

**به نام خدا**



**دانشگاه هرمزگان**

**دانشکده علوم پایه**

**گروه فیزیک**

پایان نامه برای دریافت درجه کارشناسی ارشد در رشته‌ی ژئوفیزیک، گرایش ژئومغناطیس

عنوان :

**مدل سازی دوبعدی ساختارهای زمین شناسی به روش مغناطیس سنجی  
با استفاده از المان های منشوری قائم**

استاد راهنما :

**دکتر لقمان نمکی**

استاد مشاور :

**دکتر محمد حامدپور دارابی**

نگارش :

**سیروس محمدی**

اسفندماه 1393

ماحصل آموخته هایم را **تقدیم می کنم به :**

آنان که مهر آسمانی شان آرام بخش آلام زمینی ام است ؛

به استوارترین تکیه گاهم، پدر مهربانم ؛

به سبزترین نگاه زندگیم، مادرم فداکارم ؛

هر آنچه آموختم در مکتب عشق شما آموختم و هرچه بکوشم قطره ای از دریای بی کران مهربانیتان

را سپاس نتوانم بگویم. امروز هستی ام به امید شماست و فردا کلید باغ بهشتم رضای شما.

ره آوردی گران سنگ تر از این ارزان نداشتم تا به خاک پایتان نثار کنم، باشد که حاصل تلاشم

نسیم گونه غبار خستگیان را بزداید. بوسه بر **دستان پرمهرتان**

## چکیده

به طور کلی مدل سازی در ژئوفیزیک به دو شیوهی پیشرو و وارون صورت می پذیرد که روش پیشرو هسته‌ی اصلی روش وارون محسوب می گردد. در این تحقیق روش پیشرو را در قالب یک برنامه‌ی رایانه‌ای به زبان متلب<sup>1</sup> پیاده سازی نموده ایم اما برای در انحصار داشتن ایده‌ی این اثر جهت پیاده سازی برنامه‌ی وارون توسط اینجانب، مبانی تئوریک به طور کامل هم برای روش پیشرو و هم برای روش وارون بیان شده است. در روش پیشرو ارائه شده، روند<sup>2</sup> ساختار مورد مطالعه را در نظر می گیریم که می تواند شمالی-جنوبی، شرقی-غربی و یا حتی دارای زاویه‌ی  $\theta$  نسبت به شمال جغرافیایی باشد (یعنی  $\theta$  درجه حول محور Z دوران یافته باشد). این توده‌ی مغناطیسی را به تعداد دلخواه از سلول‌های منشوری قائم در کنار هم تقسیم می نماییم و سپس پروفیل را عمود یا هم راستا و یا با هر زاویه‌ای نسبت به روند توده از روی این منشورها عبور می دهیم که بهترین حالت برای رسم پروفیل وقتی است که عمود بر آنومالی از میان این منشورها عبور داده می شود و در نتیجه بی‌هنجاری مغناطیسی توده‌ی مورد نظر را در امتداد پروفیل مذکور محاسبه می نماییم و بر این اساس مدل سازی وارون را نیز در این تحقیق چنین تعریف می کنیم که در نتیجه‌ی آن پارامترهای هندسی عمق رویه و کف سلول‌های مکعبی به عنوان مجهولات مسئله‌ی وارون تعیین می گردند. در روش وارون، پارامترهای مجهول هر یک از این منشورها با استفاده از یک مدل اولیه و از طریق یک فرآیند تکراری به دست می آیند و بنابراین توزیع هندسی توده‌ی مورد مطالعه نیز در امتداد پروفیل برداشت شده تخمین زده می شود. همان گونه در فصل سه و چهار نشان داده شده است، برنامه‌ی پیشرو قادر است پیچیده ترین ساختارهای واقعی و مصنوعی زمین شناسی را مدل سازی نماید و به علاوه برای افزایش میزان کارآمد بودن الگوریتم پیشرو و نتایج حاصل از آن و همچنین افزایش شباهت میان داده‌های مصنوعی و واقعی، بی‌هنجاری‌های مصنوعی تولید شده را آغشته به نوفه نموده ایم.

در نظر است جهت افزایش قابلیت‌های کاربردی روش ارائه شده در این تحقیق، مدل سازی وارون این پروژه نیز در قالب یک برنامه‌ی رایانه‌ای به ثمر رسد و رسیدن به این مهم با توجه به پیچیدگی‌های بسیار بالایی که پروسه‌ی وارون سازی دارد جز با در اختیار داشتن مدت زمان زیادی در حد و اندازه‌ی دوره‌ی دکتری محقق نمی گردد، از این رو این امر نیز در آینده با عنایت پروردگار و سعی و کوشش فراوان به نتیجه خواهد رسید.

---

<sup>1</sup> Matlab

<sup>2</sup> Trend

## تقدیر و تشکر

بی‌شک در مسیر هر امر پژوهشی سختی‌ها و مشکلات گوناگون قرار دارد اما آنچه مهم است نوع برخورد و چگونگی حل این مشکل‌هاست. بازخورد رفتارهای مختلف در کمک به پژوهشگران جوان برای حل این مشکل‌ها گاه مثبت و گاه منفی است. اما در این میان بسیاری از افراد علاوه بر وظایف خود و بدون هیچ مزد و منتی به بهترین نحو و در حد توان خود یاری رسانده و عمل به اصل رسالت علمی خویش را در اولویت قرار می‌دهند. مشخصاً ذکر نام و تقدیر زبانی از این بزرگواران حداقل سپاسگزاری است که می‌توانم از کمک‌های آنان داشته باشم. لذا بر خود لازم می‌دانم از تمامی این عزیزان: دکتر لقمان نمکی و دکتر محمد حامدپور دارابی به ترتیب اساتید راهنما و مشاور این پایان‌نامه و اساتید محترم خارج از کشور: دکتر ریچارد بلیکلی و به ویژه دکتر جفرسون دِسوزا که با ارائه‌ی رهنمودهای مفید خود پربارتر شدن تحقیق حاضر را سبب شد، تشکر و قدردانی نمایم. همین‌طور از دوست خوبم مهندس فرزاد نادی برای تمام راهنمایی‌های ارزشمندشان در بحث برنامه‌نویسی صمیمانه تشکر می‌نمایم.

## فهرست مطالب

### فصل اول : تئوری اکتشافات مغناطیسی سنجی

- 1-1 مقدمه ..... 2
- 2-1 تاریخچه‌ی مطالعات ژئومغناطیسی ..... 2
- 3-1 میدان مغناطیسی زمین ..... 3
- 4-1 ماگماتیسم و القای مغناطیسی پوسته ..... 6
- 5-1 مبانی اکتشافات ژئومغناطیسی ..... 7
- 6-1 خاصیت مغناطیسی سنگ‌ها و کانی‌ها ..... 10
- 1-6-1 کانی‌های فرومغناطیس مهم ..... 13
- 7-1 اندازه‌گیری میدان مغناطیسی ..... 14
- 1-7-1 اصول کار مغناطیس‌سنج‌های پروتون ..... 14
- 8-1 بی‌هنجاری‌های میدان کل ..... 17
- 9-1 پردازش داده‌های مغناطیسی ..... 19
- 1-9-1 تصحیح تغییرات روزانه ..... 19
- 2-9-1 تصحیحات ارتفاع و میدان IGRF ..... 19
- 3-9-1 تصحیح زمینگان ..... 20
- 10-1 تفسیر داده‌های مغناطیسی ..... 20
- 1-10-1 تفسیر کیفی ..... 20
- 2-10-1 تفسیر کمی ..... 21

### فصل دوم : تئوری مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی

- 1-2 مقدمه ..... 23
- 2-2 تاریخچه‌ی وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی ..... 23
- 3-2 مسائل پیشرو و وارون در ژئوفیزیک ..... 24
- 1-3-2 مسئله‌ی پیشرو در ژئوفیزیک ..... 25
- 2-3-2 مسئله‌ی وارون در ژئوفیزیک ..... 25

- 25 ..... فرمول‌بندی مسائل پیشرو و وارون برای میدان‌های ژئوفیزیکی 3-3-2
- 26 ..... سه پرسش مهم در حل هر مسئله‌ی وارون 4-3-2
- 26 ..... وجود جواب 1-4-3-2
- 28 ..... یکتایی جواب 2-4-3-2
- 29 ..... پایداری جواب 3-4-3-2
- 31 ..... مسائل پیشرو و وارون در ژئومغناطیس 4-2
- 32 ..... مسئله‌ی پیشرو در ژئومغناطیس 1-4-2
- 33 ..... مسئله‌ی وارون در ژئومغناطیس 2-4-2
- 33 ..... مسائل وارون خطی و غیرخطی 5-2
- 33 ..... مسئله‌ی وارون خطی 1-5-2
- 35 ..... عدم‌یکتایی در مسئله‌ی وارون خطی 1-1-5-2
- 36 ..... مسئله‌ی وارون خطی با فرض مغناطیدگی یکنواخت 2-1-5-2
- 37 ..... مسئله‌ی وارون غیرخطی 2-5-2
- 38 ..... مدل اولیه و خطی‌سازی مسئله‌ی غیرخطی 1-2-5-2
- 42 ..... روش‌های کمینه‌سازی در حل مسائل وارون 6-2
- 42 ..... روش کمترین مربعات 1-6-2
- 43 ..... کمترین مربعات خطی 1-1-6-2
- 47 ..... کمترین مربعات غیرخطی 2-1-6-2

### فصل سوم : ساختارهای زمین‌شناسی

- 51 ..... مقدمه 1-3
- 51 ..... پی‌سنگ آذرین 2-3
- 53 ..... سنگ‌های آذرین 3-3
- 54 ..... توده‌های آذرین نفوذی 1-3-3
- 54 ..... توده‌های نفوذی هم‌شیب با سنگ در برگیرنده 1-1-3-3
- 55 ..... توده‌های نفوذی نا هم‌شیب با سنگ در برگیرنده 2-1-3-3
- 57 ..... توده‌های آذرین بیرونی 2-3-3
- 57 ..... شکل توده‌های آذرین بیرونی 1-2-3-3

59	4-3 گسل ها
60	1-4-3 انواع گسل ها
60	1-1-4-3 گسل های امتداد لغز
61	2-1-4-3 گسل های شیب لغز

### فصل چهارم : مدل سازی مصنوعی ساختارهای زمین شناسی

64	1-4 مقدمه
64	2-4 مدل سازی پیشرو بی هنجاری های مغناطیسی توسط منشورهای قائم
66	1-2-4 میدان مغناطیسی ناشی از یک منشور قائم راست گوشه
70	3-4 مدل سازی وارون بی هنجاری های مغناطیسی توسط منشورهای قائم
73	4-4 مدل مصنوعی منفرد
75	5-4 مدل مصنوعی ترکیبی
75	1-5-4 حالت 1: مدل ترکیبی دایک فاقد دوران
76	2-5-4 حالت 2: مدل ترکیبی دایک دارای دوران
78	3-5-4 حالت 1: مدل ترکیبی پی سنگ فاقد دوران
79	4-5-4 حالت 2: مدل ترکیبی پی سنگ دارای دوران

### فصل پنجم : نتیجه گیری و پیشنهادها

82	1-5 نتیجه گیری
82	2-5 پیشنهادها

83	منابع
----	-------



## فهرست جدول‌ها

### فصل اول :

- جدول (1-1) : مقدار متوسط مغناطیدگی القایی و مغناطیدگی بازماند برخی از سنگ‌ها...9
- جدول (2-1) : خودپذیری مغناطیسی برخی از سنگ‌ها .....10
- جدول (3-1) : خودپذیری مغناطیسی برخی از کانی‌ها .....11

## فهرست شکل‌ها

### فصل اول :

- شکل (1-1) : میدان مغناطیسی اطراف کره‌ی زمین ..... 4
- شکل (2-1) : فشرده شدن مگنتوسفر توسط خورشید باد ..... 5
- شکل (3-1) : برآیند میدان مغناطیسی کانی‌های فرو مغناطیس ..... 6
- شکل (4-1) : مغناطیدگی القایی در سنگ‌ها و ایجاد بی‌هنجاری‌های مغناطیسی ..... 7
- شکل (5-1) : تغییرات مغناطیدگی با افزایش میدان خارجی برای مواد مختلف ..... 12
- شکل (6-1) : نمودار  $(FeO) - (Fe_2O_3) - (TiO_2)$  ..... 13
- شکل (7-1) : نحوه‌ی عملکرد حسگر یک مغناطیس سنج پروتون ..... 15
- شکل (8-1) : شمای ساده‌ای از ساختار یک مغناطیس سنج پروتون ..... 16
- شکل (9-1) : اندازه‌گیری‌های گرادیان مغناطیسی ..... 17
- شکل (10-1) : نمایش برداری شدت میدان کل ..... 18

### فصل دوم :

- شکل (1-2) : نمایش عدم یکتایی پاسخ مغناطیسی در توده‌های مغناطیسی ..... 29
- شکل (2-2) : یک جسم سه بعدی با مغناطیدگی  $M(Q)$  و شکل دلخواه ..... 31
- شکل (3-2) : نمایش برآزش کمترین مربعات یک خط راست ..... 43

### فصل سوم :

- شکل (1-3) : پی سنگ آذرین ..... 52
- شکل (2-3) : نمایش دو بعدی مدل منشوری پی سنگ آذرین ..... 53
- شکل (3-3) : توده‌های آذرین نفوذی ..... 54
- شکل (4-3) : نمایش مدل منشوری یک دایک ..... 56
- شکل (5-3) : آتشفشان‌ها و نمایش مدل منشوری آتشفشان ..... 59
- شکل (6-3) : گسل امتداد لغز ..... 60
- شکل (7-3) : فرا دیواره و فرو دیواره در گسل معکوس ..... 61
- شکل (8-3) : حالات مختلف تشکیل گسل مایل ..... 62

شکل (9-3) : مدل منشوری برای تخمین میزان افت قائم در گسل‌های شیب لغز..... 62

### فصل چهارم :

شکل (1-4) : مدل پیشرو به‌کار رفته در این تحقیق ..... 65

شکل (2-4) : نمایش پارامترهای هندسی یک منشور قائم راست گوشه ..... 66

شکل (3-4) : میدان بی‌هنجاری یک منشور قائم در حال دوران ..... 70

شکل (4-4) : مدل مصنوعی منفرد فاقد نوفه ..... 74

شکل (5-4) : مدل مصنوعی منفرد دارای نوفه ..... 74

شکل (6-4) : مدل مصنوعی ترکیبی دایک فاقد نوفه (حالت بدون دوران) ..... 75

شکل (7-4) : مدل مصنوعی ترکیبی دایک دارای نوفه (حالت بدون دوران) ..... 76

شکل (8-4) : مدل مصنوعی ترکیبی دایک فاقد نوفه (حالت دارای دوران) ..... 77

شکل (9-4) : مدل مصنوعی ترکیبی دایک دارای نوفه (حالت دارای دوران) ..... 77

شکل (10-4) : مدل مصنوعی ترکیبی پی‌سنگ فاقد نوفه (حالت بدون دوران) ..... 78

شکل (11-4) : مدل مصنوعی ترکیبی پی‌سنگ دارای نوفه (حالت بدون دوران) ..... 79

شکل (12-4) : مدل مصنوعی ترکیبی پی‌سنگ فاقد نوفه (حالت دارای دوران) ..... 79

شکل (13-4) : مدل مصنوعی ترکیبی پی‌سنگ دارای نوفه (حالت دارای دوران) ..... 80

## فصل اول

# تئوری اکتشافات مغناطیس سنجی

# 1 تئوری اکتشافات مغناطیس سنجی

## 1-1 مقدمه

پیشرفت اکتشافات مغناطیسی که شاید بتوان آن را قدیمی‌ترین روش در بین روش‌های ژئوفیزیکی دانست، عمدتاً با روی کار آمدن روش‌های هوابرد در زمان جنگ جهانی دوم آغاز گردید. هم‌اکنون با پیشرفت‌های حاصل شده در زمینه‌های مختلف از جمله در ساخت دستگاه‌ها، جهت‌یابی و در انجام تصحیحات، می‌توان ساختارهای پوسته‌ی زمین را به‌طور کامل و در مقیاس‌های مختلف، از یک سنگ بستر با شدت‌های مغناطیسی زیاد در مقیاس منطقه‌ای، تا همبری‌های رسوبی با شدت‌های خیلی پایین در مقیاس محلی به نقشه در آورد. روش‌های پردازش، نمایش و تفسیر داده‌ها نیز با پیشرفت رایانه‌های ارزان قیمت و با کاربری بالا، پیشرفت قابل ملاحظه‌ای داشته‌اند.

روش مغناطیسی، یک ابزار اکتشافی اولیه در پی‌جویی کانی‌ها به شمار می‌رود. در عرصه‌های دیگر، استفاده از روش مغناطیسی از کاربردهای متداولی چون به نقشه درآوردن ساختار سنگ بستر، به طیف وسیع‌تری از کاربردها گسترش پیدا کرده است که از آن جمله می‌توان به تعیین محل گسل‌ها در محیط‌های رسوبی، آشکار ساختن همبری‌های سنگ‌شناسی پنهان، تعیین موقعیت گنبد‌های نمکی در محیط‌های رسوبی با مغناطیس ضعیف و در نهایت مدل‌سازی ساختارهای مورد نظر به‌وسیله‌ی وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌های مغناطیسی اشاره نمود. این کاربردهای جدید، موجب گسترش استفاده از این روش در زمینه‌های متنوعی چون اکتشاف منابع معدنی، نفت و گاز، منابع زمین گرمایی، آب‌های زیرزمینی و همین‌طور اهداف دیگری مانند ارزیابی بلایای طبیعی، تعیین محل برخورد شهاب‌سنگ‌ها و مطالعات مهندسی و زیست محیطی گردیده است (نبیقیان و همکاران (2005)).

## 2-1 تاریخچه‌ی مطالعات ژئومغناطیسی

اولین مطالعات در مورد آهن‌ربا به تالس، فیلسوف یونانی قرن ششم قبل از میلاد نسبت داده می‌شود. چینی‌ها و اروپاییان در قرن دوازدهم، عرب‌ها در قرن سیزدهم و اسکاندیناوها در قرن چهاردهم میلادی از قطب‌نمای مغناطیسی استفاده می‌نموده‌اند. سِر ویلیام گیلبرت<sup>1</sup> (1540-1603 میلادی) اولین مطالعات را در مورد میدان مغناطیسی زمین انجام داد. وی در کتاب معروف خود به‌نام

<sup>1</sup> Sir William Gilbert

دی‌مگنت<sup>1</sup> نشان داد که میدان مغناطیسی زمین را می‌توان با میدان مغناطیسی ناشی از یک آهنربای دائمی تقریب زد که در راستای عمومی شمالی-جنوبی و در نزدیکی محور چرخش زمین قرار دارد (تلفورد (1990)) و یا به عبارت ساده‌تر دریافت که کل کره‌ی زمین یک آهنرباست. منحرف شدن عقربه‌ی قطب‌نما به سمت کانه‌های طبیعی آهن، نهایتاً منجر به استفاده از آن به عنوان یک ابزار پی‌جویی در قرن نوزدهم میلادی گردید. وقتی ارتباط بین کانی‌مگنتیت و نهشته‌های فلزی بهتر شناخته شد، درخواست برای دستگاه‌های حساس‌تر نیز افزایش پیدا کرد. تا زمان جنگ جهانی دوم، اگرچه دستگاه‌هایی براساس سیم‌پیچ‌های القاگر ساخته شده و در پی‌جویی‌های زمینی و هوایی مورد استفاده قرار گرفتند، اما ابزار مورد استفاده عمدتاً مدل‌های بهینه‌سازی شده‌ی کمپاس‌های قائم بودند. در خلال جنگ جهانی دوم، اولین مغناطیس‌سنج‌های فلاکس‌گیت<sup>2</sup> جهت تعیین محل زیردریایی‌ها مورد استفاده قرار گرفتند. این ابزار دقتی معادل چند برابر دستگاه‌های پیشین ارائه می‌داد. بعد از جنگ، این اختراع عرصه‌ی جدیدی در عملیات هواپرد به منظور اکتشاف کانی‌ها و مطالعات زمین‌شناسی به‌وجود آورد.

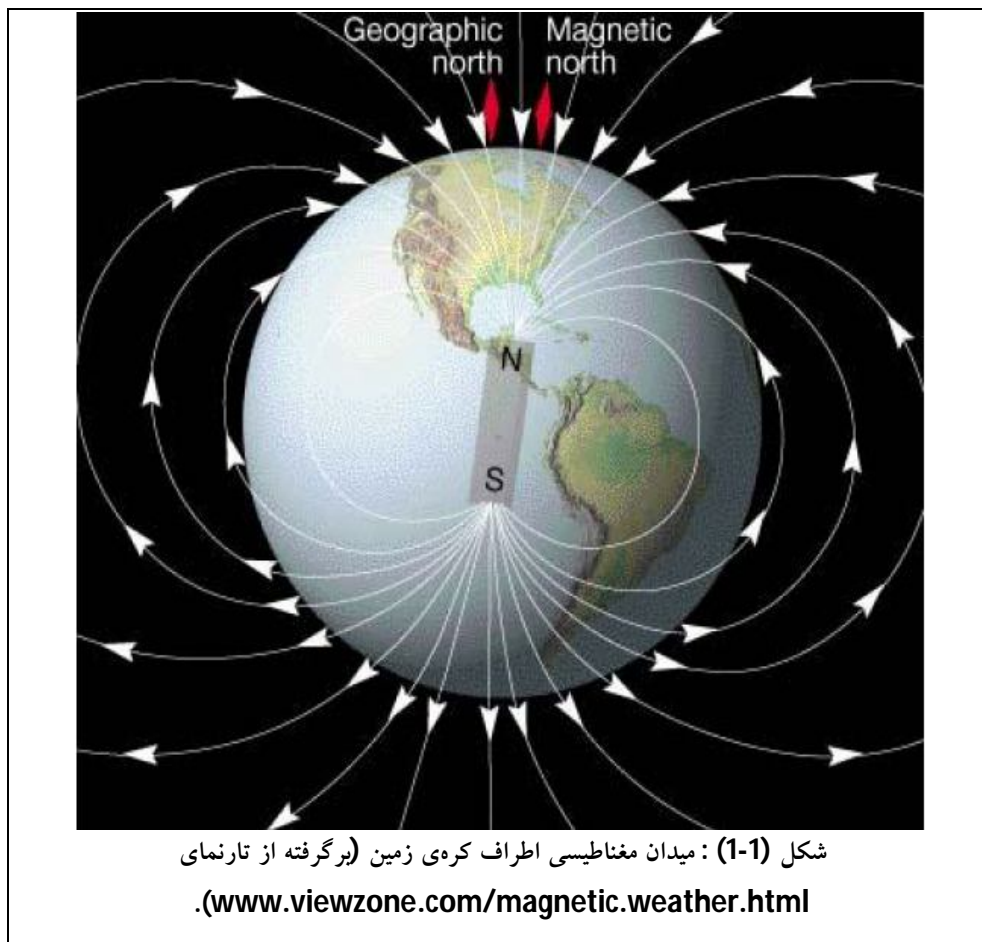
با پیشرفت‌های حاصل‌شده در فن‌آوری بین دهه‌های 50 تا 70 میلادی، حساسیت مغناطیس‌سنج‌ها از یک گاما در مغناطیس‌سنج پروتون به یک صدم در مغناطیس‌سنج‌های بخار سدیم افزایش پیدا کرد.

### ۳-۱ میدان مغناطیسی زمین

همان‌طور که می‌دانیم در اطراف کره‌ی زمین یک میدان مغناطیسی قوی وجود دارد که همانند پوسته‌ای دور تا دور زمین را فرا گرفته است. خطوط نیروی این میدان مغناطیسی چنان قرار گرفته‌اند که از قطب جنوب کره‌ی زمین خارج شده و به قطب شمال وارد می‌شوند. قسمت عمده‌ی این میدان (80-90 درصد) در اثر جریان همرفتی آهن سیال موجود در هسته‌ی خارجی کره‌ی زمین می‌باشد (کمپبل (۱۹۹۷)). با تقریب مرتبه‌ی اول، این میدان ناشی از یک دوقطبی می‌باشد که شدت تقریبی آن حدود 50000 نانوتسلا است. ولی مؤلفه‌های هارمونیک کروی غیر دوقطبی قابل توجهی تا مرتبه‌ی سیزدهم وجود دارند که به این میدان افزوده می‌شوند. نمایش شماتیک میدان مغناطیسی حول کره‌ی زمین به‌صورت زیر می‌باشد:

<sup>1</sup> De Magnete

<sup>2</sup> Fluxgate

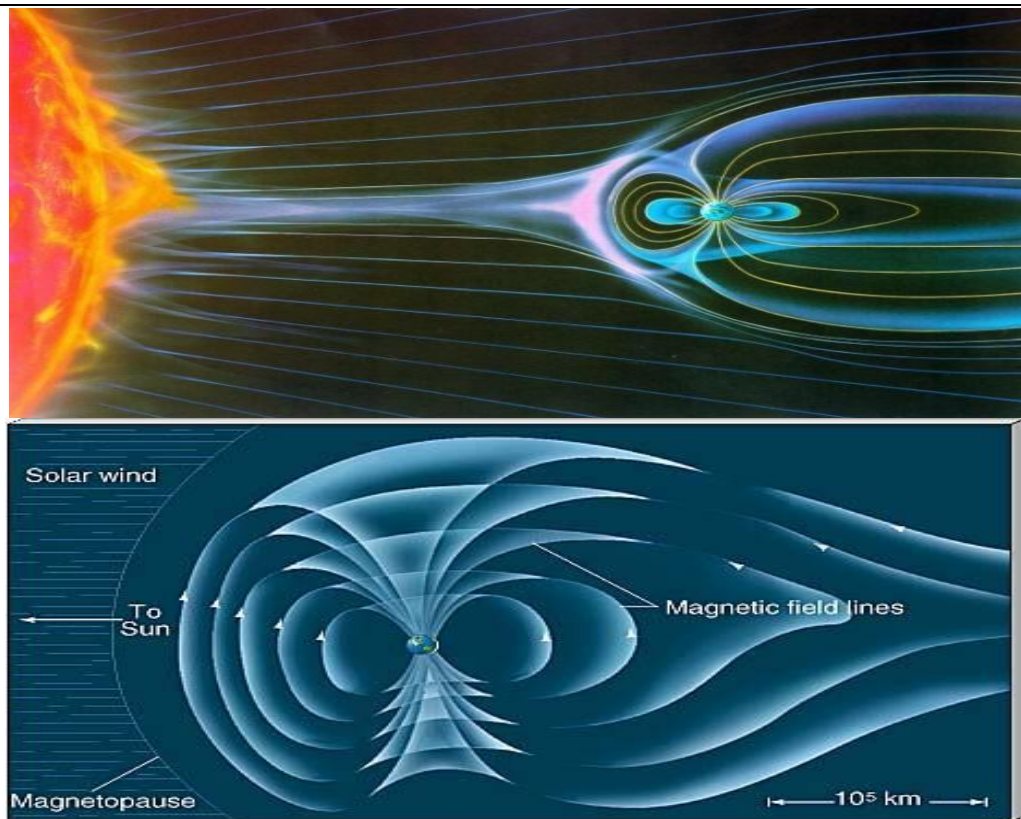


علاوه بر این، این میدان به آرامی تغییر می‌کند و به نظر می‌رسد با دوره‌های صد هزار ساله دچار کاهش‌های عمده و همین‌طور معکوس شدن قطب‌ها می‌گردد. به این تغییرات با دوره‌های طولانی که منشأ آن تحولات درون هسته‌ی زمین می‌باشد تغییرات سده‌ای<sup>1</sup> گفته می‌شود. از طرفی تغییرات زمانی سریع میدان مغناطیسی زمین منشأ خارجی داشته و بیشتر مرتبط با تغییرات میدان مغناطیسی خورشید می‌باشد.

اگرچه در اکتشافات مغناطیسی، میدان مغناطیسی ناشی از پوسته زمین مورد توجه می‌باشد با این حال میدان‌های مغناطیسی با منشأهای خارج از کره‌ی زمین نیز تأثیر بزرگی بر میدان اندازه‌گیری شده در سطح زمین دارند (خصوصاً در هنگام طوفان‌های مغناطیسی) و بایستی در هنگام پردازش داده‌ها حذف بشوند. این تأثیرات ناشی از تداخل بین میدان مغناطیسی زمین و میدان‌های مغناطیسی ناشی از خورشید باد هستند (کمپیل (۱۹۹۷)). حال به ذکر چند نکته در مورد منشأ خارجی تغییرات میدان مغناطیسی می‌پردازیم، اول اینکه میدان مغناطیسی کره‌ی زمین که درون مغناطیس-

<sup>1</sup> Secular variations

سپهر (مگنتوسفر) محبوس شده است در سمت رو به خورشید فشرده شده و موجب تغییرات روزانه<sup>1</sup> می‌گردد (شکل (2-1)). در عرض‌های جغرافیایی میانه، این تغییرات تقریباً 60 نانوتسلا می‌باشد.



شکل (2-1): فشرده شدن مگنتوسفر توسط خورشید باد. در سمت رو به خورشید، خطوط میدان مغناطیسی فشرده شده و این خطوط در سمت دیگر کشیده می‌شوند (برگرفته از تارنمای [www.euanmearns.com/the-laschamp-event-and-earths-wandering-magnetic-field](http://www.euanmearns.com/the-laschamp-event-and-earths-wandering-magnetic-field)).

نکته دوم این است که تداخل ذکر شده بین میدان مغناطیسی زمین و میدان‌های مغناطیسی ناشی از خورشید باد، موجب تولید ذرات بارداری می‌شود که یک جریان حلقه‌ای ماندگار را در طول استوای زمین برقرار می‌سازد که به آن الکتروجت استوایی<sup>2</sup> گفته می‌شود. ناپایداری‌های موجود در این جریان حلقه‌ای، موجب بروز نوسانات غیرقابل پیش‌بینی تا چند ده نانو نانوتسلا در نزدیکی سطح زمین می‌گردد. علاوه بر این‌ها، زمانی که طوفان‌های مغناطیسی رخ می‌دهند، در نزدیکی قطبین کره‌ی زمین حرکت ذرات باردار در طول خطوط میدان مغناطیسی اغتشاشاتی به بزرگی 200 نانوتسلا ایجاد می‌نماید که تا چند ساعت به طول می‌انجامد. در مجموع به این تغییرات میدان مغناطیسی که

<sup>1</sup> Diurnal variations

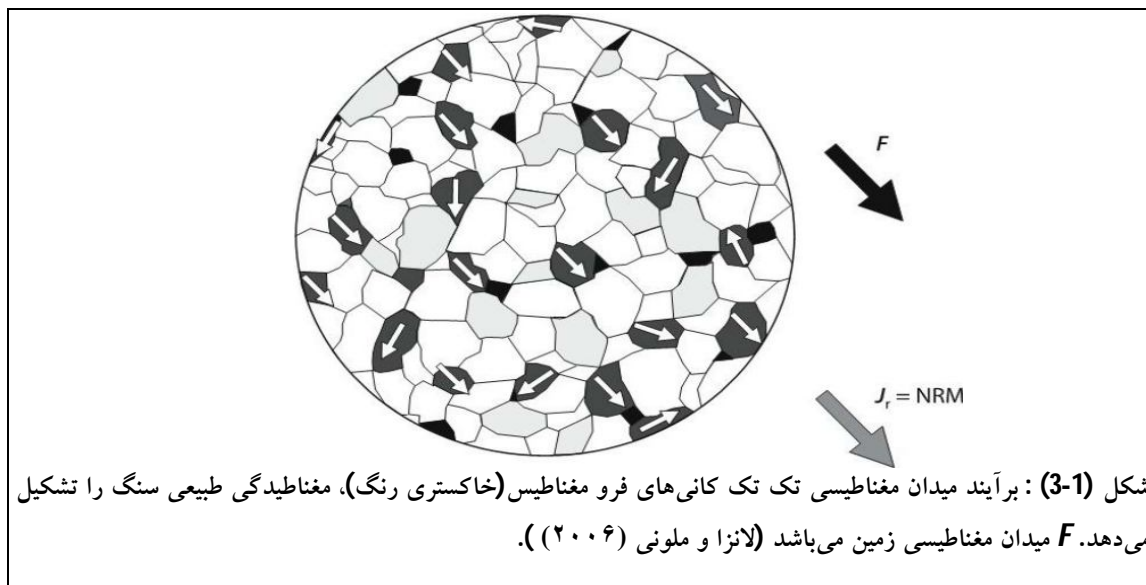
<sup>2</sup> Equatorial electrojet



دوره‌های کوتاه و حداکثر چند روزه دارند و منشأ آن‌ها در خارج از کره‌ی زمین قرار دارد، تغییرات کوتاه مدت یا گذرا<sup>1</sup> گفته می‌شود.

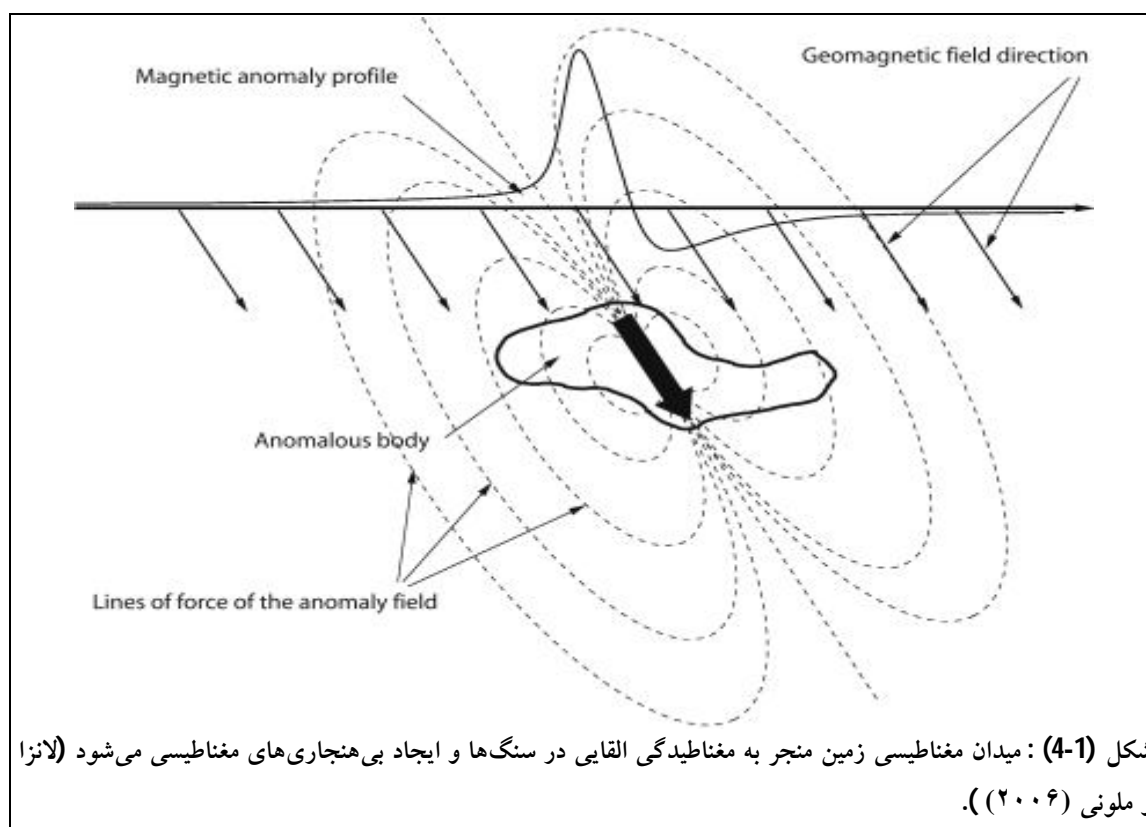
## 4-1- ماگماتیسیم و القای مغناطیسی پوسته

ماگماهای موجود در داخل زمین با گذشت زمان به مناطق بالایی خود نزدیک‌تر شده و همزمان دمای خود را از دست می‌دهند. با سرد شدن ماگما به تدریج کانی‌های بلورین با ترتیب خاصی (سری واکنشی باون) در داخل آن شکل می‌گیرد و رفته رفته ماگما به سنگ تبدیل می‌شود. از جمله کانی‌های مهمی است که در همان مراحل اولیه تشکیل سنگ شکل می‌گیرد مگنتیت ( $Fe_3O_4$ ) است که در میان کانی‌های سنگ آذرین به مقدار کم پراکنده شده است. در حالتی که این کانی داغ است هیچ‌گونه خاصیت مغناطیسی از خود نشان نمی‌دهد. به محض این‌که سرد شد و به یک دمای مشخص (یعنی دمای کوری) حدوداً  $700^{\circ}C$  رسید، میدان مغناطیسی خارجی موجود در آن دوره را در خود ثبت می‌کند و تبدیل به یک آهنربای مغناطیسی کوچک می‌گردد. این وضعیتی است که برای تک تک کانی‌های مگنتیت پراکنده در سنگ ایجاد می‌شود. خاصیت مغناطیسی کلی این سنگ، برآیند میدان‌های حاصل از تمامی کانی‌های مگنتیت موجود در این سنگ است که با گذشت زمان از بین نمی‌رود و جزء خواص ذاتی آن سنگ می‌گردد (شکل 3-1). هرچه مقدار کانی مگنتیت (و دیگر کانی‌های فرومغناطیس) در سنگ بیشتر باشد، میدان برآیند یا بی‌هنجاری مغناطیسی حاصل از این توده سنگ نیز قوی‌تر می‌باشد.



<sup>1</sup> Transient variations

میدان مغناطیسی زمین در سنگ‌های در حال سرد شدن القا شده و منجر به ایجاد یک میدان القایی ثانویه می‌شود که این میدان القایی، میدان اصلی به وجود آورنده‌ی خود را (یعنی همان میدان مغناطیسی زمین را) گاهی تقویت و گاهی تضعیف می‌کند و این رخداد به دلیل خاصیت دوقطبی بودن میدان زمین می‌باشد (لانزا و ملونی (2006)).



پس به طور کلی می‌توان گفت که میدان مغناطیسی پوسته، ارتباط آن با توزیع کانی‌های مغناطیسی درون پوسته و اطلاعاتی که این ارتباط در راستای اهداف اکتشافی به ما می‌دهد، موضوعات اصلی روش اکتشافات ژئومغناطیسی می‌باشند.

## 5-1 مبانی اکتشافات ژئومغناطیسی

کره‌ی زمین دارای یک میدان مغناطیسی می‌باشد که منشأ آن عمدتاً در داخل هسته‌ی آن قرار دارد. شکل این میدان تقریباً شبیه میدان ناشی از یک دوقطبی یا یک آهنربای میله‌ای می‌باشد که در نزدیکی مرکز زمین و در راستای محور چرخش آن قرار گرفته است. شدت این میدان در سیستم SI معمولاً به صورت نانوتسلا ( $nT$ ) و در سیستم  $c.g.s$  با گاما ( $\gamma$ ) بیان می‌شود به طوری که:

$$1\gamma = 1nT = 10^{-3}\mu T \quad (1-1)$$

صرفنظر از اغتشاشات موضعی، شدت میدان مغناطیسی در روی سطح کره‌ی زمین بین 25 هزار گاما در استوا تا 66 هزار گاما در قطبین زمین متغیر می‌باشد (گریفین (۱۹۹۵)).

بسیاری از سنگ‌ها و کانی‌های که دارای خاصیت مغناطیسی ضعیفی هستند یا دارای مغناطیدگی القایی می‌باشند، موجب اغتشاشات مکانی در این میدان می‌شوند که به آن‌ها بی‌هنجاری‌های مغناطیسی گفته می‌شود.

بیشتر میدان مغناطیسی مشاهده‌شده در روی سطح زمین مربوط به میدان مغناطیسی درونی کره‌ی زمین می‌باشد. شدت میدان مغناطیسی زمین در روی سطح به‌طور قابل ملاحظه از نقطه‌ای به نقطه‌ی دیگر تغییر می‌کند. بیشتر مواد وقتی که در یک میدان قوی مانند میدان مغناطیسی زمین قرار می‌گیرد دارای مغناطیدگی القایی شده، میدان مغناطیسی ایجاد می‌کنند که به آن میدان مغناطیسی القایی می‌گویند. مغناطیدگی القایی<sup>۱</sup> که به آن قطبش القایی هم گفته می‌شود به رفتاری از میدان مغناطیسی بر روی ماده اطلاق می‌شود که موجب می‌شود میدان مغناطیسی کل تقویت شده و خود ماده به‌صورت یک آهنربا عمل می‌کند. میدان ناشی از این ماده به‌طور مستقیم با شدت میدان حاضر و همین‌طور با توانایی ماده در تقویت میدان محلی که خودپذیری مغناطیسی<sup>۲</sup> خوانده می‌شود متناسب است.

خودپذیری مغناطیسی یک پارامتر اساسی در کاوش‌های مغناطیسی به شمار می‌رود؛ چرا که پاسخ مغناطیسی سنگ‌ها و کانی‌ها در اندازه‌گیری‌های مغناطیسی توسط میزان خودپذیری این مواد تعیین می‌گردد. مغناطیدگی القایی برابر است با حاصلضرب خودپذیری مغناطیسی حجمی و میدان القاکننده‌ی زمین :

$$J = kH \quad (2-1)$$

در این رابطه،  $k$  خودپذیری مغناطیسی حجمی و بدون واحد است،  $J$  مغناطیدگی القایی در واحد حجم است و واحد آن در سیستم  $SI$  آمپر بر متر است (مغناطیدگی را گاهی با  $M$  و خودپذیری را نیز با  $\chi$  نمایش می‌دهند).  $H$  شدت میدان مغناطیسی القاکننده (یعنی میدان زمین) است که واحد آن تسلا می‌باشد.

بیشتر مواد دارای خودپذیری مغناطیسی کوچک‌تر از یک و از مرتبه‌ی  $10^{-6}$  هستند. مهمترین استثناء کانی مگنتیت است که خودپذیری آن در حدود  $0/3$  می‌باشد. از دیدگاه زمین‌شناسی، میزان مگنتیت و توزیع آن تعیین‌کننده‌ی خواص مغناطیسی بیشتر سنگ‌هاست. البته کانی‌های مغناطیسی

<sup>1</sup> Induced Magnetization

<sup>2</sup> Magnetic susceptibility

مهم دیگری هم در سنگ‌ها وجود دارد، ولی این میزان و شکل مگنتیت یک سنگ است که تعیین کننده‌ی پاسخ یک ماده به میدان مغناطیسی خارجی است. به‌عنوان مثال، آزمایشات نشان می‌دهد که یک سنگ که دارای یک درصد مگنتیت است می‌تواند دارای خودپذیری به بزرگی  $10^{-3}$  باشد، یعنی 1000 برابر بزرگ‌تر از بیشتر سنگ‌های دیگر. در جداول (1-1) و (2-1) مقادیر معمول مغناطیدگی و خودپذیری برخی سنگ‌ها و در جدول (3-1) مقادیر خودپذیری برخی کانی‌ها ذکر شده است. توجه داشته باشید که طیف مقادیر داده‌شده برای هر ماده عموماً به میزان مگنتیت آن بستگی دارد.

جدول (1-1): طیف تغییرات و مقدار متوسط مغناطیدگی القایی ( $M_i$ ) و مغناطیدگی بازماند ( $M_r$ ) برخی از سنگ‌ها. واحد مغناطیدگی آمپر بر متر می‌باشد (بازوم (1981)).

	$M_i$	mean $M_i$	$M_r$	mean $M_r$
<b>Ultrabasic igneous rocks</b>				
pyroxenite	0.01 - 0.45	0.1 - 0.2		
serpentinite	0.5 - 10	0.75	0.2 - 0.8	0.6
<b>Basic igneous rocks</b>				
basalt	0.01 - 100	0.02 - 1.5	0.01 - 200	0.05 - 3
diabase	0 - 3.5	0.04 - 0.9	0 - 4	0.05 - 0.9
gabbro	0.05 - 3		0.2 - 30	
<b>Intermediate and acidic igneous rocks</b>				
diorite	0 - 1.5		0 - 0.003	
porphyry	0 - 0.3			
granite	0 - 2.2	0.03 - 0.5	0 - 9	
<b>Metamorphic rocks</b>				
amphibolite	0 - 1.3		0 - 1.6	
gneiss	0 - 1.8	0.01 - 0.75	0 - 2	0.01 - 1.4
<b>Sedimentary rocks</b>	0 - 0.4		0 - 0.4	
<b>Magnetic ores</b>				
magnetite	20 - 1000	20	30 - 1000	
pyrrhotite	0.3 - 50			2
hematite	0 - 0.9		0.1 - 0.25	
chromite	0.01 - 2		0.02 - 30	

کمیت مهم دیگری که در مطالعات مغناطیسی اهمیت دارد القای مغناطیسی<sup>1</sup> یا میدان مغناطیسی کل در داخل یک جسم مغناطیده است. این میدان مجموع میدان‌های خارجی و میدان مغناطیسی القایی در درون جسم بوده و با استفاده از رابطه‌ی زیر به‌دست می‌آید:

$$B = \mu H \quad (3-1)$$

<sup>1</sup> Magnetic induction