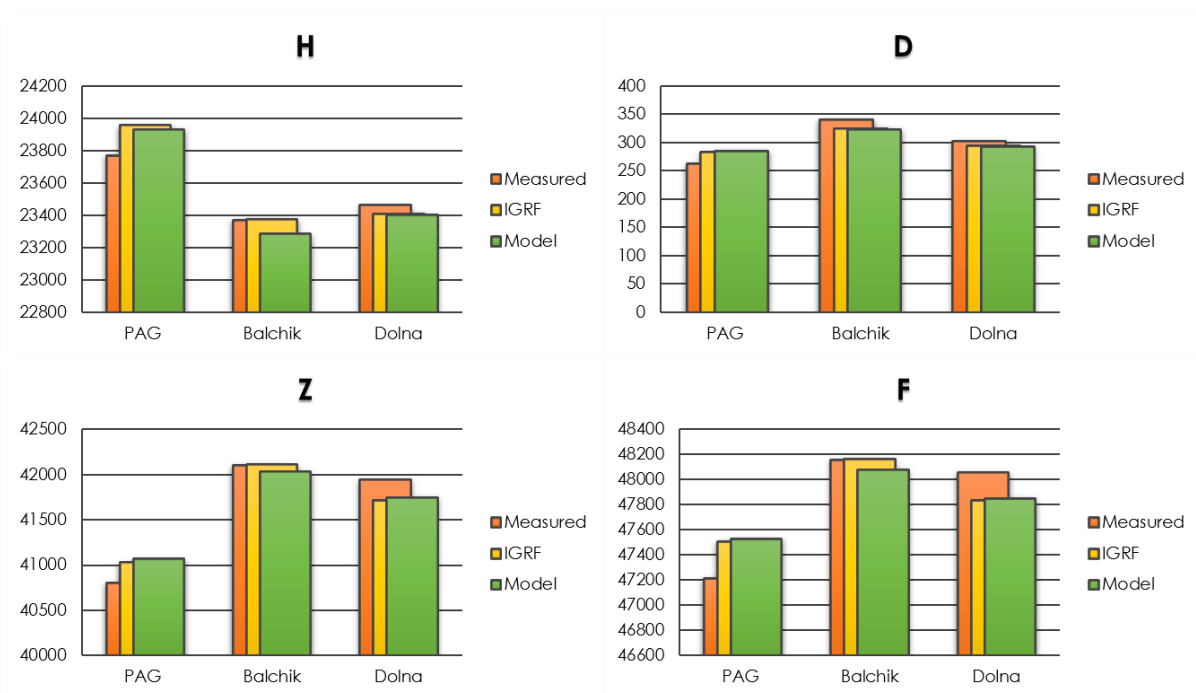
Дотолкова, доколкото моделът на геомагнитното поле епоха 2015.0 за територията на България е изработен чрез използване на независими полиноми е необходимо да се провери неговата съгласуваност. За тази цел беше използвано геометричното условие, на което трябва да отговарят отделните елементи на полето като част от геомагнитния вектор (Haines, 1990): $F^2 = H^2 + Z^2$

Бяха изчислени разликите ΔF между получената моделна стойност на големината на тоталния вектор F и квадратния корен от сумата на квадратите на хоризонталната и вертикална компонента $\sqrt{H^2 + Z^2}$. Изследването показва, че средно-аритметичната стойност на получените разлики е 3.6 nT, а стандартното отклонение е 15.8 nT, моделът беше оценен като приемлив.

Другият тест, на който моделът беше подложен е проверка на прогнозираните стойности на елементите в точки, които не са използвани за генериране на модела. На Фиг. 4 са представени резултатите, получени за три такива точки: обсерватория Панагюрище (42.52° N, 24.18° E) и две военни летища, измервани през 2015 г. – Балчик (43.42° N, 28.18° E) и Долна Митрополия (43.46° N, 24.51° E).

Както може да се очаква и се вижда от графиките, стойностите, получени от IGRF-12 и настоящия модел с изключение на летище Балчик (елементи H , Z , F) са много близки. Много добре изразени, обаче, са разликите между двата модела и реалните данни от обсерватория Панагюрище и летище Долна Митрополия. Добре известно е, че ако се направи измерване на магнитното поле в точка от земната повърхност, не може да се очаква, че ще се получи стойността, прогнозирана от нашия или друг глобален или регионален модел. Причината за това е ясна и се състои в приноса на онзи дял от стойността на земното магнитно поле, „произведен“ от намагнитените скали в горната част на литосферата – обикновено от порядъка на 200-

300 nT, но може да достигне и до значително по-големи стойности в аномалните области.



Фиг. 4 а-г. Стойности на елементите на геомагнитното поле епоха 2015.0 от настоящия модел, IGRF-12 (Thébault, et al., 2015) и реални данни, приведени към епоха 2015.0: а) H (nT); б) D (arcmin); в) Z (nT); г) F (nT) за обсерватория Панагюрище, летище Балчик и летище Долна Митрополия.

Този принос е разпределен между елементите на геомагнитното поле, но в най-голяма степен е отразен в стойността на вертикалната компонента Z , какъвто е и случаят с данните от обсерватория Панагюрище и едно от летищата. Освен това в реалните измервания се съдържат сигнали с антропогенен произход (трафик, електрични съоръжения и др.) и от други естествени източници (като например електрични токове в йоносферата) и свързаните с тях индукционни ефекти. Летище Долна Митрополия се намира в добре очертана позитивна аномалия и това се вижда добре на детайлната карта на аномалното геомагнитно поле, построена по над 200 хил. измервателни точки от територията на страната.

Що се касае до разликите със средногодишните стойности на елементите, определени в обсерватория Панагюрище, известно е, че регионът попада в добре очертана кристалинна аномалия с магнитуд около 150 nT. Тази магнитна аномалия е била добре известна и се е оказала най-сериозният недостатък при избиране на място за построяване на геомагнитната обсерватория там. Тя се дължи на локализираните две андезитни ивици, разположени на изток-югоизток, от които по-близката е с дебелина около 100м., а по-далечната надвишава 1000м.

Глава 6 Заключение

В настоящата дисертация са събрани всички налични данни за стойностите на елементите на геомагнитното поле на Балканския полуостров, публикувани от обсерваториите, както и от секуларните измервания на територията на страната. Тези редове от данни са анализирани с цел проследяване на хода на полето във времето.

Изследването на дълго-периодичните вариации е важно за изясняване на механизма на генериране на земното магнитно поле и свързаните с него процеси. Освен секуларните изменения на геомагнитното поле съществуват и други, късо-периодични вариации, които отразяват влиянието на външни за Земята източници. Разделянето на сигналите от двата вида е основа за анализиране на произхода и проследяването на динамиката на процесите, свързани с геомагнитното поле.

През последните години се наблюдава засилен интерес от страна на научната общност към разработването на модели на геомагнитното поле. За това съществува логично обяснение и то се съдържа в голямото количество данни, които се получават от сателитните мисии. Предложени са нови техники за регионално моделиране на магнитните измервания. Те допълват набора от по-стари подходи, които са съживени и понякога ревизирани в процеса на работа.

За целите на настоящата дисертация е компилирана база данни от всички възможни източници – обсерваторни серии и секуларни измервания в разглежданата територия, както следва:

- Католага от последната генерална геомагнитна снимка на България, направена в периода 1978-1980 год.
- Секуларни измервания, извършени в геомагнитната мрежа на територията на България в периода от 1970 до 2012г.
- Средно годишните стойности на елементите на земното магнитно поле за обсерваториите намиращи се на Балканския полуостров – Панагюрище (България), Гроцка (Сърбия), Пантели (Гърция) и Сурлари (Румъния) както и Изник (Турция).

Намерен е начин за преодоляване на трудностите, свързани с неравномерното разпределение на секуларните измервания във времето и пространството за съставяне на изопорни карти, необходими за получаване на съвременен модел на геомагнитното поле на територията на България.

Компилираните бази данни са използвани в три направления: 1) прилагане на корекция за външно влияние в средногодишните стойности на геомагнитното поле; 2)

отделяне на стойностите на кристалинната компонента от общото поле и 3) съставяне на модел на геомагнитното поле епоха 2015.0 с прогнозиране на стойностите до 2020 г.

Добре известен е факта, че средно годишните стойности на всички секуларни станции се влияят от сумарния годишен ефект от външните полета точно както и обсерваторните средно годишни стойности, на чиято база са изчислени. Основната част от този ефект се елиминира в обсерваториите с прилаганото усредняване, но не напълно. Поради тази причина е намерен емпиричен подход за изследване на наличието на външни сигнали и са създадени модели за тяхното отстраняване. Логично и очаквано най-силно присъствие на смущения с външен произход са открити в северната (X) съставляща на геомагнитното поле. Това се обяснява с факта, че външните полета смущават главно хоризонталната съставляща и в много по-малка степен вертикалната (Z).

Предимствата на изработения регионален модел на елементите на геомагнитното поле на територията на България, епоха 2015.0 с продължение до 2020 могат да бъдат систематизирани в три аспекта: 1) направена е апроксимация на полето с полином от втора степен на географските координати, която се доближава до стойностите на нормалното геомагнитно поле за ограничен регион като територията на нашата страна в сравнение с глобалните модели; 2) поради дългите периоди без цялостно измерване на секуларната мрежа от геомагнитни точки на България съществуваше нужда от съвременен модел, отразяващ хода на геомагнитното поле, която с настоящата работа е удовлетворена и 3) предложеният модел е достатъчно точен и лесен за употреба с публикувания набор от шест коефициента и това го превръща в полезно средство за редуциране на полеви геомагнитни снимки, провеждани на територията на страната до 2020 г.

Библиография

1. Alexandrescu, M. и др., 1995. Detection of geomagnetic jerks using wavelet analysis.. *Journal of Geophysical Research*, Том 100, pp. 12557-12572.
2. Alexandrescu, M. и др., 1996. Worldwide wavelet analysis of geomagnetic jerks.. *Journal of Geophysical Research*, Том 100, pp. 21975-21994.
3. Bellanger, E., Mouel, J., Manda, M. & Labrosse, S., 2001. Chandler wobble and geomagnetic jerks.. *Phys. Earth Planet. Int.*, Том 124, pp. 95-103.
4. Bloxham, J., Zatman, S. & Dumberry, M., 2002. The origin of geomagnetic jerk. *Nature*, Том 420(6911), pp. 65-68.
5. Cain, J., Langel, R. & Hendricks, S., 1966. *First magnetic field results from the OGO-2 satellite.*, Goddard Space Flight Center: NASA.
6. Clement, B., 1991. Geographical distribution of transitional VGPs: Evidence for nonzonal equatorial symmetry during the Brunhes-Matuyama geomagnetic reversal.. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Issue 29, pp. 48-58.
7. Courtillot, V., Ducroix, J. & Mouel, J., 1978. Sur une acceleration recente de la variation seculaire du champ magnetique terrestre.. *C.R. Acad. Sci. Paris Ser. D*, Том 287, pp. 1095-1098.
8. De Santis, A. и др., 2003. Italian Geomagnetic Reference Field (ITGRF): update for 2000 and secular variation model up to 2005 by autoregressive forecasting.. *Ann. Geophys.*, Том 46, pp. 491-500.
9. Dominici, G. и др., 2007. Italian magnetic network and geomagnetic field maps of Italy at year 2005.0. *Bollettino di Geodesia e Scienze Affini*, Том LXVI, pp. 25-47.
10. Fabian, K. & Leonhardt, R., 2010. Records of paleomagnetic field variations. От: K. Glasmeier, H. Soffel & J. Negendank, ред. *Geomagnetic field variations*. неизв.:Springer, pp. 65-106.
11. Haines, G. V., 1990. Regional Magnetic Field Modelling: A Review. *J. Geomag. Geoelect.*, Том 42, pp. 1001-1018.
12. Hillhouse, J. & Cox, A., 1976. Brunhes-Matuyama polarity transition.. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Issue 29, pp. 51-64.
13. Hoffman, K. A., 1992. Paleomagnetic excursions, aborted reversals and transitional fields.. *Nature*, Issue 294, pp. 67-69.
14. Holme, R. & de Viron, O., 2005. Geomagnetic jerks and a high resolution length-of-day profile for core studies. *Geophysical Journal International*, Том 160, pp. 435-439.
15. Huy, M., Manda, M., Mouel, J. & Pais, A., 2000. Time evolution of the fluid flow at the top of the core. Geomagnetic jerks.. *Earth, Planets, Space*, Том 52, pp. 163-173.
16. Korte, M. & Thebault, E., 2007. Geomagnetic repeat station crustal biases and vectorial anomaly maps for Germany. *Geophys. J. Int.*, Том 170, pp. 81-92.
17. Langel, R. и др., 1982. The Magsat mission. *Geophys Res Lett*, Том 9, pp. 243-245.
18. Langel, R., Sabaka, T., Baldwin, R. & Conrad, J., 1996. The near-earth magnetic field from magnetospheric and quiet-day ionospheric sources and how it is modeled. *Phys Earth Planet Int.*, Том 98, pp. 235-267.

19. Lesur, V., Macmillan, S. & Thomson, A., 2005. The BGS magnetic field candidate models for the 10th generation IGRF.. *Earth Planets Space* , Том 57, pp. 1157-1163.
20. Lesur, V., Olsen, N. & Thompson, A., 2011. Geomagnetic core field models in the satellite era. От: М. Manda & К. Моника, ред. *Geomagnetic observations and models, IAGA special Sopron book series 5*. неизв.:Springer, pp. 277-294.
21. Lesur, V., Wardinski, I., Hamoudi, M. & Rother, M., 2010b. The second generation of the GFZ reference internal magnetic field model: GRIMM-2. *Earth Planet Space* .
22. Lesur, V., Wardinski, I., Rother, M. & Manda, M., 2008. GRIMM: the GFZ Reference Internal Magnetic Model based on vector satellite and observatory data. *Geophys. J. Int*, Том 173, pp. 382-394.
23. Macmillan, S., 1996. A geomagnetic jerk for the early 1990's.. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Том 137, pp. 189-192.
24. Malin, S. & Hodder, B., 1982. Was the 1970 jerk of internal or external origin?. *Nature*, Том 296, pp. 726-728.
25. Manda, M., Bellanger, E. & Mouel, J., 2000. A geomagnetic jerk for the end of the 20th century?. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Том 183, pp. 369-373.
26. Maus, S. и др., 2005. NGDC/GFZ candidate models for the 10th generation international geomagnetic reference field.. *Earth Planets Space*, Том 57, pp. 1151-1156.
27. Olsen, N., 2002. A model of the geomagnetic field and its secular variation for epoch 2000 estimated from Oersted data.. *Geophys J Int*, Том 149, pp. 454-462.
28. Olsen, N., 2007. Oersted. От: D. Gubbins & E. Herrero-Barvera, ред. *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism*. Heidelberg: Springer, pp. 743-746.
29. Olsen, N., Holme, R., Hulot, G. & T, S., 2000. Oersted initial field model. *Geophys Res Lett*, Том 27, pp. 3607-3610.
30. Olsen, N. и др., 2006. Chaos—a model of the Earth's magnetic field derived from CHAMP, Ørsted, and SAC-C magnetic satellite data. *Geophys. J. int.*, Том 166, pp. 67-75.
31. Olsen, N. & Manda, M., 2007. Investigation of secular variation impulse in satellite data: The 2003 geomagnetic jerk. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Том 255, pp. 94-105.
32. Olsen, N., Sabaka, T. & Lowes, F., 2005. New parameterisation of external and induced fields in geomagnetic field modelling, and a candidate model for IGRF 2005. *Earth Planets Space*, Том 57, pp. 1141-1149.
33. Quamili, E. и др., 2010. Two geomagnetic regional models for Albania and south-east Italy from 1990 to 2010 with prediction to 2012 and comparison with IGRF-11. *Earth Planets Space*, Том 2010, pp. 1-9.
34. Reigber, C., Luhr, H. & Schwintzer, P., 2002. CHAMP mission status. *Adv. Space Res.*, 30(2), pp. 129-134.
35. Sabaka, T. & Baldwin, R., 1993. *Modeling the Sq magnetic field from POGO and Magsat satellite and contemporaneous hourly observatory data: phase I*, NASA/GSFC Contract NAS5-31 760: Contract report HSTX 9302.
36. Sabaka, T., Olsen, N. & Langel, R., 2002. A comprehensive model of the quiet-time, near-Earth magnetic field: phase 3. *Geophys J Int* , Том 151, pp. 32-68.

37. Sabaka, T., Olsen, N. & Purucker, M., 2004. Extending comprehensive models of the Earth's magnetic field with Ørsted and CHAMP data.. *Geophys J Int*, Том 159, pp. 521-547.
38. Schneider, T. & Neumaier, A., 2001. Igorithm 808: ARFIT—A Matlab Package for the Estimation of Parameters and Eigenmodes of Multivariate Autoregressive Models. *ACM Transactions on Mathematical Software*, Том 27, pp. 58-65.
39. Thebault, E., Manda, M. & Schott, J., 2006. Modeling the lithospheric magnetic field over France by means of revised spherical cap harmonic analysis (R-SCHA),. *J. Geophys. Res*, Том 111.
40. Theyer, F., Herrero-Bervera, E. & Hsu, V., 1985. The zonal harmonic model of polarity transitions: a test using successive reversals.. *Journal of Geophysical Research*, Issue 90, pp. 1963-1982.
41. Thomson, A., Hamilton, B., Macmillan, S. & Reay, S., 2010. A novel weighting method for satellite magnetic data and a new global magnetic field model.. *Geophys J Int* , Том 181, pp. 250-260.
42. Valach, F., Váczyová, M., Šoltis, T. & M., V., 2015. Report on the magnetic survey in Slovakia for the 2014.5 epoch. *Abstr. 7th MagNetE Workshop 16-18 September*.
43. Verbanac, G., Korte, M. & and Manda, M., 2006. On long-term trends of the European geomagnetic observatory biases. *Geophys. J. Int.*
44. Wardinski, I., 2004. *Core surface flow models from decadal and subdecadal secular variations of the main geomagnetic field. PhD thesis.*, Berlin: Free University Berlin.
45. Wilkes, C., 1967. Mathematical statistics.. *Nauka (in russ.)*, p. 632.
46. Williams, I. & Fuller, M., 1981. Zonal harmonic models of reversal transition fields. *Journal of Geophysical Research*, Issue 86(B12), pp. 11657-11665.
47. Žagar, T. & Radovan, D., 2012. The model of magnetic declination of Slovenia. *Geodetski Vestnik*, Том 56, pp. 267-274.
48. Бъчваров, И., 1977. Применение регрессионного анализа для обработки геофизических полей и их картографирования,. *Бълг. геоф. сп.*, Том III, p. 172.
49. Бъчваров, И. & Костов, К., 1981. Представление геомагнитного поля Бългрии эпох 1960.0, 1965.0p 1970.0 полиномом второй степени географических координат.. *Бълг. геоф. сп.*, Том VII, pp. 51-62.
50. Бъчваров, И. & Чолаков, И., 1980. Нормално геомагнитно поле на территорията на Бългрия – 1980.0. *Бълг. геоф. сп.*, Том XVII, pp. 77-88.
51. Димитров, Л. & Ставрев, П., 1986. *Магнитни методи в Геофизиката*. София: неизв.
52. Миховски, С. К., 2012. Приложение на гнсс технологиите за осъвременяване и развитие на полевите геомагнитни измервания в бългрия. София: Дисертация.

Приноси

Основните резултати на настоящата дисертация, определящи нейната теоретическа и приложна значимост са:

1. Създадена е база данни със средногодишните стойности на елементите на геомагнитното поле на територията на Балканския полуостров по обсерваторни данни от 1960 г до сега, която може да се използва за научно-изследователска дейност от различни специалисти.
2. Систематизирани и архивирани са всички налични данни за стойностите на елементите на геомагнитното поле от секуларните измервания, проведени на територията на България от 1970 до сега. Това позволява провеждане на бъдещи пространствено-времеви анализи на геомагнитното поле на територията на страната за различни цели.
3. За пръв път е получен модел за оценка и отстраняване на влиянието на полета, генерирани от външни източници, от редуцираните стойности на елементите земното магнитно поле за територията на България.
4. За пръв път е направен опит за отделяне на сигнала, създаден от полето на магнитните източници, разположени в горната част на литосферата в стойностите на елементите на геомагнитното поле в точки от секуларната мрежа.
5. На базата на анализа и обработката на геомагнитни данни за територията на България и Балканския полуостров е създаден актуален, динамичен модел на елементите на геомагнитното поле за 2015г. с прогнозни стойности до 2020г., който може да послужи както за калибриране на нови глобални модели, така и за редуциране на полеви геомагнитни снимки, провеждани на територията на страната до 2020 г.

Публикации

Научни публикации, свързани с дисертационния труд

1. P. Trifonova, **M. Metodiev**, I. Cholakov, S. Redzhov & I. Radev (2011) Geomagnetic Study for Determination of the Compass Calibration Site Suitability at the Sofia Airport, Proceedings of the 6th Congress of the Balkan Geophysical Society - Budapest ISBN 978-90-73834-16-3, EAGE 2011.
2. P. Trifonova, **M. Metodiev** (2013) Annual report of the observed geomagnetic activity in Panagyurishte observatory, Bulgarian Geophys. Journal, vol. 38, p. 51-78.
3. **Metodi Metodiev** and Petya Trifonova (2013) Characteristics of the 2012 geomagnetic activity recorded in Panagyurishte observatory, Second national Congress on Physical Sciences, Earth Physics, ISBN 978-954-07-3600-6
4. **M. Metodiev** (2014) Modelling of declination's secular variation for the purposes of regional topographic mapping, Bulgarian Geophys. Journal, vol.40, p. 76-84
5. **M. Metodiev**, P. Trifonova (2015) Geomagnetic activity for the last solar cycle recorded in PAG observatory – сборник, 7ма национална конференция по геофизика с международно участие “Геофизика 2015”

Доклади от научни форуми

- Modeling of geomagnetic field secular variations observed in the Balkan area for purposes of regional topographic mapping - **EGU2014 EMRP2.4**
- Characteristics of the 2012 geomagnetic activity recorded in Panagyurishte observatory **Second national congress on physical sciences**
- Geomagnetic activity for the last solar cycle recorded in PAG observatory – **7ма национална конференция по геофизика с международно участие “Геофизика 2015”**
- Decomposition of geomagnetic repeat station data for Bulgaria - **IUGG 2015**
- 2015.0 model of the observed geomagnetic field for the territory of Bulgaria - **XVIIth IAGA Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data acquisition and Processing; 2016**