

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

UYDU MANYETİK VERİLERİNİN
İRDELENMESİ



İlkin ÖZSÖZ

Temmuz, 2020

İZMİR

UYDU MANYETİK VERİLERİNİN İRDELENMESİ

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı



İlkin ÖZSÖZ

Temmuz, 2020

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

İLKİN ÖZSÖZ, tarafından **PROF.DR. OYA PAMUKÇU** yönetiminde hazırlanan
“**UYDU MANYETİK VERİLERİNİN İRDELENMESİ**” başlıklı tez tarafımızdan
okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof.Dr. Oya PAMUKÇU

Yönetici

Prof. Dr. M. Nuri DOLMAZ

Jüri Üyesi

Doç. Dr. Ayça YURDAKUL ÇIRMIK

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Özgür ÖZÇELİK

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

İlk olarak bu çalışma kapsamında değerli bilgilerini aktaran danışmanım Prof. Dr. Oya Pamukçu'ya teşekkürü bir borç bilirim. Ayrıca her sıkıştığım da bana yardımcı olan Doç. Dr. Tolga Gönenç'e, Doç. Dr. Ayça Yurdakul Çırmık'a ve Araş. Gör. Fikret Doğru'ya teşekkür ederim.

Uzaktan her türlü yardımı sağlayan ve beni bilgilendiren ESA (European Space Agency) çalışanlarına, uydu manyetik verilerin işlenmesi hakkında bilgilerini paylaşan NASA çalışanı Patrick Timothy Taylor'a ve İngiltere'deki yüksek lisans eğitimim sırasında kutba indirgeme yöntemine alternatif yöntemleri tanıtan o dönemdeki danışman hocam Dr. Chris Green ve Prof. Dr. Derek Fairhead'e teşekkürü bir borç bilirim.

Hayatımın her evresinde bana destek olan değerli eşim, ailem ve dostlarıma teşekkür eder, saygı ve sevgilerimi sunarım.

İlkin ÖZSÖZ

UYDU MANYETİK VERİLERİNİN İRDELENMESİ

ÖZ

Bu tez kapsamında uydu manyetik verileri kullanılarak iki farklı çalışma yapılmıştır. Bunlardan ilki Atlantik Okyanus Ortası Sırtı'nın manyetik veriler ile yorumlanmasıdır. İkincisi ise Meksika Oaxaca bölgesinde 16 Şubat 2018'de meydana gelen 7,2 büyüklüğündeki depremin uydu manyetik veriler ile depremden önce ve sonrasında izlenmesidir. Bu çalışmalar daha çok uydu manyetik verilerin kullanım amaçlarının tanıtılmasına yönelik olmakla birlikte limitasyonlarını da sunmaktadır. Atlantik Okyanus Ortası Sırtı gibi büyük alanlar için kutba indirgeme yönteminin (RTP) kullanışsız olduğu onun yerine analitik sinyalin genliği (AS) ve yerel dalga sayısı (LW) kullanımının daha iyi sonuçlar vereceği gösterilmiştir. Bahsi geçen yöntemler arasında en iyi sonucu analitik sinyalin genliği (AS) üretmiştir. Buna ek olarak, uydu manyetik verilerin çözünürlüğü irdelenmiştir. Deprem izlemesinin yapıldığı ikinci çalışmada ise en büyük problemin dış kaynaklı manyetik gürültülerin uydu manyetik verileri için istenilen seviyede ve doğrulukta giderilemeyeceği saptanmıştır. Bu yüzden manyetik alanın vektörel bileşenleri kullanılmıştır. Bu kapsamda, subjektif olarak en iyi sonucu manyetik alanın Y bileşeni (By) üretmiştir. Uydu manyetik verileri günümüzde gelişmekte olan bir alan olduğu için ileride daha fazla yorumlanabilir sonuçlar elde edileceği tahmin edilmektedir.

Anahtar kelimeler: Uydu manyetik verileri, Atlantik Okyanus Ortası Sırtı, Manyetik deprem izleme, Manyetik alanın bileşenleri

EXAMINATION OF SATELLITE MAGNETIC DATA

ABSTRACT

In this dissertation, satellite magnetic data are used in two different study. The first study involves interpretation of Mid-Atlantic Ocean Ridge with using satellite magnetic data. The second one covers magnetic pre-earthquake and post-earthquake monitoring of Oaxaca region in Mexico where $M_w=7.2$ was observed on 16th February 2018. The aims of these studies are introducing the satellite magnetic data and its limitations. It can be said that the reduction to pole (RTP) method is not producing quite reliable results for large areas such as Mid-Atlantic Ocean Ridge. Instead of the reduction to pole (RTP) method, amplitude of analytic signal (AS) and local wavenumber (LW) are used. Among these methods, best result is produced by the amplitude of analytic signal (AS). Additionally, the resolution of satellite magnetic data is analysed. In the second study, where Oaxaca Region is monitored via satellite magnetic data, external magnetic field cannot be removed in desired level and accuracy. Therefore, vector components of the magnetic field, which do not affect from external magnetic field, are used. Subjectively, the best result is produced by Y component (B_y). In the long run, satellite magnetic data will be improved. It is expected to see that the interpretability of satellite magnetic data will increase.

Keywords: Satellite magnetic data, Mid-Atlantic Ocean Ridge, Magnetic earthquake monitoring, Components of the magnetic field

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT	v
ŞEKİLLER LİSTESİ	viii
TABLolar LİSTESİ	xii
BÖLÜM BİR - GİRİŞ	1
BÖLÜM İKİ - ÇALIŞMA ALANININ GENEL TEKTONİK YAPISI.....	10
2.1 Atlantik Okyanus Ortası Sırtı Jeolojisi ve Manyetik Özellikleri.....	10
2.2 Oaxaca Bölgesi'nin Genel Jeolojisi ve Tektoniği	12
BÖLÜM ÜÇ - YÖNTEMLER	15
3.1 IGRF Modeli	15
3.1.1 IGRF'in Matematiksel Olarak Elde Edilişi.....	15
3.2 Kutba İndirgeme	18
3.3 Kutba İndirgeme Yönteminin Alternatifleri.....	19
3.3.1 Analitik Sinyal (AS).....	19
3.3.2 Yerel Dalga Sayısı (LW).....	21
3.3.3 Sentetik Model Çalışması	23
3.4 Radyal (Azimutal) Ortalama Güç Spektrumu	25
3.5 İstatistiksel Yöntemler.....	26

3.5.1 İstatistiksel Dağılımların Genel Yapısı	26
3.5.2 İstatistiksel Dağılımlar	29
BÖLÜM DÖRT - VERİ SETİ.....	34
4.1 Atlantik Okyanus Ortası Sırtı	34
4.2 Oaxaca Verileri.....	42
BÖLÜM BEŞ - BULGULAR	47
5.1 Atlantik Okyanus Ortası Sırtı	47
5.2 Oaxaca	51
BÖLÜM ALTI - TARTIŞMA VE YORUM.....	60
6.1 Atlantik Okyanus Ortası Sırtı	60
6.2 Oaxaca	68
BÖLÜM YEDİ - SONUÇLAR.....	74
KAYNAKLAR.....	77

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 Sabit jeomanyetik rasathanelerin yeryüzündeki dağılımı (sarı daireler) ve CHAMP manyetik uydusunun 24 saat içinde ölçüm yapabildiği alan (Gri, mavi ve kırmızı eğriler). Mavi eğri gün ışığı olmayan koşullarda coğrafi Kuzey'den, Güney'e doğru giden uydu güzergahını göstermektedir. Kırmızı eğri ise gün ışığı olan koşullarda coğrafi Güney'den, Kuzey'e doğru giden uydu güzergahını göstermektedir. Mor kareler ise 2010 yılı için manyetik Kuzey ve manyetik Güney'i simgelemektedir	3
Şekil 1.2 Swarm uydu serisinin fırlatıldıktan 6 ay sonra ürettiği veriler. Veri içerisinde ölçülen manyetik alanın bütün bileşenleri bulunmaktadır (çekirdek, kabuk, iyonosfer ve manyetosfer). Manyetik alanın en düşük olduğu bölge Güney Atlantik Anomalisidir (SAA). Beyaz noktalar Swarm uydularının, iyonosferde yüklü parçacıklar ile etkileşime geçtiği problemli alanları göstermektedir	8
Şekil 2.1 Çalışma alanına ait batimetri haritası.....	12
Şekil 2.2 Oaxaca için oluşturulan Mariana tipi dalma-batma zonu. Mor renkli noktalar bölgede oluşan depremleri göstermektedir.....	13
Şekil 3.1 IGRF-12 için hesaplanan F, I ve D	17
Şekil 3.2 Oluşturulan sentetik model: (a) Sentetik modelin konumu. (b) Etrafına göre pozitif manyetizasyona sahip modelin kutba indirgenmiş hali	23
Şekil 3.3 (a) Analitik Sinyal (AS) ve (b) Lokal Dalga Sayısı (LW) sonuçları	24
Şekil 3.4 μ 'nün farklı değerleri için Gumber Olasılık-Yoğunluk Fonksiyonu.....	27
Şekil 3.5 $\mu=6$ için σ 'nın farklı değerlerini gösteren Gumber Olasılık-Yoğunluk Fonksiyonu	28
Şekil 3.6 $\sigma=1$ için λ 'nın farklı değerlerini gösteren Weibull Olasılık-Yoğunluk Fonksiyonu	28
Şekil 3.7 Normal Dağılım Olasılık-Yoğunluk Fonksiyonu (PDF)	29
Şekil 3.8 Değişik ölçek parametreleri için Log-Normal Dağılım	30
Şekil 3.9 Eksponansiyel Dağılım	31
Şekil 3.10 Değişik şekil parametreleri için Gamma Dağılımı	32
Şekil 3.11 Değişik şekil parametreleri için Weibull Dağılımı	33

Şekil 4.1 Çalışma alanının konumu	34
Şekil 4.2 Swarm Alpha uydusundan ölçülen toplam manyetik alan verisi (F).....	35
Şekil 4.3 Rezidüel toplam manyetik alan bileşeni (Fres).....	36
Şekil 4.4 Kutba indirgenmiş toplam manyetik alan bileşeni.....	37
Şekil 4.5 Toplam manyetik alan ölçümlerindeki hata miktarı (Ferr).....	38
Şekil 4.6 Hataların istatistiksel dağılımlara göre uyumu (Ferr).....	39
Şekil 4.7 Atlantik Ortası Sırtı verisinin radyal güç Spektrumu sonucu	40
Şekil 4.8 1975-2020 tarihleri arasında Atlantik Okyanus Ortası Sırtı Civarında Olan Depremler.....	41
Şekil 4.9 Atlantik Okyanus Ortası Sırtına ait ısı akısı değerleri	42
Şekil 4.10 Çalışma alanındaki depremlerin derinliklerine göre dağılımı	43
Şekil 4.11 Çalışma alanındaki depremlerin büyüklüklerine göre dağılımı.....	43
Şekil 4.12 Aynı nokta için alınan toplam manyetik alan verilerindeki hatanın istatistiksel dağılım bakımından incelenmesi (Ferr_mex).....	44
Şekil 4.13 FAC verisindeki hataların istatistiksel analizi	45
Şekil 5.1 (a) Kutba indirgenmiş manyetik anomali haritası ve (b) Çalışma alanına ait batimetri haritası ve manyetik anomali (kutba indirgenmiş). Birimler derecedir	48
Şekil 5.2 (a) Analitik sinyal (AS) ve (b) batimetri üzerine bindirilmiş analitik sinyal anomali haritası. Birimler derecedir	48
Şekil 5.3 (a) Yerel dalga sayısı (LW) ve (b) batimetri üzerine bindirilmiş yerel dalga sayısı anomali haritası. Birimler derecedir	49
Şekil 5.4 İzokron haritaları (a) analitik sinyal (AS), (b) kutba indirgenmiş manyetik anomali ve (c) yerel dalga sayısı (LW). Birimler derecedir	49
Şekil 5.5 (a) $M > 5$ depremler için AS haritası, (b) $M < 5$ depremler için AS haritası, (c) ısı akısı değerleri için AS haritası. Birimler derecedir	50
Şekil 5.6 (a) $M > 5$ depremler için LW haritası, (b) $M < 5$ depremler için LW haritası, (c) ısı akısı değerleri için LW haritası. Birimler derecedir	51
Şekil 5.7 Bölgede olan depremlerin (episantrın 50 km çevresi) büyüklükleri ve ana şoka olan uzaklıkları.....	52
Şekil 5.8 Deprem noktası için toplam manyetik alandaki değişimler ve hata miktarı	53

Şekil 5.9 Deprem noktası için iyonosferdeki elektron yoğunluğu ve hata miktarı	53
Şekil 5.10 FAC verisi için hesaplanan güven aralıkları. Kırmızı noktalar ölçülen veriyi mavi sütunlar ise verinin alabileceği değer aralıklarını göstermektedir....	54
Şekil 5.11 Manyetik alanın X bileşenine (Bx) ait veriler ve hata miktarı.....	55
Şekil 5.12 Manyetik alanın Y bileşenine (By) ait veriler ve hata miktarı.....	55
Şekil 5.13 Manyetik alanın Z bileşenine (Bz) ait veriler ve hata miktarı	56
Şekil 5.14 Toplam manyetik alana (F) uygulanan 5 boylu medyan filtre sonucu	57
Şekil 5.15 İyonosferdeki elektron yoğunluğuna (FAC) uygulanan 3 boylu medyan filtre sonucu	57
Şekil 5.16 X yönlü manyetik alan bileşenine (Bx) uygulanan 5 boylu medyan filtre sonucu.....	58
Şekil 5.17 Y yönlü manyetik alan bileşenine (By) uygulanan 3 boylu medyan filtre sonucu.....	58
Şekil 5.18 Z yönlü manyetik alan bileşenine (Bz) uygulanan 11 boylu medyan filtre sonucu.....	59
Şekil 6.1 Kutba indirgenmiş manyetik anomali (RTP) ve anomali oluşturan bölgeler (1 ve 2). Birimler derecedir	61
Şekil 6.2 Analitik sinyalin genliği ve anomali oluşturan bölgeler (1, 2 ve 3). Birimler derecedir.....	62
Şekil 6.3 LW ve anomali oluşturan bölgeler (1, 2, 3 ve 4). Birimler derecedir.....	64
Şekil 6.4 Manyetik anomali haritalarının üzerine bindirilen izokron haritası: (a) RTP, (b) AS ve (c) LW. Birimler derecedir.....	65
Şekil 6.5 (a) Farklı derinlikteki $M > 5$ depremler için AS anomali, (b) Farklı derinlikteki $M < 5$ depremler için AS anomali ve (c) Isı akısı değerleri ile AS anomalisinin karşılaştırılması. Birimler derecedir	66
Şekil 6.6 Ana şok ve ana şoka yakın zamanda olan depremlerin dağılımları ve büyüklükleri.....	68
Şekil 6.7 F verisinin zamana bağlı olan değişimi (5 boylu medyan filtresi uygulanmıştır).....	69
Şekil 6.8 Manyetik alanın X yönlü bileşenine (Bx) ait manyetik alanın zamana bağlı değişim grafiği (5 boylu medyan filtre uygulanmıştır.)	71

Şekil 6.9 Manyetik alanın Y yönlü bileşenine (B_y) ait manyetik alanın zamana bağlı değişim grafiği (3 boylu medyan filtre uygulanmıştır.)	72
--	----



TABLÖLER LİSTESİ

Sayfa

Tablo 1.1 Geçmişten günümüze manyetik veri toplayan uydular ve genel özellikleri	6
Tablo 4.1 Genel İstatistik Analiz Sonuçları (Ferr, N=Veri Sayısı, STD=Standard Sapma).....	39
Tablo 4.2 İstatistiksel dağılımların uyum testi (Ferr, p-test).....	39
Tablo 4.3 İstatistiksel dağılımların parametreleri (Ferr)	40
Tablo 4.4 Genel İstatistik Analiz Sonuçları (Ferr_mex, N=Veri Sayısı, STD=Standard Sapma).....	44
Tablo 4.5 İstatistiksel dağılımların uyum testi (Ferr_mex, p-test).....	44
Tablo 4.6 İstatistiksel dağılımların parametreleri (Ferr_mex)	45
Tablo 4.7 Genel İstatistik Analiz Sonuçları (FAC, N=Veri Sayısı, STD=Standard Sapma).....	45
Tablo 4.8 İstatistiksel dağılımların uyum testi (p-test, FAC).....	46
Tablo 4.9 İstatistiksel dağılımların parametreleri (FAC).....	46

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Jeomanyetik alan, Dünya'nın iç yüzeyinden başlayarak uzaya kadar uzanır. Dünya'nın manyetik alanının büyük bir bölümü 2900 km derinlikteki dış çekirdekte bulunan sıvı demir okyanusu tarafından üretildiği düşünülmektedir. Bu manyetik alana ek olarak, toplam manyetik alana manyetik kayaçlar, iyonosfer ve manyetosferdeki manyetik alan da katkı sağlamaktadır (Olsen ve Pauluhn, 2019).

Jeomanyetik alanın sık ve zamana bağlı ölçümleri Dünya'nın anlaşılması için yeni bakış açıları sunabilir. Bu ölçümler rasathanede ölçülen manyetik alan bileşenleri ile uydu ölçümlerinin kombine edilmesiyle gerçekleştirilebilir.

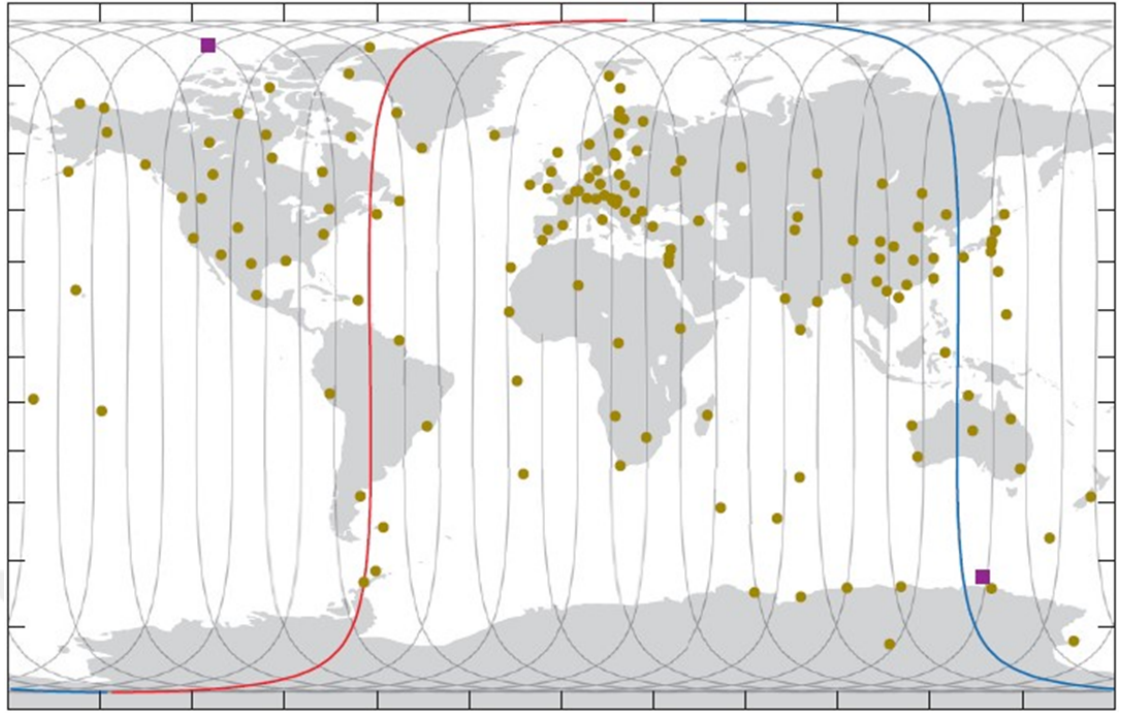
Jeomanyetik alanın üç önemli bileşeni sapma açısı (denklinasyon), meyil açısı (inklinasyon) ve manyetik alan şiddetidir. Manyetik Kuzey'in, coğrafi Kuzey ile yaptığı açıya sapma açısı denir. Sapma açısı, Doğu'ya gidildikçe pozitif değerlere yaklaşır. Kuzey'e doğru bakarken, manyetik alanın yatay düzlemle yaptığı açıya ise meyil açısı denir. İnklinasyon -90° ile $+90^{\circ}$ arasında değişmektedir. Manyetik alan şiddeti nT (nanoTesla) ile ifade edilir. Kutuplarda 60 000 nT, ekvatorda ise 25 000 nT olarak ölçülmüştür (Olsen ve Pauluhn, 2019).

Toplam ölçülen manyetik alana manyetosfer ve iyonosferin göreceli olarak katkısı yaklaşık %3 kadardır. Dünya yüzeyinden 80 km ile 1000 km yükseklikler arasında iyonosfer bulunmaktadır. İyonosfer, solar UV radyasyon ile iyonize olmuştur. Bu nedenle serbest halde pozitif iyonlar ve elektronlar bulundurulur. Buna bağlı olarak, güneş ışığı altında iyonosferde daha fazla yüklü parçacık olur ve iletkenlik daha fazladır. Günlük manyetik alan değişimleri bu parçacıklar yüzünden kaynaklanmaktadır (Olsen ve Pauluhn, 2019).

Çekirdek ve kabuktaki (üst litosfer) manyetik alan, toplam ölçülen alanın önemli bir kısmını kaplamaktadır. Ancak kabuktaki manyetik alanda tıpkı manyetosfer ve iyonosferdeki manyetik alan gibi toplam alanın sadece %3 ünü kapsamaktadır. Kabuktaki manyetik alan kıtasal kabuk için ortalama 30 km, okyanusal kabuk için yaklaşık 5 km’lik derinlikleri kapsamaktadır. Geriye kalan manyetik alan (%94) 2900 km’den daha fazla derinlikte üretilmektedir (Olsen ve Pauluhn, 2019).

Manyetik alan, yaklaşık 150 jeomanyetik rasathanelerde birkaç yüzyıldır doğrudan ölçülmektedir (Olsen ve Stolle, 2012). Bu rasathaneler yeryüzünde eşit dağılım göstermemekle birlikte okyanuslarda büyük boşluklar bulunmaktadır (Şekil 1.1). Jeomanyetik rasathanelerin okyanus ortası adalara kurulması ile daha doğru ölçü alınmasına rağmen, doğru global ölçümler ancak uydu manyetik veriler kullanılarak alınabilir (Olsen ve Stolle, 2012).

Türkiye’de manyetik alanın ölçülmesi ve değerlendirilmesi üzerine çeşitli çalışmalar yapılmıştır (Dolmaz, 1999; Bilim ve Ateş, 2003; Pamukçu, 2007).



Şekil 1.1 Sabit jeomanyetik rasathanelerin yeryüzündeki dağılımı (sarı daireler) ve CHAMP manyetik uydusunun 24 saat içinde ölçüm yapabildiği alan (Gri, mavi ve kırmızı eğriler). Mavi eğri gün ışığı olmayan koşullarda coğrafi Kuzey'den, Güney'e doğru giden uydu güzergahını göstermektedir. Kırmızı eğri ise gün ışığı olan koşullarda coğrafi Güney'den, Kuzey'e doğru giden uydu güzergahını göstermektedir. Mor kareler ise 2010 yılı için manyetik Kuzey ve manyetik Güney'i simgelemektedir. (Olsen ve Stolle, 2012)

Uydu manyetik ölçümlerin en belirgin dezavantajı, manyetik alandaki geçici değişimler ile konumsal değişimlerin ayırt edilmesi problemidir. Bu problemin en büyük nedeni manyetik ölçüm alan uyduların saniyede 8 km hızla hareket etmesidir. Öte yandan, jeomanyetik rasathanelerde bu durum bir problem teşkil etmemektedir (Olsen ve Stolle, 2012).

Genel olarak manyetik ölçüm alan uydular, Dünya etrafında eliptik bir yörünge izler. Yörünge meyil açısı “ i ” ile gösterilmektedir ve yörünge düzlemi ile ekvatorial düzlem arasındaki açıya tekabül etmektedir. Eğer $i = 90^\circ$ ise kusursuz yörünge sağlanmıştır. Ancak birçok uydunun yörüngesel meyil açısı 90° ’den farklıdır (Olsen ve Stolle, 2012).

Uydu ölçümlerinin taradığı alanın, rasathane ağına göre daha sık olduğu rahatlıkla söylenebilir. Ancak, uydu manyetik ölçümlerine özgü bazı sorunlar bulunmaktadır. Bunlardan en önemlisi ise, manyetik ölçüm alan uydular sürekli aynı boylam üzerinden veri toplarlar. Bir diğer deyişle, farklı boylamlardan geçip değişik örnekleme aralığında veri toplanamaz. Farklı enlem ve boylamlardan veri toplanamadığı için de manyetik alanın dış etkileri için iyi bir model oluşturulamaz (Olsen ve Stolle, 2012). Bu durum Olsen ve diğer., (2010)'da etraflıca irdelenmiştir.

Rasathane ölçümlerinde olduğu gibi uydu için de manyetik alan mutlak ve değişim bazlı ölçümler olmak üzere iki farklı türde ölçülebilmektedir. Manyetik alandaki değişimler varyometre yardımı ile ölçülür. Bu ölçümlerde manyetik alanın mutlak değeri bilinmez sadece değişim odaklıdır. Bu yüzden varyometre ölçümleri daha çok manyetik alanın dış kaynaklı etkilerini incelemek için kullanılır (Olsen ve Stolle, 2012).

Manyetik veri toplayan uydular ikiye ayrılabilir. Bunlardan ilki mutlak ölçüm yapan uydulardır. İkincisi ise manyetik alandaki değişimleri ölçenlerdir. Uyduların büyük çoğunluğu ikinci kategoriye aittir. Eğer manyetik alanın dış kaynaklı etkileri yüksek ise, bu tip uyduların verileri iyonosferik ve manyetosferik değişimleri incelemek için oldukça uygundur. Ancak genellikle değişimler birkaç nanotesla (nT) ile sınırlı kalmaktadır. Bu değişimlerin güvenilir bir şekilde incelenebilmesi için manyetik alanın yönü ve şiddeti yüksek doğruluk ile ölçülmelidir (Olsen ve Stolle, 2012).

Uydu manyetik verileri, ilk olarak Dünya'nın dış çekirdeğindeki değişimleri zamana bağlı izleyebilmek için kullanılmıştır. Bu değişimler doğrudan manyetik kutuplar ve manyetik terslenmeleri hakkında önemli bilgiler sağlar (Olsen ve Pauluhn, 2019).

Jeomanyetik alanı ölçen ilk uydu 1958'de fırlatılan Sputnik 3 olmasına rağmen, yüksek çözünürlükte veri toplanamamıştır (May, 1962). Bu çalışma ile ilgili olarak yüksek çözünürlükte veri toplayan ilk manyetik uydu, 1965'te fırlatılan OGO-2 olarak

kabul edilebilir (Cain ve Langel, 1965). OGO-2 uydu POGO (Polar Orbiting Geophysical Observatories) 6'lı uydu serisinin bir parçasıdır. POGO uydu serisinde OGO-4 ve OGO-6'da yüksek doğrulukta veri toplayan diğer uydulardır. Bu uydular 400-1500 km yükseklikte uçup manyetik alanın yalnızca şiddetini ölçmüşlerdir (Olsen ve Stolle, 2012).

Backus (1970)'in önerdiği gibi, Dünya'nın manyetik alanının belirlenmesi sadece manyetik alanın şiddetinden bulunamaz. Bunun için manyetik alanın yönünü de ölçen vektörel manyetik alan verisi gerekmektedir. Bu nedenle Magsat görevi başlatılmıştır (1979-1980). Bu uydunun en önemli özelliği vektörel manyetik alan verisi toplayan ilk uydu olmasıdır.

Magsat'ın devam görevini yapabilecek olan uydu (Orsted) ancak 20 yıl sonra 1999 yılında fırlatılabilmektedir. Daha sonra CHAMP ve SAC-C (Olsen ve diğer., 2006) uyduları Orsted'den yalnızca birkaç ay sonra fırlatılmıştır. Bahsedilen 3 uydu (CHAMP, SAC-C ve Orsted) aynı ekipmanlara sahip olup, manyetik alanın incelenmesi konusunda büyük etki yaratmıştır (Olsen ve Stolle, 2012).

En son olarak Swarm uydu serisi (3 uydudan oluşmaktadır) 2012 yılında fırlatılmıştır (Friis-Christensen ve diğer., 2006). Swarm uydu serisi daha önce bahsedilen uydulara göre çok daha teknolojik ve daha yüksek doğrulukta veri sağlamaktadır (Olsen ve Stolle, 2012). Bu uydu serisi hakkında ayrıntılı inceleme ilerleyen bölümlerde bulunmaktadır. Tablo 1.1'de manyetik veri toplayan uyduların, isimleri, veri topladığı zaman aralığı, meyil açısı, yükseklikleri ve topladıkları veri tipi gösterilmiştir.

Tablo 1.1 Geçmişten günümüze manyetik veri toplayan uydular ve genel özellikleri (Olsen ve Stolle, 2012)

Uydu	Zaman Aralığı	İnklinasyon (°)	Yükseklik (km)	Veri Tipi
OGO-2	Ekim 1965-Eylül 1967	87	410-1510	Skaler
OGO-4	Temmuz 1967-Ocak 1969	86	410-910	Skaler
OGO-6	Haziran 1969-Haziran 1971	82	400-1100	Skaler
Magsat	Kasım 1979-Mayıs 1980	97	325-550	Skaler ve Vektörel
Orsted	Şubat 1999-	97	650-850	Skaler ve Vektörel
CHAMP	Haziran 2000-Eylül 2010	87	260-450	Skaler ve Vektörel
SAC-C	Ocak 2001-Aralık 2004	97	698-705	Skaler
Swarm	2012-	88/87	530/>450	Skaler ve Vektörel

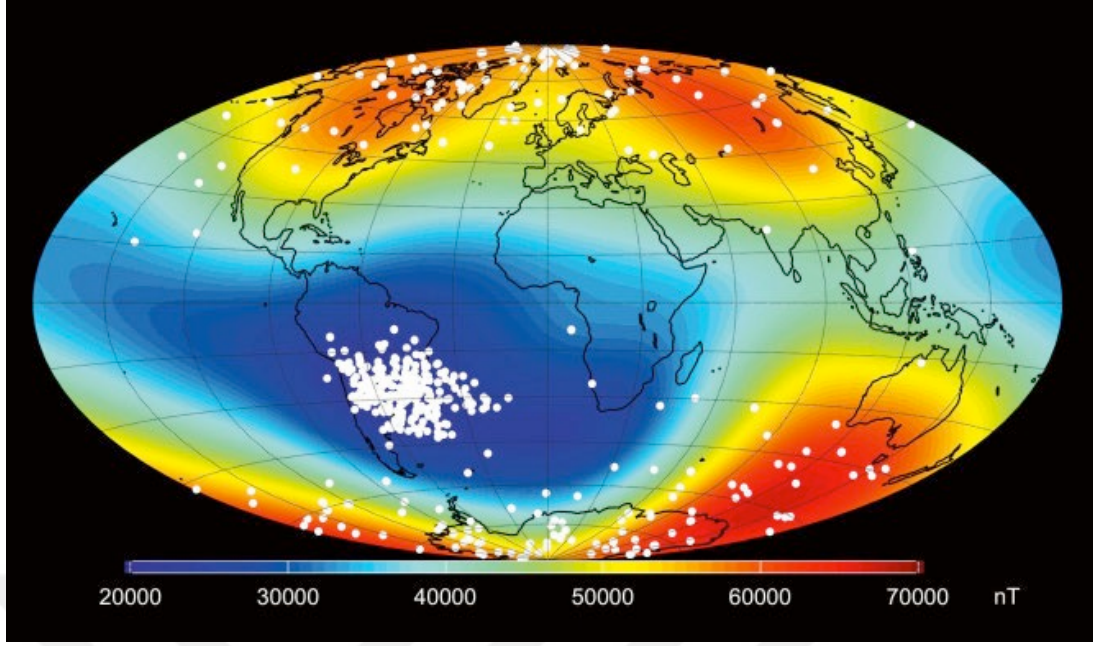
Swarm uydu serisi 3 adet eş uydudan oluşmaktadır. Bu uydular Alpha, Bravo ve Charlie'dir. 22 Kasım 2013 tarihinde ESA'nın Dünya'nın gözlemi için uydu serisi görevi kapsamında fırlatılmıştır. Swarm'ın uydu serisi olması demek, 3 adet uydunun birbirlerine belli bir uzaklıktan ölçüm alabilmelerine olanak sağlanması demektir (Olsen ve Pauluhn, 2019).

Alpha ve Charlie uyduları yan yana ölçüm almaktadır ve yeryüzünden 470 km yukarıdadırlar. Aralarındaki boylamsal mesafe $1,4^\circ$ (Ekvator'da 150 km'ye tekabül eder) dir (Olsen ve Pauluhn, 2019). Bu iki uydu sayesinde D-B gradyanlı veri toplanabilmektedir.

Bravo uydusu ise 530 km yükseklikten ölçüm yapmaktadır. Bu uydu lokal zamana göre 6 saatlik bir gecikme ile (2018 yılı için) Alpha ve Charlie uydularından sonra ölçüm alabilmektedir. Bu sayede Bravo uydusu yardımıyla dış kaynaklı bir manyetik etki rahatlıkla filtrelenebilir (Olsen ve Pauluhn, 2019).

Swarm uydusunun ekipmanları; vektörel manyetometre, mutlak skaler manyetometre, elektrik alan ekipmanı, ivme ölçer, GPS alıcıları, yıldız izleyici ve lazer retroreflektördür. Vektörel manyetometre, bu uydu görevinin en önemli ekipmanıdır. Manyetik alanın büyüklüğü ve yönü yüksek çözünürlük ile ölçülebilir. Mutlak skaler manyetometre ise, yalnızca manyetik alanın şiddetini yüksek doğrulukla ölçer. Vektörel manyetometre ve skaler manyetometrenin dış manyetik etkiler ve elektrik akımlarından daha az etkilenmeleri için uydu serisinin en uç kısmına (boom) yerleştirilmiştir. Elektrik alan ekipmanı, her bir uydunun önüne yerleştirilmiştir. Bu ekipman ile plazma yoğunluğu, sıcaklık ve Dünya'nın etrafındaki elektrik alanın karakterize edilme işlemleri yapılabilmektedir. İvme ölçer, gravitasyonal olmayan yörüngesel ivmeyi ölçer. Bu sayede uydunun sürüklenmesi ve solar rüzgarlar hakkında bilgi alınabilir. GPS alıcıları, yıldız izleyicisi ve lazer retroreflektörü pozisyon ve yükseklik bilgisi sağlamaktadır (Olsen ve Pauluhn, 2019).

Haziran 2014'te yani Swarm uydu serisi fırlatıldıktan 6 ay sonra, önemli bilgiler toplanmıştır. Swarm'ın sağladığı ilk veriler Şekil 1.2'de gösterilmiştir. Swarm'dan elde edilen veriler bir önceki uydu görevi CHAMP verileri ile kombine edildiğinde çözünürlük maksimum seviyeye ulaşabilmektedir. Swarm uydularının global anlamda ortalama çözünürlüğü 300 km'dir. En yüksek çözünürlük Avustralya'da elde edilmiştir (30 km) (Olsen ve Pauluhn, 2019).



Şekil 1.2 Swarm uydu serisinin fırlatıldıktan 6 ay sonra ürettiği veriler. Veri içerisinde ölçülen manyetik alanın bütün bileşenleri (çekirdek, kabuk, iyonosfer ve manyetosfer) bulunmaktadır. Manyetik alanın en düşük olduğu bölge Güney Atlantik Anomalisidir (SAA). Beyaz noktalar Swarm uydularının, iyonosferde yüklü parçacıklar ile etkileşime geçtiği problemlili alanları göstermektedir (Olsen ve Pauluhn, 2019)

Swarm uydu serisinin global çözünürlüğü 300 km olduğundan ve sürekli aynı noktalardan ölçüm aldığı için akademik literatürde daha çok zamana bağlı manyetik verilerin irdelenmesi kapsamında ele alınmıştır.

Akhoondzadeh (2019), Swarm uydu verilerini kullanarak sismo-manyetik anomalileri belirlemiş, depremden önce, zamana bağlı manyetik verilerde bir azalış olduğunu ileri sürmüştür. Deprem sırasında ise sismo-manyetik verilerin minimuma yakınsadığını belirtmiştir (Akhoondzadeh, 2019). Ayrıca Akhoondzadeh (2019), sismomanyetik anomalinin depremden 103 gün önceye kadar belirti verebileceğini göstermiştir.

Zhu ve diğer., (2019), Swarm Alpha ve Charlie uydularını kullanarak, vektörel manyetik veriler ile deprem ön kestirimi yapmıştır. Zhu ve diğer., (2019) manyetik verinin her bir bileşeninin önemli bilgiler taşıdığını ve deprem ön kestirimi için incelenmesi gerektiğini vurgulamıştır.

Bu tez çalışması kapsamında, Swarm uydu verilerinin pratikte kullanımı incelenmiştir. Böylece Swarm uydu verileri kullanılarak Atlantik Okyanus Ortası Sırtı'nın, manyetik veriler ile analizi yapılmıştır. Global çözünürlüğün 300 km olması nedeniyle, Atlantik Okyanus Ortası Sırtı gibi büyük bir alan Swarm'dan elde edilen manyetik veriler için oldukça uygundur. İkincil olarak, Meksika, Oaxaca depremine ait zamana bağlı manyetik veriler kullanılarak, deprem öncesi anomali belirlenmeye çalışılmıştır.



BÖLÜM İKİ

ÇALIŞMA ALANININ GENEL TEKTONİK YAPISI

2.1 Atlantik Okyanus Ortası Sırtı Jeolojisi ve Manyetik Özellikleri

LePichon ve diğer., (1969), okyanusal kabuğun Dünya çapında okyanus ortası açılmaların orta noktasından oluştuğunu belirtmiştir ve bu görüş şu an hala kabul görmektedir. Genel olarak, okyanusal kabuk magmatik kayaların düşey ardalanması olarak düşünülebilir. Daha ayrıntılı bir şekilde anlatmak gerekir ise, üst kabuktaki birimler 1-2 km kalınlıktadır ve bazaltik lavlar gözlenmektedir. Bu bazaltik lavların altında dayklar gözlenebilir. Orta kabuktan alt kabuğa kadar ise, 2-4 km kalınlıkta plutonik gabro ve az miktarda ultramafik kayalar bulunmaktadır. Bu magmatik kayalar, deforme olmuş veya metamorfizma geçirmiş olarak gözlenebilir (Karson ve Lawrence, 1997). Bu ardalanma Bratt ve Purdy (1984)'nin yaptığı sismik çalışmalar ile ortaya çıkarılmıştır.

Okyanus ortası sırtlarda kabuğun kalınlığını iki durum belirlemektedir: (1) magmatik birikim, kabuğun kalınlığını artırır, (2) faylanma, kabuğun incelmesine neden olur. Faylanma ile magmatik birikimi arasındaki ilişki “magma budget” ile tanımlanır (Karson ve Winters, 1992). “Magma budget” ın yüksek olduğu bölgelerde, okyanus ortası yayılım magmatik birikim ile karakterize edilir ve intrüsif kayalardaki bozulma daha azdır. Buna karşın, “magma budget” ın düşük olduğu bölgelerde, okyanus ortası yayılım mekanik gerilme ve incelme ile karakterize edilir (Karson ve Lawrence, 1997).

Hızlı yayılım gösteren okyanus ortası sırtlarda, “magma budget” ın yüksek olması beklenir ve levhalar arasındaki ayrım magmatik birikim ile kontrol edilir (Detrick ve diğer., 1987; Sinton ve Detrick, 1992). Yavaş yayılım gösteren sırtlarda ise, “magma budget” ın durumu değişkendir. Bu tip sırtların bazı kısımlarında magmatik birikim levhalar arasındaki ayrımı kontrol eder. Diğer kısımlarda ise neovolkanik zon ve üst kabuktaki bazaltik kayalar süresizdir. Bu durumlarda, bölgedeki faylanmanın tespit edilmesi önem arz etmektedir (Karson ve Lawrence, 1997).

Ewing ve diğ., (1953) manyetik anomalinin okyanus ortası sırtlar ile ilişkini ortaya koymuştur. Vacquier ve Von Herzen (1964) ısı akısı ve manyetik anomali arasındaki ters korelasyonu göstermiştir.

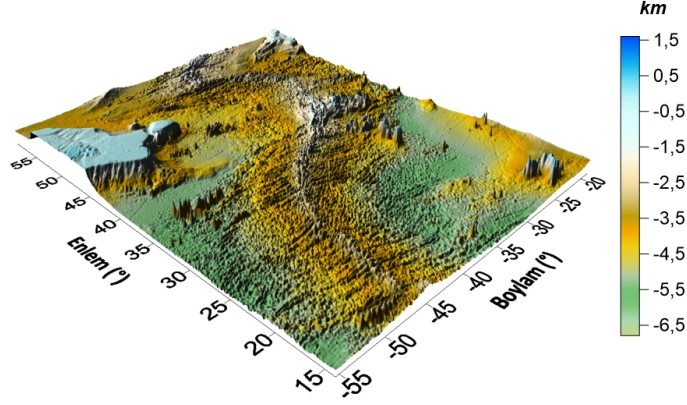
Atlantik Okyanus Ortası Sırtı, Dünya’da en çok çalışılan alanlardan biri olmasına rağmen manyetik anomali trendi hakkında hala bazı kuşkular bulunmaktadır. Atlantik Okyanus Ortası sırtı için manyetik anomali en kapsamlı olarak 2 km aralıklarla alınan verinin işlenmesi ile yapılmıştır (MacDonald, 1977). Ancak bu çalışma da bölge hakkındaki soru işaretlerinin kaldırılması için yeterli olamamıştır. MacDonald (1977), Atlantik Okyanus Ortası Sırtının medyan vadisini dört kısma ayırmıştır: (1) medyan vadisini sınırlayan dış duvarlar, (2) iç ve dış duvarlar arasında bulunan ondulasyonu az bölge, (3) iç duvarlar ve (4) iç duvar yüzeyi. Bunlara ek olarak, medyan vadisinde oldukça asimetrik bir yayılım gözlenmektedir.

Okyanus ortası sırtlar için genellikle su kolonunun kısa olduğu bölgelerde daha yüksek manyetik anomaliler gözlenir. Bu durum Atlantik Okyanus Ortası Sırtı için 30° Güney enleminde gözlenmektedir (Heirtzler ve Le Pichon, 1965). Bu çalışma kapsamında Atlantik Okyanus Ortası Sırtının Kuzey’i inceleneceğinden, 30° Güney enlemi çalışma alanı içinde kalmamaktadır. Buna karşın su kolonunun uzun olduğu bölgelerde manyetik anomalinin genliğinin düştüğü ve yalnızca yüksek dalga boylu anomalilerin kaydedilebildiği gözlenmiştir (Heirtzler ve Le Pichon, 1965).

Atlantik Okyanus Ortası Sırtında bulunan kırılma zonları manyetik anomalinin değişimleri ile izlenebilir (Heirtzler ve Le Pichon, 1965). Bu kapsamda çalışma alanı içinden bir örnek vermek gerekirse 52° ve 53° Kuzey Enlemlerinde bulunan kırılma zonu manyetik anomalide önemli değişimler yaratmıştır. Sonuç olarak, Heirtzler ve Le Pichon (1965)’e göre, Atlantik Okyanus Ortası Sırtında bulunan manyetik anomali süreklidir. Ancak bu süreklilik kırılma zonları ile bölünmüştür.

Şekil 2.1 çalışma alanına ait batimetri haritası gösterilmiştir. Batimetri haritasının Kuzeybatısı ve Güneydoğusu kratonik bölgeler ile karakterize edilmiştir. Sırtın

lokasyonu batimetri haritasından yüzey kırıkları sayesinde batimetri haritasında kolayca gözlenebilmektedir.



Şekil 2.1 Çalışma alanına ait batimetri haritası

2.2 Oaxaca Bölgesi'nin Genel Jeolojisi ve Tektoniği

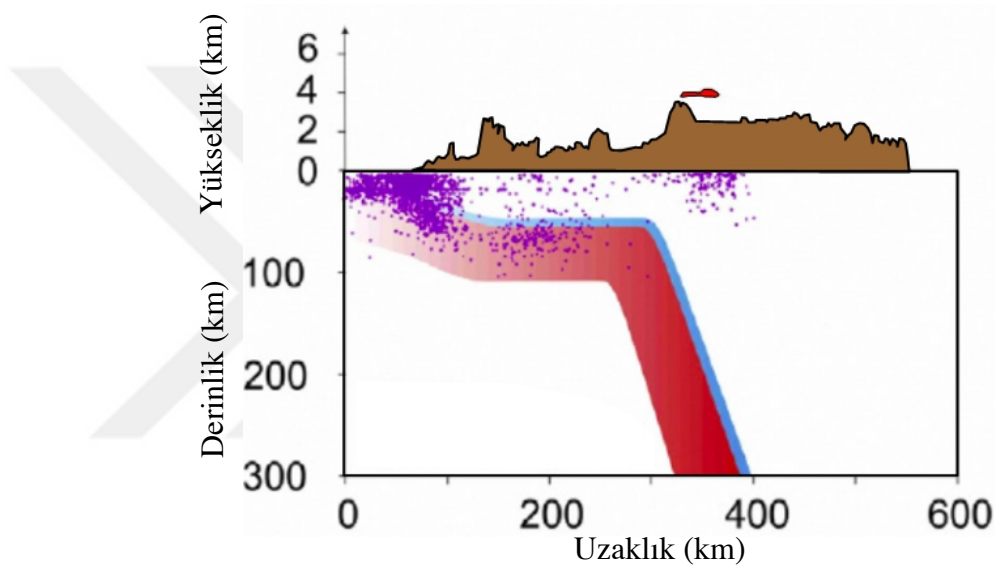
Oaxaca, Meksika'nın Güneybatısında konumlanmıştır. Oaxaca şehri Batı'da Guerrero, Kuzeybatı'da Puebla, Kuzey'de Veracruz ve Doğu'da Chiapas ile sınırlanmıştır. Bunlara ek olarak Güney Oaxaca, Pasifik Okyanusu'na sınır olarak bulunmaktadır. 2015 verilerine göre bölgenin nüfusu yaklaşık dört milyondur (Intercensal, 2015).

Oaxaca şehri tektonik olarak Meksika'nın en aktif bölgelerinden birisidir. Bölgede bulunan dalma-batma zonları deprenselliği kontrol eden en önemli faktörlerden birisidir (Brudzinski ve diğer., 2010).

Dalma-batma zonları basit olarak okyanusal kabuğun geri dönüşümünün yapıldığı yerler olarak tanımlanabilir (Stern, 2002). Eğer bu zonlarda, büyük miktarda stres ve enerji birikimine uygun ortamlar oluşursa muazzam büyüklükteki depremlerin oluşması beklenir (Brudzinski ve diğer., 2010). Yataya yakın hareket gösteren bazı dalma batma zonlarında, stres birikimine daha elverişli bir ortam bulunmaktadır (Dragert ve diğer., 2001). Uyeda ve Kanamori (1979), dalma-batma zonlarını dalış açlarına göre ikiye ayırmıştır: bunlardan ilki Mariana tipi dalma-batma zonu ve

ikincisi ise Peru-Şili tipi dalma-batma zonudur. Mariana tipi dalma-batma zonunda, yaşlı okyanusal kabuk neredeyse dik olarak dalım yapar (Manea ve diğer., 2017). İkincil tip olan Peru-Şili dalma-batma zonunda ise genç okyanusal kabuk neredeyse yatay ve hızlı olarak dalım yapmaktadır (Barazangi ve Isacks, 1976; Cahill ve Isacks, 1992; Ramos ve Folguera, 2009).

Oaxaca bölgesinde Mariana tipi dalma-batma zonu gözlenmektedir (Manea ve diğer., 2017). Bu dalma-batma zonuna ait şematik model Şekil 2.2 gösterilmektedir.



Şekil 2.2 Oaxaca için oluşturulan Mariana tipi dalma-batma zonu. Mor renkli noktalar bölgede oluşan depremleri göstermektedir (Kim ve diğer., 2012'den değiştirilerek alınmıştır.)

Kim ve diğer., (2012)' nin oluşturduğu modele göre (Şekil 2.2), dalım yapan okyanusal kabuk trench'e yaklaşık 300 km uzaklıkta ani bir şekilde dik açığa dönüşmektedir. Ayrıca şekilden de görüleceği üzere trench'e 300 km uzaklığa kadar yoğun bir sığ deprem kuşağı vardır.

Oaxaca'nın sınır olduğu Pasifik kıyısı boyunca (yaklaşık 30 km) depremler dar bir zon içerisinde toplanmıştır. Bir başka deyiş ile Pasifik kıyısında kıtasal kabuk ile manto arasında doğrudan bir kontak bulunmamaktadır (Pardo ve Suarez, 1995). Bu alan tektonik anlamda kompleks olarak tanımlanmak ile birlikte granitik ve

metamorfik kayalarin yoğun olarak gözlendiği bir yerdir (Taran ve diğer., 2013). Tektonik olarak aktif olması bölgenin yay  n  zon karakteristiğine sahip olması ile ilişkilendirilebilir (Taran ve diğer., 2013). Bölgede yavaş tektonik hareketlilik ve materyalin yükselmesi gibi önemli tektonik olaylar gözlenmektedir (Taran ve diğer., 2013). Kostoglodov ve diğer., (2013) bu bölgeyi dalma-batma karakteristiğinin muazzam miktarda güçlü olduğu levha sınırı olarak tanımlamaktadır.

Bu levha sınırı, Pasifik sınırında, Cocos levhasının Amerika ve Karayip levhalarının altına dalması ile oluşmuştur (Ohtake ve diğer., 1977). Bahsi geçen dalım 250 km'ye kadar oldukça iyi bir şekilde betimlenmiştir (Stoiber ve Carr, 1973). Çalışma alanındaki en şiddetli depremler Pasifik'in kıyı kesiminde meydana gelmektedir (Molnar ve Stykes, 1969).

BÖLÜM ÜÇ

YÖNTEMLER

3.1 IGRF Modeli

Uluslararası Referans Jeomanyetik Alan (IGRF), Dünya'nın iç kaynaklı manyetik alanını tanımlayan matematiksel işlemler bütünüdür (Thebault ve diğer., 2015). IGRF modeli, IAGA (Uluslararası Jeomanyetizma ve Aeronomi Birliği) tarafından uluslararası bilim insanlarının katılımı ile yaratılmıştır (Zmuda, 1971). IGRF oluşturulurken multi-disipliner çalışmalar yürütülmüştür. Jeomanyetik alanın seküler değişimleri nedeniyle IGRF modeli düzenli olarak güncellenmektedir (Thebault ve diğer., 2015). 2019 yılı için IGRF'in en son çıkan versiyonu IGRF-12 dir. Bu model 2015-2020 arası modelleri barındırmaktadır.

IGRF modeli oluşturulurken hiç olmadığı kadar fazla enstitü ve bilim insanı iş birliği kurup ellerindeki verileri ortak bir havuza toplamıştır (Thebault ve diğer., 2015). Bu veriler arasında; yer manyetik alan verileri, rasathane verileri ve uydu verileri (son IGRF modelinde Swarm verileri de kullanılmıştır) yer almaktadır. Veriler toplandıktan sonra küresel harmonik analiz derecesi (N) 13 olan manyetik alan modeli ve N=8 olan seküler değişim modeli oluşturularak IGRF in hesaplanmasına geçilmiştir (Thebault ve diğer., 2015).

3.1.1 IGRF'in Matematiksel Olarak Elde Edilişi

Daha önce de bahsedildiği üzere, IGRF matematiksel işlemler serisi ile oluşturulan bir modeldir. Dünya'nın içsel kaynaklı manyetik alanı ve seküler değişimler $\vec{B}(r, \theta, \phi, t)$ olarak tanımlanabilir. Dünya yüzeyindeki manyetik alan ise manyetik skaler potansiyel cinsinden $\vec{B} = -\nabla V$ tanımlanabilir (Thebault ve diğer., 2015). V küresel polar koordinatlar cinsinden (3.1) deki gibi ifade edilebilir;

$$V(r, \theta, \phi, t) = a \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} * [g_n^m(t) \cos(m\phi) + h_n^m(t) \sin(m\phi) * P_n^m \cos(\theta)] \quad (3.1)$$

(3.1) denkleminde r , Dünya'nın merkezine olan radyal uzaklık, $a = 6371,2$ km Dünya'nın referans olarak kabul edilen yarıçapı, t , zaman parametresini, θ , jeosantrik ko-enlem ve ϕ , doğu boylamını göstermektedir. Bunlara ek olarak $P_n^m \cos(\theta)$ Schmidt quasi-normalleştirilmiş Legendre Fonksiyonu (n ve m derecelerinde) ve g_n^m ile h_n^m Gauss katsayılarını (birimi = nT) göstermektedir.

IGRF-12 modelinde g_n^m ve h_n^m , 5 yıllık periyodlar halinde hesaplanmıştır. Gauss katsayılarının ilk türevlerinin bu 5 yıllık periyodlarda lineer davranış gösterdiği kabul edilmektedir (Thebault ve diğer., 2015). Gauss katsayılarının ilk türevlerinin hesabı (3.2) ve (3.3) te verilmiştir.

$$g_n^m(t) = g_n^m(T_0) + g_n^m(T_0) * (t - T_0) \quad (3.2)$$

$$h_n^m(t) = h_n^m(T_0) + h_n^m(T_0) * (t - T_0) \quad (3.3)$$

Gauss katsayılarının ilk türevleri ($g_n^m(t)$ ve $h_n^m(t)$) 5 yıllık periyoddaki ortalama değişimi lineer olarak ve nT/yıl cinsinden ifade ederler. (3.2) ve (3.3) denklemlerinde bulunan t , yıl cinsinden ilgilenilen zamanı, T_0 ise t den önce gelen periyodu simgelemektedir.

Kuzey-Güney (X), Doğu-Batı (Y) ve Düşey (Z) yönlü manyetik alanın manyetik alanın jeosantrik bileşenleri (3.1) denklemi kullanılarak Gauss katsayısı yardımı ile hesap edilebilir. Bu işlem için Gauss katsayıları yardımıyla hesaplanan V 'nin gradyentleri küresel polar koordinatlar ile birlikte kullanılır.

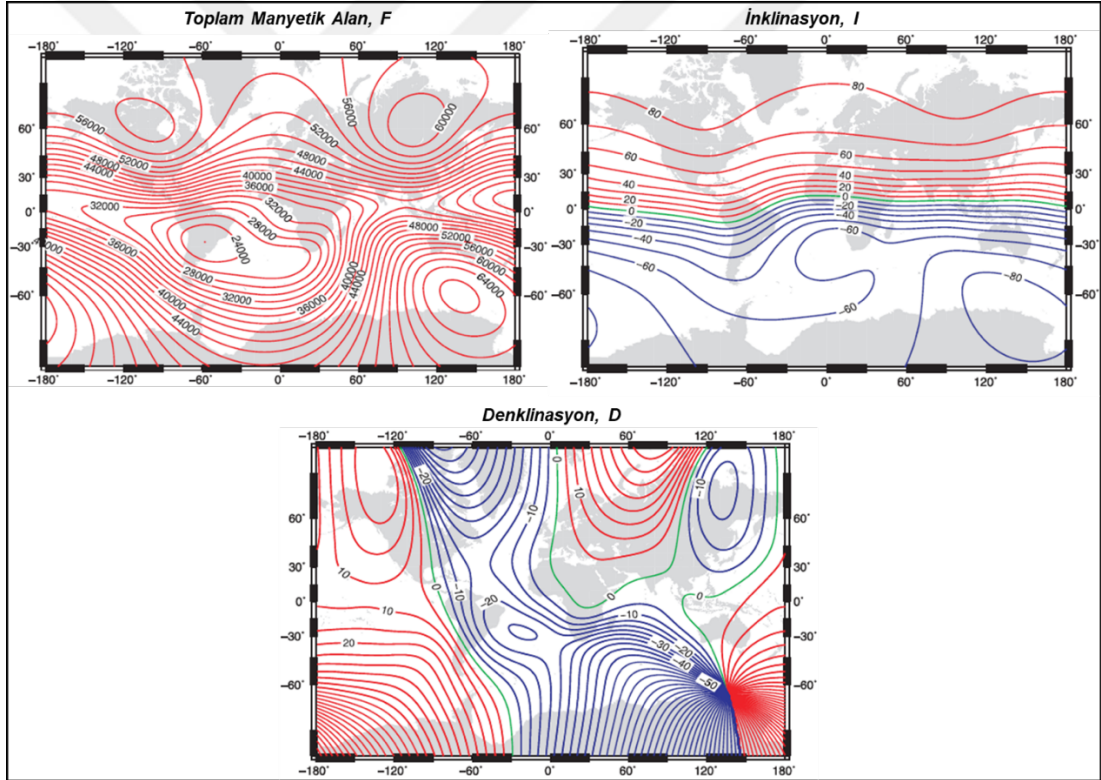
$$X = \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta}, Y = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \phi}, Z = \frac{\partial V}{\partial r} \quad (3.4)$$

Manyetik alanın jeosantrik bileşenleri (X, Y, Z) kullanılarak manyetik alanın parametrelerinden Sapma açısı (D), İnklinasyon (I), Yatay manyetik alan şiddeti (H) ve Toplam manyetik alan şiddeti (F) hesaplanabilir.

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2}, \quad (3.5)$$

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}, \quad D = \tan^{-1}\left(\frac{Y}{X}\right), \quad I = \tan^{-1}\left(\frac{Z}{H}\right)$$

Yukarıdaki denklemler kullanılarak Dünya'nın manyetik alanı ve parametreleri modellenebilmektedir (Thebault ve diğer., 2015). Dünya'nın 2015 yılına ait toplam manyetik alanı, meyil açısı ve sapma açısı Şekil 3.1'de verilmiştir.



Şekil 3.1 IGRF-12 için hesaplanan F, I ve D (Thebault ve diğer., 2015)

İstenilen koordinatlara ait IGRF verileri hesaplanarak, ölçülen manyetik alandan çıkarılırsa kabuk düzeyinde manyetik alan etkisi elde edilebilir. Bu çalışmada genel manyetik düzeltme bu yöntem ile yapılmıştır. IGRF verileri hesaplanırken deniz

seviyesine göre değil 480 km (Swarm uydularının deniz seviyesinden yaklaşık yüksekliği) yükseklik için hesaplanmıştır.

3.2 Kutba İndirgeme

Kutba indirgeme yöntemi, manyetik haritaları daha yorumlanabilir kılmanın yanı sıra manyetik kaynağın uzanımını ortaya çıkarır (Baranov ve Naudy, 1964). Kutba indirgeme yöntemi manyetik anomaliye uygulanacak yöntemlerin tamamlayıcısı olarak düşünülebilir. Çoğu sınır analiz yöntemi (Analitik Sinyal ve Yerel Dalga Sayısı hariç) manyetik anomalinin yorumlanması için kutba indirgemeye ihtiyaç duyar.

Baranov ve Naudy (1964)'e göre, sürekli ama belirgin olmayan anomaliler kutba indirgeme yöntemi ile daha belirgin hale gelir. Buna karşın, güçlü ve belirgin anomaliler ise daha basit ve simetrik bir form alırlar.

Kutba indirgeme yöntemi için en büyük problem kalıntı mıknatıslanma etkisidir. Kalıntı mıknatıslanmaya sahip kayacı manyetik alan yönü etrafındakilere göre farklılık gösterir (Baranov ve Naudy, 1964). Bu durum kutba indirgeme yönteminde ancak el ile kontrol sağlanarak düzeltilebilir (Baranov ve Naudy, 1964). Ancak genel olarak kayaçların kalıntı mıknatıslanma yönü bilinmez. Bu yüzden kalıntı mıknatıslanma kutba indirgeme yöntemi ile modellenemez. Kutba indirgeme uygulanırken yöntemin bu dezavantajı unutulmamalıdır.

Kutba indirgeme filtresi, (3.6) bağıntısı ile aşağıda verilmiştir:

$$f_{\text{filtre}} = \frac{k}{iLk_x + iMk_y + Nk} * \frac{k}{ilk_x + imk_y + nk} \quad (3.6)$$

(3.6) denkleminde filtre, kutba indirgeme filtresi olarak düşünülebilir. L, M, N kalıntı mıknatıslanma için yön vektörleri, l, m, n ise manyetik alan için yön vektörlerini göstermektedir. Bunlara ek olarak k_x ve k_y , x ve y yönlü dalgasayısı bileşenleri. Böylece $k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ olarak tanımlanabilir.

Genellikle, L, M ve N yön vektörleri bilinmez. Bu durumlarda manyetik alanın yön vektörleri L, M ve N yerine kullanılır. Bu durumda (3.6) yeniden düzenlenerek aşağıdaki formunu alır:

$$f_{iltre} = \frac{k}{ilk_x + imk_y + nk} * \frac{k}{ilk_x + imk_y + nk} \quad (3.7)$$

Yukarıdaki denklem kalıntı mıknatıslanma etkisini hesaba katamaz. Ancak bölgede düşük miktarda kalıntı mıknatıslanma etkisi var ise bu etki önemsiz olarak sayılabilir ve (3.7) rahatlıkla veriye uygulanabilir (Baranov ve Naudy, 1964).

3.3 Kutba İndirgeme Yönteminin Alternatifleri

3.3.1 Analitik Sinyal (AS)

Manyetik anomali haritalarının yorumlanması genellikle ölçülen manyetik alanın düşey olmaması ve manyetik anomalinin kaynağa göre yatay sapma göstermesi nedeniyle oldukça güç olabilmektedir (Roest ve diğer.,1992).

Manyetik kaynağın derinliğini, geometrisini ve sınırlarını belirlemek için birçok yöntem geliştirilmiştir. Manyetik alanın dağılımı tek bir çözüm kümesi ile ifade edilemediği için bu yöntemlerin hepsi çok çözümlülük gösterir (Roest ve diğer., 1992). Nabighian (1984), Blakely ve Simpson (1986), Nelson (1988), Reid ve diğer., (1990) ve Wang ve Hansen (1990) bazı kabuller sunarak 3 boyutlu sınır analiz teknikleri geliştirmiştir.

Bu yöntemlerden birçoğu günümüz için manyetik alan parametrelerine ve manyetik kaynağa ait parametrelere ihtiyaç duyar (Roest ve diğer., 1992). Günümüze ait yer manyetik alanın meyil açısı ve sapma açısı değerleri IGRF modellemeleri sayesinde oldukça iyi bilinmektedir. Ancak manyetik kaynağa ait parametreler genellikle bilinmez. Bu bilinmezlik 3 boyutlu analitik sinyalin genliğini kullanarak ortadan kaldırılabilir. Çünkü analitik sinyalin genliği kullanılarak manyetik kaynağa ait hiçbir

parametreye ihtiyaç duymadan sınır analizi yapılabilir (Roest ve diğer., 1992). Analitik sinyalin bu özelliği kalıntı mıknatıslanma olan sahalarda oldukça başarılı sonuçlar vermektedir (Roest ve diğer., 1992).

Analitik sinyal, manyetik alanın türevlerine ihtiyaç duyduğu için en kolay frekans veya dalga sayısı ortamında elde edilebilir. Analitik sinyal 3 boyutlu olarak aşağıdaki şekilde tanımlanabilir:

$$AS(x, y) = \left(\frac{\partial M}{\partial x} \vec{x} + \frac{\partial M}{\partial y} \vec{y} + \frac{\partial M}{\partial z} \vec{z} \right) \quad (3.8)$$

Denklemden M, manyetik alanı (gravite için de uygulanabilir) ve $\vec{x}, \vec{y}, \vec{z}$ ise birim vektörleri göstermektedir. (3.8) denkleminde ait genlik fonksiyonu (Nabighian, 1974) aşağıda verilmiştir:

$$|AS(x, y)| = \sqrt{\left[\left(\frac{\partial M}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z} \right)^2 \right]} \quad (3.9)$$

Bu denklemden de görüleceği üzere Analitik sinyal ile Analitik sinyalin genliği farklı kavramlardır. Analitik sinyalin genliği yapı sınırlarında maksimum gösterme eğilimindedir ve kaynak manyetizasyonun yönü ve dalımından bağımsızdır (Roest ve diğer., 1992).

Analitik sinyal yönteminin belirgin olarak 3 tane dezavantajı bulunmaktadır:

- Analitik sinyal yöntemi efektif manyetizasyon ile değişim göstermektedir. Bu nedenle, kaynak manyetik alanından ziyade günümüz manyetik alanının değerlerine duyarlıdır. Bu durum sadece manyetik ekvatora yakın yorumlamalarda problem oluşturmaktadır (Roest ve diğer., 1992).

- Çok yakın konumda bulunan veya yüksek açıyla dalım yapan yapıların oluşturduğu manyetizasyon kontrastı analitik sinyal yönteminde yorumlanması karmaşık olabilir (Roest ve diğer., 1992).
- Son olarak da analitik sinyal yöntemi manyetik alanın türevleri temel alınarak hesaplanmaktadır. Türev filtresi sonucu sinyal/gürültü oranında azalmalar olabilmektedir. Bu da analitik sinyal sonucunu etkilemektedir.

Unutulmamalıdır ki analitik sinyal, dezavantajlarına rağmen manyetik anomalinin yorumlanmasında, özellikle kutba indirgemenin iyi sonuç vermediği $\pm 20^\circ$ enlemleri arasında ve kalıntı mıknatıslanmanın oluşabileceği yerlerde önemli avantajlar sağlamaktadır.

3.3.2 Yerel Dalga Sayısı (LW)

Yerel dalga sayısı yöntemi (İngilizcesi: Local Wavenumber ya da Source Parameter Imaging (SPI)) 2. dereceden türevlere dayanan sınır ve derinlik analizi yöntemidir (Thurston ve Smith, 1997; Salem ve diğer., 2005). Ancak LW yöntemi ile derinlik hesabı model tabanlıdır. Seçilen modelin gerçeğe yakınlığı LW'nin derinlik kestirimindeki başarısını etkiler (Salem ve diğer., 2005). Genellikle yer altındaki yapının modeli tam olarak bilinmez. O yüzden yapı geometrisi hakkında bilgi az ise, LW derinlik kestirimi için zayıf ama ilk bakışta fikir almak için kullanılabilecek bir yöntemdir.

Kompleks analitik sinyalin (Nabighian, 1972) yerel fazı Thurston ve Smith (1997) tarafından aşağıdaki gibi tanımlanmıştır:

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial M}{\partial z}}{\frac{\partial M}{\partial x}} \right) \quad (3.10)$$

Verilen denklemde $\frac{\partial M}{\partial z}$, Z yönlü türevi simgeler iken, $\frac{\partial M}{\partial x}$, X yönlü türevi simgelemektedir. Lokal fazın X yönündeki değişim oranı 2 boyutlu Lokal Dalga Sayısını tanımlar (Bracewell, 1986; Thurston ve Smith, 1997).

$$k_x = \frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{1}{|AS|^2} \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x \partial z} \frac{\partial M}{\partial x} - \frac{\partial^2 M}{\partial^2 x} \frac{\partial M}{\partial z} \right) \quad (3.11)$$

Denklemde AS, Analitik sinyalin genliğinin (3.9) karesini simgelemektedir. LW' de AS gibi manyetik kaynağın dalımı ve uzanımından bağımsızdır (Pilkington ve Keating, 2006). Bu sayede manyetik kaynağın derinliği ve lokasyonu, kutba indirgemeye göre, daha kestirilebilir ve yorumlanabilir bir hal alır.

Bu çalışmada LW'nin 3 boyutlu versiyonu kullanılmıştır. Yöntemin 3 boyutlu versiyonu Phillips ve diğer., (2000) tarafından geliştirilmiştir ve aşağıdaki denklemde verilmiştir:

$$k = \frac{1}{|AS|^2} \left(\frac{\partial M}{\partial x} \frac{\partial^2 M}{\partial z \partial x} + \frac{\partial M}{\partial y} \frac{\partial^2 M}{\partial z \partial y} + \frac{\partial M}{\partial z} \frac{\partial^2 M}{\partial^2 z} \right) \quad (3.12)$$

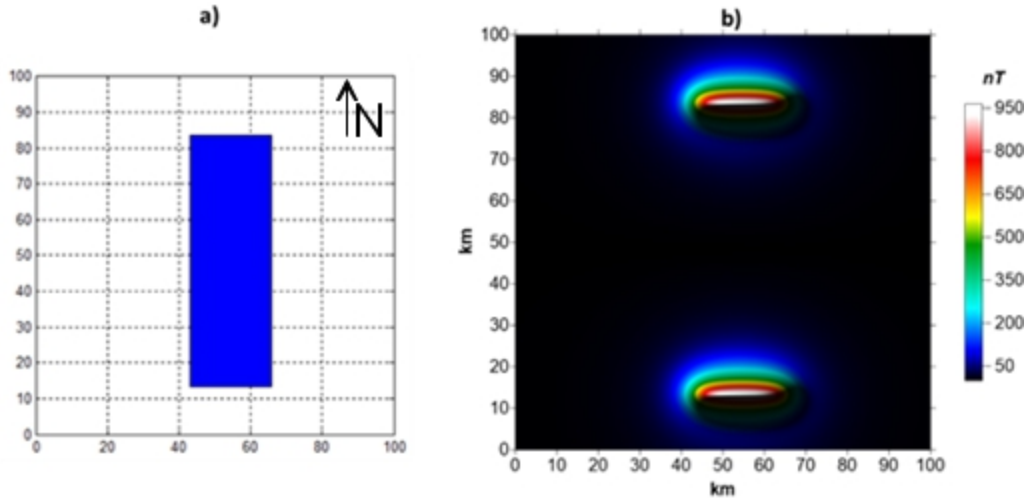
Burada önemli olan husus şudur ki, 3 boyutlu LW'nin birçok alternatif hesaplanışı bulunmaktadır. Bunlardan biri tilt açısının toplam yatay türevidir. Ancak sadece Phillips ve diğer., (2000)'in ürettiği (3.12) bağıntısı kutba indirgemeye ihtiyaç duymaz.

(3.12)'den de görüleceği üzere LW yöntemi verinin 2. türevlerini kullanır. Bu nedenle çözünürlük ve örnekleme aralığı LW yöntemi için önemli parametrelerdir. Bu çalışmada çözünürlük oldukça düşük ve örnekleme aralığı geniş olduğu için LW yöntemi sonucunda derinlik hesabı mümkün olmayacaktır.

3.3.3 Sentetik Model Çalışması

Bu kısımda LW ve AS'nin meyil açısı 0° 'ye yakın bölgelerde (Kutba indirgemenin doğru çalışmadığı) nasıl sonuç verdiği incelenecektir. Bu çalışmada Atlantik okyanus ortasının Kuzey Yarım Küre'deki kısmını kapsayan oldukça büyük bir alan kullanılmıştır. Bu alanda enlem değerinin 20° nin altına düştüğü noktalar gözlenmesinin yanı sıra büyük alan için tek bir meyil açısı ve sapma açısı kullanılamayacağı için Kutba indirgeme yöntemi uygulanabilir olmaktan çıkmıştır. Bu yüzden AS ve LW yöntemleri test edilmiştir.

Oluşturulan modelde üst derinlik 3 km ve alt derinlik 5 km olarak belirlenmiştir. Ölçümün yapıldığı alan 100×100 km'dir ve örnekleme aralığı 0,5 km olarak verilmiştir. Ölçümün yapıldığı alanın meyil açısı ve sapma açısı 0° 'dir (Kutba indirgemenin doğru sonuç veremediği parametreler). Modelin etrafına göre manyetizasyon kontrastı pozitif olarak tanımlanmıştır. Model ve onun kutba indirgenmiş manyetik anomalisi Şekil 3.2'de verilmiştir.

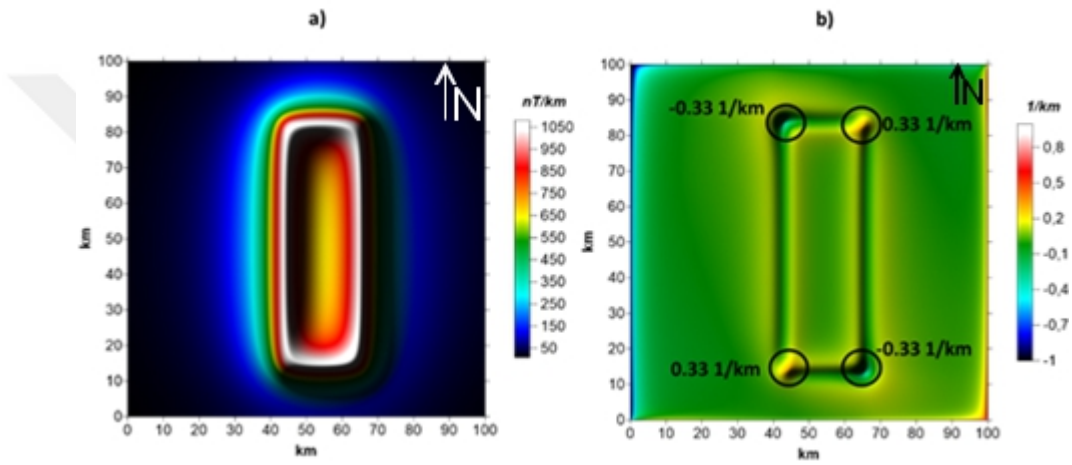


Şekil 3.2 Oluşturulan sentetik model: (a) Sentetik modelin konumu. (b) Etrafına göre pozitif manyetizasyona sahip modelin kutba indirgenmiş hali

Şekil 3.2'den de görüldüğü üzere, veride gürültü veya kaynak geometrisinde kompleks bir durum olmamasına rağmen kutba indirgeme yöntemi 0° meyil açılı modelde doğru çalışmamıştır. Şekil 3.2b' ye göre ölçüm yapılan alanda iki adet D-B

uzanımlı prizma bulunmaktadır. Gerçekte olan ise K-G uzanımlı bir prizmanın varlığıdır. Kutba indirgemenin bu problemi $\pm 20^\circ$ enlemine kadar devam etmektedir. Ayrıca geniş alanda da doğrudan uzaklaşan sonuçlar üretmektedir.

Bu problemler ile başa çıkmak için AS ve LW yöntemleri denenmiştir. Yöntemler manyetik kaynaktan bağımsız sonuç ürettiği için K-G uzanımlı yapıyı ortaya çıkaracaktır. AS ve LW ile üretilen sonuçlar Şekil 3.3’de sunulmuştur.



Şekil 3.3 (a) Analitik Sinyal (AS) ve (b) Lokal Dalga Sayısı (LW) sonuçları

Şekilden de görüleceği üzere K-G uzanımlı yapının sınırları analitik sinyalde maksimum değere ulaşırken yerel dalga sayısı yöntemi yapının köşelerinde maksimum ve minimum vermektedir. Her iki yöntem de yapıyı K-G uzanımlı olarak ortaya çıkarabilmiştir.

Yerel dalga sayısının bir diğer önemli avantajı ise biriminin 1/km olmasıdır. Basitçe yerel dalga sayısı haritasında yapı köşelerindeki maksimum ve minimumlar kullanılarak yapının üst derinliği bulunabilir.

Bu örnekte verinin gürültüsüz olması, yapının lokasyonu ve geometrisinin bilinmesi nedeniyle derinlik tam olarak kestirilmiştir ($\pm 0,33 \rightarrow 1/0,33 = 3$ km). Ancak veri geometrisinin karmaşık olduğu ve bilinmediği yerlerde ve veriye gürültü

eklenmesi durumunda bu yöntem ile derinlik kestirimi önemli sapmalar göstermektedir.

Sonuç olarak AS ve LW oldukça başarılı sonuçlar üretmektedir ve bu çalışmanın kapsamı açısından oldukça uygun yöntemlerdir. Ancak LW ile derinlik kestirimi bu çalışmada kullanılacak geniş alan göz önüne alındığında kullanışlı olmaktan çıkmaktadır.

3.4 Radyal (Azimutal) Ortalama Güç Spektrumu

Spektral analizin manyetik yöntemler için temelleri Bhattacharyya (1966)'da bahsedilmiştir. Güç spektrumu genellikle yapının yapısal parametrelere göre değil, yapının geometrisini temel alarak sonuç verir (Maus ve Dimri, 1995).

Spector ve Grant (1970), radyal güç spektrumunu tanımlamıştır. Radyal güç spektrumunun bağıntısı aşağıdaki gibi verilebilir:

$$S^2(k) = [e^{(-4\pi k)}](1 - e^{(-4\pi k)^2}(A^2(k\phi))) \quad (3.13)$$

Burada $S^2(k)$, radyal güç spektrumunu temsil eder. “[$e^{(-4\pi k)}$]” terimi ise radyal ortalamayı göstermektedir. “ $A^2(k\phi)$ ” ise prizmanın yataydaki boyutlarını temsil eder. Bu durumda (3.13) denklemi aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$S^2(k) = f(h) * f(t) * f(\phi) \quad (3.14)$$

Denklemde $f(h)$ derinliği, $f(t)$, derinlik boyutunu ve $f(\phi)$, ise boyut faktörünü temsil eder. Fairhead (2016)'ya göre bu denklemdeki en önemli faktör derinliktir.

Radyal ortalama güç spektrumunun en önemli avantajı ölçülen veriye (gravite veya kutba indirgenmiş manyetik verisi (TMI)) doğrudan uygulanabilmesidir (Fairhead, 2016). Rejyonel ve rezidüel ayrımına gerek duymaz. Bir diğer avantajı ise, her radyal

ortalama güç spektrumu üzerinde belirlenen her bir lineer segment, veri için ortalama derinliği ifade eder (Spector ve Grant, 1970).

Yöntemin dezavantajlarından birisi ise, azimutal olarak ortalaması alınan dalga sayıları, verinin kendi içinde bulunan dalga sayılarından (x ve y yönlü) farklılık gösterir (Maus ve Dimri, 1995).

Bu çalışmada radyal ortalama güç spektrumu sadece çözünürlük analizi için kullanılmıştır. Verinin hangi dalga sayısına kadar iyi tanımlı olduğunun analizi yapılmıştır. Gücün 0'a yaklaştığı dalga sayısı eşik değeri verinin çözünürlüğünü analiz etmeye yardımcı olur.

3.5 İstatistiksel Yöntemler

Jeofizikte ölçümlerdeki hatanın modellenebilmesi için istatistiksel dağılımlara ihtiyaç duyulmaktadır. Bilinmelidir ki ortalama ve standart sapma sadece Gauss (Normal) Dağılımının özellikleridir.

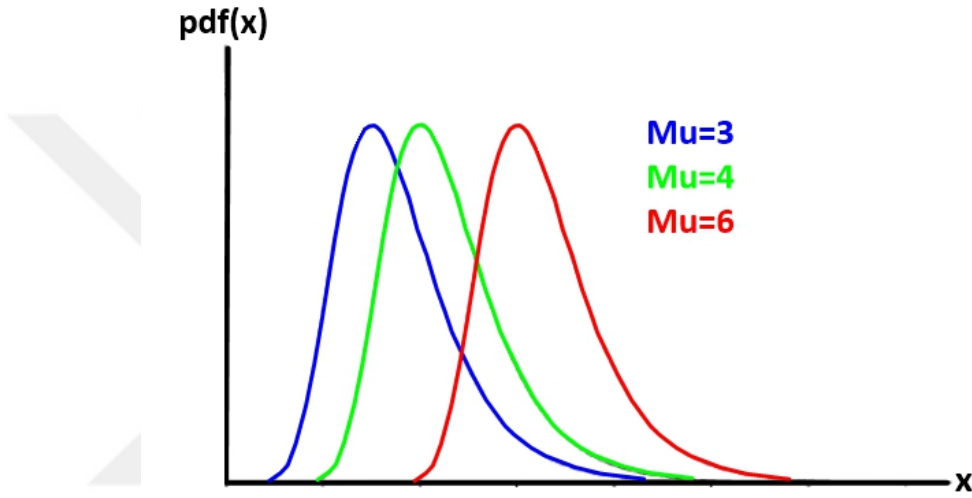
Pratik olarak jeofizikte toplanan verilerin neredeyse tamamı Normal Dağılım göstermez. Bu veriler doğal olarak rastgele dağılım gösterir. Ancak en iyi uyan dağılımın kestirimi yapılabilir. Bu bölümde de istatistiksel dağılımlara çok kısa bir şekilde değinilecek ve genel özellikleri anlatılacaktır.

İleriki bölümlerde istatistiksel dağılımlar Swarm uydu serisinden ölçülen verilerin hatasının modellenmesinde kullanılacaktır.

3.5.1 İstatistiksel Dağılımların Genel Yapısı

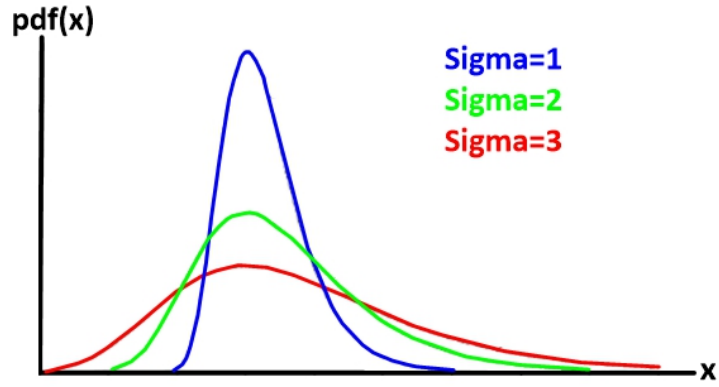
İstatistiksel dağılımların özelliklerinden bahsetmeden önce genel yapıları ve parametrelerine değinmek gerekir. İstatistiksel dağılımlarda üç ana parametreden söz etmek gerekir (Bury, 1999; Forbes ve diğer., 2011). Bunlar sırasıyla lokasyon parametreleri, ölçek parametreleri ve şekil parametreleridir.

- **Lokasyon Parametreleri:** Bu parametre modelin ölçüm eksenindeki (x-ekseni) konumunu belirler (Bury, 1999). Lokasyon parametresi genel olarak μ ile temsil edilmektedir. μ 'nün farklı değerleri istatistiksel dağılımın şeklini değiştirmeden öteler (Şekil 3.4). Lokasyon parametresi Normal Dağılım için aritmetik ortalama değerini gösterir.



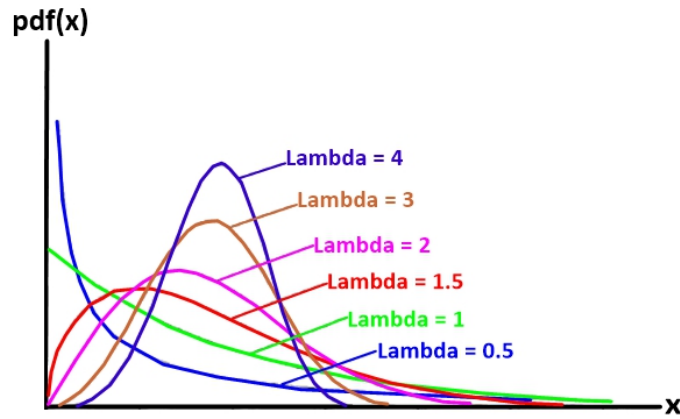
Şekil 3.4 μ 'nün farklı değerleri için Gumbel Olasılık-Yoğunluk Fonksiyonu (Bury, 1999'dan değiştirilerek alınmıştır)

- **Ölçek Parametreleri:** Modeli ölçeklendirmek için kullanılırlar. Basit bir örnek vermek gerekir ise ölçülen değerler santimetre cinsinden ise onları feet veya inch'e çevirmek olarak düşünülebilir (Bury, 1999). Bu çevirim sonucunda veri x-ekseninde yatay bir genişleme veya daralmaya maruz kalacaktır (Şekil 3.5). Ölçek parametresi genel olarak " a veya σ " ile gösterilir. Normal Dağılım için standart sapma ile benzer karakteristik gösterir.



Şekil 3.5 $\mu=6$ için σ 'nın farklı değerlerini gösteren Gumbel Olasılık-Yoğunluk Fonksiyonu. (Bury, 1999'dan değiştirilerek alınmıştır.)

- Şekil Parametreleri: Modelin temel şekil yapısını belirleyen parametredir (Bury, 1999). Bu çalışmada “ λ ” ile gösterilmiştir. Şekil parametresi eldeki modelin değişkenlerinin aralığını ve esnekliğini kontrol eder (Bury, 1999) (Şekil 3.6). Şekil parametresi arttıkça tanımlanan değişken aralığı da artmaktadır. Bu yüzden istatistiksel dağılımın karakteristiğini yansıtan en önemli parametredir.

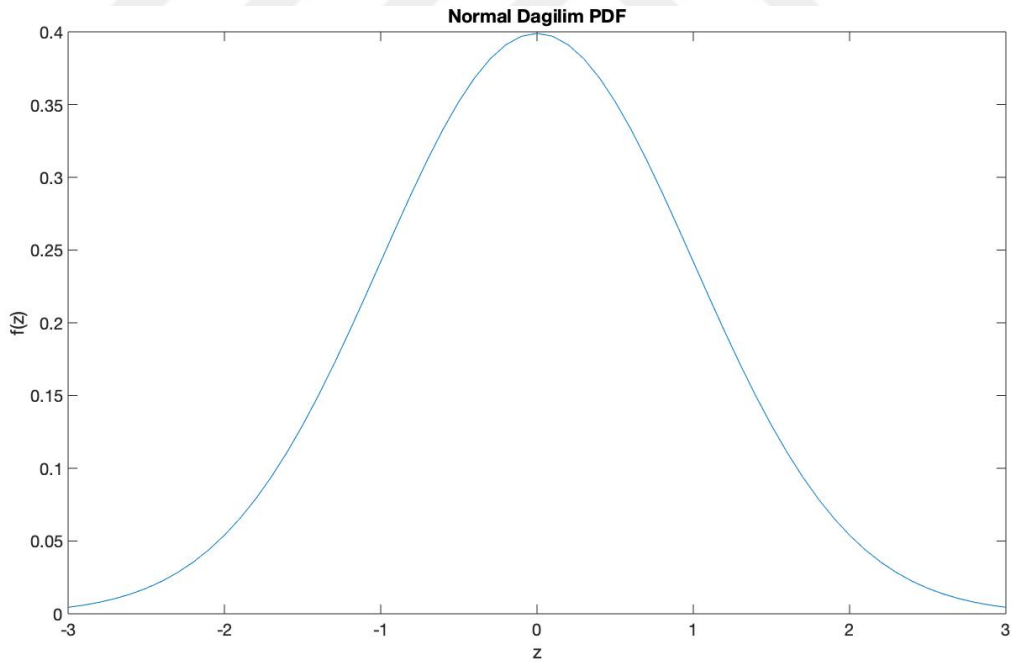


Şekil 3.6 $\sigma=1$ için λ 'nın farklı değerlerini gösteren Weibull Olasılık-Yoğunluk Fonksiyonu. (Bury, 1999'dan değiştirilerek alınmıştır)

3.5.2 İstatistiksel Dağılımlar

Bu bölümde mühendislik çalışmaları için kullanılan istatistiksel dağılımlar maddeler halinde kısa bir şekilde değerlendirilecektir. Daha fazla bilgi almak için Bury (1999) veya Forbes ve diğer., (2011)'e bakılması önerilir.

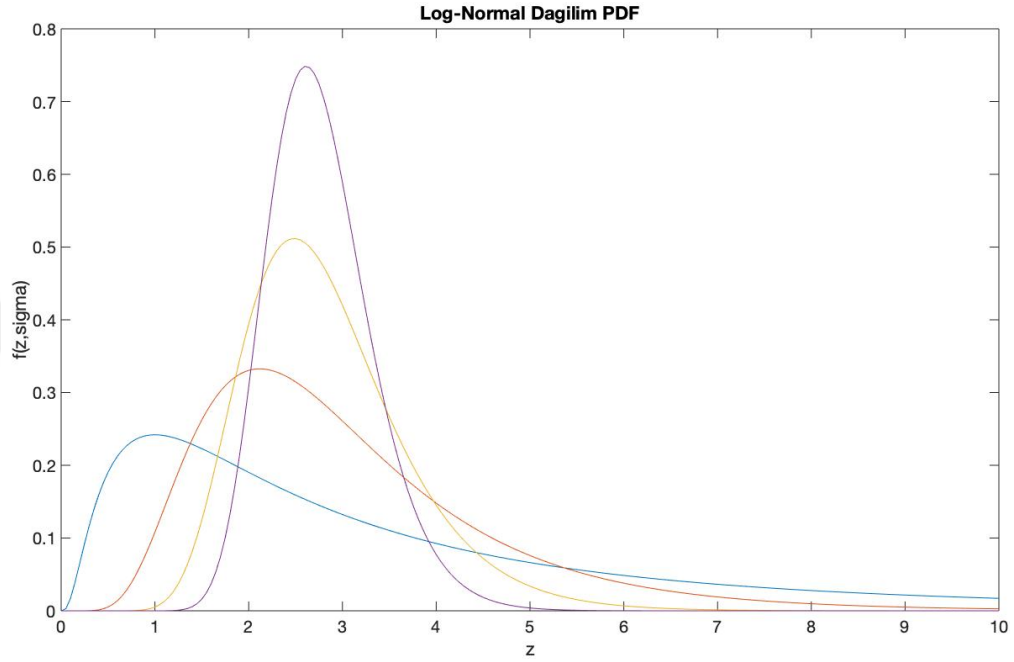
- Normal Dağılım: En çok bilinen ve yaygın olarak kullanılan istatistiksel dağılımdır. Bilindiği üzere simetrik çan eğrisi şekline sahiptir ve örnekleme uzayı $\pm\infty$ aralığındadır (Krishnamoorthy, 2016). Genellikle çoğu mühendislik uygulaması pozitif değerler ile uğraşır ve bu uygulamalarda istatistiksel dağılımlar eğrilik (skewness) gösterir (simetrik olmaz) (Bury, 1999). Normal dağılım hem pozitif ve negatif değerler içerdiğinden (Şekil 3.7) hem de simetrik olduğu için mühendislik çalışmaları için her zaman uygun olmaz.



Şekil 3.7 Normal Dağılım Olasılık-Yoğunluk Fonksiyonu (PDF)

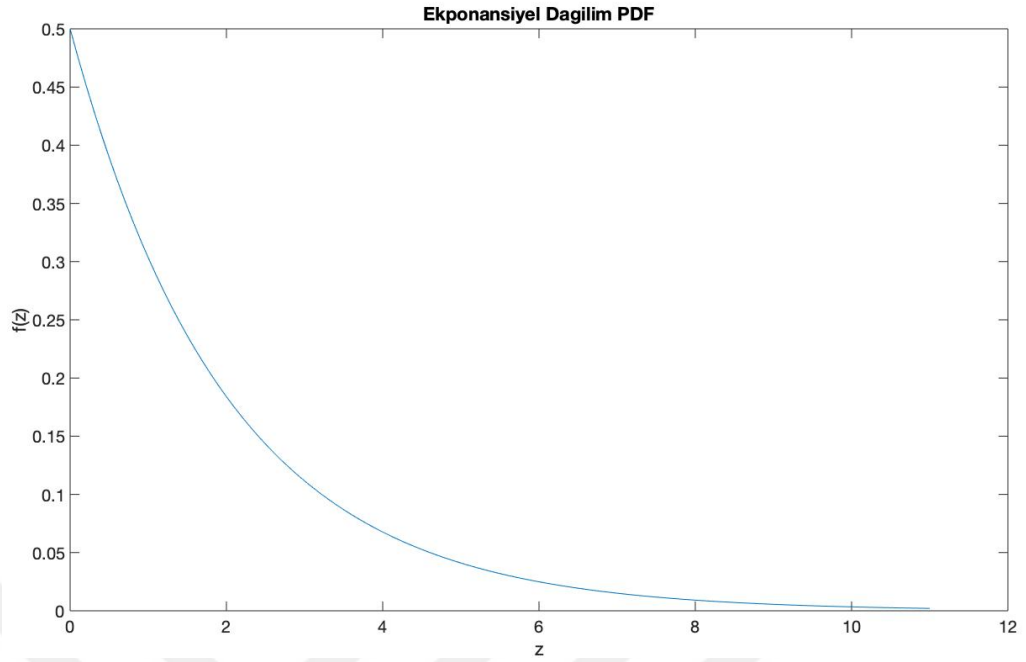
- Log Normal Dağılım (Olasılık-Yoğunluk Fonksiyonu): Log-Normal dağılım şekil parametresi açısından çok esnektir (Krishnamoorthy, 2016). Ayrıca her zaman sağa doğru bir eğrilik (skewness) gösterir. Bir diğer değiş

ile dağılımın kuyruğu sağ tarafta daha uzundur (Şekil 3.8). Örnekleme uzayı sadece pozitif değerlerden oluşmaktadır. Bu sebeplerden dolayı mühendislik çalışmaları için uygundur.



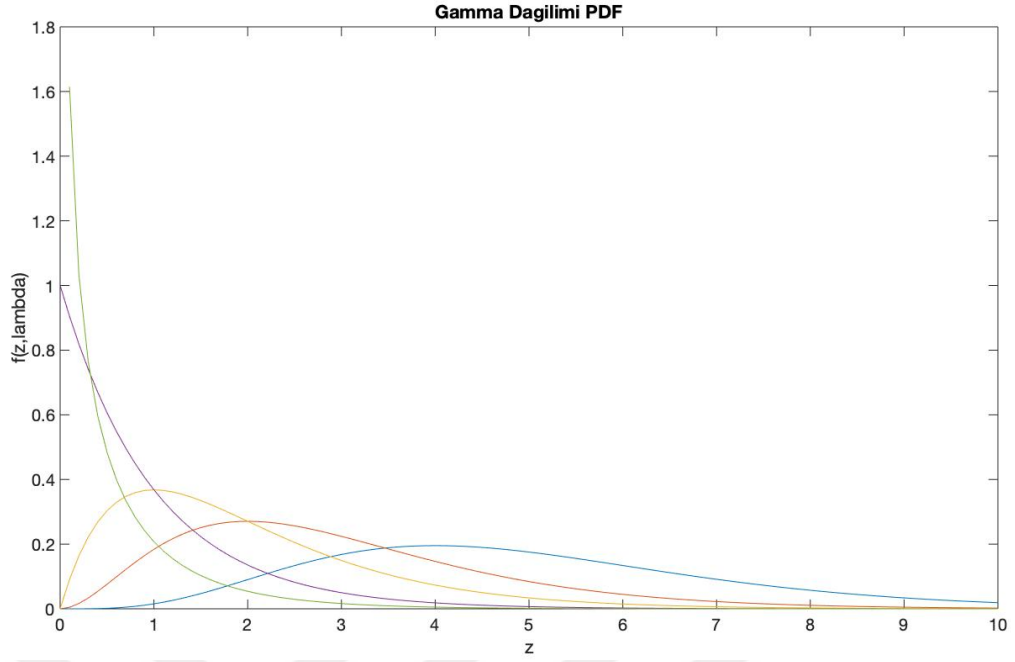
Şekil 3.8 Değişik ölçek parametreleri için Log-Normal Dağılım

- Eksponansiyel Dağılım: Uzaklık ve zamana bağlı olarak gelişen sabit hızla oluşan rastgele olayları modellemek için kullanılır (Bury, 1999). Olasılık-Yoğunluk fonksiyonun tek bir şekli vardır yani tek şekil parametresi ile kontrol edilir (Krishnamoorthy, 2016). Dağılım örnekleme uzayının ortasında 0'dan ani bir yükseliş ile maksimuma ulaşır ve daha sonra düşüş gösterir (Şekil 3.9). Bu yüzden ölçümlerin genel modellenmesi için çok uygun değildir (Bury, 1999).



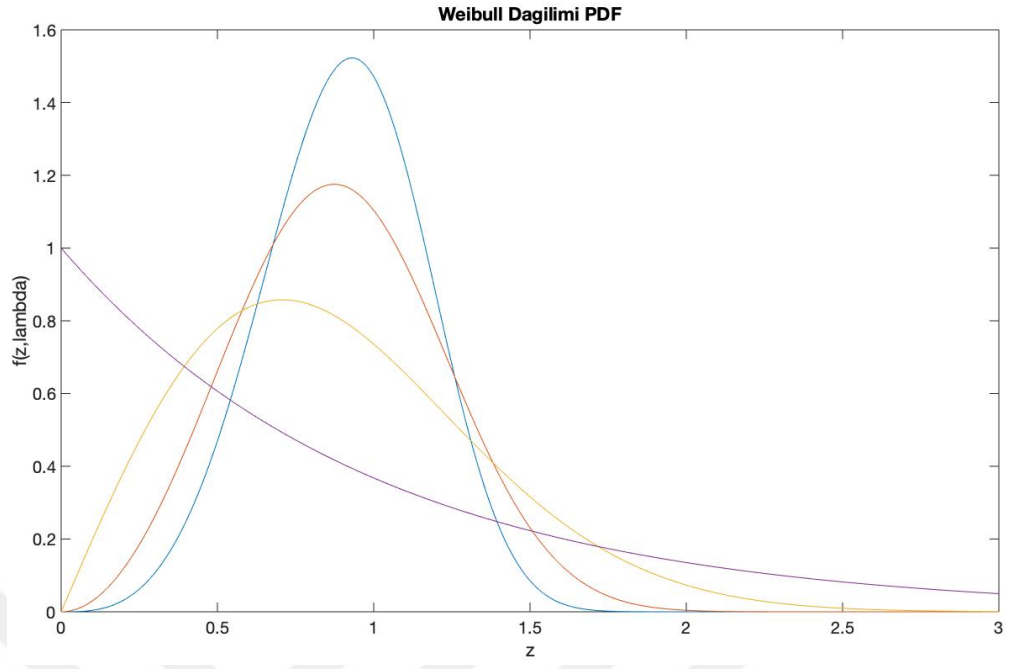
Şekil 3.9 Ekspansiyel Dağılım

- Gamma Dağılımı: Gamma-Olasılık Yoğunluk fonksiyonu şekil parametresi bakımından oldukça esnektir (Krishnamoorthy, 2016). Ayrıca pozitif yönde eğrilik gösterir (skewness) (Şekil 3.10). Bu nedenle mühendislik uygulamaları için uygundur.



Şekil 3.10 Değişik şekil parametreleri için Gamma Dağılımı

- Gumbel Dağılımı: Gumbel Dağılımı esnek şekil parametresine sahip değildir ve hafif sağa eğiklik (skewness) gösterir (Bury, 1999). Gumbel Dağılımı bu çalışmada kullanılmamış olsa bile bu dağılım uç (extreme) değer dağılımlarından birisidir.
- Frechet Dağılımı: İkinci uç değer dağılım fonksiyonudur. Maksimum uç değeri kullanarak modelleme yapar (Krishnamoorthy, 2016). Frechet Dağılımı oldukça esnek şekil parametrelerine sahiptir ve sağa eğiklik (skewness) gösterir (Bury, 1999). Örnekleme uzayı sadece pozitif değerlerden oluşur. Mühendislik çalışmaları için uygundur.
- Weibull Dağılımı: Üçüncü uç değer dağılım fonksiyonudur. Frechet Dağılımı'nın aksine minimum uç değeri kullanır (Krishnamoorthy, 2016). Weibull Dağılımı oldukça esnek şekil parametrelerine sahiptir ve negatif olmayan bütün değerler örnekleme uzayı içindedir (Şekil 3.11) (Bury, 1999). Mühendislik çalışmaları için en uygun dağılımlardan birisidir.



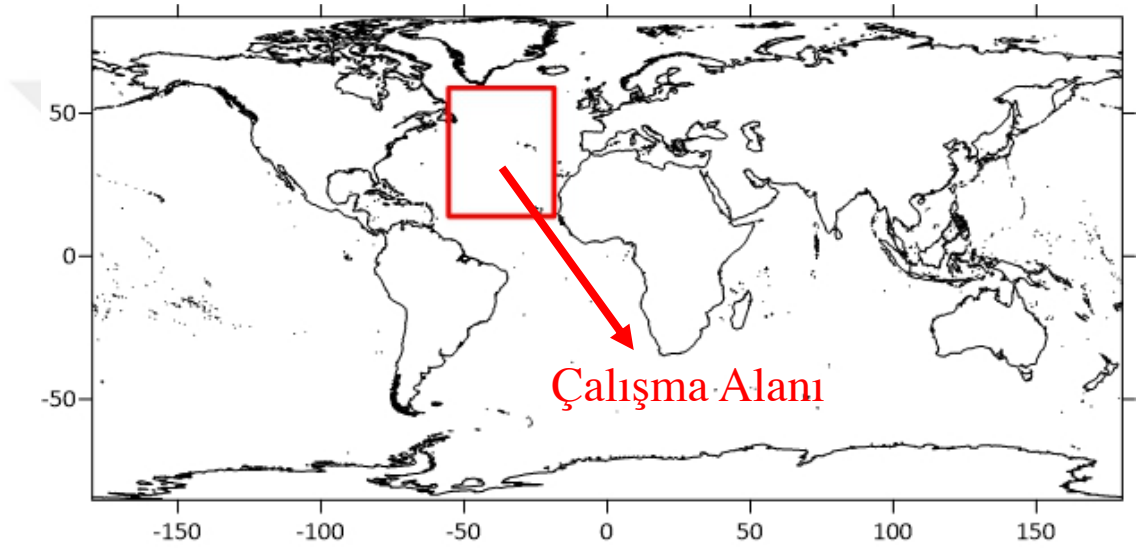
Şekil 3.11 Değişik şekil parametreleri için Weibull Dağılımı

BÖLÜM DÖRT

VERİ SETİ

4.1 Atlantik Okyanus Ortası Sırtı

Atlantik Okyanus Ortası Sırtı'nın Kuzey Yarım Küre'de kalan geniş bir kısmı bu tez için çalışma alanını oluşturmaktadır. Şekil 4.1'de çalışma alanının Dünya üzerindeki konumu gösterilmiştir.



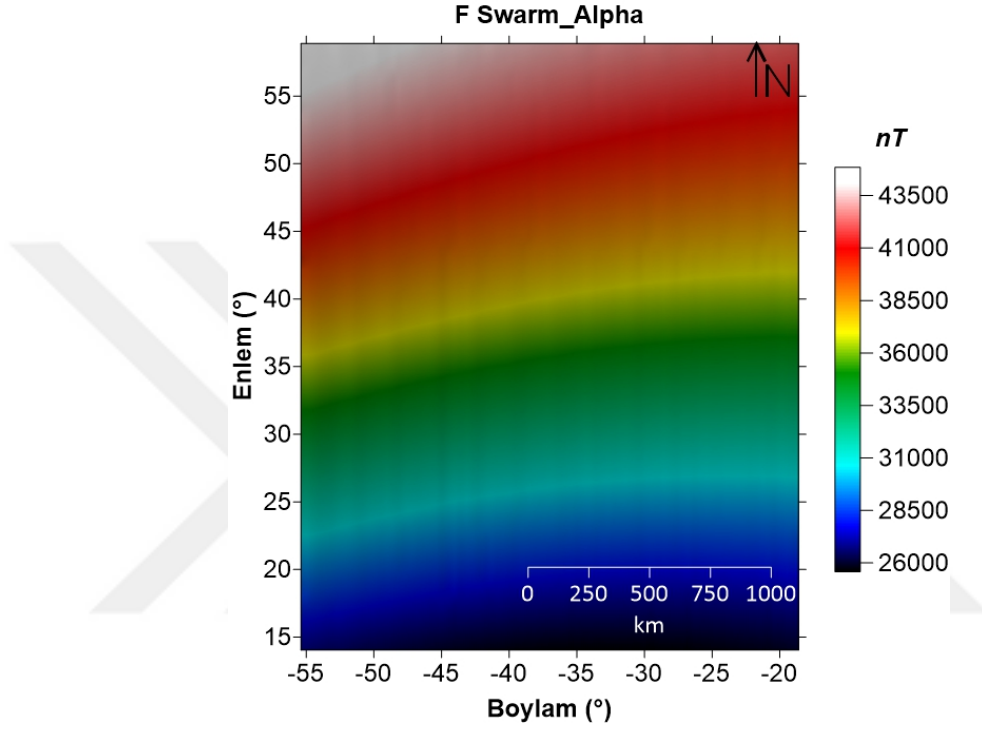
Şekil 4.1 Çalışma alanının konumu

Şekil 4.1'den de görüleceği üzere çalışma alanı oldukça geniştir. Geniş alanın seçilmesinin en büyük nedeni uydu manyetik verilerin derinde bulunan manyetik kaynaklara olan duyarlılığıdır. Ancak geniş alanın önemli bir dezavantajı kutba indirgeme yönteminin çok doğru çalışmamasıdır.

Çalışma alanına ait (Şekil 4.1) ölçülen manyetik veri Swarm Alpha uydusundan alınmıştır. Bravo uydusunda bir kısım toplam manyetik alan (F) ölçümleri eksik olduğundan ve Charlie uydusunda IGRF modellemesi eksik olduğu için Alpha uydusu tercih edilmiştir. Buradaki önemli nokta şudur ki diğer uydularda (Bravo ve Charlie) eksik olan bileşenler üretilebilir veya hesaplanabilir. Ancak bu çalışma kapsamında

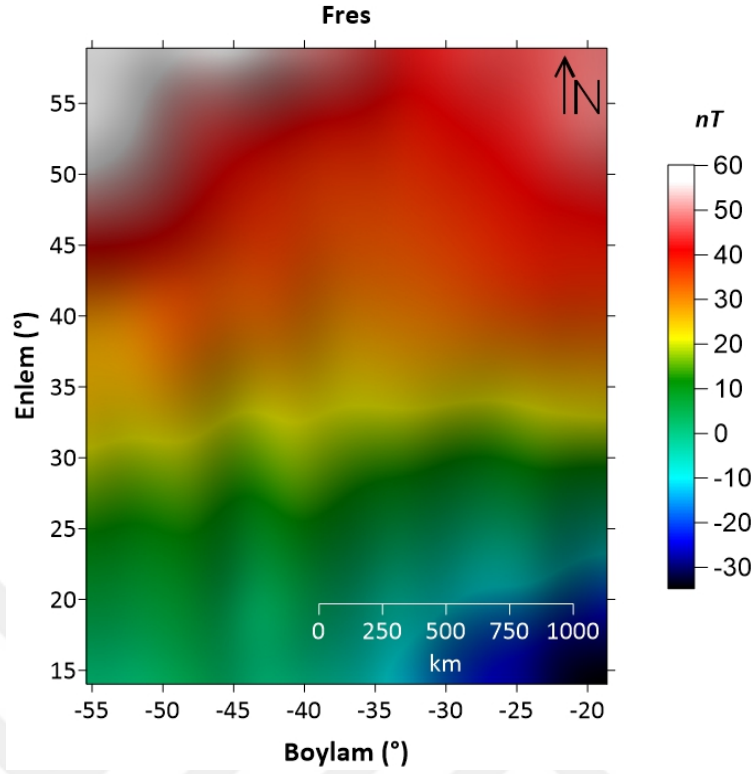
sadece toplam manyetik alan bileşeni ile ilgilenildiği için Alpha uydusunun kullanılması yeterli olmuştur.

Şekil 4.2’de Swarm’den elde edilen toplam manyetik alan bileşeni gösterilmiştir. Gösterilen veride Dünya’nın içsel rejyonel manyetik alanı henüz giderilmemiştir.



Şekil 4.2 Swarm Alpha uydusundan ölçülen toplam manyetik alan verisi (F)

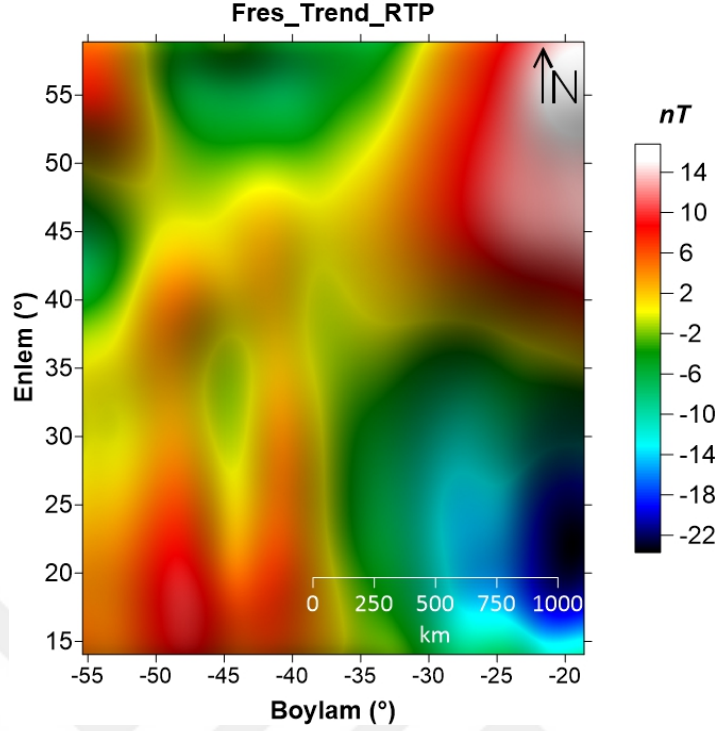
Swarm’den elde edilen toplam manyetik alan bileşeninde N=13 için hesaplanan IGRF modeli çıkarılmıştır. Bu işlem sonucu rezidüel toplam alan bileşeni elde edilmiştir (Şekil 4.3).



Şekil 4.3 Rezidüel toplam manyetik alan bileşeni (Fres)

Rezidüel toplam manyetik alan verilerinin (Fres) genlik değerleri (Şekil 4.3) yaklaşık -28 ile 60 nT arasında değişirken, rejyonel toplam manyetik alan bileşeni (F) (Şekil 4.2) için bu değerler yaklaşık olarak 26 000 ile 44 000 nT arasında değişmektedir. Bu da göstermektedir ki çekirdekteki manyetik alan etkisi toplam manyetik alan üzerinden giderilmiştir. Ancak Fres verisi üzerinde hala D-B yönlü trend bulunmaktadır.

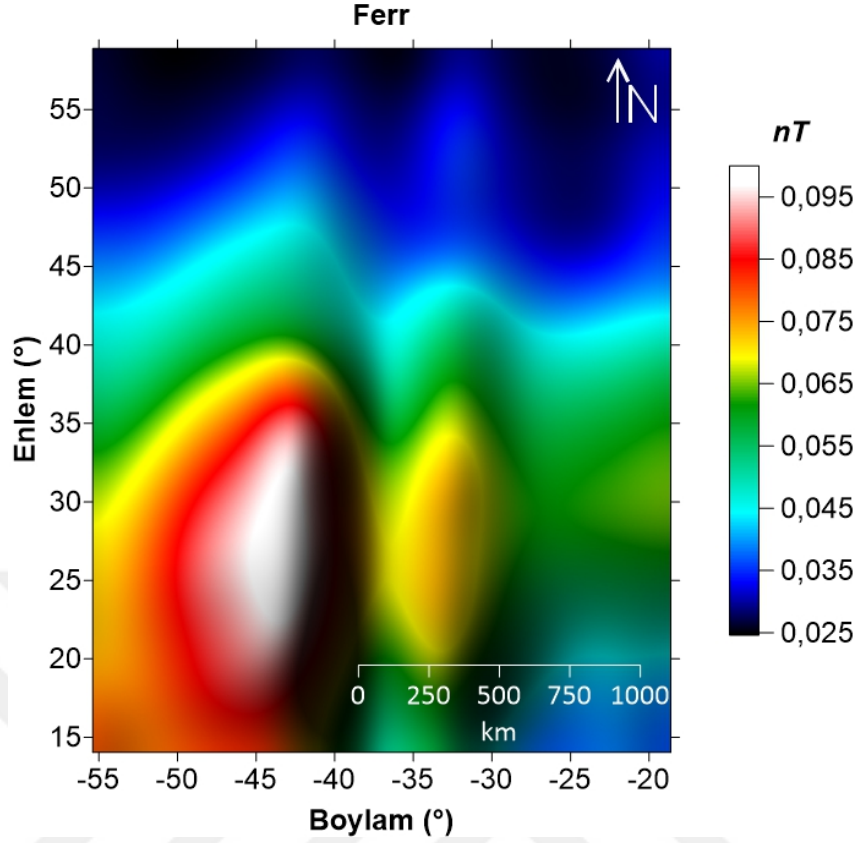
Verinin yorumlanabilir hale gelebilmesi için üzerindeki trend etkisinin giderilmesi gerekmektedir. Ancak trend etkisi giderilince çift kutupluluk nedeniyle veriyi yorumlamada güçlük çekilmektedir. Bu nedenle trend analizinden sonra veriye kutba indirgeme uygulanmıştır (Şekil 4.4).



Şekil 4.4 Kutba indirgenmiş toplam manyetik alan bileşeni

Kutba indirgeme yöntemi aslında bu veri için çok uygun değildir. Bunun iki nedeni vardır. Birinci neden, çalışma alanı çok büyük bir alana yayılmıştır ve tek bir meyil açısı ve sapma açısı değeri bu alanı tanımlamada yetersiz kalmaktadır. İkinci neden ise, $\pm 20^\circ$ enlemleri arasında kutba indirgeme yöntemi K-G yönlü sınırları belirlemede yetersiz kalmaktadır. Bu çalışmada da verinin Güney kısmı $\pm 20^\circ$ arasında kalmaktadır.

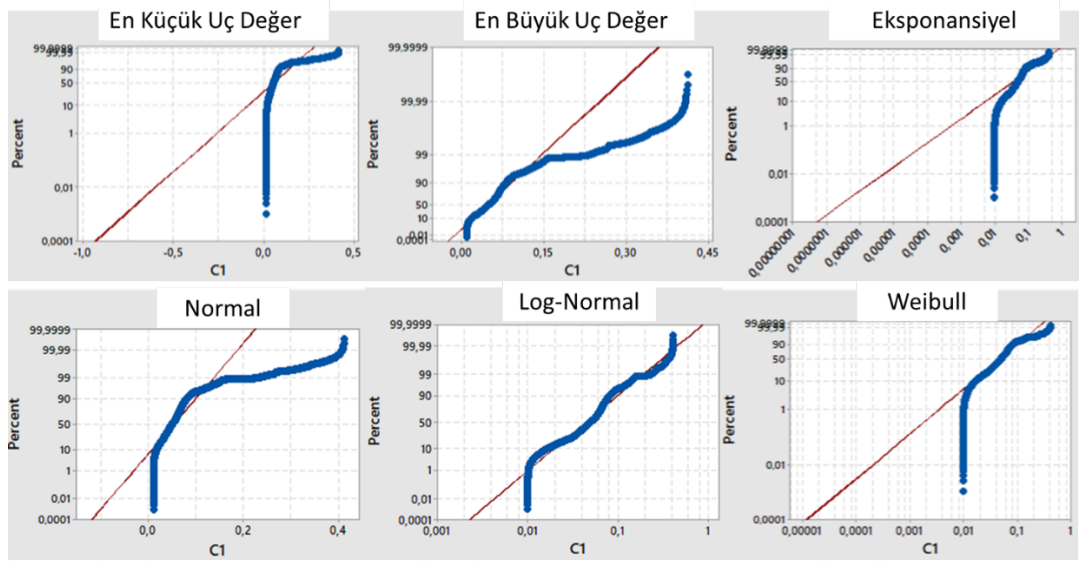
Daha öncede bahsedildiği gibi Swarm uydu serisi, mutlak manyetometresi ile çok yüksek doğrulukta veri toplamaktadır. Bu çalışma kapsamında Swarm uydu serisinin derin bir incelemesi yapıldığı için, ölçümlerdeki hatalar da analiz edilmiştir. Swarm uydu serisi ile toplam manyetik alan ölçümlerinden elde edilen hata Şekil 4.5'te gösterilmiştir.



Şekil 4.5 Toplam manyetik alan ölçümlerindeki hata miktarı (Ferr)

Ölçümlerdeki hata miktarı 0,02 nT ile 0,1 nT arasında değişmektedir (Şekil 4.5). Ölçülen değerlere göre hata miktarları oldukça küçüktür. Burada önemli olan kavram hata ile çözünürlüğün farkıdır. Hata, kısaca yer verisinin Küresel harmonik analiz ile uydu yüksekliğine çıkarılması sonrasında ölçülen değer ile yer verisi arasındaki farktır. Çözünürlük ise uydu verisi ile görülebilecek jeolojik yapıların kısıtıdır. Verinin çözünürlüğü hakkındaki kısıtlı bilgi radyal ortalama güç spektrumu ile elde edilebilir.

Çözünürlük analizine geçmeden önce verideki hataların istatistiksel analizi yapılmıştır. Bilindiği üzere her hata normal dağılım göstermez. Bu nedenle de basit anlamda bilinen ortalama ve standart sapma verideki hataların karakteristiğini yansıtmaz. Veriye en uygun uyan istatistiksel dağılım belirlenir ise verinin karakteristiği şekil, lokasyon ve ölçek parametreleri ile elde edilebilir. Bunun için 6 farklı dağılımın veriye uyumu irdelenmiştir (Şekil 4.6). Bunlara ek olarak analiz sonuçları tablolar halinde verilmiştir (Tablo 4.1, Tablo 4.2 ve Tablo 4.3)



Şekil 4.6 Hataların istatistiksel dağılımlara göre uyumu (Ferr)

Tablo 4.1 Genel İstatistik Analiz Sonuçları (Ferr, N=Veri Sayısı, STD=Standard Sapma)

<i>N</i>	<i>Ortalama</i>	<i>STD</i>	<i>Medyan</i>	<i>Min</i>	<i>Max</i>	<i>Skewness</i>	<i>Kurtosis</i>
67854	0,0533294	0,0363585	0,0497	0,01	0,413	3,48642	21,5952

Tablo 4.2 İstatistiksel dağılımların uyum testi (Ferr, p-test)

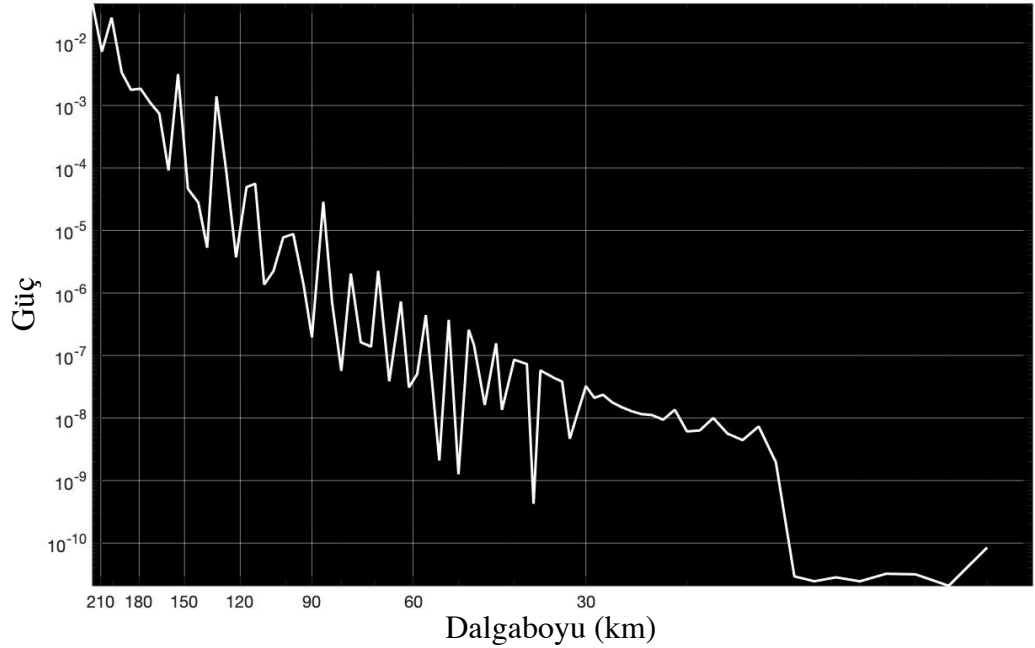
<i>Dağılım</i>	<i>AD</i>	<i>p</i>
<i>En Küçük Uç Değer</i>	11017,299	<0,010
<i>En Büyük Uç Değer</i>	443,391	<0,010
<i>Eksponansiyel</i>	6503,875	<0,003
<i>Normal</i>	2506,904	<0,005
<i>Log-Normal</i>	1147,807	<0,005
<i>Weibull</i>	1160,390	<0,010

Tablo 4.3 İstatistiksel dağılımların parametreleri (Ferr)

<i>Dağılım</i>	<i>Lokasyon</i>	<i>Şekil</i>	<i>Ölçek</i>
<i>En Küçük Uç Değer</i>	0,07602	-	0,07319
<i>En Büyük Uç Değer</i>	0,03943	-	0,0218
<i>Eksponansiyel</i>	-	-	0,05333
<i>Normal</i>	0,05333	-	0,03636
<i>Log-Normal</i>	-3,11544	-	0,62432
<i>Weibull</i>	-	1,62673	0,05989

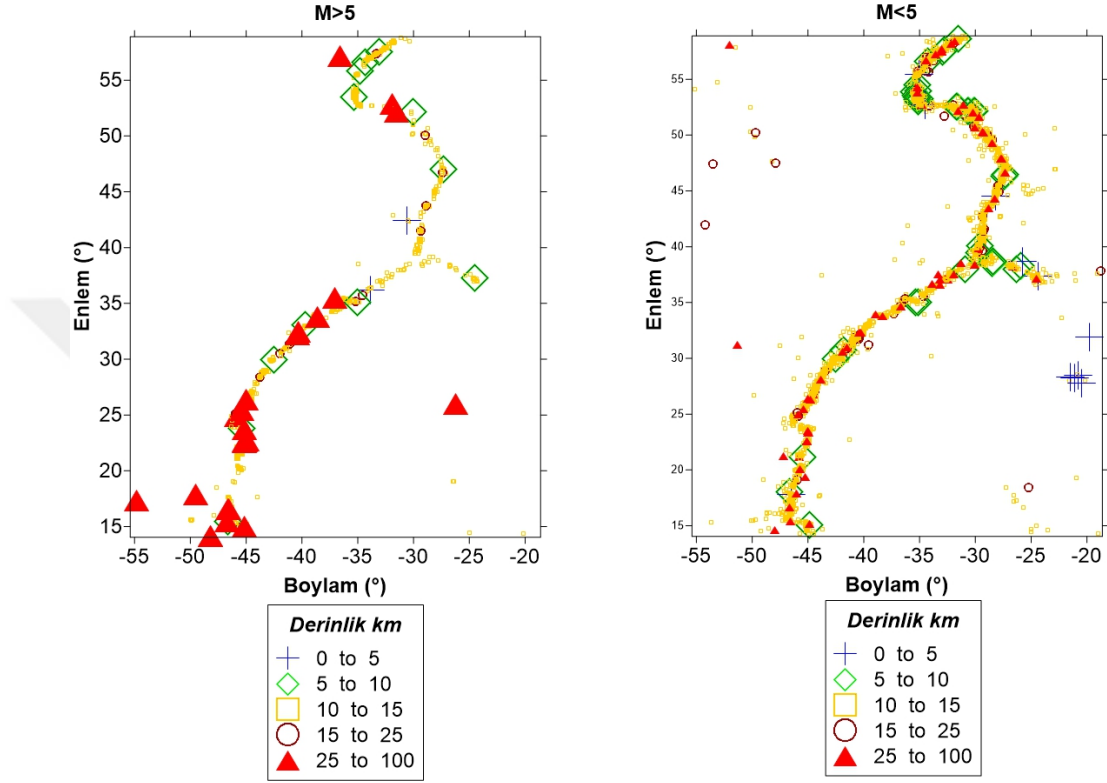
Tablo 4.2’de gösterilen p değerinin yüksek AD (Anderson-Darling) değerinin düşük olması verinin istatistiksel dağılıma uyduğunu gösteren indikatörlerdir. Veriye en çok uyan istatistiksel dağılımların yorumlanmasına Tartışma kısmında değinilecektir.

Çözünürlük analizi, radyal ortalama güç spektrumu kullanılarak yapılabilir. Ancak şu unutulmamalıdır ki bu analiz sadece verinin görebileceği en küçük jeolojik yapı hakkında ön bilgi sunar. Veriye ait radyal güç spektrumu Şekil 4.7’de verilmiştir.



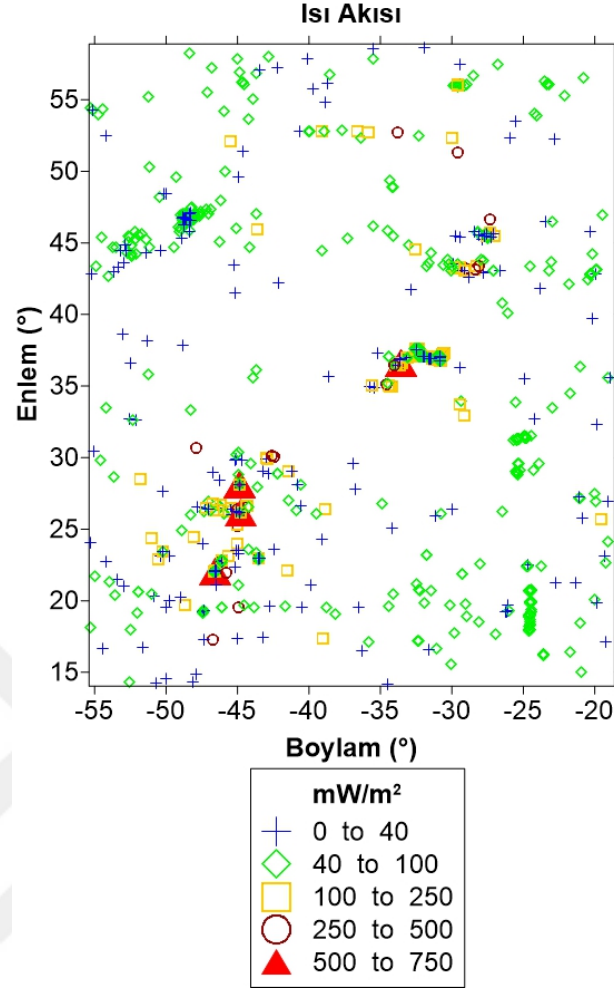
Şekil 4.7 Atlantik Ortası Sırtı verisinin radyal güç Spektrumu sonucu

Çalışma alanında 1975-2020 tarihleri arasında olan magnitüd (M) 5’ten büyük ve küçük depremler Şekil 4.8’de gösterilmiştir. Deprem verisi United States Geological Survey (USGS)’den temin edilmiştir. Bu depremler okyanus ortası sırtın derinliğine ve konumuna ait önemli bilgiler sunmaktadır.



Şekil 4.8 1975-2020 tarihleri arasında Atlantik Okyanus Ortası Sırtı Civarında Olan Depremler (USGS, 2020)

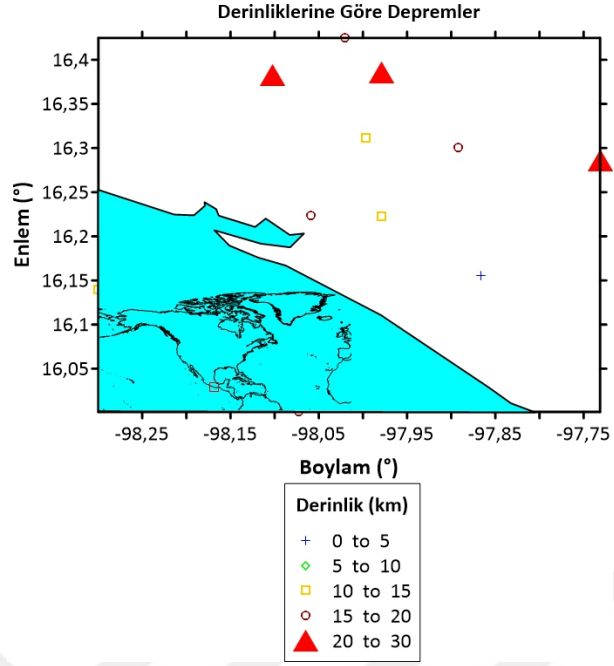
Bölgedeki ısı akısı trendlerinin izlenmesi sırtın yakın geçmişte aktif olan kısımlarının ortaya çıkarılmasında önemli rol oynar. Isı akısı değeri manyetik anomaliyi de etkileyen bir faktör olduğu için incelenmesi oldukça yararlı sonuçlar getirecektir. Çalışma alanının ısı akısı haritası Şekil 4.9’da verilmiştir.



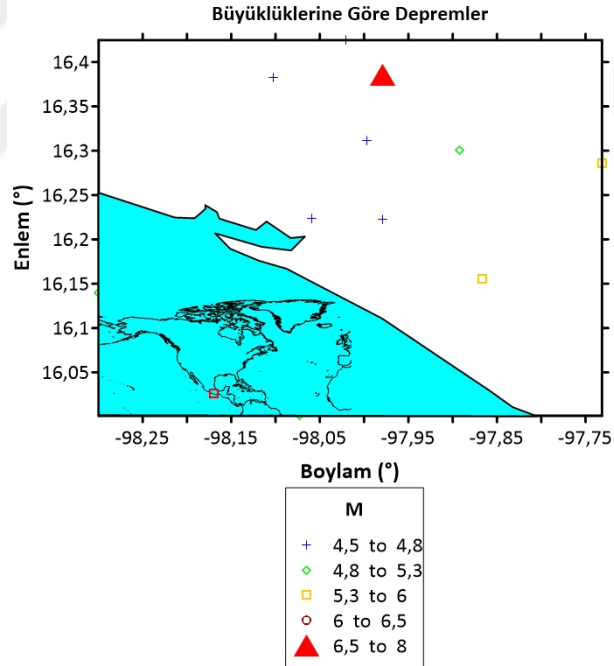
Şekil 4.9 Atlantik Okyanus Ortası Sirtına ait ısı akısı değerleri (Pollack ve diğer., 1993)

4.2 Oaxaca Verileri

Meksika'nın Oaxaca Bölgesi için 17 Aralık 2017 ile 12 Mayıs 2018 arasındaki deprem ve manyetik alan verileri incelenmiştir. Bahsedilen tarih aralıkları için (17.12.2017-12.05.2018) çalışma alanındaki depremlerin (USGS, 2020) dağılımı Şekil 4.10 ve Şekil 4.11'de gösterilmiştir. Deprem 16 Şubat 2018 tarihinde meydana gelmiştir ve büyüklüğü 7,2 dir.



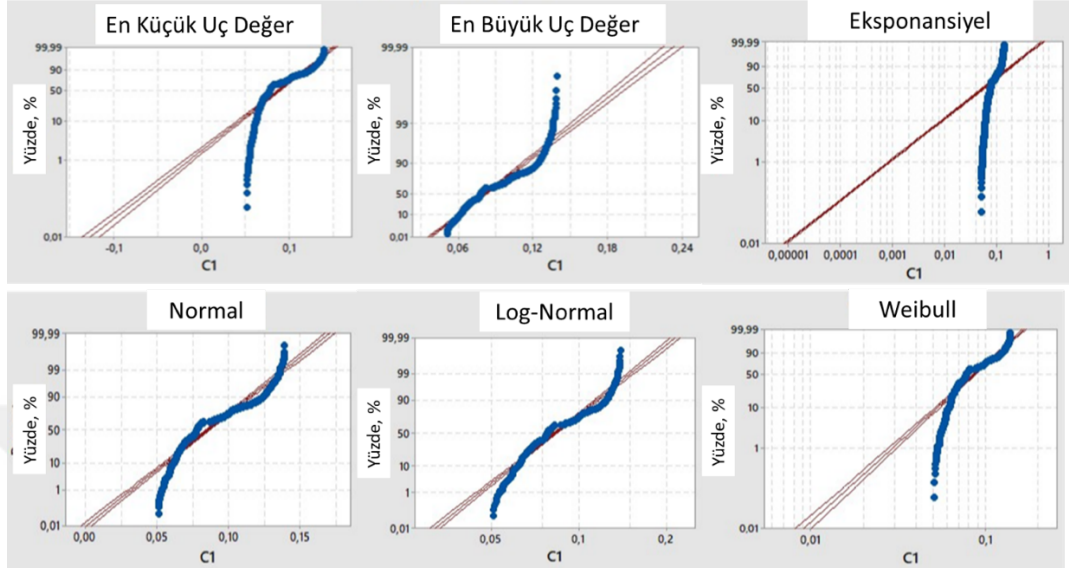
Şekil 4.10 Çalışma alanındaki depremlerin derinliklerine göre dağılımı (USGS, 2020)



Şekil 4.11 Çalışma alanındaki depremlerin büyüklüklerine göre dağılımı (USGS, 2020)

Çalışma alanı için aynı noktadan ölçülen ancak zamana bağlı değişim gösteren toplam manyetik alan ve iyonosferdeki elektron yoğunluğu (FAC) verileri incelenmiştir. Bu verilerin hatalarına ait istatistiksel dağılım analizleri yapılmıştır.

Toplam manyetik alan verisinin hatalarına (Ferr_mex) en iyi uyan istatistiksel dağılım testi Şekil 4.12, Tablo 4.4, Tablo 4.5 ve Tablo 4.6’da verilmiştir.



Şekil 4.12 Aynı nokta için alınan toplam manyetik alan verilerindeki hatanın istatistiksel dağılım bakımından incelenmesi (Ferr_mex)

Tablo 4.4 Genel İstatistik Analiz Sonuçları (Ferr_mex, N=Veri Sayısı, STD=Standard Sapma)

<i>N</i>	<i>Ortalama</i>	<i>STD</i>	<i>Medyan</i>	<i>Min</i>	<i>Max</i>	<i>Skewness</i>	<i>Kurtosis</i>
1211	0,0857410	0,0229637	0,0779	0,051	0,1391	0,724808	-0,66702

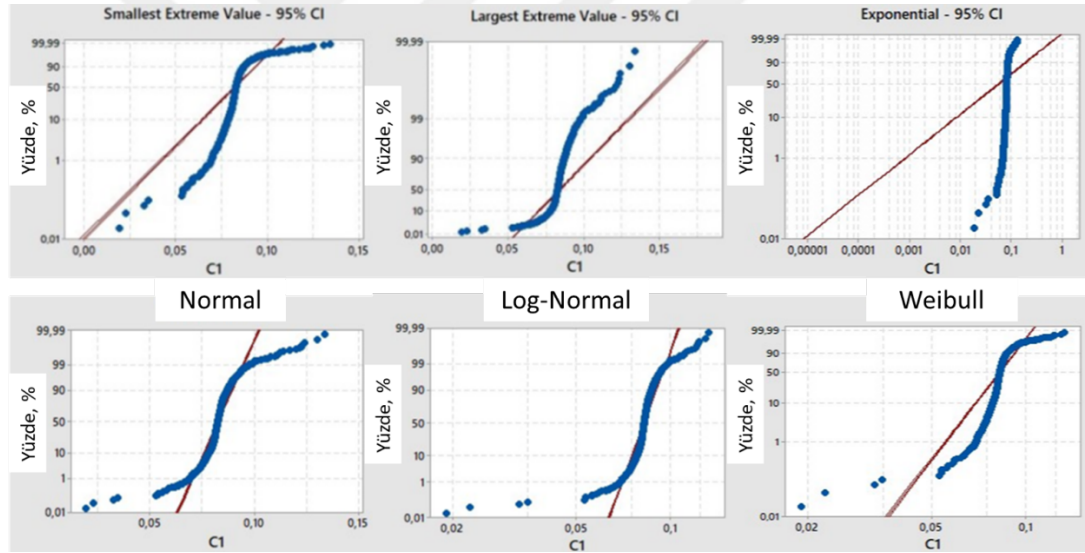
Tablo 4.5 İstatistiksel dağılımların uyum testi (Ferr_mex, p-test)

<i>Dağılım</i>	<i>AD</i>	<i>p</i>
<i>En Küçük Uç Değer</i>	63,032	<0,010
<i>En Büyük Uç Değer</i>	20,547	<0,010
<i>Eksponansiyel</i>	311,479	<0,003
<i>Normal</i>	41,831	<0,005
<i>Log-Normal</i>	23,767	<0,005
<i>Weibull</i>	41,514	<0,010

Tablo 4.6 İstatistiksel dağılımların parametreleri (Ferr_mex)

<i>Dağılım</i>	<i>Lokasyon</i>	<i>Şekil</i>	<i>Ölçek</i>
<i>En Küçük Uç Değer</i>	0,09793	-	0,02443
<i>En Büyük Uç Değer</i>	0,07523	-	0,01717
<i>Eksponansiyel</i>	-	-	0,08574
<i>Normal</i>	0,08574	-	0,02296
<i>Log-Normal</i>	-2,49007	-	0,25588
<i>Weibull</i>	-	3,92563	0,09463

Bunlara ek olarak iyonosferdeki elektron yoğunluğu (FAC) verisindeki hatalara ait istatistiksel analiz Şekil 4.13, Tablo 4.7, Table 4.8 ve Tablo 4.9’da verilmiştir.



Şekil 4.13 FAC verisindeki hataların istatistiksel analizi

Tablo 4.7 Genel İstatistik Analiz Sonuçları (FAC, N=Veri Sayısı, STD=Standard Sapma)

<i>N</i>	<i>Ortalama</i>	<i>STD</i>	<i>Medyan</i>	<i>Min</i>	<i>Max</i>	<i>Skewness</i>	<i>Kurtosis</i>
67854	0,0533294	0,0363585	0,0497	0,01	0,413	3,48642	21,5952

Tablo 4.8 İstatistiksel dağılımların uyum testi (p-test, FAC)

<i>Dağılım</i>	<i>AD</i>	<i>p</i>
<i>En Küçük Uç Değer</i>	590,745	<0,010
<i>En Büyük Uç Değer</i>	685,815	<0,010
<i>Eksponansiyel</i>	1600,260	<0,003
<i>Normal</i>	182,383	<0,005
<i>Log-Normal</i>	226,360	<0,005
<i>Weibull</i>	473,107	<0,010

Tablo 4.9 İstatistiksel dağılımların parametreleri (FAC)

<i>Dağılım</i>	<i>Lokasyon</i>	<i>Şekil</i>	<i>Ölçek</i>
<i>En Küçük Uç Değer</i>	0,08561	-	0,0094
<i>En Büyük Uç Değer</i>	0,07994	-	0,01094
<i>Eksponansiyel</i>	-	-	0,08277
<i>Normal</i>	0,08277	-	0,00525
<i>Log-Normal</i>	-2,49386	-	0,06952
<i>Weibull</i>	-	10,70202	0,08524

BÖLÜM BEŞ

BULGULAR

Bu bölümde yalnızca elde edilen bulguların ve matematik işlemlerin sonuçlarının gösterilmesine değinilecektir. Elde edilen verinin yorumlanması ve tartışılması Tartışma ve Yorum kısmında yapılacaktır.

Çalışma iki kısımdan oluştuğu için bulgular kısmında ikiye ayrılmıştır. Birinci kısımda Atlantik Okyanus Ortası Sırt'tan elde edilen verilerin sonuçları gösterilirken, ikinci kısımda Oaxaca bölgesine ait bulgular sunulmuştur.

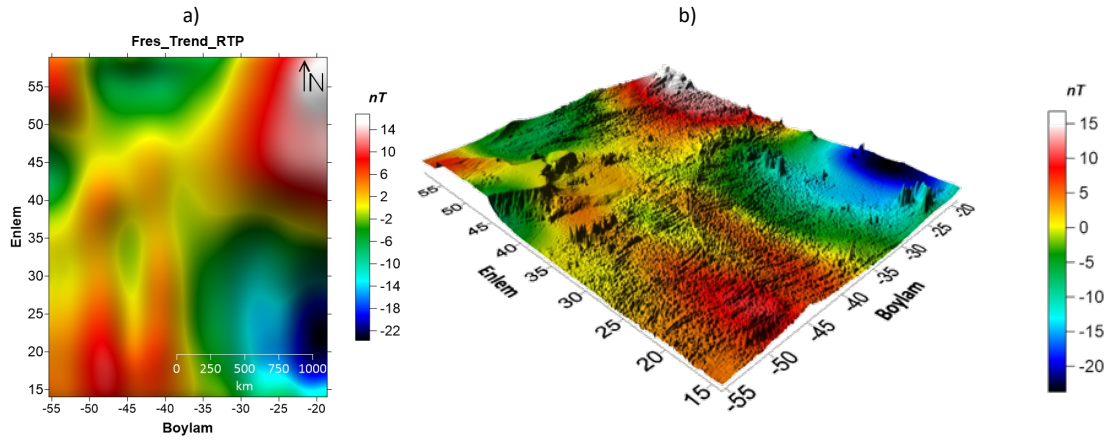
5.1 Atlantik Okyanus Ortası Sırtı

Çalışma alanı olarak, oldukça geniş alan kaplayan ve manyetik anomali verebilecek bir yapı olduğu için Atlantik Okyanus Ortası Sırtı'nın Kuzey Yarım Küre'deki kısmı seçilmiştir. Bu alan yaklaşık 480 km yükseklikte bulunan Swarm uydu serisi tarafından kolayca saptanabilir.

Ancak geniş çalışma alanının avantajlarının yanı sıra önemli dezavantajları da bulunmaktadır. En belirgin dezavantaj, çok geniş alanda orta noktaya ait sapma açısı ve meyil açısı kullanılarak kutba indirgemenin yapılamayacağıdır. Bu şekilde yapılan kutba indirgeme geniş alanı tanımlamakta yeterli kalacaktır ve yapı sınırlarının yanlış yorumlanmasına yol açacaktır.

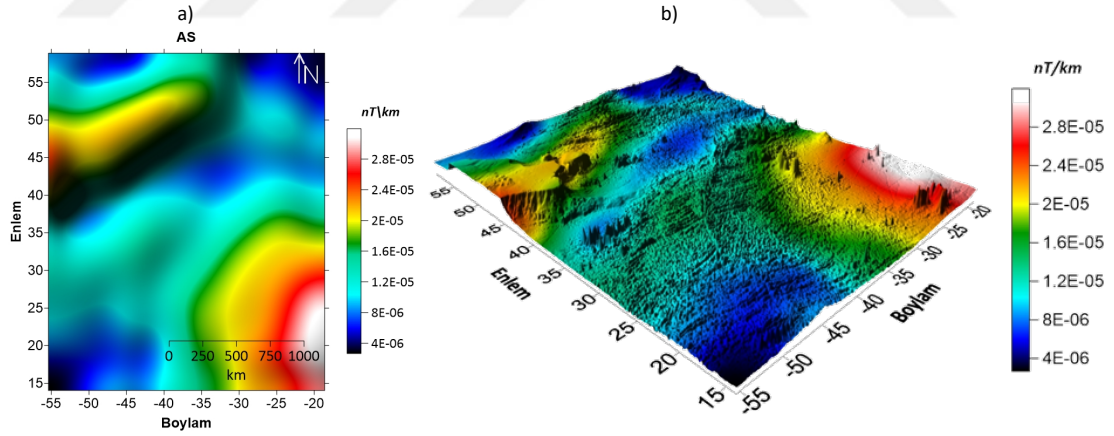
Atlantik Okyanus Ortası Sırtı'nın en doğru ve isabetli analizinin yapılabilmesi için manyetik verinin yanı sıra birkaç yardımcı veriye de ihtiyaç vardır. Bu yardımcı veriler; batimetri, izokron haritaları, depremler ve ısı akısı olarak sınıflandırılabilir. Bu çalışmada da manyetik veri bu yardımcı veriler yardımıyla irdelenmiş ve en doğru analiz yapılmaya çalışılmıştır.

Şekil 5.1'de çalışma alanına ait kutba indirgenmiş manyetik anomali haritası ve manyetik anomali ile batimetri haritası beraber verilmiştir.

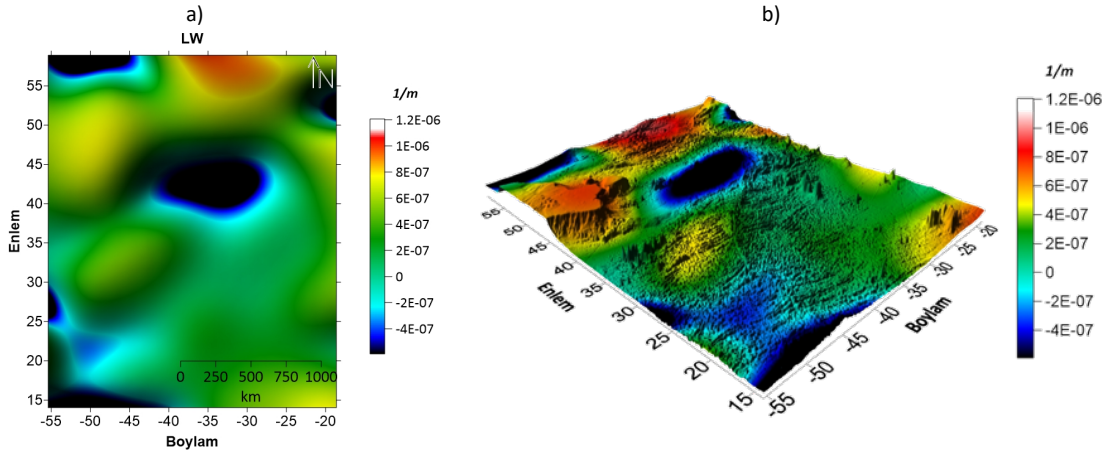


Şekil 5.1 (a) Kutba indirgenmiş manyetik anomali haritası ve (b) Çalışma alanına ait batimetri haritası ve manyetik anomali (kutba indirgenmiş). Birimler derecedir

Bunlara ek olarak Şekil 5.2 ve Şekil 5.3’de bölgeye aynı bölgeye ait analitik sinyal (AS) ve yerel dalgasayısı (LW) anomalileri ile bu anomalilerin batimetri haritası üzerine çizdirilmiş halleri gösterilmiştir.

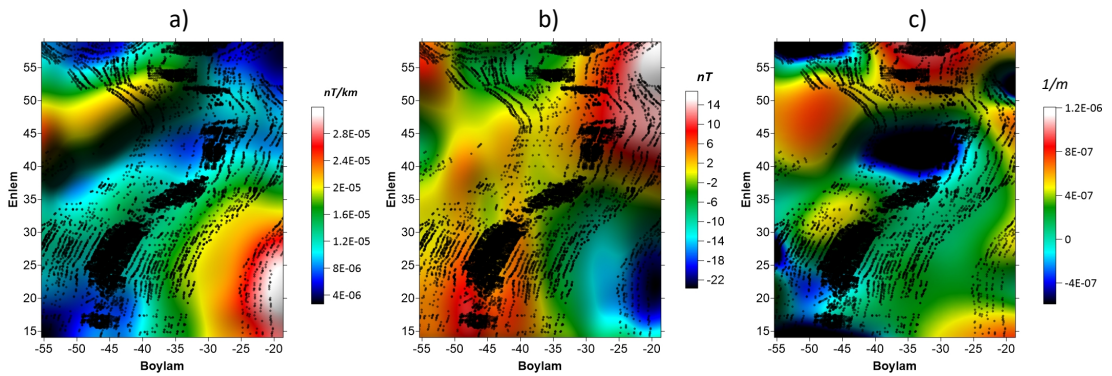


Şekil 5.2 (a) Analitik sinyal (AS) ve (b) batimetri üzerine bindirilmiş analitik sinyal anomali haritası. Birimler derecedir



Şekil 5.3 (a) Yerel dalga sayısı (LW) ve (b) batimetri üzerine bindirilmiş yerel dalga sayısı anomali haritası. Birimler derecedir

AS ve LW yöntemlerinin okyanus ortası sırtını ne kadar başarıyla saptayabildiğini test etmek için değişik yöntemler kullanılmıştır. Bunlardan ilki izokron haritalarıdır. İzokron haritaları, basit olarak, okyanus tabanında keskin yaş değişimlerinin neden olduğu süreksizlikleri yansıtan yoğun bir şekilde interpolate edilmiş sınırlardır (Müller ve diğer., 1997). Şekil 5.4’de AS, kutba indirgenmiş anomali ve LW için izokron haritaları gösterilmiştir.



Şekil 5.4 İzokron haritaları (a) analitik sinyal (AS), (b) kutba indirgenmiş manyetik anomali ve (c) yerel dalga sayısı (LW). Birimler derecedir

Okyanus ortası sırtı saptamada kullanılabilecek diğer parametreler ise depremler ve ısı akışı haritasıdır (Pollack ve diğer., 1993). Bilindiği üzere okyanus ortası sırtın aktif

kısımlarında ısı akısının yükselmesi beklenen bir olaydır. Bu bölgelerde manyetik veriden de bir anomali oluşturması beklenir.

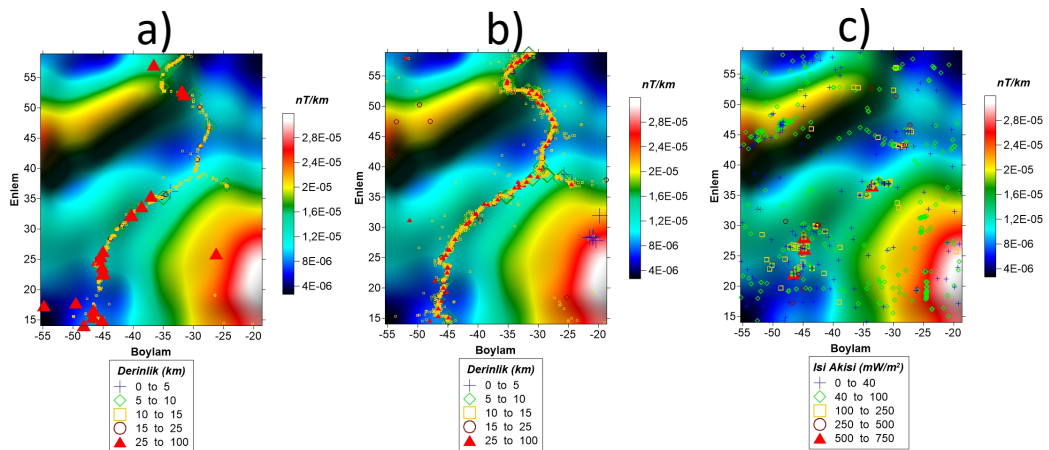
Bunlara ek olarak, depremler de okyanus ortası sırtın konumunu ve aktivitesini ortaya çıkarabilir. Depremlerin derinliği ise sismojenik zonların varlığı hakkında bilgi vermektedir. Derin depremlerin olduğu bölgeler, kabuk kalınlığının arttığı ve göreceli olarak daha yaşlı zonları temsil eder. Depremlerin büyüklükleri ise o zonun aktivitesi ile ilişkilendirilebilir. O yüzden bulgular sunulurken 5 ten büyük ve küçük depremler derinliklerine göre ayrı ayrı sınıflandırılmıştır. Şekil 5.5 ve Şekil 5.6'da bölgedeki depremlerin ve ısı akısının dağılımını AS ve LW anomali haritaları üzerinde göstermektedir.

Depremler ve ısı akısı dağılımının nicel özelliklerine bakılır ise eğer;

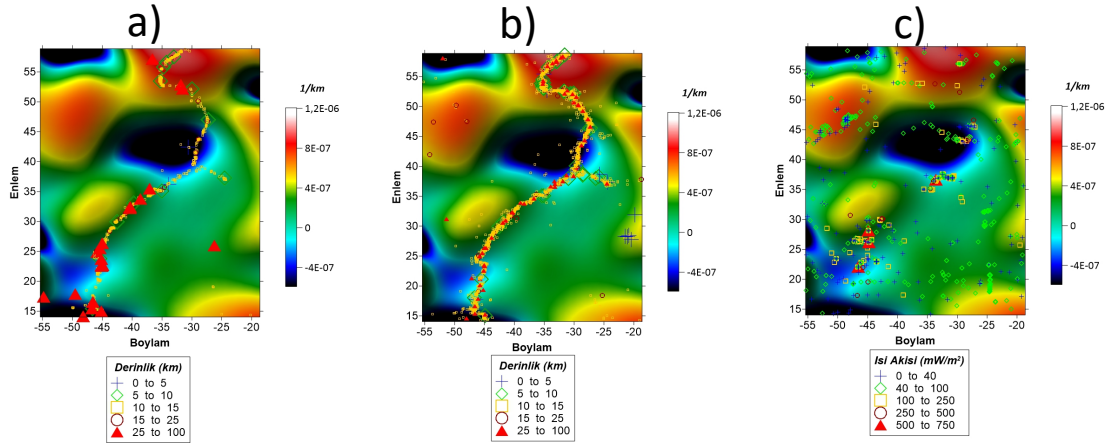
- $M > 5$ için; 0-5 km depremler %0,2, 5-10 km depremler %2,5, 10-15 km depremler %90,5, 15-25 km depremler %2,3 ve 25-100 km depremler %4,5.

- $M < 5$ depremler için; 0-2 km %3,5, 2-9 km %1,2, 9-11 km %85,5, 11-20 km %3,3, 20-100 %6,4.

-Isı Akısı için; 0-40 mW/m^2 %19,8, 40-100 mW/m^2 %64,3, 100-250 mW/m^2 %12,2, 250-500 mW/m^2 %3, 500-750 mW/m^2 %0,7



Şekil 5.5 (a) $M > 5$ depremler için AS haritası, (b) $M < 5$ depremler için AS haritası, (c) ısı akısı değerleri için AS haritası. Birimler derecedir



Şekil 5.6 (a) $M>5$ depremler için LW haritası, (b) $M<5$ depremler için LW haritası, (c) ısı akısı değerleri için LW haritası. Birimler derecedir

Bu bölümde gösterilen verilerin yorumlanmasına Tartışma ve Yorum (Bölüm 6) kısmında değinilecektir.

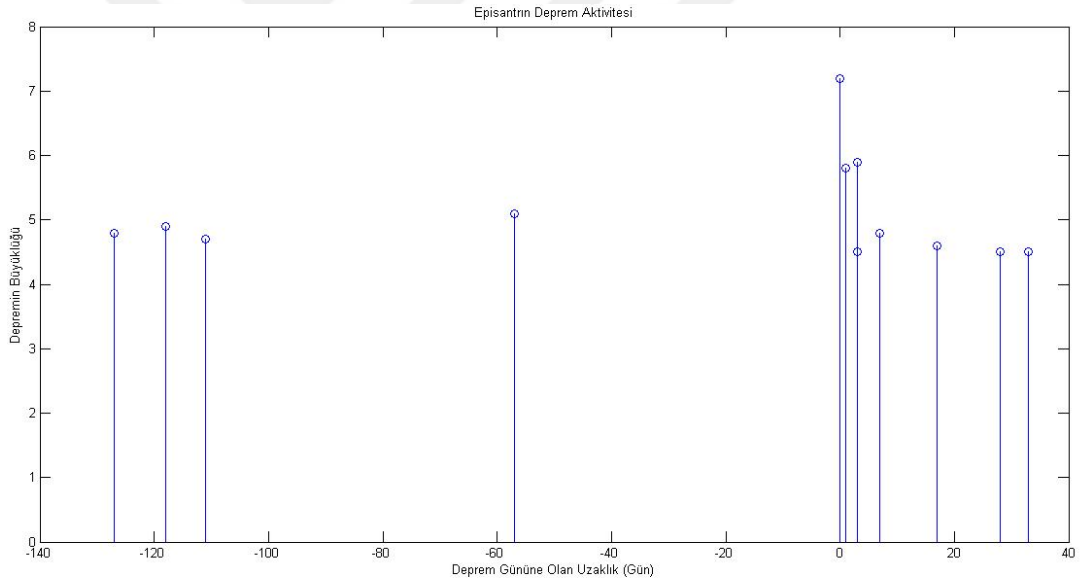
5.2 Oaxaca

Oaxaca bölgesindeki depremlerin manyetik alan değişimleri ile olan ilişkisi Swarm uydu serisi kullanılarak elde edilmiştir. Buradaki en büyük avantaj herhangi bir ekstra ölçüme gerek duymadan bu bilginin elde edilebilir olmasıdır. Öte yandan, en büyük dezavantaj çalışma alanındaki manyetik alan verisinin belirtilen periyotta kısıtlı miktarda olmasıdır. Bir diğer deyiş ile veri miktarı ve kalitesi, 17 Aralık 2017 ile 12 Mayıs 2018 tarihleri arasında Swarm uydusu çalışma alanından kaç kere geçtiğine bağlıdır.

Manyetik veri için bu durum büyük bir dezavantaj oluşturmaktadır. Çünkü sadece gün ışığı olmayan zamanlardaki manyetik veri kullanılmaya elverişlidir. Bunun en büyük nedeni manyetik alanın dış kaynaklı etkileridir (Güneş fırtınaları vb.). Ancak yalnızca gün ışığı olmayan zamandaki veriler belirtilen tarih aralığında alınınca veri sayısında büyük bir düşme gözlenmektedir. Bu yüzden bu çalışmada iyonosferdeki elektron yoğunluğunu gösteren FAC verisi kullanılmıştır.

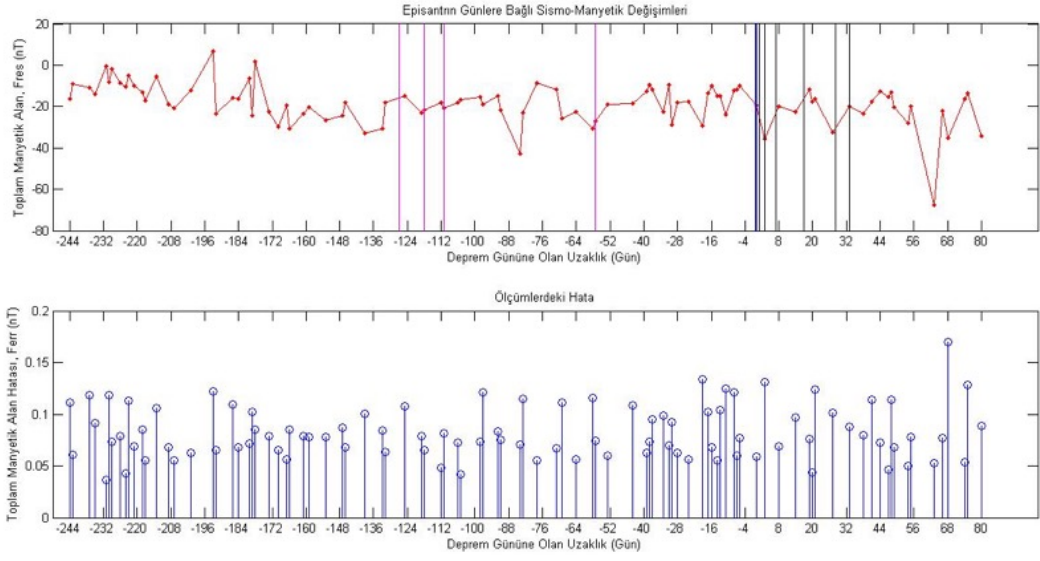
FAC verisinin arttığı yerlerde dış kaynaklı manyetik etkinin dominantlığından söz edilebilir. Veri ona göre yorumlanmalıdır. Buna karşın FAC verisinin düşük olduğu yerler yorumlanmaya elverişlidir. Böylece elde edilen veri silinmeden verimli bir şekilde kullanılmıştır. Ancak unutulmamalıdır ki, imkân var ise manyetik alan için dış kaynak oluşturan etkiler düzenlenmelidir veya o periyoda ait veri seti çıkarılmalıdır.

Daha önce de bahsedildiği gibi depremin manyetik alan ile olan ilişkisini araştırmak için 17 Aralık 2017 ile 12 Mayıs 2018 arasındaki manyetik alan verileri seçilmiştir. Ana şok ($M=7,2$) 16 Şubat 2018 tarihinde meydana gelmiştir. Referans seçilen periyod depremden 244 gün öncesi ve 80 gün sonrasını kapsamaktadır. Belirtilen periyottaki artçı ve öncü depremlerin (50 km ve çevresi için) büyüklüğü ve ana şoka olan göreceli günü gösteren grafik Şekil 5.7’de gösterilmiştir.

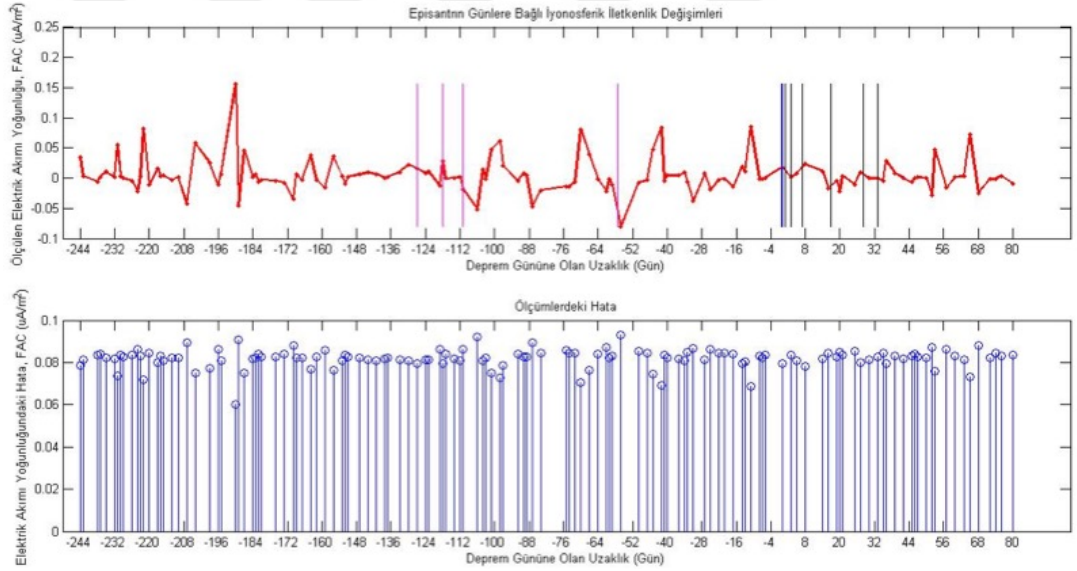


Şekil 5.7 Bölgede olan depremlerin (episantrın 50 km çevresi) büyüklükleri ve ana şoka olan uzaklıkları

Belirtilen periyotlarda depremin olduğu noktaya ait manyetik alan ölçümleri ve hataları Şekil 5.8’de verilmiştir. Bunlara ek olarak manyetik alan verisinin dış kaynaklı etkilerden ne kadar etkilendiğini görmek üzere FAC verisi Şekil 5.9’da verilmiştir. Bütün şekillerde aynı notasyon kullanılmıştır: Öncü depremler pembe renk ile, ana şok mavi renk ile ve artçı depremler siyah renk ile gösterilmiştir.



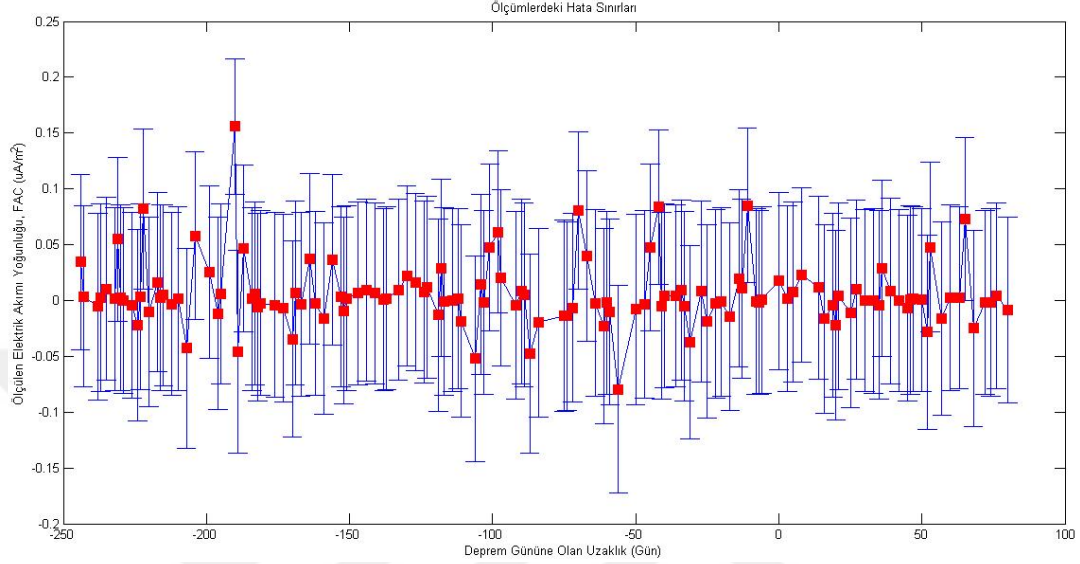
Şekil 5.8 Deprem noktası için toplam manyetik alandaki değişimler ve hata miktarı



Şekil 5.9 Deprem noktası için iyonosferdeki elektron yoğunluğu ve hata miktarı

Şekil 5.8'den de görüleceği üzere ölçülen toplam manyetik alan verilerinin yanında hata miktarları oldukça önemsizdir. Ancak FAC verisi (Şekil 5.9) için aynı şey söylenemez. Ölçülen hata miktarları neredeyse ölçülen değer kadardır. Bu da bu verinin güvenilirliğinin sorgulanmasına neden olmaktadır. Ancak yerde bir baz istasyonu olmadığı için bu çalışmada FAC verisini hataları ile beraber kullanmaktan başka alternatif yol yoktur.

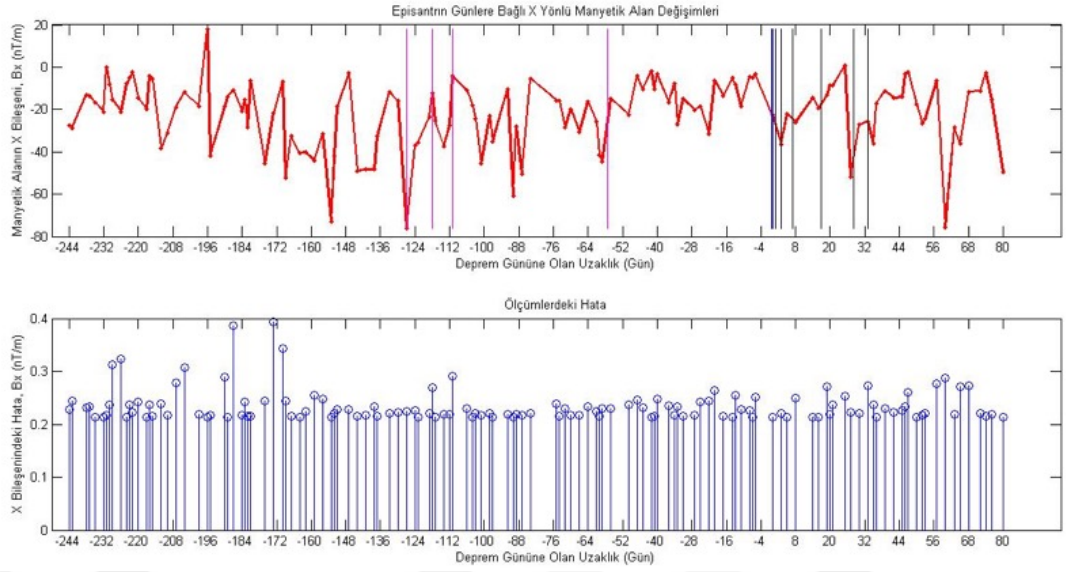
FAC verisi için güven aralıkları çizdirilirse eğer verinin ne kadar geniş bir skalada değişeceği gözlenebilir. Bu yüzden Şekil 5.10'da FAC verisi için hatalar kullanılarak güven aralıkları çizilmiştir.



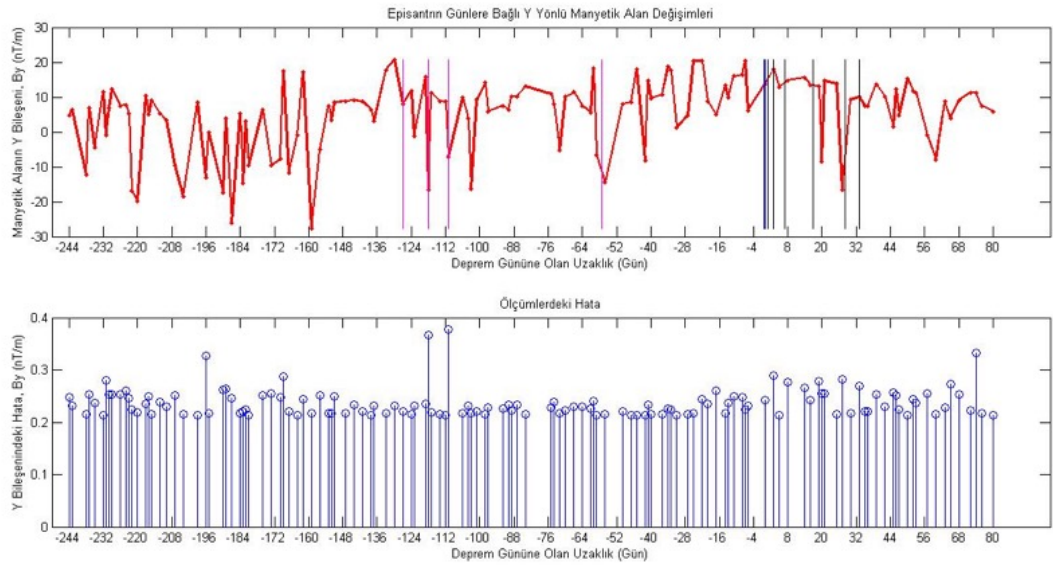
Şekil 5.10 FAC verisi için hesaplanan güven aralıkları. Kırmızı noktalar ölçülen veriyi mavi sütunlar ise verinin alabileceği değer aralıklarını göstermektedir

FAC verisindeki düşük güvenilirlik dış kaynaklı etkinin doğru hesap edilememesi ile ilişkili olarak toplam manyetik alan verisinin güvenilirliğinin sorgulanmasına neden olmaktadır. Eğer toplam manyetik alan verisi yerine manyetik alanın bileşenleri (X, Y ve Z) kullanılır ise dış kaynaklı manyetik alanın veri üzerinde etkisi kalmayacaktır. Swarm uydu serisi vektörel manyetometre sayesinde oldukça yüksek doğruluk ile manyetik alanın X, Y ve Z bileşenlerini ölçebilmektedir.

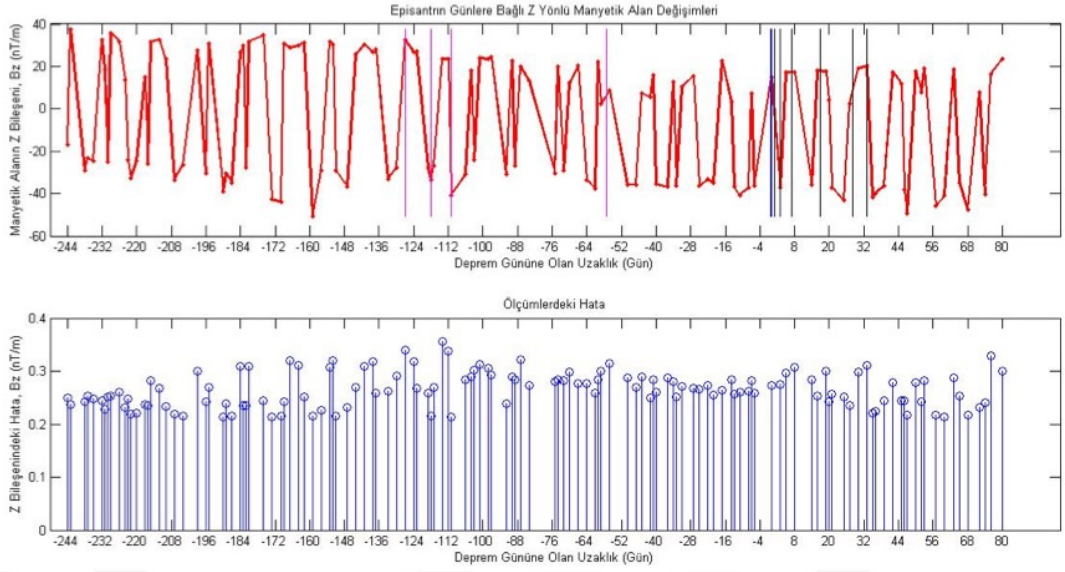
Swarm uydu serisinin ölçtüğü manyetik alanın X, Y ve Z bileşenleri ile hata miktarları Şekil 5.11, Şekil 5.12 ve Şekil 5.13'te gösterilmiştir.



Şekil 5.11 Manyetik alanın X bileşenine (B_x) ait veriler ve hata miktarı



Şekil 5.12 Manyetik alanın Y bileşenine (B_y) ait veriler ve hata miktarı

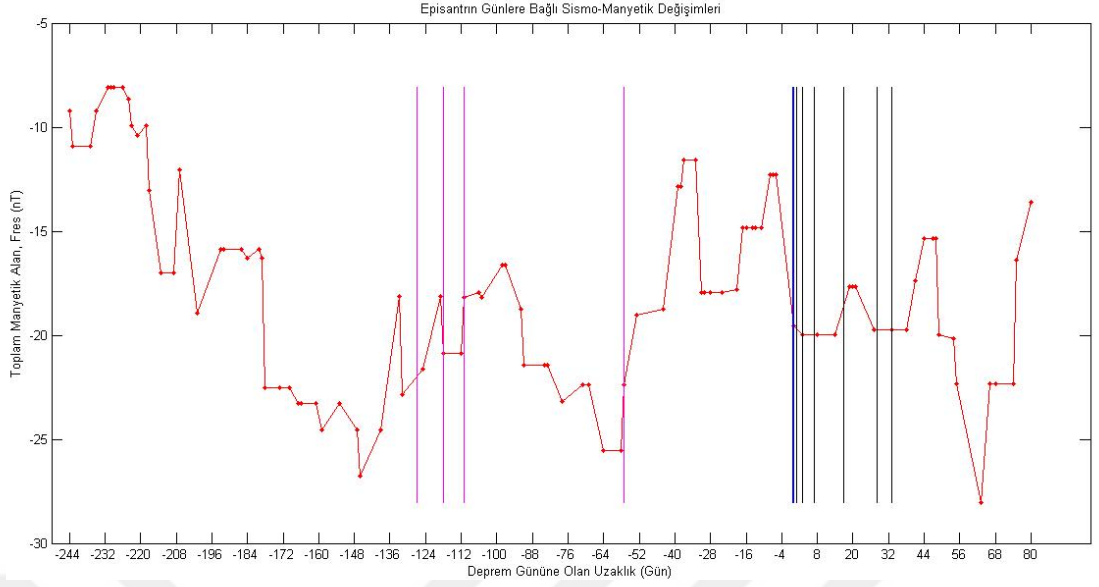


Şekil 5.13 Manyetik alanın Z bileşenine (B_z) ait veriler ve hata miktarı

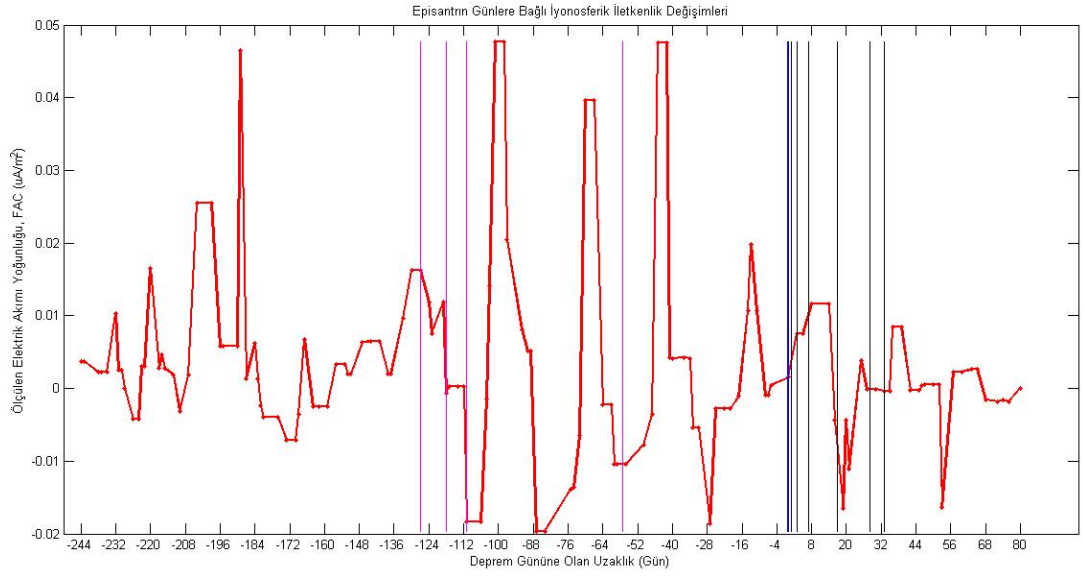
Toplam manyetik alan (F), iyonosferdeki elektron yoğunluğu (FAC) ve manyetik alanın X , Y ve Z yönlü bileşenleri (B_x , B_y ve B_z) çok ani ve stabil olmayan değişimler içerdiği için farklı boyutlarda kayan medyan filtresi kullanarak veri stabilize edilmiştir. Bu sayede majör değişimler yorumlanabilir konuma gelmiştir.

Medyan filtresi veri içinde var olan trendi ortaya çıkarmayı amaçlar. Medyan filtresinin boyu arttıkça veriye uygulanacak stabilizasyon miktarı da artar. Medyan filtresinin boyu parametre testi ile her veri için ayrı ayrı belirlenmiştir.

Toplam manyetik alanın (F) ve FAC verisinin medyan filtre uygulanmış hali Şekil 5.14 ve Şekil 5.15'te verilmiştir. F için seçilen medyan filtre boyu 5 iken FAC verisi için 3 seçilmiştir.

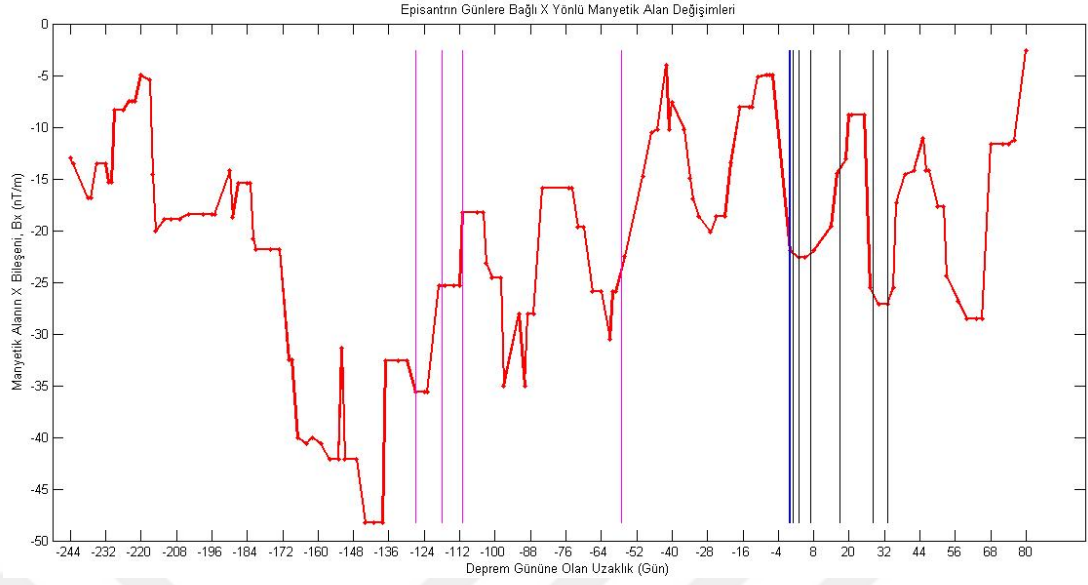


Şekil 5.14 Toplam manyetik alana (F) uygulanan 5 boylu medyan filtre sonucu

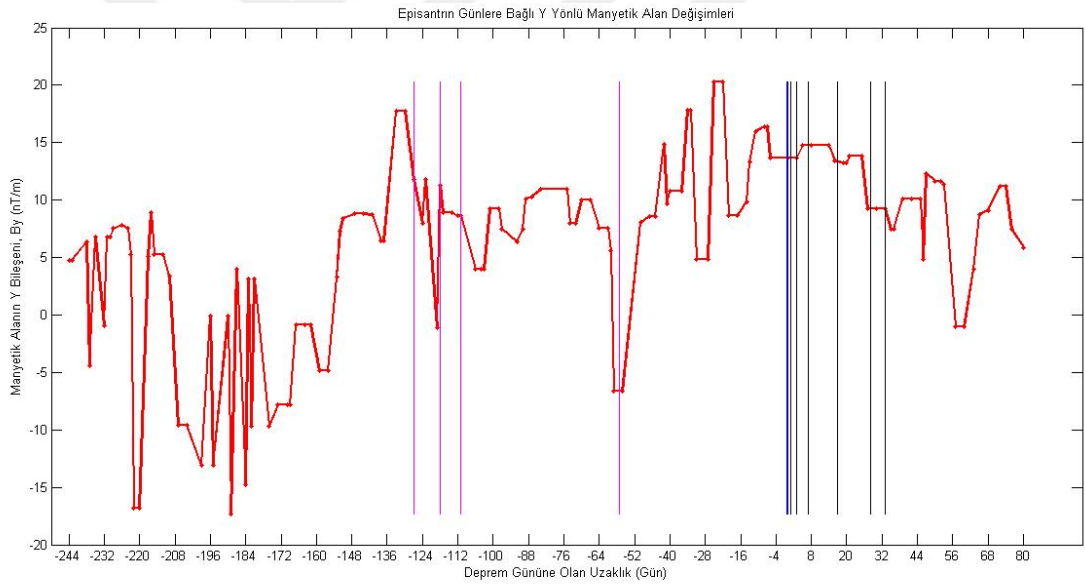


Şekil 5.15 İyonosferdeki elektron yoğunluğuna (FAC) uygulanan 3 boylu medyan filtre sonucu

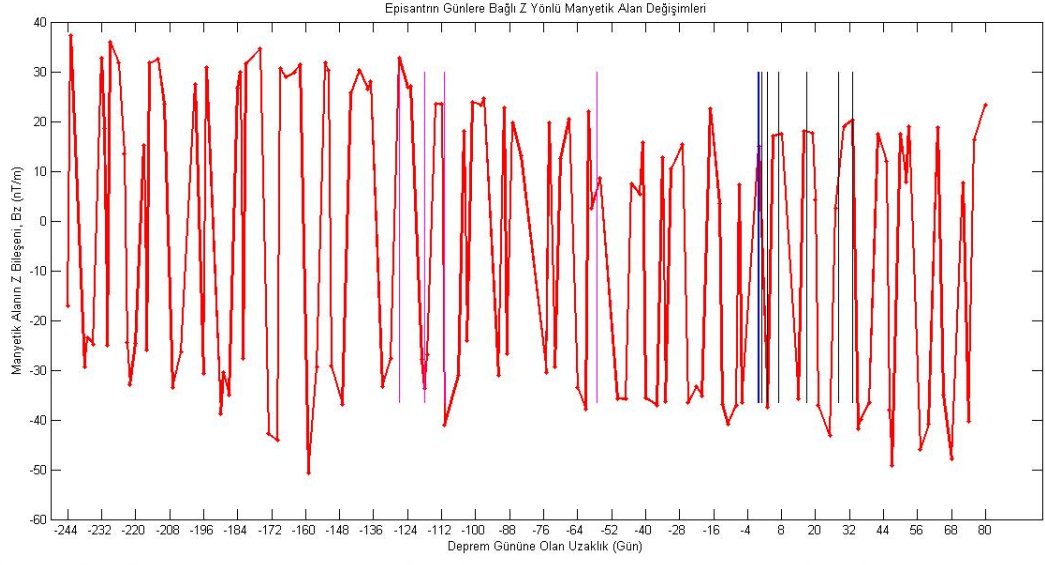
Yukarıdaki şekillere ek olarak, manyetik alanın X, Y ve Z bileşenlerine uygulanan medyan filtreleri Şekil 5.16, Şekil 5.17 ve Şekil 5.18'de gösterilmiştir. Elde edilen bulguların yorumlanması Tartışma ve Yorum bölümünde yapılacaktır.



Şekil 5.16 X yönlü manyetik alan bileşenine (Bx) uygulanan 5 boylu medyan filtre sonucu



Şekil 5.17 Y yönlü manyetik alan bileşenine (By) uygulanan 3 boylu medyan filtre sonucu



Şekil 5.18 Z yönlü manyetik alan bileşenine (B_z) uygulanan 11 boylu medyan filtre sonucu

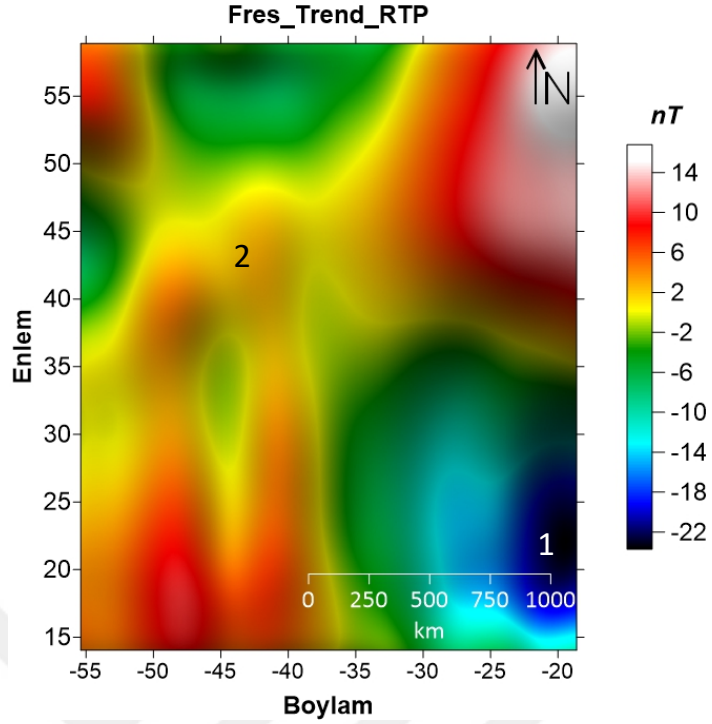
BÖLÜM ALTI

TARTIŞMA VE YORUM

Tartışma ve Yorum kısmında elde edilen bulguların anlamlandırılması üzerinde durulacaktır. Bu kısım bu yüzden Atlantik Okyanus Ortası Sırtı ve Oaxaca olarak ikiye ayrılmıştır.

6.1 Atlantik Okyanus Ortası Sırtı

Kutba indirgenmiş manyetik anomali istenen sonucu veremiyor olsa da, yüzeysel olarak incelenmesi yorumlama konusunda fayda sağlayabilir. Bu nedenle Şekil 6.1’de kutba indirgenmiş anomali ve yorumlanması gereken bölgeler numaralar ile gösterilmiştir.



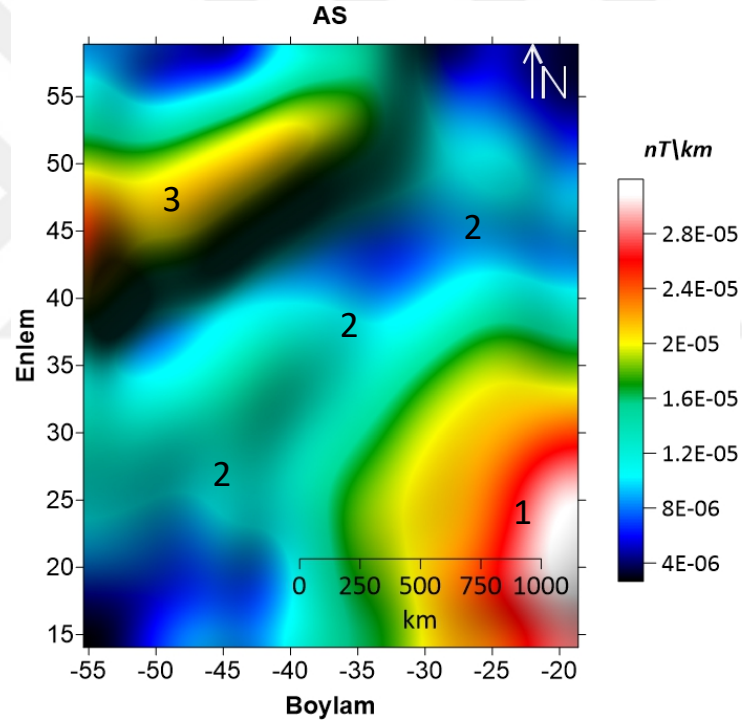
Şekil 6.1 Kutba indirgenmiş manyetik anomali (RTP) ve anomali oluşturan bölgeler (1 ve 2). Birimler derecedir

Kutba indirgenmiş manyetik anomalide çalışma alanının 1 ile işaretlenen bölgesinde Batı Afrika Kratonu bulunmaktadır. Kutba indirgenmiş anomali kratonik bölgeyi saptamada başarılı olmuştur. Bu alanda manyetik alanda önemli bir düşüş gözlenmiş ve global minimum bölgesi oluşturmuştur. Kratonik bölgeler yüksek sıcaklık etkisini yitirip soğuduğu için ısı manyetizma gözlenen bölgeler olarak nitelendirilir ve yüksek manyetik anomali beklenebilir. Ancak bu bölge metakratonik karakteristiğe sahip olduğu için manyetik anomalide önemli bir düşüş gözlemlenmiştir. Metakratonik bölgelerde tektonik aktiviteler devam ettiği için manyetik alanda düşme gözlenmesi oldukça doğaldır.

2 numaralı alana bakıldığında kutba indirgenmiş anomalinin sırtın genel yapısını takip ettiği söylenebilir. Ancak Batı Afrika Kratonu'nun kuzeybatıdaki parçası bu anomalide gözlenememiştir. Ayrıca 2 numaralı noktanın bulunduğu yerin Güney'inde anomali süreklilik göstermemiş ve minimum 2-4 nT civarında iken süreksizliğin olduğu yerde -2 nT'ya düşmüştür.

Kutba indirgenmiş anomalinin bir diğer problemi ise 20° K enlemine kadar genliklerin 10 nT ve üzeri olduğu bu alandan sonrasının ise aniden 2-6 nT civarına düşmesidir. Bu alandaki değişimin manyetik etkenlerden mi yoksa kutba indirgeme yönteminin doğasından mı kaynaklandığı bilinmemektedir. Bilindiği üzere kutba indirgeme yöntemi $\pm 20^\circ$ enlemlerinden sonra tam olarak doğru sonuç üretebilmektedir.

Kutba indirgenmiş anomalide çözilemeyen bazı sorunları çözmek için analitik sinyalin genliğine bakmak doğru bir yaklaşım olacaktır. Şekil 6.2’de veriye uygulanan analitik sinyal işleminin sonucu gösterilmektedir.



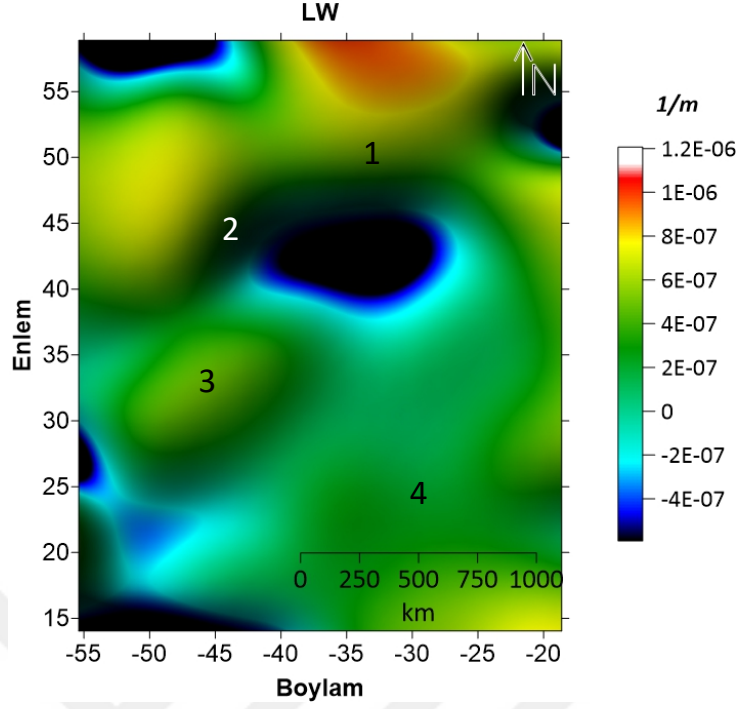
Şekil 6.2 Analitik sinyalin genliği ve anomali oluşturan bölgeler (1, 2 ve 3). Birimler derecedir

Analitik sinyal anomalisinde 1 numaralı alana bakıldığında Batı Afrika Kratonu’nun oldukça iyi tanımlandığı gözlemlenmektedir. Batı Afrika Kratonu sınırındaki geçişler kutba indirgenmiş anomaliye göre daha keskindir. Analitik sinyal 3 yönlü türevi kullandığı için sınırlarda daha iyi anomali vermesi beklenen bir durumdur. Ancak sadece kutba indirgenmiş anomaliye bakan bir yorumcu kratonun sınırlarını tam olarak doğru yorumlayamayabilir.

2 numaralı noktalara bakıldığında sırtın aktif olan kısımları izlenebilir. Kutba indirgenmiş anomalide 20° K enlemi civarındaki genlik değişiminin Analitik Sinyal anomalisinde de görüldüğü söylenebilir. Analitik sinyal anomalisinin kutba indirgemedeki gibi kalıntı mıknatıslanma ve meyil açısı kaynaklı etkilerden etkilenmediği daha önce bahsedilmişti. Bu nedenle 20° K enlemindeki genlik değişiminin sırtın tektonik aktivitesinden veya ısı akısı değişiminden kaynaklandığı söylenebilir. Ayrıca en kuzeydeki 2 numaralı alana bakıldığında 40° K- 45° K enlemleri arasında yine bölgedeki karakteristiğin değiştiği gözlemlenebilir.

Batı Afrika Kraton'unun KB'da bulunan parçası (3 numaralı alan) AS anomalisinde oldukça iyi gözlenebilmektedir. Buna karşın, bu anomali kutba indirgenmiş anomalide hiçbir şekilde analiz edilememiştir. Bu bölgedeki genlik davranışlarına bakılırsa 1 numaralı alan ile yaklaşık olarak aynı karakteristiğe sahip olduğu gözlenebilir. Bu nedenle bu alanın jeolojik bilginin yanı sıra jeofiziksel olarak Batı Afrika Kraton'unun KB'daki parçası olduğu söylenebilir.

AS anomaliyi yalnızca verideki genlik değişimlerine duyarlıdır ve genlik filtresi olarak düşünülebilir. Buna ek olarak LW anomaliyi verideki faz değişimlerine duyarlıdır ve tıpkı AS gibi meyil açısından bağımsızdır. LW'nin en büyük dezavantajı gürültülerdir. Bunun nedeni verinin faz bileşeni gürültülere daha duyarlıdır ama genliğin etkilendiği bazı gürültülerden etkilenmez. Sentetik çalışmada da görüldüğü gibi LW, sınır saptadığı yerde bir minimum ve bir maksimum verecektir. Şekil 6.3'te LW anomaliyi verilmiştir.



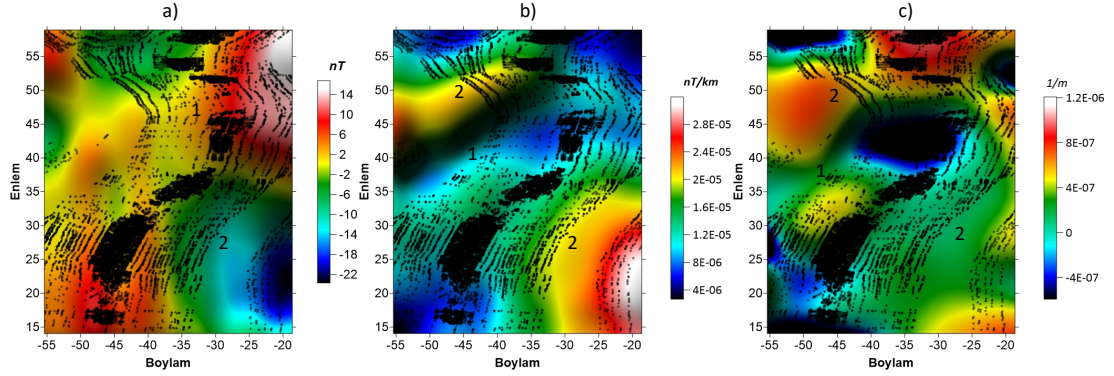
Şekil 6.3 LW ve anomali oluşturan bölgeler (1, 2, 3 ve 4). Birimler derecedir

Kutba indirgenmiş anomali ve analitik sinyalin genliğine bakılır ise aktif sırt yapısının KB'ya doğru yöneldiği düşünülecektir. Ancak LW anomalisine bakılarak sırtın Kuzey'e doğru devam ettiği ve 50° K enlemi veya 1 numaralı alan civarında bir minimum bir maksimum yaptığı gözlenecektir. Bu durum şu şekilde yorumlanabilir; sırt Kuzey'e doğru devam etmektedir ancak aktivitesinde değişiklik olduğu için 50° K enlemi civarında LW anomalisinde sınır oluşturmaktadır.

2 numaralı alan Batı Afrika Kratonu'nun KB parçasını temsil etmektedir. Bu sınır çok iyi tanımlanamasa da bölgedeki varlığı yorumlanabilir. Bu bölgede faz farkı oluşturacak büyük bir anomali gözlenmediği için bu belirsizlik oluşmaktadır. LW anomalisinde diğer anomalilerde gözlenen 20° K enleminde bulunan aktivite değişimi, 27° K enlemi civarında gözlenmiştir (3 numaralı alan). Sırtın bu bölgede hala devam ettiği ancak faz farkından kaynaklı bir aktivite değişimi olduğu söylenebilir.

Son olarak Batı Afrika Kratonu'na bakılırsa, Kutba indirgenmiş anomali ve AS'nin aksine hiçbir şekilde yorumlanamamaktadır. Bunun nedeni, Batı Afrika Kratonu'nun metakratonik yapısının sırt ile faz farkı oluşturmaması olarak açıklanabilir.

Şekil 6.4'te manyetik anomaliler ile izokron haritası beraber verilmiştir. Bunlara ek olarak izokron haritasının bu anomaliler ile uyumu incelenmiştir.



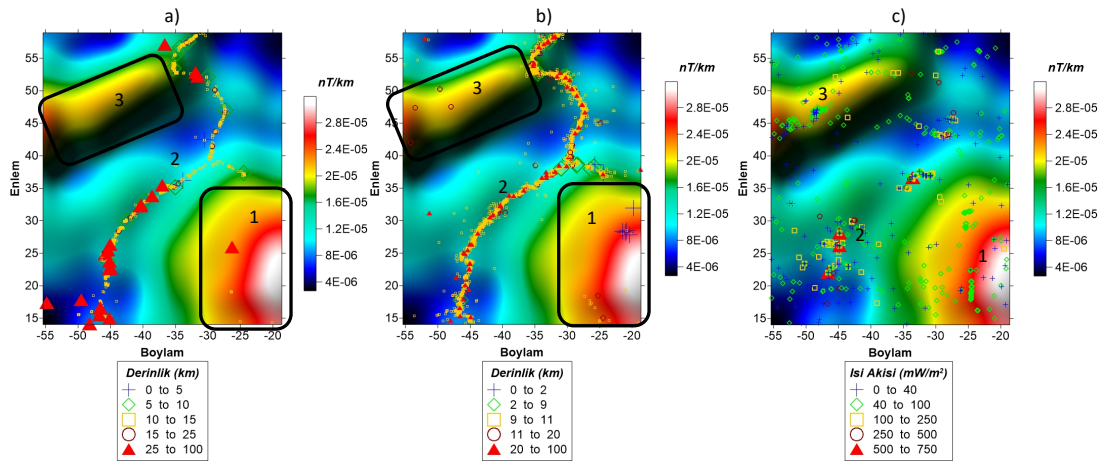
Şekil 6.4 Manyetik anomali haritalarının üzerine bindirilen izokron haritası: (a) RTP, (b) AS ve (c) LW. Birimler derecedir

Şekil 6.4a incelenirse eğer 1 numaralı alanın sırtın aktif noktalarını takip ettiği görülebilir. Ancak 1 numaralı alanının KB'sında izokron haritası ile RTP anomali arasında bir uyumsuzluk söz konusudur. 2 numaralı alanda ise Batı Afrika Kratonu'nun manyetik etkisi ile izokron haritası orta seviyede bir uyum göstermektedir. Batı Afrika Kratonu'nun iç kısımlarında yaş farkı ile ilişkili olan izokron haritası anomali vermektedir. Aynı bölgede RTP anomalisinde sert bir düşüş gözlemlenmektedir.

Şekil 6.4b, AS anomali üzerine geçirilmiş olan izokron haritasını göstermektedir. 1 numaralı alan aktif özellik gösteren sırtı neredeyse hatasız bir biçimde göstermektedir. İzokron anomali ile AS anomali arasındaki uyum dikkat çekicidir. Güneydoğu'daki 2 numaralı alan Batı Afrika Kratonu'nun konumunu, izokron haritasına göre neredeyse hatasız olarak göstermektedir. Bu durumun nedeni kratonik bölgenin kalıntı mıknatıslanmaya sahip olması ve kalıntı mıknatıslanmanın en iyi olarak AS anomali ile tanımlanabiliyor olmasıdır. Bunun aksine KB'daki 2 numaralı alan, izokron haritası ile karşılaştırılır ise, Batı Afrika Kratonu'nun KB'daki parçasının küçük bir kısmını hata ile tanımlamaktadır. Bunun nedeni, Batı Afrika Kratonu'nun doğusunun metakratonik karakteristiğe sahip olması olabilir. Her şeye rağmen, bu parçayı en net gösteren harita AS anomalisidir. Bu yüzden bu makul hata kabul edilebilir.

Şekil 6.4c'ye bakılır ise 1 numaralı alanın lokal maksimum ve minimumlar ile sırtın aktif yapısını izlediği söylenebilir. Ancak net sınırlar LW anomali ile belirlenememektedir. Aktif sırt için izokron haritasının gösterdiği sınırlar ile LW anomali özellikle çalışma alanının Doğu'su için orta düzeyde uyumsuzluklar içermektedir. Güneydoğu'da bulunan 2 numaralı alan Batı Afrika Kratonu'nu göstermektedir. İzokron haritası ile LW anomali burada uyum gösterememektedir. Batı Afrika Kratonu'nun metakratonik kısmı LW anomaliindeki lokal maksimumlar ile açıklanabilir. Batı Afrika Kratonu'nun KB'daki parçasına ait 2 numaralı alana bakılır ise, bu alana ait metakratonik kısım LW anomaliinde çok iyi tanımlanmaktadır. Sadece bu alan için LW anomali ile izokron haritası oldukça uyumludur. Verinin çözünürlüğünün bu alanı tanımlama konusunda bazı belirsizlikler olsa bile faz filtresi burada oldukça başarılı bir ayırım sağlamıştır.

Şu ana kadar yapılan analizlerden ve subjektif bir analiz yapmak gerekir ise alanı en iyi tanımlayan harita AS anomaliidir. Bu yüzden depremlerin ve ısı akısı değerlerinin AS anomali ile uyumu incelenmiştir. Şekil 6.5'te AS anomali üzerine geçirilen depremler ve ısı akısı anomali gösterilmiştir.



Şekil 6.5 (a) Farklı derinlikteki $M>5$ depremler için AS anomali, (b) Farklı derinlikteki $M<5$ depremler için AS anomali ve (c) Isı akısı değerleri ile AS anomalinin karşılaştırılması. Birimler derecedir

Sırası ile yorumlamak gerekir ise Şekil 6.5a'daki 1 numaralı alan incelenebilir. Bu alanda dikkat çeken en önemli özellik, konumunun Batı Afrika Kratonu içerisinde kalmasıdır. Buna ek olarak, sadece $M > 5$ 4 adet deprem bulunmaktadır. Bunlardan 3'ü 10-15 km derinliktedir ve 1'i ise 25-100 km derinliktedir. Bu bölgede az sayıda büyük depremlerin gözlenmesi beklenen bir durumdur. Batı Afrika Kraton'unda gözlenen depremler metakratonik karakteristik ile açıklanabilmektedir. Bir sonraki alan olan 2 numaralı alana bakılır ise, depremlerin tıpkı izokron haritasında olduğu gibi sırtı takip ettiği gözlenebilir. Bu alanda, $M > 5$ depremler genellikle 10-15 km derinliktedir. Bu depremler sırttaki aktivitenin yüksek olduğu noktaları işaret etmektedir. Bunun nedeni ise, bu depremlerin hem sığ oluşu hem de magnitudünün büyük oluşudur. 3 numaralı alanda bulunan Batı Afrika Kratonu'nun KB'daki parçasında $M > 5$ deprem gözlenmemiştir. Bunun nedeni, bu parçasının Batı Afrika Kratonu'na göre daha pasif bir tektonik karakteristiğe sahip olması olarak açıklanabilir.

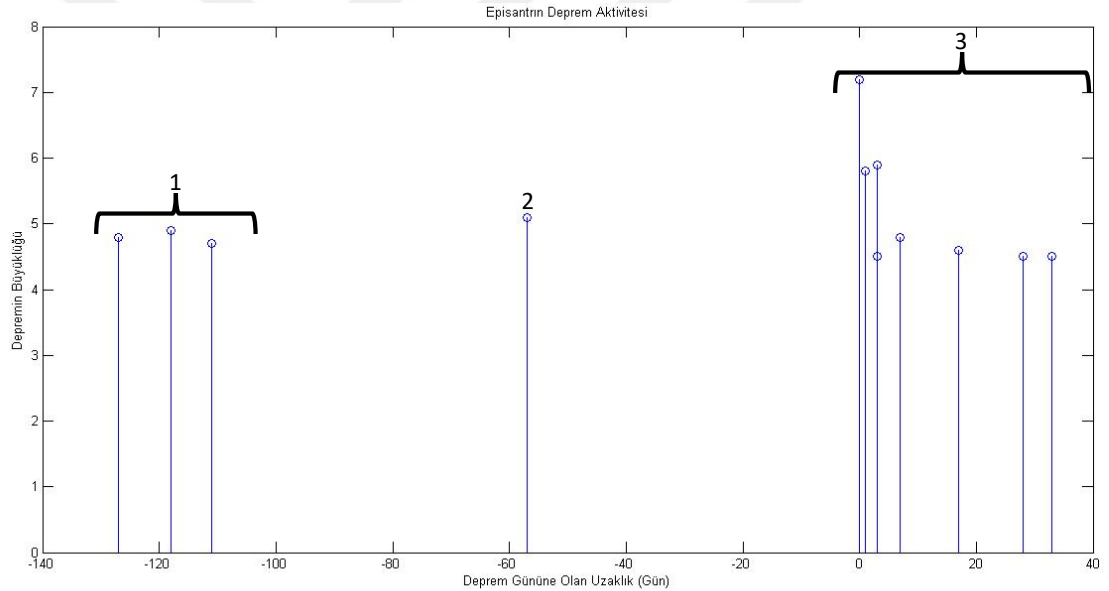
Şekil 6.5b incelenirse eğer, 1 numaralı alanda $M < 5$ sığ depremlerin yoğunlukta olduğu gözlenebilir. Bu alanda 20 km'den daha derin küçük deprem ($M < 5$) gözlenmemektedir. Bu küçük depremler metakratonik karakteristiğe sahip alanda gözlenmektedir. 2 numaralı alanda 20 km'den daha derin küçük depremler oldukça fazladır (%6.4). Bu depremler Batı Afrika Kratonu'nun Kuzeyine oradan da Akdeniz'e doğru devam eden bir yay oluşturmaktadır. Sırtın aktif olduğu bölgelerde sığ depremler gözlenirse bile derin depremler bu sığ depremlerin arasına oldukça eşit dağılmıştır. 3 numaralı alanda oldukça az sayıda 11-20 km derinlikte küçük deprem gözlenmiştir. Bu bölgede bu depremlerin gözlemlenmesi, bölgenin pasif yapısının bozulduğunu işaret etmez. Çünkü bu depremler küçük depremler olarak sınıflandırılırlar.

AS anomalisi ile ısı akısı haritası Şekil 6.5c'de gösterilmiştir. Batı Afrika Kraton'unda ısı akısı değerleri oldukça düşüktür. Bu kratonik bölge için beklenen bir durumdur. Isı akısının düşük olduğu bölgelerde derin depremlerin gözlenmesi beklenir. 2 numaralı alanda ısı akısı oldukça yüksektir. Bölgede hem derin hem sığ depremler gözlenmektedir. Sırtın en aktif olduğu zonun burası olduğu söylenebilir (20° - 30° K enlemleri arası). Son olarak 3 numaralı alanda, yani Batı Afrika Kratonu'nun

KB parçasında oldukça düşük ısı akısı değerleri gözlemlenmiştir. Kratonun sınırında ise 100 mW/m^2 üstü ısı akısı değerleri gözlemlenmiştir. Bölgenin aktif olmayan karakteristiği nedeniyle bu ısı akısı değerleri beklenmektedir. Kratonun sınırında yükselen ısı akısı değerleri ile manyetik anomalinin uyumu dikkat çekicidir.

6.2 Oaxaca

Daha önceden de bahsedildiği üzere Meksika'nın Oaxaca bölgesi için 16 Şubat 2018'de meydana gelen $M=7,2$ depremin manyetik alan değişimleri ile olan bağlantısı irdelenmiştir. Bu kapsamda ilk olarak ana şok ve ana şoka yakın zamanda olan depremlerin büyüklükleri ve zamanları incelenmiştir (Şekil 6.6).



Şekil 6.6 Ana şok ve ana şoka yakın zamanda olan depremlerin dağılımları ve büyüklükleri

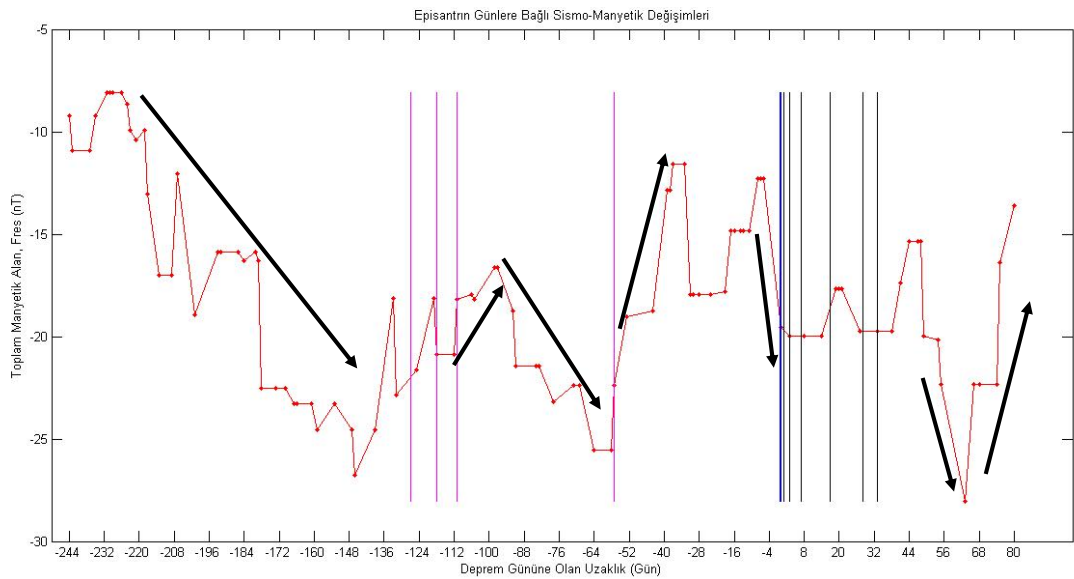
Şekil 6.6'da 1 numaralı alan öncü depremleri göstermektedir. Bu depremler ana şoktan yaklaşık olarak 130 gün önce oluşmuştur ve büyüklükleri 5 civarındadır. 1 numaralı zaman aralığından 2 numaralı zaman aralığına kadar kabaca 60 gün sismik boşluk gözlenmiştir. Bu sismik sessizlikten sonra yalnızca bir adet $M \approx 5$ büyüklüğünde deprem meydana gelmiştir. Son olarak, 2 numaralı zaman ile 3 numaralı zaman aralığı arasında da yaklaşık 60 günlük bir sismik boşluk bulunmaktadır. Bu sismik boşluk

sonrasında ana şok ($M=7,2$) meydana gelmiştir. Ana şoktan 40 gün sonrasına kadar devam eden artçı şokların büyüklüğü 4,5 ile 6 arasındadır.

F, FAC, Bx, By ve Bz verilerinin medyan filtresi uygulamadan yorumlanması pek mümkün değildir. Ani değişimler ve dalgalanmalar büyük ölçüde yanlış yorumlamalara yol açabilir. Bu yüzden bu veriler için yalnızca medyan filtresi uygulanmış halleri yorumlanacaktır.

FAC verisinin depremler ile ilişkisi olup olmadığı araştırılması gereken ayrı bir konudur. Ancak bu tez çalışmasında FAC verisindeki hataların neredeyse ölçülen değer kadar olması bu veriyi yorumlanamaz kılmaktadır.

Yorumlamaya F verisinin medyan filtresi uygulanmış halinden başlanabilir. Ancak şu unutulmamalıdır ki F verisi, manyetik alanının dış kaynaklı değişimlerinden etkilenmektedir. Herhangi bir anomali deprem ile ilişkili olabileceği gibi dış kaynaklı bir değişim ile de ilişkilendirilebilir. Bu nedenle pek fazla güvenilir olmayan FAC verisi ile F verisi eş zamanlı olarak yorumlanmıştır. FAC verisinin anomali verdiği noktalar ayrıntılı olarak irdelenmiştir. Şekil 6.7’de medyan filtresi uygulanmış F verisi gösterilmektedir.



Şekil 6.7 F verisinin zamana bağlı olan değişimi (5 boylu medyan filtresi uygulanmıştır)

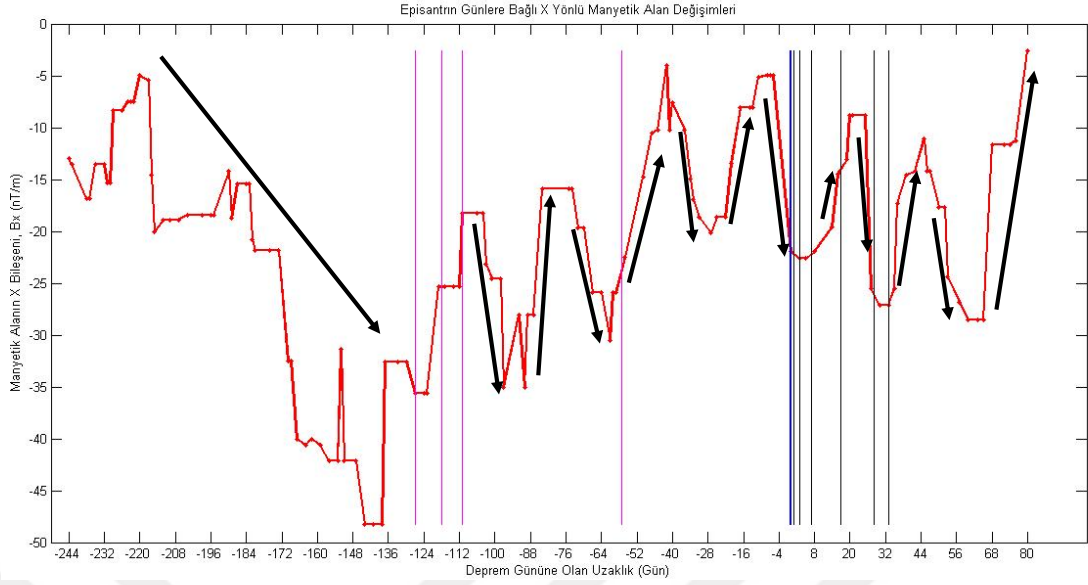
Şekil 6.7'deki veriye genel olarak bakmak gerekir ise neredeyse oluşan her depremden önce toplam manyetik alanda (F) önemli bir düşüş gözlemlenmektedir. Özellikle ana şoktan önce F verisi çok yüksek eğimli düşüş gözlemlenmiştir. Ancak artçı şoklardan sonra oluşan (yaklaşık 56. günden sonrası) hiçbir tektonik olay ile ilişkilendirilemeyen yüksek eğimli düşüşler gözlemlenmiştir. Öte yandan, daha önce de bahsedildiği üzere artçı ve öncü depremler $M=5$ civarındadır. Bu depremlerden önce oluşan eğim, ana şoktan önce oluşan eğime göre oldukça düşüktür. Depremin etkisinin geçtiği yaklaşık 68. günden sonra manyetik alan yükselip kendi trendine geri dönmeye çalışmıştır. -52. gün ile -28. gün arasında oluşan pikin FAC verisindeki ani yükselmelerden birine rast gelmektedir ve yorumlanması çok sağlıklı değildir.

Aynı şekilde -112 ile -88. günler ve -52 ve -76. günlerde FAC verisinin önemli oranda arttığı bölgelerdir. Özellikle -76 ile -52. günler arası depremden dolayı düşüşün yanı sıra FAC kaynaklı bir düşüşün gözlemlendiği bölgeler olarak nitelendirilebilir.

F verisinin dış kaynaklı manyetik alandan etkilenmesinden dolayı bütün yorumun bu veriye dayandırılması çok sağlıklı olmayacaktır. Bu nedenle doğrudan Swarm uydu serisinin vektörel manyetometresi tarafından ölçülen manyetik alanın X ve Y bileşenlerinin medyan filtresi uygulanmış hali yorumlamada kullanılmıştır.

Buna ek olarak, Bz verisinin yorumlanabilirliği oldukça düşüktür. Bunun en büyük nedeni veri toplanırken profil aralıklarının çok fazla olması nedeniyle çözünürlüğün düşük olmasıdır. Manyetik alanın Z bileşeni çözünürlük probleminden en çok etkilenen parametredir. Bu yüzden Bz verisinin medyan filtresi uygulanmış hali burada yorumlanmamıştır.

Manyetik alanın X bileşenine (B_x) ait zamana bağlı manyetik alan değişim grafiği Şekil 6.8'de verilmiştir. Ayrıca B_y 'ye ait aynı grafik Şekil 6.9'da gösterilmiştir.



Şekil 6.8 Manyetik alanın X yönlü bileşenine (Bx) ait manyetik alanın zamana bağlı değişim grafiği (5 boylu medyan filtre uygulanmıştır.)

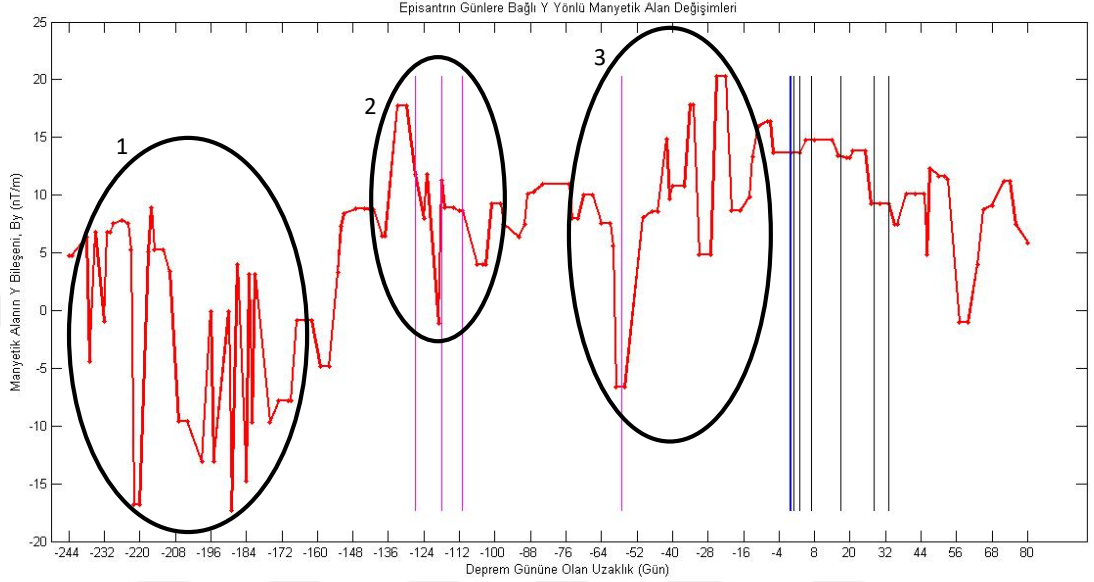
Daha öncede değinildiği gibi, Şekil 6.8'de gösterilen manyetik alanın vektörel bileşeni (Bx), FAC verisindeki dalgalanmalardan F kadar etkilenmemektedir. Bu sayede FAC verisi ile Bx eş zamanlı olarak değerlendirilmeden doğrudan Bx üzerinden yorum yapılabilir.

F verisinde de olduğu gibi depremlerden önce Bx değerinde bir düşüş gözlemlenmektedir. Ancak Bx değeri F değerine göre daha dalgalı bir yapıya sahip olduğu için -112. gün ile -76. gün arasında beklenmeyen bir dalgalanma gözlemlenmiştir.

Ana şoktan önce iki adet yüksek eğimli düşüş gözlemlenmiştir. Ana şoktan yaklaşık 4 gün öncesinde manyetik veri oldukça fazla düşmüş ana şok sonrasında ise lokal minimum noktayı görmüştür daha sonra veri yükselmeye başlasa da artçı şoklar nedeniyle tekrar düşmüştür.

Artçı şoklardan sonra (44. gün ve 80. gün arasında) oluşan dalgalanma konusunda F verisinde olduğu gibi yapılacak bir yorum bulunmamaktadır ve anlamlandırılamamıştır.

Bx için söylenebilecek bir başka yorum ise her depremden önce bir lokal min ve bir lokal maks yapmasıdır ancak bu verinin çok dalgalı yapısına bakıldığında yalnızca depremleri karakterize edecek bir nitelik olup olmadığı sorgulanabilir.



Şekil 6.9 Manyetik alanın Y yönlü bileşenine (By) ait manyetik alanın zamana bağlı değişim grafiği (3 boylu medyan filtre uygulanmıştır.)

By verisinde çok belli olmasa da her depremi tanımlayan dalgalanmalar meydana gelmiştir. Bu veri üzerinde 3 adet dalgalanma meydana gelmiştir ve bölgede 3 adet deprem serisi bulunmaktadır. Bir diğer deyiş ile her dalgalanma sonucu bir depreme veya deprem serisine tekabül etmektedir. Ancak bu dalgalanmalar depremden belirli bir gün önce oluşmamıştır ve oldukça düzensizdir.

By verisi doğru yorumlanırsa eğer rastgele salınımların olmadığı ve her salınının deprem ile ilişkili olabileceği gözlemlenebilir ancak bu salınımlarda ki düzensizlik nedeniyle verinin kendi karakteristiğinden ayrılması oldukça güçtür.

Doğru boyutlarda medyan filtresi seçiminin önemi bu veri için oldukça önemlidir. By verisi medyan filtresinin boyunun en az kullanıldığı filtredir yani veri orijinaline

oldukça yakındır. Medyan filtresinin daha fazla arttırılması sonucu deprem öncesi salınımlar kaybolmaktadır.



BÖLÜM YEDİ

SONUÇLAR

Uydu manyetik verilerin gelişimi ve kullanım alanı bu çalışma kapsamında irdelenmiştir. Bu kapsamda Atlantik Okyanus Sırtı ve Oaxaca Bölgelerine ait manyetik anomaliler incelenmiştir. Ayrıca sentetik çalışmalar ile kutba indirgeme yöntemine ek olarak kullanılabilecek yöntemler belirlenmiştir.

İlk olarak kutba indirgeme yöntemine değinilecek olur ise, kutba indirgeme yöntemi (RTP), geniş alanda başarısız sonuçlar verdiği gibi bölgedeki kalıntı mıknatıslanma etkisinin yanlış yorumlanmasına yol açmıştır. Bu yüzden kutba indirgeme yöntemine alternatif olarak AS ve LW yöntemleri kullanılmıştır. AS ve LW yöntemleri verinin sırasıyla genlik ve faz değişimine duyarlıdır. Bu değişimler yorumlanarak RTP’de görülemeyen anomaliler Kuzey Atlantik Okyanus Ortası Sırtı için yorumlanmıştır.

Atlantik Okyanus Ortası Sırt için bölgedeki yapıları en iyi AS anomalisi tanımlamıştır. AS anomalisi özellikle kalıntı mıknatıslanmanın olduğu kratonik bölgelerde önemli sonuçlar vermiştir. LW anomalisi Batı Afrika Kratonun’da faz farkı saptayamadığı için bu bölgeyi tanımlayamamıştır. RTP anomalisi, yöntemin doğası gereği, sırtın aktif olduğu kısımda bazı süreksizlikler ve genlik değişimleri göstermekte ve bu durum yanlış yorumlamalara yol açmaktadır.

Deprem ve ısı akısı haritaları sırtın aktivitesinin daha iyi anlaşılması için kullanılmıştır. Çalışma alanındaki en aktif bölge ısı akısının yüksek anomali verdiği ve büyük depremlerin arlandığı 20° -30° K enlemleri arasındadır.

Atlantik Okyanus Sırtı için çözünürlük analizine bakmak gerekir ise, güç değerinin yüksek dalga boyları için (yaklaşık 210 km) bile çok düşük kaldığı (10^{-2}) gözlemlenmektedir. Bu nedenle şu aşamada jeofizikte kullanılan klasik sınır analiz yöntemleri için yetersiz kaldığını vurgulamak gerekir.

Çalışmanın ikinci kısmı olan, Oaxaca Bölgesi için manyetik anomalinin depremler ile ilişkisinin irdelenmesi kapsamında bölgeye ait toplam alan (F), iyonosferdeki elektron yoğunluğu (FAC) X, Y ve Z yönlü manyetik alan incelenmiştir. Bu incelemeler, medyan filtresi ile yanıltıcı dalgalanmaların giderilmesi ile daha güvenilir bir hale getirilmiştir. FAC verisi sayesinde manyetik alanın dış kaynaklı etkileri yorumlanmıştır.

Dış kaynaklı etkiler sadece gün ışığı gelmeyen zamandaki verinin kullanılması ile giderilebilir. Ancak bu durumda Oaxaca Bölgesi için veri sayısı oldukça azalmaktadır ve deprem gününe yakın zamanlarda veri bulunmamaktadır. Sonuç olarak, bu durum Oaxaca çalışması için en büyük limitasyondur.

Manyetik alanın bileşenleri (X, Y ve Z) dış kaynaklı etkilerden minimal derecede etkilenmektedir. Bu bağlamda manyetik alanın bileşenleri deprem aktivitesinin izlenmesi konusunda daha güvenilir sonuçlar vermektedir. Oaxaca depremi için en iyi sonucu veren bileşenler X ve Y yönlü bileşenlerdir. Subjektif olarak söylemek gerekir ise, en iyi sonuç veren bileşen Y bileşenidir. Verideki her dalgalanma bir depremi işaret etmektedir.

Bütünü ile bakmak gerekir ise uydu manyetik verileri, veriye erişimin kolaylığı, yüksek doğruluk ile ölçüm alması ve kabuktaki manyetik alanın eldesindeki kolaylık bakımından önemli avantajlara sahiptir. Uydu manyetik verinin dezavantajlarına bakmak gerekir ise, çözünürlük sorunları ilk sırada yer almaktadır. İkincil olarak gündüz ve gece için yeterli miktarda veri bulunmaması ve elde edilen veriler için dış kaynaklı manyetik etki düzeltilmesinin yapılamayacak olmasıdır. Bu işlem için kullanılan FAC verisinde yeterli güvenilirlik düzeyinde olmaması bu etkinin tam olarak giderilemediğini işaret etmektedir. Kutba indirgeme yönteminin kullanılamaması bir dezavantaj gibi gözükse de AS kutba indirgmeden daha iyi sonuç vermiş ve kalıntı mıknatıslanma gösteren bölgeleri doğru olarak haritalayabilmiştir.

Sonuç olarak uydu manyetik verilerinin kabuk düzeyinde kullanılması gelişmekte olan bir çalışma alanıdır. Bu kapsamda her geçen gün yeni ilerlemeler ve modeller

oluşturulmaktadır. Özellikle uydu manyetik verilerin çözünürlük problemleri üzerine önemli çalışmalar yapılmakta ve bu durum giderilmeye çalışılmaktadır. Aynı bölge için veri miktarının arttırılması uydu manyetik yöntemlerde řu an için pek mümkün görülmemektedir.



KAYNAKLAR

- Akhoondzadeh, M. (2019). Seismo-Magnetic Field Anomalies Detection Using Swarm Satellites (Alpha, Bravo and Charlie). *The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. 42, 45-49.
- Backus GE. (1970). Non-uniqueness of the external geomagnetic field determined by surface intensity measurements. *Journal of Geophysical Research*, 75, 6339–6341
- Baranov, V. ve Naudy, H. (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29(1), 67-79.
- Barazangi, M. ve Isacks, B.L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4(11), 686-692.
- Bhattacharyya, B.K. (1966). Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, 31(1), 97-121.
- Bilim, F. ve Ates, A. (2003). Analytic signal inferred from reduced to the pole data. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 6(2), 66-74.
- Blakely, R.J. ve Simpson, R.W. (1986). Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51(7), 1494-1498.
- Bracewell, R.N. ve Bracewell, R.N. (1986). *The Fourier transform and its applications*. New York: McGraw-Hill.

- Bratt, S.R. ve Purdy, G.M. (1984). Structure and variability of oceanic crust on the flanks of the East Pacific Rise between 11 and 13 N. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89, 6111-6125.
- Brudzinski, M.R., Hinojosa-Prieto, H.R., Schlanser, K.M., Cabral-Cano, E., Arciniega-Ceballos, A., Diaz-Molina, O. ve DeMets, C. (2010). Nonvolcanic tremor along the Oaxaca segment of the Middle America subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(8). 1-15
- Bury, K. (1999). *Statistical distributions in engineering*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Cahill, T. ve Isacks, B.L. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(12), 17503-17529.
- Cain, J.C. ve Langel, R.A. (1968). *The geomagnetic survey by the polar orbiting geophysical observatories OGO-2 and OGO-4*. Goddard Space Flight Center Report, 1965-1967.
- Detrick, R.S., Buhl, P., Vera, E., Mutter, J., Orcutt, J., Madsen, J. ve Brocher, T. (1987). Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise. *Nature*, 326(6108), 35.
- Dolmaz, M.N. (1999). *Isparta ve civarının gravite ve havadan manyetik anomalilerinin incelenmesi*. Doktora Tezi, Süleyman Demirel Üniversitesi, Isparta.
- Dragert, H., Wang, K. ve James, T.S. (2001). A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. *Science*, 292(5521), 1525-1528.

- Ewing, M., Heezen, B.C., Ericson, D.B., Northrop, J. ve Dorman, J. (1953). Exploration of the northwest Atlantic mid-ocean canyon. *Geological Society of America Bulletin*, 64(7), 865-868.
- Fairhead, J.D. (2016). *Advances in gravity and magnetic processing and interpretation*. Hollanda: EAGE Publications.
- Forbes, C., Evans, M., Hastings, N. ve Peacock, B. (2011). *Statistical distributions*. Amerika Birleşik Devletleri: John Wiley and Sons.
- Friis-Christensen E, Luhr H, Hulot G. (2006). Swarm: A constellation to study the Earth's magnetic field. *Earth Planets Space*, 58(351), 58.
- Heirtzler, J.R. ve Le Pichon, X. (1965). Crustal structure of the mid-ocean ridges: 3. Magnetic anomalies over the mid-Atlantic ridge. *Journal of Geophysical Research*, 70(16), 4013-4033.
- Intercensal, E. (2015). *Principales resultados de la Encuesta Intercensal 2015*. Campeche/Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Meksika: INEGI.
- Karson, J.A. ve Lawrence, R.M. (1997). Tectonic window into gabbroic rocks of the middle oceanic crust in the MARK Area Near Sites 921-924. *In Proceedings-Ocean Drilling Program Scientific Results*, 61-76.
- Karson, J.A. ve Winters, A.T. (1992). Along-axis variations in tectonic extension and accommodation zones in the MARK Area, Mid-Atlantic Ridge 23 N latitude. *Geological Society, London, Special Publications*, 60(1), 107-116.

- Kim, Y., Miller, M.S., Pearce, F. ve Clayton, R.W. (2012). Seismic imaging of the Cocos plate subduction zone system in central Mexico. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(7), 1-16.
- Kostoglodov, V., Singh, S.K., Santiago, J.A., Franco, S.I., Larson, K.M., Lowry, A.R. ve Bilham, R. (2003). A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 30(15), 1-4.
- Lepichon, X. ve Langseth Jr, M.G. (1969). Heat flow from the mid-ocean ridges and sea-floor spreading. *Tectonophysics*, 8(4-6), 319-344.
- MacDonald, K.C. (1977). Near-bottom magnetic anomalies, asymmetric spreading, oblique spreading, and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge near lat 37° N. *Geological Society of America Bulletin*, 88(4), 541-555.
- Manea, V.C., Manea, M., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Valenzuela, R.W., Husker, A. ve Kostoglodov, V. (2017). A review of the geodynamic evolution of flat slab subduction in Mexico, Peru, and Chile. *Tectonophysics*, 695, 27-52.
- Maus, S. ve Dimri, V. (1995). Potential field power spectrum inversion for scaling geology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100, 12605-12616.
- May, B.R. (1962). Atmospheric density variations in the 205 km height region from Sputnik 3 satellite. *Planetary and Space Science*, 9(9), 529-540.
- Molnar, P. ve Sykes, L.R. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geological Society of America Bulletin*, 80(9), 1639-1684.

Müller, R.D., Roest, W.R., Royer, J.Y., Gahagan, L.M. ve Sclater, J.G. (1997). Digital isochrons of the world's ocean floor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102, 3211-3214.

Nabighian, M.N. (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37(3), 507-517.

Nabighian, M.N. (1974). Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, 39(1), 85-92.

Nabighian, M.N. (1984). Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. *Geophysics*, 49(6), 780-786.

Ohtake, M., Matumoto, T. ve Latham, G.V. (1977). Seismicity gap near Oaxaca, southern Mexico as a probable precursor to a large earthquake. *Stress in the Earth*, 7(1), 375-385.

Olsen N, Hulot G, Sabaka TJ. (2010). *Sources of the geomagnetic field and the modern data that enable their investigation*. In Handbook of Geomathematics. Heidelberg: Springer.

Olsen, N. ve Pauluhn, A. (2019). Exploring Earth's magnetic field—Three make a Swarm. *Spatium*, 2019(43), 3-15.

Olsen, N. ve Stolle, C. (2012). Satellite geomagnetism. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40, 441-465.

- Olsen, N., Lühr, H., Sabaka, T.J., Mande, M., Rother, M., Tøffner-Clausen, L. ve Choi, S. (2006). CHAOS—a model of the Earth's magnetic field derived from CHAMP, Ørsted, and SAC-C magnetic satellite data. *Geophysical Journal International*, 166(1), 67-75.
- Pamukçu, O.A., Akçığ, Z., Demirbaş, Ş. ve Zor, E. (2007). Investigation of crustal thickness in Eastern Anatolia using gravity, magnetic and topographic data. *Pure and Applied Geophysics*, 164(11), 2345-2358.
- Pardo, M. ve Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100, 12357-12373.
- Phillips, J.D., Hansen, R.O. ve Blakely, R.J. (2007). The use of curvature in potential-field interpretation. *Exploration Geophysics*, 38(2), 111-119.
- Pilkington, M. ve Keating, P. (2006). The relationship between local wavenumber and analytic signal in magnetic interpretation. *Geophysics*, 71(1), L1-L3.
- Pollack, H.N., Hurter, S.J. ve Johnson, J.R. (1993). Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global data set. *Reviews of Geophysics*, 31(3), 267-280.
- Ramos, V.A. ve Folguera, A. (2009). Andean flat-slab subduction through time. Geological Society, London, *Special Publications*, 327(1), 31-54.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millett, A.T. ve Somerton, I.W. (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55(1), 80-91.

Roest, W.R., Verhoef, J. ve Pilkington, M. (1992). Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57(1), 116-125.

Salem, A., Ravat, D., Smith, R. ve Ushijima, K. (2005). Interpretation of magnetic data using an enhanced local wavenumber (ELW) method. *Geophysics*, 70(2), L7-L12.

Sinton, J.M. ve Detrick, R.S. (1992). Mid-ocean ridge magma chambers. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(1), 197-216.

Spector, A. ve Grant, F.S. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2), 293-302.

Stern, R.J. (2002). Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40(4), 1-3.

Stoiber, R. ve Carr, M. (1973). Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. *Bulletin Volcanologique*, 37(3), 304-325.

Taran, Y., Morán-Zenteno, D., Inguaggiato, S., Varley, N. ve Luna-González, L. (2013). Geochemistry of thermal springs and geodynamics of the convergent Mexican Pacific margin. *Chemical Geology*, 339, 251-262.

Thébault, E., Finlay, C.C., Beggan, C.D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., Bertrand, F., Bondar, T., Boness, A., Brocco, L. ve Canet, E. (2015). International geomagnetic reference field: the 12th generation. *Earth, Planets and Space*, 67(1), 79.

- Thurston, J.B. ve Smith, R.S. (1997). Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI (TM) method. *Geophysics*, 62(3), 807-813.
- U.S.G.S. (2020). *Earthquake Hazards Program, Search Earthquake Catalog*. 2 Mayıs 2020, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>.
- Uyeda, S. ve Kanamori, H. (1979). Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(3), 1049-1061.
- Vacquier, V. ve Von Herzen, R.P. (1964). Evidence for connection between heat flow and the mid-Atlantic ridge magnetic anomaly. *Journal of Geophysical Research*, 69(6), 1093-1101.
- Wang, X. ve Hansen, R.O. (1990). Inversion for magnetic anomalies of arbitrary three-dimensional bodies. *Geophysics*, 55(10), 1321-1326.
- Zmuda, A.J. (1971). The World Magnetic Survey 1957” 1969. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 52(2), 60-67