



**T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ-CERRAHPAŞA
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ**



[DOKTORA TEZİ]

**[GÜNEYDOĞU MARMARA’NIN TEKTONİK YAPISININ
MANYETİK VE SİSMİK VERİLERİYLE İNCELENMESİ]**

[Gülten AKTAŞ]

[DANIŞMAN]

Prof. Dr. Z. Mümtaz HİSARLI

[II. DANIŞMAN]

Dr. Öğr. Üyesi A. Sinan DEMİREL

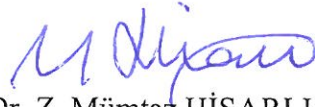
[Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı]

[Jeofizik Mühendisliği Programı]

[İSTANBUL-2020]

Bu çalışma, 30.04.2020 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Jeofizik Mühendisliği Programında Doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi



Prof. Dr. Z. Mümtaz HİSARLI (Danışman)
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. Mustafa Kemal TUNÇER
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. M. Nuri DOLMAZ
Süleyman Demirel Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. Ferhat ÖZÇEP
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Mühendislik Fakültesi



Doç. Dr. Turgay İŞSEVEN
İstanbul Teknik Üniversitesi
Maden Fakültesi

[20.04.2016 tarihli Resmi Gazete’de yayımlanan Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliğinin 9/2 ve 22/2 maddeleri gereğince; Bu Lisansüstü teze, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa’nın abonesi olduğu intihal yazılım programı kullanılarak Lisansüstü Eğitim Enstitüsü’nün belirlemiş olduğu ölçütlere uygun rapor alınmıştır.

Bu tez, 313.2017_dr_35/26_13 numaralı İstanbul Üniversitesi Öğretim Üyesi Yetiştirme Programı ile desteklenmiştir.]

ÖNSÖZ

[Tez çalışmam da beni her zaman motive eden, derin bilgisiyle beni aydınlatan, samimiyetini ve gülü yüzünü benden esirgemeyen ve arazi çalışmam boyunca beni destekleyen değerli danışman hocam Prof. Dr. Z.Mümtaz HİSARLI' ya ilk olarak sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Çalışma süresince katkılarından dolayı II. Danışmanım Dr. Öğr. Üyesi Sinan DEMİREL'e, tez izleme jurisi Prof. Mustafa Kemal TUNÇER ve Prof. Dr. M.Nuri DOLMAZ' a ayrıca teşekkür ederim.

Arazi çalışmam boyunca birlikte çalışma fırsatına sahip olduğum, sabırla ve büyük bir ilgiyle bana faydalı olabilmek için elinden gelenin fazlasını sunan Doç. Dr. Denizhan VARDAR'a, arazi koşullarında bize manevi her desteği sunan Kaptan Muhtar'a teşekkürlerimi sunarım. Batimetri haritasının temininde yardımcı olan Volkan TÜRKYILMAZ' a (DSİ), sismik kesitlerin temininde ve yorumlanmasında desteğini esirgemeyen sevgili hocam Prof. Dr. Bedri Alpar'a teşekkür ederim.

Bu çalışma: İstanbul Üniversitesi Öğretim Üyesi Yetiştirme programı ve İznik Belediyesi tarafından desteklenmiştir. Ayrıca arazi çalışmasındaki alet donanımı için Mehmet BAŞ'a teşekkürlerimi sunarım.

Öğrenim hayatı boyunca üzerimde emeği olan tüm hocalarıma, 2014-2018 yılları arasında Araştırma Görevlisi olarak görev yaptığım İ.Ü. Jeofizik ailesine, çalışma arkadaşlarım Nurcan KAYA'ya, Sercan KAYIN'a ve modern, çağdaş, laik, devletimizin kurucusu olan ulu önder Mustafa Kemal ATATÜRK' e sonsuz saygı ve teşekkürü bir borç bilirim.

Ayrıca beni büyüten, yetiştiren ve daima yanımda olan arazi çalışmasında da çok emeği olan canım babam Mehmet ŞİMŞEK'e, her zaman yanımda olan fedakar anneme, hayattaki neşe kaynağım abime ve güzel yürekli ablama en içten teşekkürlerimi sunarım.

Varlıkları paha biçilmez olan ailem, en büyük destekçilerim sizler oldunuz. Yapmış olduğum bu tez çalışmasını, tezim süresince ihmal ettiğim hayat arkadaşım Çağlayan AKTAŞ ve canımdan çok sevdiğim kızım Nil'e armağan ediyorum.

Bu çalışma, 313.2017_dr_35/26_13 numaralı İstanbul Üniversitesi Öğretim Üyesi Yetiştirme Programı tarafından desteklenmiştir.

]

Nisan 2020

[Gülten AKTAŞ]



İÇİNDEKİLER

Sayfa No

[ÖNSÖZ	iv
İÇİNDEKİLER.....	vi
ŞEKİL LİSTESİ	ix
TABLO LİSTESİ.....	xiv
SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ	xv
ÖZET	xvii
SUMMARY	xix
1. GİRİŞ	1
2. GENEL KISIMLAR.....	5
2.1. ÇALIŞMA ALANININ GENEL YAPISI VE JEOLJİSİ	5
2.1.1. Morfolojik Özellikler.....	5
2.1.1.1. İznik Gölü'nün Batimetrisi	8
2.1.2. İznik Gölü ve Çevresinin Jeolojisi.....	11
2.1.2.1. Paleozoyik Yaşlı Birimler.....	12
2.1.2.2. Mesozoyik Yaşlı Birimler	13
2.1.2.3. Senozoyik Yaşlı Birimler	14
2.1.2.4. Kuvaterner.....	15
2.1.3. Bölgenin Tektonik Özellikleri	17
2.2. ÇALIŞMA ALANININ GENEL JEOFİZİĞİ.....	21
2.2.1. Bölgenin Depremselliği	21
2.2.2. Manyetik ve Gravite Çalışmaları.....	25
2.2.3. Sismik Çalışmalar.....	27
2.2.4. Paleomanyetik Çalışmalar	29
3. MALZEME VE YÖNTEM.....	32
3.1. MATERYAL	32
3.1.1. Çalışma Alanında Kullanılan Aletler ve Çalışma Prensipleri	32
3.1.1.1. Sezyum Buhar Manyetometresi	32
3.1.1.2. Proton Manyetometresi	34
3.2. MANYETİK YÖNTEM	37
3.2.1. Yermanyetik Alanı ve Bileşenleri	37

3.2.2.	Manyetik Duyarlılık (Süseptibilite).....	39
3.3.	POTANSİYEL ALAN VERİLERİNE UYGULANAN VERİ-İŞLEM YÖNTEMLERİ	40
3.3.1.	Sayısal Süzgeçler (Filtreler)	41
3.3.1.1.	<i>Alçak Geçişli Filtre</i>	41
3.3.1.2.	<i>Yüksek Geçişli Filtre</i>	42
3.3.1.3.	<i>Band Geçişli Filtre</i>	43
3.3.1.4.	<i>Yönlü Kosinüs Filtresi</i>	44
3.3.1.5.	<i>Butterworth Filtresi (BTWR)</i>	46
3.3.2.	Türev Yöntemleri	46
3.3.2.1.	<i>Yatay Türev</i>	47
3.3.2.2.	<i>Düşey Türev</i>	48
3.3.3.	Kutba İndirgeme Yöntemi	49
3.3.4.	Yapay Gravite Yöntemi (Pseudo Gravite).....	51
3.4.	YAPI SINIR VE DERİNLİK ANALİZİ	53
3.4.1.	Yapı Sınırı Analizi (Boundary Analizi).....	53
3.4.2.	Yatay Gradyent Yöntemi.....	55
3.4.3.	Analitik Sinyal Yöntemi (AS)	56
3.4.4.	Tilt Açısı (Eğim Açısı)Yöntemi	56
3.4.5.	Güç Spektrumu	58
3.4.6.	Euler Dekonvolüsyon (2B)	59
3.5.	MODELLEME YÖNTEMLERİ.....	63
3.5.1.	Düz Çözüm (Talwani Yöntemi)	64
3.5.2.	Ters Çözüm.....	68
4.	BULGULAR	72
4.1.	İZNİK GÖLÜ VE ÇEVRESİNİN MANYETİK VERİLERİNİN TOPLANMASI	72
4.1.1.	Göl Verilerinin Toplanması.....	72
4.1.2.	Kara Verilerinin Toplanması	75
4.2.	MANYETİK ÖLÇÜMLERE UYGULANAN DÜZELTMELER	79
4.2.1.	Günlük Değişim Düzeltmesi	79
4.2.2.	Yön (Heading) Düzeltmesi.....	80
4.2.3.	Mikro Düzeyleme (Microlevelling).....	81
4.3.	İZNİK GÖLÜ VE ÇEVRESİNİN MANYETİK VERİLERİNİN BİRLEŞTİRİLMESİ.....	84

4.4.	VERİLERİN ANALİZİ	86
4.4.1.	Kutba İndirgeme (Reduction to the Pole (RTP))	86
4.4.2.	Yapay Gravite (Pseudo Gravite).....	87
4.4.3.	Yapı Sınır ve Derinlik Analizi	88
4.4.3.1.	<i>Kaynak Kenar Tespiti (Source Edge Detection (SED))</i>	88
4.4.3.2.	<i>Yatay Gradiyent Magnitud Yöntemi</i>	90
4.4.3.3.	<i>Analitik Sinyal</i>	91
4.4.3.4.	<i>Tilt Açısı</i>	94
4.4.3.5.	<i>Güç Spektrumu</i>	95
4.4.3.6.	<i>Euler Dekonvolüsyon Tekniği Derinlik Tahmini</i>	96
4.5.	DÜZ ÇÖZÜM	110
4.5.1.	2-B ile Modelleme	111
4.5.2.	İznik Gölü Manyetik ve Sismik Profillere Modelleme Yönteminin Uygulanması	112
4.5.3.	Modellemesi Yapılan Profiller	115
4.5.3.1.	<i>Profil 1</i>	115
4.5.3.2.	<i>Profil 2</i>	117
4.5.3.3.	<i>Profil 3</i>	119
4.5.3.4.	<i>Profil 4</i>	121
4.5.3.5.	<i>Profil 5</i>	124
4.5.3.6.	<i>Profil 6</i>	127
4.5.3.7.	<i>Profil 7</i>	130
4.5.3.8.	<i>Profil 8</i>	133
4.5.3.9.	<i>Profil 9</i>	136
4.5.3.10.	<i>Profil 10</i>	138
4.6.	TERS ÇÖZÜM	140
4.6.1.	A- A' Profili	140
4.6.2.	B-B' ve B1- B1' Profili	141
4.6.3.	C-C' Profili	142
5.	TARTIŞMA VE SONUÇ	144
5.1.	YAPI SINIRI VE DERİNLİK SONUÇLARI	144
5.2.	MODELLEME SONUÇLARI.....	149
5.3.	TEKTONİK EVRİM.....	153
	KAYNAKLAR	158
	ÖZGEÇMİŞ	173

||ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 1. 1 : Türkiye ve çevresinin tektonik birlikler ile gösterilmesi (GMT yazılımı kullanılarak (Wessel ve diğ., (2013)) hazırlanmıştır).....	1
Şekil 1. 2: Çalışma alanını gösterir yer bulduru haritası.	2
Şekil 2. 1: İznik Gölü ve çevresinin morfolojik özellikleri (Öztürk ve diğ., (2009) 'dan değiştirilerek).....	5
Şekil 2. 2: İznik Gölü güneyinde Aydınlar köyü kıyı önünde görülen dik falez.	7
Şekil 2. 3: a) İznik Gölü'nün DSİ tarafından 1997 yılında toplanan analog batimetri haritası, b) analog batimetri haritasından sayısallaştırılmış hali ve c) üç boyutlu görünümü.....	10
Şekil 2. 4: İznik Gölü'nün DEM ile batimetri haritası.....	11
Şekil 2. 5: İznik Gölü ve çevresinin jeoloji haritası (Akartuna, 1968; Yılmaz ve Gürpınar 1990; Genç ve Yılmaz, 1995; Gülmez ve diğ., 2012' den derlenmiştir)).	12
Şekil 2. 6: İznik Gölü'nün güney kıyılarında oluşan yalıtışları.....	17
Şekil 2. 7: Türkiye'nin ve çevresinin neotektonik yapıları (Armijo ve diğ., 1999'den değiştirilerek).....	18
Şekil 2. 8 Çalışma alanı ve Kuzey Anadolu Fay Zonu ile ilişkili havzalar 1: Gelibolu, 2:Yalova, 3:Gölcük-Derince, 4:Adapazarı 5:Düzce, 6:Bolu, 7:Çerkeş-Kurşunlu, 8:Tosya, 9: Kargı, 10:Vezirköprü, 11:Havza-Ladik 12:Taşova-Erbaa, 13:Niksar, 14:Suşehri, 15:Kamos, 16:Biçer, 17:Refahiye, 18:Erzincan, 19:Bayramiç (Etili), 20:Manyas-Ulubat 21:Yenişehir, 22: Pamukova, 23:Merzifon, 24:Kazova, 25: İznik Gölü Havzası (Şengör ve diğ., 2005'den değiştirilerek).....	19
Şekil 2. 9: Çalışma alanında yapılan önceki çalışmaların fay modelleri ((a) Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; (b) Öztürk ve diğ., 2009 'dan değiştirilerek).	21
Şekil 2. 10: 1905-2019 tarihleri arasında büyüklüğü 3'ün üzerinde olan depremleri ifade eden Marmara Bölgesi'nin deprem etkinliği (veriler www.koeri.boun.edu.tr ' den alınarak GMT programında çizdirilmiştir).	25
Şekil 2. 11: a) Marmara bölgesinin analog aeromanyetik anomali haritası(Uçuş yüksekliği = 600 m. Kontur aralığı = 50 nT.) b) (a) 'da gösterilen sayısallaştırılmış aeromanyetik anomaliler, 1 km aralıklarla , Kontur aralığı = 75 nT (Ateş ve diğ., 2003).....	26
Şekil 2. 12: Sparkler, Chirp, Air Gun çalışmalarındaki sismik profillerin lokasyon haritası.	28
Şekil 2. 13: Armutlu Yarımadası'ndaki Eosen volkaniklerinde yapılan paleomanyetik çalışmaların mıknatıslanma yönleri (Avşar ve İşseven, 2009).	30
Şekil 3. 1: G-858 Sezyum buhar manyetometresi.....	33
Şekil 3. 2: Proton Manyetometresindeki algılayıcının bir kısmı ve algılayıcı içerisindeki bir protona ait topaç hareketi (Sanver ve İşseven, 2007).	34

Şekil 3. 3: Proton Manyetometresinin çalışma düzeni. (a) Aletin algılayıcı ünitesindeki protonların manyetik momentlerinin gelişi güzel doğrultudaki gösterimi, (b) Algılayıcıda kuvvetli bir alan oluştuğunda, protonların manyetik momentlerinin uygulanan alan yönünde yönlenmesi, (c) Uygulanan alan kaldırıldığında, protonlarda meydana gelen topaç hareketi, (d) Topaç hareketinin frekansına bağlı olarak dış alanın şiddetinin ölçümü (Sanver ve İşseven, 2007).	35
Şekil 3. 4: Scintrex Envi Proton Manyetometresi.....	36
Şekil 3. 5: Dış etkiler olmaksızın yermanyetik alanının dipol alanı ve kuvvet çizgileri (Lindford, 2004).	38
Şekil 3. 6: Yermanyetik alanının bileşenleri.	39
Şekil 3. 7: Bir giriş ve bir çıkışlı süzgeç (Karadut, 2002).	41
Şekil 3. 8: Alçak geçişli süzgecin genlik yanıtı (Geosoft, 2013).	42
Şekil 3. 9: Yüksek geçişli süzgecin genlik yanıtı (Geosoft, 2013).	43
Şekil 3. 10: Band geçişli süzgecin genlik yanıtı (Geosoft, 2013).	43
Şekil 3. 11: Yönlü kosinüs filtresi (Geosoft, 2013).	44
Şekil 3. 12: Kosinüs fonksiyonunun n derecelerine göre (Geosoft, 2013).	45
Şekil 3. 13: Butterworth filtresi (Geosoft, 2013).	46
Şekil 3. 14: Sentetik olarak üretilen manyetik verilerinden kaynaklanan RTP anomalisinden manyetik alan türevlerinin hesaplanması a) Kaynak b)Prizmatik cisim üzerinden manyetik anomali c) kutba indirgenmiş anomali d) x yönünde Yatay türev e) y yönünde yatay türev f) düşey türev (Büyüksaraç ve diğ., 2008).	48
Şekil 3. 15: Kutba indirgeme işlemi yapılmadan önce ve sonraki manyetik anomali (Blakely, 1995).	50
Şekil 3. 16: a) manyetik anomali b) yapay gravite dönüşümü (Blakely, 1995).	52
Şekil 3. 17: Kaynak yapının manyetik belirtisi, yapay gravite belirtisi ve yatay türev büyüklükleri (Blakely, 1995).	53
Şekil 3. 18: Toplam yatay türev haritasında maksimumları bulmada kullanılan grid noktalarının yerleri (Blakely ve Simpson, 1986).	54
Şekil 3. 19: Tilt açısının geometrik olarak gösterimi (Akın ve diğ., 2011'den değiştirilerek alınmıştır).	58
Şekil 3. 20: Güç Spektrumu üzerindeki doğrusallıkların derinlik kestirimi (Spector ve Grant, 1970).	59
Şekil 3. 21: Manyetik boru ve dayk doğru SI değeri örneği (Whitehead N. ve Musselman C., 2005).	62
Şekil 3. 22: Pencere aralığı (Windows Size (WS)) gösterimi (Whitehead N. ve Musselman C., 2005).	62
Şekil 3. 23 : Pozitif x yönünde yarı sonsuz ve z yönünde sonlu bir yapı (Heirtzler ve diğ., 1962'den değiştirilerek).	64
Şekil 3. 24 : Negatif x yönünde yarı sonsuz sonlu bir yapı (Heirtzler ve diğ., 1962'den değiştirilerek).	65
Şekil 3. 25 : Pozitif x yönünde yarı sonsuz bir prizma (Heirtzler ve diğ., 1962'den değiştirilerek).	66
Şekil 3. 26 : Negatif x yönünde yarı sonsuz bir prizma (Heirtzler ve diğ., 1962'den değiştirilerek).	67
Şekil 3. 27 : Sonlu x yönündeki ABCD çokgen modeli (Heirtzler ve diğ., 1962'den değiştirilerek).	67
Şekil 3. 28: Modellenen yapı türleri. a) ince levha b) kalın dayk c)düşey fay (Raju, 2003).	70

Şekil 4. 1: Geometrics G-858 Sezyum Buhar Manyetometresi ve GPS konumlandırma Sistemi a) Teknede konumlandırma şekli b) Geometrics G-858 Ekran konsolu c) Manyetik sensör d) GPS Hemisphere A101 Anten	73
Şekil 4. 2: Manyetik ölçüm hatları lokasyon haritası.....	75
Şekil 4. 3: Scintrex Envi Proton manyetometresi.....	77
Şekil 4. 4: Manyetik ölçüm hatları lokasyon haritası (kırmızı çizgiler profilleri, kırmızı yıldız simgesi ise Kandilli Rasathanesine bağlı İznik (IZN) manyetik gözlemevini gösterir).....	78
Şekil 4. 5: İznik Gölü güneyi kara verisi toplam manyetik alan haritası	78
Şekil 4. 6: 03.07.2018 tarihindeki yermanyetik alanının x,y,z günlük değişim grafiği (yatay, düşey, toplam alan).....	79
Şekil 4. 7: Çalışma alanının toplam alan manyetik anomali haritası.	80
Şekil 4. 8: Toplam manyetik alan haritasına yön düzeltmesi uygulanmış hali.	81
Şekil 4. 9: Frekans alanında Microlevelling, a) FFT Band Geçişli Filtre (Butterworth (BTWR)) b) Yönlü Kosinüs Filtresi (Geosoft MAGMAP 2000, 2005).	83
Şekil 4. 10: Yön düzeltmesi yapılmış anomali haritasından Mikro düzeyeleme yapılmış harita.	83
Şekil 4. 11: Mikro düzeyeleme yapılmış Rölyef harita.	84
Şekil 4. 12: İznik gölü ve çevresinin toplam manyetik alan haritası.	85
Şekil 4. 13: İznik gölü ve çevresinin rölyef toplam manyetik alan haritası.	85
Şekil 4. 14: Kutba indirgenmiş manyetik anomali haritası.	87
Şekil 4. 15: Yapay gravite dönüşüm haritası (Pseudo Gravite).	88
Şekil 4. 16: SED tektiğinin manyetik verilerden elde edilen haritası (2/4).	89
Şekil 4. 17: SED tektiğinin manyetik verilerden elde edilen haritası (3/4)	89
Şekil 4. 18: SED tektiğinin manyetik verilerden elde edilen haritası (4/4)	90
Şekil 4. 19: Yatay gradient magnitud haritası.	91
Şekil 4. 20: RTP haritasının x yönündeki türevi.	92
Şekil 4. 21: RTP haritasının y yönündeki türevi.	92
Şekil 4. 22: RTP haritasının z yönündeki türevi.	93
Şekil 4. 23: RTP haritasının analitik sinyal haritası.	93
Şekil 4. 24: RTP haritasının düşey türevinin tilt açısı yöntemi.....	94
Şekil 4. 25: Çalışma alanı manyetik verilerin a) radyal olarak ortalama spektrumu b) derinlik tahmini diyagramı.	95
Şekil 4. 26: Güç spektrumu üzerindeki doğrusallıkların derinlik kestirimi.	96
Şekil 4. 27: Standart Euler yöntemiyle SI:0, WS:5*5, % Maksimum hata: 15.	99
Şekil 4. 28: Standart Euler yöntemiyle SI:0, WS:10*10, % Maksimum hata: 15.	99
Şekil 4. 29: Standart Euler yöntemiyle SI:0, WS:15*15, % Maksimum hata: 15.	100
Şekil 4. 30: Standart Euler yöntemiyle SI:0, WS:20*20, % Maksimum hata: 15.	100
Şekil 4. 31: Standart Euler yöntemiyle SI:0.5, WS:5*5, % Maksimum hata: 15.	101
Şekil 4. 32: Standart Euler yöntemiyle SI:0.5, WS:10*10, % Maksimum hata: 15.	101
Şekil 4. 33: Standart Euler yöntemiyle SI:0.5, WS:15*15, % Maksimum hata: 15.	102
Şekil 4. 34: Standart Euler yöntemiyle SI:0.5, WS:20*20, % Maksimum hata: 15.	102
Şekil 4. 35: Standart Euler yöntemiyle SI:1, WS:5*5, % Maksimum hata: 15.	103
Şekil 4. 36: Standart Euler yöntemiyle SI:1, WS:10*10, % Maksimum hata: 15.	103
Şekil 4. 37: Standart Euler yöntemiyle SI:1, WS:15*15, % Maksimum hata: 15.	104
Şekil 4. 38: Standart Euler yöntemiyle SI:1, WS:20*20, % Maksimum hata: 15.	104
Şekil 4. 39: Standart Euler yöntemiyle SI:2, WS:5*5, % Maksimum hata: 15.	105
Şekil 4. 40: Standart Euler yöntemiyle SI:2, WS:10*10, % Maksimum hata: 15.	105
Şekil 4. 41: Standart Euler yöntemiyle SI:2, WS:15*15, % Maksimum hata: 15.	106

Şekil 4. 42: Standart Euler yöntemiyle SI:2, WS:20*20, % Maksimum hata: 15.	106
Şekil 4. 43: Standart Euler yöntemiyle SI:3, WS:5*5, % Maksimum hata: 15.	107
Şekil 4. 44: Standart Euler yöntemiyle SI:3, WS:10*10, % Maksimum hata: 15.	107
Şekil 4. 45 : Standart Euler yöntemiyle SI:3, WS:15*15, % Maksimum hata: 15.	108
Şekil 4. 46 : Standart Euler yöntemiyle SI:3, WS:20*20, % Maksimum hata: 15.	108
Şekil 4. 47: Standart Euler yöntemiyle SI:0, WS:10*10, % Maksimum hata: 15.	109
Şekil 4. 48: Standart Euler yöntemiyle manyetik harita (SI:0.5 WS:15*15, %Maksimum hata:15)	110
Şekil 4. 49: Standart Euler yöntemiyle, Manyetik harita (SI:1, WS:15*15, % Maksimum hata: 15).	110
Şekil 4. 50: Modellemesi yapılan hatların profil lokasyonları.	111
Şekil 4. 51: Profil 1 modelleme sonuçları (Süseptibilite değerleri cgs birim sistemine göre yapılmıştır).	116
Şekil 4. 52: Profil 2 modelleme sonuçları (Süseptibilite değerleri cgs birim sistemine göre yapılmıştır).	118
Şekil 4. 53: Profil 3 modelleme sonuçları (Süseptibilite değerleri cgs birim sistemine göre yapılmıştır).	120
Şekil 4. 54: a) F5 nolu sismik kesitin yorumlanmamış hali b) F5 nolu sismik kesitin yorumlanmış hali (F5 sismik kesiti Alpar ve diğ., 2003'den değiştirilerek) c) K6 nolu sismik kesitin yorumlanmamış hali d) K6 nolu sismik kesitin yorumlanmış hali (K6 sismik kesit Alpar B. tarafından verilen, yayınlanmamış kesit (siyah kesikli çizgi fayı göstermektedir)).	122
Şekil 4. 55: Profil 4 modelleme sonuçları (Süseptibilite değerleri cgs birim sistemine göre yapılmıştır).	123
Şekil 4. 56: a) K7 nolu sismik kesitin yorumlanmamış hali b) K7 nolu sismik kesitin yorumlanmış hali (Öztürk ve diğ., 2009'dan değiştirilerek (siyah kesikli çizgi fayı göstermektedir)).	125
Şekil 4. 57: Profil 5 modelleme sonuçları (Süseptibilite değerleri cgs birim sistemine göre yapılmıştır).	126
Şekil 4. 58: a) K2 nolu sismik kesitin yorumlanmamış hali b) K2 nolu sismik kesitin yorumlanmış hali (Öztürk ve diğ., 2009'dan değiştirilerek (siyah kesikli çizgi fayı göstermektedir)).	128
Şekil 4. 59: Profil 6 modelleme sonuçları (Süseptibilite değerleri cgs birim sistemine göre yapılmıştır).	129
Şekil 4. 60: a) F2 nolu sismik kesitin yorumlanmamış hali b) F2 nolu sismik kesitin yorumlanmış hali (Alpar ve diğ., 2003'den değiştirilerek (siyah çizgi olası fayı göstermektedir)).	131
Şekil 4. 61: Profil 7 modelleme sonuçları (Süseptibilite değerleri cgs birim sistemine göre yapılmıştır).	132
Şekil 4. 62: a) F3 nolu sismik kesitin yorumlanmamış hali b) F3 nolu sismik kesitin yorumlanmış hali (Alpar ve diğ., 2003 ve Öztürk ve diğ., 2009'dan değiştirilerek). ...	134
Şekil 4. 63: Profil 8 modelleme sonuçları (Süseptibilite değerleri cgs birim sistemine göre yapılmıştır).	135
Şekil 4. 64: Profil 9 modelleme sonuçları (Süseptibilite değerleri cgs birim sistemine göre yapılmıştır).	137
Şekil 4. 65: Profil 10 modelleme sonuçları (Süseptibilite değerleri cgs birim sistemine göre yapılmıştır).	139
Şekil 4. 66: Toplam manyetik alan haritası üzerinde alınan profillerin ters çözüm lokasyon haritası.	140

Şekil 4. 67: Toplam manyetik alan haritası üzerinde alınan A-A' profilinin ters çözüm sonucu.....	141
Şekil 4. 68: Toplam manyetik alan haritası üzerinde alınan B-B' profilinin ters çözüm sonucu.....	142
Şekil 4. 69: Toplam manyetik alan haritası üzerinde alınan B1-B1' profilinin ters çözüm sonucu.....	142
Şekil 4. 70: Toplam manyetik alan haritası üzerinde alınan C-C' profilinin ters çözüm sonucu.....	143
Şekil 5. 1: İznik Gölü sismik verileri ve euler sonuçlarıyla karşılaştırılması.	147
Şekil 5. 2: İznik Gölü ve çevresinde belirlenen faylar ve çizgisellikler (kırmızı ile gösterilen faylar (Öztürk ve diğ., (2009), Yaltırak ve Alpar (2002a), Özalp ve diğ., (2013), Alpar ve Yaltırak (2002)).	148
Şekil 5. 3: İznik Gölü'nün manyetik verilerinin düz çözüm model sonuçları ve yeraltı modelleri.....	151
Şekil 5. 4: Modelleme sonuçları.....	152
Şekil 5. 5: İznik Gölü havzasının tektonik modeli (Oligosen).....	155
Şekil 5. 6: İznik Gölü havzasının tektonik modeli (Pleyistosen).....	156
Şekil 5. 7: İznik Gölü havzasının tektonik modeli (Holosen).....	157

TABLO LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 2. 1: KAF'ın orta kolu üzerindeki tarihsel depremler (Soysal ve diğ., 1981).	23
Tablo 2. 2: Çalışma alanında oluşan aletsel dönem $M_b \geq 3$ depremleri (www.koeri boun.edu.tr).....	24
Tablo 2. 3: Paleomanyetik sonuçlar (Tatar ve diğ., 1995, Orbay ve diğ., 1996, Avşar ve İşseven, 2009).	30
Tablo 3. 1: G-858 Sezyum buhar manyetometresi teknik özellikleri.	33
Tablo 3. 2: Scintrex envi proton manyetometresi teknik özellikleri.	36
Tablo 3. 3: Kayaç ve minerallerin manyetik süseptibiliteleri (Telford ve diğ., 1990).	40
Tablo 3. 4: Yapısal indeks (Structural Index) parametresi ve simgeleri temsil etmek için kullanılan birimler (Whitehead N. ve Musselman C., 2005).	61
Tablo 3. 5: Semboller listesi (Raju, 2003).	69
Tablo 4. 1: İznik Gölü'nde alınan manyetik ölçüm hatlarına ait veriler.	74
Tablo 4. 2: İznik Gölü güneyi kara alanında alınan manyetik ölçüm hatlarına ait veriler.....	76
Tablo 4. 3: SI değerlerine ve pencere aralıklarına göre uygulanan değerler.	98
Tablo 4. 4: Jeomanyetik Alan Parametreleri.	112
Tablo 4. 5: 2B Modelleme için kullanılan süseptibilite.....	113
Tablo 4. 6: Seçilen profillerin ters çözüm sonuçları.....	143

SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ

Simgeler	Açıklama
D	: Denklinasyon açısı (Sapma)
I	: Inklinasyon açısı (Eğim)
SI	: Yapısal indeks
γ	: Newton'un gravitasyonel sabiti
M	: Manyetizasyon şiddeti
$\hat{m}$	: Manyetizasyon yönü
g_m	: $\hat{m}$ manyetizasyon yönündeki gravite alanı
ρ	: Yoğunluk
$\ln(\tilde{E}_1)$	: Logaritmik güç değerleri
$\ln(\tilde{E}_2)$	: Logaritmik güç değerleri
k_1	: Radyan türünden dalga sayısı değerleri
k_2	: Radyan türünden dalga sayısı değerleri

Kısaltmalar	Açıklama
AS	: Analitik sinyal
BTWR	: Butterworth filtresi
DAF	: Doğu Anadolu Fayı
DEM	: Dijital elevation model
DSİ	: Devlet Su İşleri
ED	: Euler dekonvolüsyon
FFT	: Hızlı Fourier dönüşümü
GMT	: Generic Mapping Tool
GPS	: Küresel konumlandırma sistemi
HGM	: Yatay gradiyent magnitud (Horizontal Gradient Method)
IGRF	: International Geomagnetic Reference Field
IZN	: İznik manyetik gözlemevi
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
KAFOK	: Kuzey Anadolu Fayının Orta Kolu

KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KOERİ	: Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü
MTA	: Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü
RMS	: Root mean square error
RTP	: Kutba indirgeme (Reduction to pole)
SED	: Yapı sınır belirleme (Source Edge Detection)
TA	: Tilt açısı
TÜBİTAK	: Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu
UTM	: Universal Transverse Mercator

]



ÖZET

[GÜNEYDOĞU MARMARA’NIN TEKTONİK YAPISININ MANYETİK VE SİSMİK VERİLERİYLE İNCELENMESİ

[DOKTORA TEZİ]

[Gülten AKTAŞ]

İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa

Lisansüstü Eğitim Enstitüsü

[Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı]

[Danışman : Prof. Dr. Z. Mümtaz HİSARLI

II. Danışman : Dr. Öğr. Üyesi A. Sinan DEMİREL]

[Kuzey Anadolu Fayı’nın orta kolu üzerinde Marmara bölgesinin güneydoğusunda yer alan İznik Gölü ve çevresini kapsayan bu tez çalışmasının amacı manyetik verilerle İznik Gölü ve çevresinin tektonik yapısının ortaya çıkarılarak ve daha sonrada diğer jeofizik verileri ile birleştirilerek bölgenin jeolojik evriminin modellenmesidir. Bu amaca yönelik olarak İznik Gölü’nde 1 km aralıklarla; K-G, G-K hatlarda 30 profil ve D-B, B-D hatlarda 4 profil ve ayrıca İznik Gölü’nün güneyinde kara alanında 21 profil manyetik ölçümler yapılmıştır. İlk aşamada gürültülerin giderilmesi amacıyla elde edilen manyetik verilere, günlük düzeltme, yön düzeltmesi, yapay gravite dönüşümü, kutba indirgeme yöntemleri uygulanmıştır. Manyetik verilerin bölgenin yapısal unsurlarının çözümünde veri-işlem basamaklarından süzgeçleme, türev ve güç spektrumu yöntemlerinden yararlanılmıştır. En önemli kısımlarından biri olan yorumlama aşamasında, manyetik anomaliye neden olan yapının veya

faýların derinliğinin ve yatay sınırlarının belirlenip yorumlanmasında sınır belirleme analizi (Boundary, Source Edge Detection (SED)), Yatay Gradiyent Yöntemi, Analitik Sinyal, Tilt Açısı ve Euler Dekonvolüsyon teknikleri uygulanmıştır. İki boyutlu (2B) yeraltı modeller, verilere uygulanan Euler dekonvolüsyon yönteminde yapı modellerine göre çıkan derinlik değerleri ve daha önce alınmış sismik hatlarda yorumlanan unitelerle korele edilerek gözlenen manyetik anomalilerle üretilebilecek olası yapı unsurları elde edilmiştir.

Yapılan sınır ve derinlik analizleri neticesinde, bölgenin kuzeyinde KB-GD eğilimli ve güneyinde kıyıya yakın kısımlarda görülen yüksek anomaliler faylarla ilişkilendirilmiştir. Göl içerisinde KB-GD doğrultulu fayın kuzeyde Orhangazi fayının devamı şeklinde olduğu ve güneyinde görülen fayların KAF'ın orta kolunun göl içinden devam ettiğini göstermektedir. Ayrıca manyetik haritalarda gölün doğusunda, batısında ve ortasında K-G doğrultulu yapı sınırı olabilecek çizgisellikler tespit edilmiştir. Yapı sınırı analizlerinden, sismik kesitlerden ve manyetik modellerden elde edilen sonuçlarda bu çizgisellikler çöküntü ve sırt şeklindeki yapılara karşılık gelmektedir.

İznik Gölü ve çevresinde yapılan paleomanyetik çalışmalarla birlikte elde edilen tüm veriler değerlendirildiğinde çalışma alanının tektonik yapısını güneyde Kuzey Anadolu Fayı'nın orta kolu ve kuzeyde ise Orhangazi fayı önemli rol oynamıştır. Pleyistosen'de Orhangazi fayı sağ yanal oblik normal fay olarak gelişerek Gemlik Körfezi ve İznik Gölü'nün bağlantısını kesmiştir. Sonrasında bu fay, sağ yanal doğrultu atımlı KAF'ı verev olarak katederek İznik Gölü havzası kapalı bir tektonik çanak haline dönüşmüştür. KAF'ın deformasyonu ile Holosen'de İznik havzası bu faylanma tektoniği ile çek-ayır havza türü şeklinde gelişmiştir.]

Nisan 2020, [194] sayfa.

Anahtar kelimeler: [İznik Gölü, KAF, Manyetik, Modelleme, Sismik.]

SUMMARY

[INVESTIGATION OF THE TECTONIC STRUCTURE OF THE SOUTHEAST MARMARA BY MEANS OF MAGNETIC AND SEISMIC DATA]

[Ph.D. THESIS]

[Gülten AKTAŞ]

Istanbul University-Cerrahpasa

Institute of Graduate Studies

[Department of Geophysical Engineering]

Supervisor : [Prof. Dr.] [Z. Mümtaz HİSARLI]

[Co-Supervisor : Assist. Prof. Dr. A. Sinan DEMİREL]

[This thesis study covers the İznik Lake and its surroundings, located in the southeast of the Marmara region, on the middle strand of the North Anatolian Fault (NAF). The aim of the study is to model the geological evolution of the region by revealing the tectonic structure of İznik Lake and its surroundings with magnetic data and then to combine it with other geophysical data. For this purpose, magnetic data were collected in İznik Lake at 1 km intervals; a total of approximately 393 km length magnetic measurements were made in 30 profiles on N-S, S-N directions and 4 profiles on E-W directions as well as 21 profiles on land in the southern part of Lake İznik. In order to remove noise at the first stage, some corrections such as diurnal correction, heading corrections, pseudo-gravity transform, reduction to the pole were applied to the magnetic data obtained. Filtering, derivative and power spectrum

methods were taken advantage of data-processing steps in solving the structural elements of the region. One of the most important parts is the interpretation phase. At this stage, boundary detection analysis were used to determine and interpret the depth and horizontal boundaries of the structure causing the magnetic anomaly (Boundary, Source Edge Detection (SED)), Horizontal Gradient Method, Analytical Signal, Tilt Angle and Euler Deconvolution). The structure obtained with two-dimensional (2D) subsurface model magnetic maps was correlated with boundary analysis and 10 profiles were evaluated and interpreted. 2D models, potential structural elements that can be produced with the observed magnetic anomalies were obtained by correlating with the depth values depending on the structure models in Euler deconvolution method and with units interpreted in the seismic lines taken earlier are correlated.

As a result of the magnetic surveys, high amplitude anomalies were observed in the NW-SE direction in the north of the region and near the shore in the south. These anomalies can be interpreted with faults. It shows that the NW-SE trending fault in the lake is a continuation of the Orhangazi fault in the north and the faults seen in the south continue through the lake in the middle strand of the North Anatolian Fault (NAF). Lineaments were detected in the magnetic maps and these are in the east, west and middle of the lake in the direction of N - S. In the results obtained from the structure boundary analysis, seismic sections and magnetic models, these linearities correspond to depression and ridge structures.

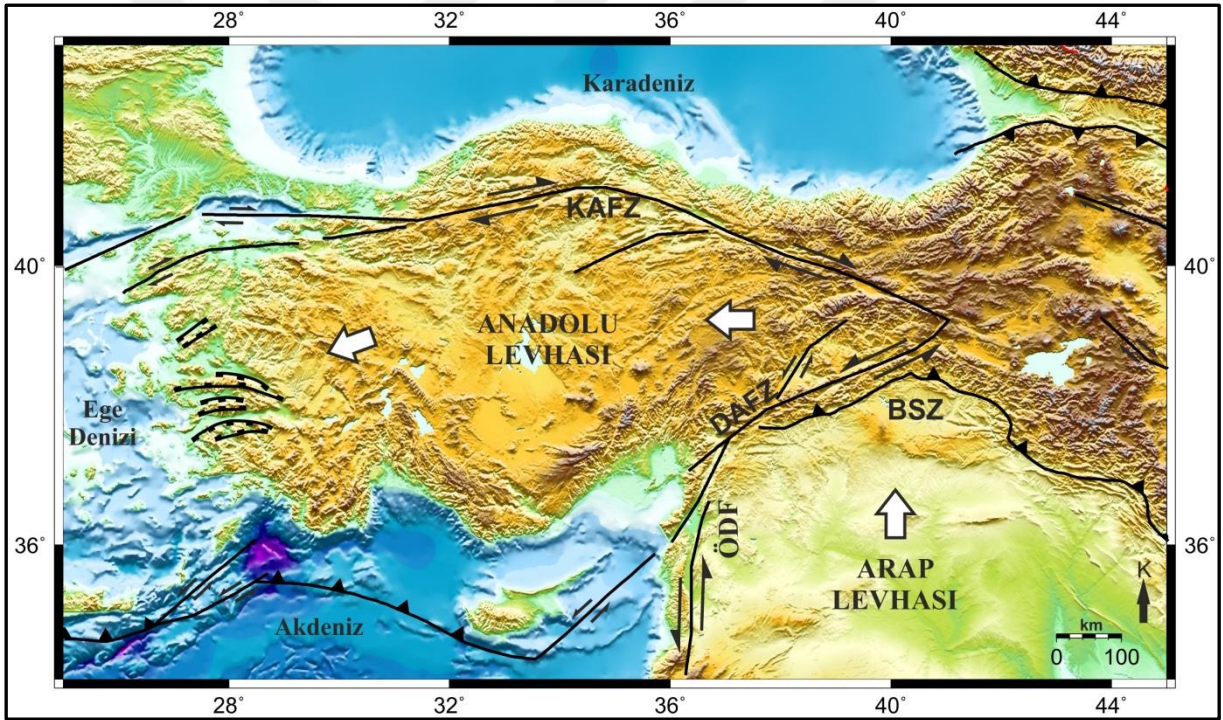
When all the data obtained with the paleomagnetic studies carried out in İznik and its surroundings were evaluated, the study area played an important role in the middle strand of the North Anatolian Fault from the south and NW-SE trending Orhangazi Fault in the north. Orhangazi fault developed in the Pleistocene as a right lateral oblique normal fault and disconnected Gemlik Bay and İznik Lake. After then, this fault intersected the right lateral strike slip NAF and İznik Lake basin has become a closed tectonic basin. As a result, with the deformation of the NAF in Holocene İznik basin has developed as a pull-apart basin type with this faulting tectonics. |

April 2020, [194] pages.

Keywords: | Lake İznik, Magnetic, Modelling, NAF, Seismic. |

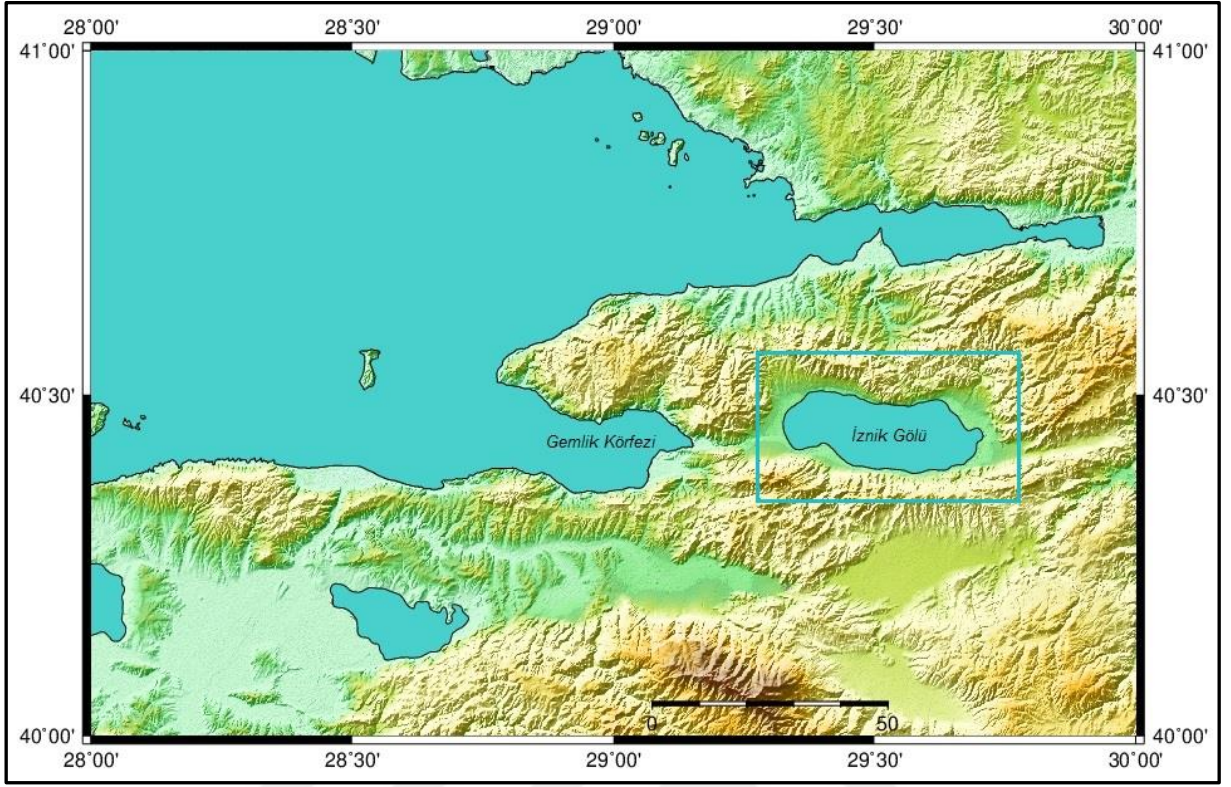
1. GİRİŞ

[Türkiye'nin depremselliğinde çok büyük öneme sahip, en aktif ve önemli yapılarından biri olan Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) yaklaşık 1200 km uzunluğunda Marmara Bölgesi'nde üç kola ayrılarak birbirinden farklı bir geometri sunar (Şekil 1.1). Hem karada hem de denizde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) konumu ve karakteri ile ilgili farklı görüşler vardır. Bu konu ile ilgili en önemli tartışma Marmara bölgesindedir. Bu açıdan çalışma alanı olarak seçilen Güney Marmara'da yer alan İznik Gölü ve çevresi, KAFZ'nun orta kolunun bir kısmını içermekte olup bölgeyi etkileyen yapısal faktörleri, bölgedeki tarihsel depremleri ve bölgenin tektonik yapısı nedeniyle birçok araştırmacının ilgisini çekmektedir.



Şekil 1. 1 : Türkiye ve çevresinin tektonik birlikleri ile gösterilmesi (GMT yazılımı kullanılarak (Wessel ve diğ., (2013)) hazırlanmıştır).

İznik Gölü ve çevresini kapsayan çalışma alanı $40^{\circ} 21' - 40^{\circ} 31'$ enlemleri ile $29^{\circ} 18' - 29^{\circ} 45'$ boylamları arasında yer almaktadır (Şekil 1.2). Bölge ile ilgili yapılan jeolojik ve jeofizik çalışmalar yetersiz olduğundan oluşumunu kontrol eden mekanizmaların evrimi tam olarak ortaya konulamamıştır.



Şekil 1. 2: Çalışma alanını gösterir yer bulduru haritası.

17 Ağustos 1999'da Gölcük'te meydana gelen $M_w=7.4$ büyüklüğündeki depremden sonra, Marmara bölgesi daha fazla bilim insanı tarafından detaylı bir şekilde araştırılmaya başlanmıştır. Marmara Denizi, konumu ve depremselliği itibarı ile de oldukça önemli bir yere sahiptir. Marmara Denizi içerisinde KAFZ'nun kollara ayrılıp ayrılmaması konusunda görüş birliğinin olmaması, bölgenin oldukça karmaşık bir tektonik yapıya sahip olduğunun bir göstergesidir. Birçok araştırmacının hala farklı görüş ortaya koymasının nedeni, yalnızca fay zonunun karadaki gözlemlerine ve Marmara Denizi'nden elde edilen batimetri verilerine dayanarak ortaya konmasıdır. Ancak, ortaya atılan farklı görüşlerin KAF'ın Marmara Denizi içerisinde nasıl bir tektonik yapıya sahip olduğunu anlamakta yeterli olmamıştır. 1999 depreminden sonra araştırmacılar tarafından birçok çalışma yapılmıştır (Le Pichon ve diğ., 2001; 2003; Armijo ve diğ., 1999; 2002; İmren ve diğ., 2001; Gökaşan ve diğ., 2002; Yaltırak, 2002; Yaltırak ve Alpar, 2002b; Demirbağ ve diğ., 2003). Bölgede sismik yansıma ve çok ışınli batimetrik çalışmalar ayrıntılı olarak yapılmış ve verilerin aynı olmasına rağmen değişik araştırmacılar birbiriyle çelişen, farklı fay modelleri ortaya sunmuşlardır. Çalışma alanı ve çevresini de içine alan KAF'ın orta kolu üzerinde yapılan çalışmalarda da buna benzer bir karmaşık yapı, farklı modellerle açıklanmaktadır (Barka,1992; Barka ve Kuşçu,

1996; Emre ve diğ., 1998; Tsukuda ve diğ., 1988). Çalışma alanının tektonik yapısıyla ilgili yapısal unsurları belirlemek amacıyla bazı araştırmalar (Penck, 1918; Sözer, 1954; Ardel, 1954; Bargu, 1982; Sipahioğlu ve Matsuda, 1986; Tsukuda ve diğ. 1988; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Tunçer ve diğ., 1991; Ikeda ve diğ. 1991; Yaltırak ve Alpar, 2002a; Alpar ve diğ., 2003; Öztürk ve diğ., 2009; Meriç ve diğ., 2009; İslamoğlu, 2009; Doğan ve Tüysüz, 2011) yapılmıştır. Yapılan bu çalışmalarda, İznik Gölü'nün güneyinde yer alan KAF'ın, gölün oluşumuna nasıl bir etkisinin olduğu, ayrıca gölün oluşumuna etkileyen başka tektonik unsurların varlığının ortaya konulmasında ve Gemlik Körfezi ile İznik Gölü arasında ilişkinin ortaya konulmasına yönelik konular tam olarak anlaşılamamıştır.

KAF'ın orta kolu üzerinde bulunması nedeniyle bu tez çalışmasının önceliğini İznik Gölü ve çevresinin tektonik evriminin ve aktif fay yapılarının manyetik yöntemler kullanılarak araştırılması oluşturmuştur. Manyetik yöntem, yer kabuğunun Curie sıcaklığına sahip kayaçlarının bulunduğu derinlikten en üst yüzeye kadar olan kayaçların manyetik özelliklerinin değişimlerinden kaynaklanmaktadır. Yüzey araştırma problemlerine uygulanan en eski ve en yaygın kullanılan bu yöntem, yeraltındaki malzemelerinin süseptibilitelerindeki yanal değişikliklerin neden olduğu bozulmaların ölçülen anomalilerinin analizlerine dayanmaktadır. Manyetik yöntemin başarılı bir şekilde uygulanması; temel ilkelerinin derinlemesine araştırılması, dikkatli veri toplanması ve yorumlama adımlarının amaca yönelik uygulanmasını gerektirir. Çalışma alanı olan İznik Gölü'nde daha önce yapılmış manyetik bir araştırma bulunmamaktadır. Sadece Türkiye'nin tamamında aeromanyetik çalışmalar Maden Tetkik Arama (MTA) Genel Müdürlüğü tarafından 600 m yükseklikten 1-5 km aralıklarla yerleştirilmiş uçuş hatları boyunca alınmıştır (Ateş ve diğ., 1999). Lokal çalışmalarda göl içerisinde ve çevresinde bulunan yapıların ve faylanmaların tespiti ve yorumlanması daha zor ve karmaşıktır. Bu nedenle göl içerisinde bulunan yapıların ve faylanmaların tespiti tektonik yapının araştırılmasında önemi büyüktür. Daha iyi sonuçlar almak amacıyla, İznik Gölü ve çevresinde manyetik veriler, 1 km aralıklı kuzey-güney ve doğu-batı yönlü profiller doğrultusunda Sezyum Buhar Manyetometresi kullanılarak toplanmıştır. Kara alanındaki veriler, göl içerisinde alınan hatların devamı olarak 10 m aralıklarla Proton Manyetometresi kullanılarak alınmıştır. İznik Gölü ve çevresine ait yeni alınan manyetik veriler, geliştirilen jeofizik analiz teknikleri kullanılarak değerlendirilmiştir.

Çalışma alanındaki göl içerisinde bulunan fayların durumu ve konumu, kara alanında hatlar boyunca gözlenen fayların devamına dayanmaktadır. Tez kapsamında bölgenin jeolojisi ve tektonik yapısı manyetik verinin, sismik, paleomanyetik verilerinin desteği ile modellenerek çalışma alanındaki fay geometrisinin oluşumu hakkında bilgi sağlayacaktır. Bu sonuçlar İznik Gölü'nün tektonik ortamını anlamada önemlidir ve ileride yapılacak olan çalışmalara ışık tutarak sismik risk verilerinin daha fazla analizi, fay kinematiki ve derinliği hakkında geniş bilgiler sağlamaktadır.

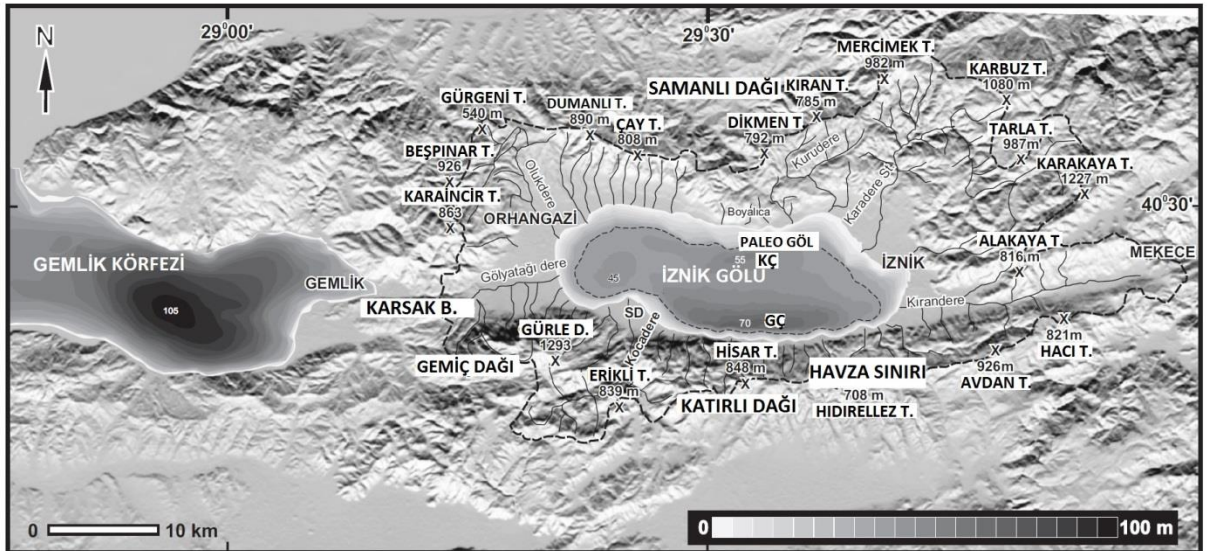
Tez çalışmasının bölümleri kısaca özetlenecek olursa, birinci bölümde giriş bölümü adı altında çalışma alanını, kullanılan yöntemleri ve alınan verilere uygulanan yöntemlere kısaca değinilmiştir. İkinci bölümde çalışma alanının genel jeolojisi ve jeofiziği başlığında genel yapısı, morfolojik özellikleri ve jeolojisi hakkında kısa bilgiler verilmiş ve inceleme alanının tektonik yapısı ve depremselliği ele alınmıştır. Üçüncü bölümde çalışma alanında kullanılan aletlerin özellikleri, yöntemin detaylandırılarak anlatılması ve arazi çalışmasına uygun veri işlem basamakları hakkında bilgiler verilerek anlatılmıştır. Dördüncü bölüm jeofizik yöntemlerden manyetik yöntemin veri işlem ve analiz bulgularından oluşmaktadır. Elde edilen bulgular ortaya konulmuş ve diğer veriler ile birlikte değerlendirilmiştir. Beşinci bölümde ise tez içeriğinde yapılan tüm çalışmalardan elde edilen sonuçlar ve önerilere yer verilmiş, bölgenin tektonik evrimi ayrıntılı olarak açıklanmış ve modellenmiştir. |

2. GENEL KISIMLAR

2.1. ÇALIŞMA ALANININ GENEL YAPISI VE JEOLojİSİ

2.1.1. Morfolojik Özellikler

Çalışma alanı Marmara bölgesinde Kuzey Anadolu Fayı'nın orta kolunu da içine alacak şekilde İznik Gölü ve çevresini kapsamaktadır. 313 km²'lik bir alana sahip olan (Öztürk ve diğ., 2009) İznik Gölü, doğu-batı yönde yaklaşık olarak 32 km, genişliği ise kuzey-güney yönde yaklaşık 12 km' dir. İnceleme alanının morfolojik görünümünün gelişiminde, tektonik hareketler ve temeli meydana getiren kayaç özellikleri etkili olmuştur. İznik depresyonu olarak adlandırılan araştırma alanının kuzeyinde ve güneyinde dağlık alanlar ve platolar bulunmaktadır. İznik Gölü havzasının kuzey kesimi, doğu-batı doğrultusunda uzanan Samanlı Dağları ve güneyden ise Gürle-Avdan dağ sıraları ile sınırlandırılmıştır (Akartuna 1968). Havzanın kuzeyindeki dağlar İznik Gölü'ne doğru yüksekliklerini yavaş yavaş kaybederek alçaldıkları halde, güneyde yer alan Gürle-Avdan dağları daha az mesafede inerek daha dik bir görünüm arz ederler (Şekil 2.1).



Şekil 2. 1: İznik Gölü ve çevresinin morfolojik özellikleri (Öztürk ve diğ., (2009) 'dan değiştirilerek).

Araştırma sahasının genel morfolojik karakterini; çevredeki çukur alanlar (Gemlik Körfezi, Orhangazi Ovası, İznik Gölü) arasında bir kısmı doğrudan, bir kısmı da dar alanlı geçiş sahaları boyunca yükseklik kazanan dağlık alanlar oluşturmaktadır. Gölün kuzey kesiminde

yer alan Samanlı Dağları, kuzeyinde İzmit Körfezi, güneyinde İznik Gölü ile kısmen de Sakarya Nehri arasındaki bölümü oluşturmaktadır. İznik Gölü'ne en fazla yaklaştığı kısım, Samanlı dağlarının daraldığı ve yükseltinin azaldığı kısma denk gelmektedir. Bu alanda batıdan doğuya doğru ilerlendiğinde Gürgen Tepe, Beşpınar T., Karaincir T., Dumanlı T., Çay T., Dikmen T., Mercimek T., Karbuz T., Tarla T., Karakaya T. gibi dağlık kesimler ile çeşitli yükseltilerdeki platolar yer almaktadır.

İznik Gölü güney kesiminde bulunan Katırlı dağları güney kıyılarına doğru daralarak D-B doğrultulu bir dağ sırası özelliği kazanır ve doğu sınırı ötesinde Avdan dağı ile İznik ilçe merkezinin GD'suna kadar uzanırlar (Kayacılar, 1999). İznik Gölü GB kısmında bulunan Gürle Dağı, oldukça dik kuzey yamaçları ile Orhangazi ovasını güneyinden sınırlar. Ayrıntılı olarak incelendiğinde İznik Gölü'nün D-B doğrultusunda uzanan dağ sırasının Sölöz deltasını oluşturan Sölöz deresi tarafından dar ve derin bir boğazda enine bir şekilde yarıldığı ve ayrıldığı görülmektedir. Gürle dağının, güneye doğru inen kısmında akarsular V şekilli ve derin vadiler şeklinde oluşmuşlardır. Aynı zamanda bu dağ sırası şeklinde ifade edilen Gürle – Avdan, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) ana kollarından birini teşkil eden İznik Gölü'nün güneyi boyunca, yükselen tektonik bloğu temsil etmektedir. Avdan Dağlarına İznik Gölü tarafından bakıldığında, derin vadilerle yarılmış ve kıyıda bir anda yükselen dik yamaçlar ile karşılaşmaktadır. Ancak yakından incelendiğinde, bu dağ yamaçlarının devamlı bir genel eğime sahip olmadığı ve basamaklanmalar olduğu görülmektedir. Morfolojik olarak incelendiğinde bu basamaklı yapı, dağ yamacı - havza kenarına Mekece-İznik-Gemlik Fay Zonu'na bağlı tektonik hareketlerin denetiminde Gürle-Avdan Dağ sırasının dağ oluşum süreci, İznik Havzası'nın çökme süreci ve çalışma alanında tektonik hareketler hakkında önemli izler taşımaktadır. Aynı zamanda bu dağın batı bölümünün İznik Gölü'ne inen basamaklı kuzey yamaçlarında, kıyıya gelmeden önce gözlenen son basamaklanma, Göllüce köyü yakınlarında yaygın olarak bulunan yükselmiş kıyı taraçalarıdır. Bu taraça kademesi yüzeyleri düz olmayıp göle doğru hafif eğimlidir. Bazı yerlerde bulunan taraça parçaları, kıyı kesimde faylara karşılık gelen yerlerde eğim atımlı normal faylar ile kesilmiştir. Bu nedenle taraçanın doğrudan kıyıya inen cephe yamaçları fay dikliklerine ve bu alanda, kıyı boyunca uzanan Mekece-İznik-Gemlik Fay Zonu etkisiyle yükselmiş tektonik bloğun oluşturduğu fay düzlemlerine denk gelmiştir. Tektonik yükselmeye beraber 'V' şekilli dar ve derin vadiler kazanan akarsular, bu fay düzlemlerini yararak tipik bir falez oluşturmuştur (Kayacılar, 1999 (Şekil 2.2)).



Şekil 2. 2: İznik Gölü güneyinde Aydınlar köyü kıyı önünde görülen dik falez.

Bu dağlık alanlara ek olarak, çalışma alanı içerisinde kalan diğer bir dağlık alan ise kuzey kısımda yer alan Samanlı dağlarıdır. Bu alanda batıdan doğuya doğru kuzeyden kuşatan Samanlı Dağları Dumanlı Tepe, Çay T., Dikmen T. Kıran T., Mercimek T. gibi dağlık kesimler ile çeşitli yükseltilerdeki platolar yer alır. Samanlı Dağları, KAFZ'nun kuzey ve güney kolları arasında bir basınç sırtı olarak yükselmiş olup (Koçyiğit, 1988) bugünkü morfolojik görünümünü kazanmıştır.

Araştırma sahasının genel morfolojik özelliklerini oluşturan dağlık, tepelik alanlar ve plato sahalarının dışında inceleme alanında en alçak ve düzlük alanları içeren kıyı ovalarında bulunmaktadır. İznik Gölü'nün batı kıyıları boyunca uzanan, batıdan Karsak boğazına doğru daralan Orhangazi Ovası bulunmaktadır. Orhangazi Ovasının tabanı düz olmayıp İznik Gölü'ne doğru hafif bir eğime sahiptir ve bu nedenle dağlık alanlardan inerek ova tabanına kavuşan dereler, birbirine kaynaşmış birikinti koni ve yelpazeleri oluşturmaktadır (Sezen,1992). Bu oluşumun temel nedeni Gürle Dağı'nda eğimin %45'i aştığı yamaçlardan ovaya inen akarsuların taşıdığı malzemelerin eğim değerlerinin aniden azaldığı ova tabanındaki düzlüklerde biriktirmesidir (Pektezel, 2013). İnceleme alanının diğer bir önemli ovalık alanı, İznik Gölü GB kıyılarında başlayıp Gemlik ve Engürücük kıyı ovaları ile Gemlik

Körfezi kıyılarında sonlanan Sölöz Deltasıdır. Sölöz Deltası, güneyindeki Bayırköy Boğazı'ndan çıktıktan sonra, taşıdığı alüvyonları göl kıyısında biriktirmesiyle oluşmuştur. Aynı zamanda KAF'ın aktif segmentleri tarafından sınırlandırıldığından, “fay önü yelpaze deltası” karakteri taşımaktadır (Akbulak, 2006).

İznik Gölü'nün doğusunda yer alan İznik Ovası, Çınarlık deresi boyunca alüvyal taban düzlüğü şeklinde kuzeydoğuya doğru daralarak yükselmeye başlar (Akbulak, 2006). İznik-Mekece Fayının varlığı ovanın güney sınırının düz olmasını veya çizgisellik göstermesine neden olmuştur. Gölün kuzeyinde kıyı boyunca, Yeniköy'ün güneyinden başlayarak doğuya doğru bir kıyı ovası uzanmaktadır. Keramet ve Boyalıca köyleri arasında iyice daralır ve bu kesimde (Boyalıca) kıyı boyunca gözlenen sazlık ve bataklıklarda göl kıyısının halen dolmakta olduğunu ortaya koymaktadır (Akbulak, 2006).

Çalışma alanında güneyde doğu-batı doğrultusunda uzanan fay zonu morfolojik şekillerin oluşumunda oldukça önemli bir rol oynamaktadır. Fayın kuzeyindeki çöken blok Karadin Oluğu'nu, İznik havzasını ve güneydeki yükselen blok dağlık alanları oluşturmuştur. Gölün kuzeydoğusunda yer alan Çakırca Ovası, Karasu Deltası, İznik Gölü'nün kuzeydoğu kıyıları boyunca Karasu Deresinin getirdiği alüvyonların göl kıyısında birikmesiyle oluşmuştur. Bu kesimde bataklıklar ve sazlık alanların olması zamanla deltaya eklenerek deltanın genişlemesine sebep olmaktadır (Akbulak, 2006).

Morfolojik yapıların fay zonları üzerinde oluşması bir bölgenin tektonik olarak aktif olduğunu gösteren en önemli faktörlerdendir. Bunlar; çöküntü havza ve gölleri, çizgisellik şeklinde uzanmış vadiler, ötelenmiş dere yatakları, basınç sırtları şeklindedir. Bunlara ek olarak yükselen ve alçalan bloklar, fayların etkisiyle meydana gelen deformasyonlar, V şekilli vadiler, taraçalar da morfolojik yapılardır (Doğan, 2011).

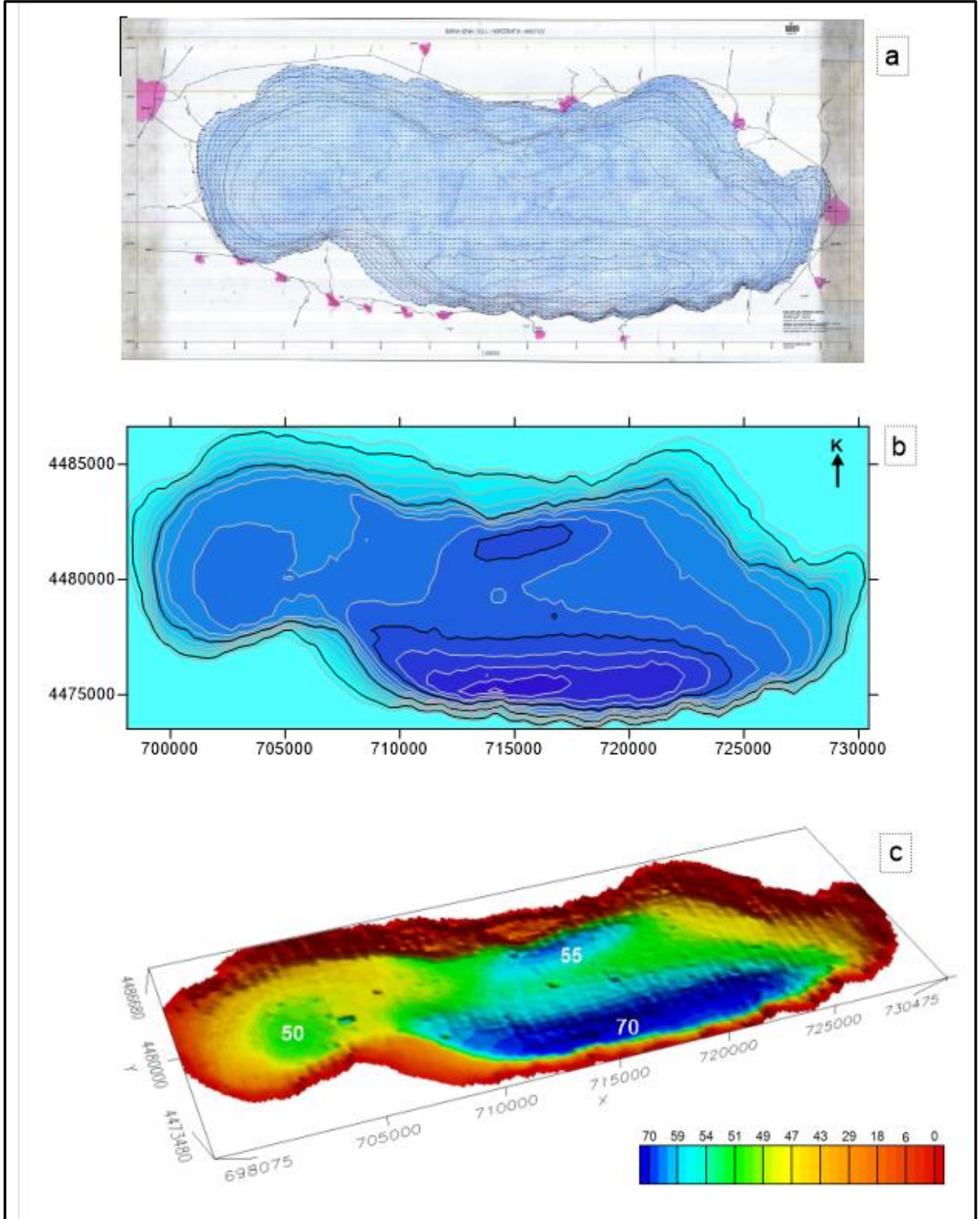
2.1.1.1. İznik Gölü'nün Batimetrisi

İznik Gölü, Marmara bölgesinde bulunan en büyük göl olup, Türkiye'nin ise 5. büyük tektonik tatlı su gölü durumundadır. Bu çalışmada kullanılan batimetri verileri 1997 yılında Devlet Su İşleri (DSİ) tarafından toplanmıştır. DSİ'den temin edilen batimetri haritası analog verisi bilgisayar ortamına resim formatında atılmış, sayısallaştırılmış ve üç boyutlu batimetrik modeli elde edilmiştir (Şekil 2.3 a,b,c). Sayısallaştırma işleminde, harita üzerinde enlem ve boylamlar girildikten sonra, belirlenen konturlar üzerine konularak her noktanın sayısal olarak

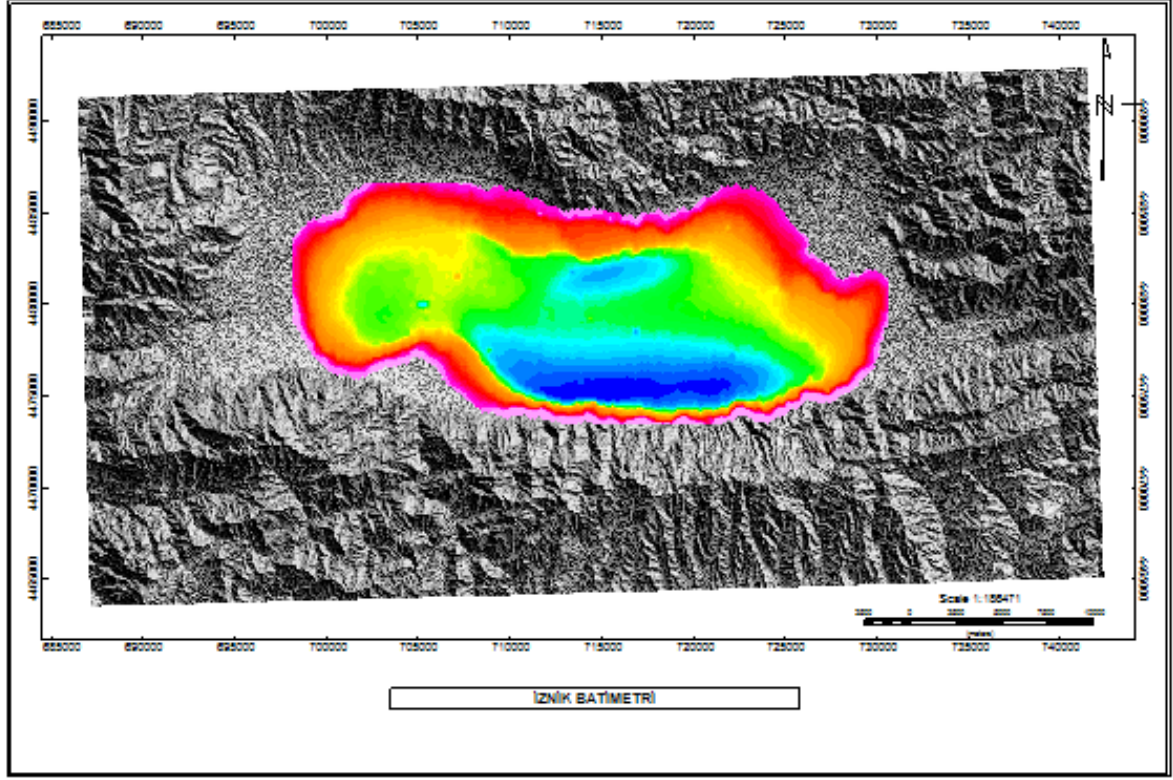
“.dat” formatındaki dosyası elde edilmiştir. “.dat” formatında elde edilen dosyalar işaretlenen noktaların enlem, boylam ve derinlik değerlerini “x, y, z” formatında vermektedir. Bu veriler, DEM (Dijital Elevation Model) verileriyle birlikte Geosoft programına aktarılmış, koordinatları UTM 35, ED50 datumu kullanılarak haritalanmıştır (Şekil 2.4).

İznik Gölü’nün denizden yüksekliği yaklaşık olarak 85 m’dir. Gölün batimetri haritasından da anlaşıldığı gibi güney ve kuzeyinde iki çukurluk bulunmaktadır. Kuzeyde bulunan çukurluk yaklaşık 2.5 km uzunluğunda 900 m genişliğinde ve 55 m derinliğindedir. Güneyde bulunan çukurluğun uzunluğu ise 4.3 km genişliği 1.3 km ve 70 m derinliğindedir (Şekil 2.3).

Göl içerisinde Öztürk ve diğ., (2009) tarafından yapılan sığ sismik çalışmada fayların konumları belirlenmiş ve KAF’ın orta kolunun güney çukurluğu sınırlayarak denetlediği vurgulanmıştır. Batimetriden ve morfolojiden de anlaşılabacağı gibi bu fayların göl içerisinde D-B yönünde kısmen kara alanında devam ettiği görülmektedir. Diğer jeofizik yöntemlerle birlikte değerlendirildiğinde de göl içerisinde kuzey ve güney çukurluğu sınırlayarak faylarla denetlendiği gözlenmiştir. Özellikle kara alanında Orhangazi fayı olarak adlandırılan fayın göl içerisinde KB-GD yönlü fay ile ilişkili olduğu ve kuzey çukurluğu sınırlandırmıştır. Doğan (2011)’ de kuzey çukurluğun kuzey sınırdaki antitetik faylanma ile denetlendiğini vurgulamıştır. İznik Gölü’nün içindeki çukurluklar kuşkusuz gölün tektonik yapısı ile ilişkilidir.



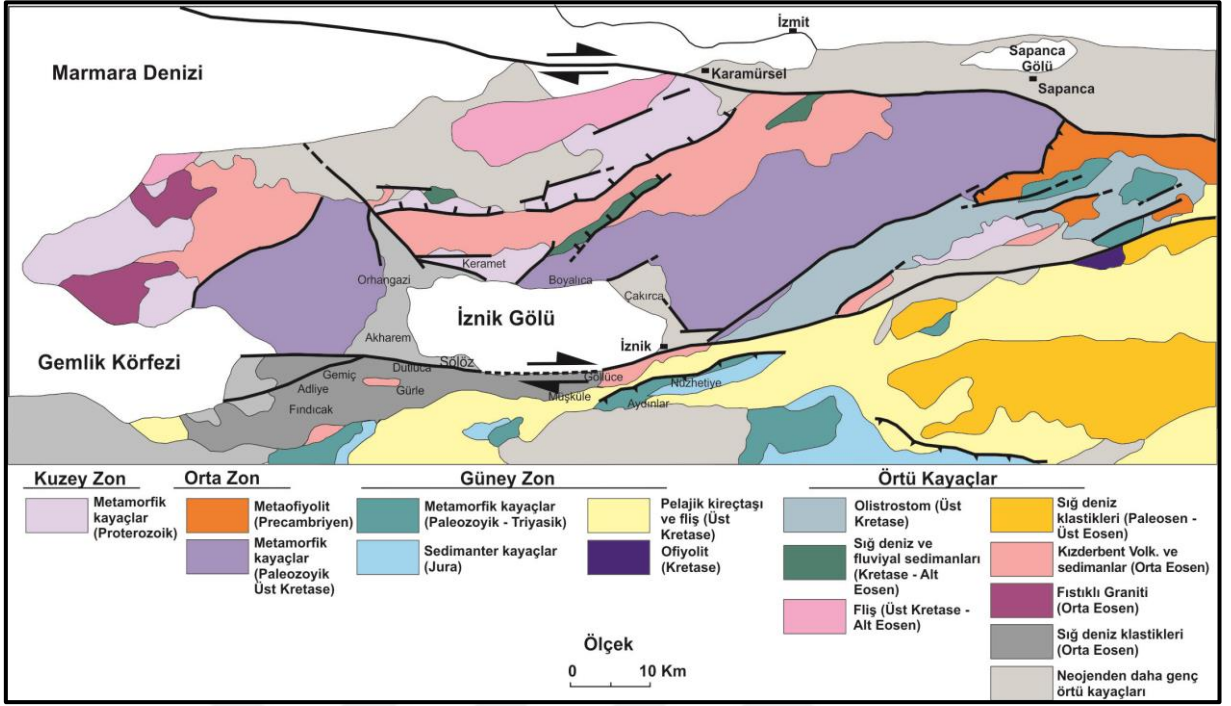
Şekil 2. 3: a) İznik Gölü'nün DSİ tarafından 1997 yılında toplanan analog batimetri haritası, b) analog batimetri haritasından sayısallaştırılmış hali ve c) üç boyutlu görünümü.



Şekil 2. 4: İznik Gölü'nün DEM ile batimetri haritası.

2.1.2. İznik Gölü ve Çevresinin Jeolojisi

İnceleme alanı, Batı Pontid tektonik birliği içerisinde “Sakarya Kıtası” (Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğ., 1995) veya Sakarya Zonu (Okay ve diğ., 1990) olarak tanımlanan tektonik alanda yer almaktadır. İznik Gölü ve yakın çevresinin jeolojisi bugüne kadar birçok araştırmacı tarafından ele alınmış ve yapılan incelemelerde bölgede Prekambriyen’den Kuvaterner’e kadar çok çeşitli jeolojik birimler bulunduğu ortaya konulmuştur (Akartuna 1968, Yılmaz ve diğ., 1995, Genç ve Yılmaz 1995). Bölgede bulunan stratigrafi birimleri Paleozoik, Mesozoyik, Senozoyik ve Kuvaterner yaşlı güncel litolojik birimlerden oluşmaktadır. MTA 1/500.000 jeoloji haritası ve Gülmez ve diğ., (2012)’ den hazırlanan jeoloji haritasından derlenerek, yukarıda değinilen litoloji topluluğu genel anlamda ele alınmıştır (Şekil 2.5).



Şekil 2. 5: İznik Gölü ve çevresinin jeoloji haritası (Akartuna, 1968; Yılmaz ve Gürpınar 1990; Genç ve Yılmaz, 1995; Gülmez ve diğ., 2012’ den derlenmiştir)).

2.1.2.1. Paleozoik Yaşlı Birimler

Paleozoik’e ait metamorfik kayaçlar, çalışma alanı ve çevresinde en eski formasyonları içermekte olup, genel olarak kırıntılı çökel kökenli şistler ve mermerlerden oluşmaktadır. İnceleme alanının kuzey ve kuzeydoğusunda dağlık alanlar bulunmakta olup, platoluk sahada yaygın olarak şistler görülmektedir. Güney kesimlerde ise dar alanlarda, Şerefîye köyü çevresinde mostra vermektedir (Akbulak, 2006). Killi şist, grovak, serisitli şist, serpantinli şist, mikalı ve kloritli şist gibi değişik türleri bulunan şistler Paleozoik temelin, gözlenen en eski formasyonunu oluşturmaktadır (Akbulak, 2006).

Şistler, litolojik özellikleri bakımından kolayca kırılıp parçalanabilen, yani aşınma ve ayrışmaya karşı daha düşük dirençli kayaçlardır. İznik’in kuzeyinde Boyalıca köyünün kuzeyinde Kel Tepe’de mostra vermektedir ve Ömerli köyü çevresinde farklı renkte, bol miktarda serisit, kil mineralleri, klorit içeren serisit şistler hâkimdir (Akartuna, 1968). İnceleme alanının kuzeydoğusundaki şistler içinde ise mikalı şistler yaygındır. Mermerler inceleme alanında killi şist, serisit şist, klorit şist tabakaları üzerinde bulunur. Alt seviyelere doğru tabakalanma ve şistozite belirgindir ve tabaka kalınlıkları daha azdır (Akartuna, 1968). Mermerler aşınmaya karşı daha dirençlidir ve buna bağlı olarak üzerindeki toprak örtüsü ince

ve eğim genelde fazladır. Mermerler, Gemlik'in kuzeyinde, Orhangazi'nin batısında, İznik Gölü'nün kuzey ve kuzeydoğusunda yaygın olarak görülmekte ve çalışma alanının yüksek ve eğimli kesimlerine karşılık gelmektedir. Jeolojik araştırmalar sonucunda genellikle Permien yaşı oldukları belirtilen bu formasyonlar sahanın kuzeydoğu kesimlerinde şistler arasında mostra vermektedir (Akbulak, 2006).

2.1.2.2. Mesozoyik Yaşlı Birimler

İznik Gölü ve çevresinde Mekece-İznik-Gemlik Fay Zonu'nunda yaygın olarak mostra veren Mesozoyik formasyonları Triyas, Jura ve Üst Kretase'ye ait çoğunlukla sedimanter bazı yerlerde ise volkanik kayaçlar tarafından temsil edilmektedir (Pektezel, 2013).

Triyas yaşlı kayaçlar, çalışma alanında metakırıntılı kayaçlar ve metavolkanitlerle temsil edilmektedir. Metavolkanit ve metakırıntılı kayaçlar spilitik bazalt, radyolarit çamurtaşı, spilitik kumtaşı, kireçtaşıdan oluşur (Genç ve diğ., 1986). Metakırıntılı kayaçlar, Karsak Boğazı civarında, İznik Gölü'nün güneydoğusu Mustafalı, Göllüce ve Derbent köyünden kuzeydoğuya doğru Değirmenkaya Tepe, Şerefiye köyünü içine alacak şekilde ve doğusunda Dereköy köyü civarında mostra vermektedir. Metakırıntılılar ise İznik Gölü'nün doğusunda Karadin Oluğu'nun kuzeyinde İhsaniye Köyü ile Tekke Tepe arasındaki sahada mostra vermektedir (Pektezel, 2013).

Jura yaşlı kayaçlar, İznik Gölü'nün doğusunda Orhaniye, Günören, Sarmaşık ve Bayırköy etrafında mostra vermektedir. Genç ve diğ., (1986) yapmış olduğu çalışmada "Akçapınar Formasyonu" adıyla incelemiştir. Birim, genellikle kalın tabakalı konglomera, kumtaşı, kireçtaşı ve kilaşları ile sığ sulara çökelmiş resifal kireçtaşları olarak ayırtlanmış, değişik kalınlıkta ve farklı litolojiler sunmaktadır (Genç ve diğ., 1986).

Kretase yaşlı kayaçlar; kireçtaşı, kumtaşı, çamurtaşı-kireçtaşı, killi kireçtaşı, volkanit-çökel kaya, fliş fasiyesindeki çökel kaya ve abisal havza istiflerinden oluşmaktadır. İznik Gölü'nün güney ve güneydoğu kesimlerinde farklı alanlarda dağınık parçalar halinde görülmektedir. Kızılköy, Aydoğdu, Avdan köyleri, Derbent güneyinde bulunmaktadır. Üst Kretase yaşlı kumtaşı-kireçtaşı, yamaç ve abisal havza arazisi, kristalize kireçtaşları üzerinde diskordan olarak bulunmaktadır. Bu birim üzerine diskordan olarak Eosen yaşlı birimler gelmektedir (Çetin ve diğ., 1982). İznik Gölü'nün güney ve güneydoğusunda Gürle-Avdan dağları içinde mostra vermektedir. Güneyde Fındıcak-Bayırköy dolaylarında geniş alan kaplamaktadır. Bu

kayaçlar ayrıca gölün doğusunda Nüzhetiye, Şerefiye sahasında mostra vermektedir. Üst Kretase yaşlı killi kireçtaşı, şelf-abisal havza arazisi İznik Gölü'nün doğusunda Alkaya köyünden Karadin Oluğu'na geçiş alanı boyunca bu kayaçlar mostra vermektedir. Senoniyen (Üst Kretase) yaşlı Kireçtaşı, çalışma alanının kuzeybatısında ve Gemlik Körfezi kuzeyinde görülmektedir (Pektezel, 2013).

2.1.2.3. Senozoyik Yaşlı Birimler

Senozoyik yaşlı birimler, Paleosen'in sedimanter kayaçları, Eosen'in volkanit ve sedimanter kayaçları ile Neojen'in gölssel çökellerinden meydana gelmektedir (Pektezel, 2013).

Paleosen'e ait kayaçlar; kumlu kireçtaşı (kumtaşı-kireçtaşı-çamurtaşı), volkanit-çökel kaya, kireçtaşı ve karasal şelf istiflerinden oluşan kayaçlarla temsil edilmektedir. Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı volkanit-çökel kaya, şelf istifine, İznik Gölü ile Gemlik Körfezi arasında rastlanmaktadır (Pektezel, 2013). İznik Gölü'nün güney batısında Adliye ve Katırlı köylerinden doğuya doğru Karsak, Gemiç, Yeni Gürle ve Akharemler boyunca mostra vermektedir. Ayrıca Paleosen yaşlı volkanit-çökel kaya, karasal-self kayaçları dağınık parçalar halinde, araştırma sahasının dört farklı yerinde görülür. Gemlik Körfezi'nin kuzeyinde bulunan Çayır Tepe'nin kuzeyinde; Sölöz Deltası'nın güneyinde, Sölöz, Heceler ve Narlıca köyleri boyunca mostra vermektedir (Pektezel, 2013).

Eosen yaşlı kayaçlar kireçtaşı konglomera, kumtaşı tuf, killi-kireçtaşı, karbonatlı kumtaşı ile temsil edilmektedir. Eosen başlangıcındaki transgressif denizin ilk ürünü olan konglomeralar, Bayırköy'ün kuzeyinde mostra vermektedir (Kayacılar, 1999; Pektezel, 2013). Kumtaşı-kireçtaşı, çamurtaşı, şelf istifi gibi kayaçlara, İznik Gölü güneyinde Narlıca, Heceler ve Yeni Sölöz'ün güney kesimlerinde DGD-BKB yönünde Seçköy'e kadar dar ve uzun bir şerit halinde rastlanmaktadır. Orhangazi Ovası'nın güneyinde bulunan Gürle Dağları içinde Alt Eosen yaşlı andezit-tuf, şelf istifi yer yer mostra vermektedir. Özellikle Sölöz, Akharemler, Yeni Gürle, Gemiç köyü güneyinde bu kayaçlara rastlanmaktadır. Orta-Üst Eosen'e ait bir diğer litoloji de, koyu kırmızı, kahve, yeşil renkli konglomera, aglomera, tuf, çamurtaşı, kumtaşı ardalı ve volkanik ara katlı olan "Müslümsölöz formasyonudur" (Genç ve diğ., 1986). Gölyaka köyü güneyinde, Sölöz köyü güneyinde, Heceler, Paşapınar, Narlıca köyleri dolaylarında mostra vermektedir. Bu kayaçlar GB-KD doğrultulu, K-KB'ye dalımlıdır. Altta Kayacık Çayın Formasyonu ile uyumlu, üstte Kurban Dağı Formasyonu ile düşey-yanal geçişlidir (Genç ve diğ., 1986). Volkanik kökenli litolojilerle örtülü bir beslenme çanağının

bulunduğu ve volkanik aktivitenin etkin olduğu bir dönemde, şelf üzerindeki sığ denizde çökelim meydana gelmiştir. Andezitik lâv ve aglömeralardan oluşan volkanik istif, Erendil ve diğ., (1991) tarafından “Çerkeşli Formasyonu” olarak tanımlanmıştır. İznik Gölü güneyinde dar şerit halinde uzanan bu istif saha genelinde dağınık mostralara şeklinde de gözlenmektedir. İznik Gölü’nün güneyinde Narlıca yakınlarında kumtaşı, çamurtaşı, marn ve konglomera ardalaşmasından oluşan istif, Orta Eosen olarak yaşlandırılmış ve Erendil ve diğ., (1991) tarafından “Ciciler Formasyonu” olarak adlandırılmıştır. Ciciler Formasyonunun üzeri Kuvaterner yaşlı alüvyon ile örtülüdür. İznik Gölü’nün güneydoğusunda Avdan Dağları’nın İznik Ovası’na karıştığı kesimde DGD-BKB doğrultusunda Karadin Oluğu’na doğru Orta Eosen (Lütesiyen) yaşlı Andezit-Trakit, şelf istifi dar bir şerit halinde uzanmaktadır.

Çalışma alanında Miyosen yaşlı kayalar; kumtaşı, çamurtaşı, kireçtaşı, andezit ve bunların ardalımlı istiflerinden oluşmaktadır. Miyosen yaşlı andezit, püroklastik kaya, karasal istif İznik Gölü’nün batı, güney - güneydoğu ve doğusunda mostra vermektedir. İznik Gölü’nün batısı ve Gemlik Körfezi’nin güneydoğusunda Adliye Köyü ve Yeniköy’ün hemen kuzeyinde görülmektedir. Üst Miyosen yaşlı kireçtaşı, İznik Gölü’nün doğusunda Çerkeşli, Gaziler ve Beşevler mahallesi arasında kalan Kocakaya Tepelerinde ve Adliye mahallesinin güneydoğusunda yer alan Karatepe de mostra vermektedir (Pektezel 2013).

Pliyosen yaşlı kayalar çalışma alanında; çakıltası - kumtaşı, çamurtaşından oluşmaktadır. Gemlik’in güneydoğusunda Bağ Tepe’de ve Orhangazi Ovası’nın kuzey ve güneyi boyunca Orhangazi ilçe merkezinin güneyinden Çeltikçi köyü, Gedelek köyüne kadar olan alanda ve Karayanık Tepeden Yeni Gürle ve Akharem köyüne kadar olan alanda rastlanmaktadır (Pektezel 2013).

2.1.2.4. Kuvaterner

Çalışma alanında görülen Kuvaterner birimleri alüvyonlar, yalıtışları, traverten ve göl taraçalarından oluşur. Bu çökeller, bölgede yüzeylenen tüm birimlerin kil, kum, silt ve çakıl boyutundaki malzemelerden oluşmaktadır. İznik Gölü havzasının Kuvaterner stratigrafisi güneyinde ve kuzeyinde farklılık göstermektedir (Doğan, 2011).

İznik Gölü’nün kıyı ve yakın çevresinde yüzeylenen, göle doğru eğimli birimleri, Pleyistosen yaşlı konglomera, çakıllı kumtaşı ve kumtaşı ardalanmasından oluşan formasyon Bargu (1982) tarafından İznik Formasyonu olarak tanımlamıştır. Bu formasyon, İznik Gölü’nün

güneyinde, Narlıca, Heceler, Sölöz, Dutluca, ve Karsak köylerinde; İznik Gölü'nün kuzeybatısında ise Keramet, Yeniköy ve Orhangazi'nin kuzeydoğusunda gözlenmiştir (Doğan, 2011). Birim, Hocaköy formasyonu tarafından ise İznik Gölü'nün güneyinde Müşküle, Heceler, Sölöz, Karsak yakınlarında ve gölün kuzeybatısında ise Keramet-Yeniköy arasında diskordans ile örtülmüştür (Doğan, 2011).

Sölöz formasyonu, küçük çakıllı kum, kil ardalı şeklinde oluşmaktadır. İznik Gölü'nün güneyinde kıyıya yakın kesimlerinde, gölün kuzeyinde ise İznik-Orhangazi yolunun güneyinde bulunur. Sölöz formasyonu, İznik –Dutluca arasında İznik formasyonunu, Göllüce ve Dutluca'da ise Hocaköy formasyonunu diskordans ile örtmektedir. Göl kıyısında bulunan alüvyon ve yalıtışlarını da aşıl uyumsuzlukla örtmektedir (Doğan, 2011).

Çalışma alanının diğer bir Kuvaterner birimi arasında alüvyon ve yalıtışları gölün yakın çevresinde görülmektedir. Mekece-İznik arası bütün birimler alüvyonlarla örtülmüştür. Bu birimler İznik Gölü havzasında yalıtışları ile birlikte izlenmektedir. Suyun kimyasal bileşimi, sıcaklık ve su-kara seviyesindeki dönemsel değişikliklere bağlı olan yalıtış oluşumu (Neumeir, 1999; Calvet ve diğ. 2003) İznik Gölü kenarında, karbonatça zengin kum ve çakıl sedimanların gel-git arası çok hızlı şekilde ortamda taşlaşması sonucu oluşur. Bölgenin güneyindeki fayların gölün içerisine kadar ilerlemesi ve aktif olması ile göl kıyı çizgisinin fay denetimli olarak değişimi, yalıtışlarını bugün su seviyesinin üstünde bırakmış ve göle doğru eğimlenmesini sağlamıştır (Doğan, 2011). Fay düzlemleri boyunca oluşan düşey atımla da yalıtışları yükselmiştir (Şekil 2.6). İznik Gölü GB'sında görülmekte olan alüvyal yelpazeler, güneyden Gemiç dağlarından taşınan alüvyon malzemelerin akması şeklinde taşınması ile oluşmuştur.

İznik Gölü'nün batısında Kuvaterner birimler içerisinde göl taraçaları da yer almaktadır. Bu taraçalar gölün seviye değişimlerini gösterir ve çökel depolarını temsil etmektedir. Orhangazi'den Gemlik'e giden anayolun kenarında 3-4 m kalınlığında, sarımsı kahverenkli killi kum depoları görülmüştür. (Uçarkuş, 2002).

Genel olarak bakıldığında Doğan (2011), doktora tezinde yaşlıdan gence doğru birimleri; İznik formasyonu, Hocaköy Formasyonu, Sölöz Formasyonu, Alüvyon ve yalıtışları olarak ayırmıştır.

Kuvaterner oluşuklarının ayrıntılı olarak incelenmesi, bölgenin aktif tektonik çatısı içinde, Neotektonik tarihçenin ortaya konulabilmesi bakımından da ayrı bir önem taşımaktadır. Kuvaternerde meydana gelen oluşukların çoğu etkin ve günümüzde de aktif bir tektonizmanın sonucunda ortaya çıkmışlardır. Araştırma sahasında bunların en iyi örneği İznik Gölü havzasında bugün bile çökel oluşumu devam eden sedimanlardır.

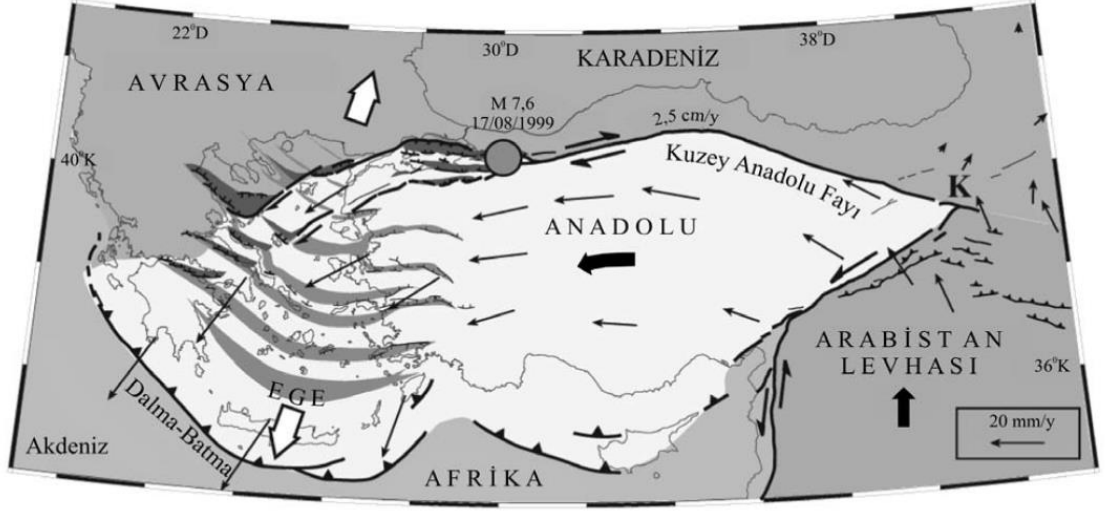


Şekil 2. 6: İznik Gölü'nün güney kıyılarında oluşan yalıtışları.

2.1.3. Bölgenin Tektonik Özellikleri

Türkiye'deki Neotektonik dönem, Geç Miyosen'de Anadolu Levhası ile Arap Levhası arasında bulunan Neo-Tetis Okyanusu'nun güney kolunun okyanusal litosferinin yitilmesi sonucunda Bitlis-Zagros Sütur Kuşağı boyunca kapanmasıyla başlamıştır (Şengör, 1979a.; Hempton, 1985; Yılmaz, 1992; Görür, 1992). Arap Levhası, Anadolu Levhası ile çarpışmasının etkisiyle, kuzeye doğru hareketine devam ederek Doğu Anadolu'nun sıkışmasına yol açmıştır. Bu durum Anadolu bloğunun doğu kısmının kalınlaşmasına neden

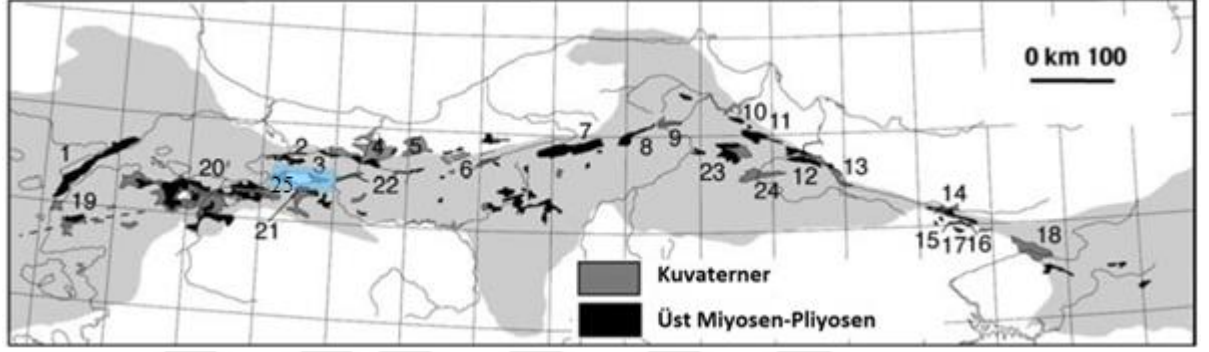
olmuştur. Anadolu Bloğu ilk olarak bu sıkışma rejimini kalınlaşma ile karşılasa da, daha sonra batıya doğru Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Doğu Anadolu Fayı (DAF) boyunca kaçmaya başlamıştır. Bu hareketinde etkisiyle batıya doğru kaçan Anadolu Levhası burada Helenik yayının etkisiyle ile genişlemiş ve Ege Graben yapıları oluşmuştur (Şekil 2.7).



Şekil 2. 7: Türkiye'nin ve çevresinin neotektonik yapıları (Armijo ve diğ., 1999'den değiştirilerek).

Kuzey Anadolu Fay Zonu Avrasya ve Anadolu levhaları arasındaki hareketin karşılandığı neotektonik bir yapı olup, 1200 km uzunluğunda ve 0.3-40 km genişliğinde, dünya üzerindeki en önemli sağ yanal doğrultu atımlı aktif fay zonlarından biridir (Şengör, 1979b; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Şengör ve diğ., 2005). KAFZ doğuda Karlıova civarında başlar, batıya doğru, Erzincan civarına doğru daralarak, yaklaşık 10 km' lik dar bir zon halinde ilerler ve Niksar, Erbaa civarında 100 km varan bir genişlikte ilerleyerek Ladik, Ilgaz, Gerede'yi izler (Şekil 2.8). KAFZ, Havza-Ilgaz arasında yaklaşık D-B doğrultuda ilerken, Ilgazdan sonra KD-GB doğrultu ile Gerede'yi izleyerek Mudurnu çayına (Bolu) ulaşır. KAFZ batıya doğru genişleyerek devam eder ve Marmara bölgesi en geniş olduğu yerdir (Şengör ve diğ., 2005). Marmara Bölgesi'nde, KAF Anadolu'nun doğusuna göre farklı geometride izlenir. Almacık Dağı güney kesiminde Dokurcundan itibaren iki kola ayrılan KAFZ, kuzeyde doğudan batıya doğru Sapanca, Sapanca Gölü ve Kocaeli havzalarını denetleyerek İzmit Körfezinden D-B doğrultu ile Marmara Denizi içine girer (Şengör, 1979b; Barka, 1992, 1993; Barka ve Kuşçu, 1996). Marmara Denizi'nde; Çınarcık, Orta Marmara, Kumburgaz ve Tekirdağ havzalarını sağ yanal atımın çekme bileşeni ile denetler. Havzalar ile iç içe, uzun eksenleri KD-GB olan merkez ve batı sırtları ise sağ yanal atımlı oblik ters faylar oluşturur ve deforme eder (Barka

ve diğ., 1988; Barka, 1992; Okay ve diğ., 1999; Okay ve diğ., 2000; İmren ve diğ., 2001; Le Pichon ve diğ., 2001; Armijo ve diğ., 2002). Güneyde ise Dokurcundan itibaren; Geyve, Mekece ve İzmit arasını KD-GD, İzmit Gölü güney kenarı ve Gemlik Körfezi arasını KB-GD ve D-B doğrultu ile izler. KD-GB doğrultu ile Biga, Çan, Bayramiç'i izleyerek Ege Denizi'ne girer (Barka, 1992).



Şekil 2. 8 Çalışma alanı ve Kuzey Anadolu Fay Zonu ile ilişkili havzalar 1: Gelibolu, 2:Yalova, 3:Gölcük-Derince, 4:Adapazarı 5:Düzce, 6:Bolu, 7:Çerkeş-Kurşunlu, 8:Tosya, 9: Kargı, 10:Vezirköprü, 11:Havza-Ladik 12:Taşova-Erbaa, 13:Niksar, 14:Suşehri, 15:Kamos, 16:Biçer, 17:Refahiye, 18:Erzincan, 19:Bayramiç (Etili), 20:Manyas-Ulubat 21:Yenişehir, 22: Pamukova, 23:Merzifon, 24:Kazova, 25: İzmit Gölü Havzası (Şengör ve diğ., 2005'den değiştirilerek).

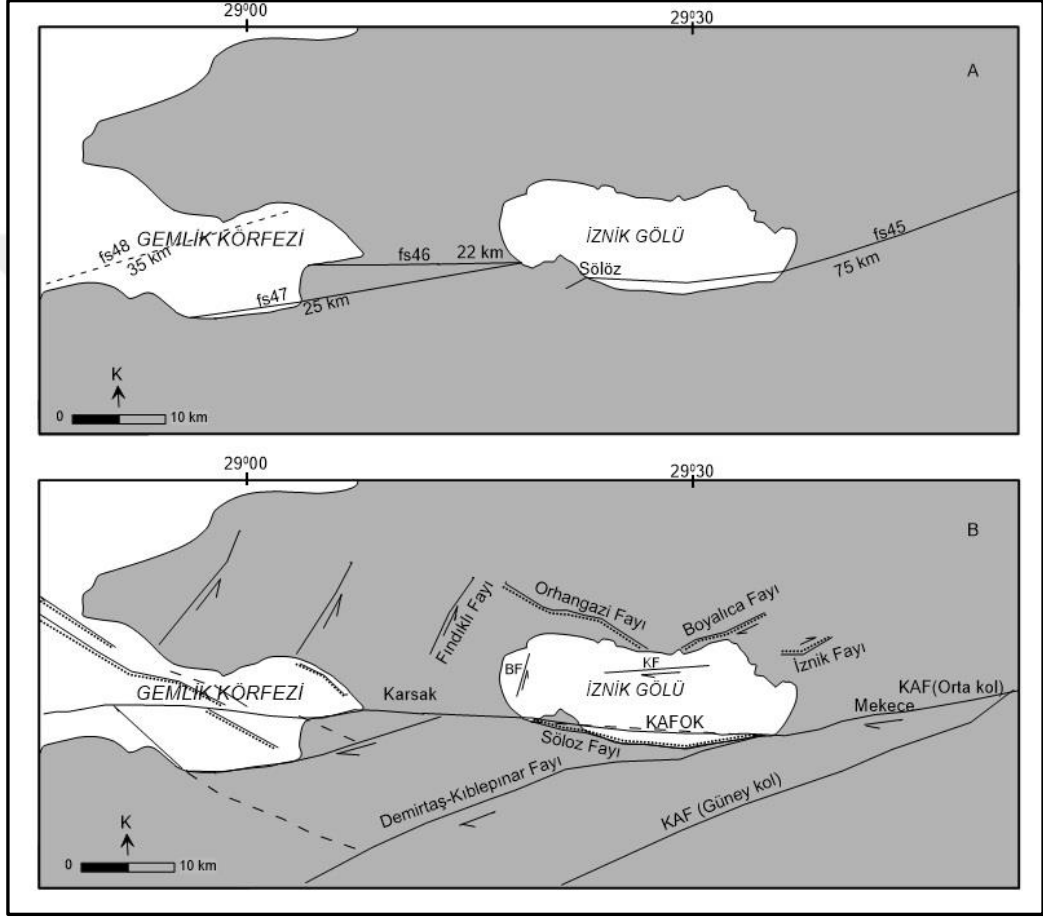
Türkiye'deki en aktif doğrultu atımlı fay zonlarından birisi olan KAFZ, Marmara bölgesindeki en aktif tektonik özelliklere sahip unsurlarını oluşturur ve üzerinde birçok havza bulunmaktadır. İzmit Gölü ve havzası bu fayların kontrolünde gelişen çöküntü içerisinde yer alan havzalardandır. Daha önceki yapılan çalışmalarda, Penck (1918) ve Sözer (1954) İzmit Depresyonu'nun bir senklinale karşılık geldiği görüşünü savunmuştur. Bu görüşe karşılık Ardel (1954)' de yapmış olduğu çalışmada İzmit Gölü'nün önceleri kapalı bir havzada yer aldığını, daha sonra ise sularının boşaltarak Gemlik Körfezi'ne akıttığını belirterek İzmit Gölü'nü çöküntü (depresyon) alanı olarak tanımlamıştır. Bu görüşe ek olarak, Bilgin (1968) ve Akartuna (1968) çalışmalarında bu çukur alanın faylanma sonucunda meydana geldiğini savunmuştur. Sonraki yapılan araştırmalarda, Sipahioğlu ve Matsuda (1986); Tsukuda ve diğ. (1988); Ikeda ve diğ. (1991); Barka (1992,1997); Emre ve diğ. (1997) bölgenin çek-ayır (pull-apart) bir havza ile geliştiğini savunurken, Öztürk ve diğ. (2009) çek-ayır havzaların karakteristik özelliğinin havzayı kontrol eden doğrultu atımlı fayların segmentlere ayrılması olduğunun üzerinde durmuştur. Öztürk ve diğ., (2009)'e göre İzmit Gölü'nün bir çek-ayır havza olabilmesi için güneyde bulunan fay zonunun kuzeye doğru ilerlemeli ve batıdaki Armutlu Yarımadasının güney sınırını sınırlaması gerektiğini vurgulamaktadır. Oysaki Barka

ve Kadinsky-Cade (1988)'de, Geyve havzası olarak tanımladığı çökme alanını fs45 segment numarası ile kuzey, fs46 ile güney kenarından sağ yanal atımlı fay ile denetlenen çek-ayır havza olarak açıklamıştır (Şekil 2.9a). Kuzey segmentin (fs45) İznik Gölü kıyısının kenarından geçmekte olduğunu vurgulamıştır. 22 km uzunluğunda Gemlik (fs46) ve 23 km uzunluğunda Gençali (fs47) fayları olarak tanımladıkları sağ yanal doğrultu atımlı fayların karada da görüldüğünü ve Gemlik Körfezi'ne doğru ilerlediklerini belirtmişlerdir.

İznik Gölü'nü sadece göl içerisindeki kontrol eden faylar dışında kıyı alüvyonlarını sınırlayan karada bulunan faylar da tektonik yapının oluşumunda oldukça etkindir. Bu fayların bir kısmı KAF'ın orta kolu olan, İznik Gölü'nü hem karadan hem de gölün içerisinde sınırlamaktadır. Bargu (1982), İznik Gölü güneyi Mekece arasında bulunan fayı normal fay olarak İznik Fayı adı ile tanımlamıştır. Barka ve Kadinsky-Cade (1988)' de KAF'ın orta kolu üzerindeki bu alandaki fayı Geyve-İznik arasında tek fay olduğunu, Emre ve diğ., (1997-1998) ise bu alandaki fayı iki segment olarak tanımlayarak İznik-Geyve, Gemlik-Bandırma arasında uzandığını savunmuştur. Öztürk ve diğ., (2009), güneydeki derin çukur Sölöz fayının genişlemeli bükülme karakterinin kontrolü altında oluştuğunu ve daha sonrasında KAF'ın orta kolu tarafından kesildiğini Gemlik Körfezi'ne kadar uzanmakta olduğunu savunmuşlardır. Gölün kuzey kenarında, Alpar ve Yaltırak (2002) tarafından kuzeybatıda Orhangazi fayı olarak adlandırılan fayın sağ yanal oblik normal fay şeklinde olduğu haritalanmıştır. Bu fay gölün kuzey kenarında KB-GD doğrultulu yaklaşık 9 km uzunluğunda olup morfolojik olarak Keramet-Yeniköy arasında üçgen yüzeylerden oluşmaktadır. Doğan ve Tüysüz (2011) tarafından araştırılarak, fayın yapısal verilerden (temel kayaçları ile havza dolgusunu oluşturan birimler) kinematik analizi yapılarak KD-GB yönlü çekme gerilmesi ile KB-GD yönlü sıkışmanın varlığı tespit edilmiştir. Bu tespitin sonucunda kuzey kenarından devamlı olmayan sağ yanal oblik normal fay olan Orhangazi fayının İznik havzasının açılmasını kuzey kenardan etkilediğini vurgulamışlardır. Öztürk ve diğ. (2009) gölün kuzey doğusunda Boyalıca fayı olarak adlandırarak sağ yanal bir hareket bileşeni normal bir fay olduğunu belirtmişlerdir (Şekil 2.9 b).

Özener ve diğ., (2013) Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) batı kesiminde 20 yıl boyunca uzay tabanlı tektonik çalışmalar yürütmüşlerdir. Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KOERİ), 1994 yılından beri sürekli veri toplayarak Marmara bölgesinin doğusunu kapsayacak şekilde Sapanca Gölü'nün batısında, İznik ve Akyazı'nın

doğusunda 3 mikro jeodezik ağ kurmuştur. Bununla birlikte, GPS çalışmaları 1994 yılından sonra bölgedeki deformasyonların tespitinde çok önemli bir rol oynamış ve İznik ağının 2004-2010 yılları arasında toplanan altı yıllık GPS verileri İznik –Mekece fay segmentinin batıya doğru 22 ± 1 mm/yr hareket ettiğini göstermiştir. Ayrıca fayların daha iyi anlaşılması için ayrıntılı jeofizik ve jeolojik gözlemlere ihtiyaç olduğundan bahsetmiştir.



Şekil 2. 9: Çalışma alanında yapılan önceki çalışmaların fay modelleri ((a) Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; (b) Öztürk ve diğ., 2009 'dan değiştirilerek).

2.2. ÇALIŞMA ALANININ GENEL JEOFİZİĞİ

2.2.1. Bölgenin Depremselliği

Tarihsel deprem oluşumları, paleosismolojik trençler açılarak ve tarihi deprem kayıtları araştırılarak belirlenmektedir. Deprem etkinliği çok yüksek olan Marmara Denizi ve çevresi

tarih boyunca birçok önemli uygarlığa ev sahipliği yapmış önemli bir yerleşim alanıdır. Bu özelliğinden dolayı devamlılık gösteren tarihsel kayıtlar tutulmuştur. Tarihsel depremler olarak, MS 19 ile MS 1899 yılları arasında Marmara'nın güneyinde etkili olan depremlerin içinde KAF'ın orta koluna ait olduğu düşünülen kayıtlara geçmiş yaklaşık olarak 31 deprem (Tablo 2.1) bilinmektedir (Soysal ve diğ., 1981). Tarihsel kayıtlara göre, orta kol üzerinde MS 33, 368, 1064, 1417 yıllarında yıkıcı depremler meydana gelmiştir.

Uzun dönem deprem aktivitesini içeren Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü deprem kataloğu temel alınarak, Aletsel dönem (1900-Günümüz) süresince KAF'ın Gemlik-İznik kesiminde 1905 ile 2019 yılları arasında 114 yıllık bir dönemdeki büyüklüğü $M \geq 3$ olan depremlerin dağılımı verilmektedir (Tablo 2.2). Sismik etkinlik haritasına bakıldığında kuzey kola göre daha az aktif olan belirgin depremsellik sıralanmaları gözlenmektedir (Şekil 2.10).

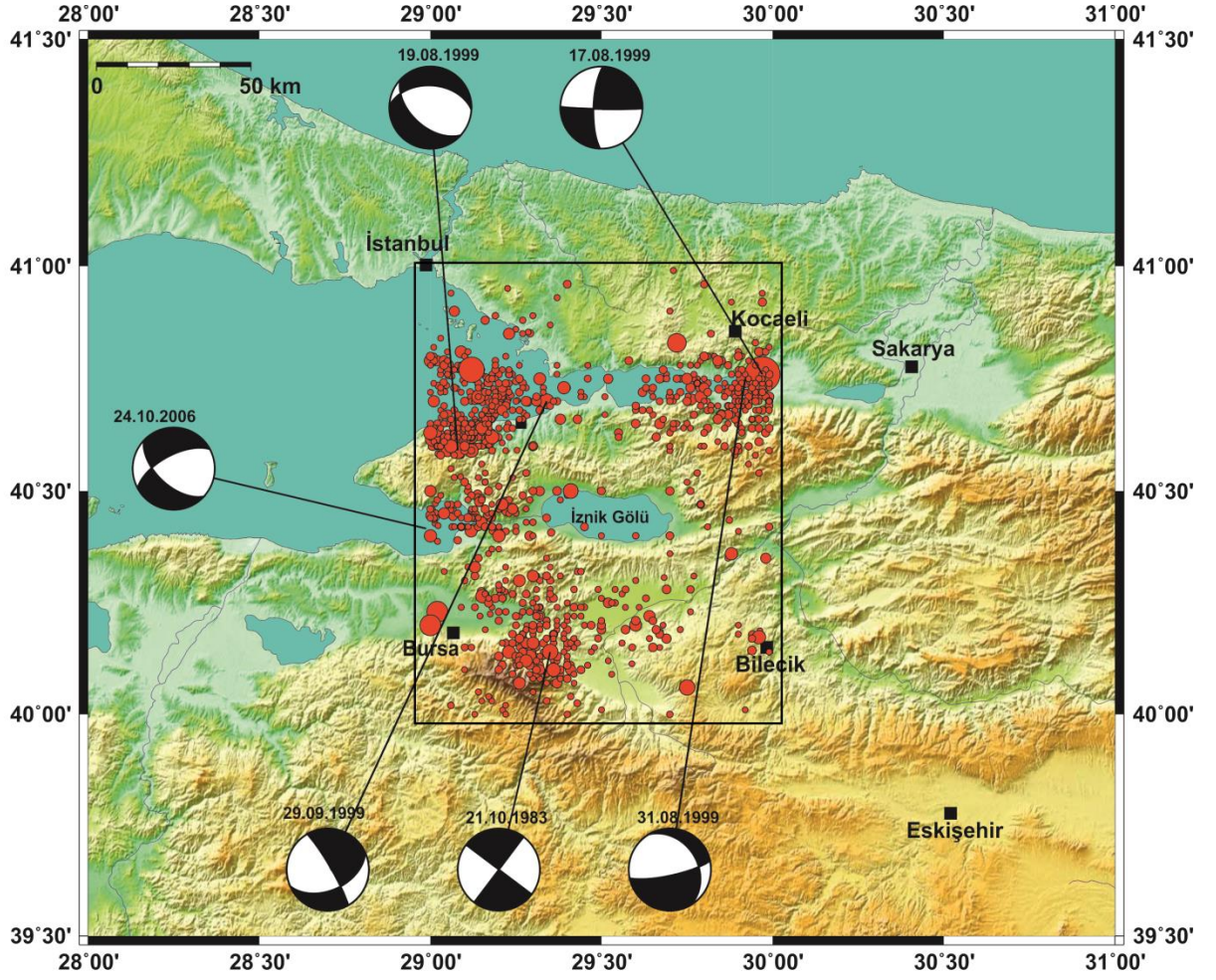
Tarihsel dönem depremlerinin derlenmesi sonucunda, İznik'in tarihsel süreç içinde bazı depremler İznik'in tarih dokusunu olumsuz olarak etkilemiştir. Fakat bölgede Paleosismolojik çalışmalarda bulunan Uçarkuş ve diğ., (2000) İznik Gölü ile Gemlik Körfezi arasında üç hendek açmış, hendeklerin stratigrafisinde herhangi bir deformasyon izine rastlanılmamıştır. Ayrıca bölgedeki alüvyal yelpazelerin çökelme hızının, fay hızından yüksek olması nedeni ile fayın kalın çökeller ile örtüldüğünü belirtmiştir. Doğan (2011) yapmış olduğu doktora tezinde Bh9, Bh10, Bh11 adlı Dırazali, Müşküle, Gölyaka yakınlarında hendekler açılmıştır. Bh9 hendeğini Dırazali fayı üzerinde fayın bu alanda üçgen yüzeyler oluşturduğunu, Bh10 hendeğini Gürle fayı üzerinde açarak elde edilen yaş verisinden ise, M.S 1863 yılında bölgede olan depremin bu lokasyonda yüzey kırığı oluşturduğunu belirlemişlerdir.

Tablo 2. 1: KAF'ın orta kolu üzerindeki tarihsel depremler (Soysal ve diğ., 1981).

Tarih	OlduğuYer
M.S. 19	İznik-İzmit depremi
M.S. 29 Kasım 11	İznik-İzmit depremi
M.S. 33	Nicaea (İznik) depremi
M.S. 69 Ocak 2	İznik-İzmit depremi
M.S. 120	Nicomedeia (İzmit) depremi.
M.S. 129	İznik, Zeytinbağı depremi
M.S. 368 Ekim 11	Nicaea (İznik) depremi
M.S. 378	Nicaea (İznik) depremi
M.S. 444	Nicaea (İznik) depremi
M.S. 715	Nicaea (İznik) depremi
M.S. 985 Eylül 23	İznik, Bandırma, Erdek depremi
M.S. 1064 Eylül 23	Nicaea (İznik) depremi
M.S. 1417	Bursa depremi
M.S. 1674	Bursa depremi
M.S. 1855 Şubat 28	Bursa depremi
M.S. 1855 Nisan 11	Bursa depremi
M.S. 1855 Aralık 15	Bursa-Gemlik depremi
M.S. 1858 Mart 7	Bursa-Bandırma depremi
M.S. 1860 Haziran 4	Bursa depremi
M.S. 1863 Kasım 6	Gemlik depremi
M.S. 1866 Şubat 14	Bursa depremi
M.S. 1871 Şubat 24	Bursa depremi
M.S. 1872 Ocak 17	Bursa depremi
M.S. 1876 Nisan 17	Bursa depremi
M.S. 1877 Ekim 13	Marmara Adası depremi
M.S. 1881 Aralık 30	Bursa depremi
M.S. 1884 Şubat 01	Bursa depremi
M.S. 1887 Eylül	Bursa depremi
M.S. 1895 Ocak 21	İznik depremi
M.S. 1897 Mart 14	Gemlik-Bursa depremi
M.S. 1899 Mayıs 24	Gemlik depremi

Tablo 2. 2: Çalışma alanında oluşan aletsel dönem $M_b \geq 3$ depremleri (www.koeri.boun.edu.tr).

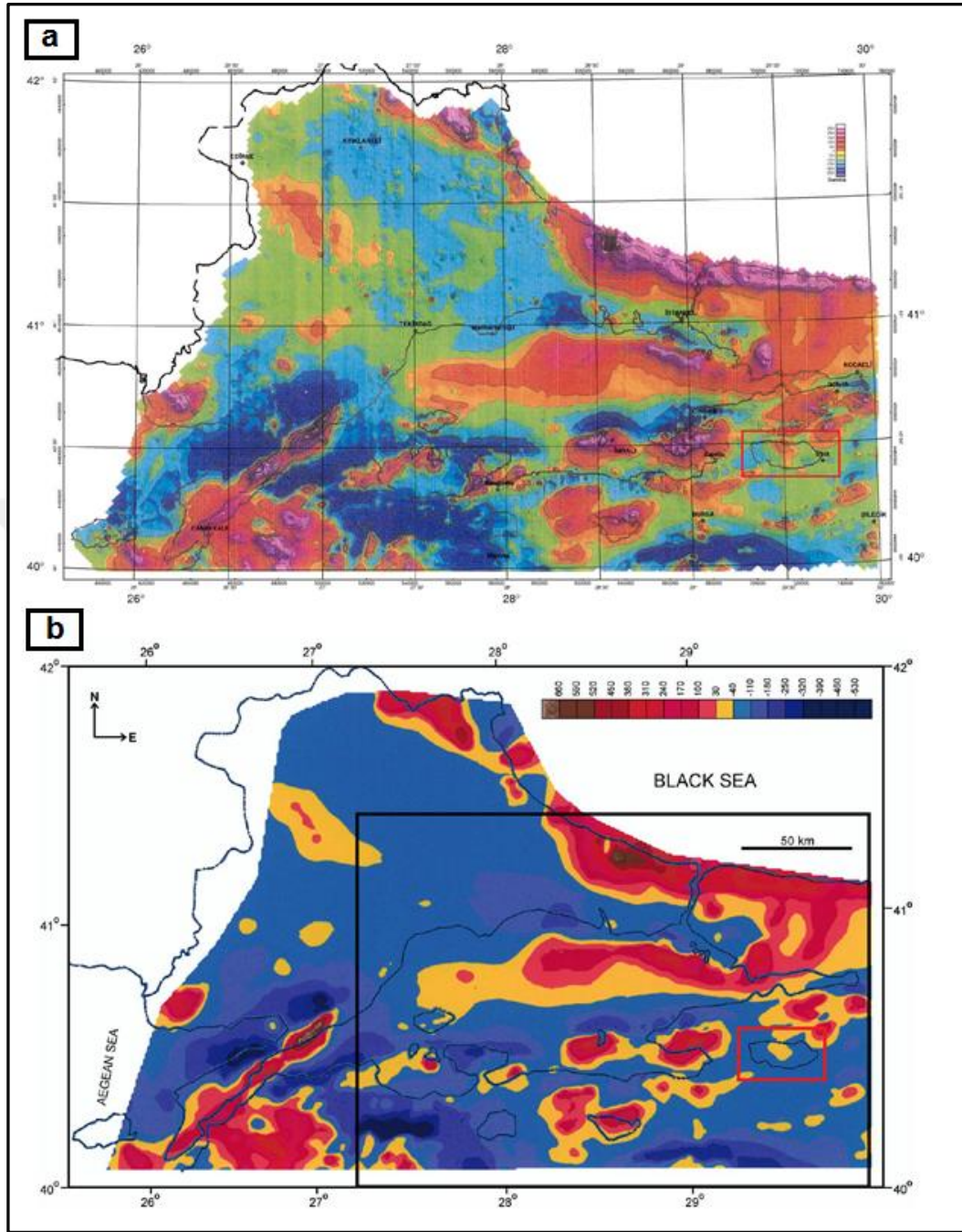
N	Tarih	Zaman	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Mb
1	15.04.1905	05:36:00.00	40.20	29.00	6	5.4
2	13.11.1948	04:44:50.40	40.23	29.02	60	5.4
3	03.06.1953	16:05:31.30	40.28	28.53	20	5.2
4	02.04.1959	04:34:28.80	40.50	29.41	20	4.7
5	06.08.1959	12:08:00.00	40.40	29.20	10	4.4
6	19.10.1964	14:06:50.00	40.50	29.00	10	4.2
7	06.05.1968	09:38:47.00	40.33	28.63	4	4.3
8	06.09.1970	17:39:10.00	40.20	28.50	10	4.0
9	28.02.1972	02:04:35.20	40.40	29.00	6	4.1
10	16.01.1978	08:50:22.20	40.33	29.13	10	4.2
11	11.05.1978	16:35:41.00	40.20	29.60	10	4.3
12	11.01.1979	20:50:39.10	40.30	29.26	0	4.3
13	07.21.1981	09:43:37.20	40.23	28.86	1	4.1
14	07.22.1981	22:02:45.90	40.27	28.90	2	4.0
15	28.07.1981	07:17:08.90	40.47	29.21	10	3.8
16	28.08.1981	07:17:08.90	40.47	29.21	10	3.8
17	20.05.1982	02:42:48.90	40.40	28.98	10	3.9
18	23.05.1982	16:23:07.00	40.45	29.04	4	3.2
19	27.07.1982	10:23:14.60	40.38	28.95	11	4.3
20	02.01.1983	13:54:11.20	40.20	28.94	3	4.8
21	03.09.1987	16:24:53.20	40.46	29.24	8	4.0
22	27.10.1987	03:15:30.60	40.42	28.46	18	4.4
23	27.01.1989	09:48:35.70	40.43	29.15	11	4.1
24	21.02.1994	04:36:20.90	40.22	29.32	6	4.0
25	19.08.1995	19:57:12.20	40.22	29.64	17	0.0
26	17.08.1999	18:35:21.90	40.38	28.71	7	0.0
27	24.10.2006	14:00:20.90	40.41	28.98	12.5	4.6
28	16.08.2011	17:30:06.68	40.43	28.89	5.4	0.0
29	26.10.2012	03:37:36.17	40.42	28.72	8.3	0.0
30	17.08.2013	18:16:31.03	40.41	29.11	5.5	0.0
31	07.06.2016	04:09:45.65	40.26	29.15	15.8	0.0



Şekil 2. 10: 1905-2019 tarihleri arasında büyüklüğü 3'ün üzerinde olan depremleri ifade eden Marmara Bölgesi'nin deprem etkinliği (veriler www.koeri.boun.edu.tr' den alınarak GMT programında çizdirilmiştir).

2.2.2. Manyetik ve Gravite Çalışmaları

Türkiye'nin kuzeybatısında aktif bir bölge olan Marmara bölgesinde, karada tespit edilen fayların konumlarının tespitinde aeromanyetik ve gravite çalışmaları yapılmıştır. Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü'nün sağladığı aeromanyetik veriler, K - G yönünde uçuş hatları boyunca 600 m rakımdan 500 ile 1000 m aralıklarla kaydedilmiştir. Ateş ve diğ., (1999) tarafından bu alanda elde edilen aeromanyetik verilerin yeniden değerlendirilmesi yapılmış ve anomaliler, 50 nT aralıklarla konturlanmış analog bir harita olarak hazırlanmıştır (Şekil 2.11a,b). İzmit Gölü ve çevresinde lokal bir çalışma olmasa da gölün çevresinde düşük değerler gösterirken gölün içerisinde KB-GD doğrultulu bir pozitif değerlerin hakim olduğu göze çarpmaktadır.



Şekil 2. 11: a) Marmara bölgesinin analog aeromanyetik anomali haritası(Uçuş yüksekliği = 600 m. Kontur aralığı = 50 nT.) b) (a) 'da gösterilen sayısallaştırılmış aeromanyetik anomaliler, 1 km aralıklarla , Kontur aralığı = 75 nT (Ateş ve diğ., 2003).

İznik Gölü'nde manyetik ve gravite çalışmaları daha önce hiç yapılmamıştır. Tunçer ve diğ., (1991), İznik ve çevresinde kara alanında manyetik ölçümleri değerlendirmiştir. Fay sistemi ile manyetik anomaliye neden olan kütleler arasındaki ilişkileri incelemiştir. Gölün doğu kısmında KAF'ın orta kolu üzerinde toplam yedi profil boyunca yapılan çalışma sonucunda fay boyunca uzanan dayk yapılarının olduğu sonucuna varmıştır.

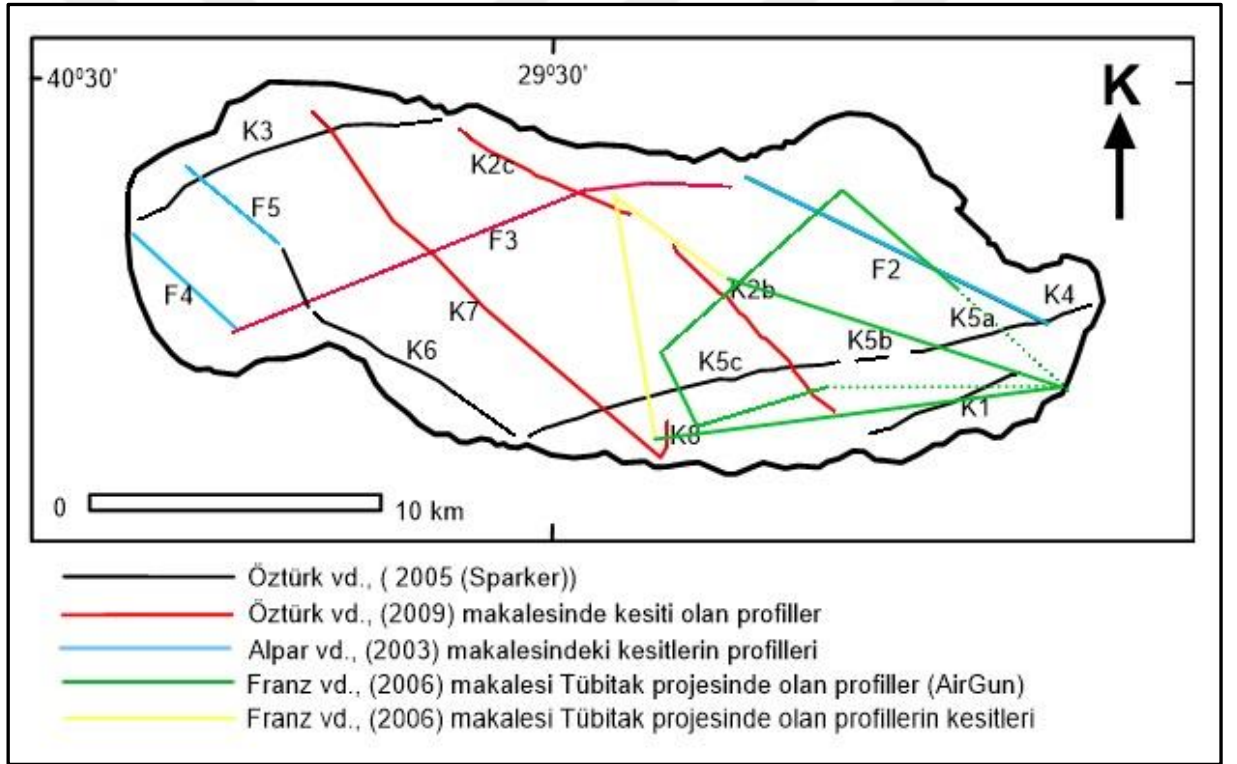
Türkiye'nin başlıca yapısal süreksizliklerini belirlemek amacıyla manyetik haritalar oluşturulurken gravite verileri de kullanılarak bu çalışmalar zenginleştirilmiştir. MTA tarafından tüm Türkiye'ye ait Bouguer gravite haritası oluşturulmuştur. Marmara bölgesinin gravite haritasında Güney Marmara yüksek yoğunluklu kütleleri temsil etmektedir. İznik Gölü'nün güney kıyılarında bu yüksek değerleri görebilmek mümkündür. Bu gibi yüksek yoğunluktaki değerler farklı jeolojik yapıların varlığını belirtmektedir.

2.2.3. Sismik Çalışmalar

Sismik çalışmalar kapsamında, değerlendirilen sismik kesitlerde en önemli amaç jeolojik yapıların ve yapısal süreksizliklerin en iyi şekilde elde edilip yorumlanmasıdır. Bu amaçla göl içerisinde Öztürk ve diğ., (2009) yapmış olduğu çalışmada, 2005 yılında tek kanal yüksek çözünürlüklü sismik yansıma yöntemi uygulamıştır. Bu sığ sismik çalışmada kaynak olarak Sparker ile toplam 30 km uzunluğunda profiller alarak sismik kesitler yorumlanmıştır. Veri toplama parametreleri daha önceki saha testlerine bağlı olarak seçilmiştir (Alpar ve diğ., 2003). Böylelikle göl tabanının yaklaşık 70-80 m altına kadar sedimanter birikintilerin detayları sunulmuştur. Üç ayrı alt basene sahip tektonik bir tatlı su gölü olan İznik Gölü'nde üç ayrı fay tanımlanmıştır. Bunlar (a) güney çukurluğundan geçen Kuzey Anadolu Fayı'nın orta kolu (KAFOK (Öztürk ve diğ., 2009)), (b) daha sığ ve daha küçük kuzeyden çukurluğu sınırlayan normal bileşene sahip doğrultu atımlı fay olan Kuzey Fayı, (c) son olarak Batı düzlüğünün batı yamacında K50D yönelimli sol yanal atımlı Batı Fayı olarak adlandırılmıştır. Böyle sınırlayıcı fayların olması İznik gölü ve havzasının fay kontrollünde bir çöküntü içerisinde yer aldığını ve tektonik evriminin anlaşılmasında öneminin büyük olduğunu göstermektedir. Sparker kaynağının kullanılması aslında İznik Gölü'nün tektonik yapısının araştırılmasında yeterli olmadığı, derin yapıların tespitinde derin sismik yöntemlerinin kullanılmasının gerekliliğini göstermiştir. İznik Gölü içerisinde yapılan sismik uygulamalardan ikincisi, Almanya Born Üniversitesi ile Alfred Wegener Enstitüsü tarafından çalışma yapılmış ve Chirp ve Air-Gun sistemleri kullanılmıştır. Yedi sismik hat atılmış, ayrıca litoloji ve polen çalışmaları için karot numuneleri alınmıştır. Bu çalışmaların sismik kesitleri yayımlanmamıştır. Sadece İznik Gölü'nün oluşmasında ve sonraki jeolojik evriminde etkin olmuş fayları ve yapısal unsurları belirlemek amacıyla yapılmış 'İznik Gölü ve Çevresinin Kuvaterner Evrimi ve Paleosismolojisi' adlı Tübitak YDABAG-102Y109 no'lu projede 2 profil verilmiştir (Adatepe, 2005). Alınan sismik profillerin lokasyon haritası Şekil 2.12'de gösterilmiştir. Franz ve diğ., (2006), İznik Gölü'nde sismik bir araştırma ve kısa sediman

karotları içeren limnojeolojik arama çalışması yapılmıştır. Buradaki Airgun/Chirp sismik hatları karot lokasyonlarının belirlenmesinde ön çalışma olarak kullanılmıştır. Bu çalışma İznik Gölü sedimanter kayıtlarının tarihi sismik aktiviteler için uzun vadeli iklim ve çevre değişiklikleri potansiyelini de değerlendirmeyi amaçlamaktadır. Bununla birlikte çalışmada, göl havzasının sismik stratigrafi ve yapısal gelişimi üzerinde durulmaktadır.

Alpar ve diğ., (2003) 'de İznik Gölü'nde Sparker kaynağını kullanarak göl yüzeyinden 30-35 m derinde yer alan bir erozyon düzlemi ile ayrılmış birbirleri ile uyumsuz iki sismik birim tespit etmişlerdir. Denizlerde sıkça kullanılan bu sismik kaynağın (Sparker) yeterli derecede iletken olmayan tatlı su ortamlarında doğrudan kullanılamadığını belirtmişlerdir.



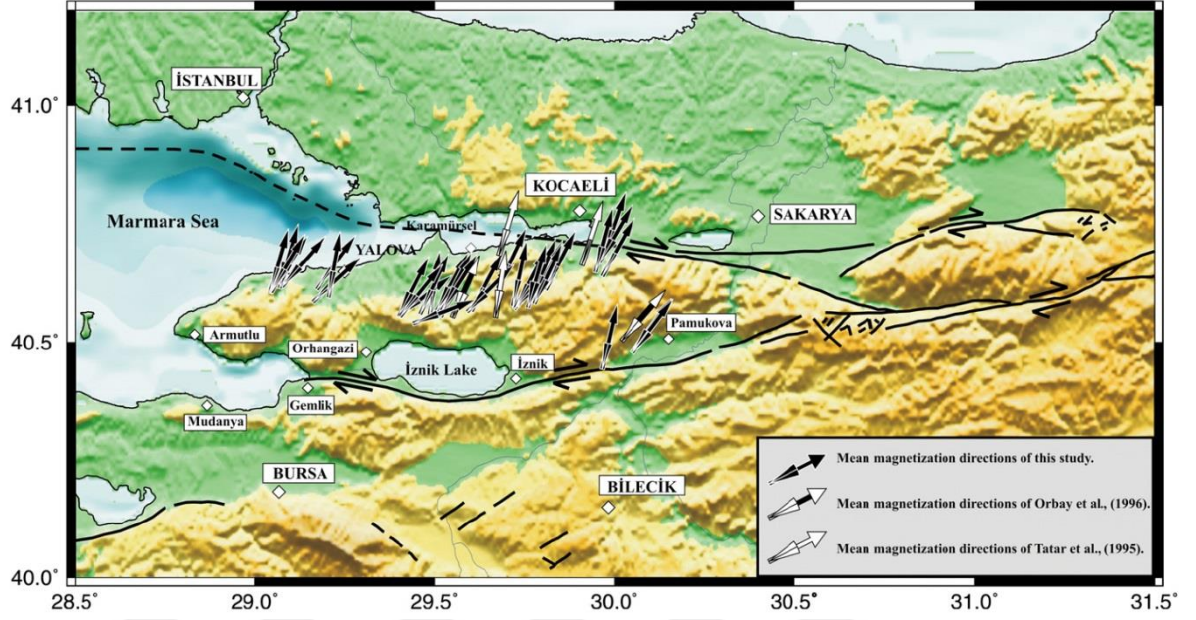
Şekil 2. 12: Sparker, Chirp, Air Gun çalışmalarındaki sismik profillerin lokasyon haritası.

Sismik çalışmalar dışında göl içerisinde farklı lokasyonlarda karot örnekleri alınmıştır. Meriç ve diğ., (2009) yapmış olduğu çalışmada gölden alınan 28 örnek ile Kuvaterner döneminde İznik Gölü'nün Gemlik Körfezi, Marmara Denizi ve çevre havzalarla olan olası bağlantısı araştırılmıştır. Göl tabanından alınmış örneklerde denizel ortamda bulunan ostrakodların göl ortamında da rastlandığı belirtilmiştir. Bu durumun İznik Gölü ile Marmara Denizi arasındaki bağlantının olduğu dönemde göl alanı içerisinde ekolojik koşullara uyum sağladığı

düşünülerek gölün Kuvaterner’de Gemlik Körfezi üzerinden Marmara Denizi ile bağlantılı olduğu sonucuna destek verildiği vurgulanmıştır.

2.2.4. Paleomanyetik Çalışmalar

Paleomanyetik çalışmalar ile kayaçların mıknatıslanma özellikleri ortaya çıkarılarak tektonik hareketler belirlenebilmektedir. Çalışma alanı ve çevresinde yapılmış çok sayıda paleomanyetik çalışma vardır. Orbay ve diğ., (1996) Kuzey Anadolu Fay Zonu’nun (KAFZ) İznik-Mekece arasında fay üzerinde beş mevkiden Eosen yaşlı volkanik kayaçlardan toplam 22 örnek almıştır. Alınan örneklerden bu mevkilerin ortalama mıknatıslanma doğrultuları elde edilmiş ve ne kadar dönmenin olduğu saptanmıştır. İznik-Mekece sahasının dönmesine yönelik paleomanyetik çalışmalar sonucunda kuzey ve güney blokun sırasıyla saat yönünde 25° ve saatin tersi yönünde de 35° döndüğü saptanmıştır. Bölgedeki diğer bir paleomanyetik çalışma İznik Gölü’nün kuzeyinde Armutlu Yarımadası ve çevresinde yapılmıştır. Tatar ve diğ., (1995) yılında Armutlu Yarımadası ve Almacık Dağında çalışmalar yapmış ve Armutlu Yarımadasında 3 mevkide aldığı örneklerde 14° derecelik saat yönünde bir rotasyon olduğu sonucuna varmıştır. Yine bu bölgede Avşar ve İşseven (2009) yaptığı çalışmada, Armutlu Yarımadası’nın Eosen volkanik kayaçlarından 50 mevkiden paleomanyetik numuneler almıştır (Tablo 2.3). Alternatif alan ve termal demanyetizasyon işlemi sonrasında Eosen’de yarımadanın saat yönünde $16^\circ \pm 6.8^\circ$ döndüğünü göstermiştir. Bu saat yönünde blok dönüşü, KAF’ ın iki kolu tarafından sınırlanan bir tektonik bloğun sağ yanal hareketi olarak yorumlanmaktadır. Bu çalışmadaki ana hedeflerinden birisi çalışma alanının rotasyon zamanını ve tektonik olaylarla bağlantısını değerlendirmektir. Eosen’den bu yana Anatolidlerin kuzeybatı kesiminde paleomanyetik olarak saptanabilir bir deformasyonun olmadığı ve önemli tek deformasyonunun KAF’ın doğrultu atımlı hareketlerinden kaynaklanan blok dönüşümü olduğundan bahsedilmiştir (Şekil 2.13).



Şekil 2. 13: Armutlu Yarımadası'ndaki Eosen volkaniklerinde yapılan paleomanyetik çalışmaların mıknatıslanma yönleri (Avşar ve İşseven, 2009).

Tablo 2. 3: Paleomanyetik sonuçlar (Tatar ve diğ., 1995, Orbay ve diğ., 1996, Avşar ve İşseven, 2009).

Mevkiadı	Lokasyon E°/N°	n/N	α_{95}	k	D (insitu)	I (in situ)	D (tektonik düzeltilme sonrası)	I (tektonik düzeltilme sonrası)
*IZ 1	29.68/40.38	8/9	31.6	4	316	-80	H	
IZ 2	30.05/40.47	7/8	8.5	38.1	226	-58	216	-58
IZ 3	30.05/40.48	8/8	10.7	21	337	6	37	55
IZ 4	29.97/40.44	7/8	8.9	35.0	13	56	H	
IZ 5	29.52/40.55	6/10	12.1	22.1	341	63	23	51
IZ 6	29.51/40.56	7/8	8.9	38.0	328	50	28	50
IZ 7	29.52/40.56	9/10	7.8	35.9	286	-58	207	-45
IZ 8	29.53/40.56	7/9	9.0	32.8	322	-45	212	-47
IZ 9	29.59/40.56	8/8	10.5	20.9	354	64	45	64
IZ 10	29.61/40.56	7/8	5.5	111	35	41	28	41
IZ 11	29.72/40.57	7/9	8.3	39.8	92	17	42	51
IZ 12	29.72/40.58	6/7	7.1	66.3	84	14	12	56
IZ 13	29.72/40.57	7/8	6.4	71.9	174	-15	208	-39
*IZ14	29.73/40.56	5/6	27.8	8.5	99	56	H	
IZ 15	29.76/40.57	6/8	11.2	25.1	186	-50	196	-50
IZ 16	29.44/40.53	7/8	8.5	36.5	13	27	12	-26
IZ 17	29.44/40.54	6/9	8.9	42	249	-47	H	
IZ 18	29.46/40.56	6/9	6.3	74.3	20	28	25	44
*IZ 19	29.38/40.56	7/7	59.7	1.7	95	8	H	
IZ 20	29.40/40.55	6/8	7.5	54.5	72	25	52	35
IZ 21	29.77/40.58	7/7	7.2	52.3	21	49	H	
*IZ 22	29.77/40.59	9/9	37.3	1.5	69	-27	H	
IZ 23	29.77/40.58	7/8	5.0	109.4	199	-71	206	-52
IZ 24	29.78/40.58	7/7	9.5	31.1	251	-70	205	-58
IZ 25	29.81/40.61	8/8	5.7	73.2	217	-56	207	-59
IZ 26	29.92/40.67	7/9	10.1	27.5	349	52	H	

IZ 27	29.92/40.66	7/8	8.5	38.7	328	19	H	
IZ 28	29.93/40.65	8/9	8.7	33.3	357	37	H	
IZ 29	29.08/40.61	7/8	9.1	33.5	221	-59	H	
IZ 30	29.07/40.61	7/8	12.1	19.2	16	49	H	
IZ 31	29.04/40.60	6/9	7.8	46.5	33	44	H	
IZ 32	29.05/40.60	7/7	7.0	54	141	-39	210	-49
IZ 33	29.04/40.60	7/8	6.3	68.8	16	43	H	
*IZ 34	29.18/40.60	6/9	17.7	15.2	300	8	H	
IZ 35	29.17/40.61	8/11	5.7	74.5	266	-61	216	-61
*IZ 36	29.17/40.59	9/9	39.7	1.4	150	21	H	
IZ 37	29.16/40.59	7/8	7.4	50.6	349	42	47	46
IZ 38	29.21/40.59	8/14	7.2	43.0	350	53	10	53
IZ 39	29.97/40.68	7/8	7.9	42.9	16	28	19	38
*IZ 40	29.97/40.68	8/8	29.4	4.5	329	37	H	
IZ 41	29.96/40.66	7/9	10.1	27.3	211	-31	210	-41
IZ 42	29.95/40.64	8/8	8.1	30.3	55	68	15	66
IZ 43	29.96/40.64	7/9	8.6	36.4	321	35	H	
IZ 44	29.97/40.64	9/9	5.6	65.2	227	-74	209	-54
IZ 45	29.40/40.55	8/8	9.2	30.0	349	37	27	61
IZ 46	29.40/40.55	7/10	6.6	64.1	249	-31	219	-41
IZ 47	29.45/40.53	6/9	12.1	23.5	358	45	329	12
IZ 48	29.48/40.55	7/9	8.5	34.1	324	32	333	30
IZ 49	29.49/40.55	8/8	5.5	82.7	216	-40	189	-52
IZ 50	29.68/40.61	7/9	6.3	59.6	26	52	25	46

3. MALZEME VE YÖNTEM

3.1. MATERYAL

Çalışma alanında yapılan manyetik çalışmalar kara ve göl içerisinde farklı manyetometreler kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Kara alanında Scintrex firmasının üretmiş olduğu ENVI-MAG Proton Manyetometresi ve göl içerisinde Geometrics marka G-858 Sezyum Buhar Manyetometresi kullanılmıştır.

3.1.1. Çalışma Alanında Kullanılan Aletler ve Çalışma Prensipleri

3.1.1.1. Sezyum Buhar Manyetometresi

Optik Pompaj Manyetometresi elektronların içinde bulundukları manyetik alan etkisinde yaptıkları topaç hareketinin frekansını ölçme esasına dayanmaktadır. Optik Pompaj Manyetometresi içinde bulunduğu manyetik alanın şiddetini ölçer. Elektron kütlesi protonun kütlesinden yaklaşık olarak 2000 kez daha küçük olduğundan topaç hareketinin frekansı protonun topaç hareketi frekansından daha büyüktür. Buna bağlı olarak optik pompaj aletleri daha duyarlı frekans ölçme düzenine sahiptir (Sanver ve İşseven, 2007).

G-858 MagMapper

G-858 Magmapper modeli, yüksek hassasiyetli, hızlı örneklemeli yürüyüş modunda çalıştırılabilen manyetometredir. Veriler, ekran üzerinde konumlarınızı ve verilerinizi gözden geçirme ve bir ana bilgisayara indirilmesi için gerekli kalıcı bellekte belli bir kapasitede dataları saklamaktadır (Tablo 3.1). Cihazın hızlı tepki vermesi, verilerin yürüyüş hızında daha fazla veri toplanması anlamına da gelmektedir. Yüksek hassasiyette olması, diğer tekniklerle kaçırılmış olabilecek birçok potansiyel hedefin açık ve net bir şekilde ortaya çıkarmaktadır (Şekil 3.1).



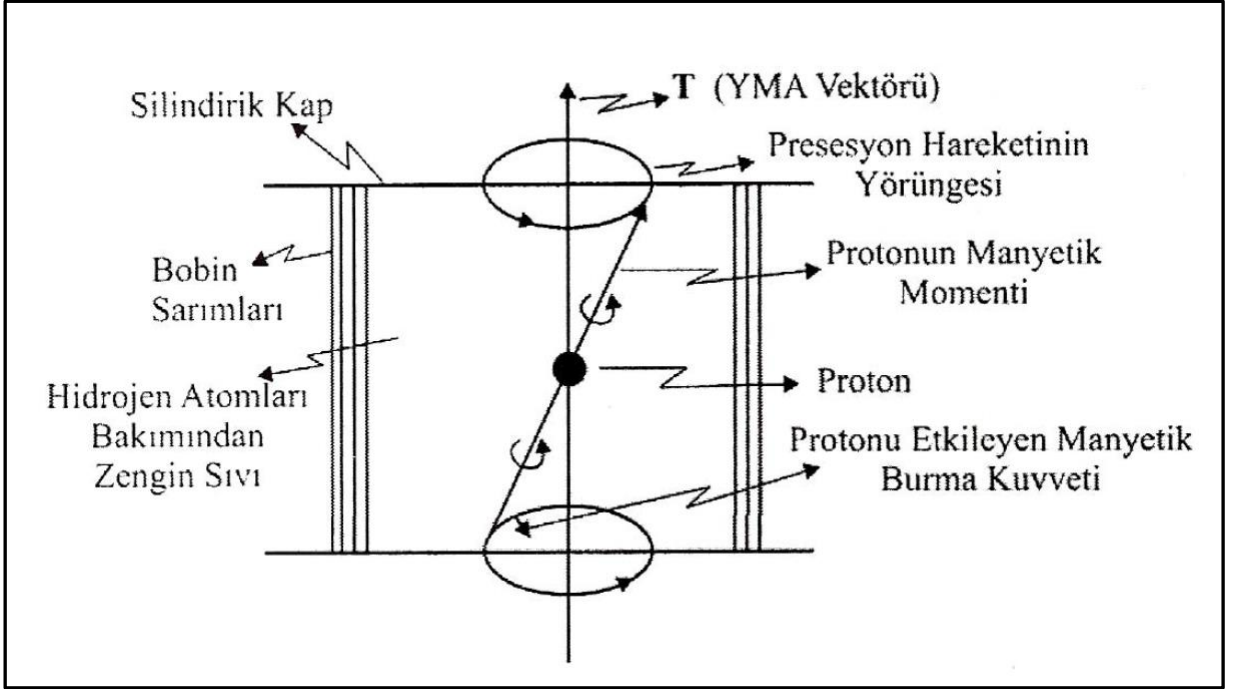
Şekil 3. 1: G-858 Sezyum buhar manyetometresi.

Tablo 3. 1: G-858 Sezyum buhar manyetometresi teknik özellikleri.

Ölçüm yapma aralığı	20.000 nT ile 100.000 nT
Duyarlılık	0.03 nT 0.2 saniye çevrim hızında 0.02 nT 0.5 saniye çevrim hızında 0.01 nT 1.0 saniye çevrim hızında
Düşük Gürültü/Yüksek Hassasiyet	-0.008nT / $\sqrt{Hz}$ RMS
Yön Hatası	< 1.5 nT
Gradyan Hata sınırı	> 500 nT /inch (>20,000 nT/ metre)
Örnekleme	saniyede 10 örnekleme
Kurulum	Magmap2000 yazılımı ile basit kurulum
Veri saklama	10 Hz hızında 8 saat veri depolama kapasitesi
Veri çıkışı	Verileri yüksek hızlı RS-232 veri bağlantısı yoluyla PC 'ye gerçek zamanlı veri aktarımı
Pil ömrü	24V DC GPS için şarj edilebilir kısım 6 saat süren pil kapasitesi

3.1.1.2. Proton Manyetometresi

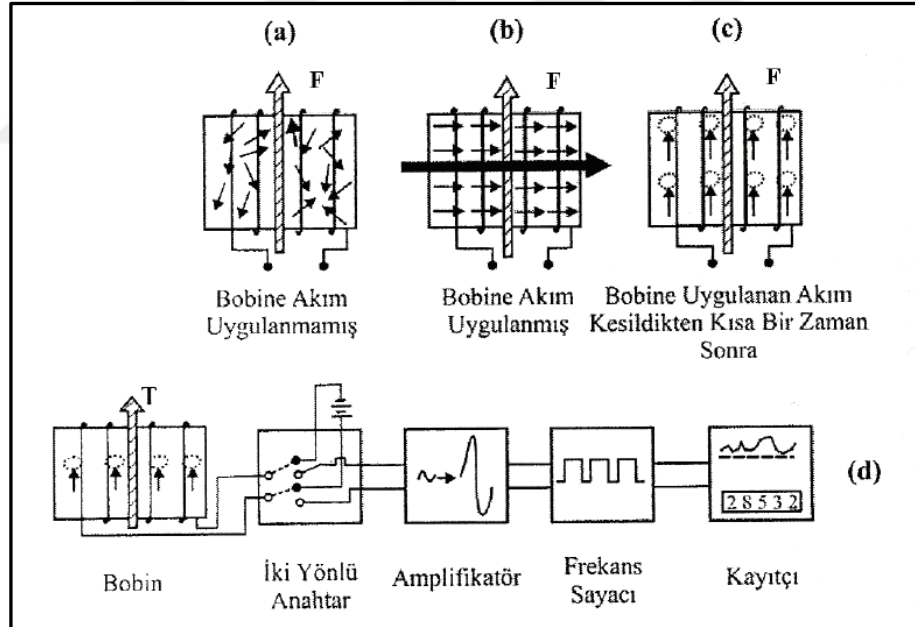
Proton elektronunun kuvvetli manyetik alanda topaç (prezisyon) hareketi yaptığı bilinmektedir. Hidrojen atomunun kütesine sahip bir proton, zayıf bir manyetik alan karşısındaki davranışı, uzun eksen etrafında dönme hareketi yapan bir çubuk mıknatıs hareketine benzemektedir. Proton bir taraftan mıknatıs özelliği nedeniyle bulunduğu yermanyetik alan vektörünün doğrultusunu almaya çalışırken, kendi eksen etrafında yaptığı dönme hareketi nedeniyle istediği yönelmeyi hemen sağlayamaz. Bu nedenle protonun manyetik momenti protonun bulunduğu noktadaki manyetik alan vektörü etrafında topaç hareketi yapmaya başlar. Proton manyetometresinde sözü edilen topaç hareketinin frekansı ölçülür. Topaç hareketin frekansı ise protonun içinde yer aldığı manyetik alanın şiddeti ile doğru orantılıdır. Manyetik alan ne kadar şiddetli ise, topaç hareketinin frekansı o kadar büyük olur (Sanver ve İşseven, 2007).



Şekil 3. 2: Proton Manyetometresindeki algılayıcının bir kısmı ve algılayıcı içerisindeki bir protona ait topaç hareketi (Sanver ve İşseven, 2007).

Manyetik ölçüm esnasında, manyetometrenin algılayıcı ünitesinde meydana gelen fiziksel olaylar Şekil 3.2' de verilmiştir. Algılayıcı, manyetik olmayan malzemeden yapılmış silindirik şekilli bir kap, içi benzen, etilalkol, methanol vb. hidrojen bakımından zengin bir sıvı ile doludur. Silindirik kabın dışı, ince tellerden oluşan bir bobin sistemi ile sarılıdır.

Bobinden doğru akım geçirildiğinde, sistemde meydana gelen manyetik alan, bobin eksenini doğrultusunda oluşur. Yermanyetik alan vektörü F , bobin eksenine diktir. Bobin eksenini ölçmek istediğimiz alan vektörüne paralel olmamalıdır. İki doğrultunun arasındaki bu açının $30^\circ - 90^\circ$ arasında olması da yeterli görülmektedir. Şekil 3.3 a' da ölçmek istediğimiz yermanyetik alanının varlığına rağmen, protonların her birinin manyetik momenti farklı yönde gelişini güzel dağılmıştır. Bobine akım uygulandığında, algılayıcı içindeki bütün protonlar manyetik momentlerini bobin eksenini doğrultusunda yönlendirirler. Bobine uygulanan akım kesildikten kısa bir süre sonra iki değişiklik olur: a) Algılayıcı kap etrafına sarılı olan bobin görev değiştirerek frekans sayma devresinin bir elemanı haline dönüşür. b) bir kaç salise önce manyetik momentlerini algılayıcı bobin eksenini etrafında yönlendirmiş olan protonlar kuvvetli dış alan kalktığında manyetik momentlerini ortamda var olan zayıf yermanyetik alan vektörüne yönünde yönlendirmek ister. Bu durum 1 sn. gibi kısa bir zamanda topaç hareketi yapmasına dayanmaktadır (Sanver ve İşseven, 2007).



Şekil 3. 3: Proton Manyetometresinin çalışma düzeni. (a) Aletin algılayıcı ünitesindeki protonların manyetik momentlerinin gelişini güzel doğrultudaki gösterimi, (b) Algılayıcıda kuvvetli bir alan oluştuğunda, protonların manyetik momentlerinin uygulanan alan yönünde yönelmesi, (c) Uygulanan alan kaldırıldığında, protonlarda meydana gelen topaç hareketi, (d) Topaç hareketinin frekansına bağlı olarak dış alanın şiddetinin ölçümü (Sanver ve İşseven, 2007).

Scintrex firmasının üretmiş olduğu Envi Proton Manyetometresinin özellikleri Tablo 3.2' de verilmiştir. Bu cihaz $\pm 0,1$ nT duyarlılığa sahiptir. Cihaz ilk açıldığında yapılacak ölçüm türü

menüden seçilerek ayarlar otomatik olarak yapılabilmekte veya elle ayar yapılabilmektedir (Şekil 3.4).



Şekil 3. 4: Scintrex Envi Proton Manyetometresi

Tablo 3. 2: Scintrex envi proton manyetometresi teknik özellikleri.

Toplam alan aralığı	23.000 – 100.000 nT
Toplam Hassasiyet	± 1 nT
Duyarlılık	2 sn 0.1 nT
Sensör aralığı	0.5 metre
Okuma süresi	0.5 sn – 1sn – 2sn
Data Hafızası	Baz İstasyonu :500.000 Toplam Alan: 84.000 Gradiometre: 67.000
Veri çıkış formatı	Tüm veriler satır bazında XYZ

3.2. MANYETİK YÖNTEM

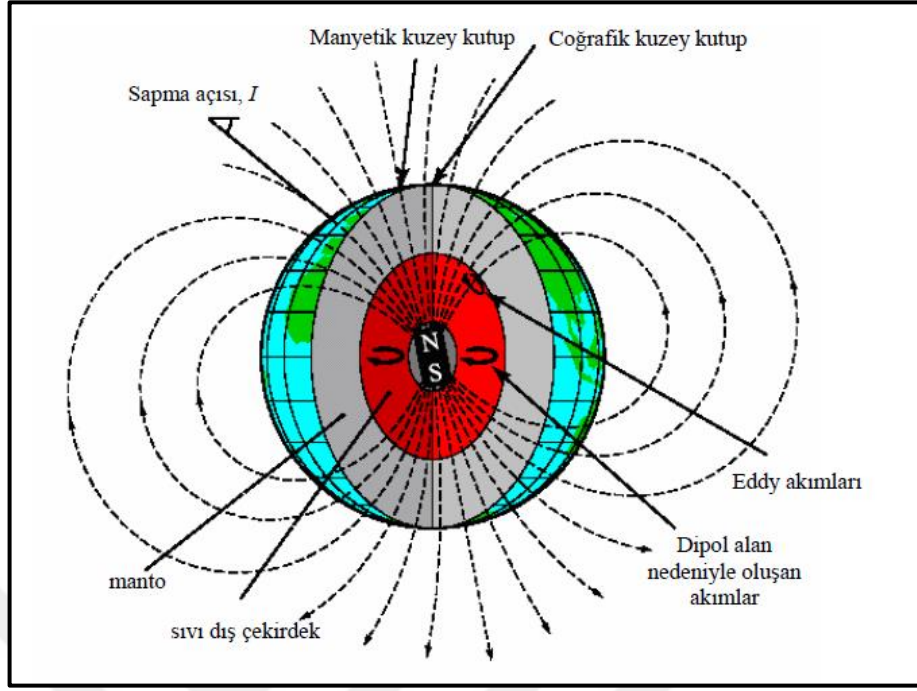
Manyetik yöntemler jeofizik araştırmalarda kullanılan en eski yöntemlerden biridir. Manyetik ölçümlerin amacı, yermanyetik alanının farklı mıknatıslanma özellikleri olan kayaları farklı indüklemesi sonucu ortaya çıkan anomalilerinden yola çıkarak yeraltı yapısını belirlemektir. Manyetik aramalar sırasında daha çok yerin manyetik alanının toplam alan şiddeti ölçülür. Yatay ya da düşey bileşen veya sapma ve eğim açısı da ölçülebilmektedir. Yeraltında bulunan bir cismin manyetik anomali verebilmesi için cismin duyarlılığının (süseptibilite) etrafındaki kayaların duyarlılıklarından farklı olması gerekir. İçerisinde manyetik mineral içeren mineralizasyon zonları ve manyetik kayaları aramada manyetik yöntem kullanılmaktadır. Bunların dışında manyetik yöntem,

- Fay hatlarının belirlenmesinde,
- Manyetik anomaliye neden olan yapıların dağılımı ve derinliklerinin tahmini,
- Temel kaya araştırmaları,
- Deniz tabanı yayılmaları

gibi jeolojik yapıların ortaya çıkarılmasında kullanılmaktadır.

3.2.1. Yermanyetik Alanı ve Bileşenleri

Yeryüzünde bir noktada ölçülen yermanyetik alanı farklı kaynaklardan doğan manyetik alanların vektörel toplamlarından meydana gelmiştir. Bu alanlar, esas yermanyetik alan, dış kaynaklı alan ve anomali alanıdır. Esas yermanyetik alan da, kaynakları ve özellikleri farklı iki alanın toplamından meydana gelir (Baydemir, 2003). Bu alanlardan biri dipol alan, diğeri ise dipol olmayan alandır. Yermanyetik alanının oluşumdaki asıl etken olan dipol alan, dünyanın merkezinde olduğu kabul edilen ve coğrafik eksenlerle 115°' lik açı yapan dipolden oluşur (Şekil 3.5). Dipol olmayan alan ise yeraltında bulunan ve mıknatıslanma özelliği gösteren yapılar tarafından oluşturulur. Yer dışından gelen etkilerin yermanyetik alanının oluşumdaki etkileri oldukça azdır (Arısoy, 2012).



Şekil 3. 5: Dış etkiler olmaksızın yermanyetik alanının dipol alanı ve kuvvet çizgileri (Lindford, 2004).

Dünya üzerinde herhangi bir noktada ölçülen manyetik alan şiddeti bir vektördür. Yermanyetik alanı vektörü yeryüzünde herhangi bir noktada yönü ve büyüklüğüyle tanımlanır. Yer'in yüzeyinde verilen noktada yermanyetik alanının toplam alanı (F) bir vektörle ifade edildiğinde düşey (Z) ve yatay (H) iki bileşeni vardır (Şekil 3.6). Verilen noktada yatay bileşen ile coğrafi kuzey arasındaki açı sapma açısıdır (Deklınasyon).ve D ile gösterilir. Yatay bileşen ile toplam manyetik alan arasındaki açı eğim açısı (Inklinasyon) ve I ile gösterilir. Bu bileşenler arasındaki ilişki aşağıdaki bağıntılar ile verilmiştir.

$$x = F_H \cdot \cos D \quad (3.1)$$

$$y = F_H \cdot \sin D \quad (3.2)$$

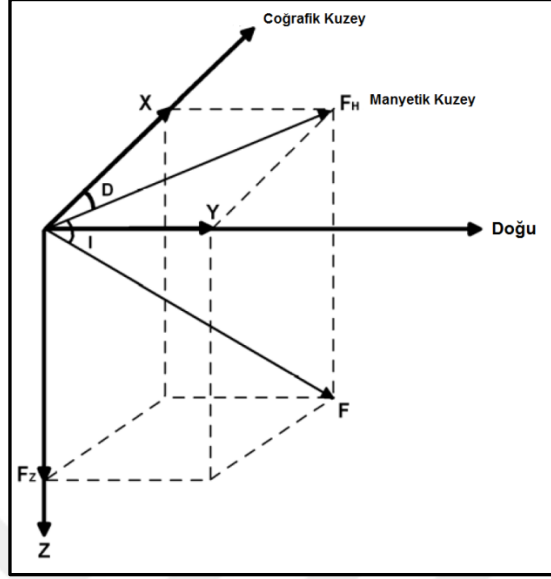
$$F_H^2 = x^2 + y^2 \quad (3.3)$$

$$F^2 = F_H^2 + F_Z^2 \quad (3.4)$$

$$F_Z = F_H \cdot \tan (I) \quad (3.5)$$

$$I = \arctan \frac{F_Z}{\sqrt{x^2 + y^2}} \quad (3.6)$$

$$D = \arcsin \frac{y}{\sqrt{x^2+y^2}} \quad (3.7)$$



Şekil 3. 6: Yermanyetik alanının bileşenleri.

3.2.2. Manyetik Duyarlılık (Süseptibilite)

Manyetik süseptibilite, maddelerin bir dış alan etkisinde kalarak mıknatıslanma kazanabilme yeteneğinin bir ölçüsüdür ve 'k' simgesi ile gösterilir. Bir kütlenin hacim içinde bulunan dipolleri yavaş yavaş arttırılan dış alan yönüne ne kadar çabuk yönlenebilirse, kütlenin manyetik duyarlılığı o ölçüde büyük olur. Manyetik süseptibilite, H dış alan ve J mıknatıslanma şiddeti olmak üzere aşağıda gösterilmektedir. Manyetik süseptibilite boyutsuz bir büyüklüktür ve manyetik alandaki önemli değişkenlerden biridir.

$$k = -J/H \quad (3.8)$$

Yer altında bulunan ve çevresindeki kayalardan farklı büyüklükte manyetik duyarlılığa sahip cisimler yeryüzünde ölçtüğümüz manyetik anomalilere neden olur. Bu anomalilerin nedeni ise cisimlerin sahip olduğu kalıcı mıknatıslanma ile kütlelerin yermanyetik alanı içinde bulunmaları nedeniyle kazandıkları indüksiyon mıknatıslanmasıdır.

Kayaçların SI sistemine göre belirlenmiş manyetik süseptibiliteleri Tablo 3.3' de verilmiştir. En düşük manyetik duyarlılığa sahip kayaçlar sedimanter kayaçlardır. Sonrasında büyüklük sırasına göre metamorfik kayaçlar, asidik ve bazik bileşimli magmatik kayaçlar izlemektedir. Manyetik duyarlılığın cgs-emb sistemindeki karşılığını bulmak için çizelgedeki değerler 4π

ye bölünmelidir (Sanver ve İşseven, 2007). Tablo 3.3’ deki manyetik süseptibilite değerleri 10^3 ile çarpılmış halinde verilmiştir.

Tablo 3. 3: Kayaç ve minerallerin manyetik süseptibiliteleri (Telford ve diğ., 1990).

Kayaç Türleri	Süseptibilite $\times 10^3$ (SI)	
	Değişim Aralığı	Ortalama
TORTUL KAYAÇLAR		
Dolomit	0-0.9	0.1
Kireçtaşı	0-3	0.3
Kumtaşı	0-20	0.4
Şeyl	0.01-15	0.6
Sedimanter K. Ort.	0.18	0.9
METAMORFİK KAYAÇLAR		
Amfibolit	-	0.7
Şist	0.3-3	1.4
Filit		1.5
Gnays	0.1-25	-
Kuvarsit		4
Serpantinit	3-17	-
Met. K. Ort.	0-70	4.2
MAGMATİK KAYAÇLAR		
Granit	0-50	2.5
Riyolit	0.2-35	-
Dolorit	1-35	17
Ojit-Syenit	30-40	-
Olivin-Diyabaz	-	25
Diyabaz	1-160	55
Porfir	0.3-200	60
Gabro	1-90	70
Bazalt	0.2-175	70
Diyorit	0.6-120	85
MİNERALLER		
Grafit	-	0.1
Hematit	0.5-35	6.5
Pirit	0.05-5	1.5
Manyetit	1200-19200	6000

3.3. POTANSİYEL ALAN VERİLERİNE UYGULANAN VERİ-İŞLEM YÖNTEMLERİ

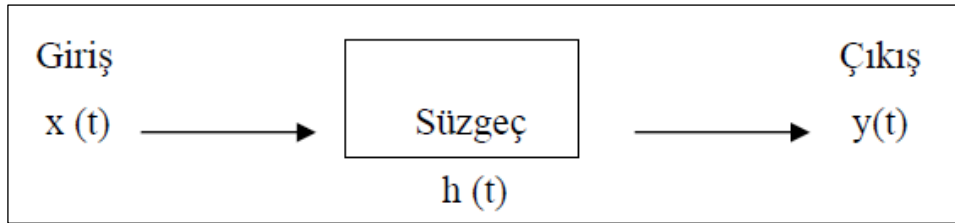
Manyetik yöntemde yeraltında bulunan farklı özellikteki manyetik duyarlılığa sahip kütlelerin yeryüzünde meydana getirdiği manyetik alan değişimleri ölçülmektedir. Bu ölçümlerden elde edilen ham veriler genelde, birçok bozucu etkiyi içermekte ve anomalileri maskeleymektedir. Ölçülen bu değerlere bir takım düzeltme ve indirgemeler uygulanmaktadır. Uygulanan bu

düzeltilmelerden sonra elde edilen anomali değerleri sığ (rezidüel) ve derin (rejyonel) etkilerin toplamından oluşmaktadır. Çalışma alanına ve amacına göre, bu etkileri birbirinden ayırmak gerekmektedir. Bunun için çeşitli veri analiz yöntemleri kullanılmaktadır.

3.3.1. Sayısal Süzgeçler (Filtreler)

Genel anlamda süzgeçleme, tanımlanan koşullara göre sinyallerin birbirinden ayrılması demektir. Bu koşullar ayrılması istenen bileşenlerin birbirinden farklı özelliklerde olmasını gerektiren koşullardır. Veriler çoğunlukla, bilgi olarak adlandırdığımız sinyaller ile çevresel gürültü olarak adlandırdığımız istenmeyen sinyallerin üst üste binmesinden oluşmaktadır. Örneğin, Bouguer anomali haritasında sığ yapılar incelenmek istendiğinde uzun dalga boylu olaylar gürültü, kısa dalga boylu olaylar bilgi iken, derin yapılar incelenmek istendiğinde ise durum tam tersidir. Gürültülerin kaynağının farklı olması ayırım işlemini kolaylaştırıcı bir durumdur. Dolayısı ile ayırım işlemi bir süzgeçleme ile yapılabilir.

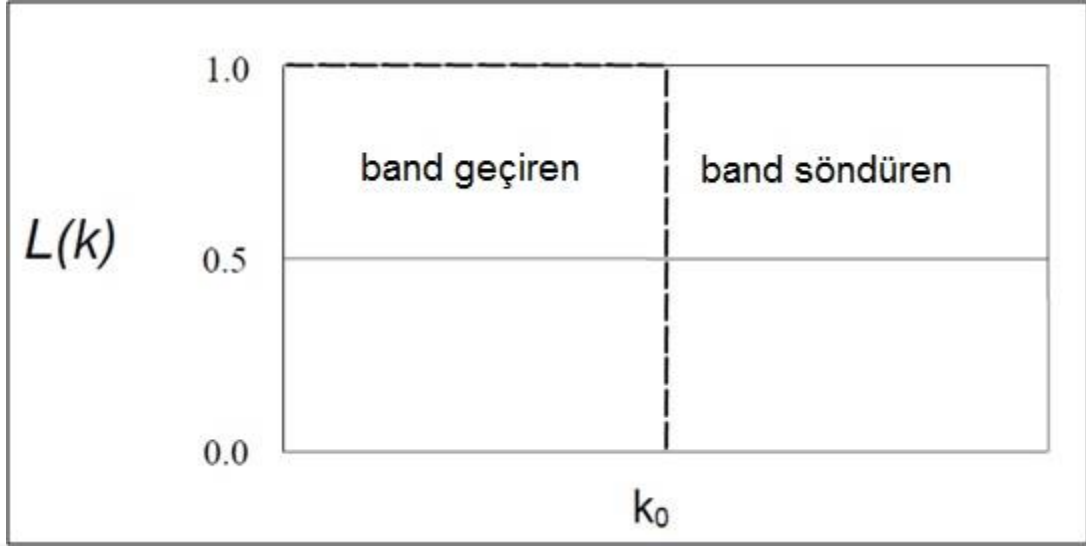
Sayısal süzgeç, belirli frekansları süzmek için, verilen bir sinyal ile evrişimi alınan bir sayısal operatördür. Frekans tepkilerine göre süzgeçler alçak geçişli, band geçişli ve yüksek geçişli olmak üzere üçe ayrılır. Şekil 3.7' de olduğu gibi $h(t)$ süzgeç fonksiyonu giriş verisi $x(t)$ 'yi çıkış verisi $y(t)$ 'ye çevirir.



Şekil 3. 7: Bir giriş ve bir çıkışlı süzgeç (Karadut, 2002).

3.3.1.1. Alçak Geçişli Filtre

$k=0$ 'dan $k=k_0$ 'a kadar bütün frekansları geçiren ve kesme frekansı denilen k_0 'dan büyük bütün frekanslı olayları sönmöleyen süzgeçlerdir. Alçak geçişli süzgeçler, seçilecek bir dalga sayısından daha düşük dalga sayısı değişimleri geçiren, diğerlerini süzen bir süzgeç türüdür. Bu süzgeç türünde sığ değişimler (rezidüel etkiler) süzölür yalnızca derin (rejyonel) etkiler geçirilir (Şekil 3.8).



Şekil 3. 8: Alçak geçişli süzgecin genlik yanıtı (Geosoft, 2013).

$$L(k) = 1, \text{ ise } k \leq k_0$$

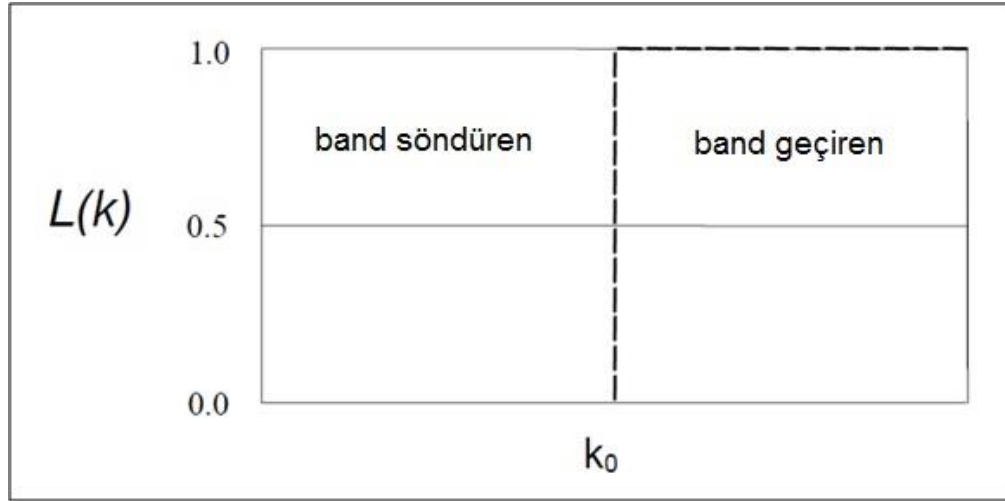
$$L(k) = 0, \text{ ise } k > k_0$$

Şekil 3.8'deki parametre:

k_0 : Kesme dalgasayısı olarak tanımlanmaktadır.

3.3.1.2. Yüksek Geçişli Filtre

$0 \leq k_0 < k$ aralğındaki frekansları kesen (sönümleyen) ve $k > k_0$ aralğındaki frekansları geçiren süzgeçler yüksek geçişli süzgeçlerdir. Yüksek geçişli süzgeçler, belirli bir dalga sayısından daha yüksek dalga sayısı değişimleri geçiren, diğerlerini szen bir süzgeç türüdür. Bu süzgeç türünde ise derin etkiler (rejyonal etkiler) szlr, sığ (rezidüel) etkiler geçirilir (Şekil 3.9).



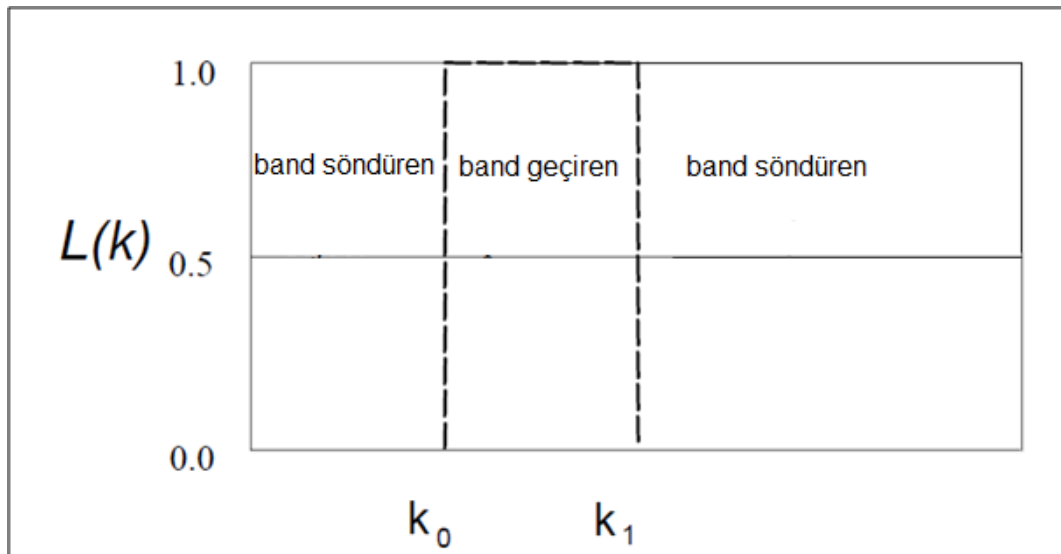
Şekil 3. 9: Yüksek geçişli süzgecin genlik yanıtı (Geosoft, 2013).

$$L(k) = 0, \text{ ise } k < k_0$$

$$L(k) = 1, \text{ ise } k \geq k_0 \text{ olarak parametreler verilmektedir.}$$

3.3.1.3. Band Geçişli Filtre

Band geçişli süzgecin tepkisi, orjini içermeyen belirli bir frekans aralığında sabit genliklidir. İki kesme frekansı k_0 ve k_1 frekansları arasındaki değişimleri geçiren, diğer değişimleri kesen süzgeçlere band geçişli süzgeç denir (Şekil 3.10).



Şekil 3. 10: Band geçişli süzgecin genlik yanıtı (Geosoft, 2013).

$$L(k) = 0, \text{ ise } k < k_0$$

$$L(k) = 1, \text{ ise } k_0 \leq k \leq k_1$$

$$L(k) = 0, \text{ ise } k > k_1$$

k_0 : Alçak kesme dalgasayısı

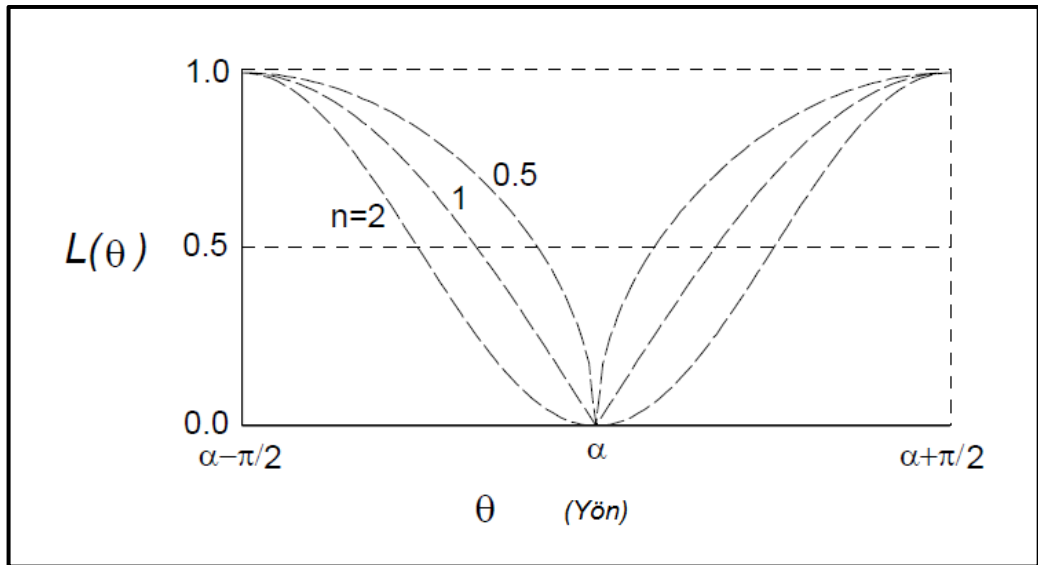
k_1 : Yüksek kesme dalgasayısı olarak parametreleri tanımlanmıştır.

Yüksek geçişli süzgeçler alçak geçişli süzgeçlerin karşıtı, band geçişli süzgeçler ise alçak ve yüksek geçişli süzgeçlerin birleştirilmesi gibi düşünülebilir.

3.3.1.4. Yönlü Kosinüs Filtresi

Pratikte ayrık verilerle çalışıldığından dolayı k dalga boyunda veri alçak geçişli bir filtre ile süzülendiğinde enerji sızmasına (Gibbs etkisi) neden olmaktadır. Bunu gidermek için k dalga boyu etrafında bir kosinüs penceresi uygulanır ve böylece meydana gelecek yan salınımlardan kurtulunur.

Yönlü Kosinüs filtresi, yön özelliklerini bir gridlenmiş bir veriden çıkarmak için çok iyi bir filtrelemedir. Sönümlendiren (bastırma, rejection) veya geçiren kısımları, Kosinüs fonksiyonunun derecesi ayarlanarak daraltılabilir veya genişletilebilir, böylece yüksek derece yönlü özellikler bastırılabilir (Şekil 3.11).



Şekil 3. 11: Yönlü kosinüs filtresi (Geosoft, 2013).

$$L(\theta) = \left| \cos^n(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2}) \right|, \text{ Sönümlenen yönlü } \alpha \quad (3.9)$$

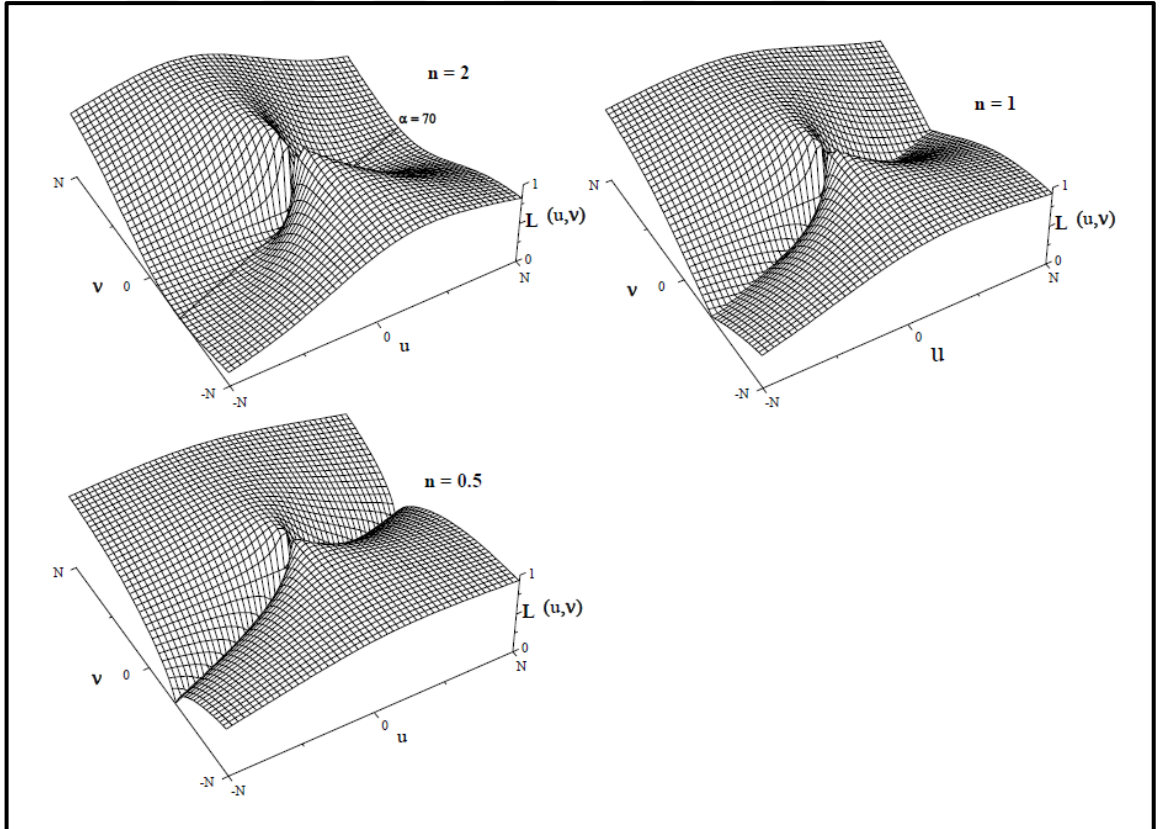
$$L(\theta) = 1 - \left| \cos^n(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2}) \right|, \text{ Geçiren yönlü } \alpha \quad (3.10)$$

Yukarıdaki şekilde verilen parametreler:

α : Filtrenin derece cinsinden yönü (Kuzeye göre 0° - 360°).

n : Kosinüs fonksiyonunun derecesi. Varsayılan olarak, bir kosinüs karesi işlevi vermek için 2 derecesi kullanılır (Şekil 3.12).

0/1 : 1 ise, belirtilen yönü geçmek için filtreyi uygulayın; 0 ise, belirtilen yönü reddetmek için filtreyi uygulayın. Varsayılan olarak, yön reddedilir.

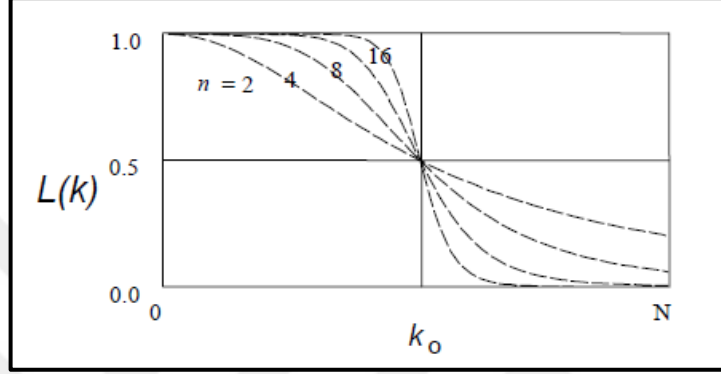


Şekil 3. 12: Kosinüs fonksiyonunun n derecelerine göre (Geosoft, 2013).

3.3.1.5. Butterworth Filtresi (BTWR)

Butterworth filtresi, verilere geçirme ve söndürme bandındaki genlik cevabı olabildiğince düz olan ancak band kesilmesi oldukça yavaş filtredir (Şekil 3.13).

$$L(k) = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{k}{k_0}\right)^n\right]} \quad (3.11)$$



Şekil 3. 13 Butterworth filtresi (Geosoft, 2013).

k_0 : Filtrenin merkez dalga boyu.

n : Butterworth filtre fonksiyonunun derecesi.

$0/1$: 0 yüksek geçişli, 1 düşük geçişli.

3.3.2. Türev Yöntemleri

Herhangi bir noktadaki bir kütlenin meydana getirmiş olduğu anomalinin X ve Y düzlemlerindeki türevi yatay gradiyenti, Z düzlemindeki türevi ise düşey gradiyenti vermektedir. Türev yöntemlerinde lokal anomaliye yaklaşmaya çalışılarak, rejyonel ve reziduel ayrımı yapılmaya çalışılır. Birinci türevi aldığımızda rejyonel etkiden tam olarak kurtulamadığımızdan dolayı ikinci türevinin de alınmasına ihtiyaç duyulur. Sonuç olarak bu yöntem, sığ yapıların belirlenmesini sağlarken aynı zamanda büyük yapıların ise sınırlarının belirlenmesi amacı ile kullanılmaktadır. Bu yöntemi kullanırken hata oranlarının yüksek olduğu verilerde, türev işlemi hataları belirginleştirip veriyi snmleyebildiğinden dikkat edilmesi gerekmektedir. Türev yöntemlerini yatay ve düşey türev olarak değerlendirilir. Bir çok araştırmacı, potansiyel alan anomalilerinin yatay ve düşey gradyanlarının kullanımına

dayanan çeşitli yöntemler geliştirmiştir (Fedi ve Florio, 2001; Fedi ve Florio, 2013; Marcotte ve diğ., 1992; Rao ve diğ., 1981; Reid ve diğ., 1990). Potansiyel alanların hem yatay hem de düşey türevleri manyetik anomalilerin yorumlanması için yaygın ve faydalı araçlardır. Yatay türevler kenarları arttırırken, düşey türevler anomalilerin genişliğini daraltır ve böylece kaynak cisimleri daha doğru şekilde konumlandırır. Ancak türev filtreler bir yüksek geçişli filtre biçimi olduğundan, verideki gürültü benzer şekilde artar.

3.3.2.1. Yatay Türev

Yatay bir düzlem üzerinde ölçülen $\phi(x,y)$ skalerinin yatay türevleri basit sonlu farklar yöntemleri ile hesaplanabilmektedir. Eğer $\phi_{i,j}$, $i=1, 2, \dots, j=1, 2, \dots$, değerleri eşit örnekleme aralıklarında ($\Delta x = \Delta y$) $\phi(x,y)$ 'nin ayrık ölçümlerini temsil ediyorsa, i ve j noktalarında $\phi(x,y)$ 'nin $-x$ ve $-y$ yatay düzleminde türevler (Şekil 3.14) yaklaşık olarak,

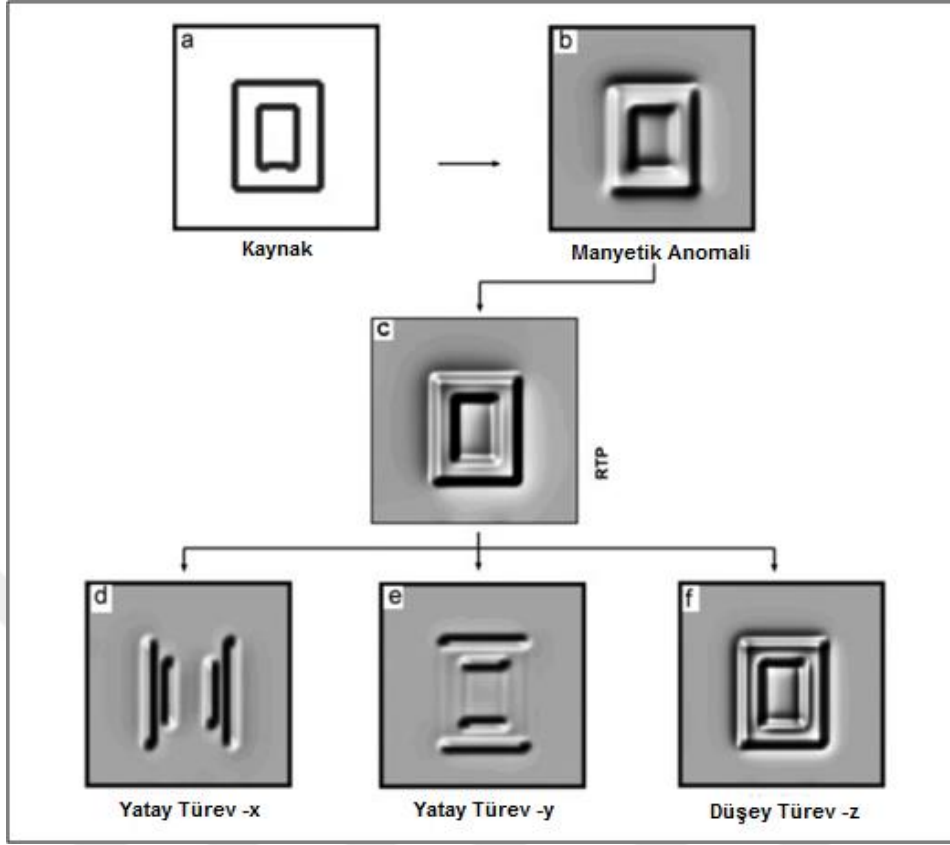
$$\frac{d\phi(x,y)}{dx} \approx \frac{\phi_{i+1,j} - \phi_{i-1,j}}{2\Delta x} \quad (3.12)$$

$$\frac{d\phi(x,y)}{dy} \approx \frac{\phi_{i,j+1} - \phi_{i,j-1}}{2\Delta y} \quad (3.13)$$

ile hesaplanmaktadır (Blakely, 1995). Toplam yatay türev değerleri ise,

$$h(x,y) = \left[\left(\frac{\partial \Delta P}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta P}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (3.14)$$

denklemleri hesaplanmaktadır.



Şekil 3. 14: Sentetik olarak üretilen manyetik verilerinden kaynaklanan RTP anomalisinden manyetik alan türevlerinin hesaplanması a) Kaynak b)Prizmatik cisim üzerinden manyetik anomali c) kutba indirgenmiş anomali d) x yönünde Yatay türev e) y yönünde yatay türev f) düşey türev (Büyüksaraç ve diğ., 2008).

3.3.2.2. Düşey Türev

Düşey türev işlemi genellikle manyetik veriye, anomali ve diğer yapıların kenarlarını daha belirgin hale getirmek için uygulanır. Türevin derecesi seçilebilir. Yüksek türev derecesi seçilirse gürültülü harita oluşur (Gunn, 1975). Yüksek geçişli filtre biçimi oldukları için, aynı zamanda gürültüyü arttırma konusunda da istenmeyen özelliği vardır. Ayrıca spektrumun yüksek dalga boylu bileşenlerini arttıran diğer filtrelerde olduğu gibi, yüksek dalga boylu gürültüyü gidermek için alçak geçişli filtrelerde uygulamamız gerekir (Oasis Montaj, 2007).

Herhangi bir dereceden düşey türev ifadesi bir potansiyel alandan elde edilmektedir. $\Delta z > 0$ olduğu varsayılırsa, birinci dereceden düşey türev,

$$\frac{\partial}{\partial z} \phi(x, y, z) = \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{\phi(x, y, z) - \phi(x, y, z - \Delta z)}{\Delta z} \quad (3.15)$$

ile verilir ve Fourier ortamına dönüştürülmesi aşağıdaki gibidir;

$$\begin{aligned}
 F \left[\frac{\partial \phi}{\partial z} \right] &= \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{f(\phi - F(\phi)) e^{-|k| \Delta z}}{\Delta z} \\
 &= \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{1 - e^{-|k| \Delta z}}{\Delta z} F(\phi) \\
 &= |k| F(\phi).
 \end{aligned} \tag{3.16}$$

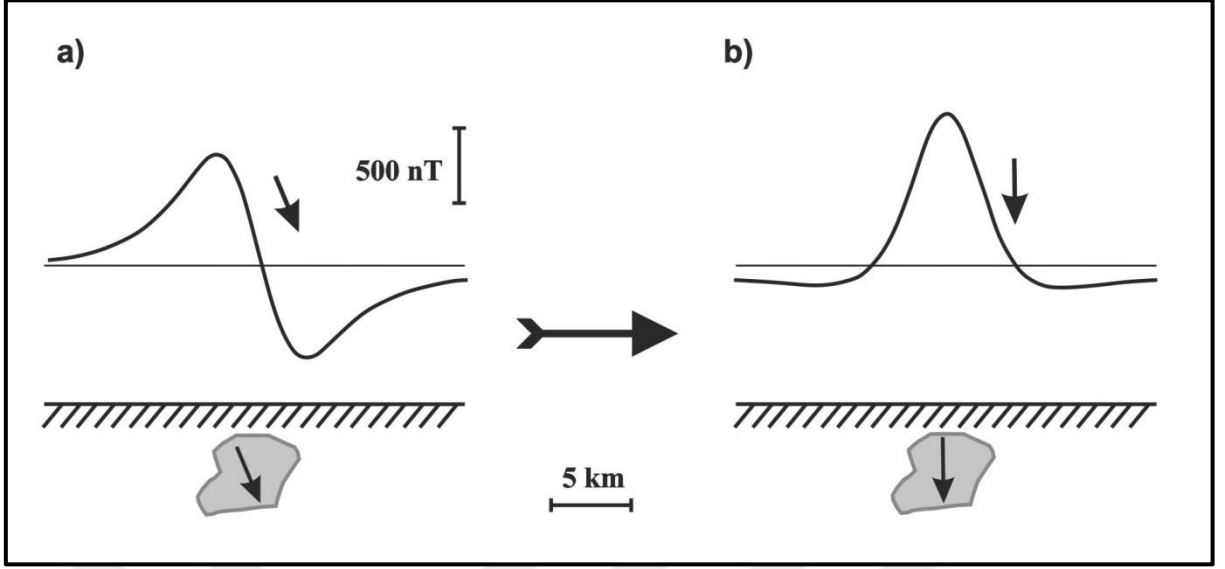
ifadesini sağlar (Blakely, 1995). Herhangi bir dereceden düşey türev ifadesinin hesaplanması genel olarak aşağıdaki denklem yardımıyla yapılmaktadır.

$$F \left[\frac{\partial^n \phi}{\partial z^n} \right] = |k|^n F(\phi) \tag{3.17}$$

Burada, $|k|$ radyal dalga sayısı aynı zamanda düşey türev süzgecidir. Fourier dönüşümü yapılmış potansiyel alan verisinin $|k|^n$ süzgeci ile çarpımının ters Fourier dönüşümü n. dereceden düşey türev değerlerini vermektedir.

3.3.3. Kutba İndirgeme Yöntemi

Mıknatıslanma vektörel yapısından dolayı bir manyetik cismin şekli, yermanyetik alanın ve manyetizasyonun eğim (inklinasyon) ile sapma (denklinasyon) açısına bağlı olarak değişmektedir. Yer altından kaynaklanan manyetik anomalilerin maksimum değeri, gravitede maksimum ve minimum yoğunluğu üzerinde yer almaya meyillidir, fakat manyetizasyonun düşey yönlenmemesi durumunda inklinasyon ve denklinasyon açılarından kaynaklanan etkiler sonucunda manyetik belirtilerde doğrudan kaynağın üzerinden kayma olduğundan en yüksek genlik değerleri kütle merkezi üzerinde gözlenmez. Bu durum manyetik verilerin yorumlanmasını zorlaştırmaktadır. Bu nedenle kutba indirgeme, yermanyetik alanının eğimlendiği manyetik enlemdeki manyetik alanı, indüklenen alanın düşey olduğu manyetik kutuptaki alana çevirir (Luo ve diğ., 2010). Kutba indirgeme işlemi yapıldıktan sonra, yapıların oluşturduğu anomaliler yapının merkezinin üzerinde ve simetrik bir biçimde yer almaktadır (Şekil 3.15). Bu nedenle, Kutba indirgeme yöntemi manyetik anomalilerin yorumlanmasında önemlidir. Bu etkinin üstesinden gelmek için ilk olarak Baranov (1957) bu matematiksel işlemi geliştirmiştir.



Şekil 3. 15: Kutba indirgeme işlemi yapılmadan önce ve sonraki manyetik anomali (Blakely, 1995). Anomalideki asimetrikliği ortadan kaldırmak amacıyla kutba İndirgeme işlemi yapılmaktadır. Fourier ortamında dönüştürülmüş herhangi bir ΔT_r anomalisi,

$$F[\Delta T_r] = F[\phi_r]F[\Delta T] \quad (3.18)$$

denklemleri ile verilmektedir. $F[\phi_r]$ burada kutba indirgeme olarak tanımlandığında (Baranov ve Naudy, 1964),

$$F[\phi_r] = \frac{1}{\theta_m \theta_f} = \frac{|k|^2}{a_1 k_x^2 + a_2 k_y^2 + a_3 k_x k_y + i |k| (b_1 k_x + b_2 k_y)}, \quad (3.19)$$

$$|k| \neq 0 ,$$

$$a_1 = \hat{m}_z \hat{f}_z - \hat{m}_x \hat{f}_x$$

$$a_2 = \hat{m}_z \hat{f}_z - \hat{m}_y \hat{f}_y$$

$$a_3 = -\hat{m}_y \hat{f}_x - \hat{m}_x \hat{f}_y$$

$$b_1 = \hat{m}_x \hat{f}_z - \hat{m}_z \hat{f}_x$$

$$b_2 = \hat{m}_y \hat{f}_z - \hat{m}_z \hat{f}_y$$

bağıntılarından elde edilmektedir (Blakely, 1995).

Burada , ΔT_r anomalisinin manyetizasyon ve yermanyetik alanının düşey yönlü olduğu kuzey manyetik kutupta ölçüm yapılmış gibi olan belirtidir (Baranov ve Naudy, 1964).

3.3.4. Yapay Gravite Yöntemi (Pseudo Gravite)

Manyetik ve gravite potansiyel alanları arasındaki ilişkiyi tanımlayan Poisson bağıntısı, bir manyetik anaomaliyi, mıknatıslanma aynı oranda bir yoğunluk dağılımı ile yer değiştirilince gözlenebilecek gravite anomalisi olarak tanımlanan yapay graviteyi (pseudo gravite) dönüştürmek için kullanılır (Baranov, 1957). Poisson bağıntısına göre manyetik veriden manyetik belirtiyne neden olan yapının gravite belirtisi elde edilebilir (Şekil 3.16). Karmaşık manyetik belirtilerin sadeleştirilmesinde ve sınır analizi yapılmadan önce çok kullanılan bir yöntemdir. Poisson denklemi;

$$V(P) = -\frac{C_m M}{\gamma \rho} \hat{m} \nabla_P U \quad (3.20)$$

$$V(P) = -\frac{C_m M}{\gamma \rho} g_m \quad (3.21)$$

bağıntısıyla tanımlanmıştır. Burada; C_m ilişki sabitidir ve farklı birim sistemlerini birbirine göre dengelemede kullanılmaktadır (örn. emu, SI), M manyetizasyon şiddetini, γ Newton'un gravitasyonel sabitini simgelemekte, $\hat{m}$ manyetizasyon yönünü, ρ yoğunluğu, g_m $\hat{m}$ manyetizasyon yönündeki gravite alanını ve bu ilişkide Poisson bağıntısının türevi alınırken ρ ile M 'nin sabit olduğu kabul edilmektedir (Blakely, 1995). Yapay gravite dönüşümü Fourier ortamında daha kolay bir şekilde hesaplanabilmektedir. Denklem 3.21'in Fourier dönüşümü,

$$F[g_m] = \frac{\gamma \rho}{C_m M} F[V] , \quad (3.22)$$

bağıntısıyla hesaplanmaktadır. Toplam alan anomalisi ile gravite alanının bir bileşeniyle arasındaki ilişki;

$$F[g_m] = -\frac{\gamma}{c_m |k| \Theta_f} \frac{\rho}{M} F[\Delta T] \quad (3.23)$$

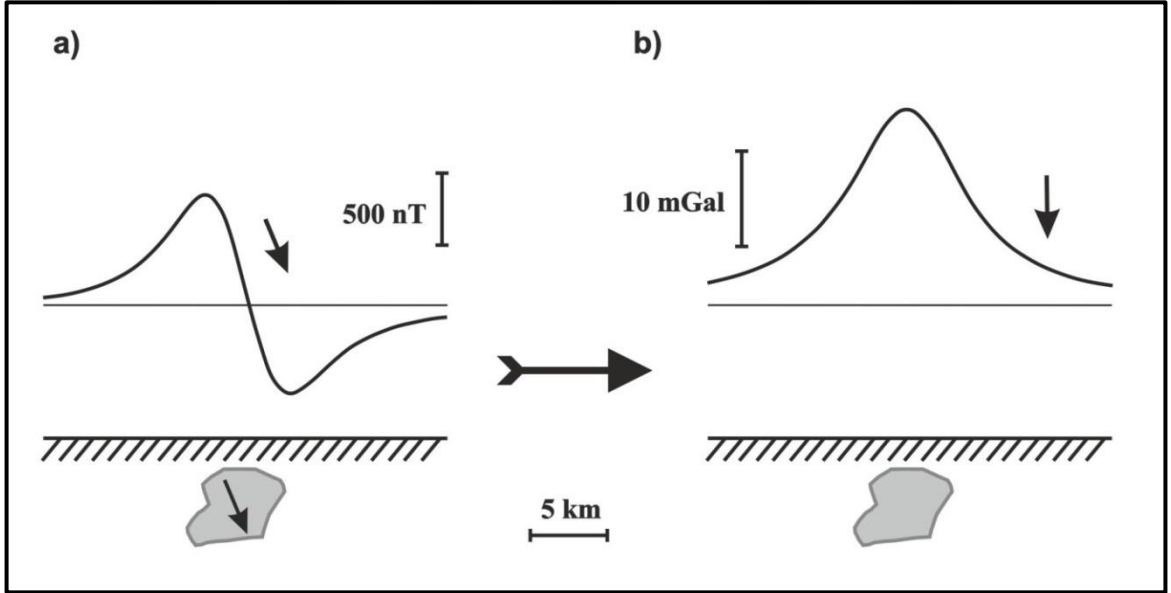
ile ilişkilendirilmektedir. Gravite alanının düşey bileşenini ise her iki taraf Θ_m ile bölünürse bulunabilir. Yapay gravite anomalisi (ΔT_{psg}),

$$F[\Delta T_{psg}] = F[\Delta T] F[\psi_{psg}], \quad (3.24)$$

bağıntısıyla elde edilir. Burada,

$$F[\psi_{psg}] = \frac{\gamma}{c_m |k| \Theta_f \Theta_m} \frac{\rho}{M}, \quad |k| \neq 0, \quad (3.25)$$

ile verilmektedir ve yoğunluk (ρ) ile manyetizasyon şiddeti (M) oranının sabit olduğu varsayılmaktadır. $F[\psi_{psg}]$ fonksiyonu yatay bir yüzey üzerinde ölçülen toplam alan anomalisini yapay gravite anomalisine dönüştüren filtredir. Fourier dönüşümü yapılmış toplam manyetik alan verisinin yapay gravite süzgeci ile çarpımı ve çıkanın ters Fourier dönüşümü yapay graviteyi vermektedir.



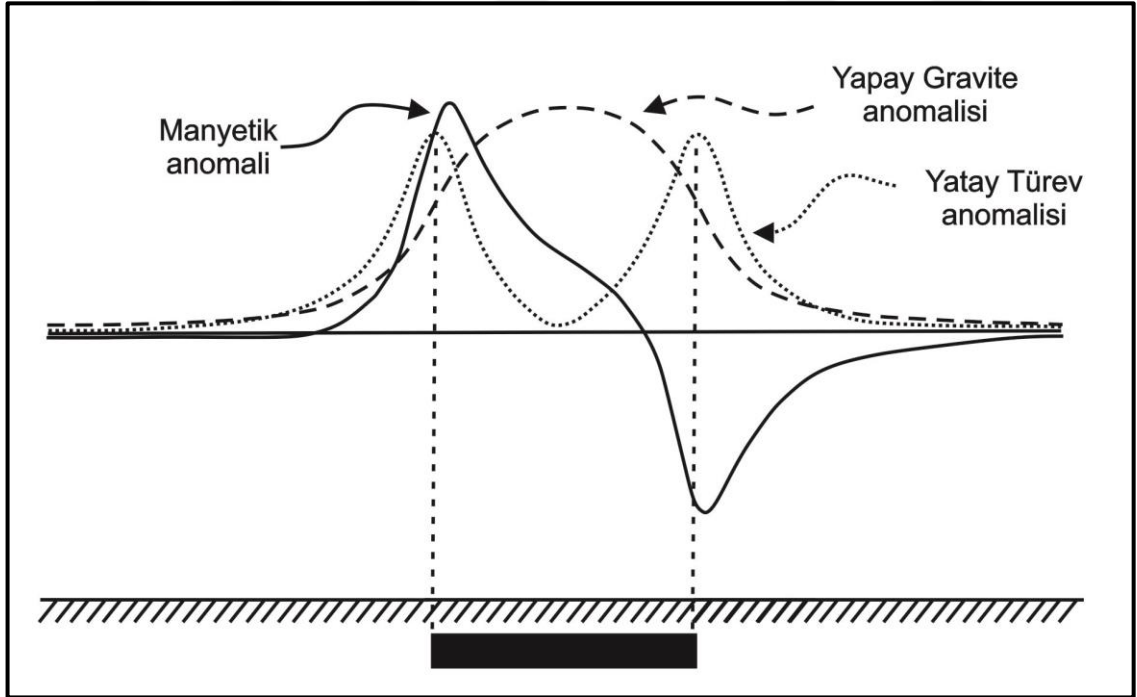
Şekil 3. 16: a) manyetik anomali b) yapay gravite dönüşümü (Blakely, 1995)

3.4. YAPI SINIR VE DERİNLİK ANALİZİ

3.4.1. Yapı Sınırı Analizi (Boundary Analizi)

Yapı sınır analizi (Boundary analizi) manyetik yapının sınırlarının belirlenmesi amacıyla ilk olarak Cordell ve Grauch (1982, 1985) tarafından kullanılmıştır. Daha sonrasında Blakely ve Simpson (1986) tarafından çalışmalar yapılarak yöntem geliştirilmiştir. Yatay türev genliklerinin harita düzlemi üzerinde en yüksek noktalarının belirlenmesi için bir algoritma haline getirilmiştir.

Sınır analizi hem manyetik hem de gravite verilerine uygulanabilmektedir. Eğer manyetik verilere uygulanırsa manyetik veriler yapay gravite verilerine dönüştürülmektedir ve böylece bu dönüşümle kaynak yapıya ait belirtiler kütle merkezi üzerine çekilmektedir (Şekil 3.17). İkinci aşamayı ise yapay gravite belirtisinin yatay türevinin alınması oluşturmaktadır. Son aşamada ise toplam yatay türev genliklerinin bulunduğu grid düzlemi üzerindeki en yüksek genlik değerlerine sahip düğüm noktaları belirlenmekte ve ardından bu düğüm noktalarına ait genlik büyüklükleri hesaplanmaktadır (Blakely ve Simpson, 1986).



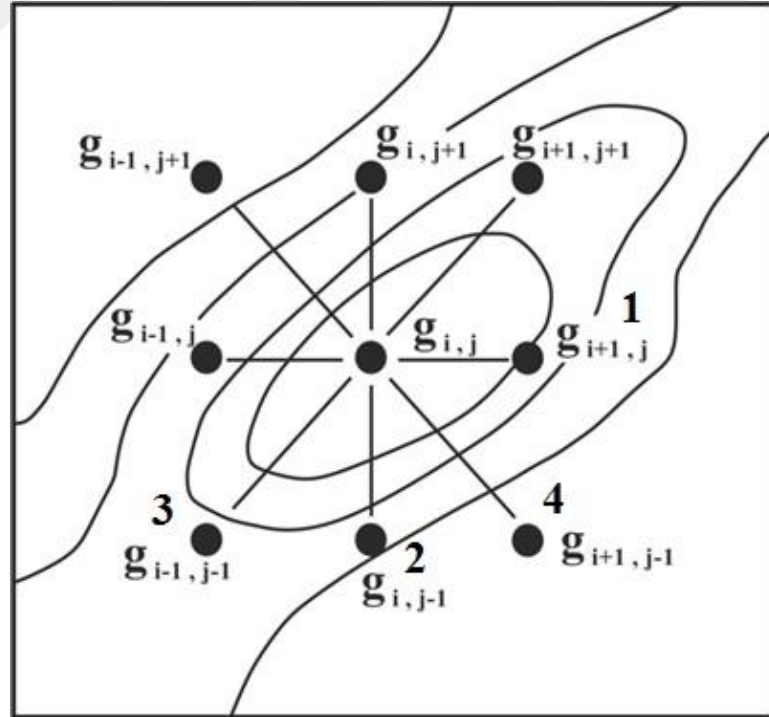
Şekil 3. 17: Kaynak yapının manyetik belirtisi, yapay gravite belirtisi ve yatay türev büyüklükleri (Blakely, 1995).

Yatay türev genlikleri,

$$h(x,y) = [(\partial g_z(x,y)/ \partial x)^2 + (\partial g_z(x,y)/ \partial y)^2]^{0.5} = [\partial_{zx}^2 + \partial_{zy}^2]^{0.5} \quad (3.26)$$

bağıntısıyla verilmektedir (Cordel ve Grauch, 1985).

Yatay gradyan yönteminde manyetik belirtiye neden olan yapının konumunun ve sınırlarının belirlenmesinde en basit yaklaşımdır. Fakat bu yöntemde düşey türev kullanılmadığından dolayı kaynağın derinliği hakkında bilgi elde edilmez (Phillips, 2001). Yatay türev genliklerinin kaynağın sınırlarında her zaman en yüksek noktada yer alabilmesi için bölgesel manyetik alan ve kaynak manyetizasyon yönü düşey, kontakt izole edilmiş ve kaynak kalın olmalıdır (Özyalın, 2003). Üçüncü ve son aşama ise, en yüksek yatay türev noktalarının yerleri ve genlik değerlerinin bulunmasıdır. Bu işlemleri gerçekleştirebilmek için, kullanılan grid düzlemi üzerinde birbirine en yakın 8 komşu noktanın harita düzlemi üzerindeki konumları Şekil 3.18’ de gösterilmiştir. Burada maksimum noktanın elde edilmesi için,



Şekil 3. 18: Toplam yatay türev haritasında maksimumları bulmada kullanılan grid noktalarının yerleri (Blakely ve Simpson, 1986).

$$1) \quad g_{i-1,j} < g_{i,j} > g_{i+1,j}$$

$$2) \quad g_{i,j-1} < g_{i,j} > g_{i,j+1}$$

$$3) \quad g_{i-1,j-1} < g_{i,j} > g_{i+1,j+1}$$

$$4) \quad g_{i+1,j-1} < g_{i,j} > g_{i-1,j+1}$$

koşullarının sağlanması gerekmektedir. Bu koşulları sağlayan maksimum gradyan aşağıdaki bağıntı ile verilir.

$$g_{max} = ax_{max}^2 + bx_{max} + g_{ij} \quad , \quad (3.27)$$

Bu bağıntıda yer alan x_{max} , a ve b terimleri ;

$$x_{max} = \frac{-bd}{2a} \quad (3.28)$$

$$a = \frac{1}{2} (g_{i-1,j} - 2g_{i,j} + g_{i+1,j}) \quad (3.29)$$

$$b = \frac{1}{2} (g_{i+1,j} - g_{i-1,j}) \quad (3.30)$$

şeklinde tanımlanmaktadır. Burada, d grid noktaları arasındaki uzaklık değeridir.

3.4.2. Yatay Gradiyent Yöntemi

Yatay Gradiyent Magnitüd (Horizontal Gradient Method (HGM)) yöntemi, kutba indirgeme haritasından manyetik kaynakların kenarlarını tespit etmek için ilk önce Cordell ve Grauch (1985) tarafından geliştirilmiştir. Manyetik anomalilerin en dik gradyanlarından elde edilen HGM maxima, düşey ve düşeye yakın jeolojik kontaktların, fayların ve mıknatıslanmış kütlelerin kenarları üzerine yerleştirilir. Phillips (1999), HGM'nin avantajının arazi verilerindeki gürültüye karşı düşük duyarlılık gösterdiğinin ve bunun nedeninin potansiyel alan verilerinin birinci dereceden ikinci yatay türevinin hesaplanmasını gerektirdiğinden bahsetmektedir. Bununla birlikte, yöntem düşey dalım ve izole edilmiş kontaktlara ve belirgin kaynaklarda hem manyetik alanın hem de mıknatıslanmanın düşey olduğunu varsayar.

Toplam alan manyetik anomalisinin HGM'si Phillips (1999) tarafından;

$$HGM(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2} \quad (3.31)$$

verilmiştir. Bu formül, aşağıdaki varsayımlar altında manyetik kontaktların üzerinde bir tepe anomali verir (Phillips, 1999).

1. Bölgesel manyetik alan düşey,
2. Mıknatıslanma düşey,
3. Kontaktlar düşey
4. Kontaktlar izole edilmiş
5. Yapı belirgin ise

İlk dört varsayımın ihlali değişikliklere neden olabilmektedir ve tepe noktalarının kontaktlardan uzağa kaymasına neden olabilir.

3.4.3. Analitik Sinyal Yöntemi (AS)

Potansiyel alan verilerinin yorumunda en önemli basamaklarından biri anomaliyi oluşturan kaynakların lokasyonlarının ve derinliklerinin belirlenmesidir. Manyetik verilerde anomaliye neden olan yapı kenarlarının belirlenmesinin bir aracı olarak uygulanmasına Nabighian (1972, 1974) öncülük etmiştir. Buna bağlı olarak bu yöntemin kullanılmasının nedeni yermanyetik alanının parametrelerinden ve mıknatıslanma yönünden etkilenmemesidir (Blakely, 1995; Roest ve diğ., 1992). Manyetik anomalilerin analitik sinyali manyetik alan anomalisinin düşey ve yatay türevlerinin karelerinin toplamının kareköküdür (Roest ve diğ., 1992; Roest ve Pilkington, 1993; Salem ve diğ., 2002).

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \quad (3.32)$$

Formül 3.32' de verilen $|A(x, y)|$ analitik sinyalin genliği ve M manyetik alandır.

3.4.4. Tilt Açısı (Eğim Açısı)Yöntemi

Eğim açısı yöntemi, potansiyel alanın ilk düşey türevinin yatay türev gradyanına oranı olarak tanımlanır (Miller ve Singh, 1994; Verduzco ve diğ., 2004). Eğim açısı, yatay gradyan, ikinci düşey türev ve analitik sinyal gibi diğer kenar saptama yöntemleriyle karşılaştırılır ve hem sığ hem de derin kaynaklara iyi tepki verme avantajının olduğu saptanmıştır (Miller, 1994).

Diğer bir ifadeyle yalnızca süreksizlik sınırlarının yatay konumlarını değil; aynı zamanda bunların derinliklerine yönelik çözümler de sunmaktadır. Yöntemin başka bir avantajı ise yüksek mertebeli türev kullanan diğer yöntemlere göre gürültüye daha az duyarlılığı yöntemin önemli kazanımlarıdır (Akın ve diğ., 2011). Tilt açısının matematiksel olarak ifadesi ;

$$Tilt = \theta = \tan^{-1} \frac{\text{Düşey türev}}{\text{Yatay türev}} \quad (3.33)$$

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial T}{\partial z}}{\frac{\partial T}{\partial h}} \right) \quad (3.34)$$

Toplam manyetik alan değerinin yatay yönde birinci türevi,

$$\frac{\partial T}{\partial h} = \left[\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (3.35)$$

bağıntısı ile hesaplanmaktadır.

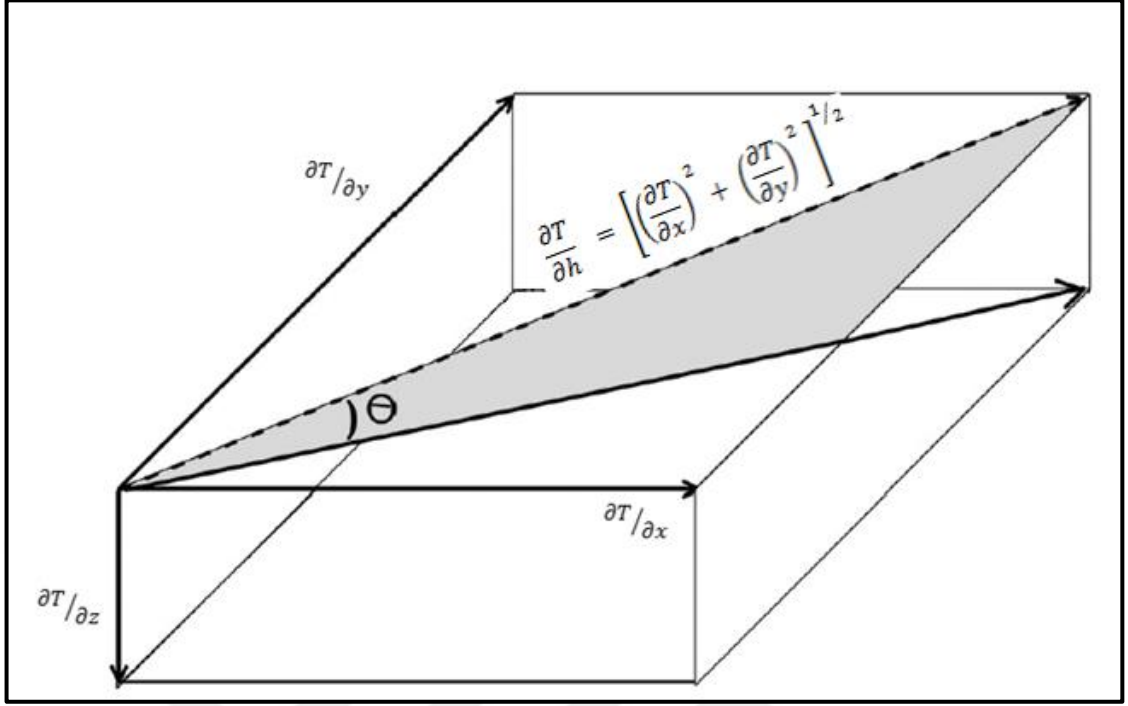
$\partial T / \partial x$, $\partial T / \partial y$, $\partial T / \partial z$ x,y,z yönlerindeki potansiyel alanın birinci dereceden türevleridir, $\partial T / \partial h$ ise toplam yatay türev, θ , eğim açısı, T, toplam manyetik alan değerini ifade eden terimlerdir (Şekil 3.19).

3.34 eşitliğindeki denklem 3.35 denkleminde yerine konulduktan sonra,

$$\theta = \tan^{-1} \frac{\frac{\partial T}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2}} \quad (3.36)$$

bağıntısı elde edilir.

Miller ve Singh (1994) kaynak cismin sınırlarını eğim açısı ile göstermiştir. Eğim açısının konturlarının pozitif olduğu kısım kaynağın kendisini tanımladığından, Tilt açısının 0° değeri ise kaynak sınırlarını vermektedir. Tilt açısı konturları ($\pm 45^\circ$) arasındaki mesafenin yarısı yapının üst derinliğini vermektedir (Salem ve diğ., 2007; Oruç, 2011; Akın ve diğ., 2011).



Şekil 3. 19: Tilt açısının geometrik olarak gösterimi (Akın ve diğ., 2011’den değiştirilerek alınmıştır).

3.4.5. Güç Spektrumu

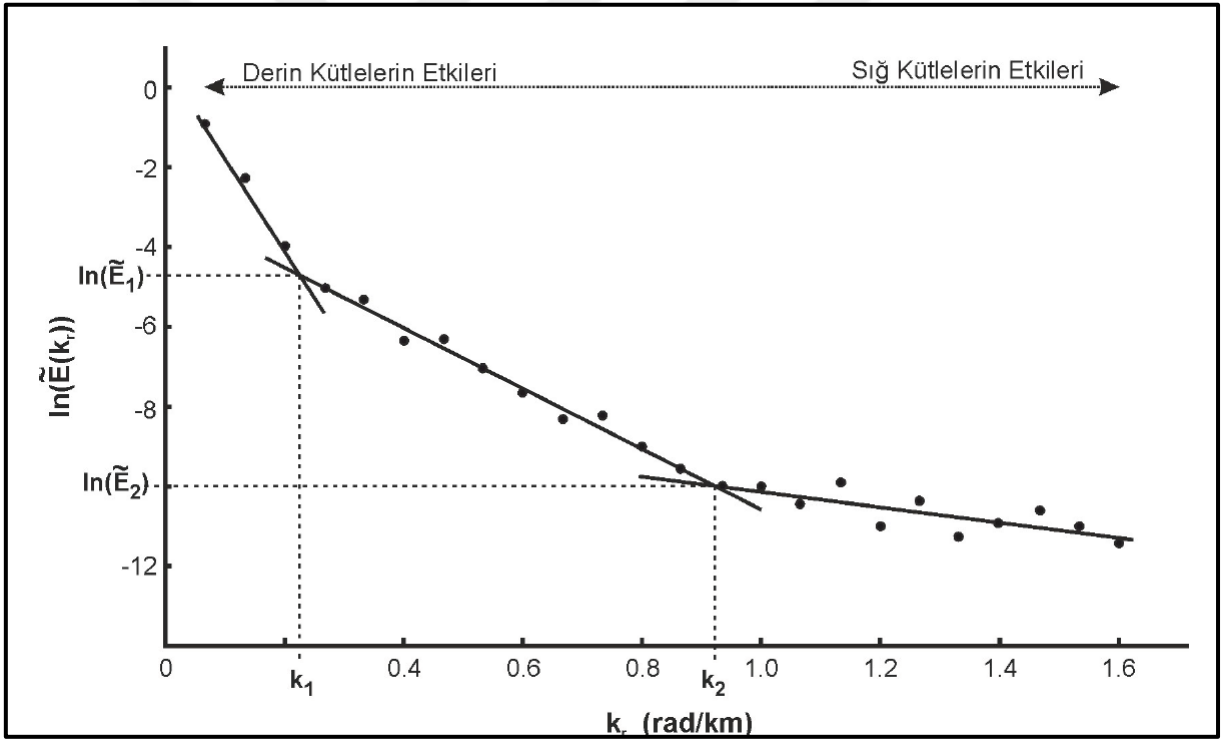
Zaman ortamında bilinen bir sinyalin frekans ortamında gösterimi genel olarak “spektrum” olarak tanımlanmaktadır. Zamanın ve yerin fonksiyonu olan jeofizik veriler, birden fazla sinyalin üst üste binmiş şeklini içermektedirler ve bu sinyallerin frekansları birbirinden farklıdır. Kütleler hakkında bilgi edinmek için eldeki verinin, frekans ortamına dönüştürülerek incelenmesi gerekmektedir (Spector ve Grant, 1970; Davis, 1973). Böyle bir durumda zaman ortamından frekans ortamına dönüştürmek için bir dönüşüm tekniğine ihtiyaç duyulmaktadır.

Güç spektrumunun potansiyel alan verilerine uygulanması ile ilgili ilk çalışmalar Bhattacharyya (1966) ve Spector ve Grant (1970) tarafından gerçekleştirilmiştir. Güç spektrumu yöntemi ile manyetik belirtiye neden olan yer altı yapılarının derinliklerini belirlemek mümkündür (Spector ve Grant, 1970). Güç Spektrumu yöntemini uygularken kaynak geometrisi ve yoğunluk / manyetik duyarlılık farkı bilgisine ihtiyaç duyulmaksızın derinlik çözümleri sunması yöntemin avantajlarından birisidir. Kaynak derinlik bilgilerini anomalilerin dalga sayısı ortamında güç spektrumundan elde edilebilir.

k yatay eksene, $\ln \tilde{E}(k)$ dikey eksene gelecek şekilde grafik çizilirse; bu eğrinin eğimi ara yüzeyin derinliğinin hesaplanmasında kullanılabilir (Şekil 3.20). Spektrum üzerinde gösterilen $\ln(\tilde{E}_1)$ ve $\ln(\tilde{E}_2)$ logaritmik güç değerleri ile k_1 ve k_2 radyan türünden dalga sayısı değerleri denklem 3.37 ile kullanılarak ortalama derinlik hesaplanabilir. Spektrumdaki küçük dalga sayısı değerleri derin kütleleri, büyük dalga sayısı değerleri ise sıg kütleleri ifade eder. Denklemi ise;

$$h = \frac{-(\ln(\tilde{E}_1) - \ln(\tilde{E}_2))}{4\pi (k_1 - k_2)} \quad (3.37)$$

bağıntısıyla gösterilmektedir.



Şekil 3. 20: Güç Spektrumu üzerindeki doğrusallıkların derinlik kestirimi (Spector ve Grant, 1970).

3.4.6. Euler Dekonvolüsyon (2B)

Euler dekonvolüsyon tekniği, yer altındaki yapıların derinliğini tahmin edilmesi amacıyla kullanılabilen bir yöntemdir. Euler yönteminde geometrisi önceden tanımlanan yapıların yerinin tahmini için kaynak tipini belirleyen bir yapısal indeks ön bilgi olarak kabul

edilmektedir. Çünkü derinlik tahmininin kalitesi temel olarak uygun yapısal indeks seçimine bağlıdır. Yapısal indeks parametresi, yapının dayk, silindir, küre gibi basit geometrik şekillere benzetilerek yapılan kuramsal çalışmalar sonucunda tanımlanmıştır (Tompson, 1982).

Bir kartezyen sisteminde (x,y,z) olarak tanımlanan herhangi bir $f(x,y,z)$ işlevinin aşağıdaki ifadeyi yerine getirmesi durumunda n . dereceden homojen denklem olarak adlandırılır.

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad (3.38)$$

Bundan başka, eğer $f(x,y,z)$ n . dereceden homojen ise, aşağıdaki denklemin sağlandığı gösterilmiştir (Tompson (1982);

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = nf \quad (3.39)$$

Diferansiyel denklemin bu kısmı, Euler'in homojenlik denklemi veya Euler denklemi olarak bilinmektedir.

Ölçüm düzlemine göre, x_0, y_0, z_0 noktasında bulunan bir noktasal kaynak olarak düşünülürse, toplam manyetik alan şiddeti aşağıdaki gibi olacaktır.

$$\Delta T(x, y, z) = f[(x - x_0), (y - y_0), (z - z_0)] \quad (3.40)$$

Euler eşitliğinde yerine yazıldığında Euler bağıntısı;

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -n \Delta T(x, y, z) \quad (3.41)$$

olarak ifade edilmektedir. $z=0$ düzleminde x eksenini boyunca yapılması ve $y=0$ kabulü ile problem iki boyutlu hale getirilmektedir. Bu durumda eşitlik aşağıdaki gibi olacaktır.

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -n \Delta T(x) \quad (3.42)$$

Bu ifadenin yeniden düzenlenmesiyle,

$$x_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = x \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + n \Delta T(x) \quad (3.43)$$

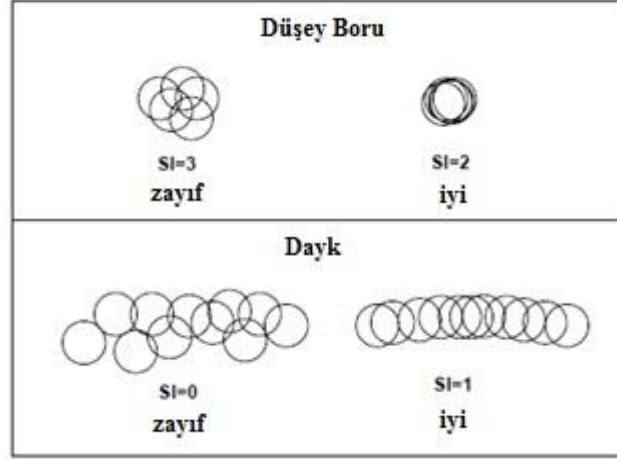
denklemi elde edilir. 3.43 denklemindeki türevler veya gradientler manyetik verilerden hesaplanabilir. Denklemdaki tek bilinmeyen nicelikler x_0, z_0 , ve n 'dir. x_0, z_0 koordinatlar,

eşdeğer kaynağın profil boyunca derinlik ve konumunu temsil etmektedir ve n , anomaliyi en iyi temsil eden kaynak tipini tanımlamaktadır. Çeşitli basit modellerin n parametresini tanımladığı kolayca doğrulanabilir (Smellie, 1956). Buradaki n parametresi ‘yapısal indeks (Structural Index = SI)’ olarak adlandırılır ve 0 ile 3 arasında değiştiği kabul edilir (Tablo 3.4).

Tablo 3. 4: Yapısal indeks (Structural Index) parametresi ve simgeleri temsil etmek için kullanılan birimler (Whitehead N. ve Musselman C., 2005).

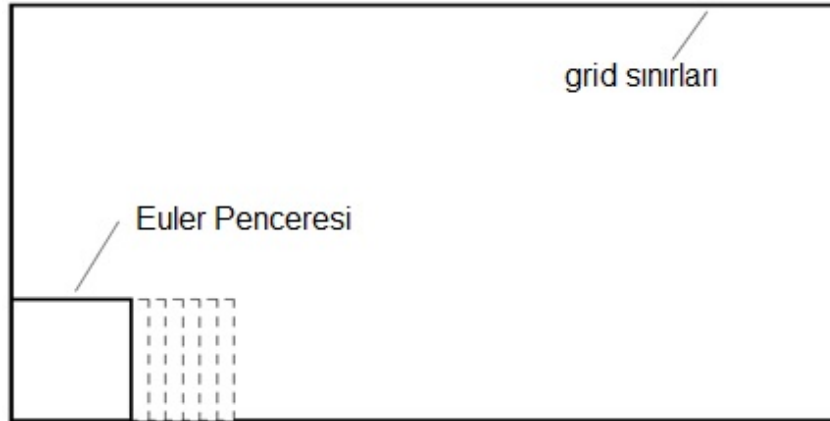
Model	Manyetik
	Yapısal indeks değeri (n)
Kontakt	0
Kalın Basamak	0.5
Dayk	1
Silindir	2
Küre	3

Şekil 3.21’ deki sağ üst kısımdaki manyetik boruya benzer bir yapıyı ve alttaki bir daykta doğru SI’yı temsil etmektedir. Çok düşük bir indeksin çok sık olan derinlikleri sağladığı gösterilebilir ve çok yüksek olanı çok derin olan tahminleri verebilir. Ancak indeks doğru olsa bile, derinliklerin tahminlerinin yüksek indeksli kaynakların düşük indeksli kaynaklardan daha kesin olduğu açıktır (Reid ve diğ., 1990).



Şekil 3. 21: Manyetik boru ve dayk doğru SI değeri örneği (Whitehead N. ve Musselman C., 2005).

Standart Euler dekonvolüsyon menü seçeneği Euler Dekonvolüsyonunu potansiyel alan yorumlaması için bir araç olarak uygular. Sistem dört veri gridlerini (toplam alan manyetik ve onun üç ortogonal türevlerini) okur ve kare pencereden çıkarılan verilerini kullanarak Euler Dekonvolüsyon uygular. Pencere daha sonra bir hücre kaydırılır ve yeni çözüm hesaplanır. Bu işlemler, Şekil 3.22’de gösterildiği gibi, pencere tüm grid boyunca hareket edene kadar devam eder.



Şekil 3. 22: Pencere aralığı (Windows Size (WS)) gösterimi (Whitehead N. ve Musselman C., 2005).

Pencere boyutu aşağıdaki kriterler göz önünde bulundurularak seçilmelidir:

1. Alan ve alan gradyanında önemli farklılıklar içerecek kadar büyük olmalıdır.
2. Birden fazla kaynaktan gelen önemli etkileri içermeyecek kadar küçük olmalıdır.

Farklı kaynaklardan ortaya çıkan anormallikler, her ikisi de belirli bir pencereyi kaplayacak kadar birbirine yakınsa, çözümün reddedilmesine neden olabilir. Bu nedenle, pencereyi mümkün olduğunca küçük tutmak gerekebilir. Yer yüzeyindeki veya yakınındaki kaynaklar için daha küçük bir boyut (5 x 5) kullanılabilir. Minimum 3 x 3 bir boyut seçilmelidir. Böylelikle, belirli n değeri için seçilen her bir pencere neden olan bir kaynağın konumu için analiz edilmektedir.

Yüksek yapısal indeks değerleri daha derinden bilgi verirken, düşük yapısal indeks değerleri ise sığ derinliklerden bilgi vermektedir (Oruç, 1994). Tompson (1982) ve Reid ve diğ., (1990) araştırmalarında yapısal indeks seçimiyle ilgili birçok çalışma yapmıştır ve bulmuş olduğu çözümler sonucunda en az saçılım olan yapısal indeksi doğru kabul etmişlerdir. Sonuç olarak Euler dekonvolüsyon tekniğinde yapısal indeks, anomali kaynağının yatay lokasyonunu ve tepe noktasının derinliğini saptamada en önemli parametredir (Uyanık, 2007). Buna bağlı olarak güvenilir sonuçlar elde etmek için yapısal indeks ve pencere boyu dikkatlice seçilmelidir. Euler dekonvolüsyonu gerçekleştirmek için kullanılan pencere boyutu, örnekleme aralığı ile ilişkilidir. Penceredeki tüm noktalar, Euler'in denklemini kaynak konumunu çözmek için kullanılır. Örnekleme aralığı ne kadar küçükse, pencere içindeki veri sayısı o oranda artacaktır (Özyalın, 2003). Pencerenin, toplam manyetik alan haritasında her bir çözüm anomalisini içerecek kadar büyük olmalıdır, fakat ideal olarak bitişik (yakın) anomalileri içerecek kadar büyük olmamalıdır.

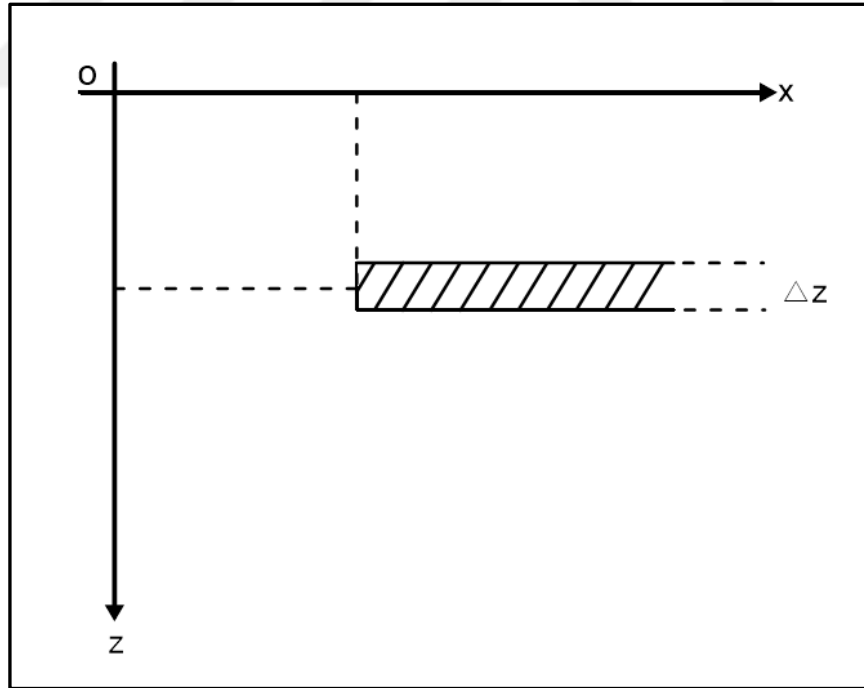
3.5. MODELLEME YÖNTEMLERİ

Potansiyel alan verileri birçok yapının etkisini içermektedir ve bu durum belirli bir çözümsüzlüğü içerisinde taşımakla birlikte kesin bir sonuca ulaşmayı engellemektedir. Bunun nedeni aynı anomaliye neden olabilecek sonsuz sayıda model oluşturulabilmesidir. Bu çözümsüzlüğe ya eldeki veriden, yapının fiziksel özelliklerini çıkarma yöntemi olan “**Ters Çözüm**” ile ya da oluşturulan modellerin anomalilerini hesaplayarak sonuca gitme yöntemi olan “**Düz Çözüm**” ile yaklaşılabılır (Uyanık, 2007).

3.5.1. Düz Çözüm (Talwani Yöntemi)

Yeraltında bulunan gelişigüzel şekilli yapıların jeofizik ve jeolojik verilere uygun olarak anomalilerinin hesaplanması mümkündür. Bu tür yapıların geometrik şekiller yardımıyla model ve yapıya yaklaşılmaya modelleme denilmektedir. Günümüze gelinceye kadar gelişigüzel şekilli yapıların anomalilerinin hesaplanması konusunda araştırmacılar tarafından farklı yöntemler geliştirilmiştir. Bu yaklaşımın örneklerinden biri Talwani yöntemidir. Talwani yöntemine göre yer altındaki bir cisim üst üste koyulmuş ince dilimler olarak incelenebilir ve dilimlerin kalınlıkları, yoğunlukları ve derinlikleri kullanılarak hesaplamalar yapılırsa bulunan değerler her bir dilimden gelen toplam anomali değerlerini verir (Talwani ve Ewing, 1960).

İki boyutlu yapı, x yönünde yarı sonsuz ve z yönünde sonlu duruma getirilerek çözümlenebilir (Şekil 3.23).

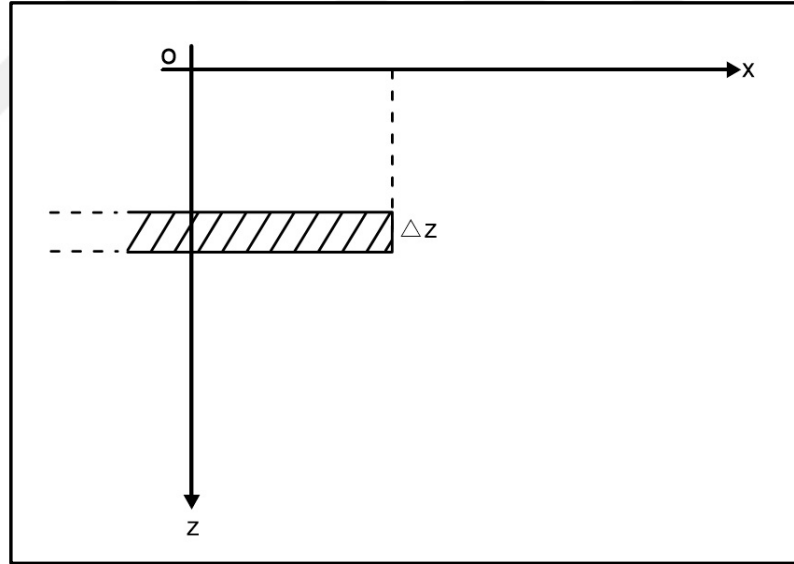


Şekil 3. 23 : Pozitif x yönünde yarı sonsuz ve z yönünde sonlu bir yapı (Heirtzler ve diğ., 1962'den değiştirilerek).

$$\begin{aligned}
 V &= 2\Delta z \int_x^{\infty} \frac{M_x 2xz - M_z (x^2 - z^2)}{(x^2 + z^2)^2} dx \\
 &= 2\Delta z \left\{ \frac{M_x z - M_z x}{x^2 + z^2} \right\}
 \end{aligned} \tag{3.44}$$

$$\begin{aligned}
 H &= 2\Delta z \int_y^{\infty} \frac{M_x (x^2 - z^2) + M_z 2xz}{(x^2 + z^2)^2} dx \\
 &= 2\Delta z \left\{ \frac{M_x x - M_z z}{x^2 + z^2} \right\}
 \end{aligned} \tag{3.45}$$

Denklem 3.44 ve 3.45'deki x ve z değişkenleri, yapı ucunun koordinatlarını temsil eder (Heirtzler ve diğ., 1962).



Şekil 3. 24 : Negatif x yönünde yarı sonsuz sonlu bir yapı (Heirtzler ve diğ., 1962'den değiştirilerek).

Yapıyı Şekil 3.24 'de gösterildiği gibi ters yönde hareket ettirirsek;

$$V = 2\Delta z \left\{ \frac{-M_x z + M_z x}{x^2 + z^2} \right\} \tag{3.46}$$

$$H = 2\Delta z \left\{ \frac{-M_x x - M_z z}{x^2 + z^2} \right\} \tag{3.47}$$

denklemleri elde edilir.

Şekil 3.25 'te x yönünde prizmayı düşünürsek;

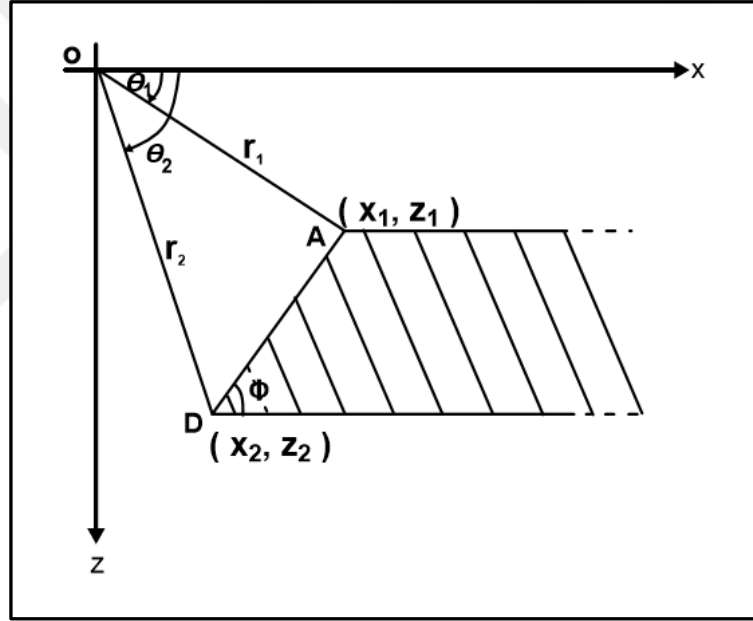
V ve H, 3.44 ve 3.45 denklemlerinde z'ye göre integrali alınarak elde edilir.

$$V = 2 \int_{z_1}^{z_2} \left\{ \frac{M_x z - M_z x}{x^2 + z^2} \right\} dz \quad (3.48)$$

$$H = 2 \int_{z_1}^{z_2} \left\{ \frac{M_x x + M_z z}{x^2 + z^2} \right\} dz \quad (3.49)$$

$$x = (x_1 + z_1 \cot \phi) - (\cot \phi) z_1$$

Şekil 3.25'teki prizma için x ve z AD çizgisinin denklemi ile ilişkilidir.



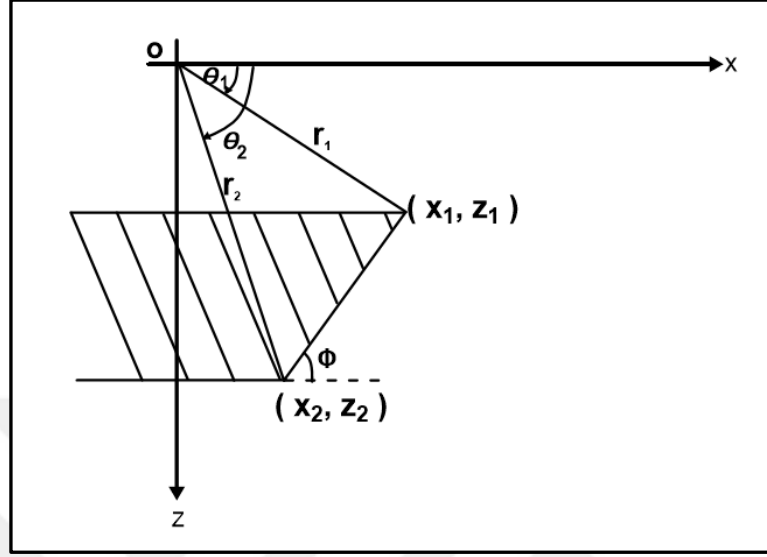
Şekil 3. 25 : Pozitif x yönünde yarı sonsuz bir prizma (Heirtzler ve diğ., 1962'den değiştirilerek).

Denklemler 3.48 ve 3.49 birleştirilirse ve x ve z yerine r değişkenleri kullanılırsa:

$$V = 2 \sin \phi [M_x \{(\theta_2 - \theta_1) \cos \phi + \sin \phi \log(r_2/r_1)\} - M_z \{(\theta_2 - \theta_1) \sin \phi - \cos \phi \log(r_2/r_1)\}] \quad (3.50)$$

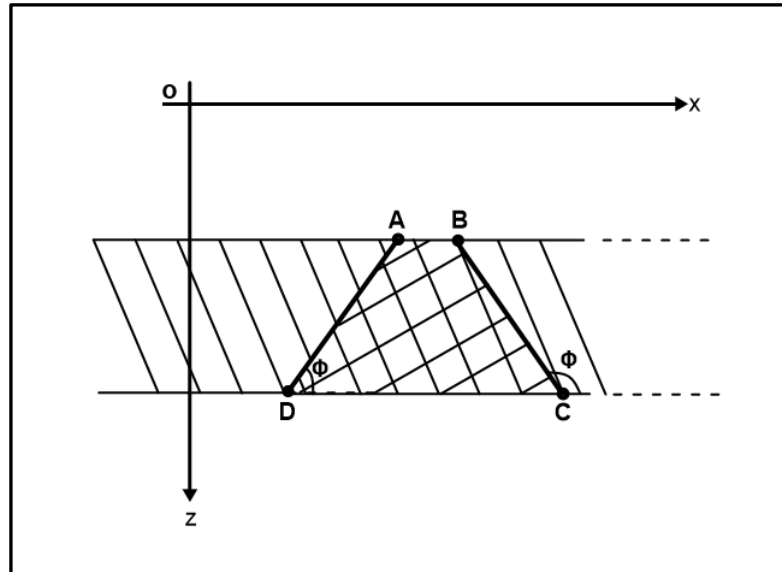
$$H = 2 \sin \phi [M_x \{(\theta_2 - \theta_1) \sin \phi + \cos \phi \log(r_2/r_1)\} + M_z \{(\theta_2 - \theta_1) \cos \phi + \sin \phi \log(r_2/r_1)\}] \quad (3.51)$$

Prizmanın Şekil 3. 26' daki gibi olduğu varsayılırsa, yukarıdaki denklemlerin önüne eksi işareti gelir (Heirtzler ve diğ., 1962).



Şekil 3. 26 : Negatif x yönünde yarı sonsuz bir prizma (Heirtzler ve diğ., 1962'den değiştirilerek).

Şekil 3.25 ve Şekil 3.26 prizma x yönlerinden birinde sonsuz bir şekilde uzanmıştır. Sonlu x yönlerindeki bir cisim için H ve V'nin, iki cisimden oluştuğu varsayılırsa Şekil 3.27'deki gibi olur.



Şekil 3. 27 : Sonlu x yönündeki ABCD çokgen modeli (Heirtzler ve diğ., 1962'den değiştirilerek).

3.5.2. Ters Çözüm

Potansiyel alan verilerinin yorumlanmasında modelleme çalışmalarıyla yapılan yorumlama çalışmaları oldukça yararlı sonuçlar vermektedir. Ancak sonsuz çözüme sahip potansiyel alan verilerinden daha doğru parametre kestirimi için birden fazla değerlendirme teknikleri kullanılmalıdır. Bununla birlikte diğer tekniklerle desteklenmelidir. Bu tekniklerden biri de ters çözümdür.

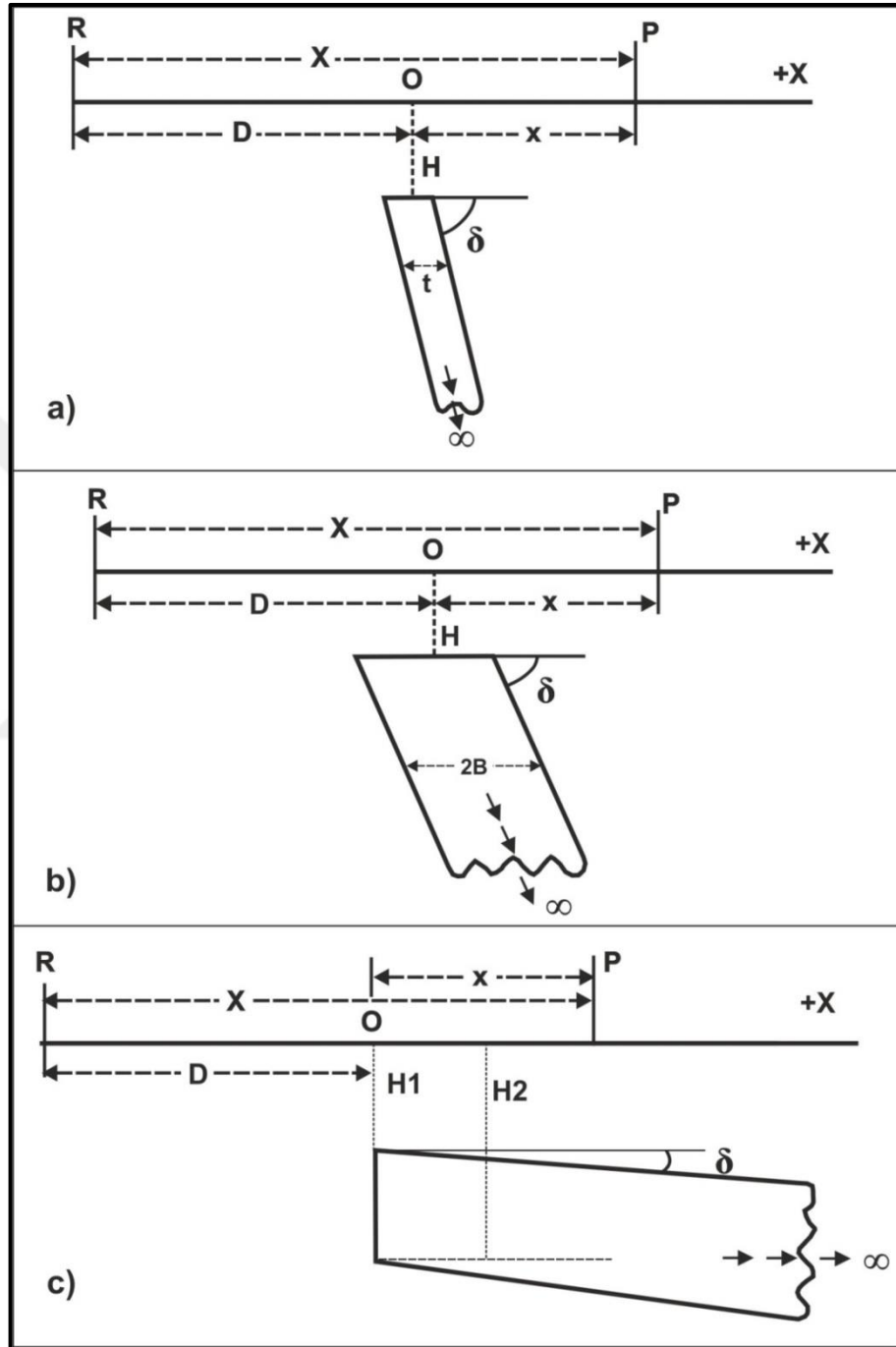
Potansiyel alan verilerinin ters çözümü, ölçülen potansiyel alandan, bu alanı meydana getiren kaynağın çeşitli model parametrelerinin (derinlik, yoğunluk, süseptibilite,...) saptanması işlemidir. Yöntemin amacı, modelden hesaplanan kuramsal veri ile ölçülen verinin karşılaştırılmasıdır. Potansiyel alan verilerinin çözüm sonuçları tekil değildir ve ters çözümle elde edilmiş olan sonuçlar, kuramsal ve gözlemsel verilerin uyumunu sağlayabilen sonsuz tane çözümden biridir. Manyetik anomalilerin değerlendirilmesinde, genel olarak şekli bilinen yapıların anomalilerinden yararlanılmaktadır ve şekli bilinen yapıların teorik anomalileri ölçülen anomalilerle karşılaştırılarak en doğru yoruma ulaşılmaya çalışılmaktadır. Çalışma alanında bazı profillerde gözlenen bazı yapıları kullanarak sonuca ulaşan bir ters çözüm hesaplama yöntemi kullanılmıştır. Ters çözüm yönteminde, tepkisi bilinen düşey fay, kalın dayk ya da ince levha türü yapılar için toplam (T), düşey (V) veya yatay (H) manyetik alanı hesaplamaktadır. Yöntem ilksel olarak yapının ince bir levha olduğunu varsayarak, anomali değerleri ve bu değerlere karşılık gelen uzaklık değerlerinden ilk çözümü yapar. Elde edilen sonuçlar yinelemeli olarak işleme sokularak gözlenen ve hesaplanan değerler arasındaki fark minimum oluncaya kadar işlem sürdürülür. Jeofizik problemler genel olarak doğrusal değildir ve arazide ölçülen veri her zaman bir gürültü içerdiğinden, ölçülen ve kuramsal verinin olabildiğince birbirine uyması istenmektedir. Bu nedenle tam olarak çakışmaz. Ölçülen verinin çakışması verinin kalitesine de bağlıdır ve her zaman bir RMS hata değeri vardır.

Potansiyel alan verilerin basit geometrik modellerle ters çözümü çalışmaları üzerine bugüne kadar yapılmış birçok çalışma bulunmaktadır (Bruckshaw ve Kunaratnam, 1963; Grant ve West, 1965; Powell, 1967; Qureshi ve Nalaye, 1978; Rao ve Murthy, 1978; Rao ve Rambabu, 1983; Raju, 2003). Manyetik problemlerinin yorumunda anomaliler fay, levha ve dayk gibi basit jeofizik modellere benzetilerek, model parametreleri bu modellere göre uygun bir şekilde hazırlanan ters çözüm teknikleri ile hesaplatılmaya çalışılmaktadır (Şekil 3.28).

Tablo 3. 5: Semboller listesi (Raju, 2003).

O	Koordinat merkezi	a	Denklinasyon Açısı
x	Ölçü noktası ile merkez (O) arası uzaklık	α	Ölçü doğrultusu ile Manyetik Kuzey arasındaki açı.
X	Ölçü noktası ile Referans noktası arası uzaklık	$\frac{I}{I_0}$	$\arctan(\tan I_0 / \cos \alpha)$
D	Referans noktası merkez (O) arası uzaklık	$\frac{J}{J_0}$	$\arctan(\tan J_0 / \cos \alpha)$
$F(X)$	Manyetik alan (ΔT), (ΔV) veya (ΔH)	P	Genlik Katsayısı (Tablo.1)
H	Dayk veya levhanın üst derinliği	Q	İndeks Parametresi (Tablo.1)
$H1$	Fay üst derinliği	Q_1	$ Q $
$H2$	Fay alt derinliği	N	Ölçü sayısı
t	İnce levhanın kalınlığı	N_0	Model parametrelerinin sayısı
B	Kalın daykın yarı genişliği	E	Ortalama Karekök hatası (rms)
δ	Yapının yatayla yaptığı açı	λ	Marquart parametresi
K	Süseptibilite	C	Katsayılar Matrisi (6×1) (giriş modeli)
M	Rejyonel eğim	A	Matris ($N \times N_0$)
C	İndirgeme düzeyi	A^T	Transpoze matris ($N_0 \times N$)
T	Yermanyetik alanının şiddeti	F	Vektör ($N \times 1$)
J_i	Yapını Oluşturduğu alan	δF	Ölçülen ve hesaplanan anomali arasındaki farklar vektörü ($N \times 1$)
J_R	Kalıcı Manyetik alan	δP	Model Parametreleri vektörü ($N_0 \times 1$)
J	Ölçülen Manyetik alan	∂F	$F(X)$ in kısmi türevlerinin Jacobien matrisi ($N_0 \times N$)
I_0	Inklinasyon (Yermanyetik Alanı)	∂F^T	Transpoze Matris ($N_0 \times N$)
J_0	Inklinasyon (Ölçülen alan)	I	Birim Matris ($N_0 \times N_0$)

Manyetik verinin modellenmesinde ince levha, dayk ve fay modellerinin potansiyel bağıntıları aşağıdaki formüllerde görüldüğü gibidir.



Şekil 3. 28: Modellenen yapı türleri. a) ince levha b) kalın dayk c) düşey fay (Raju, 2003).

Model çözümlerinde her modelin potansiyel bağıntılarının her bir parametresine göre kısmi türevleri alınarak türev matrisleri oluşturulmuş ve çözüm sırasında Marquardt (1963) sönümlü en küçük kareler ters çözüm yöntemi kullanılmıştır.

İnce Levha

$$F(x) = P \frac{(x-D)\sin Q + H \cdot \cos Q}{(x-D)^2 + H^2} \quad (3.52)$$

Kalın Dayk Modeli

$$F(x) = P \left[0.5 \sin Q \ln \frac{(x-D+B)^2 + H^2}{(x-D-B)^2 + H^2} + \cos Q \left(\tan^{-1} \frac{x-D+B}{H} - \tan^{-1} \frac{x-D-B}{H} \right) \right] \quad (3.53)$$

Düşey Fay

$$F(x) = P \left[0.5 \cos Q \ln \frac{(x-D)^2 + H_2^2}{(x-D)^2 + H_1^2} + \sin Q \left(\tan^{-1} \frac{x-D}{H_1} - \tan^{-1} \frac{x-D}{H_2} \right) \right] \quad (3.54)$$

Modellerin potansiyel bağıntılarındaki P ve Q değişkenlerinin toplam (ΔT), düşey (ΔV) ve yatay (ΔH) bileşenlere karşılık gelen değerleri Tablo 3.5'te verilmiştir. Tasarlanan ters çözümün amacı, ölçülen F(x) değerlerinden yola çıkarak bilinmeyen **P, D, Q, H, M**, ve **C** değişkenlerinin belirlenmesidir.

]

4. BULGULAR

4.1. İZNİK GÖLÜ VE ÇEVRESİNİN MANYETİK VERİLERİNİN TOPLANMASI

4.1.1. Göl Verilerinin Toplanması

İznik Gölü'nde Temmuz 2018'de göl içerisinde K-G doğrultusunda 30 profil, D-B doğrultusunda ise 4 profil olmak üzere 34 profile toplam 380 km uzunluğunda manyetik veriler toplanmıştır (Tablo 4.1, Şekil 4.2). Profiller doğrultuları, K-G, G-K, D-B, B-D olmak üzere 4 yöndedir. Sefere çıkılmadan önce tüm profillerin lokasyon noktaları “.kmz” dosya formatında hazırlanarak el GPS'ne aktarılmıştır. Ölçüler teknenin belirlenen bu profil rotaları üzerinde gidilmesi sağlanarak alınmıştır. Hat aralıkları göl içerisinde 1 km aralıklarla belirlenerek ölçümler yapılmıştır. Manyetometre ve GPS (Küresel Konum Belirleme Sistemi) eş zamanlı yaklaşık olarak 1 saniye aralıklarla örnekleme yapılacak şekilde senkronize edilmiştir. Manyetik araştırmada 6 m uzunluğunda fiber tipi balıkçı teknesi kullanılmış ve teknenin ortalama hızı yaklaşık 8-9 knot olacak şekilde gerçekleştirilmiştir. Teknenin motor aksanından uzakta olacak şekilde Geometrics marka G-858 Sezyum Buhar Manyetometresinin sensörleri su yüzeyinden yaklaşık 1.5 m yüksekliğinde ve fiber teknenin ön kısmından 2 m uzağına tahta yardımıyla monte edilmiştir (Şekil 4.1). Tekne üzerinde alınan ölçümler Geometrics Maglog yazılım programı kullanılarak gerçek zamanlı olarak görüntülenmiştir. Daha sonra toplanan manyetik ve konum verileri Geometrics MAGMAP yazılımı kullanılarak bilgisayar ortamına aktarılmıştır.

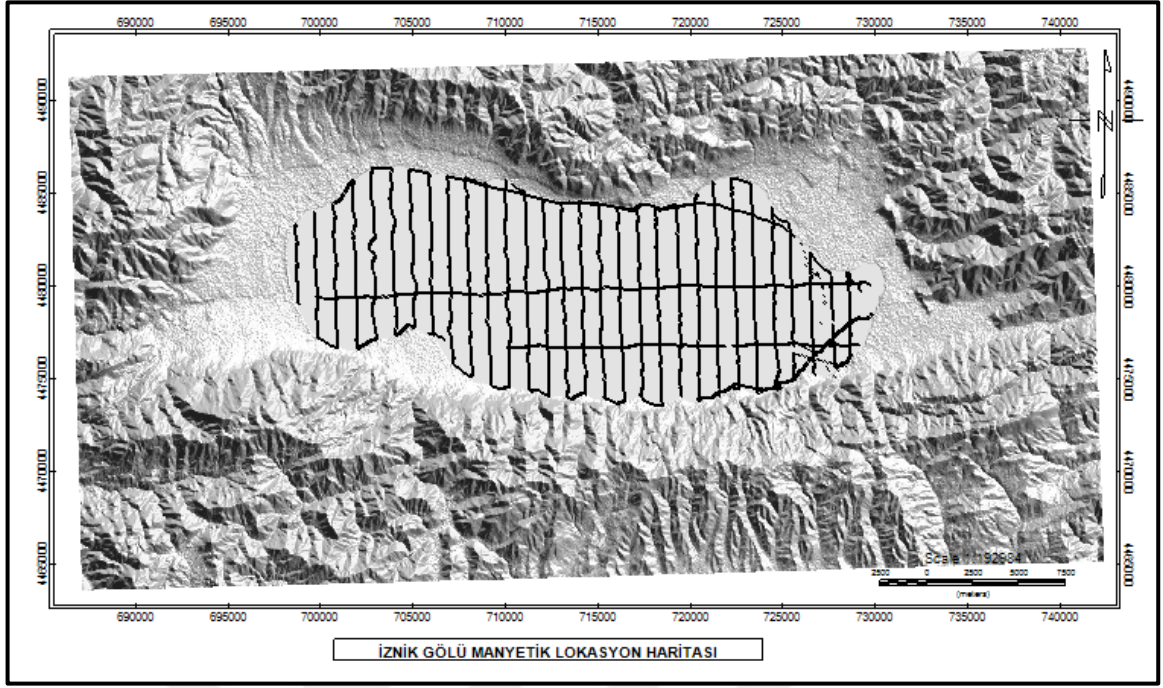
Alınan ölçüler bilgisayar ortamına aktarılan verilerden ilk aşamada insan kaynaklı yapıların oluşturduğu gürültüler verilerden çıkarılmıştır. Her noktaya ait “x, y, z” değerleri “.dat” formatında elde edilmiş, ‘Geosoft Oasis Montaj’ programını kullanarak UTM projeksiyonuna dönüştürülmeye hazır hale getirilmiştir. Bu veriler kullanılarak ölçülen değerlerin dakika bazındaki düzeltmeleri yapılarak çalışma alanı toplam manyetik anomali haritası elde edilmiştir (Şekil 4.7). Oluşturulan manyetik alan haritası Geosoft Oasis Montaj programı ile, “minimum curvature” gridleme yöntemi kullanılarak veri 200 m kontur aralıklarıyla gridlenmiştir. Minimum curvature yöntemi; gridleme alanındaki köşe noktaları mümkün olduğu kadar yumuşatır ve bunun için iki nokta arasındaki en uygun değeri bulana kadar yeniden hesaplama yapar.



Şekil 4. 1: Geometrics G-858 Sezyum Buhar Manyetometresi ve GPS konumlandırma Sistemi a) Teknede konumlandırma şekli b) Geometrics G-858 Ekran konsolu c) Manyetik sensör d) GPS Hemisphere A101 Anten

Tablo 4. 1: İznik Gölü'nde alınan manyetik ölçüm hatlarına ait veriler.

<u>K-G, G-K HATLAR</u>			
HAT NO	BAŞLANGIÇ KOORDİNATI	BİTİŞ KOORDİNATI	HAT UZUNLUĞU
1	29.69443495 40.44453730	29.69038010 40.40096500	5 km
2	29.68321080 40.39842145	29.68187020 40.44544715	5.3 km
3	29.67038690 40.45461690	29.67038350 40.39495395	6.6 km
4	29.65772440 40.39360255	29.65676290 40.46990240	8.4 km
5	29.64661060 40.47691190	29.64896140 40.38979150	9.9 km
6	29.63441895 40.38711940	29.63374810 40.48931500	11.5 km
7	29.62071455 40.49190145	29.62180060 40.38983010	11.5 km
8	29.60889655 40.38614920	29.60952695 40.49037350	11.5 km
9	29.59936455 40.48467750	29.59656460 40.38469705	11.1 km
10	29.58490985 40.38648615	29.58540835 40.48042870	10.6 km
11	29.57218915 40.47919025	29.57335770 40.38248855	11 km
12	29.56052950 40.38575440	29.56012735 40.47934225	10.7 km
13	29.54767385 40.47986780	29.54835100 40.38515850	10.6 km
14	29.53603340 40.38693600	29.53632045 40.48201575	10.9 km
15	29.52387895 40.48283570	29.52443460 40.38931230	10.7 km
16	29.51285930 40.38793845	29.51217275 40.48221620	10.7 km
17	29.50128190 40.48377755	29.50087710 40.38887685	10.9 km
18	29.48844865 40.39160460	29.48936770 40.48841130	11 km
19	29.47797140 40.49416910	29.47616540 40.39390630	11.3 km
20	29.46417285 40.39543660	29.46467260 40.49313745	11.1 km
21	29.45183310 40.49593375	29.45168640 40.39906720	11.1 km
22	29.44006455 40.40702510	29.44047580 40.49715685	10.3 km
23	29.42872755 40.49850830	29.42803725 40.41952655	9.1 km
24	29.41625110 40.42372205	29.41637565 40.50069015	8.7 km
25	29.40470895 40.50160985	29.40419535 40.42055180	9.2 km
26	29.39227805 40.41934900	29.39220225 40.50174190	9.3 km
27	29.38009060 40.49610310	29.37981360 40.41435300	9.3 km
28	29.36659360 40.41555825	29.36679790 40.48516285	7.9 km
29	29.35463175 40.48134675	29.35454535 40.42047945	7 km
30	29.34319680 40.43729520	29.34295615 40.47558340	4.8 km
<u>D-B, B-D HATLAR</u>			
HAT NO	BAŞLANGIÇ KOORDİNATI	BİTİŞ KOORDİNATI	HAT UZUNLUĞU
B-D 1	29.44047580 40.49715685	29.66001675 40.46279450	31.5 km
D-B 1	29.70758280 40.43833155	29.35419860 40.43971550	22.5 km
B-D 2	29.42804405 40.41959125	29.69948265 40.40916715	9.4 km
B-D 3	29.59744510 40.38534450	29.70808390 40.42434480	19.3 km



Şekil 4. 2: Manyetik ölçüm hatları lokasyon haritası.

4.1.2. Kara Verilerinin Toplanması

Bölgenin jeolojisi ve tektoniğine bakılarak KAF'ın orta koluna yakın fayın kara üzerinde devamının varlığı belirlenmesi amacıyla İznik Gölü'nde Temmuz 2018' de gölün içerisindeki K-G hatların devamını oluşturacak şekilde gölün güneyinde kara alanında toplam 21 hat üzerinde toplam manyetik alan verileri toplanmıştır (Tablo 4.2).

Yaklaşık olarak hat uzunlukları 0.2-1.5 km aralıkları boyunca alınan manyetik ölçümlerin lokasyon haritası Şekil 4.4'de verilmiştir. Hatlar K-G yönlü olarak toplanmıştır. Bu çalışmada İznik Gölü güneyinin kara bölümünde yapılan manyetik ölçümlerde “Scintrex ENVI Pro” proton manyetometresi kullanılmıştır (Şekil 4.3). Bu yöntemde aletle ölçü alınırken sinyal/gürültü oranına ve manyetik ölçümlerde cihazı taşıyan kişide metal herhangi bir eşya bulunmamasına dikkat edilmiştir. Çünkü bu tarz metal içerikli maddeler ölçümleri önemli şekilde etkilemektedir. Bu sebeple yine ölçüm alınan noktada demir içerikli levha, tabela gibi malzemelere ve elektrik hattının bulunduğu alanlardan uzak durulmuştur. Ölçüm sırasında manyetik cihazın sensörünü ölçüm alınan noktada dik, sabit ve referans çizgisinin kuzeye bakacak şekilde çevrili olmasına dikkat edilmiştir.

Tablo 4. 2: İznik Gölü güneyi kara alanında alınan manyetik ölçüm hatlarına ait veriler.

K-G HATLAR			
HAT NO	BAŞLANGIÇ KOORDİNATI	BİTİŞ KOORDİNATI	HAT UZUNLUĞU
1	40.39475, 29.705667	40.39675, 29.70465	0.7 km
2	40.401317, 29.693683	40.39315, 29.69585	1.2 km
3	40.3936, 29.695483	40.395933, 29.693267	0.5 km
4	40.3979, 29.685983	40.392933, 29.686683	0.7 km
5	40.392917, 29.6859	40.39155, 29.682017	0.6 km
6	40.391783, 29.681933	40.393767, 29.67845	0.5 km
7	40.392833, 29.676717	40.391636, 29.677033	0.3 km
8	40.395, 29.665733	40.386267, 29.665733	1.1 km
9	40.390483, 29.650617	40.386467, 29.658367	0.3 km
10	40.386467, 29.625033	40.385233, 29.626817	0.3 km
11	40.38935, 29.622317	40.3833, 29.62115	0.7 km
12	40.3841, 29.600033	40.37955, 29.598283	0.6 km
13	40.384783, 29.5853	40.379367, 29.584617	0.7 km
14	40.38525, 29.559133	40.381517, 29.556617	0.5 km
15	40.38585, 29.538183	40.383267, 29.536183	0.4 km
16	40.388333, 29.52445	40.384683, 29.521217	0.6 km
17	40.388233, 29.500417	40.3873, 29.500267	0.2 km
18	40.390483, 29.489867	40.387667, 29.49065	0.4 km
19	40.391917, 29.4665	40.388133, 29.466917	0.5 km
20	40.4011, 29.4442	40.393817, 29.439733	1.0 km
21	40.417467, 29.396167	40.395933, 29.693267	1.5 km



Şekil 4. 3: Scintrex Envi Proton manyetometresi.

Seferlerden önce planlanan hatlar üzerinde ölçümler alınarak toplanan veriler MAGMAP programı aracılığıyla bilgisayar ortamına aktarılmıştır. Bilgisayar ortamına aktarılan verilerden ilk aşamada insan kaynaklı yapıların oluşturduğu gürültüler giderilmiştir. Her noktaya ait “x, y, z” değerleri “.dat” formatında elde edilmiş olup, ‘Geosoft Oasis Montaj’ programını kullanarak UTM projeksiyonuna dönüştürülmeye hazır hale getirilmiştir. Bu veriler kullanılarak ölçülen değerlerin dakika bazındaki düzeltmeleri yapılarak çalışma alanı toplam manyetik alanı haritası elde edilmiştir (Şekil 4.5). Oluşturulan manyetik alan haritası Geosoft Oasis Montaj programı ile, “minimum curvature” gridleme yöntemi kullanılarak veri 200 m kontur aralıklarıyla gridlenmiştir.

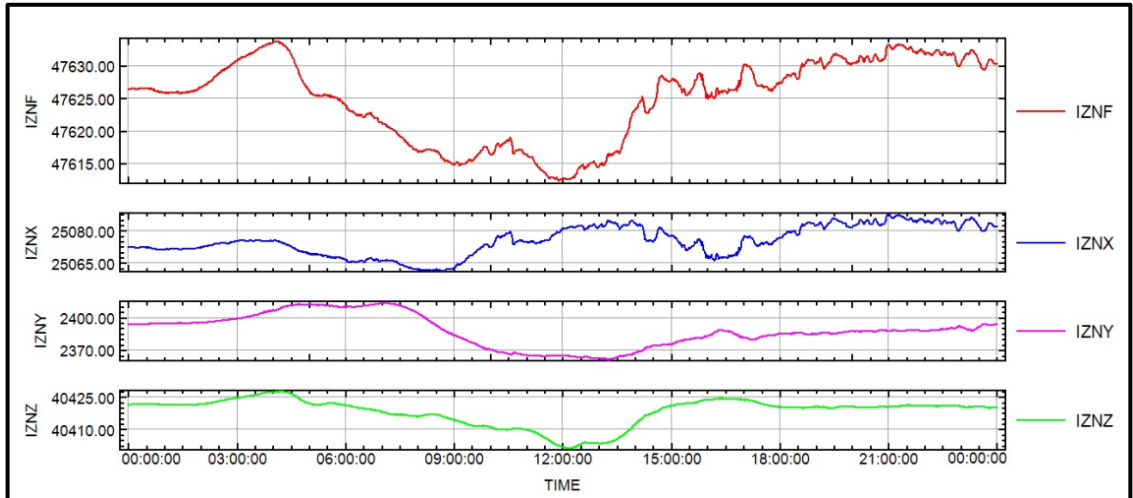
Şekil 4. 5: İznik Gölü güneyi kara verisi toplam manyetik alan haritası.

4.2. MANYETİK ÖLÇÜMLERE UYGULANAN DÜZELTMELER

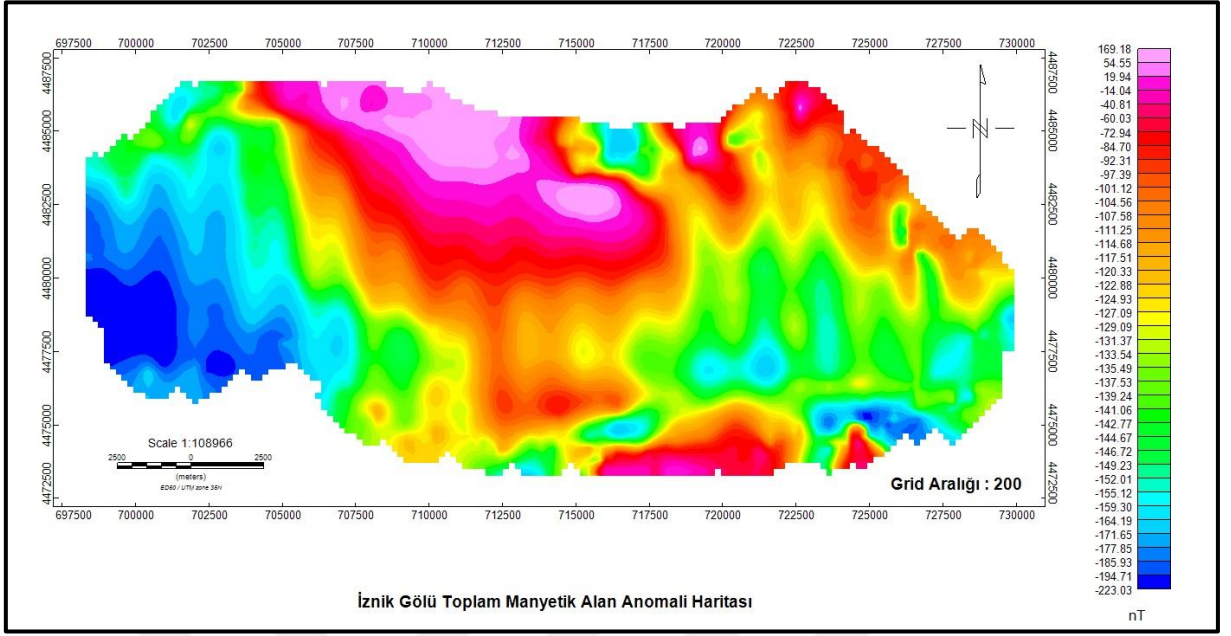
4.2.1. Günlük Değişim Düzeltmesi

Arazi çalışmalarında ölçülen verilere, gün içerisinde güneş patlamaları ve atmosferin yükseklerinde iyonlaşmış tabakaların hareketi sonucu oluşan manyetik alan değişimlerinden gelen etkileri gidermek için günlük değişim düzeltmesi uygulanmıştır. Ölçümler sırasında tek manyetometreyle çıkıldığında belirli zaman aralıklarında ölçüm yapılan sahadan belirlenen bir baz noktasına gidilip baz değerleri okunmalıdır. Ayrıca tek manyetometre kullanıldığında, çalışmanın yapılacağı arazi bir manyetik gözlemeviden en çok 400-500 km uzaklıkta ise düzeltme değerleri belirlenen gözlemevi kayıtları kullanılarak elde edilebilir. Eğer çalışma alanı daha uzarlarda ise ikinci bir manyetometre kullanılarak sabit bir baz noktası belirlenip sürekli ölçüm alınması günlük değişimlerin yakalanması açısından önem arz etmektedir.

İznik Gölü'nün kuzeydoğusunda Kandilli Rasathanesine bağlı İznik (IZN) manyetik gözlemevinin (Şekil 4.4) ölçümleri baz alınarak (Şekil 4. 6) hem kara hem de göl verilerine günlük değişimler uygulanmıştır. Yermanyetik alanının üç bileşenini kayıt altına almaktadır (Şekil 4.6). Bu veriler kullanılarak ölçülen değerlerin dakika bazındaki düzeltmeleri yapılarak Geosoft Oasis Montaj programında çalışma alanı toplam manyetik alanı haritası 200 m gridlerle elde edilmiştir (Şekil 4.7).



Şekil 4. 6: 03.07.2018 tarihindeki yermanyetik alanının x,y,z günlük değişim grafiği (yatay, düşey, toplam alan).

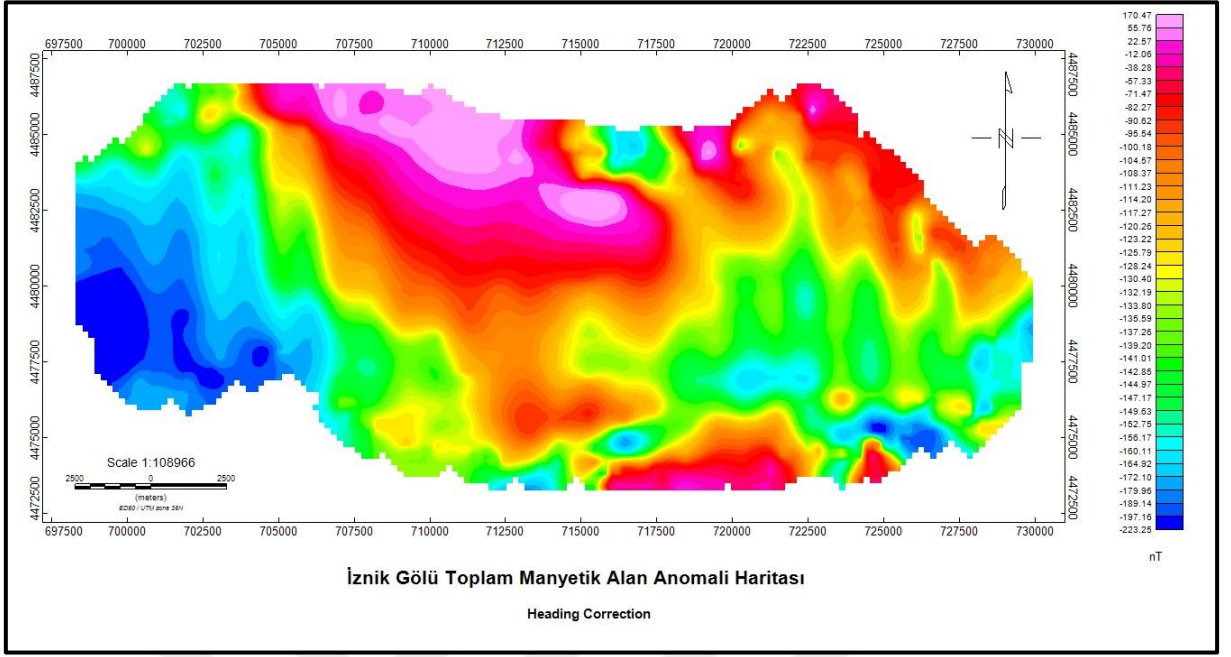


Şekil 4. 7: Çalışma alanının toplam alan manyetik anomali haritası.

4.2.2. Yön (Heading) Düzeltmesi

Bu çalışmada kullanılan fiber teknenin gövdesi herhangi bir manyetik materyal içermemektedir. Ancak teknenin motorunun metal aksanlardan oluşması nedeniyle ölçümlere teknenin uzun ekseninin kuzeyle yapmış olduğu açıya bağlı olarak gürültü olarak etki etmektedir. Teknenin uç kısmından her ne kadar 2 m uzakta yer alsanız da ölçümlere yine de 5 nT'ya yakın gürültülerin olduğunu göstermektedir. Bu da K-G, G-K, B-D ve D-B profildeki ölçülerin yer altındaki anomaliden bağımsız teknenin kuzey ile yapmış olduğu açıya göre farklılıklar gösterir ve harita üzerinde de bu farklılıklar çizgisellikler şeklinde kendini göstermektedir (Şekil 4.7). Bu yöne bağımlı değişimlere yön düzeltmesi denilmektedir (Bullard ve Mason, 1961).

Tekne tarafından üretilen manyetik alana ve yöne bağlı olarak manyetik okumalardaki sistematik kaymaları hesaba katmak için gölde alınan manyetik verilerine bir yön düzeltmesi uygulanmıştır. Keşişme noktalarındaki değerler ile her yön için ölçülen değer arasındaki fark, yön düzeltmesidir. Ana hatların dönüşlerinde toplanan manyetik verilere de düzeltme uygulanmıştır (Şekil 4.8). Şekil 4.7 ve Şekil 4.8 anomali haritalarına bakıldığında heading düzeltmesinden sonra Şekil 4.8' deki haritada çizgiselliklerin azaldığı görülmektedir.



Şekil 4. 8: Toplam manyetik alan haritasına yön düzeltmesi uygulanmış hali.

4.2.3. Mikro Düzeyleme (Microlevelling)

Mikro düzeyleme (Microlevelling) tanım olarak, araştırma hatları boyunca uzun dalga boylu gürültünün neden olduğu ve kaynağı jeolojik olmayan etkilerin azaltılması veya ortadan kaldırılması için gridlenmiş verilerin filtrelenmesidir. Böyle bir uzun dalga boylu gürültü genellikle bir profilden başka bir profile geçiş sırasındaki profiller arasında gürültülerden kaynaklanmaktadır.

Bullock ve Isles (1994)'e göre, “mikro düzeyleme” terimi, esasen manyetik verilerdeki günlük değişimlerden, uçuş yüksekliğindeki belirsizlikler ve gölde teknenin dalgalanmasından kaynaklanan çok küçük olan (1 nT'dan küçük) profiller arasındaki gürültüleri en aza indirmeye çalışan veri işlem adımı olarak ifade edilmektedir.

Mikro düzeyleme presödürü bir manyetik veriye “kosinüs (Cosine) filtresi” kullanılarak birleştirilmiş bir Butterworth yüksek geçişli filtresini uygulanmasını içermektedir. Bu çalışmada mikro düzeyleme tekniği Geosoft Oasis Montaj Programı yardımıyla, Fourier alanında bir “decorrugation filtresi” uygulamak için Oasis Montaj MAGMAP modülü kullanılmıştır. Bu işlemten sonra, Oasis veri tabanındaki orijinal verilere uygulamadan önce

levelling düzeltmelerini temizler (decorrugation: Aeoromanyetik veri indirgemesinde kullanılabilecek yanlış konumlama veya sıfır noktası kaymalarından kaynaklanan zikzak şeklindeki hareketleri çıkarmak için). Bu prosedürü kullanarak, araştırma hatlarına paralel olarak yönlendirilen benzer dalga boyunun levelling hataları ve gerçek jeolojik bilgileri ayırt edemeyeceğini unutmamak gerekir. Bu nedenle özellikle karmaşık jeoloji alanlarında dikkatli olunmalıdır.

Bu çalışmada, 1000 metrelik bir hat aralığına (kuzey-güney hatlar) ait manyetik veride kosinüs (Cosine) filtresi ile birleştirilmiş bir bant geçişli (Butterworth) yüksek geçişli filtre kullanılarak mikro düzeyleme adımı uygulanmıştır (Şekil 4.9). Bu adımı gerçekleştirmek için bu amaçla MAGMAP modülünden 2D FFT paketi kullanılmıştır (Paterson ve Watson, 2019).

Geosoft Oasis Montaj programından MAGMAP modülünden Butterworth filtresinde;

Kesme dalga boyu = 4000 (örnek: hat aralıklarının (1000) 4 katı seçilerek = 4000)

Filtre basamağı : 8 (önerilen)

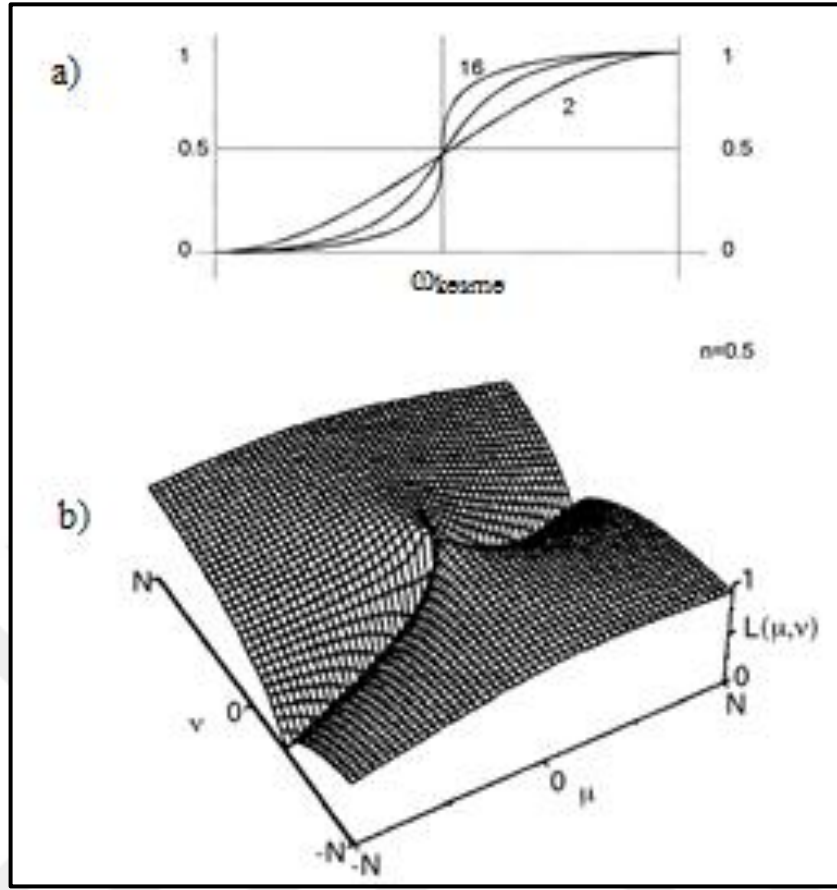
High pass (Yüksek Geçişli)

parametre değerleri girilmiştir. Bu filtre işleminden sonra Kosinüs filtresinde;

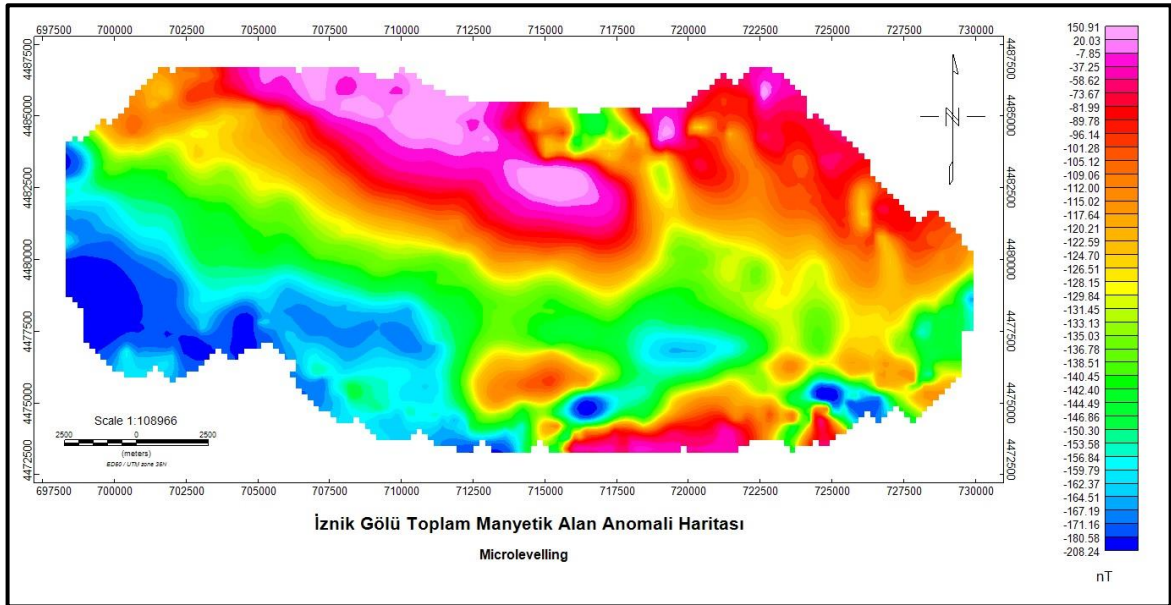
Yönü = 0 (Hatların azimut dereceleri)

Kosinüs fonksiyonunun derecesi = 0.5 (önerilen)

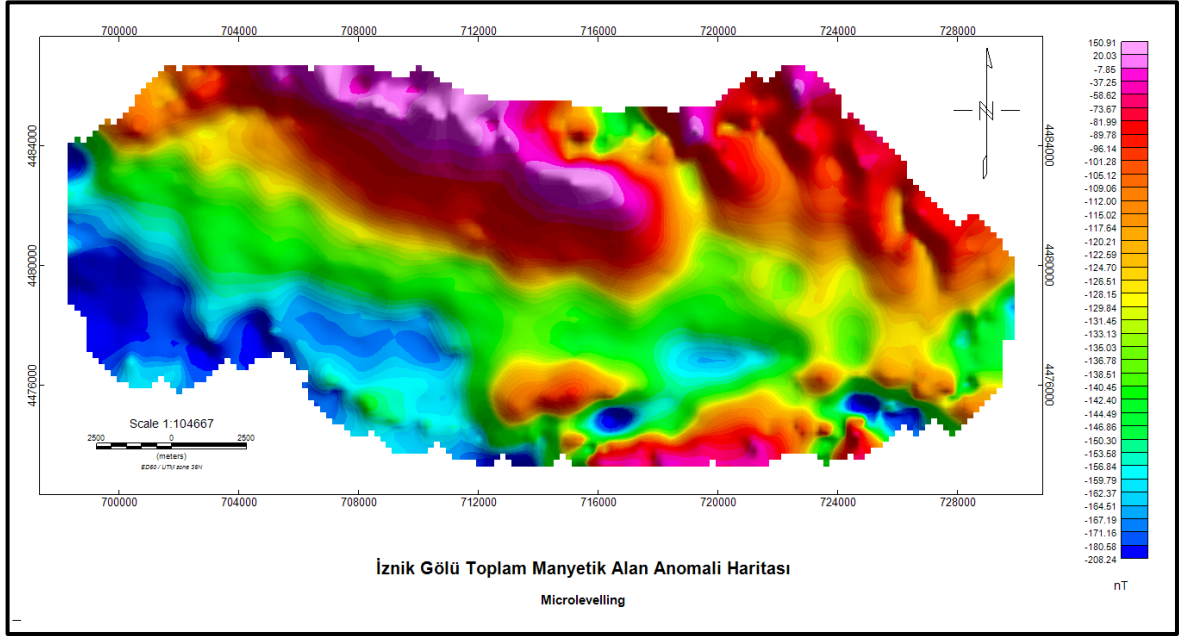
En iyi sonuçları elde etmek için, Butterworth filtresinin merkez dalga boyunun ve yönlü Kosinüs filtresinin enerjisinin ayarlanması ile gerçekleştirilmiştir. Sonraki aşamada, filtreleme işlemini “levert_filt” dosya adı olarak kaydeder. Verilerden (magcor) bu filtreleme işlemi yaptığı dosya (levert_filt) adını çıkartarak bir matematiksel formül uygulayarak bir microlevelling dosyası oluşturulmuştur (maglev). Elde edilen “maglev” dosyasını gridleyerek anomali haritası elde edilmiştir (Şekil 4.10, Şekil 4.11).



Şekil 4. 9: Frekans alanında Microlevelling, a) FFT Band Geçişli Filtre (Butterworth (BTWR)) b) Yönlü Kosinüs Filtresi (Geosoft MAGMAP 2000, 2005).



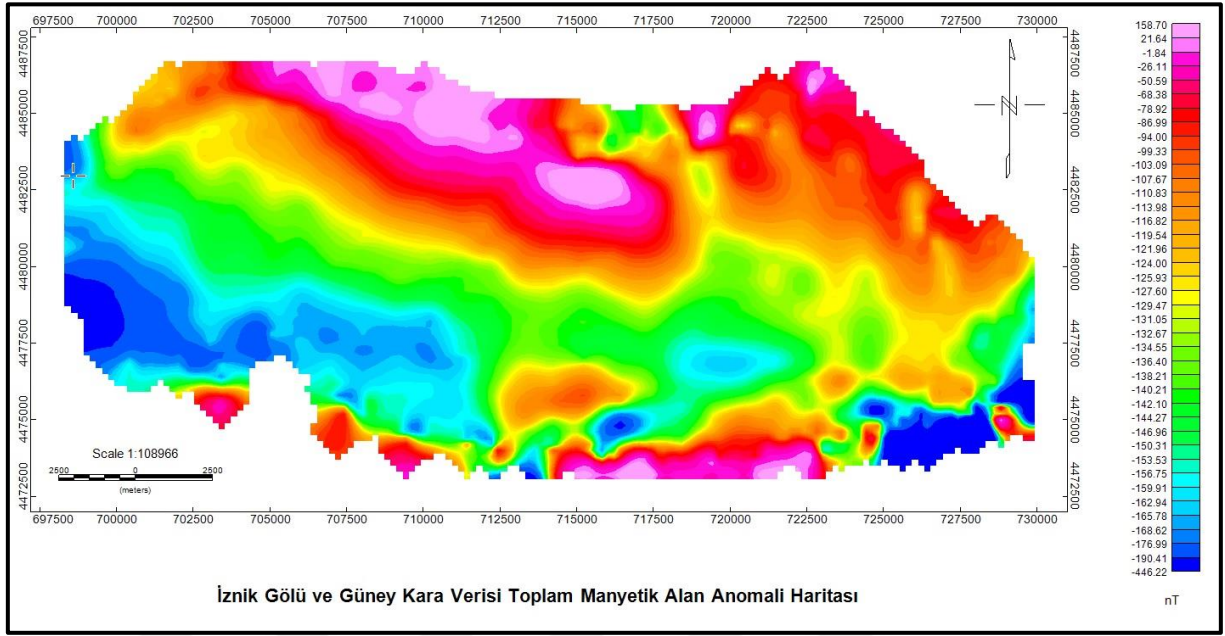
Şekil 4. 10: Yön düzeltmesi yapılmış anomali haritasından Mikro düzeyleme yapılmış harita.



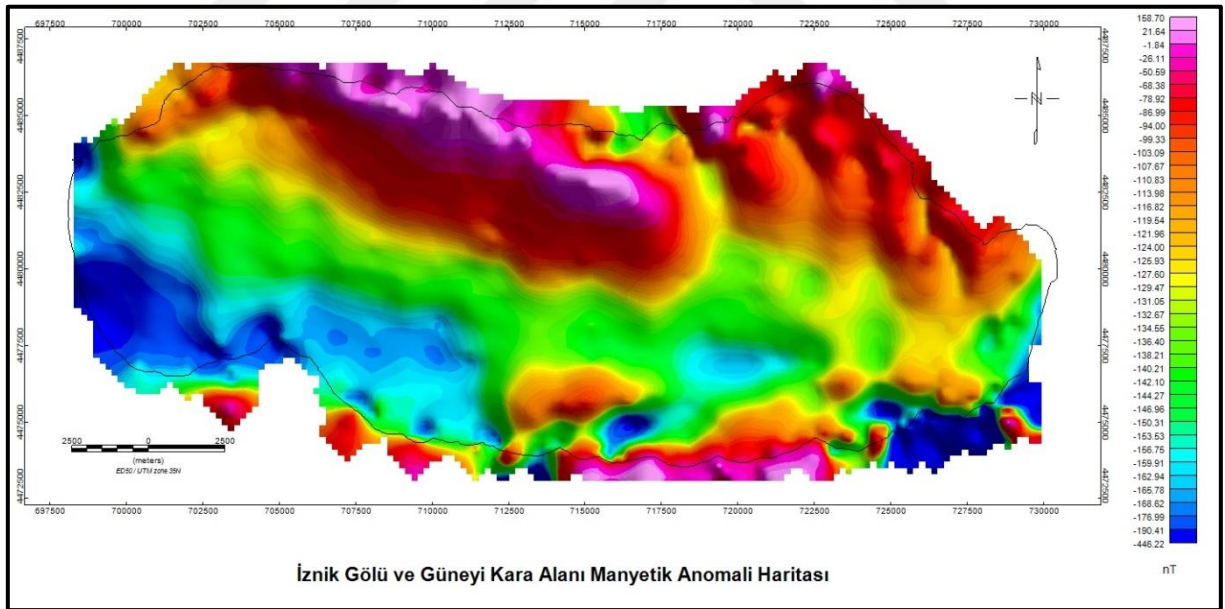
Şekil 4. 11: Mikro düzeyleme yapılmış Rölyef harita.

4.3. İZNİK GÖLÜ VE ÇEVRESİNİN MANYETİK VERİLERİNİN BİRLEŞTİRİLMESİ

Çalışma alanında, gölde alınan manyetik verilere günlük değişim düzeltmesi (Şekil 4.7), yön düzeltmesi (Şekil 4.8) ve mikro düzeyleme (Şekil 4.10) uygulanarak göl alanına ait toplam manyetik anomali haritası oluşturulmuştur. Gölün güneyinde KAF'ın orta kolunda etkisini görebilmek için karada ölçüler alınmış ve günlük düzeltme uygulanarak toplam alan manyetik anomali haritası elde edilmiştir. Daha sonra hem kara hem de göl verileri birleştirilerek manyetik anomali haritası hazırlanmıştır (Şekil 4.12 ve Şekil 4.13)



Şekil 4. 12: İznik gölü ve çevresinin toplam manyetik alan haritası.



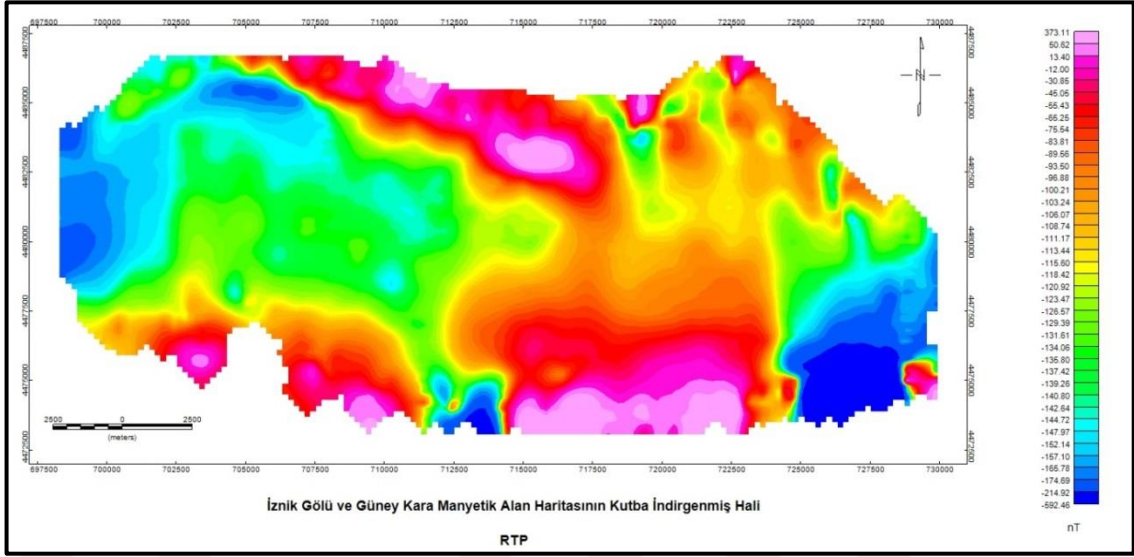
Şekil 4. 13: İznik gölü ve çevresinin rölyef toplam manyetik alan haritası.

4.4. VERİLERİN ANALİZİ

Göl ve kara alanına ait manyetik verilere uygulanan düzeltmelerden sonra, elde edilen toplam manyetik anomali haritasına (Şekil 4.12) yermanyetik alanının eğim ve sapma açılarındaki asimetrik etkiyi gidermek amacıyla kutba indirgeme ve manyetik kütlenin neden olduğu gravite anomalisini elde etmek için ise pseudo gravite yöntemi (yapay gravite) uygulanmıştır. İznik Gölü ve çevresinin yapı sınırlarını ve derinliğini belirlemek amacıyla, alınan verilere sırasıyla Yatay ve Düşey Türev, Analitik Sinyal, Tilt Açısı, Kaynak Kenar Tespiti (SED (Source Edge Detection)) ve Euler 2B yöntemleri uygulanmıştır. Çalışma alanının manyetik verilerinin yorumlanması esas olarak Kutba İndirgeme (RTP) manyetik haritası üzerinde gerçekleştirilmiştir. Yapılan değerlendirmelerin birbiri ile korelasyonu yapılarak, İznik Gölü havza geometrisi ve tektonik yapısıyla karşılaştırılarak yorumlanmıştır.

4.4.1. Kutba İndirgeme (Reduction to the Pole (RTP))

Manyetik anomali haritalarında maksimum değerlerin anomaliye neden olan yer altı yapılarının düşeyinde bulunmamaktadır (Şekil 3.15). Bu nedenle Baranov (1957)'de anomali haritalarının doğru şekilde yorumlanması açısından kutba indirgeme yöntemini uygulamıştır. Kutba indirgeme işlemi yapıldıktan sonra, yapıların oluşturmuş olduğu anomaliler cismin merkezinin üzerinde ve simetrik bir biçimde yer almaktadır. Manyetik anomalinin şekli, yermanyetik alanının eğim ve sapma açıları ile yapının manyetik kuzeyle yaptığı açıya bağlı olduğundan kutba indirgeme işleminde inklinasyon açısı değeri $I = 58^\circ$ ve denklinasyon açısı değeri ise $D = 5^\circ$ alınmıştır. Bu değerler, Geosoft Oasis programı içerisindeki enlem ve boylama bağlı olarak bölgeye ait eğim ve sapma açılarını tespit eden IGRF (International Geomagnetic Reference Field), Uluslararası Referans Jeomanyetik Alan değerleri kullanılarak belirlenmiştir. Şekil 4.14, kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasını göstermektedir. Toplam manyetik alan anomali haritası ile benzerlik gösterse de bazı bölgelerin ayrımlılığının arttığı söylenebilir (Şekil 4.12 ve Şeki 4.14). Kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasındaki veriler Şekil 4.12 ile karşılaştırıldığında özellikle gölün güneyinde anomalinin daha belirginleştiği göze çarpmaktadır. Gölün kuzeyinde ise KB-GD doğrultulu anomalinin simetri hale gelerek maksimumunun daha dar bir alanda değiştiği gözlenmiştir.

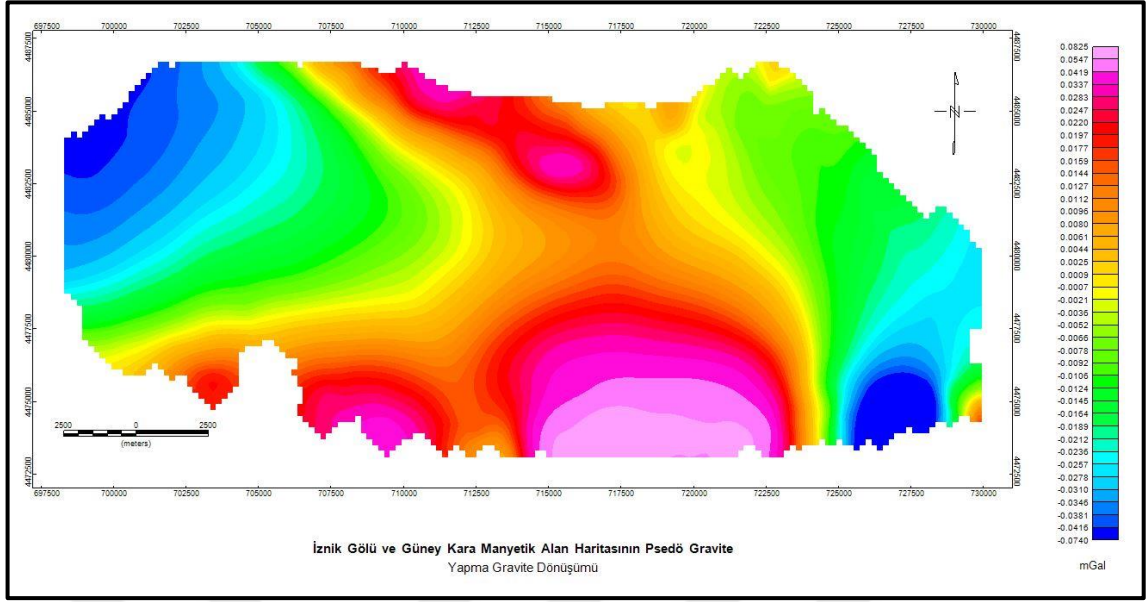


Şekil 4. 14: Kutba indirgenmiş manyetik anomali haritası.

4.4.2. Yapay Gravite (Pseudo Gravite)

Manyetik anomalilerin karmaşık olması nedeniyle manyetik anomaliden gravite anomalisine dönüşümü ilk olarak Baranov (1957) tarafından yapılmış ve Kaerey ve Brooks (1991) tarafından vurgulanmıştır. Böylelikle, manyetik kütleyle neden olan gravite anomalisi Poisson bağıntısı (Denklem 3.20) yardımıyla hesaplanabilir (Şekil 3.16).

Pseudo gravite anomali haritası İznik Gölü'nün kuzey batısından güneydoğusuna doğru anomalilerde bir yapının varlığı ve güneyinde doğu-batı yönünde yayılım gösteren bir yapının olduğu görülmektedir (Şekil 4.15).



Şekil 4. 15: Yapay gravite dönüşüm haritası (Pseudo Gravite).

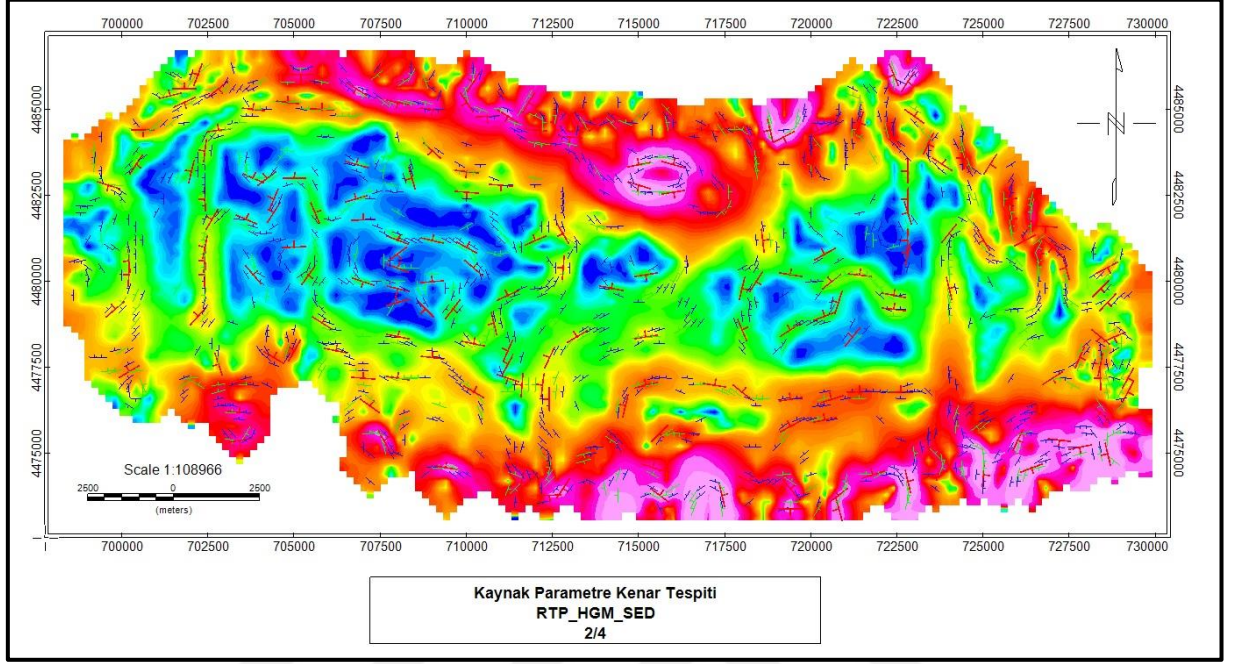
4.4.3. Yapı Sınır ve Derinlik Analizi

Manyetik anomaliye neden olan yapının sınırlarını ve derinliklerini belirlemek amacıyla Kaynak Kenar Tespiti, Yatay Gradyent Yöntemi, Analitik Sinyal, Tilt Açısı, Güç Spektrumu ve Euler Dekonvolüsyon tekniği ile derinlik tespiti analiz yöntemleri kullanılmıştır. Toplam manyetik alan haritasından oluşturulan kutba indirgenmiş verisi kullanılmıştır (Şekil 4.14).

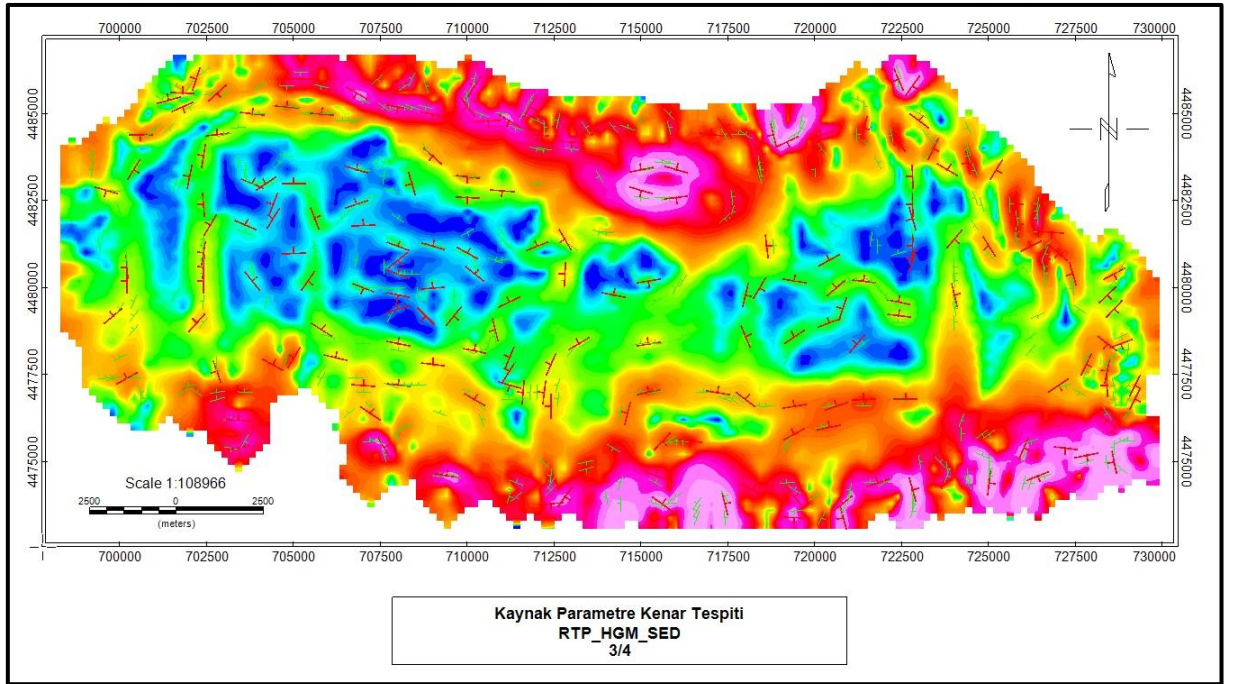
4.4.3.1. Kaynak Kenar Tespiti (Source Edge Detection (SED))

Kaynak Kenar Tespiti (Source Edge Detection (SED)) analizinde, lokal sınırlar analiz edilerek yapı kenarları (yani jeolojik kontaktları) veya potansiyel alan verilerinden elde edilen tepe noktalarının konumları tespit edilir. SED yöntemi, manyetizasyondaki ani yanal değişikliklerin yerini (fay, kontakt) tahmin eden en iyi yöntemlerden biridir. SED yöntemi, kutba indirgenmiş manyetik verinin yatay gradyent haritası üzerinden Cordell ve Grauch (1982, 1987) tekniği kullanılarak, yapı sınırlarını belirler (Şekil 4.16, Şekil 4.17, Şekil 4.18). Konumları tespit edilen yerler ‘ $\perp$ ’ sembolleri ile yatay gradyent haritası üzerinde gösterilmiştir. Şekil 3.18’ de verildiği gibi herhangi bir haritadaki bir noktanın maksimumu 4 farklı yön kullanılarak bulunabilir. Eğer sadece ‘1’ yönünde maksimum bulunacak olursa birçok maksimum elde edilebilir. Bu maksimumların konumları herhangi bir jeolojik yapıyla ilişkilendirilemeyebilir ve bu çok fazla anlam ifade etmeyebilir. Maksimumları bulurken eğer diğer yönleride (2, 3, 4) hesaba katılırsa maksimum sayılarında giderek azalma olduğu görülür. Azalan bu maksimumlar ana yapı unsurlarına yaklaşabilir. Bu çalışmada Şekil 4.16

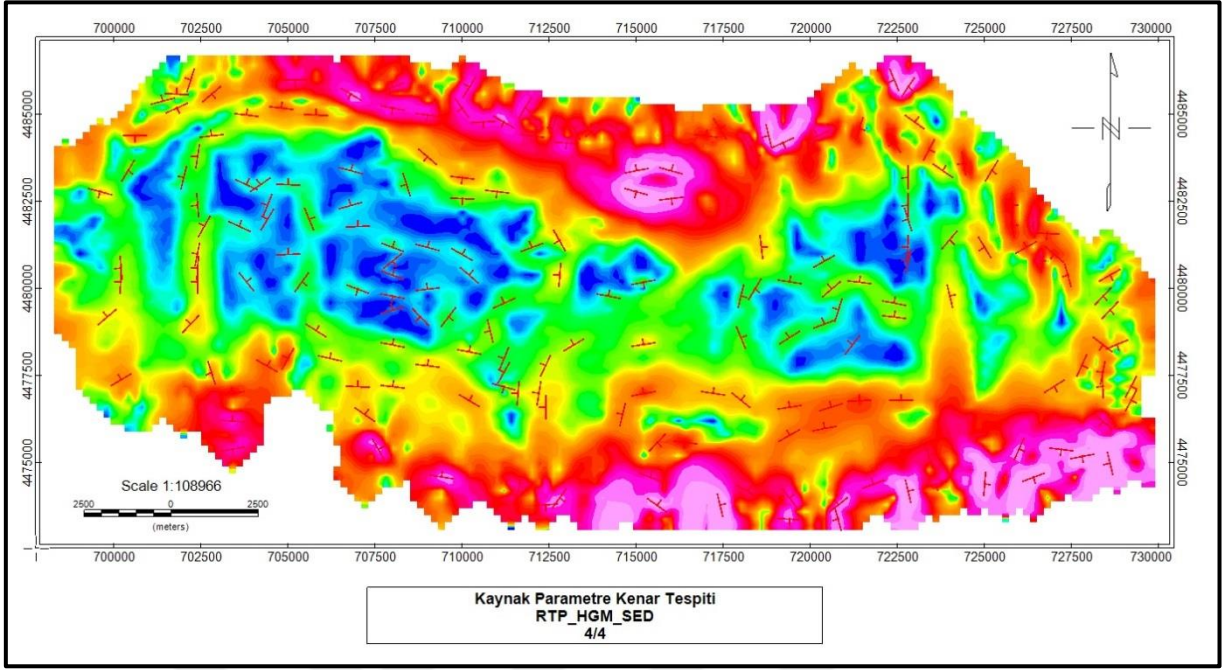
'da 2 (B-D, K-G), Şekil 4.17'de 3 (B-D, K-G, KD-GB) ve Şekil 4.18 'de 4 (B-D, K-G, KD-GB, KB-GD) yönlü yatay gradiyent haritasından maksimumlar elde edilmiştir.



Şekil 4. 16: SED tectığının manyetik verilerden elde edilen haritası (2/4).



Şekil 4. 17: SED tectığının manyetik verilerden elde edilen haritası (3/4)



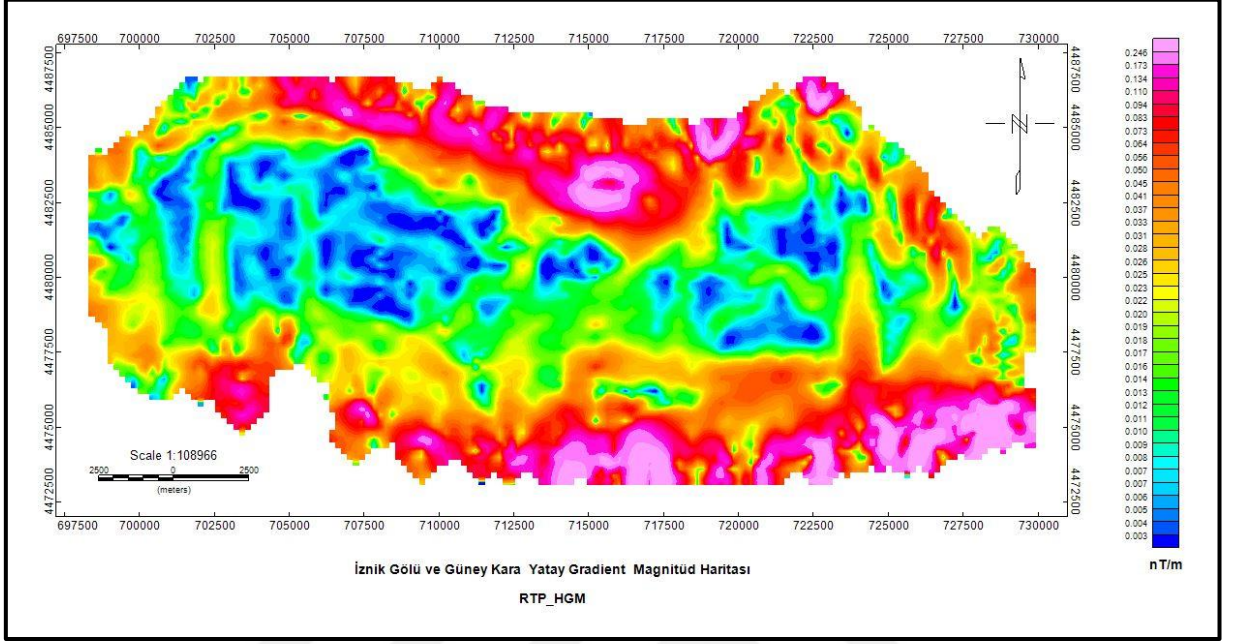
Şekil 4. 18: SED tektiğinin manyetik verilerden elde edilen haritası (4/4).

İznik Gölü ve çevresinin manyetik verileri için elde edilen SED tekniğinin sonuçlarına bakıldığında Şekil 4.16, Şekil 4.17 ve Şekil 4.18 ile gösterilen haritalarda renkler; kırmızı (4) , yeşil (3) , mavi (2), olarak konumlandırılmıştır. Kırmızı çizgiler, tahmini manyetik kontaklara paraleldir. Arka plandaki harita RTP verisinden elde edilen HGM haritasıdır. SED sonuçlarına bakıldığında jeolojik temaslar bazı yerlerde kolayca izlenebilmektedir. Çizilen sembol, kenarın doğrultu yönü (kontakt/fay) uzun eksenin yönü ile ve eğim işareti aşağı eğim yönünü göstermektedir. “Aşağı eğim” yönü, yerel olarak daha fazla mıknatıslanmış veya yoğun olan kaynaktan uzağa işaret eder.

4.4.3.2.Yatay Gradiyent Magnitüd Yöntemi

Yatay gradiyent yöntemi (horizontal gradient method (HGM)), kenarların kaynağın yaklaşık yatay konumu, minimum ve maksimumlarını tahmin etmek için kullanılmaktadır. Bu yöntemde düşey türev kullanılmadığından dolayı kaynağın derinliği hakkında da yorum yapılamaz (Phillips, 2001). Bu çalışmada kutba indirgenmiş anomali haritasından yatay gradiyent anomali haritası elde edilmiştir (Şekil 4.19). Anomaliler büyük bir manyetik duyarlılığa sahip ve jeolojik bir kontakt bölgesine karşılık gelmektedir. Kutba indirgenmiş anomali haritası ile birlikte değerlendirildiğinde kuzeydeki ana yapının varlığı iki anomali

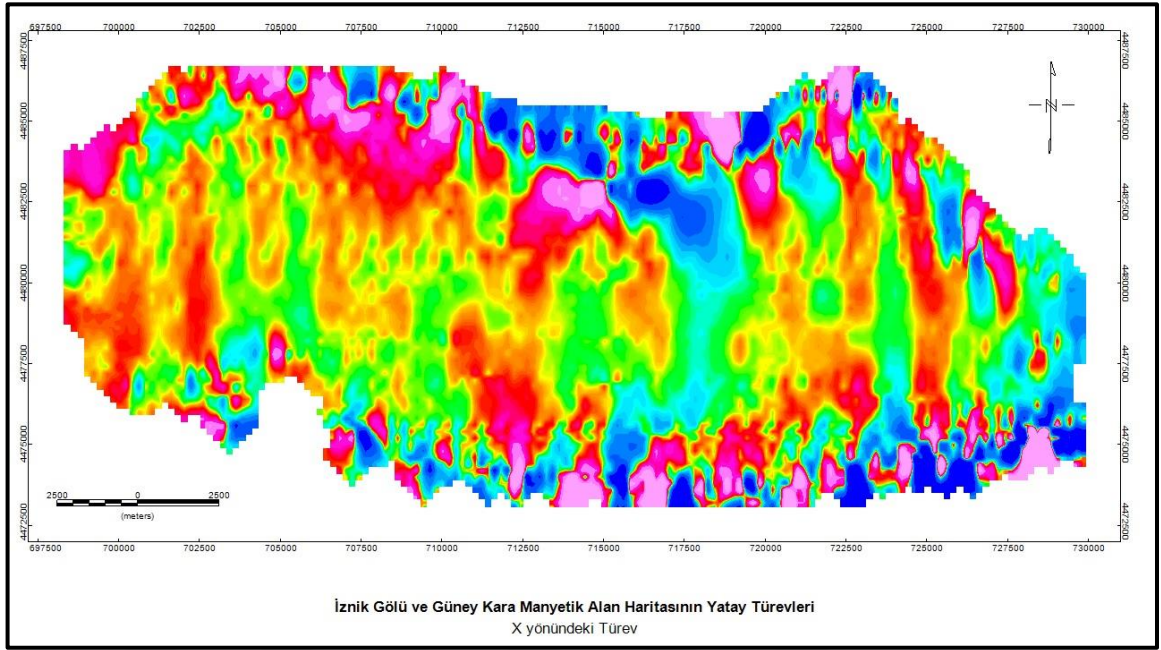
haritasında da görülmektedir. Fakat HGM haritasına bakıldığında gölün orta kısmındaki kuzey ve güneydeki yapı birbirinden daha net bir şekilde ayrılmıştır.



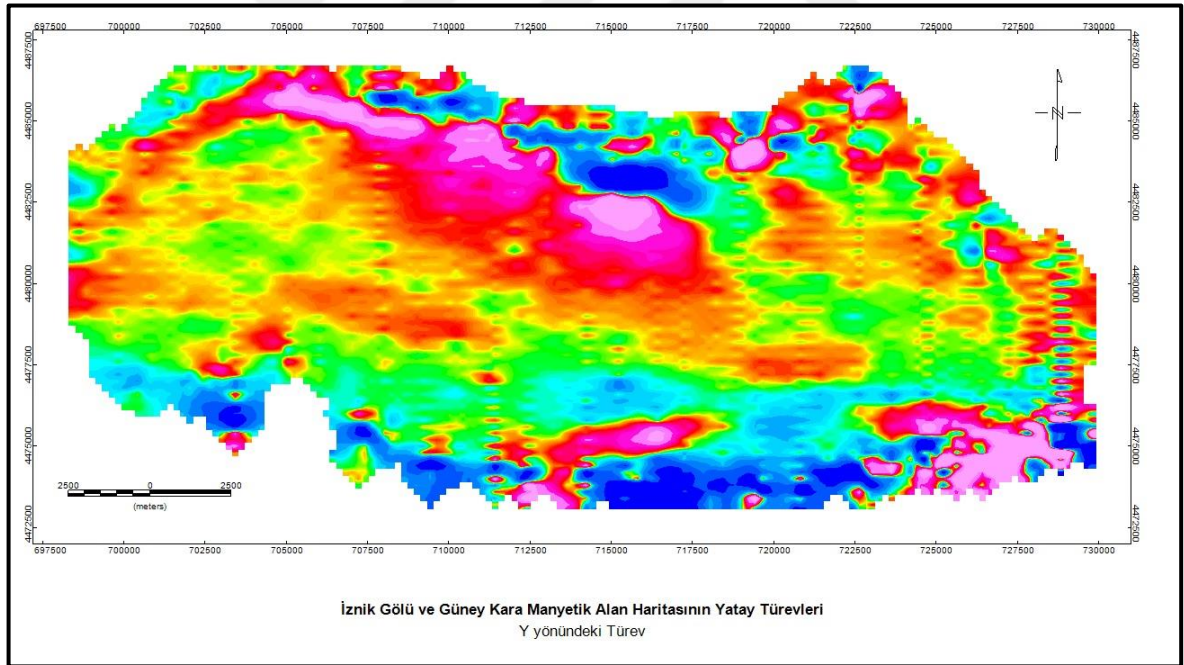
Şekil 4. 19: Yatay gradiyent magnitüd haritası.

4.4.3.3. Analitik Sinyal

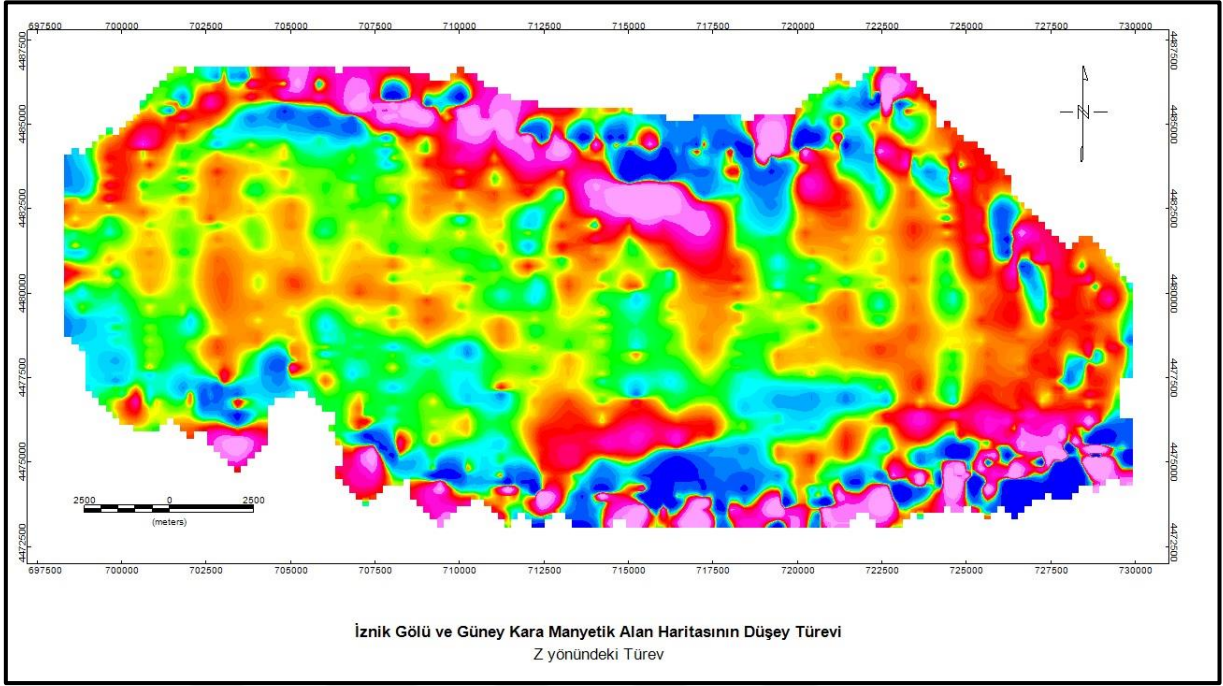
Manyetik yapılar üzerinde analitik sinyalin pik yapması, yapının manyetik kenarlarını belirlemede tercih edilen bir yöntemdir. Manyetik verinin Analitik Sinyalin maksima değeri, sığ cisimler için net bir çözünürlük sağlar, ancak daha derin cisimleri iyi tanımlamaz (Arısoy ve Dikmen 2013). İznik Gölü ve çevresinin manyetik verisinin Analitik Sinyal yöntemi ile incelenmesi için ilk olarak kutba indirgenmiş verinin x,y,z yönlerindeki türevleri alınmıştır. x, y, z yönlerindeki türevlerinin karelerinin toplamının karekökü (Denklem 3.32) ile Analitik Sinyal haritası oluşturulur (Şekil 4.20, 4.21, 4.22). X yönündeki türev haritasında kuzeyde görülen yüksek anomaliler bölgenin ana yapısından kaynaklanmaktadır (Şekil 4.20). Y ve z yönündeki türev haritasında benzer şekilde kuzeyde görülen yüksek anomaliler bölgenin ana yapısından kaynaklanmaktadır (Şekil 4.21 ve Şekil 4.22) Analitik Sinyalin pik yaptığı yerler (Şekil 4.23) İznik Gölü'nün KD-GB ve güneyinde görülen anomalilerin kaynağını sınırlamaktadır. Analitik Sinyal haritası (Şekil 4.23) ile Yatay Gradyent Magnitüd haritasına birlikte bakıldığında benzerlik olduğu görülmektedir. Yatay gradiyent haritasındaki hesaplanan maksima ve gösterilen ana KB-GD yönleri maksimum değere sahiptir ve Analitik Sinyal haritasında da bu benzerlik görülmektedir.



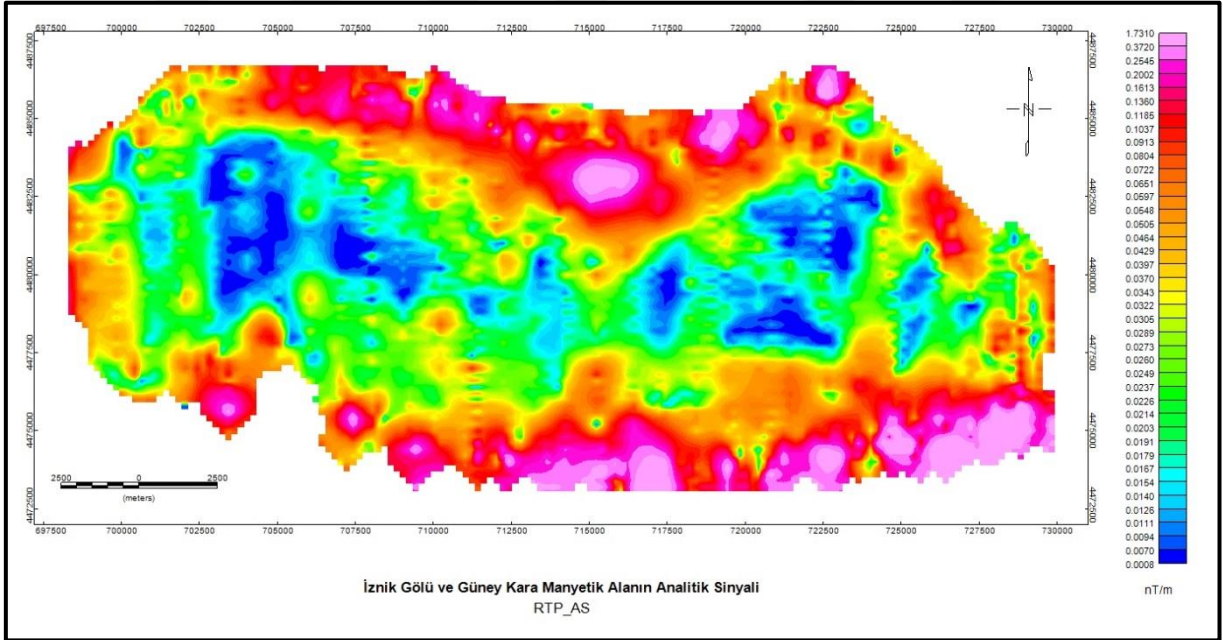
Şekil 4. 20: RTP haritasının x yönündeki türevi.



Şekil 4. 21: RTP haritasının y yönündeki türevi.



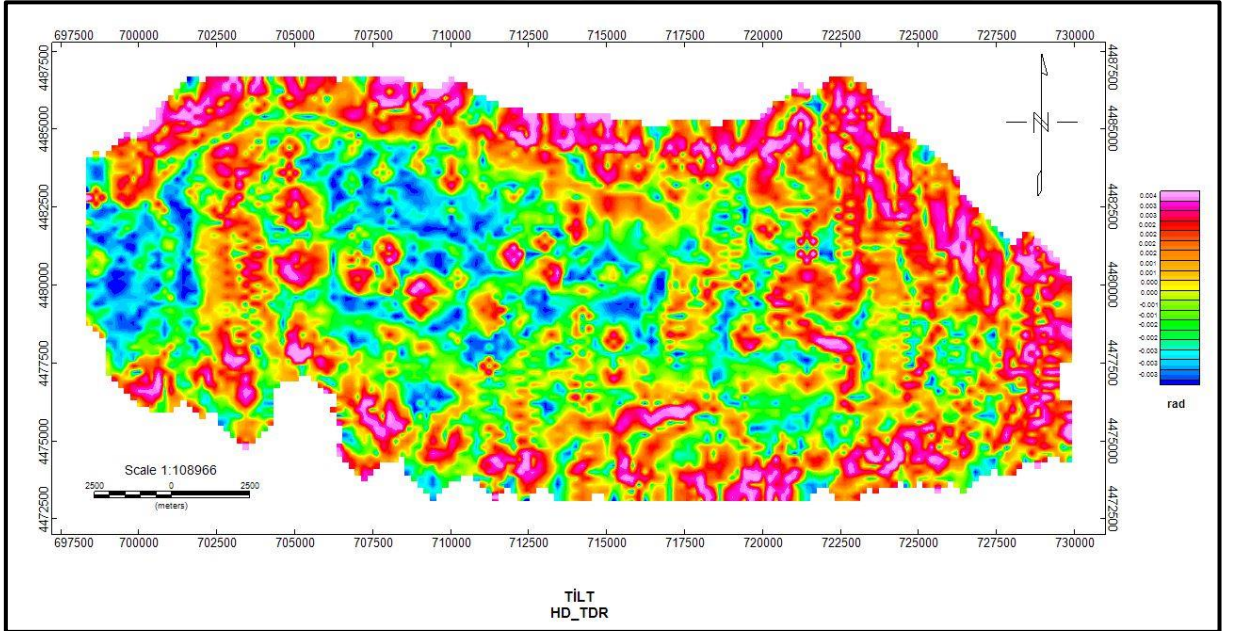
Şekil 4. 22: RTP haritasının z yönündeki türevi.



Şekil 4. 23: RTP haritasının analitik sinyal haritası.

4.4.3.4. Tilt Açısı

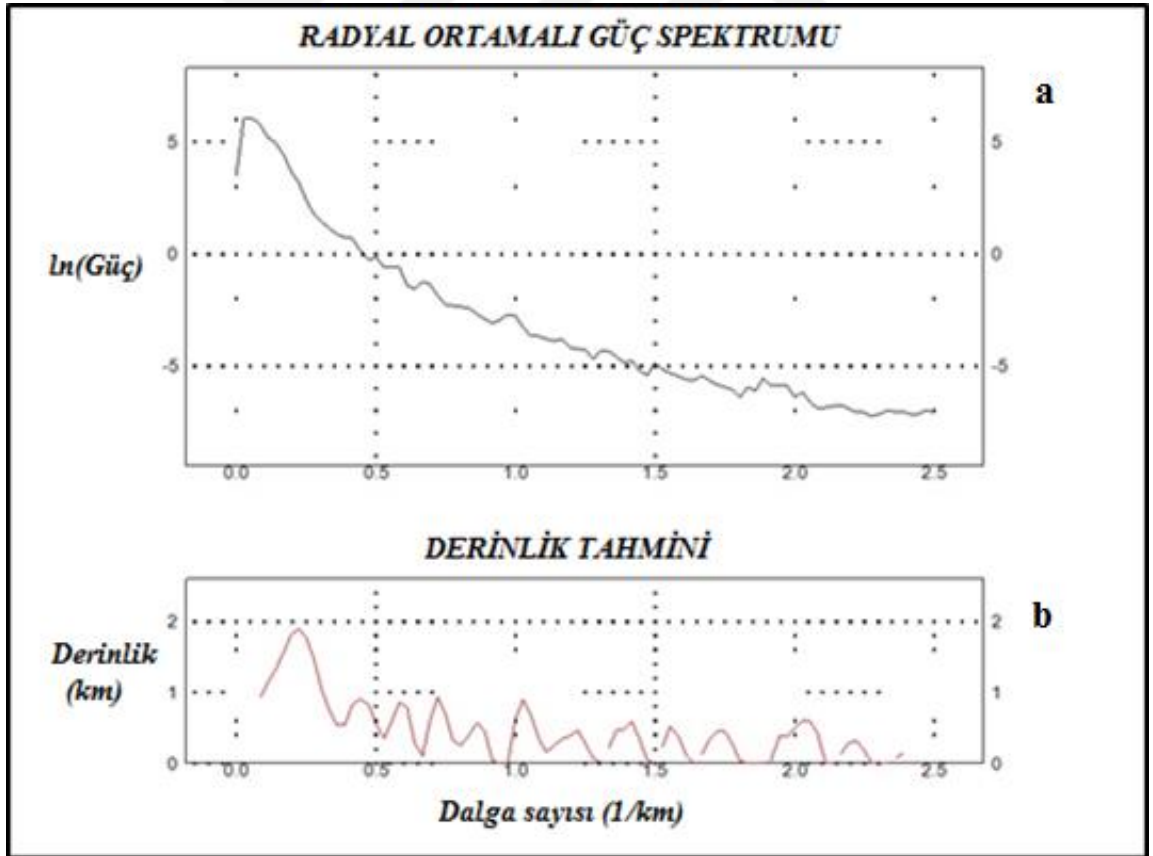
Tilt Açısı, kutba indirgenmiş manyetik anomalinin birinci düşey türevinin birinci yatay türevine oranının $\tan^{-1}$ alınarak bulunan açıyla tanımlanır (Denklem 3.33). Miller ve Singh (1994) kaynak cismin sınırlarını eğim açısıyla göstermiştir. Tilt açısı haritası yer altı yüzeyinin jeolojik haritada görünmeyen yapısal sınırların yerini ortaya çıkarmaktadır. Araştırma alanındaki RTP manyetik verilerinin tilt açısı hesaplanmıştır (Şekil 4.24). Tilt açısı haritasına bakıldığında kırmızı renk pozitif değeri, mavi renkler negatif değeri ve sarı renk sıfır değerini göstermektedir. Tilt açısının kontakt yapılarının üzerinde sıfır kontur değeri göstermesi önerilir (Verduzco ve diğ., 2004). Bu nedenle, tilt açısının sıfır olduğu ve haritada sarı renkli olarak gösterilen yerler manyetik kaynak yapının sınırlarını belirlemektedir. Pozitif değerler doğrudan kaynak yapının üstünde, negatif değerler ise yapının uzakta olduğu gösterir. Tilt açısı haritasında kuzeyde ve güneyde sıfır değerlerine sahip yerlerin çalışma alanının ana yapı unsurlarının sınırlarını yansıttığı düşünülmektedir. Ancak gölün doğusu ve batısının orta kısmında yer alan K-G yönlü lineer anomaliler Şekil 4.20'deki x yönündeki yatay türev ile benzerlik göstermektedir.



Şekil 4. 24: RTP haritasının düşey türevinin tilt açısı yöntemi.

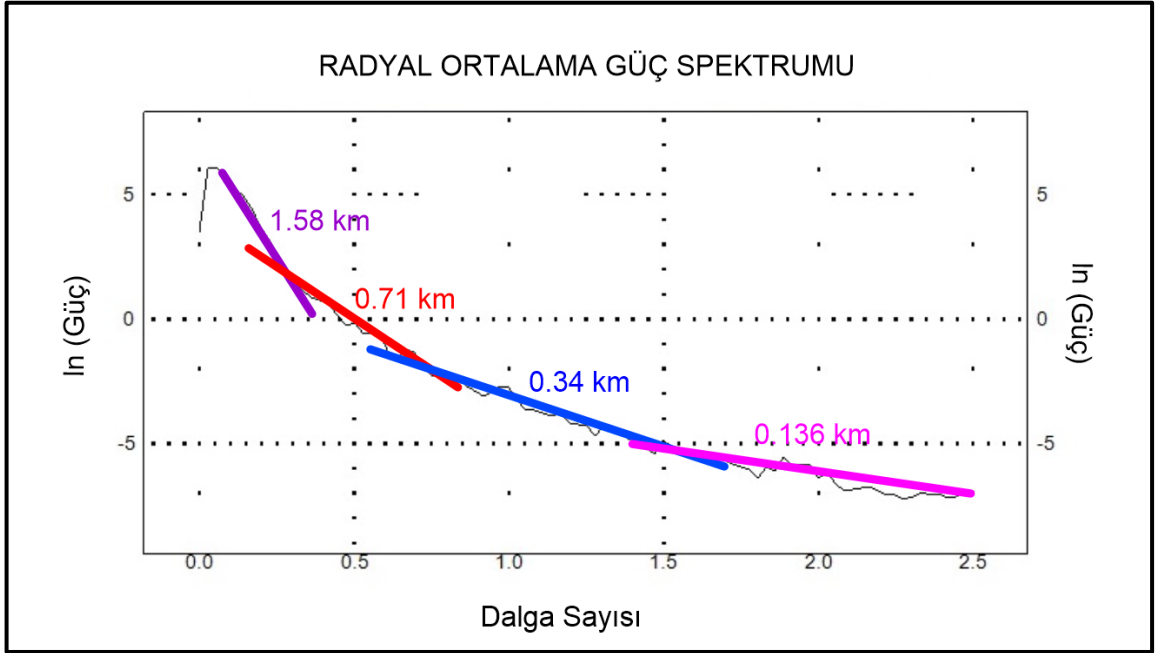
4.4.3.5. Güç Spektrumu

Bu çalışmada, ortalama kaynak derinliklerini tespit etmek için Geosoft Oasis Montaj yazılımını kullanılarak manyetik veriler üzerinde iki boyutlu (2B) güç spektrumu analizi yapılmıştır (Şekil 4.25a). Yatay eksen dalga sayısını ve dikey eksen güç spektrumunun genliğinin logaritmasını göstermektedir. Dalga sayısı artıkça spektrumun genliklerindeki çizgisel dağılımlar farklılaşmaktadır. Spektrum üzerindeki her bir çizgisellikten manyetik anomaliye neden olan farklı ortalama derinlikler hesaplanabilir (Şekil 4.25b). Küçük dalga sayılarından daha derin ortalama derinlikler elde edilirken daha büyük dalga sayılarından daha sığ derinlikler hesaplanmaktadır. Daha sonra radyal ortalama olarak hesaplanan güç spektrumu, ortalama derinliği veren her bir bölümün eğimi olan birkaç düz çizgi bölümlerine ayrılabilir (Spector ve Grant, 1970; Blakely, 1995). Manyetik kaynaklara olan derinlikler eğri eğimlerinden hesaplanarak ve tahmini derin ve sığ kaynakların derinliklerini göstermektedir. Manyetik yapının temele (tabana) olan derinliği tahmin edilmeye çalışılmıştır.



Şekil 4. 25: Çalışma alanı manyetik verilerin a) radyal olarak ortalama spektrumu b) derinlik tahmini diyagramı.

İznik Gölü manyetik verilerinin radyal olarak ortalama güç spektrumu hesaplamaları sonucunda dört farklı ara yüzey derinliği bulunmuştur (Şekil 4.25, 4.26). Güç spektrumundaki her bir çizgisel parçanın eğimi kaynakların derinliği ile ilgilidir. Güç spektrumunun eğimli parçalarından sıg ve derin sınırlarına ait derinlikler sırasıyla 0.136 km, 0.34 km, 0.71 km ve 1.58 km bulunmuştur (Şekil 4.26). Bu sonuçlardaki 1.58 km derinlikteki yapılar temel yapıları temsil ederken, 0.34 km ve 0.71 km derinlikler temel yapıların üzerindeki daha sıg yapılar ile ilişkili olduğunu göstermektedir.



Şekil 4. 26: Güç spektrumu üzerindeki doğrusallıkların derinlik kestirimi.

4.4.3.6. Euler Dekonvolüsyon Tekniği Derinlik Tahmini

Euler yöntemi, bir penceredeki her grid için Euler denklemini (Denklem 3.43) aynı anda çözerken en küçük kareler yöntemini kullanır ve daha sonra belirli bir kaynak için anomali konumunu (x_0) ve derinliğini (z_0) belirler. Standart Euler yöntemi ise, manyetik alanı ve gradiyent bileşenlerini yapısal indeksle ilişkilendirerek kaynağın konumuna bağlayan homojen Euler denklemine dayanmaktadır ($\partial M/\partial x$, $\partial M/\partial y$ ve $\partial M/\partial z$). Çalışma alanının manyetik verilerinin yorumlanması temel olarak RTP manyetik haritası, derin kaynakların ve yeraltı hakkında iyi bilgi veren Euler dekonvolüsyon haritaları üzerinde gerçekleştirilmiştir.

Euler yöntemi, Geosoft Oasis Montaj programı kullanılarak “Standart Euler” yöntemiyle çalışma alanına uygulanmıştır. Tablo 3.4’te verilen yapısal indeks ile elde edilen euler çözümleri arasındaki ilişkiyi çalışma alanında da elde etmek için Tablo 4.3’de verilen yapısal indeks ve pencere aralıkları seçilerek derinlikler tespit edilmiştir. Seçilen bu parametre değerlerine göre derinlikler farklı renk ve büyüklüklerde gösterilerek ortaya konulmuştur.

SI:0 ile tanımlanan kontakt tipi yapılar için en uygun sonuç, pencere boyunun (WS) 10*10 olması ile elde edilmiştir (Şekil 4.28 ve 4.47). Bu çözüm sonuçlarında bölgede biri kuzey biride güneyde olmak üzere temel çizgisellikler tespit edilmiştir. Kuzeyde yer alan çizgiselliklerin derinlikleri 250 m – 500 m aralığında değişmektedir. Derinlikleri temsil eden daireler çizgisellikler üzerinde birbirleriyle çakışık haldedir. Bu kontakt yapının eğimi de dike yakın olduğu görülmektedir. Güneyde yer alan çizgisellik ise kuzeydeki çözüm sonuçlarından farklılık göstermekte olup derinlikleri ise 250 m-750 m arasında değişmektedir. Batıda ve doğuda yer alan derinliklerdeki çizgisel değişimler daha önceki türev ve analitik sinyal haritalarında görüldüğü gibi benzer dağılım göstermiştir.

SI=0.5 kalın basamak tipi yapılar için kullanılan en iyi sonuçlar, WS=15*15 olarak elde edilmiştir (Şekil 4.33 ve Şekil 4.48). SI=0’ daki gibi iki farklı yapı görülmektedir. Kuzeydeki yapının çözümlerinde elde edilen derinlikler 500-750 m arasında değişmektedir. Güneydeki yapıda ise derinliği 500 m’den 1000 m’ye kadar artan bir kalın basamak ile temsil edilmektedir.

SI=1 dayk tipi yapılar için kullanılan en iyi sonuçlar WS=15*15 olarak elde edilmiştir (Şekil 4.37 ve Şekil 4.49). Kuzeydeki yapının eğimi dik derinliği 500 m ile 750 m arasında değişirken, güneydeki yapının derinliği ise 500 m ile 1000 m kadar artmaktadır.

SI=2 ile seçilen silindir tipi yapı ve SI: 3 ile seçilen küre tipi yapıların Euler çözümleri çok iyi sonuçlar vermemiştir.

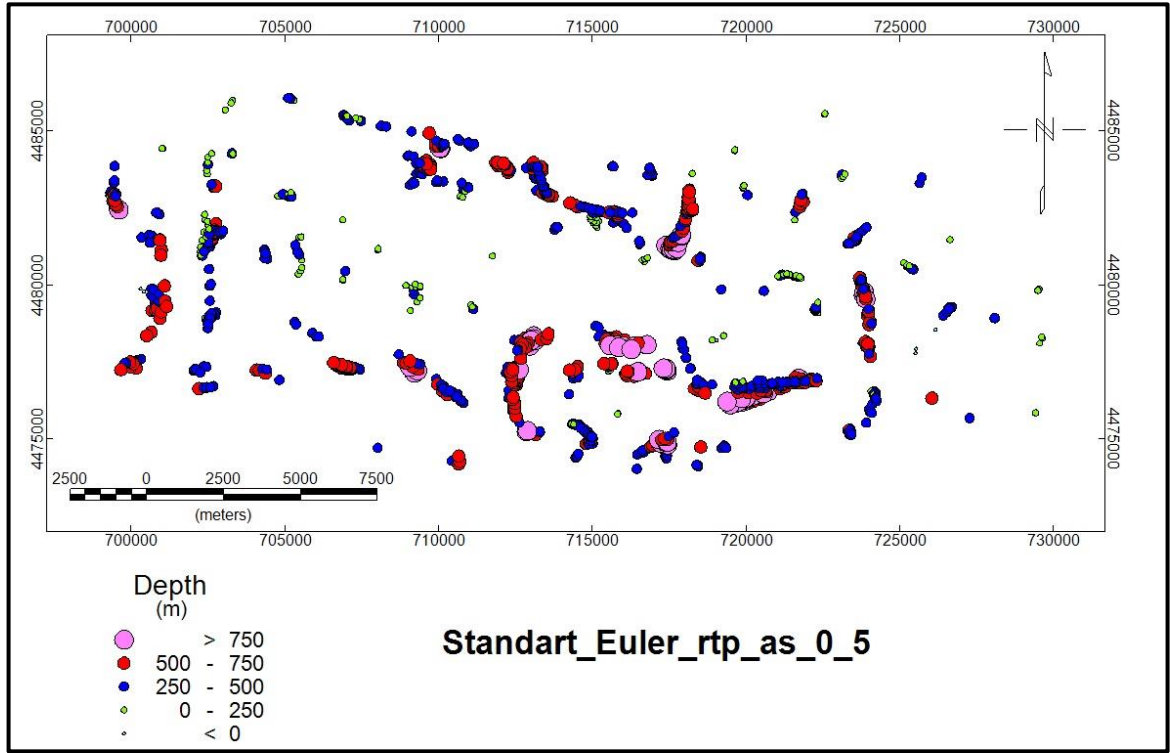
Sonuç olarak 2B Standart Euler çözümlerinde seçilen en uygun yapısal indeks parametrelerinde (SI=0, SI=0.5, SI=1);

1. biri kuzeyde biri de güneyde olmak üzere iki farklı yapı sınır derinliği tespit edilmiştir;

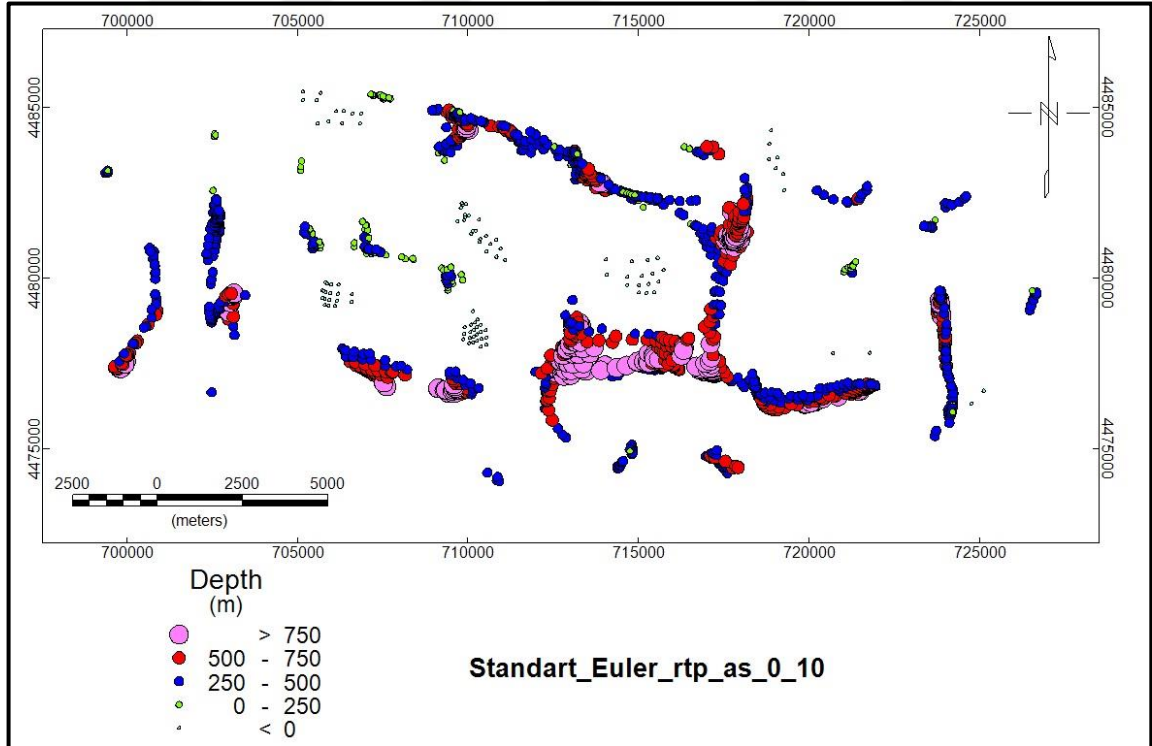
2. kuzeydeki yapının derinliği 500m -750m, güneydeki yapının derinliği ise 500m ile 1000m arasında çözümlenmiştir.

Tablo 4. 3: SI değerlerine ve pencere aralıklarına göre uygulanan değerler.

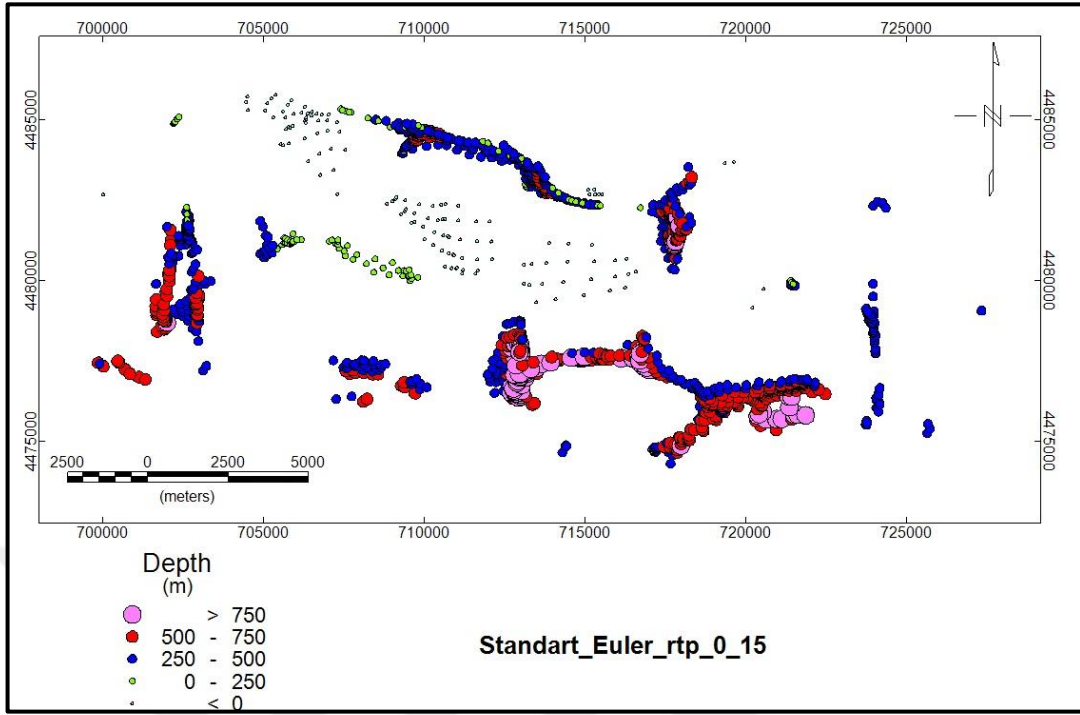
SI	Model	WS	%
0	Kontakt	5*5	15
		10*10	15
		15*15	15
		20*20	15
0.5	Kalın basamak	5*5	15
		10*10	15
		15*15	15
		20*20	15
1	Dayk	5*5	15
		10*10	15
		15*15	15
		20*20	15
2	Silindir	5*5	15
		10*10	15
		15*15	15
		20*20	15
3	Küre	5*5	15
		10*10	15
		15*15	15
		20*20	15



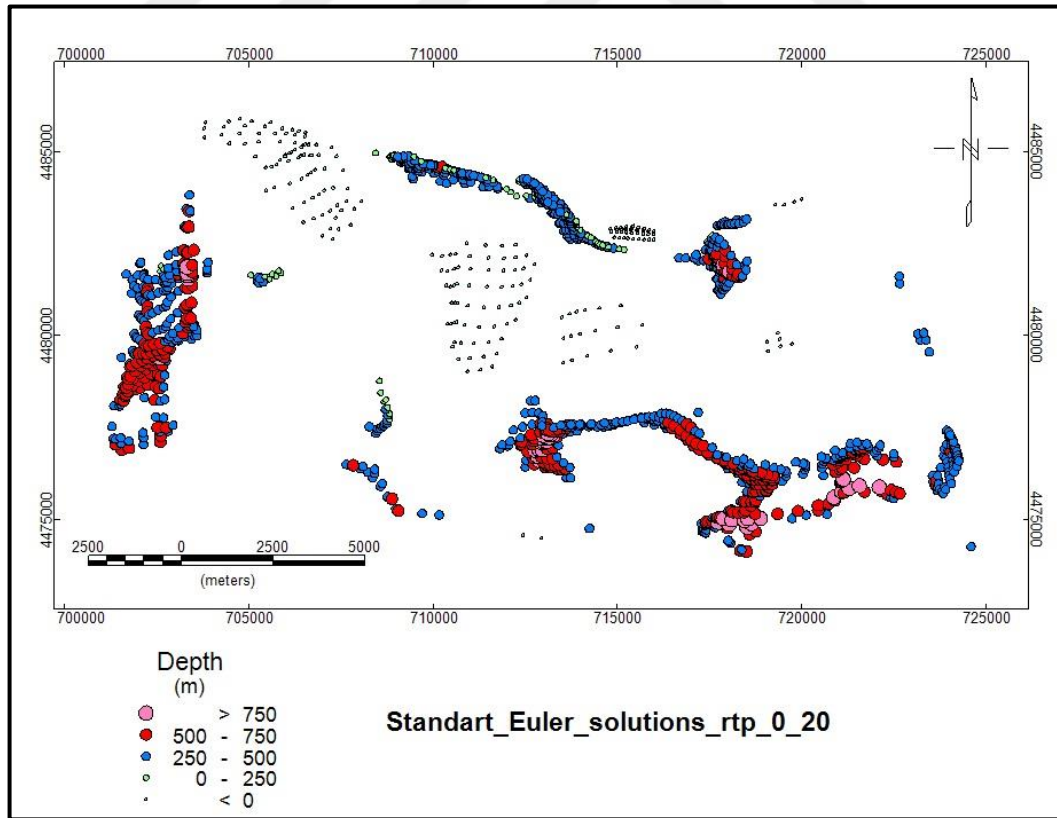
Şekil 4. 27: Standart Euler yöntemiyle SI:0, WS:5*5, % Maksimum hata: 15.



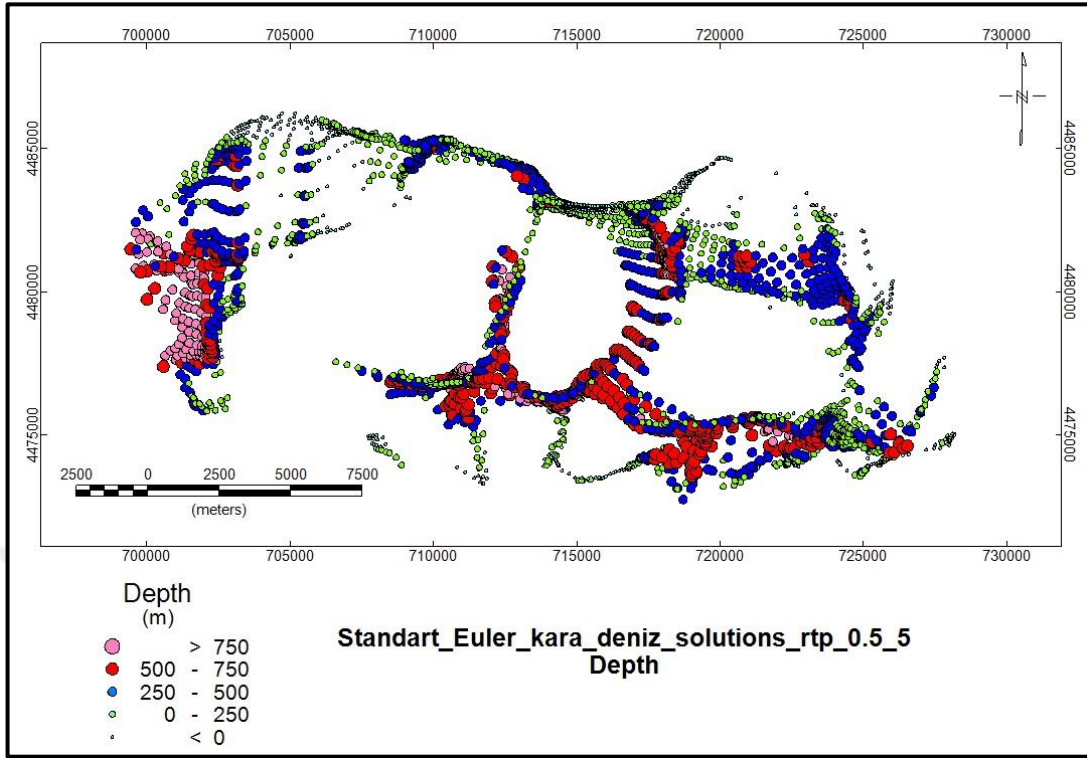
Şekil 4. 28: Standart Euler yöntemiyle SI:0, WS:10*10, % Maksimum hata: 15.



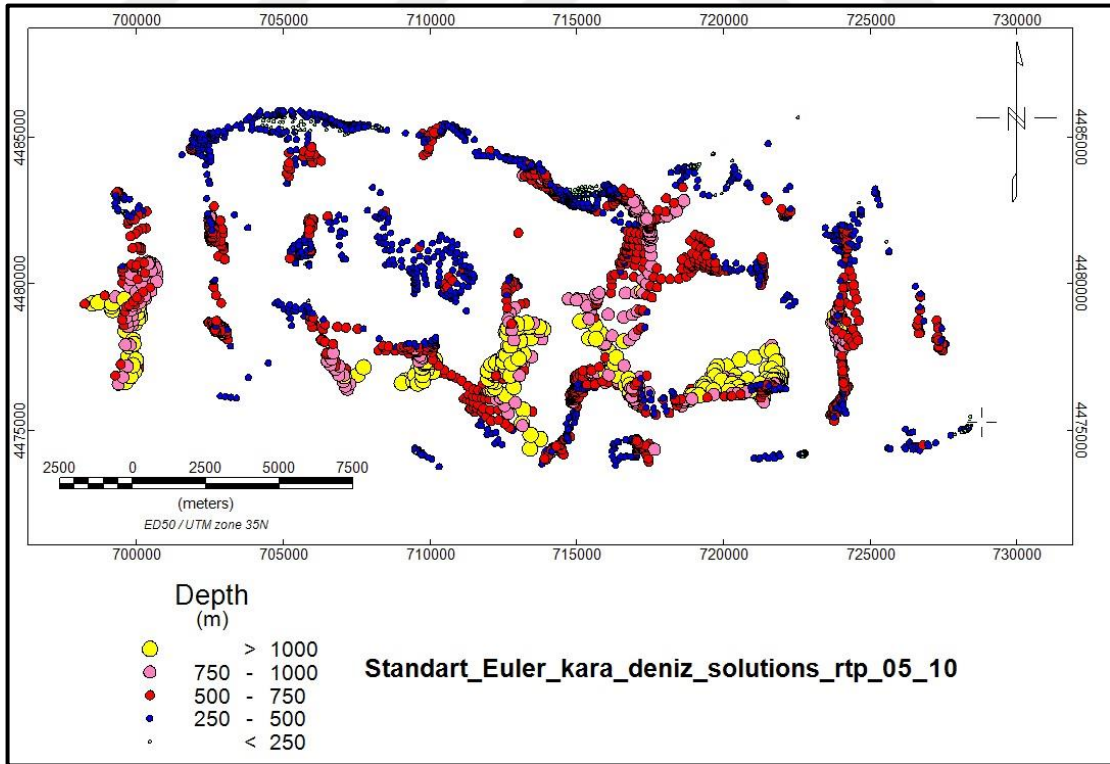
Şekil 4. 29: Standart Euler yöntemiyle SI:0, WS:15*15, % Maksimum hata: 15.



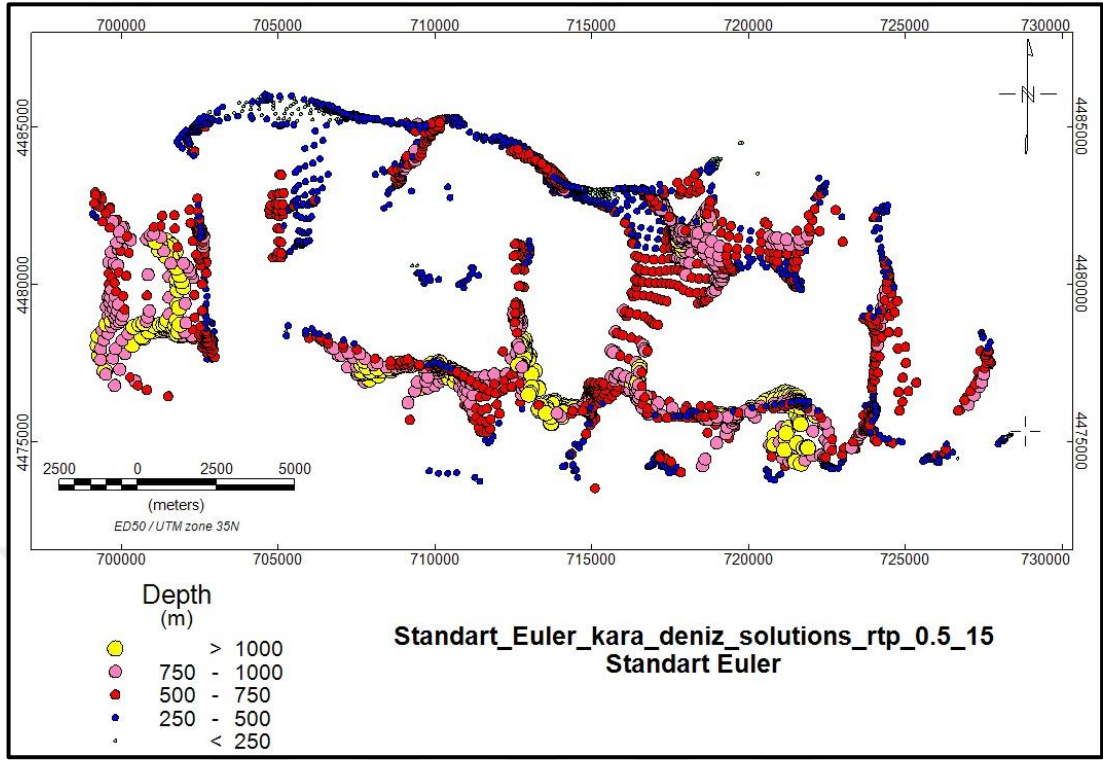
Şekil 4. 30: Standart Euler yöntemiyle SI:0, WS:20*20, % Maksimum hata: 15.



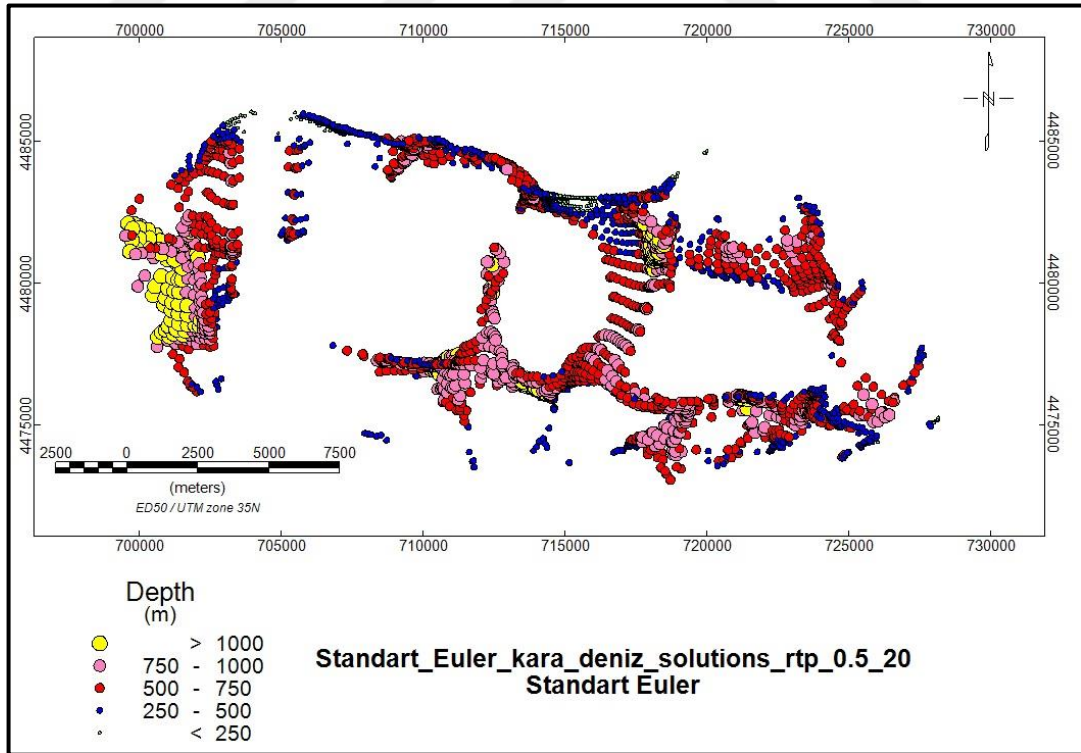
Şekil 4. 31: Standart Euler yöntemiyle SI:0.5, WS:5*5, % Maksimum hata: 15.



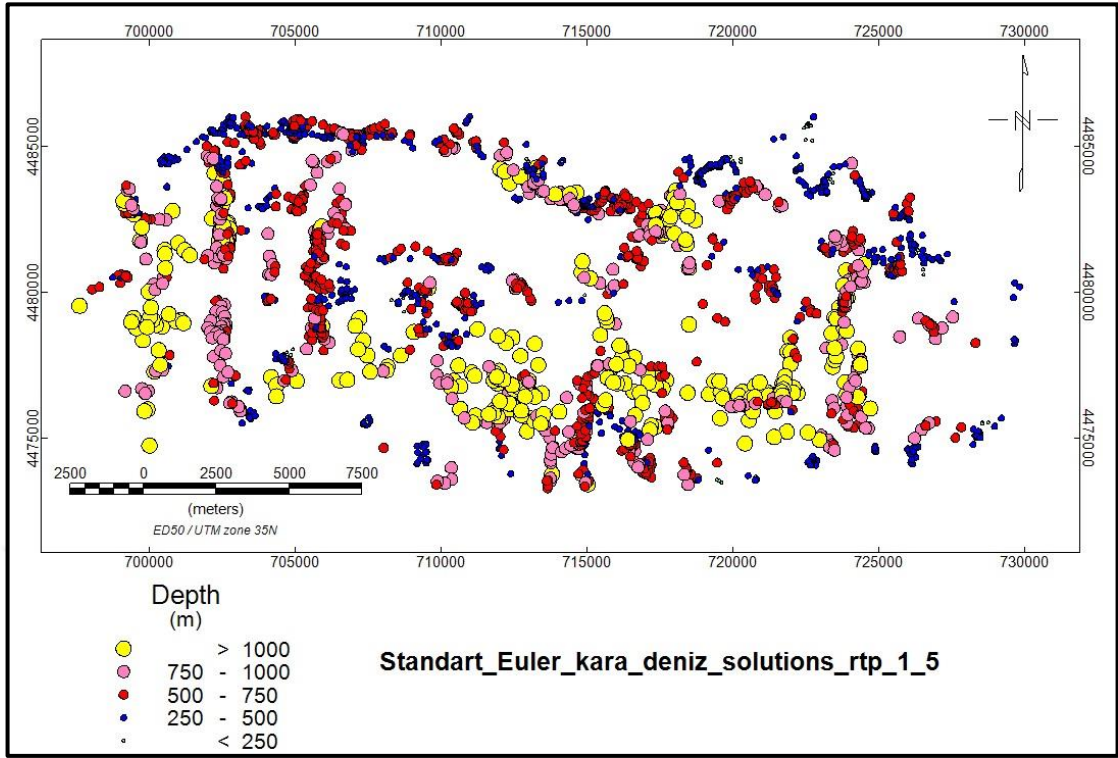
Şekil 4. 32: Standart Euler yöntemiyle SI:0.5, WS:10*10, % Maksimum hata: 15.



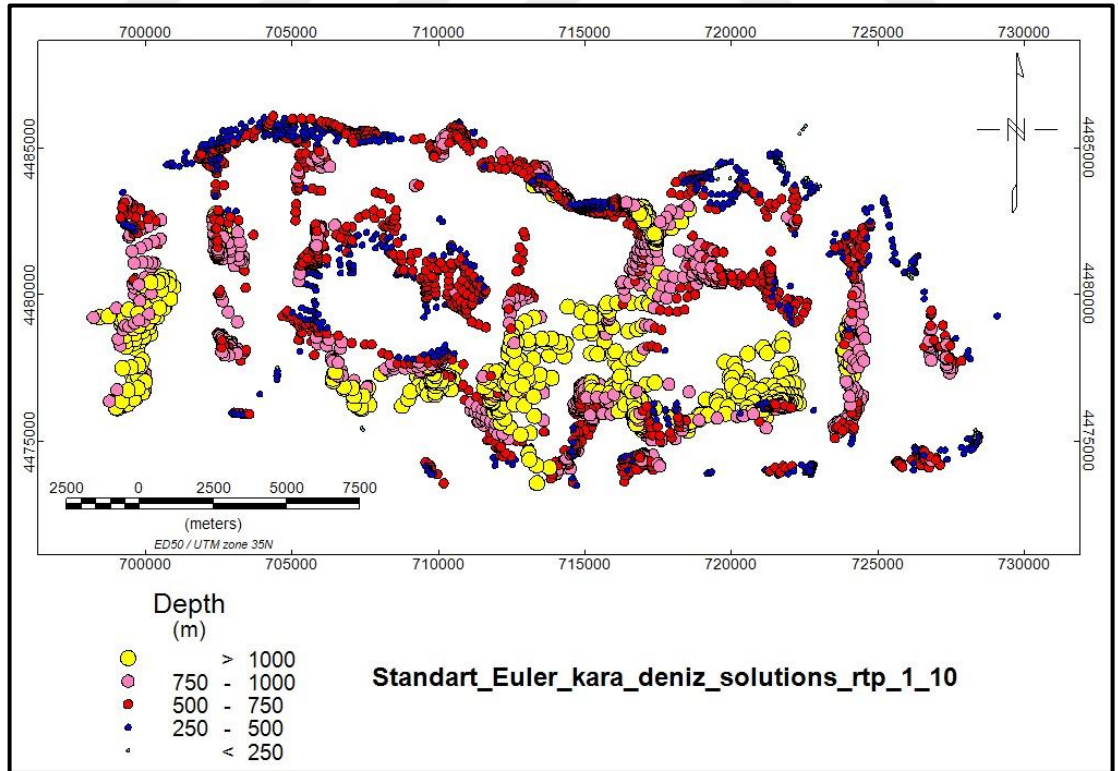
Şekil 4. 33: Standart Euler yöntemiyle SI:0.5, WS:15*15, % Maksimum hata: 15.



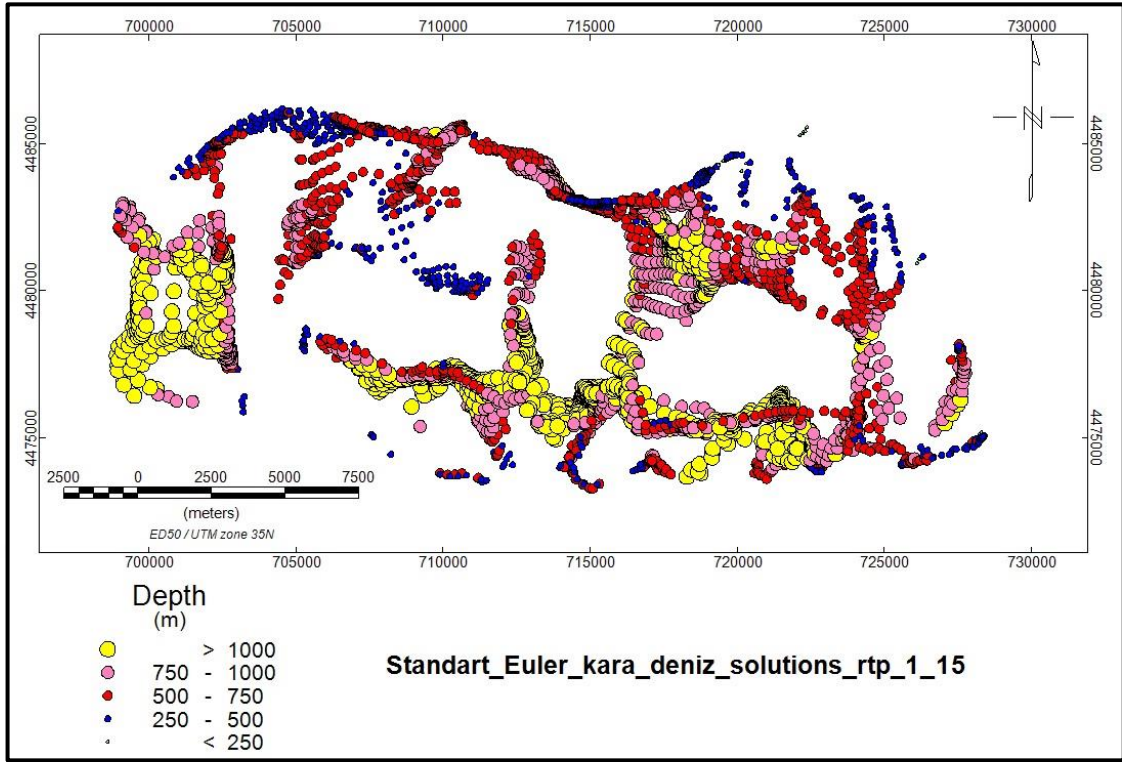
Şekil 4. 34: Standart Euler yöntemiyle SI:0.5, WS:20*20, % Maksimum hata: 15.



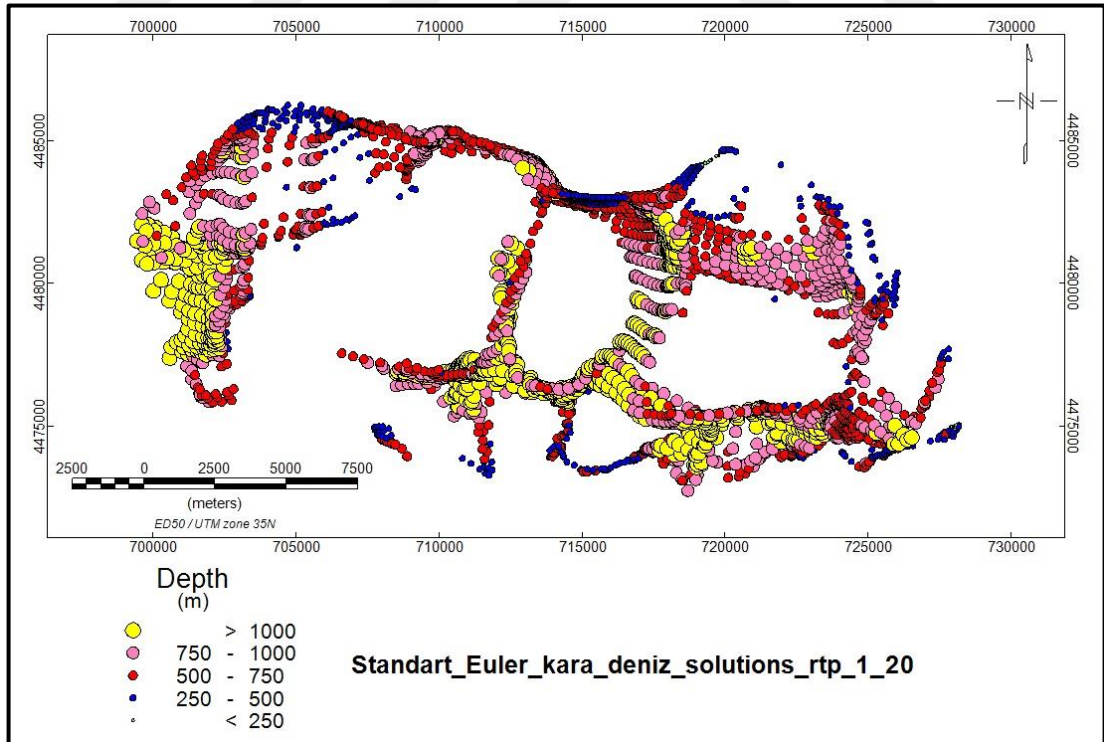
Şekil 4. 35: Standart Euler yöntemiyle SI:1, WS:5*5, % Maksimum hata: 15.



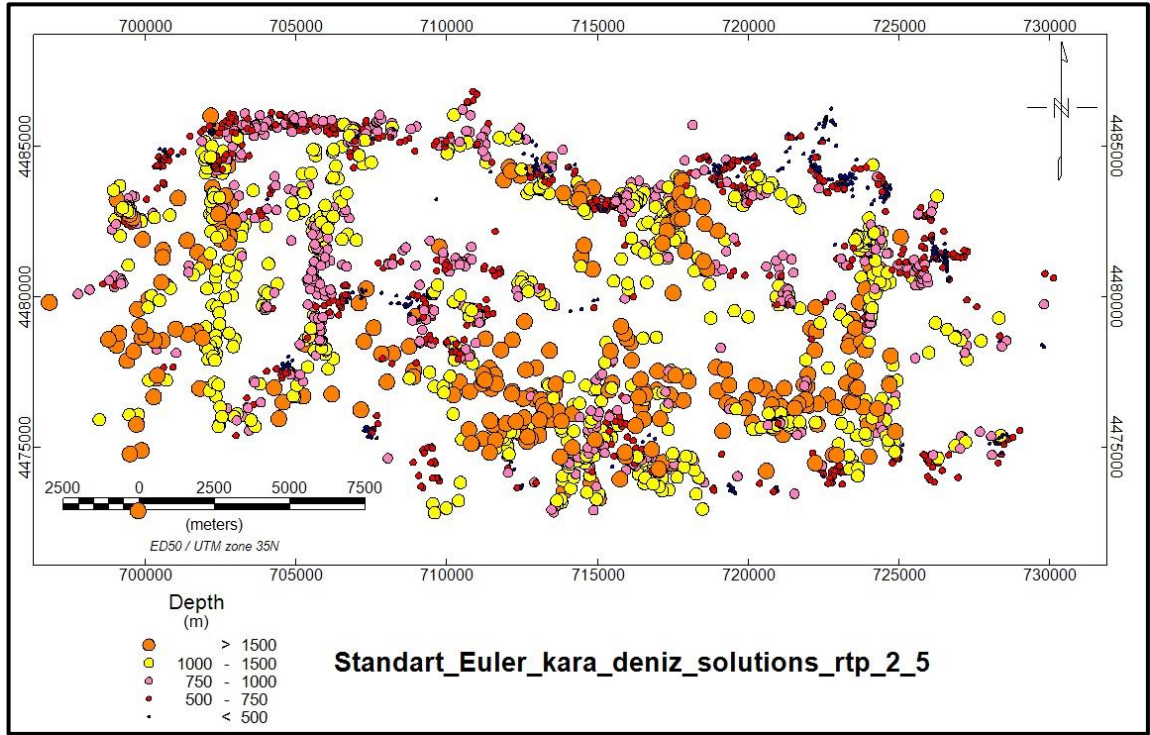
Şekil 4. 36: Standart Euler yöntemiyle SI:1, WS:10*10, % Maksimum hata: 15.



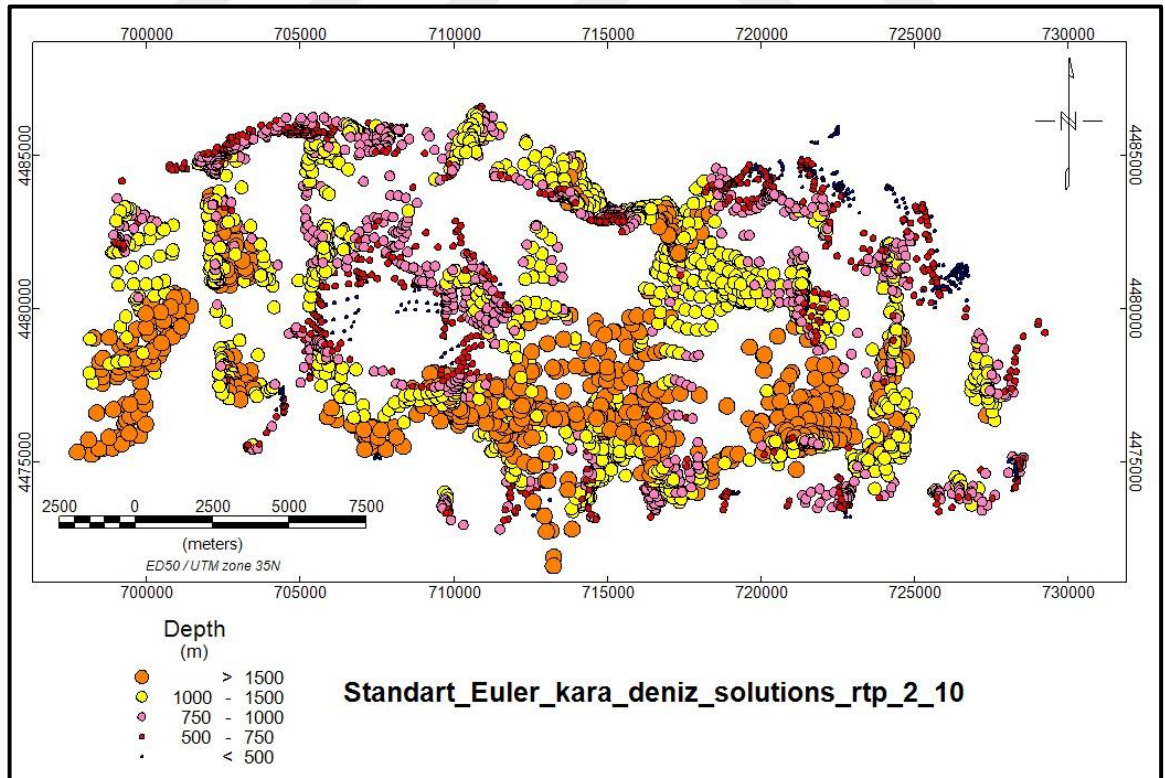
Şekil 4. 37: Standart Euler yöntemiyle SI:1, WS:15*15, % Maksimum hata: 15.



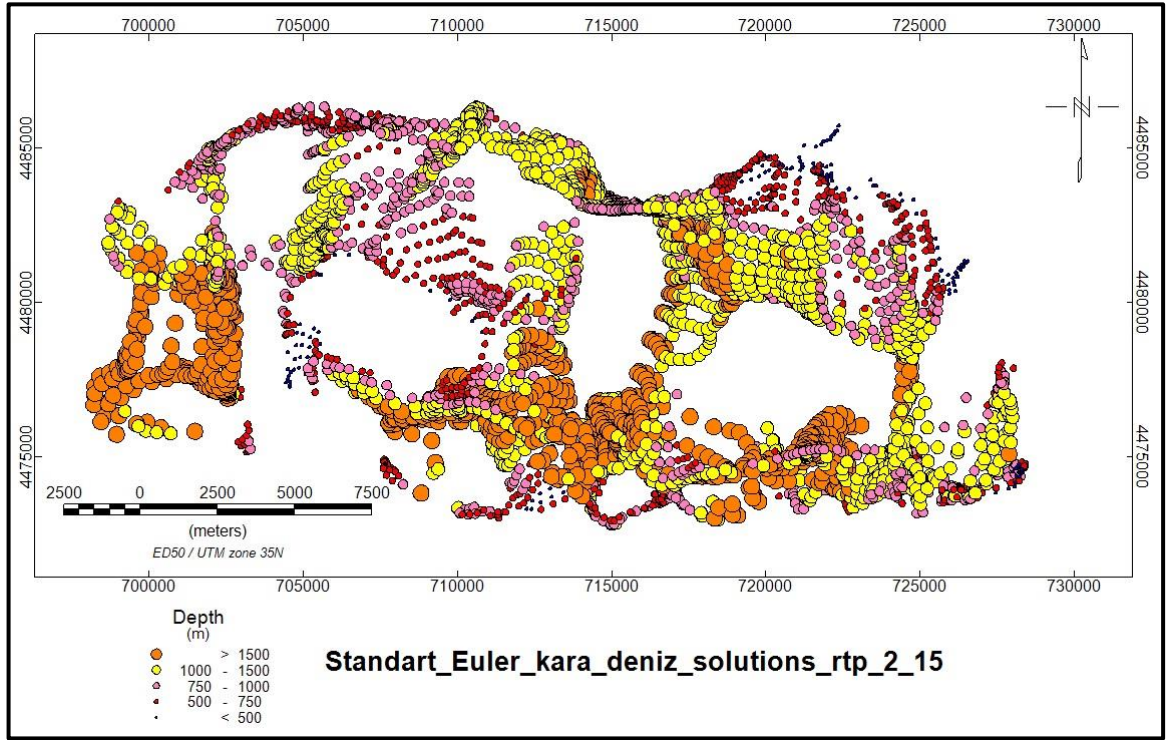
Şekil 4. 38: Standart Euler yöntemiyle SI:1, WS:20*20, % Maksimum hata: 15.



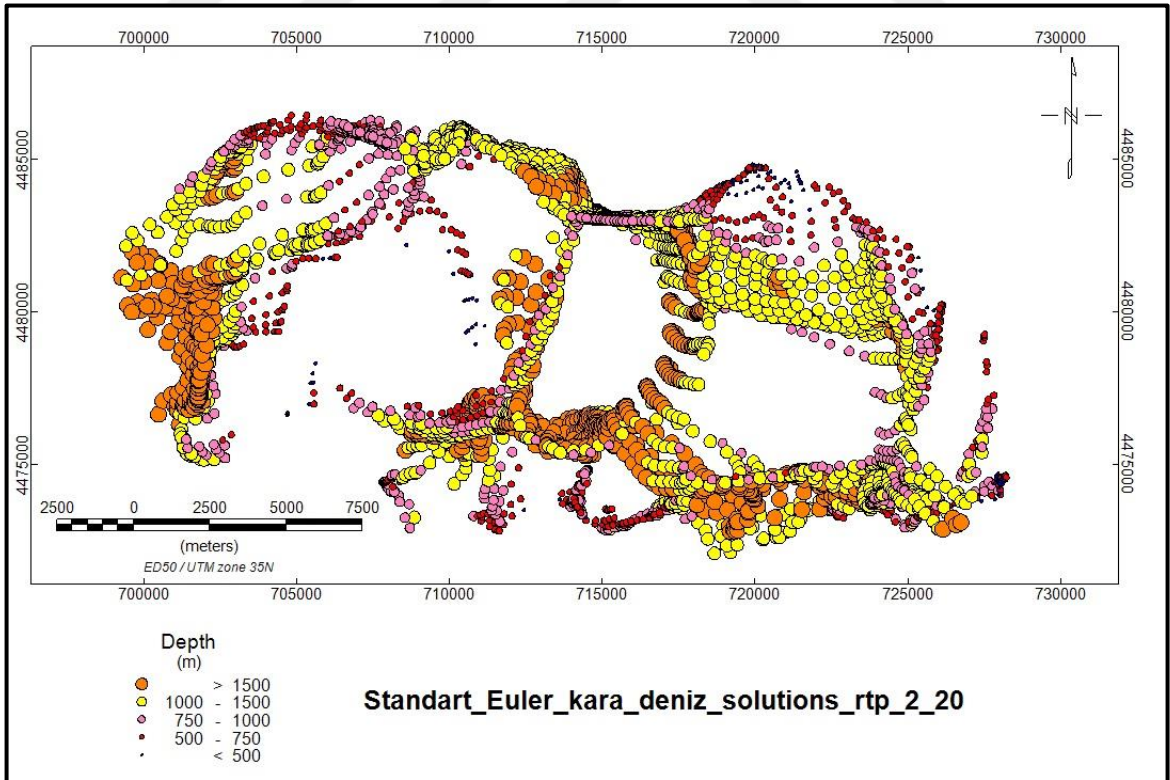
Şekil 4. 39: Standart Euler yöntemiyle SI:2, WS:5*5, % Maksimum hata: 15.



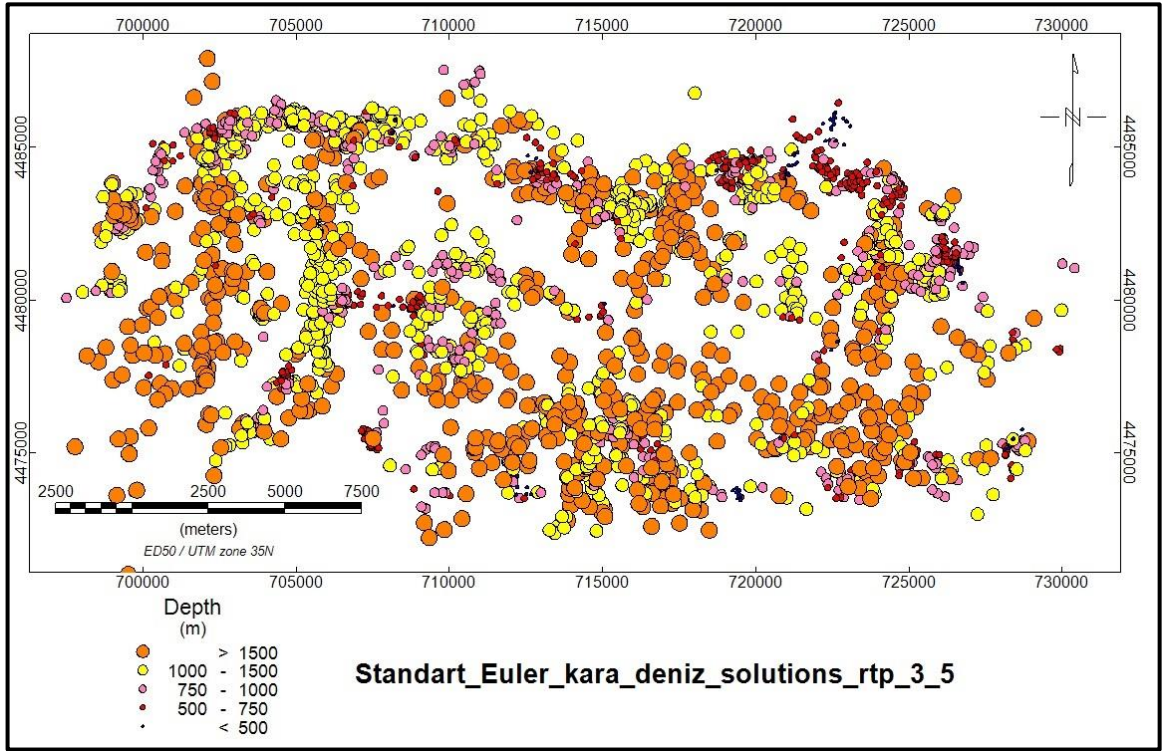
Şekil 4. 40: Standart Euler yöntemiyle SI:2, WS:10*10, % Maksimum hata: 15.



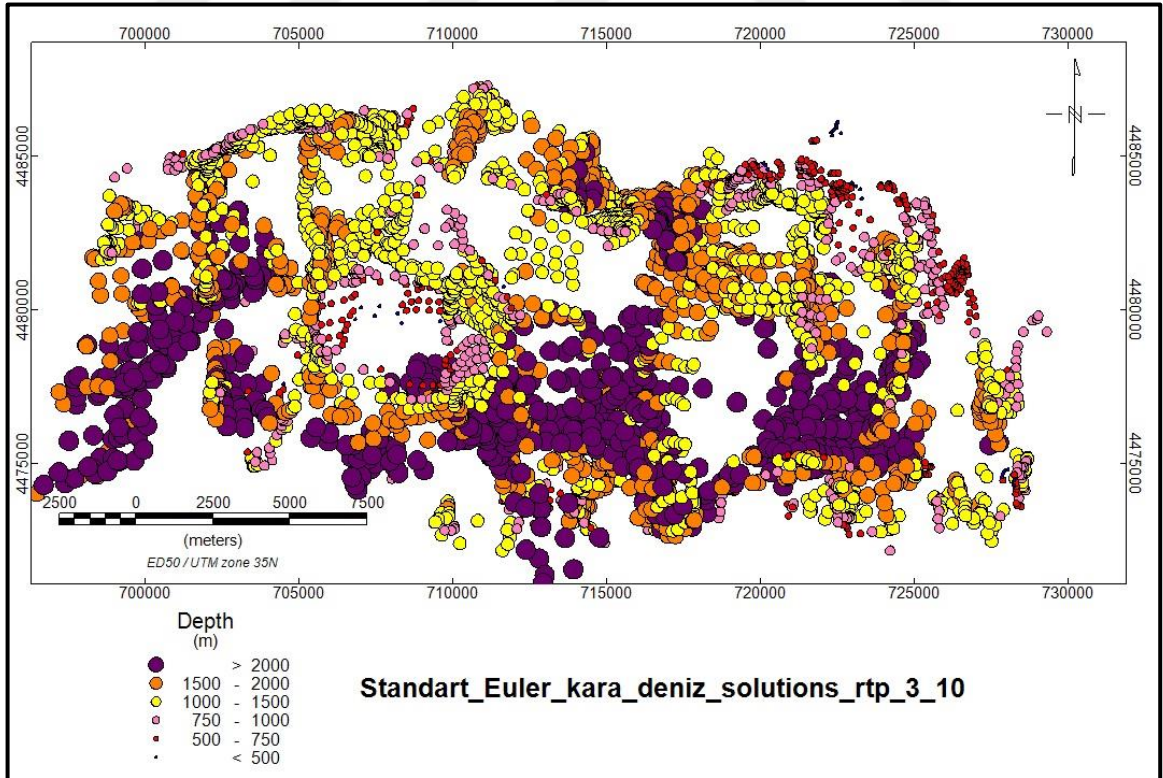
Şekil 4. 41: Standart Euler yöntemiyle SI:2, WS:15*15, % Maksimum hata: 15.



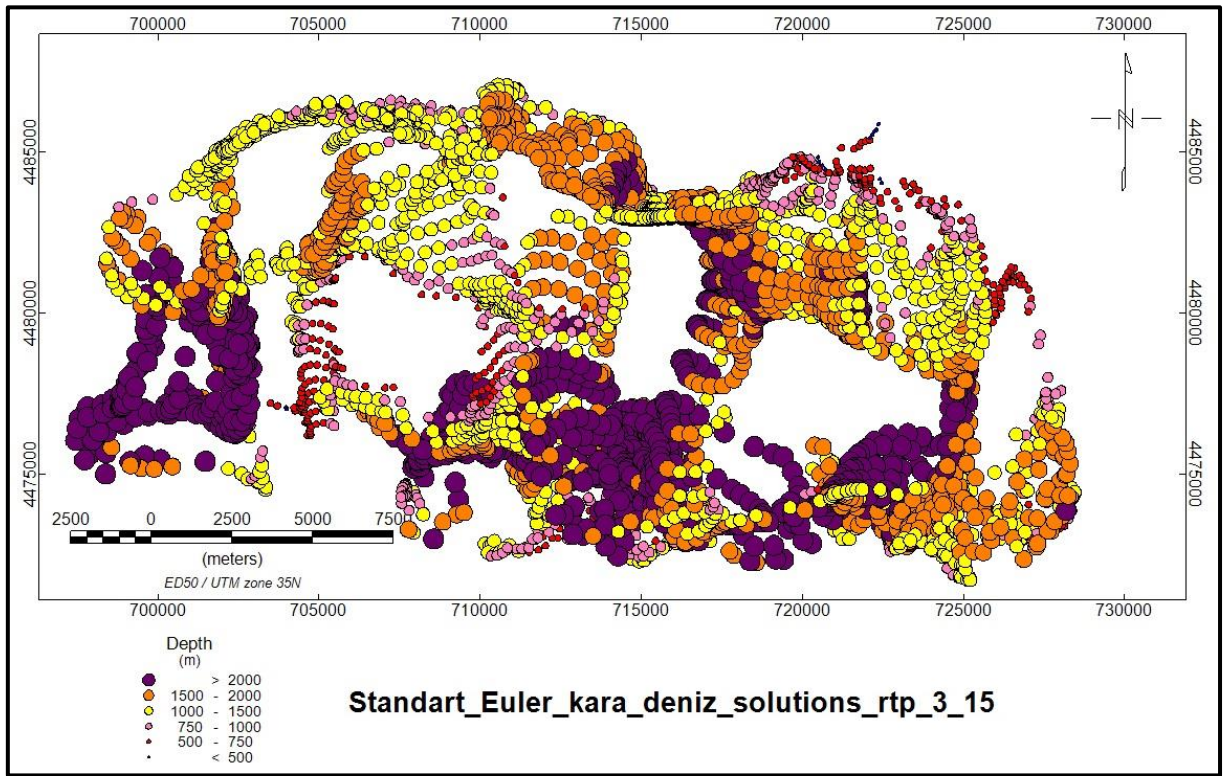
Şekil 4. 42: Standart Euler yöntemiyle SI:2, WS:20*20, % Maksimum hata: 15.



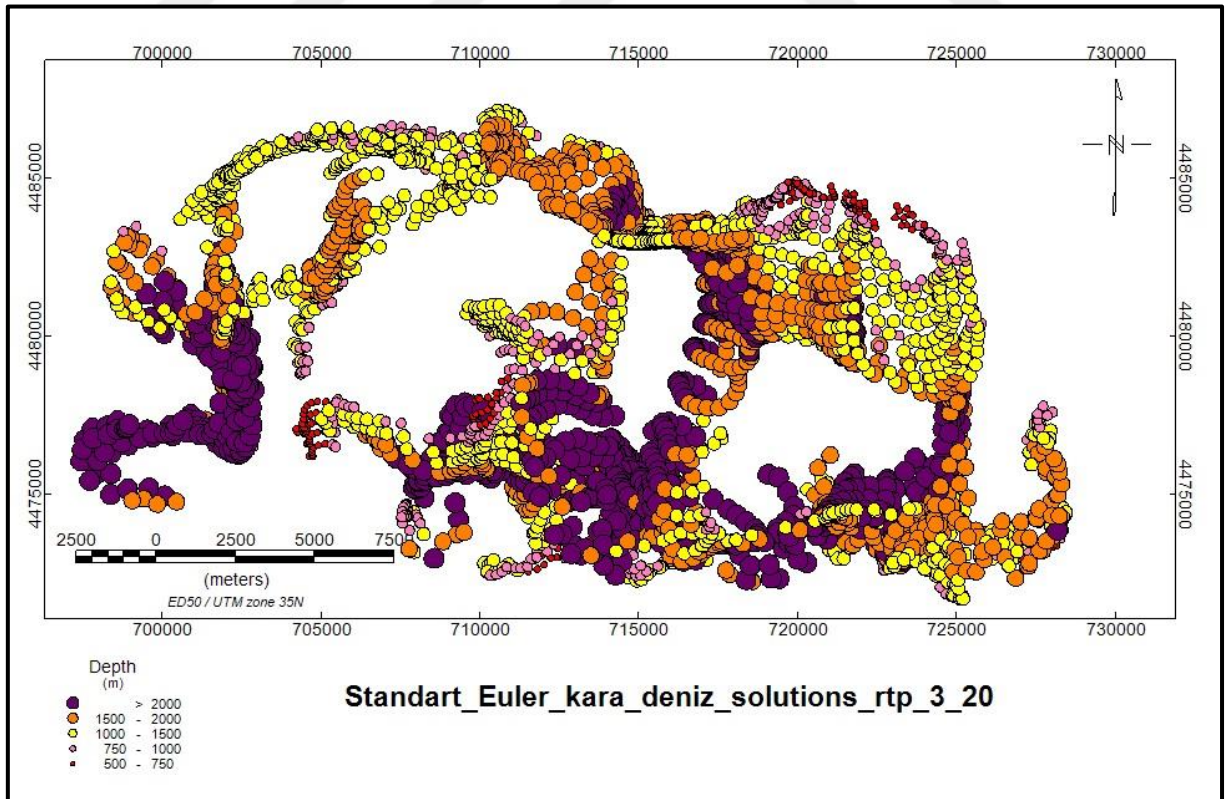
Şekil 4. 43: Standart Euler yöntemiyle SI:3, WS:5*5, % Maksimum hata: 15.



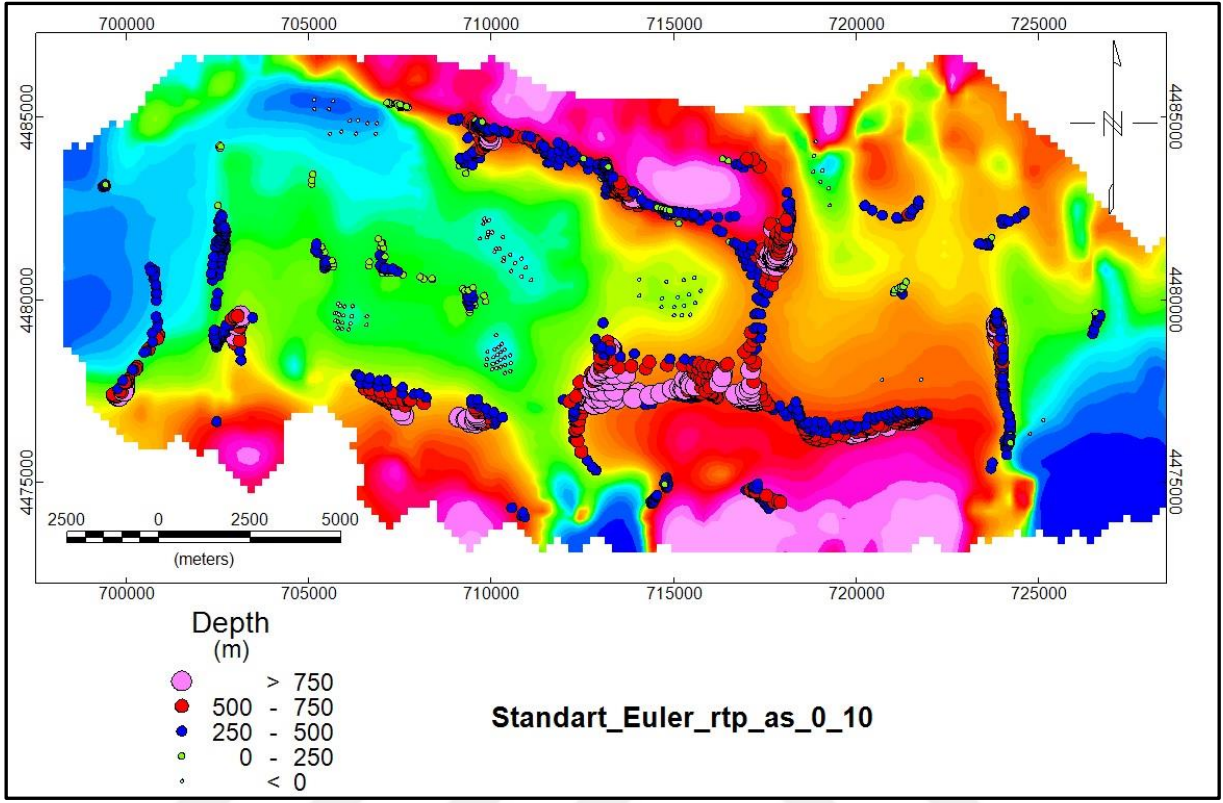
Şekil 4. 44: Standart Euler yöntemiyle SI:3, WS:10*10, % Maksimum hata: 15.



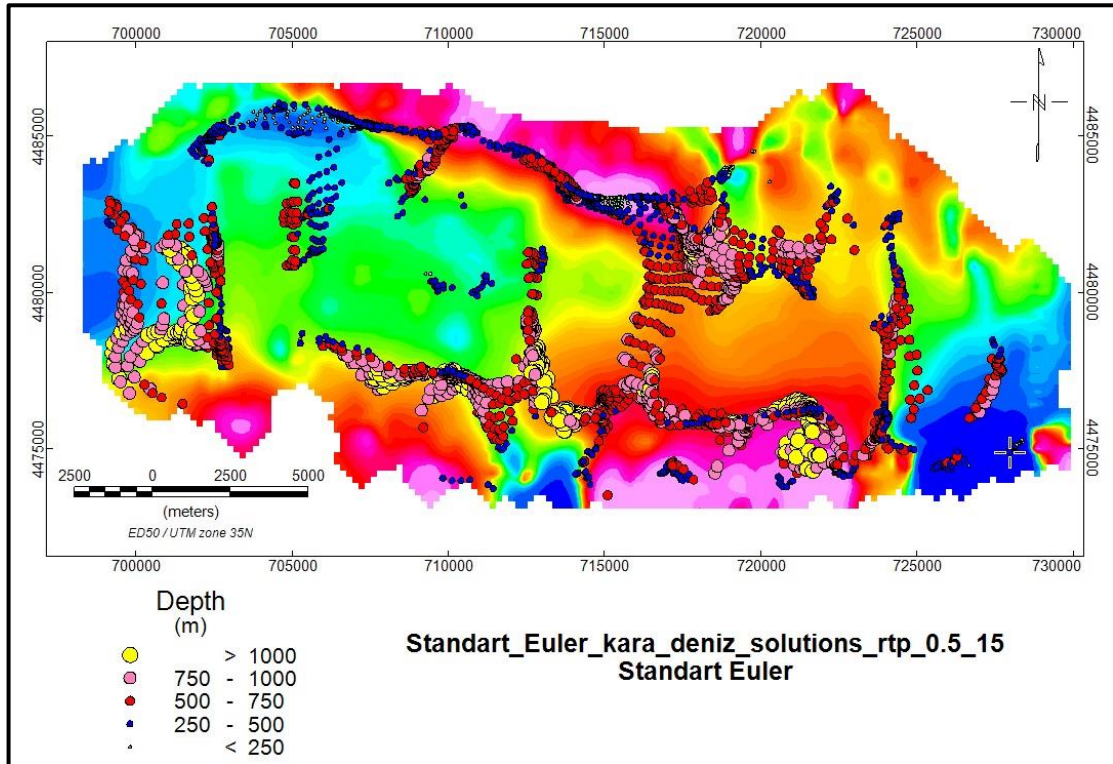
Şekil 4. 45 : Standart Euler yöntemiyle SI:3, WS:15*15, % Maksimum hata: 15.



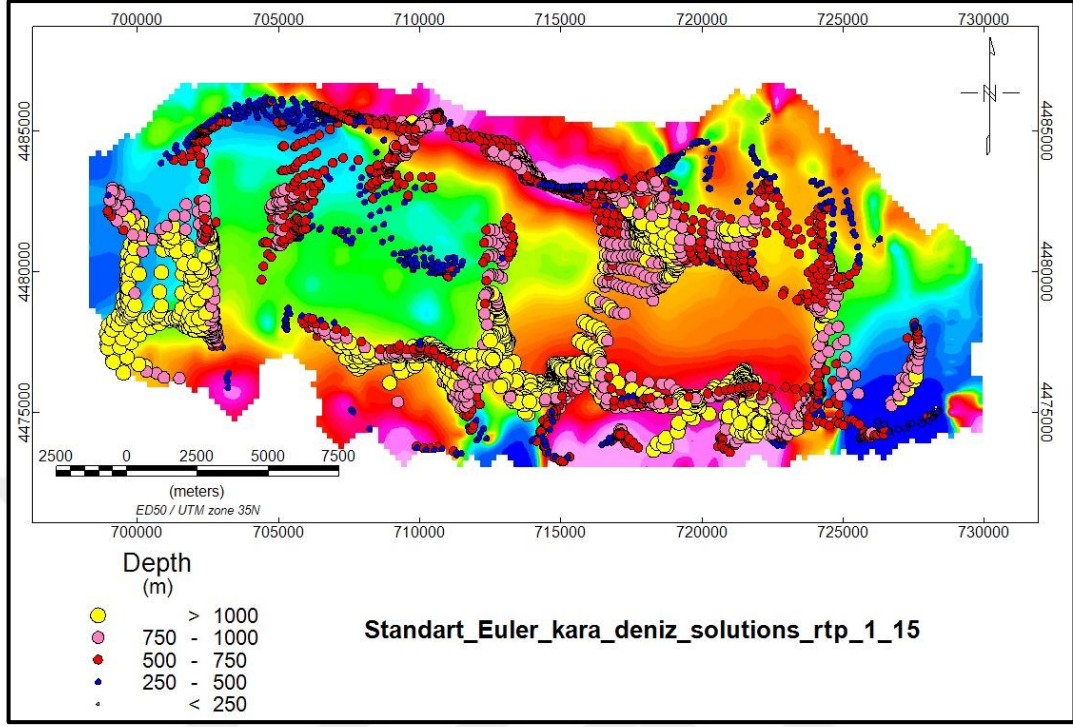
Şekil 4. 46 : Standart Euler yöntemiyle SI:3, WS:20*20, % Maksimum hata: 15.



Şekil 4. 47: Standart Euler yöntemiyle SI:0, WS:10*10, % Maksimum hata: 15.



Şekil 4. 48: Standart Euler yöntemiyle manyetik harita (SI:0.5 WS:15*15, %Maksimum hata:15).

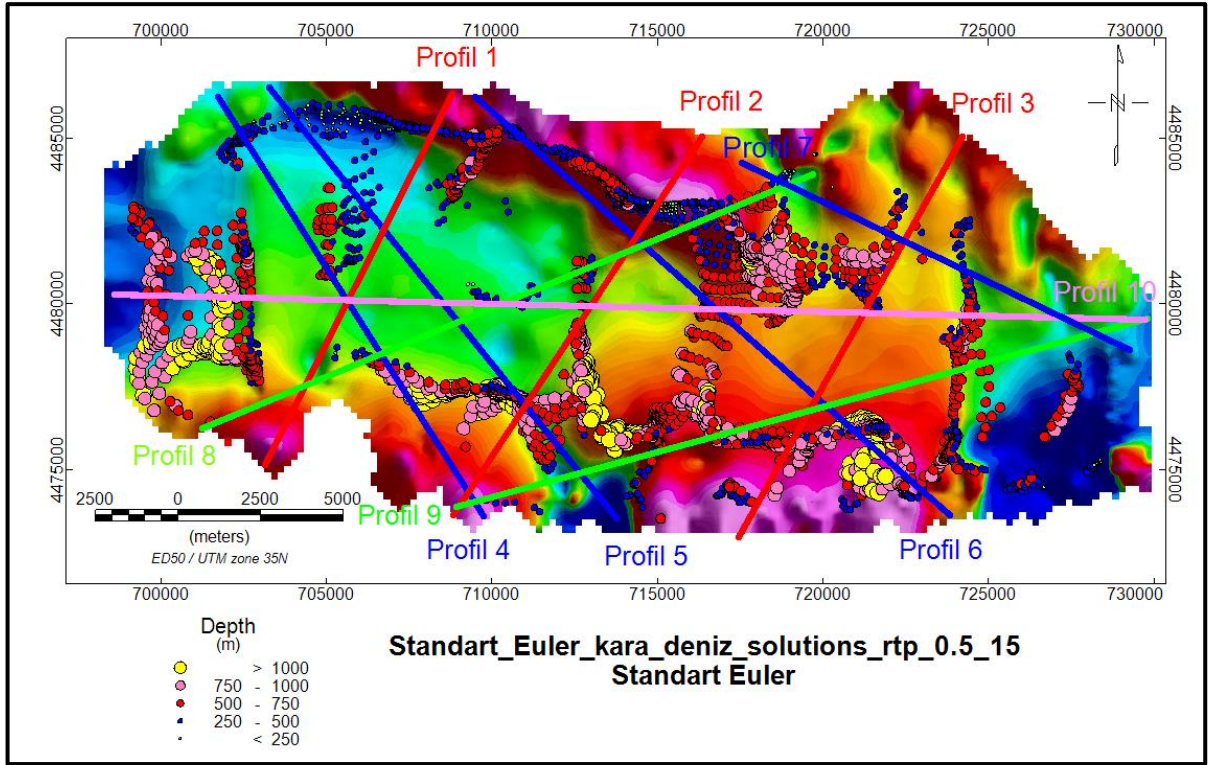


Şekil 4. 49: Standart Euler yöntemiyle, Manyetik harita (SI:1, WS:15*15, % Maksimum hata: 15).

4.5. DÜZ ÇÖZÜM

Düz çözümde yer altı poligon yapılarla temsil edilerek o yapıya ait parametreler başlangıçta atanarak yer altı modellemesi teorik anomalisi hesaplanır. Gözlenen ve hesaplanan anomaliler arasında uyum sağlanır. Fark minimum olana kadar parametreler değiştirilir. Bu yöntemde mümkün olduğunca model parametreleri ile ilgili değerlerin doğru bir şekilde seçilmesi model sonuçlarının başarısını da etkiler. Bu çalışmada modelin geometrisi ve fiziksel özellikleri (manyetik duyarlılık (süseptibilite)) dahil olmak üzere ilk model parametreler güç spektrumu, SED ve euler çözümleri ve sismik verilere dayanmaktadır. Bu bilgiler kullanılarak bilinen model verileriyle yapının derinlik bilgileri hakkında önemli çıkarımlarda bulunulabilir. Bunun sonucunda potansiyel alan modellemesi, başlangıçta girilen model parametreleriyle ilişkilidir. İznik Gölü'nde ve kara alanında alınan yüksek duyarlılığa sahip verilerin euler dekonvolüsyonu ile çözülmesi sonucunda belirlenen yapıların üzerinde alınan profillerde 2 B modeller oluşturulmuştur. 2B modelleme, Geosoft Oasis Montaj yazılım paketinin "GM-

SYS” interaktif modülü kullanılarak yapılmıştır. Manyetik model tepkisini hesaplamak için kullanılan yöntemler Talwani ve diğ., (1959) ve Talwani ve Heirtzler, (1964)'ün yöntemlerine dayanmakta ve Won ve Bevis, (1987)'de açıklanan algoritmaları kullanmaktadır. Bu çalışmada, İznik Gölü’nde alınan manyetik verilerden GM-SYS Modülünden Talwani yöntemi kullanılarak toplamda 10 profil’ de yapısal model oluşturulmuştur (Şekil 4.50). Sismik profiller, Öztürk ve diğ., (2009) tarafından 2005 yılında İznik Gölü’nde toplam 30 km yüksek çözünürlüklü sismik sparker (1.25kJ) yansıma verisi toplanmıştır. Yapılan yapısal modellemelerde 6 sismik kesit ile sismik kesitlere paralel olacak şekilde manyetik profil alınarak birlikte yorumlanmıştır.



Şekil 4. 50: Modellemesi yapılan hatların profil lokasyonları.

4.5.1. 2-B ile Modelleme

GM-SYS, jeolojik bir modelden gravite ve manyetik tepkilerin hesaplanması için kullanılan bir programdır. 2 ve 3 boyutlu modelleme, jeolojik yapıların yüzey altındaki durumunun yorumlanmasını kolaylaştırmak için yapılmaktadır. GM-SYS modelleme yaparken, gravite veya manyetik verilere uyacak şekilde karşılıklı olarak modeller oluşturmak ve bu doğrultuda

yönlendirilen kullanımı kolay bir arayüz sağlamaktadır. Genel olarak, modellenen olan sistemin kapsamı (x koordinatı) ve derinliği (z koordinatı) ve yermanyetik alan parametreleri (Toplam alan, eğim ve sapma açıları) ile tanımlanmaktadır. Manyetik modellerin cevabının hızlı hesaplanması, aynı zamanda yorumlama işlemini hızlandırmakta ve alternatif çözümleri hızlı bir şekilde test etmemizi sağlamaktadır. Bu çalışmada göl tabanına ait gravite verisi bulunmadığından sadece manyetik ve sismik verileri kullanılmıştır.

4.5.2. İznik Gölü Manyetik ve Sismik Profillere Modelleme Yönteminin Uygulanması

Çalışma alanında, elde edilen manyetik anomalilerden sismik profillere göre fay yapısını modelleyebilecek şekilde profiller alınarak modellenmiştir. Düz çözüm sonuçlarını doğrulamak, yeraltı modelini ve geometrisini araştırmak için sismik ve manyetik verilerini birleştiren modeller oluşturulmuştur. Manyetik verilerin yorumlanması ve modellenmesi, gravite verilerine kıyasla genellikle daha karmaşık ve zordur. Farklı kaya türlerinin manyetik duyarlılıkları, kabuk yoğunluğunun sadece % 30 oranında değiştiği gravite verilerinin aksine, 2 ile 3 kat daha büyük miktarda değişebilir. Modeller kabul edilebilir jeolojik varsayımlarıda göz önünde bulundurularak sismik ve manyetik verilerinin birleşik yorumu ve tektonik ortamın göreceli olarak değerlendirilmesiyle belirsizlikleri daha az indirmek için yorumlanmıştır. Bu profiller manyetik anomali alanının yüksek frekans içeriğini daha iyi çözmeyi ve modellemelerimizi kara ve göl jeolojisi verilerinden elde edilen yerin yapısal bilgilerle sınırlandırmayı amaçlamaktadır. Göl ve çevresindeki jeolojik birimler volkanik, metamorfik ve sedimanter kayalardan oluşmaktadır. Genellikle sedimanter kayalar; kireçtaşı, kumtaşı, karbonatlı kumtaşı, volkanik kayalar; bazalt ve andezit metamorfik kayalar olarak ise şist ve mermer yaygın olarak görülmektedir. Manyetik alan parametreleri Tablo 4.4’ de belirtildiği gibi tanımlanmıştır.

Tablo 4. 4: Jeomanyetik Alan Parametreleri.

Toplam Alan	47000 nT
İnklinasyon	58 °
Denklinasyon	5 °

Yapılan bu tez çalışmasında modeller süseptibilite farklarına bağlı olarak değerlendirilerek modellenmiştir. Modellemelerde Tablo 4.5’ te verilen manyetik süseptibilite değerleri belirlenmiştir. Alınan manyetik kesitlerinden, yeryüzünde gözlenemeyen yapıların belirlenmesi amaçlı yararlanılmıştır.

Tablo 4. 5: 2B Modelleme için kullanılan süseptibilite.

Model Profil	Profil Uzunluğu (km)	Süseptibilite (Cgs)			
		Sedimanter Tabaka 1	Sedimanter Tabaka 2	Sedimanter Tabaka 3	Temel Kaya
Profil 1	12.4	0.00025	0.00035	0.0009	0.0023
Profil 2	13.5	0.00012	0.0003	0.0009	0.0025
Profil 3	13.2	0.00012	0.0003	0.0009	0.0025
Profil 4	12.7	0.00012	0.0003	0.0009	0.0025
Profil 5	15.5	0.00012	0.0003	0.0009	0.0025
Profil 6	19.0	0.00012	0.0003	0.0008	0.0025
Profil 7	11.3	0.00025	0.0003	0.0009	0.0025
Profil 8	18.9	0.00025	0.0003	0.0009	0.0024
Profil 9	20.5	0.00012	0.00025	0.0008	0.0025
Profil 10	30.9	0.000015	0.0003	0.001	0.0025

Yeraltındaki manyetik yapılar farklı bloklar ile temsil edilmektedir (Şekil 4.51). Ayrıca her bir bloğa uygun süseptibilite değerleri atanarak manyetik anomalisi hesaplanmaktadır. Yumun ve Kam (2019) gölde yapmış olduğu karot örneklerinden göl kıyı sedimanlarının kaba taneli kumlardan oluştuğunu, kuzey kıyıların az miktarda kum silt içerdiğini vurgulamıştır. Roeser ve diğ. (2012) gölün ortalarında almış olduğu karot numunelerinden silt (2×10^6 SI ile 10×10^6 SI arasında değiştiği), karbonatlı çamurun manyetik duyarlılığının ($< 2 \times 10^6$ SI) olduğunu bulmuşlardır. Gölün tabanında kayaçların manyetik duyarlılığı ile ilgili çok fazla veri

bulunmadığından, daha önce yapılan çalışmalardan elde edilen değerlere göre model katmalarına göre manyetik süseptibilite değerleri belirlenmiştir (Tablo 4.5). Manyetik parametreleri değiştirerek gözlenen ve hesaplanan anomaliler arasında makul bir şekilde en uygun modeller elde edilmiştir. Farklı unitelerle hesaplanan manyetik duyarlılıklı yapılar modellendirilmiştir. En uygun olan seçilirken gözlenen ile hesaplanan manyetik anomalilerin farklarının karelerinin toplamının kareköküne (Root mean square error (RMS)) bakılarak karar verilir. Yöntemin teorisi gereği hesaplanan modelin gözlenen manyetik değerlere uygunluğu profilin orta kısımlarında daha iyi sonuçlar verirken, uç kısımlarında uyumsuzluk artmaktadır.

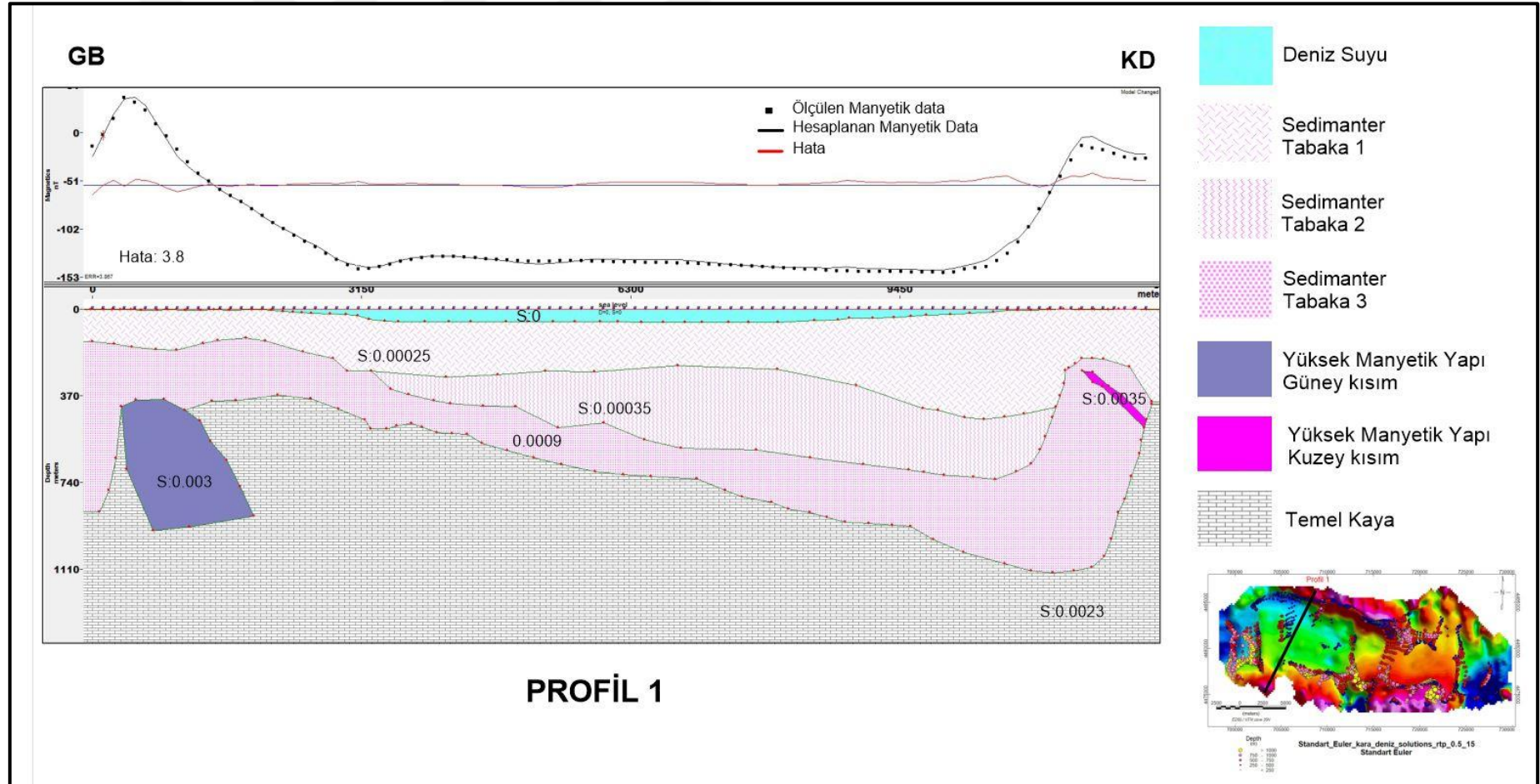
Bu çalışmada modelleme çalışmaları aşağıda verilen aşamalara göre adım adım gerçekleştirilmiştir. Nicel yorumlamadaki ilk adım, anomalideki dikkat çeken profili belirlemektir. Seçilen profilin manyetik kesiti alınır ve ikinci adım olarak jeolojik bilgiden yararlanarak yapının yatay olarak genişliği, derinliği ve kalınlığı tahmin edilerek başlangıç model belirlenir. Başlangıç modeller oluşturulurken aynı zamanda sismik çalışmalardan da yararlanır. Bazı profiller sismik kesitler ile yaklaşık olarak aynı koordinatlarda alınarak manyetik modeller ve sismik kesitler birlikte modellenmeye çalışılır. Yine başlangıç modelleri oluşturulurken manyetik verilerden elde edilen Güç Spektrumu, SED, Euler Dekonvolüsyon sonuçlarından elde edilen derinlikler ve yapı sınırlarından da yararlanılmıştır. Sonuç olarak en son yapının ve çevresindeki farklı kayaçların süseptibilite değerleri atanır ve buna karşılık geometrik bir model oluşur. Manyetik modeller, Talwani ve diğ., (1959) tarafından hazırlanan algoritma ile modellenmiştir. Bu çalışmada iki boyutlu manyetik modellemede GM-SYS yazılımı kullanılmıştır. GM-SYS manyetik hesaplamalar için iki boyutlu bir model kullanır ve yapıyı, dünyanın herhangi bir eğriliği olmadığını varsayarak, profile dik yönde artı ve eksi sonsuzluğa genişletir. Bu nedenle kenar etkilerini gidermek için model profil boyunca artı ve eksi 30.000 km boyunca uzatılmalıdır.

Daha önce çalışma alanında böyle bir çalışmanın yapılmamış olması; farklı bir yöntem kullanılarak gölde ve çevresinde bulunan fay tipi yapıların modellenmesi yapılarak gölün tektonik yapısının anlaşılmasında önemli katkılar sunmuştur.

4.5.3. Modellemesi Yapılan Profiller

4.5.3.1. Profil 1

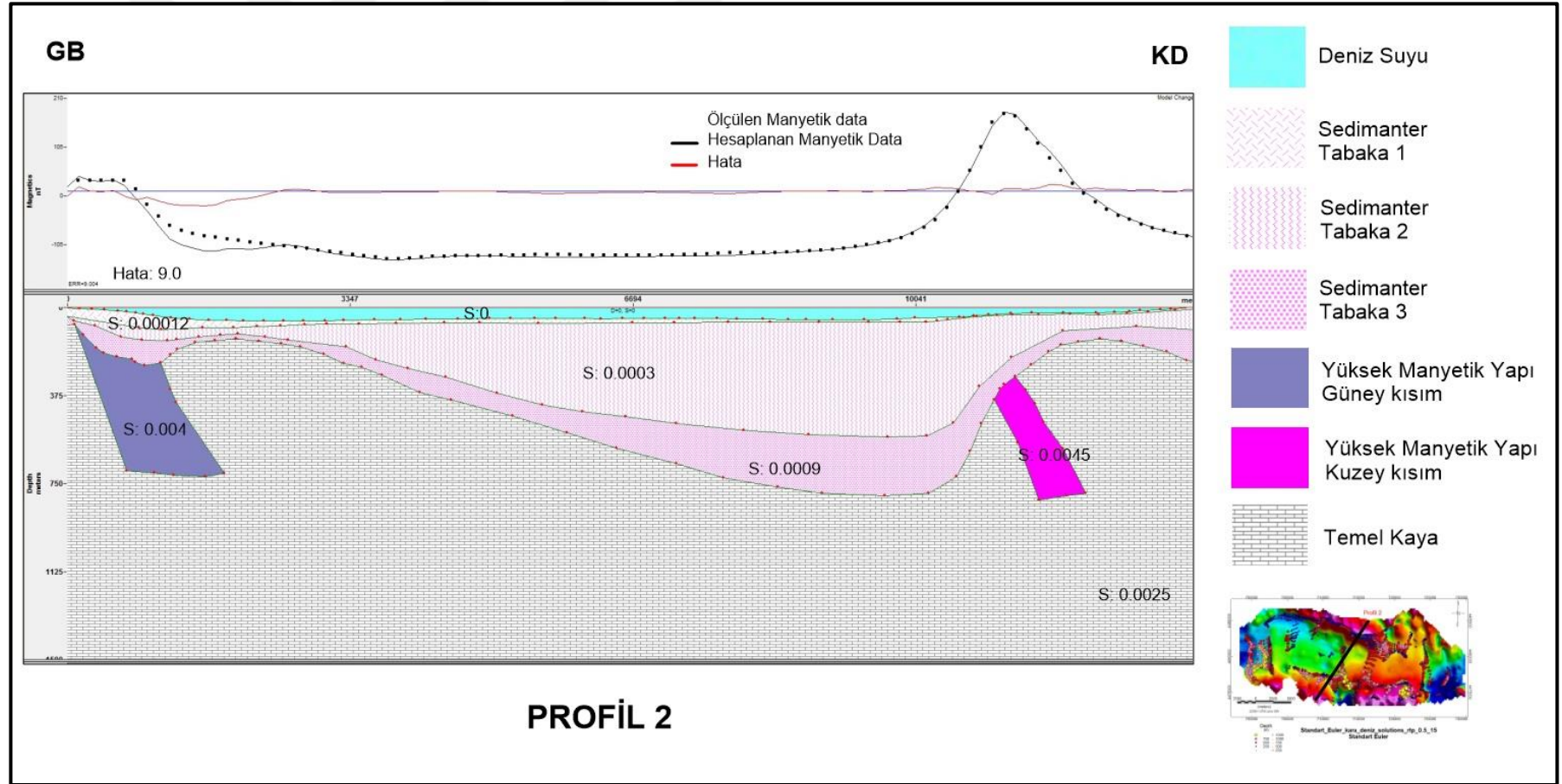
Çalışma alanının yer altı yapısını, fayların konumunu ve yüksek manyetik yapıların varlığını belirlemek amacıyla GB-KD yönlü Profil 1 boyunca manyetik modelleme yapılmıştır (Şekil 4.50). Profil 1 uzunluğu yaklaşık olarak 12.4 km'dir. Modellemede, jeoloji bilgisine de bakılarak her bir ünite ve yapılara farklı süseptibilite değerleri tanımlanmıştır. Modellemesi yapılan Profil 1'de, süseptibilite değerleri 0.00025 emu/cm^3 ile 0.0035 emu/cm^3 arasında değişmektedir (deniz suyu süseptibilite değeri $S=0$). Modellemelerde yapılar, manyetik duyarlılıklarına göre farklı renklerde gruplandırılmıştır (Şekil 4.51). Sedimanter tabaka 1 sedimanter tabaka 2 ve sedimanter tabaka 3 olarak düşük manyetik yapılar adı altında renklendirilmiş yapılar, sedimanter kayalar olarak değerlendirilmiştir. Bu düşük manyetik yapılar $S=0.00025$ ile $S=0.0009 \text{ emu/cm}^3$ arasında süseptibilite değerlerine sahiptir. Mor, pembe ve temel kaya olarak adlandırılan yapılar ise yüksek manyetik yapılar olarak temsil edilmiştir. Bu yüksek manyetik yapılar $S=0.0023$ ile $S=0.0035 \text{ emu/cm}^3$ arasında süseptibilite değerlerine sahiptir. Bu modellemede en önemli yüksek manyetik yapıların gölün kuzey ve güney sınırlarında olduğu göze çarpmaktadır. Profilin geçtiği gölün güneyinin kıyı kısımlarında yüksek manyetik yapının varlığı, dayk sokulumundan kaynaklanabilecek yapı ile ilgili olduğu düşünülmektedir. Toplam manyetik alan güney kısımda, dayk tipi yapının belirgin olduğu kısımlarda 40 nT ile -96 nT arasında değişmektedir. Gölün güney kısmında euler çözümleri elde edilmemiştir. Fakat dayk tipi yapı 380 m ile 980 m derinliğinde modellenmiştir. Profilin ortalarında ve kuzeye doğru ilerledikçe düşük süseptibilite ve düşük manyetik değerler muhtemelen sediman birikiminin fazla olduğunu düşündürmektedir. Gölün kuzey kısmında güvenilir euler çözümleri elde edilmiştir ve bu çözümlerle korele edildiğinde muhtemel yapının yüzeyden 250 m ile derine doğru yaklaşık 500 m kadar derinlikle sınırlandığını söylemek mümkündür. Modellemede elde edilen derinlikle euler sonuçları karşılaştırıldığında iyi bir korelasyon sonucuna varılmıştır. Profilin güney kıyısında iyi bir uyum sağlanırken, profilin sonlarında kuzeye doğru tam olarak uyum sağlanamasa da genel hata 3.8 olarak hesaplanmıştır.



Şekil 4. 51: Profil 1 modelleme sonuçları (Süseptibilite değerleri cgs birim sistemine göre yapılmıştır).

4.5.3.2. Profil 2

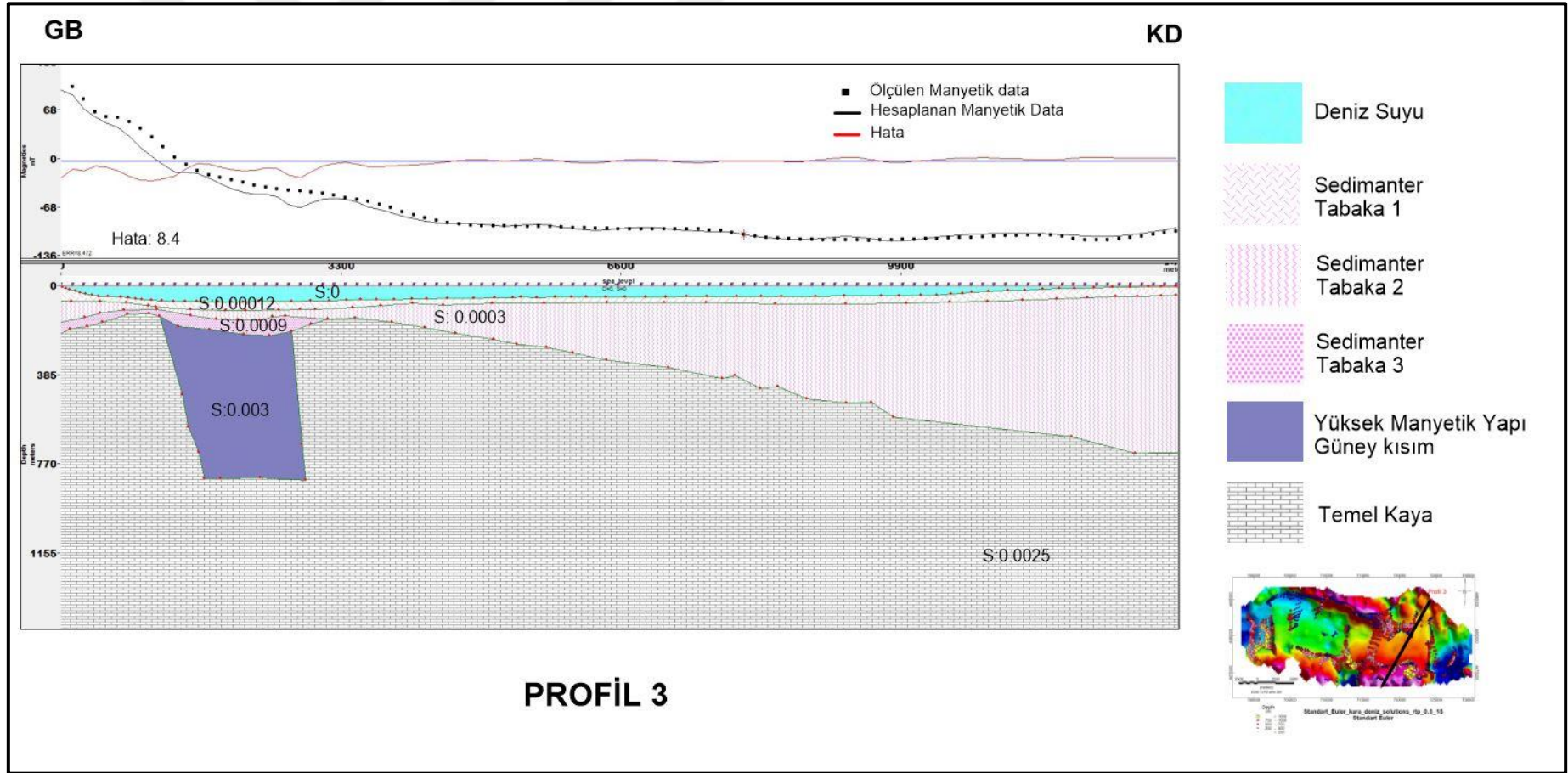
İznik Gölü'nün kuzeyinde ve güneyindeki belirgin yapının yapısal özellikleri hakkında daha fazla bilgi elde edebilmek için doğuya doğru Profil 1'e yaklaşık olarak paralel bir profil daha alınarak modelleme yapılmıştır. Profil 2'nin aynı koordinat noktalarından batimetriden de yararlanılarak profil alınmıştır (Şekil 4.52). Batimetri haritasından (Şekil 2.3) alınan profil, modellemede deniz tabanının derinliğinin çizdirilmesinde kullanılmıştır. GB-KD yönlü alınan Profil 2 yaklaşık olarak 13.5 km uzunluğundadır. Modellemelerde farklı manyetik duyarlılıklara sahip yapılar tanımlanmıştır (Tablo 4.5). Modelde süseptibilite değerleri 0.00012 emu/cm^3 ile 0.0045 emu/cm^3 aralığında değişmektedir. Düşük süseptibiliteli kayaç olarak sedimanter kayaçlar gölün kuzey ve güney kıyılarında yaklaşık olarak 250 m derinlikteyken gölün orta kısımlarında 700 m' lere kadar inmektedir. Yüksek manyetik yapılar ise kuzey ve güney kıyılarında göze çarpmaktadır. Elde edilen model çalışmasında, orta kısma kadar sediman tarafından doldurulmuş, güneyde muhtemel bir yapının varlığı Profil 1'de olduğu gibi yaklaşık aynı yönlü ve derinlikte olduğu görülmektedir. Euler çözümleri güney kısımda 250 m ile derine doğru yaklaşık 1000 m kadar derinlikle sınırlandırılmıştır. Euler çözüm sonuçlarıyla modellemelerdeki yapıların derinlikleri oldukça iyi bir uyum içindedir. Kuzey kısımdaki yapının üst derinliği modelden elde edilen derinlik ile yaklaşık olarak aynı iken alt derinliği 700 m'lere kadar inmektedir. Toplam manyetik alan kuzeyde yapının belirgin olduğu kısımlarda 190 nT ile -92 nT arasında değişmektedir. Bu profilde kuzeydeki yapı daha belirgin olarak göze çarpmaktadır. Gölün kuzey kısmında güvenilir Euler çözümleri elde edilmiş ve bu çözümlerle korele edildiğinde muhtemel yapının yüzeyden 250 m ile derine doğru yaklaşık 750 m kadar derinlikle sınırlandırıldığını söylemek mümkündür. Kuzey kısımda görülen yapının doğuya doğru KB- GD doğrultulu olduğu düşünülürse Profil 2'de de bu yapının varlığı söz konusudur. Profilin kuzey kıyısında iyi bir uyum sağlanırken, profilin güneyinde tam olarak uyum sağlanamasa da genel hata 9.0 olarak hesaplanmıştır.



Şekil 4. 52: Profil 2 modelleme sonuçları (Süseptibilite değerleri cgs birim sistemine göre yapılmıştır).

4.5.3.3. Profil 3

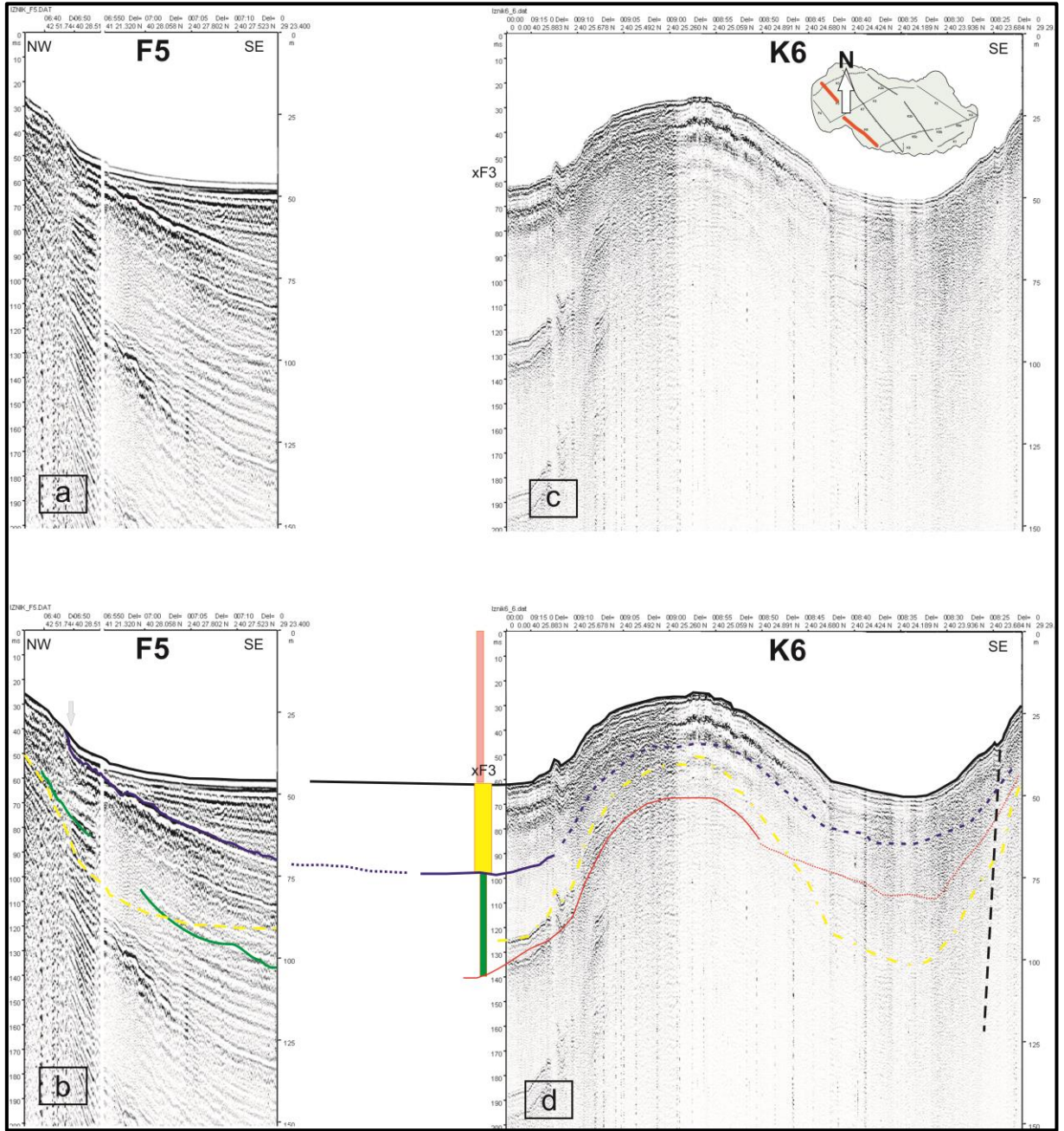
İznik Gölü'nün kuzeyinde ve güneyindeki belirgin yapının yapısal özellikleri hakkında daha fazla bilgi elde edebilmek için doğuya doğru Profil 2'ye yaklaşık olarak paralel bir profil daha alınarak modelleme yapılmıştır. Daha önce yapılan çalışmalarda bu profile paralel alınan sismik kesit olmadığından Profil 3'ün aynı koordinat noktalarından batimetriden de yararlanılarak profil alınmıştır (Şekil 4.53). Batimetriden alınan profil, modellemede deniz tabanının derinliğinin çizdirilmesinde yararlanılmıştır. GB-KD yönlü alınan Profil 3 yaklaşık olarak 13.2 km uzunluğundadır. Yapılan model çalışmasında da görüldüğü gibi, hesaplanan anomali ile araziden elde edilen anomalinin birbirleri ile iyi bir uyum içerisinde oldukları gözlemlenmektedir. Modellemelerde farklı manyetik duyarlılıklara sahip yapılar tanımlanmıştır (Tablo 4.5). Modelde süseptibilite değerleri 0.00012 emu/cm^3 ile 0.003 emu/cm^3 aralığında değişmektedir. Gölün güney kısımlarında yüzeyden 200 m'den 800 m derinliğe kadar devam eden yapı Profil 1 ve Profil 2 de olduğu gibi bu profilde de modellenmiştir. Burada en çok dikkati çeken kuzeydeki yüksek manyetik yapının bu profilde gözlenmemiş olmasıdır. Güneyde 100 nT iken kuzeye doğru gidildikçe, manyetik değer -100 nT'ya kadar düşmektedir. Güneydeki euler çözümlerinin sonuçlarında SI=0.5 WS=15*15 seçildiğinde derinliğin 250 m ile 1000 m arasında değiştiği hesaplanmıştır. Modellemedeki yapının derinliği 200 m ile 840 m derinliğine kadar inmektedir. Euler çözüm sonuçlarıyla modellemelerdeki yapıların derinlikleri oldukça iyi bir uyum içindedir. Profilin kuzey kıyısında iyi bir uyum sağlanırken, profilin başlarında güneye doğru tam olarak uyum sağlanamasa da genel hata 8.4 olarak hesaplanmıştır.



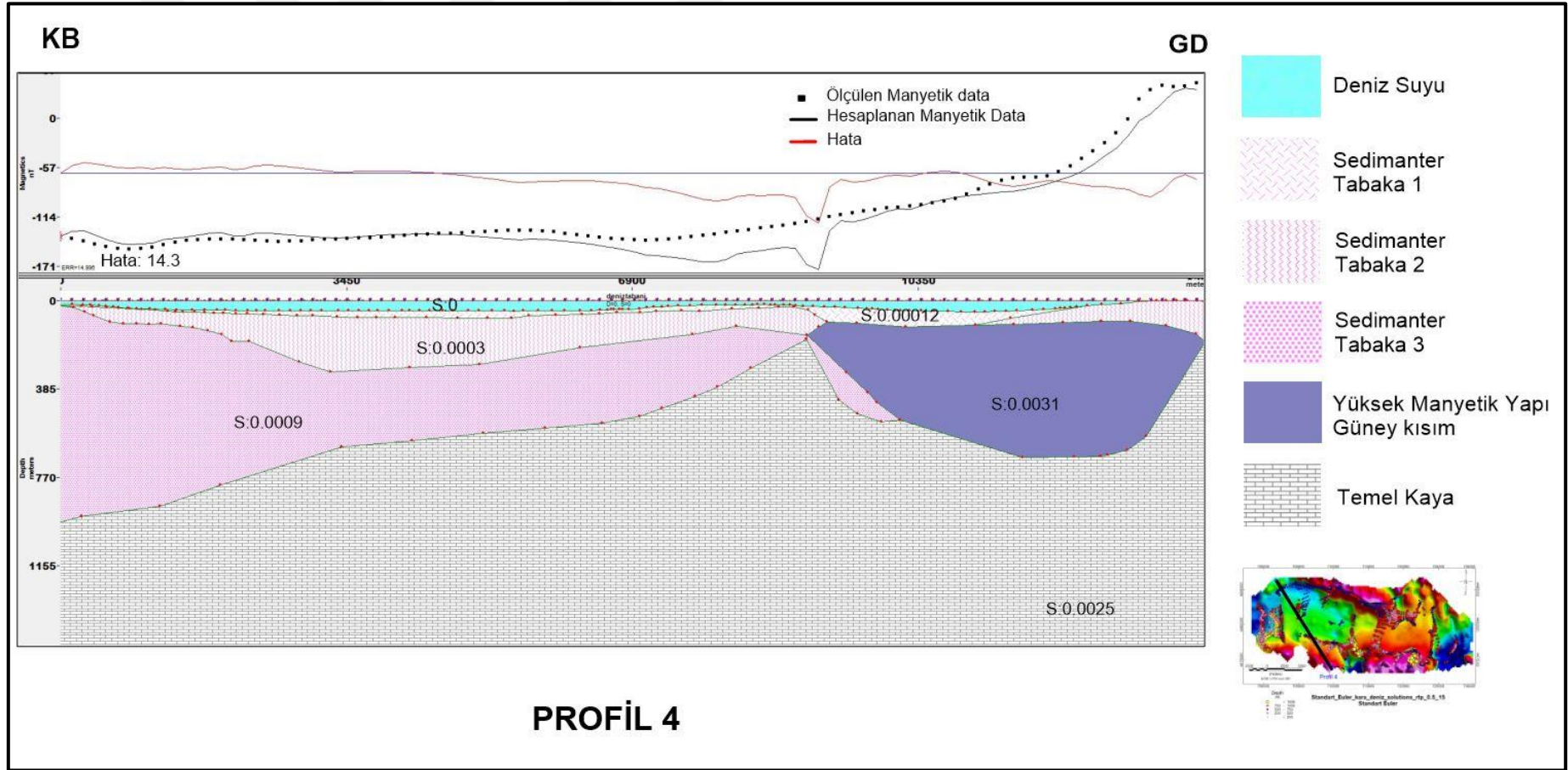
Şekil 4. 53: Profil 3 modelleme sonuçları (Süseptibilite değerleri cgs birim sistemine göre yapılmıştır).

4.5.3.4. Profil 4

İznik Gölü'nde iki boyutlu (2B) modelleme yapmak üzere alınan KB-GD doğrultulu kesit (Profil 4) daha önce alınmış olan F5 sismik kesitine paraleldir. (Şekil 4.54). Profil 4 uzunluğu yaklaşık olarak 13.7 km'dir (Şekil 4.55). Batıda manyetik değerlerin oldukça düşük olduğunu İznik Gölü'nün güneyine GD'ya doğru gidildikçe özellikle güneyde oldukça yüksek manyetik değerlerin olduğu görülmektedir. Modellemede dört ünite gözlenmektedir. 3 ünite düşük süseptibilite değerlerine sahip manyetik olmayan sedimanter tabakadan, 1 ünite ise temel kaya olarak tanımladığımız üniteden oluşmaktadır. Sedimanter tabaka 1 süseptibilite değeri 0.00012 emu/cm^3 , sedimanter tabaka 2 süseptibilite değeri 0.0003 emu/cm^3 , sedimanter tabaka 3 süseptibilite değeri 0.0009 emu/cm^3 ve temel kaya süseptibilite değeri 0.0025 emu/cm^3 olarak alınmıştır. Elde edilen model çalışmasında orta kısma kadar sediman tarafından doldurulmuş, güneye doğru ise muhtemel bir fayın varlığı manyetik anomali ve sismik kesitte de görülmektedir. Toplam manyetik alan güney kısımda -112 nT ile 42 nT arasında değişmektedir. Manyetik alanın ani yükselimi bu kısımda gözlenen yapısal bir sınıra karşılık gelmektedir. (Şekil 4.54 ve Şekil 4.55). Gölün güney kısmında güvenilir euler çözümleri elde edilmiştir ve bu çözümlerle korele edildiğinde muhtemel yapısal sınır bir faya karşılık gelebilir. Bu fayın yüzeyden 100 m ile derine doğru yaklaşık 1000 m kadar derinlikle sınırlandığını söylemek mümkündür. Modelleme sonuçlarından gözlenen manyetik anomalideki yüksek değer, burada bir kontakt yada dayk tipi yapının varlığına karşılık gelmektedir. Euler çözümlerinde de SI değeri 0.5 olarak seçilen kontakt tipi yapı elde edilmiştir. Gölün kuzeybatısında Profil 1 ve Profil 2'de net gözlenen fayın bu profilde gözlemlenmediği açıkça modellemelerde de göze çarpmaktadır. Alınan profiller aynı zamanda yapının sınırlarını da tespit edilmesinde yardımcı olmaktadır.



Şekil 4. 54: a) F5 nolu sismik kesitin yorumlanmamış hali b) F5 nolu sismik kesitin yorumlanmış hali (F5 sismik kesiti Alpar ve diğ., 2003'den değiştirilerek) c) K6 nolu sismik kesitin yorumlanmamış hali d) K6 nolu sismik kesitin yorumlanmış hali (K6 sismik kesiti Alpar B. tarafından verilen, yayınlanmamış kesit (siyah kesikli çizgi fayı göstermektedir)).

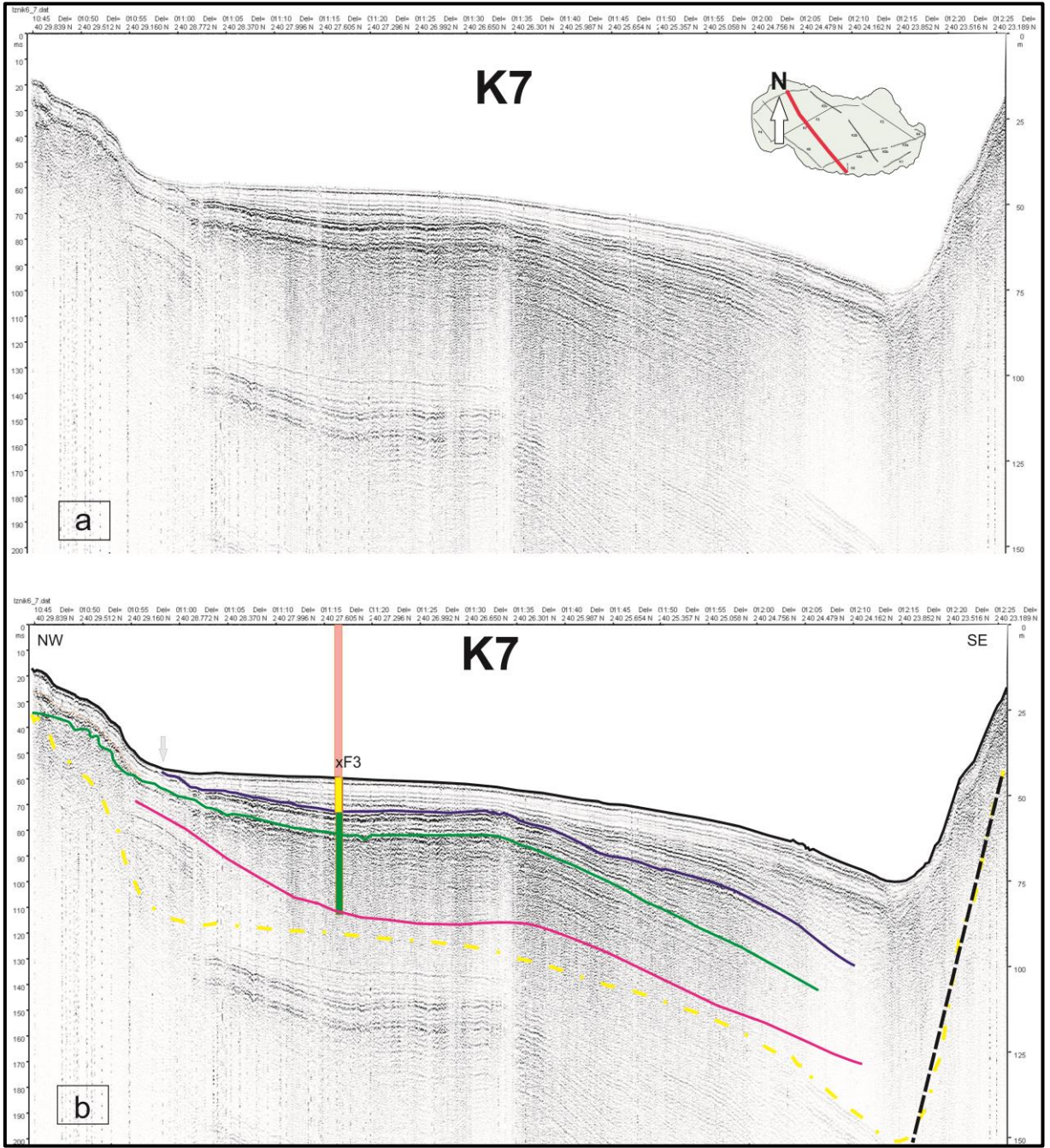


Şekil 4. 55: Profil 4 modelleme sonuçları (Süseptibilite değerleri cgs birim sistemine göre yapılmıştır).

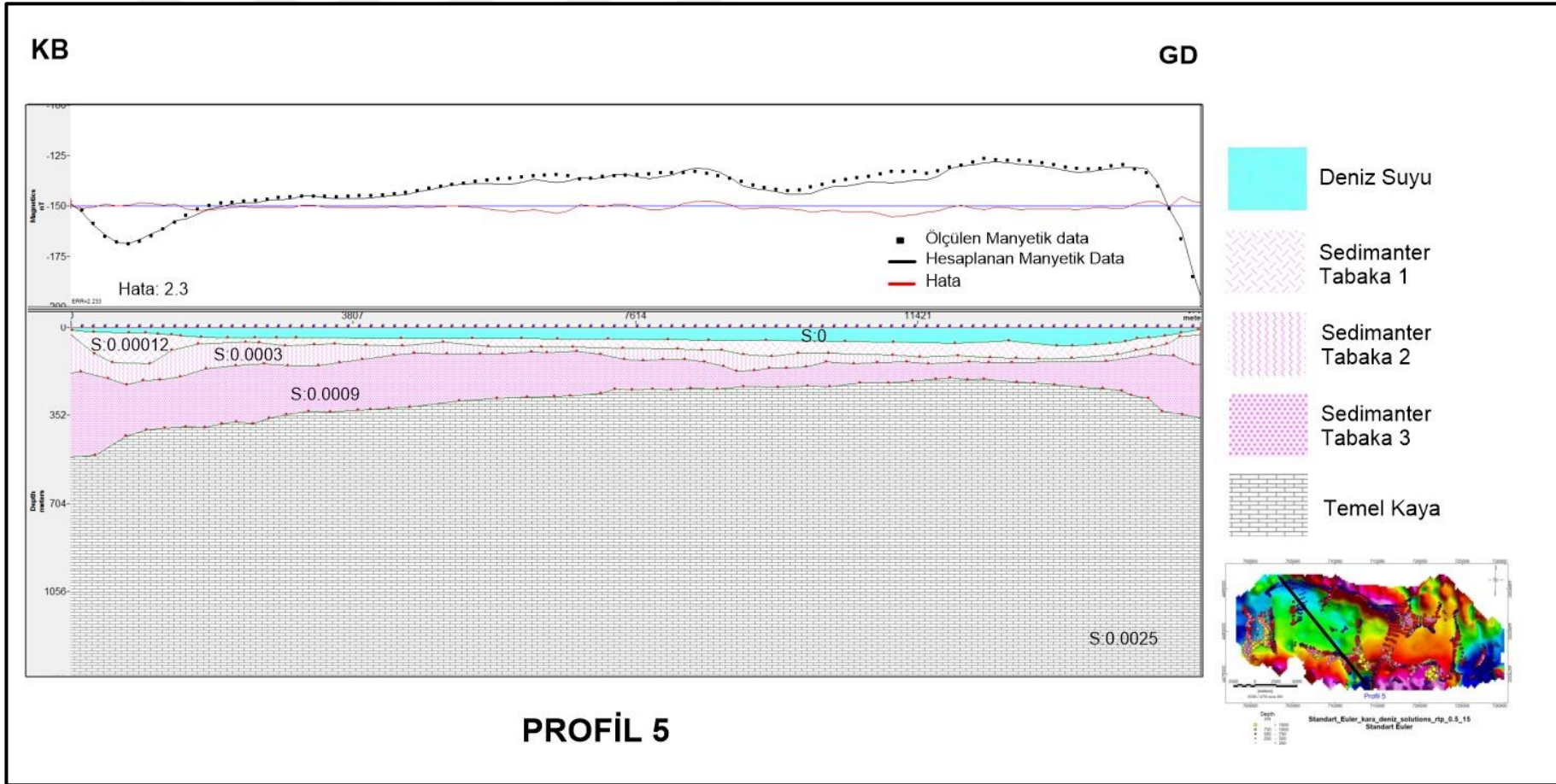
4.5.3.5. Profil 5

Modellemelerde jeoloji bilgileri ile incelenen özellikler üzerinde seçilen profillerin anomalileriyle birlikte 200 m'ye kadar yapılmış olan sismik kesitler üzerinden değerlendirme ve yorumlamalar yapılmıştır. Profil 5 (Şekil 4.57), İznik Gölü KB-GD doğrultulu profil olup kuzeyde Üreğil köyü güneyinden başlayıp güneyde ise Narlıca-Müşküle arasında 15.5 km uzunluğunda seçilmiş bir profildir. Modellemelerde farklı manyetik duyarlılıklara sahip yapılar tanımlanmıştır (Tablo 4.5). Modelde süseptibilite değerleri 0.00012 emu/cm^3 ile 0.0025 emu/cm^3 aralığında değişmektedir.

Kuzeyde oldukça düşük manyetik değerler sergilenirken güneye doğru gidildikçe manyetik değerlerde artma gözlenmektedir. Profil 5 manyetik profili K7 sismik kesitine yaklaşık olarak paralel alınmış bir profildir (Şekil 4.57). Sismik kesite bakıldığında gölün güneyde fay ile sınırlandırıldığı görülmektedir (Şekil 4.56). Her ne kadar sismik kesitte fay belirgin olarak görünse de manyetik profilde fayın varlığına rastlanılmamıştır. Bunun nedeni manyetik profilin sismik kesite yaklaşık olarak paralel alınması ve tam olarak fayın atım yaptığı yere karşılık gelmediği şeklinde yorumlanabilir. Kuzeyde sediman örtülerinin varlığı manyetik profillerde düşük manyetik değerler ve modellemelerde oldukça düşük süseptibilite değerleri ile ilişkilendirilebilir. Güneyde ise Kuzey Anadolu Fayı'nın orta kolunun gölün içerisinde geçtiği kısmı sınırladığı Müşküle yakınlarında göl içerisinde düşük manyetik değerler göstermektedir. Bu modellemenin yapıldığı profilin fayın güneyinden geçtiği manyetik anomali üzerinde bir kesiklik görülmektedir (Şekil 4.57). Bu kesiklik buradaki fay olarak nitelendirilen yapının kesikliğe uğradığı veya ötelendiği alanlara karşılık gelebilir. Toplam manyetik alan güney kısımda fayın belirgin olduğu kısımlarda -112 nT ile 42 nT arasında değişmektedir. Hesaplanan modelin gözlenen manyetik değerlere üst üste oturması hattın uçlarında ve ortalarında iyi sonuçlar vermiş ve uyumsuzluk çok azdır. (Hata: 2.3).



Şekil 4. 56: a) K7 nolu sismik kesitin yorumlanmamış hali b) K7 nolu sismik kesitin yorumlanmış hali (Öztürk ve diğ., 2009'dan değiştirilerek (siyah kesikli çizgi fayı göstermektedir)).

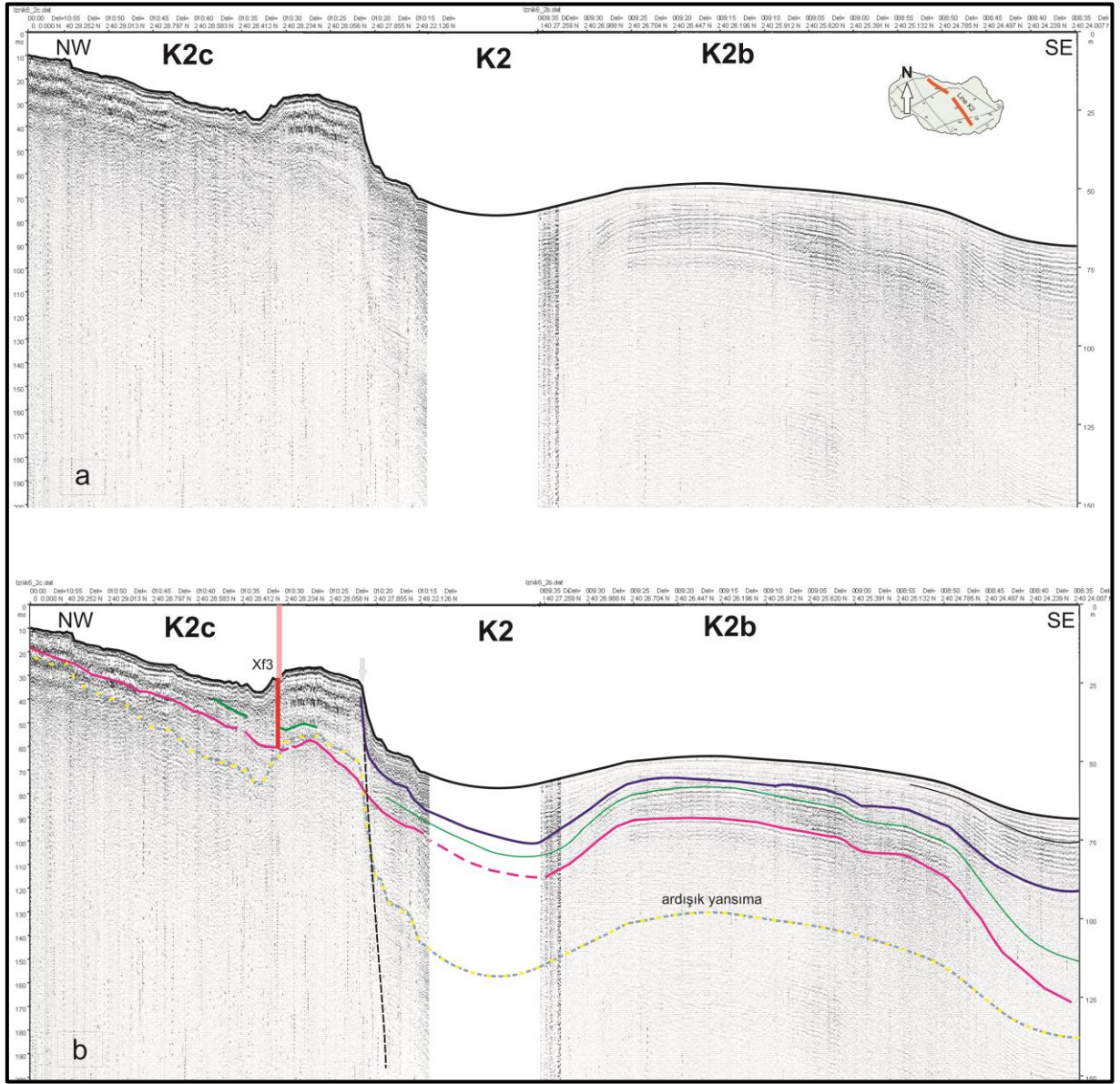


Şekil 4. 57: Profil 5 modelleme sonuçları (Süseptibilite değerleri cgs birim sistemine göre yapılmıştır).

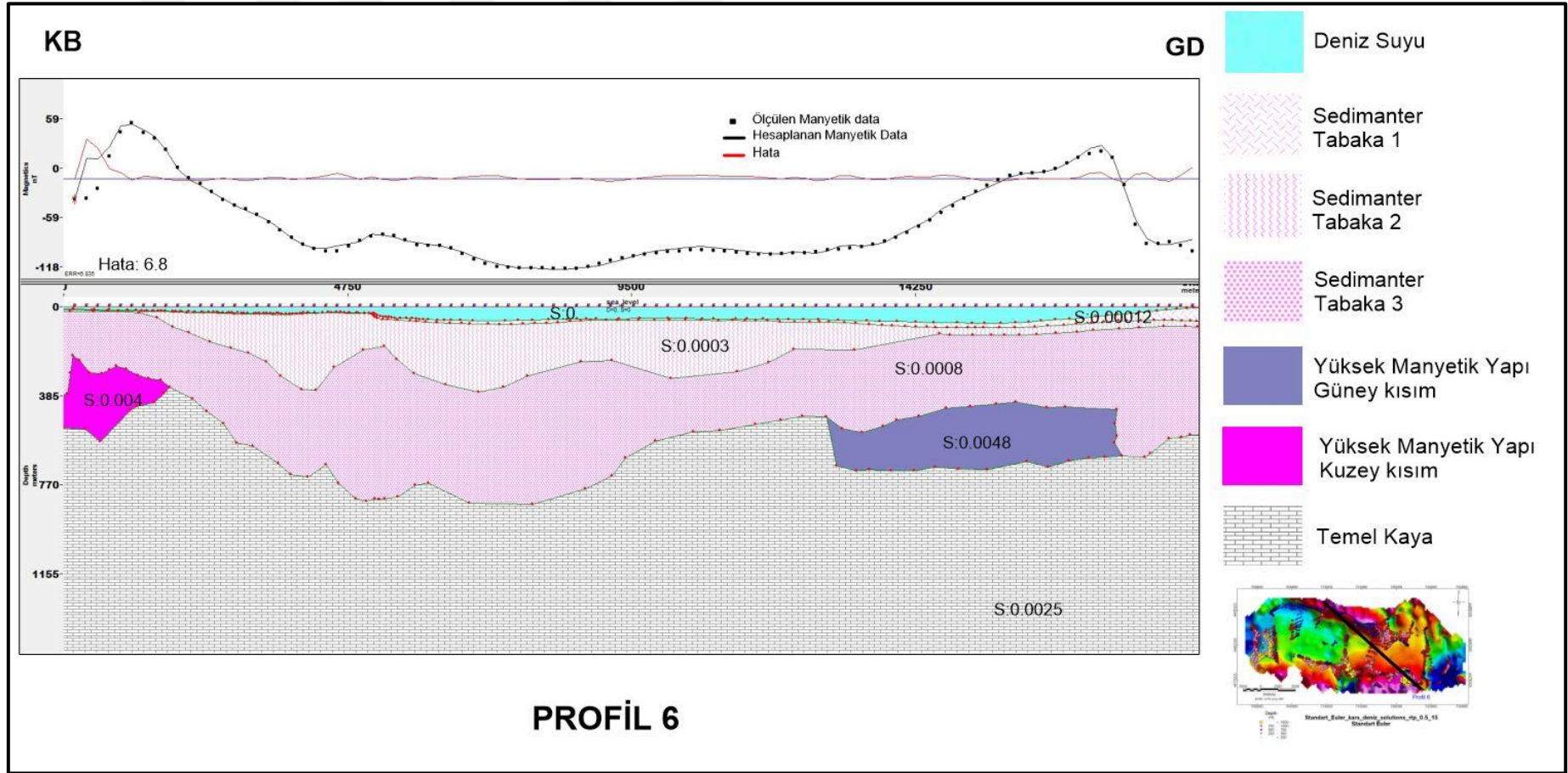
4.5.3.6. Profil 6

İznik Gölü'nü kuzeyden Keramet yakınlarından ve güneyde ise Aydınlar köyüne doğru alınan Profil 6 yaklaşık olarak 19 km uzunluğundadır (Şekil 4.59). Modellemelerde farklı manyetik duyarlılıklara sahip yapılar tanımlanmıştır (Tablo 4.5). Modelde süseptibilite değerleri 0.00012 emu/cm^3 ile 0.0048 emu/cm^3 aralığında değişmektedir. Profilin kuzeyinde Öztürk ve diğ., (2009) almış oldukları sismik kesitte (Şekil 4.58) normal fay şeklinde tanımladığı Orhangazi fayını İznik gölünün kuzeyinde gözlemlemişlerdir. Manyetik anomalide kuzeyde ve güneyde yüksek manyetik değerler görülmektedir. Kuzeydeki bu yüksek manyetik değerlerin varlığı kara alanındaki fayların devamı şeklinde olduğunu düşündürmektedir. K2 sismik kesitinde bu fayların devamı şeklinde düşünülen fay yüzeye kadar çıkmış ve taban topoğrafyasını da etkilemiştir (Şekil 4.58). Sismik kesite paralel olarak alınan bu yüksek süseptibilite ile temsil edilen yapı bu fay ile ilişkilendirilmiştir. Gölün kuzeyinde baskın yapının toplam manyetik alan haritasından KB-GD olduğu görülmektedir. Bu yapı İznik Gölü'nün evriminde önemli rol oynamış olmalıdır. KB-GD eğilimin sığ derinlikleri etkilediğini yaklaşık olarak yapının üst ve alt derinliği 180 m ile 450 m olarak değişmektedir. Euler çözümlerinde $SI= 0.5$ $WS=15*15$ olarak seçilen sonuçlarda kümelenme noktaları derinliğin 250 ile 500 arasında değiştiğini göstermektedir. Sonuç olarak yapının varlığı Euler çözümlerinin sonuçları ile de uyumludur. SED tekniği ile yapı sınırları ve eğim yönü belirlenmiştir. SED tekniği sonuçlarında eğim yönü kuzeyde KB-GD olarak görülmektedir. Modellemede yapıyı sınırlayan yerde fayın olabileceği düşünülmektedir. Modellemede güney kısımda görülen yapıyı sınırlayan fayın KAF'ın orta kolu olan fayla ile örtüştüğü fay olarak yorumlanmıştır. Gölün güney kısmına doğru yaklaşıldıkça manyetik değerler artmaktadır. Gölün kuzey ve güneyinde yüksek bir yapı hakim iken bu profilin ortalarında düşük bir yapı takip etmektedir. Sonuç olarak modellenen bu profilde gölün kuzey ve güneyinin faylarla sınırlandığı görülmektedir.

Hesaplanan modelin gözlenen manyetik değerler ile çakışması hattın uçlarında ve ortalarında iyi sonuçlar vermiş ve uyumsuzluk çok azdır. (Hata: 6.8).



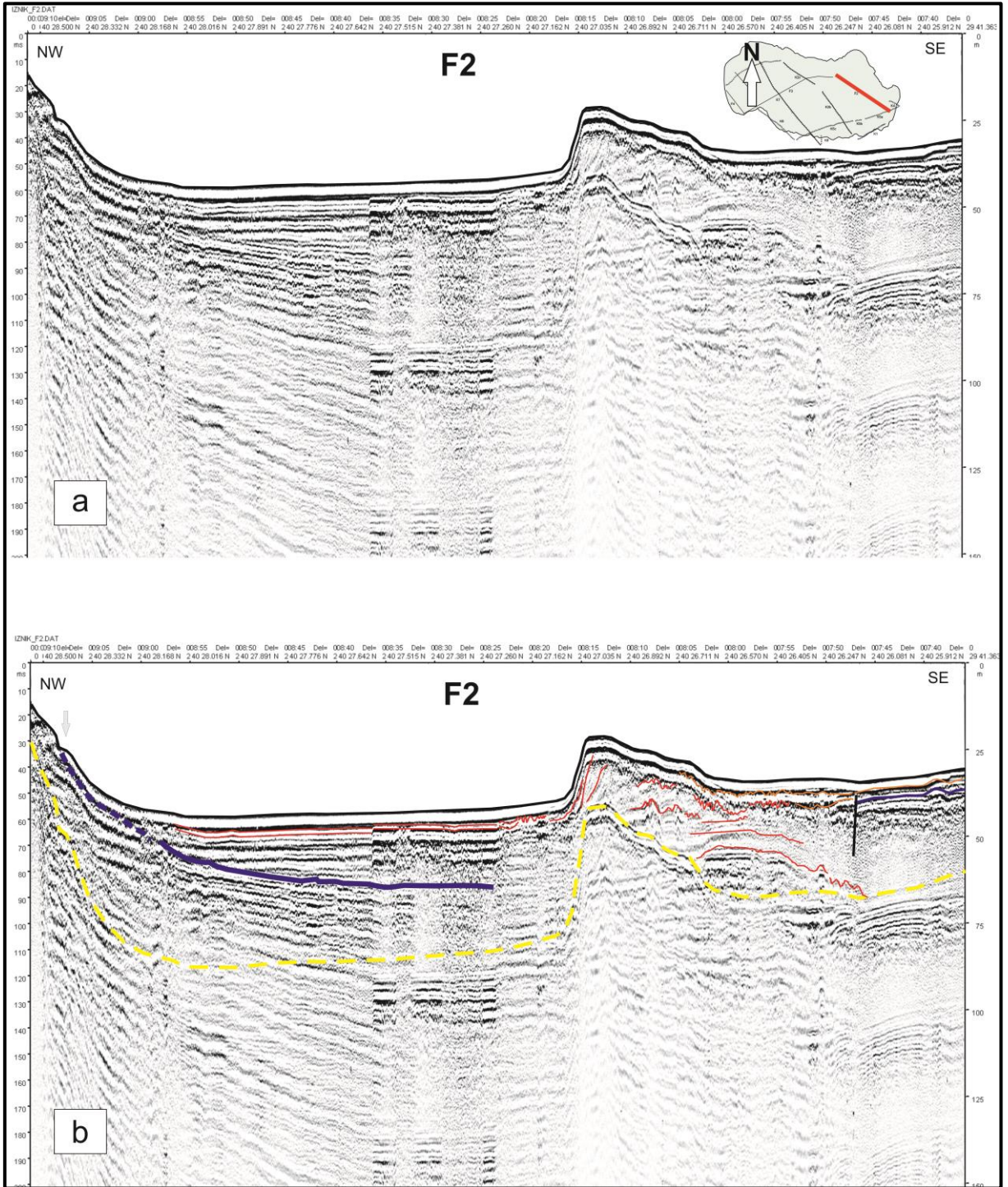
Şekil 4. 58: a) K2 nolu sismik kesitin yorumlanmamış hali b) K2 nolu sismik kesitin yorumlanmış hali (Öztürk ve diğ., 2009'dan değiştirilerek (siyah kesikli çizgi fayı göstermektedir)).



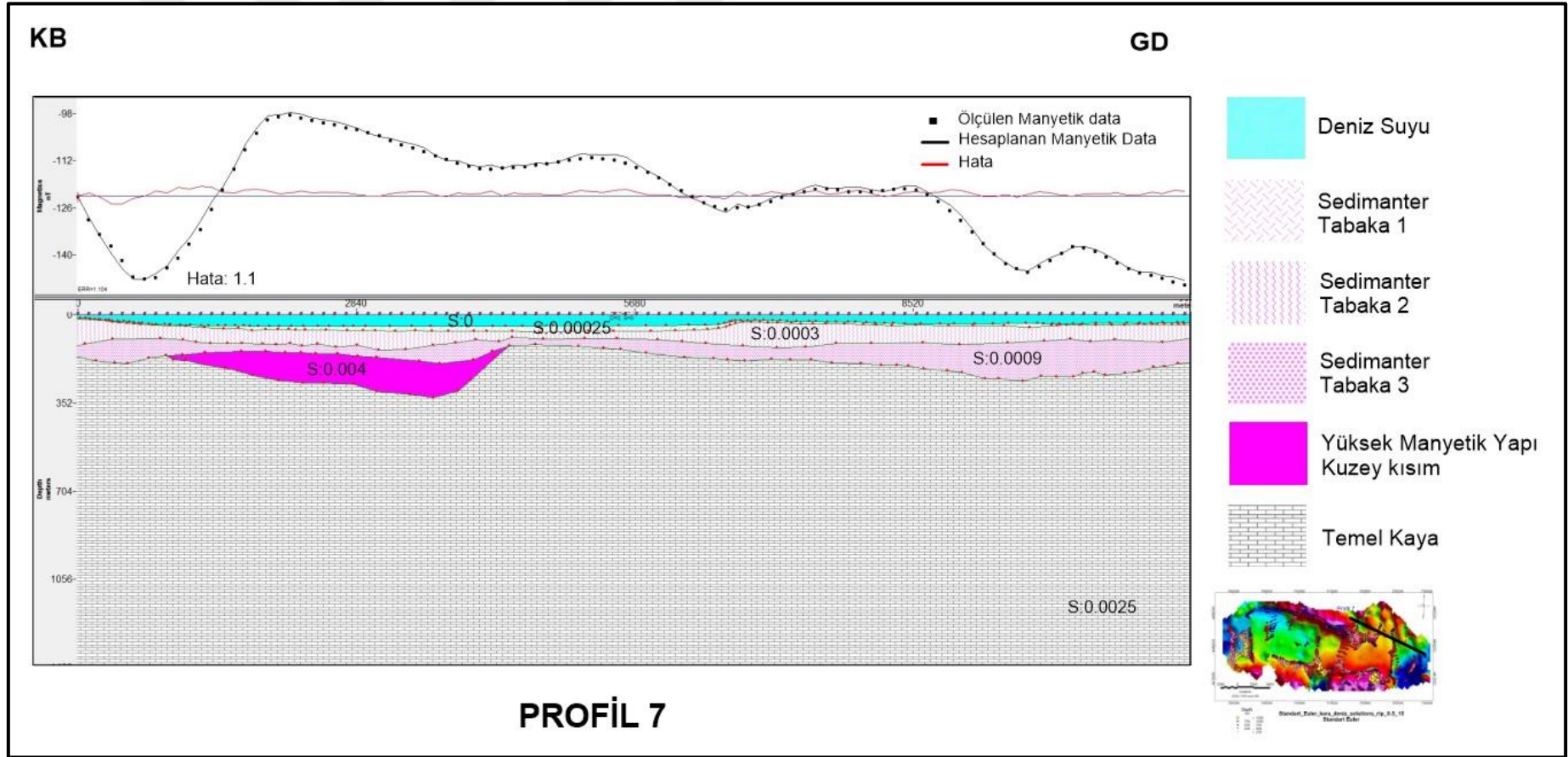
4.5.3.7. Profil 7

Manyetik veriden KB-GD yönlü alınan Profil 7 yaklaşık olarak 11.3 km'dir (Şekil 4.61). TÜBİTAK İznik Gölü ve çevresinin kuvaterner evrimi ve paleosismolojisi isimli YDABAG-102Y109 no'lu projede ve yorumlanan Hat 1 (Şekil 4.60) sismik kesitine yaklaşık olarak aynı alınan profil Şekil 4. 61'de yorumlanmıştır. Alpar ve diğ., (2003) tarafından da bu kesit değerlendirilmiştir. Sismik kesit yorumlandığında kıyılara doğru yaklaştıkça havza kenarlarında daha yüksek çökel girdisinin olduğu göze çarpmaktadır. Gölün ortasında bu durum göl tabanında ani bir sırt şeklinde açıkça görülmektedir.

Modellemesi yapılan Profil 7'de gözlenen tüm manyetik değerler negatiftir (Şekil 4.61). Kuzey başlangıç ve güneydoğu uç noktalarında çok düşük negatif manyetik değerler gözlenirken orta kısımlarında nispeten daha yüksek manyetik değer hakimdir. Modellemelerde farklı manyetik duyarlılıklara sahip yapılar tanımlanmıştır (Tablo 4.5). Modelde süseptibilite değerleri 0.00025 emu/cm^3 ile 0.004 emu/cm^3 aralığında değişmektedir. Düşük süseptibiliteli kayaç olarak sedimanter kayaçlar gölün güneydoğu kıyılarına doğru yaklaşık 250-300 m' lere kadar inmektedir. Yüksek manyetik yapının ise kuzeydoğu kıyılarından profilin ortasına kadar devam ettiği göze çarpmaktadır. Kuzeydeki euler çözümlerinin sonuçlarında SI=0.5 WS=15*15 seçildiğinde derinliğin 250 m ile 750 m arasında değiştiği hesaplanmıştır. Modellemedeki yapının derinliği 100 m ile 350 m derinliğine kadar inmektedir. Euler çözüm sonuçlarıyla modellemelerdeki yapıların derinlikleri uyum içindedir. Hesaplanan modelin gözlenen manyetik değerlere üst üste oturması hattın uçlarında ve ortalarında iyi sonuçlar vermiş ve uyumsuzluk çok azdır. (Hata: 1.1).



Şekil 4. 60: a) F2 nolu sismik kesitin yorumlanmamış hali b) F2 nolu sismik kesitin yorumlanmış hali (Alpar ve diğ., 2003'den değiştirilerek (siyah çizgi olası fayı göstermektedir)).



Şekil 4. 61: Profil 7 modelleme sonuçları (Süseptibilite değerleri cgs birim sistemine göre yapılmıştır).

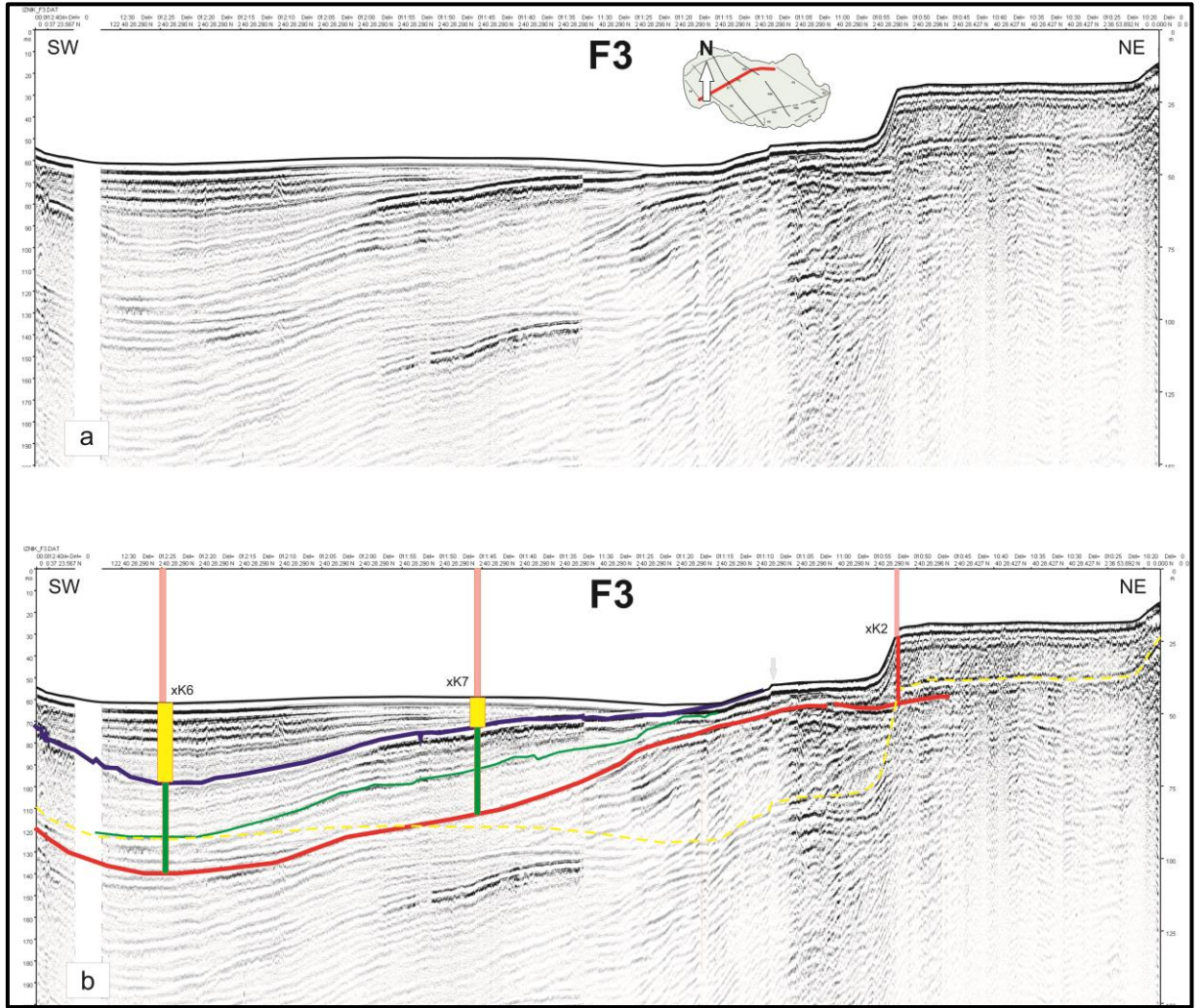
4.5.3.8. Profil 8

İznik Gölü'nün kuzey ve güney kıyılarındaki yüksek süseptibilite değerlerine sahip yapıları farklı bir açıdan modellemek için KD-GB doğrultulu yaklaşık olarak 18.9 km uzunluğunda Profil 8 alınmıştır (Şekil 4.63). Profil 8, Öztürk ve diğ., (2009) tarafından yorumlanan F3 sismik kesitine yaklaşık olarak paraleldir. (profilin kuzeye yakın kısımları GB-KD olarak devam ederken, sismik profilde yaklaşık olarak D-B olarak devam etmiştir (Şekil 4.62) Sismik kesitteki kuzey kısımlardaki göl çökellerindeki en önemli sedimanter sekansların, gölün kuzeydoğusundaki Karadere Nehri'nin sular altında kalmış deltalarının olduğu ve bu birimlerin 35 m-40 m seviyelerine düştüğünde paleo-kıyı şeridini temsil ettiği Öztürk ve diğ., (2009) tarafından belirtilmiştir.

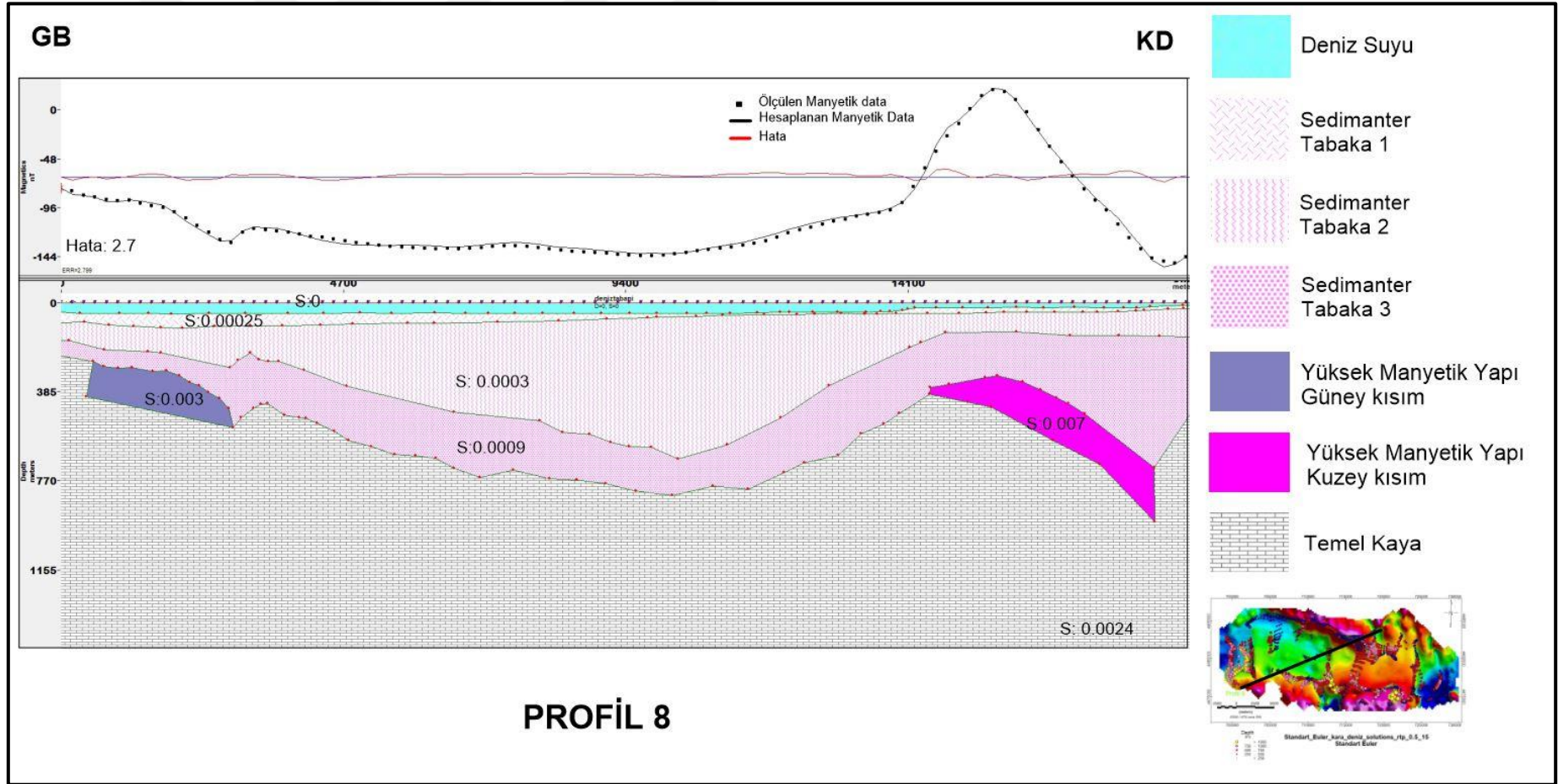
Gözlenen manyetik profilin güney kısımlarından gölün ortasına kadar düşük manyetik değerler, kuzeyine doğru ise yüksek manyetik değerler gözlenmiştir (Şekil 4.63). Güney kısımda yapının belirgin olduğu kısımlarda -78 nT ile -130 nT ya kadar düşerken, bu profilin en kuzey kısmındaki yapının pik yaptığı yerdeki değeri 20 nT'dan -150 nT kadar düşerek değişmektedir.

Modellemelerde yapılar, manyetik duyarlılıklarına göre farklı renklerde gruplandırılmıştır (Şekil 4.63). Sedimanter tabaka 1, sedimanter tabaka 2 ve sedimanter tabaka 3 düşük manyetik yapılar adı altında renklendirilmiş düşük manyetik yapılar sedimanter kayalar olarak değerlendirilmiştir. Bu düşük manyetik yapılar 0.00025 ile 0.0009 emu/cm^3 arasında süseptibilite değerlerine sahiptir. Mor, pembe ve temel kaya olarak adlandırılan yapılar ise yüksek manyetik yapıları temsil etmektedir. Bu yüksek manyetik yapılar 0.0025 emu/cm^3 ile 0.007 emu/cm^3 arasında süseptibilite değerlerine sahiptir. Bu modellemede en önemli yüksek manyetik yapıların gölün kuzey ve güney sınırlarında olduğu göze çarpmaktadır (Şekil 4.63). Düşük sedimanter oranları gölün ortalarında sırtlara yakın yerlerde görülmektedir (Ülgen ve Franz, 2008).

Gölün kuzey kısmında güvenilir euler çözümleri elde edilmiştir. Euler çözümleriyle korele edildiğinde yüksek süseptibiliteye sahip yapının yüzeyden 300 m ile derine doğru yaklaşık 900 m kadar derinlikle sınırlandığını söylemek mümkündür. Sismik kesitte görülen fayın yermanyetik alanının ani yükselimi bu kısımda gözlenen fayın varlığını işaret etmektedir. Hesaplanan modelin gözlenen manyetik değerler ile üst üste oturması hattın uçlarında ve ortalarında oldukça iyi sonuçlar vermiştir (Hata: 2.7).



Şekil 4. 62: a) F3 nolu sismik kesitin yorumlanmamış hali b) F3 nolu sismik kesitin yorumlanmış hali (Alpar ve diğ., 2003 ve Öztürk ve diğ., 2009'dan değiştirilerek).



Şekil 4. 63: Profil 8 modelleme sonuçları (Süseptibilite değerleri cgs birim sistemine göre yapılmıştır).

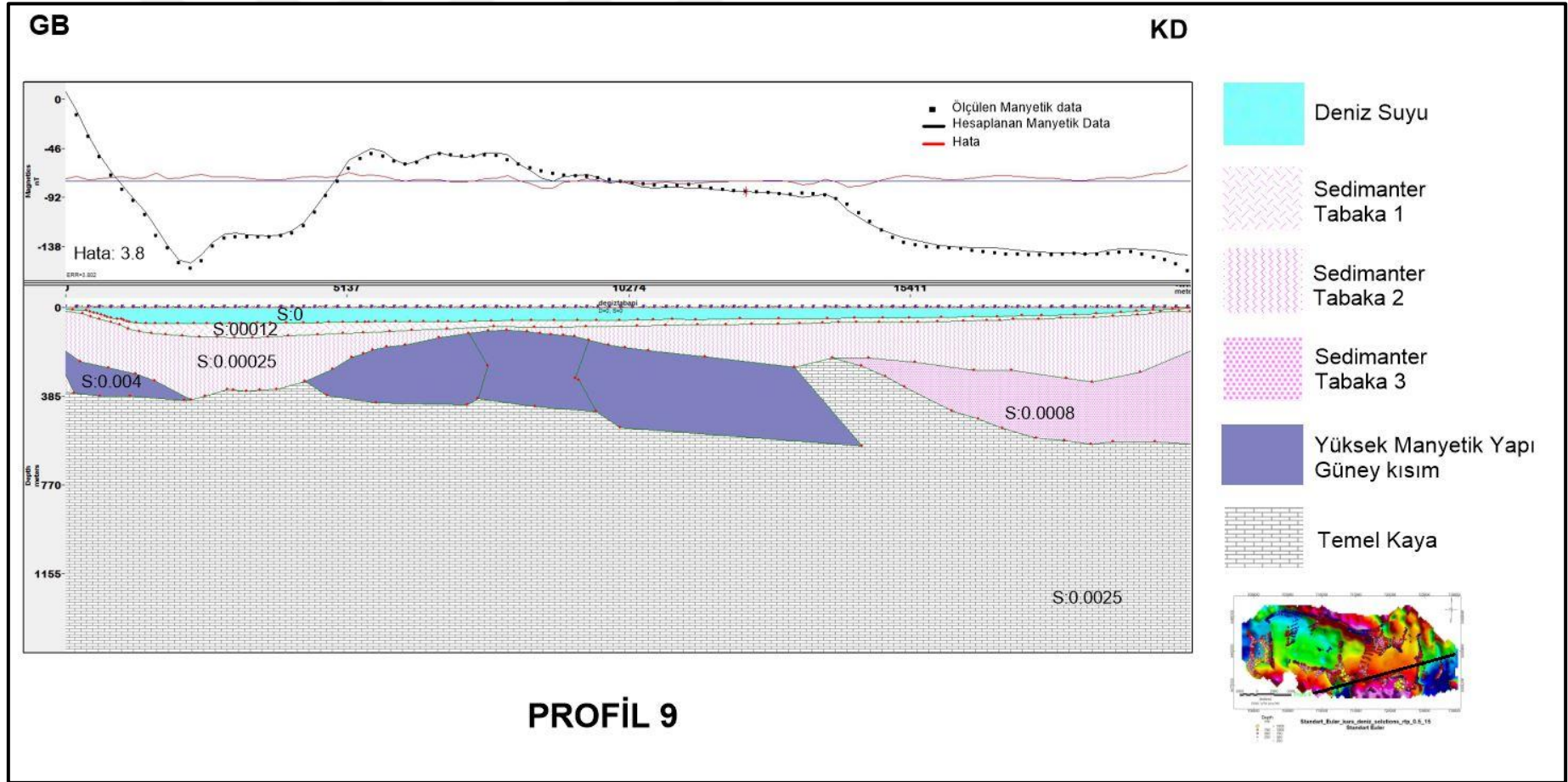
4.5.3.9. Profil 9

İznik Gölü ve çevresinin kuzey ve güney kıyılarındaki çevresine göre yüksek manyetik özellik gösteren yapıların daha iyi yorumlanması amacıyla alınan 20.5 km uzunluğunda GB-KD yönlü Profil 9 alınmıştır (Şekil 4.64).

Gözlenen manyetik profilin güney kıyılarından gölün ortasına kadar yüksek manyetik değerler, kuzeydoğuya doğru düşük manyetik değerler gözlenmiştir.

Modellemelerde yapılar, manyetik duyarlılıklarına göre farklı renklerde gruplandırılmıştır (Şekil 4.64). Sedimanter tabaka 1, sedimanter tabaka 2 ve sedimanter tabaka 3 düşük manyetik yapılar adı altında renklendirilmiş olup, düşük manyetik yapılar büyük ihtimalle sedimanter kayalar olarak değerlendirilmiştir. Bu düşük manyetik yapılar 0.00012 ile 0.0008 emu/cm³ arasında süseptibilite değerlerine sahiptir. Mor ve temel kaya olarak adlandırılan yapılar ise yüksek manyetik yapılar olarak temsil edilmiştir. Bu yüksek manyetik yapılar 0.0025 ile 0.004 emu/cm³ arasında süseptibilite değerlerine sahiptir. Bu modellemede en önemli yüksek manyetik yapıların gölün güney sınırlarında olduğu göze çarpmaktadır. Düşük sedimanter oranları gölün kuzeybatısında görülmektedir.

Gölün güney kısımlarında elde edilen Euler çözümlerinden yapının 250 m ile 1000 m derinlikle sınırlandığını söylemek mümkündür. Hesaplanan modelin gözlenen manyetik değerlere üst üste oturması hattın uçlarında ve ortalarında oldukça iyi sonuçlar vermiştir (Hata: 3.8).

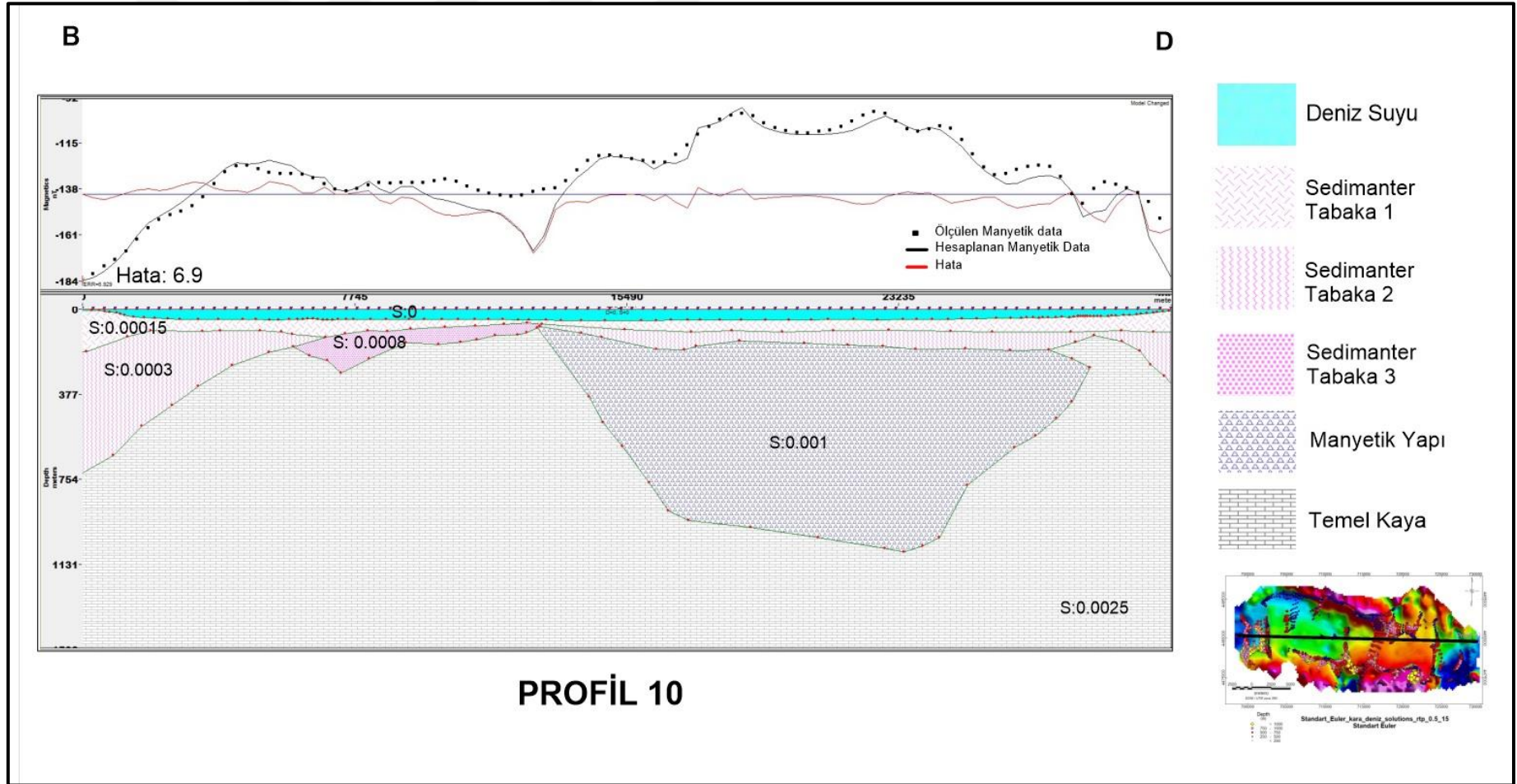


Şekil 4. 64: Profil 9 modelleme sonuçları (Süseptibilite değerleri cgs birim sistemine göre yapılmıştır).

4.5.3.10. Profil 10

İznik Gölü ve çevresinde alınan tüm profilleri kesebilecek şekilde B-D yönlü alınan Profil 10 30.9 km'dir. Batıda manyetik değerlerin oldukça düşük olduğunu İznik Gölü'nün ortalarından doğusuna doğru gidildikçe batısına göre oldukça yüksek manyetik değerlerin olduğu görülmektedir. Modellemelerde yapılar, manyetik duyarlılıklarına göre farklı renklerde gruplandırılmıştır (Şekil 4.65). Sedimanter tabaka 1, sedimanter tabaka 2 ve sedimanter tabaka 3 düşük manyetik yapılar adı altında renklendirilmiş olup, düşük manyetik yapılar büyük ihtimalle sedimanter kayalar olarak değerlendirilmiştir. Bu düşük manyetik yapılar 0.00015 ile 0.0003 emu/cm³ arasında süseptibilite değerlerine sahiptir. Temel kaya olarak adlandırılan yapı ise 0.0025 emu/cm³ süseptibilite değerine sahiptir. Elde edilen model çalışmasında orta kısma kadar sediman tarafından doldurulmuş, doğuya doğru ise 0.001 emu/cm³ süseptibilite değerine sahip yapının varlığı söz konusudur. Gölün batı kısmında Euler çözümleri sonuçları değerlendirildiğinde sediman birikiminin oldukça fazla olduğu ve 100 m'den 750 m'ye kadar sınırlandığını söylemek mümkündür. Euler çözümlerinde yine çevresine göre yüksek süseptibilite değerine sahip yapı 250 m – 1000 m derinliğine kadar sınırlanmıştır. Modellemede bu yapının sınırları üst derinlik 150 m alt derinlik 1050 m olarak modellenmiştir. Genel olarak bakıldığında bu yapının varlığı Profil 8'de de görülmektedir. Diğer profillerde de batıdaki sediman birikiminin oldukça fazla olduğu göze çarpmaktadır.

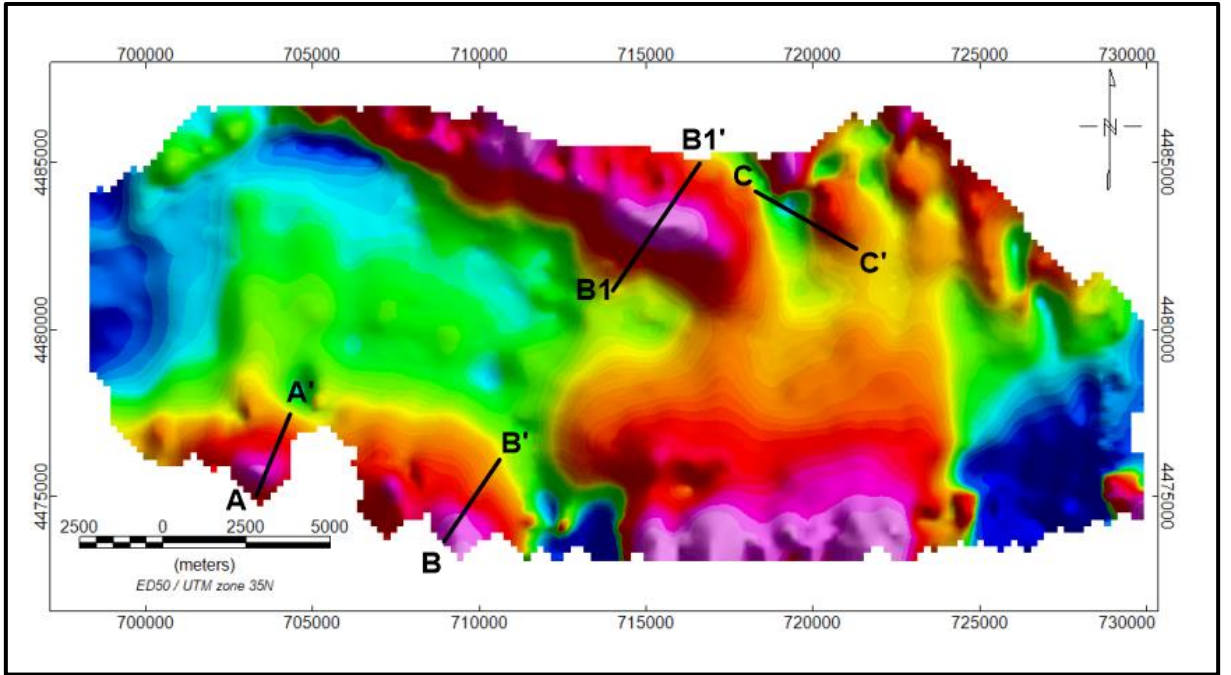
Hesaplanan modelin gözlenen manyetik değerlere üst üste oturması hattın uçlarında iyi sonuçlar vermiştir (Hata: 6.9).



Şekil 4. 65: Profil 10 modelleme sonuçları (Süseptibilite değerleri cgs birim sistemine göre yapılmıştır).

4.6. TERS ÇÖZÜM

İznik Gölü ve çevresinde belli profillerde alınan manyetik verilerinin modellemesinde ters çözüm tekniği kullanılmıştır. Yöntemin amacı, modelden hesaplanan kuramsal veri ile ölçülen verilerin karşılaştırılmasıdır. Profillerin seçiminde anomalilerdeki önemli değişimler temel alınmıştır. A-A', B-B', B1-B1', C-C' olarak belirlenen profillerin anomaliye neden olan yapıları tek tek ele alınarak ve ters çözüm tekniği ile modelleri oluşturulmuştur (Şekil 4.66). Elde edilen sonuçların çözüm parametreleri Tablo 4.6'da verilmiştir. Tüm profillerde yermanyetik alanının eğim açısı $I=58^\circ$ ve sapma açısı $D=5^\circ$ olarak alınmıştır.

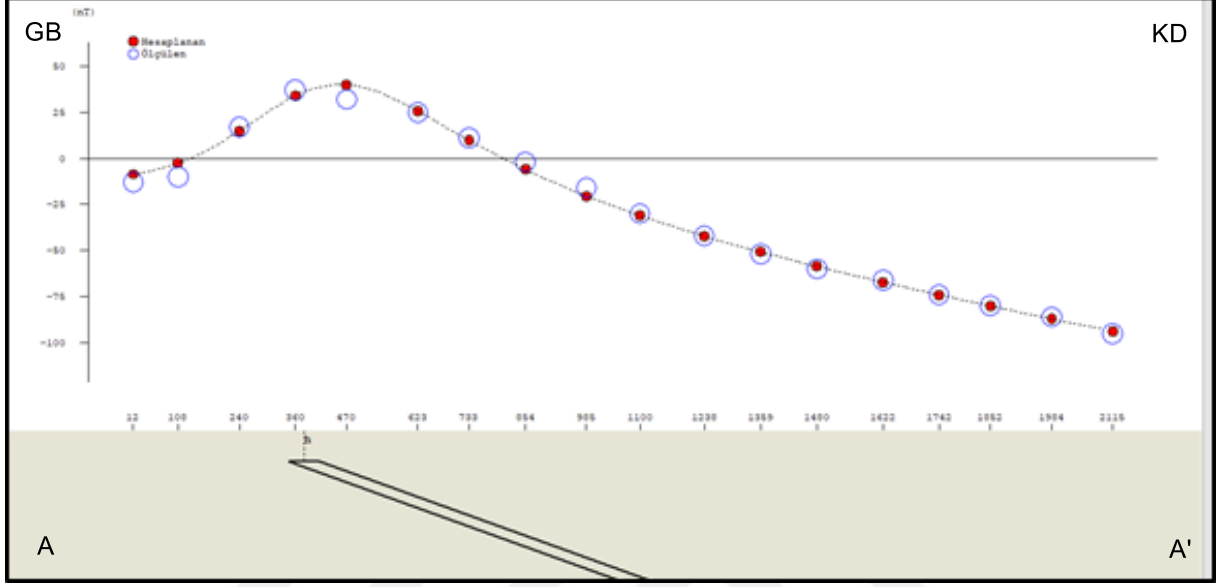


Şekil 4. 66: Toplam manyetik alan haritası üzerinde alınan profillerin ters çözüm lokasyon haritası.

4.6.1. A- A' Profili

A-A' profili düz çözüm modellemesinde Profil 1' in güney kısmındaki yapının aynı koordinat noktalarında alınmış bir profildir (Şekil 4.51). Şekil 4.67'de Ters Çözüm programında model yapı ince levha olarak seçilmiş ve model derinlik değerleri hesaplatılmıştır. Toplam manyetik alan verilerine uygulanan gerek Euler Dekonvolüsyon tekniği ile gerekse düz çözüm ile yapı sınırı ve uzanımı 200-240 m'ler arasında belirlenmiştir. İnce levha modeli için yapılan ters

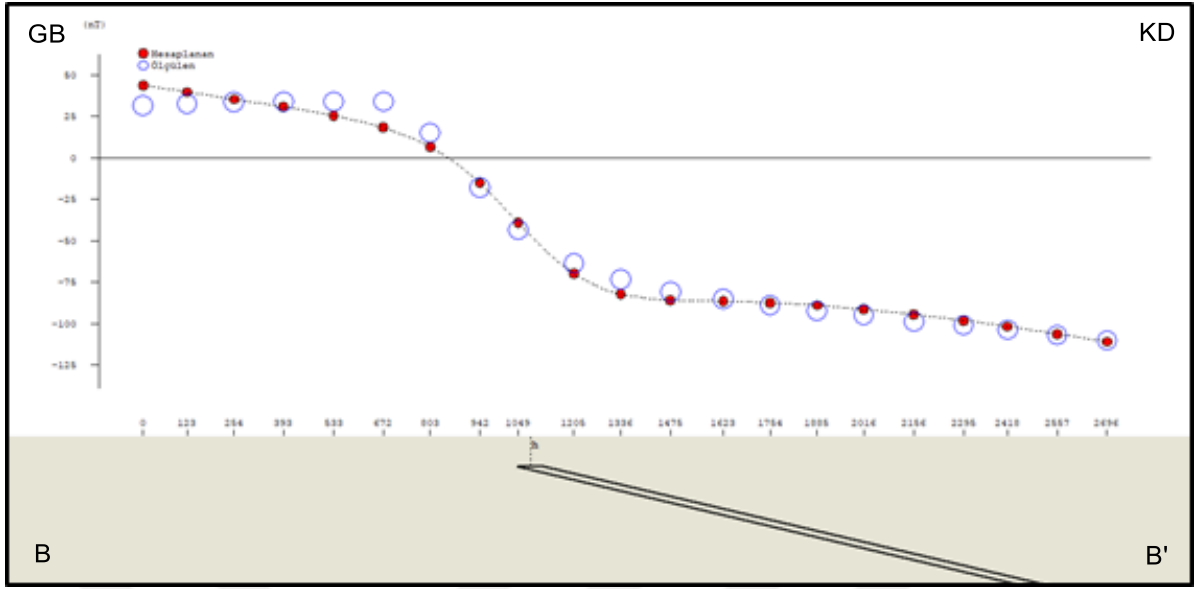
çözüm sonucunda üst yüzeyinin derinliği 35 m, alt derinliğinin ise 350 m olarak belirlenmiştir. Belirlenen yaklaşık yapı derinlikleri göz önüne alındığında, yapının oldukça sığ bir derinlikte olduğu söylenebilir.



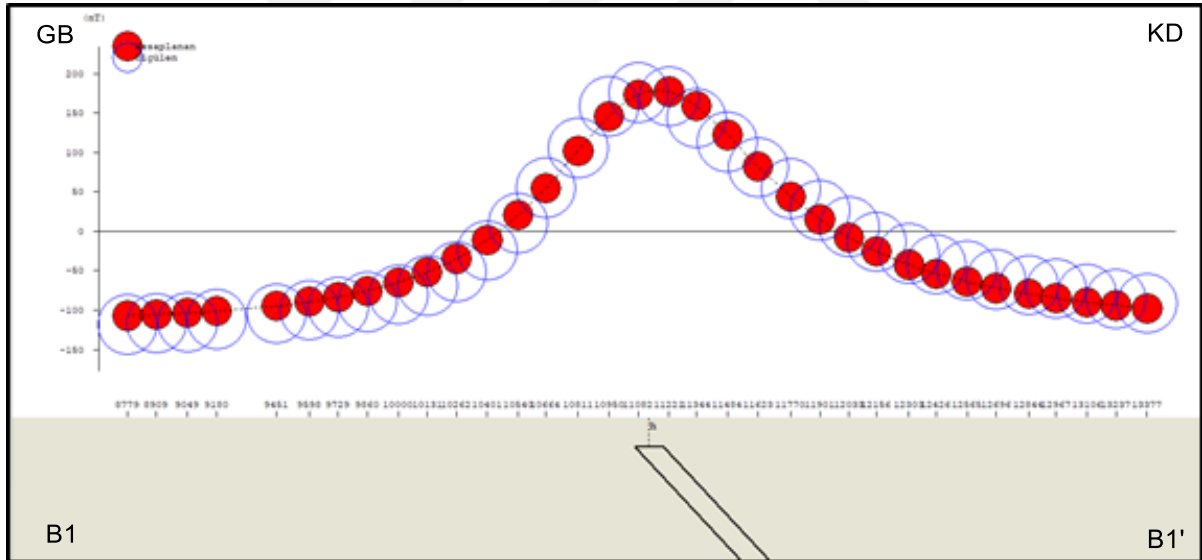
Şekil 4.67: Toplam manyetik alan haritası üzerinde alınan A-A' profilinin ters çözüm sonucu.

4.6.2. B-B' ve B1- B1' Profili

B-B' profili düz çözüm modellemesinde Profil 2'nin (Şekil 4.52) güney kısmındaki yapının aynı koordinat noktalarında alınmış bir profildir. Şekil 4.68'de ters çözüm programında model yapı ince levha olarak seçilmiş ve model derinlik değerleri hesaplatılmıştır. İnce levha modeli için yapılan ters çözüm sonucunda üst yüzeyinin derinliği 37 m, alt derinliğinin ise 373 m olarak belirlenmiştir. Belirlenen yaklaşık yapı derinlikleri göz önüne alındığında, yapının oldukça sığ bir derinlikte olduğu söylenebilir. B1-B1' profili, kalın dayk modeli için yapılan ters çözüm sonucunda üst yüzeyinin derinliği 63 m, alt derinliğinin ise 636 m olarak belirlenmiştir (Şekil 4.69).



Şekil 4. 68: Toplam manyetik alan haritası üzerinde alınan B-B' profilinin ters çözüm sonucu.

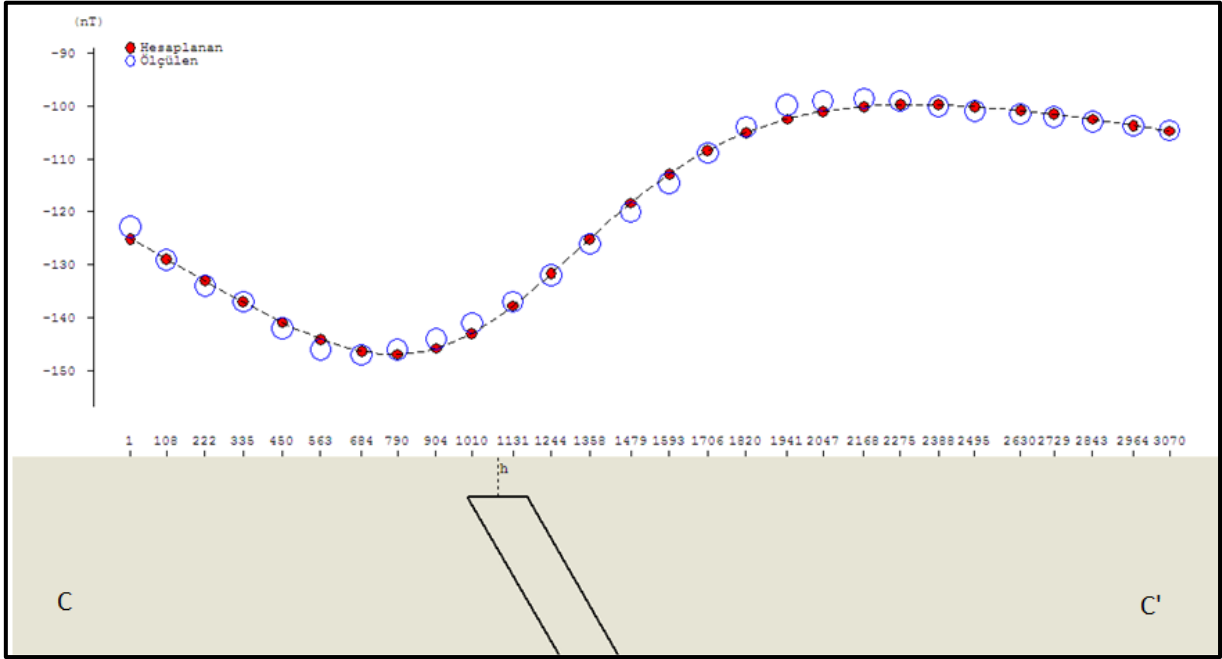


Şekil 4. 69: Toplam manyetik alan haritası üzerinde alınan B1-B1' profilinin ters çözüm sonucu.

4.6.3. C-C' Profili

C-C' profili düz çözüm modellemesinde Profil 7'in (Şekil 4.61) kuzey kısmındaki yapının aynı koordinat noktalarında alınmış bir profildir. Şekil 4.70'de ters çözüm programında model yapı ince levha olarak seçilmiş ve model derinlik değerleri hesaplatılmıştır. İnce levha modeli

için yapılan ters çözüm sonucunda üst yüzeyinin derinliği 88 m, alt derinliğinin ise 881 m olarak belirlenmiştir.



Şekil 4. 70: Toplam manyetik alan haritası üzerinde alınan C-C' profilinin ters çözüm sonucu.

Tablo 4. 6: Seçilen profillerin ters çözüm sonuçları.

Profil	Üst derinlik	Alt derinlik	Başlangıç uzaklık
A – A ^I	35 m	350 m	12-2115 m
B – B ^I	37 m	373 m	1-2696 m
B1 – B1 ^I	63 m	636 m	8779 – 13377 m
C – C ^I	88 m	881 m	1- 3070 m

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

[Bu doktora tezinde, İznik Gölü ve çevresinin tektonik evriminin jeofizik yöntemlerle incelenerek ortaya konulmasını amaçlamaktadır. Çalışma, manyetik ve sismik verilerinden gölün oluşum mekanizmasının belirlenmesi, göl içerisinde var olan yapısal unsurların saptanması, yapısal unsurların tektonizma ve jeoloji ile ilişkisinin irdelenmesi, fayların konumunun ortaya konulması temellerine dayanmaktadır. Bölgede yapılmış olan paleomanyetik verilerin değerlendirilmesinde ise gölün oluşumundaki tektonik mekanizmanın rotasyonlarla karşılaştırılması ve tespit edilen faylarla olan ilişkisinin ortaya konulmasını kapsamaktadır.

İznik Gölü'nün derinlik bilgisi DSI'den alınarak kontur haritası çizdirilmiştir. Elde edilen batimetri haritası incelendiğinde; gölde en düşük -5 m konturu ile başlayıp en yüksek -70 m konturuna kadar ulaştığı görülmüştür (Şekil 2.3). En derin nokta güney havzasında yer almaktadır. Bunu nedeni, KAF'ın gölün güney sınırını oluşturması ve tektonik olarak dik yamaçlar oluşturmasıdır. (Franz ve diğ., 2006). Gölün kuzeyinde bulunan 55 m derinlikteki çukurlukla güney kenarında 70 m derinliğindeki çukurluğun kıyısının dik olduğu, bu dikliklerin sınırlarının da faylı olduğuna işaret etmektedir (Doğan, 2011). Kuvaterner alüvyal yelpazeler gölün güney kıyılarında, Orhangazinin güneyinde ve özellikle İznik düzlüğünde fayların önünde görülmektedir.

Manyetik ölçümlerden elde edilen sonuçlar alt bölümler halinde değerlendirilmiştir. İlk olarak anomali haritalarından yapı sınırları ve derinlikleri elde edilmiş ve yorumlanmıştır. Bu verilerden yararlanılarak modelleme aşamasında 10 profil için olası faylar ve yapılar değerlendirilmiş ve yorumlanmıştır. Bu sonuçlardan fay model haritası oluşturulmuş ve paleomanyetik verilerle İznik Gölü'nün tektonik yapısı modellerle açıklanmıştır.

5.1. YAPI SINIRI VE DERİNLİK SONUÇLARI

İznik Gölü'nde ve çevresinde manyetik anomali ölçümlerinde havza içerisindeki çökeller, yapısal unsurlar, yüzeyde herhangi bir izi gözlenemeyen olası gömülü fayların neden olduğu süreksizlikler saptanmaya çalışılmıştır. Yapıların sınırlarının ve derinliklerinin saptanabilmesi

için yatay gradiyent, analitik sinyal, tilt açısı, güç spektrumu ve euler dekonvolüsyon tekniği kullanılmıştır. Bu analiz teknikleri ile işlenen bu veriler sonucunda çok önemli sonuçlara ulaşılmıştır. Bu bulgulardan elde edilen sonuçlar şu biçimde tanımlanabilir;

—Yatay gradiyent haritaları yapı sınırlarını daha net ortaya çıkarmaktadır. İznik Gölü'nün kutba indirgenmiş yatay gradiyent haritası (Şekil 4.19) kuzeyde ve güneyde KB-GD ve D-B doğrultularında önemli bir yapı sınırını işaret etmektedir.

—Euler dekonvolüsyon tekniği çözümlerinde yapı indeksi (SI), pencere boyu (WS) önemli rol oynamaktadır. Bu nedenle Şekil 4.27 ile Şekil 4.46 arasında SI ve WS değerleri değiştirilerek en iyi çözüm elde edilmeye çalışılmıştır. Bu çözümlerde en iyi yapı indeksi SI=0 kontakt tipi, SI=0.5 kalın basamak ve SI=1 dayk için pencere boyutunda WS=15*15 olarak belirlenmiştir. Şekil 4.47, Şekil 4.48 ve Şekil 4.49 incelendiğinde haritanın kuzeyinde KB-GD, güneyinde KB-GD, batısında K-G, ortasında K-G ve doğusunda K-G doğrultusunda yapı sınırını oluşturacak çizgisellikler tespit edilmiştir. Kuzeyindeki çizgisellikler daha çok 250m – 500m derinlikten 750m derinliğine ulaşan dik bir kontakt/dayk tipi yapı şeklindedir. Bu çizgisellikler haritanın doğusuna doğru gidildiğinde karakter değiştirmiş olup, KD'ya eğimli 750 m'ye ulaşan bir yapı haline dönüşmüştür. Güneyde yer alan çizgisellikler doğudan batıya doğru derinleşen 1000 m'nin üzerinde bir derinlik dağılımı göstermektedir. Bu çizgisellikler batıda güneye doğru eğimliken, doğuya doğru gidildikçe kuzeye doğru eğimlidir. Bir diğer çizgisellik gölün ortasında ve doğusunda yer alan K-G çizgiselliklerdir. İznik Gölü'nün orta kesimde görülen çizgisellikler, sismik kesitlerde de (Şekil 4.58) basınç sırtları olarak adlandırılan yapıların sınırlarına karşılık gelmektedir.

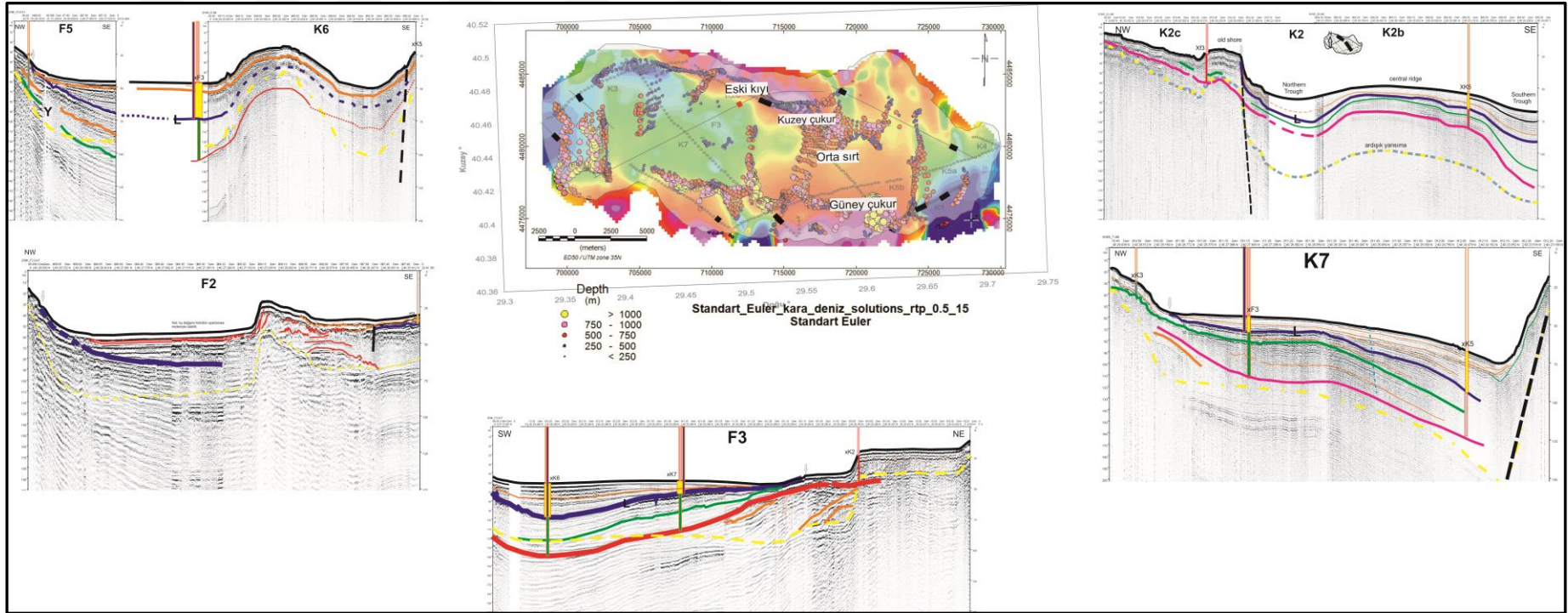
—Yapı sınırı belirleme yöntemi olarak bir diğer analiz tekniği olan SED, manyetik anomaliye neden olan kaynağın sınırlarını belirlemek amacıyla çalışılmıştır. Şekil 4.16, Şekil 4.17, Şekil 4.18' de SED'in artan maksimum sonuçlarını göstermektedir. SED analizi sonuçlarından elde edilen haritalarının incelenmesinden çizgiselliklerin hâkim olduğu yapıların yönünün, KB-GD, D-B ve K-G yönlerinde olduğu gözlenmiştir. Euler dekonvolüsyon, yatay gradiyent ve tilt açısı haritalarında da benzer sonuçlar elde edilmiştir.

—Manyetik anomaliye neden olan yapıların derinlere doğru dağılımlarını belirlemek için güç spektrumu uygulanmıştır. Şekil 4.26' daki güç spektrumu eğrisi, bölgede en derin yapının

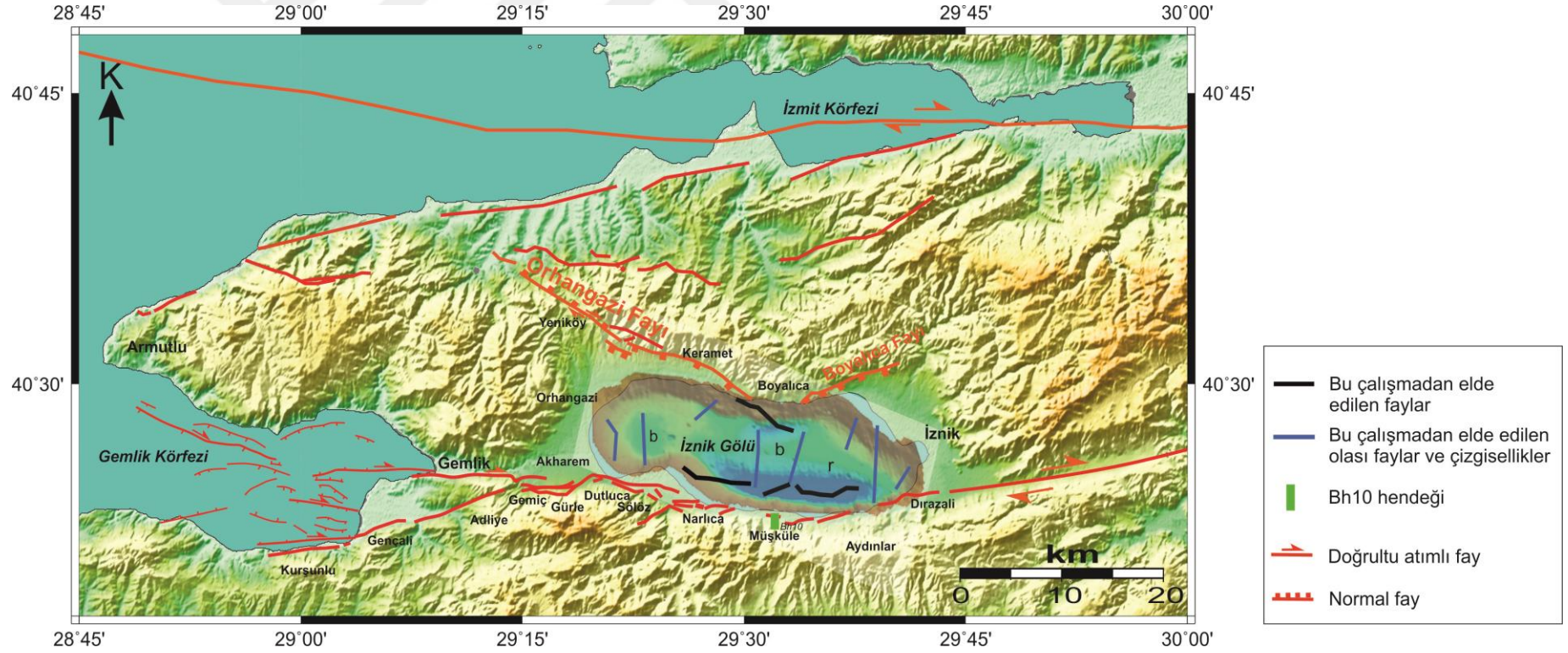
1.58 km ve diğer yapının 0.34 km ve 0.71 km derinliğine sahip olduğunu gösterir. Bu da euler dekonvolüsyon sonuçlarından elde edilen derinlikleriyle uyumludur.

Bu analizler sonucunda ve sismik kesitler ile birlikte değerlendirilerek (Şekil 5.1 ve Şekil 5.2) üç farklı tektonik yapı unsuru ayırt edilmiştir.

- 1) Kuzeyde göl içerisinde yüksek yapısal unsurun KB-GD doğrultulu bir yapı tespit edilmiştir. Bu yapı, karada Alpar ve Yaltırak (2002) tarafından normal oblik fay olarak tanımlanan Orhangazi Fayı'nın bir devamı olarak yorumlanmıştır.
- 2) Güneyde gözlenen yüksek manyetik anomaliler sismik kesit ve yapılan yapı sınır analizlerinden KAF'ın göl içerisindeki uzanımı olarak nitelendirilmiştir. Ayrıca göl içerisinde bu bölgenin batimetrisinde görülen derin çukur yapıların bu faylanma ile oluştuğu düşünülmektedir. Birçok çalışmada KAF'ın orta kolu İznik Gölü'nün güney kenarını takip ederek Gemlik Körfezi'ne kadar ulaşmaktadır. Ancak, bu çalışmadan elde edilen sonuçlarda belirlenen yapıların fay olabileceği düşünülmektedir. Gölün güneyindeki bu faylar KAF'ın orta kolunun göl içinden devam ettiğini göstermektedir. Güneyde göl içerisinden geçen fay ile ilgili benzer bir sonuç Öztürk ve diğ. (2009) tarafından da verilmiştir.
- 3) Manyetik haritalarda gölün doğusunda, batısında ve ortasında K-G doğrultulu yapı sınırı olabilecek çizgisellikler tespit edilmiştir (Şekil 5.2). Sismik kesitlerden, yapı sınırı analizlerinden ve manyetik modellerden gölün doğu ve orta kesiminde çöküntü şeklindeki yapıların varlığı görülmektedir. Gölün batısında ise mavi renkle gösterilen iki çizgisel yapı arasındaki kısım sırt şeklinde yükselen yapı sınırlarına karşılık gelmektedir (Şekil 5.2). Bu yapılar, bölgede KAF'ın sol yanal hareketi sonucunda D-B sıkışması ve kıvrımlanma ile oluşan yapılar olarak yorumlanmıştır.



Şekil 5. 1: İzmit Gölü sismik verileri ve euler sonuçlarıyla karşılaştırılması.



Şekil 5. 2: İzmit Gölü ve çevresinde belirlenen faylar ve çizgisellikler (kırmızı ile gösterilen faylar (Öztürk ve diğ., (2009), Yaltrık ve Alpar (2002a), Özalp ve diğ., (2013), Alpar ve Yaltrık (2002)).

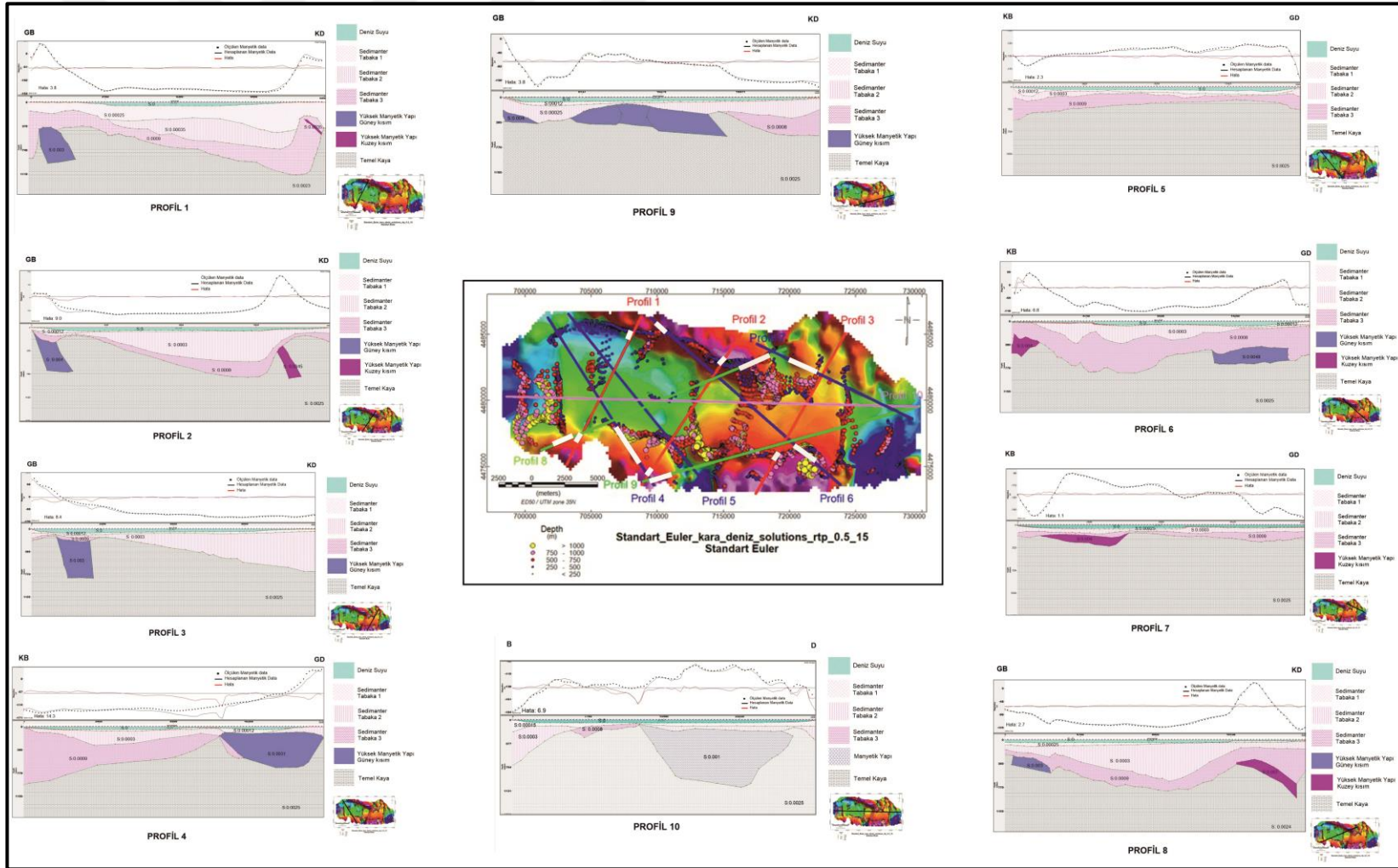
5.2. MODELLEME SONUÇLARI

Euler dekonvolüsyon ve ters çözüm ile birleştirilen değerlendirmeler sonucunda fayları kesecek şekilde profiller alınarak modelleme yapılmıştır. Manyetik model çalışmalarında sismik kesitlerden de yararlanılmıştır (Şekil 4.54, Şekil 4.56, Şekil 4.58, Şekil 4.60, Şekil 4.62). Sismik kesitler derinliğinin sığ olması nedeniyle yüzeydeki yapı sınırlarının belirlenmesinde başlangıç modeli olarak kullanılmıştır. Sismik kesitlerde derin yapıları görmek pek mümkün olmamıştır fakat yüzeye çıkan faylar ile yapılan modellemelerdeki fayların varlığı birbirleri ile örtüşmektedir. Modellemesi yapılan Profil 1, Profil 2, Profil 3, Profil 4, Profil 6, Profil 8 ve Profil 9 profillerinde İznik Gölü havzasının güneyindeki D-B eğiliminde fayın varlığı açıkça gözlenmektedir (Şekil 5.2, Şekil 5.3 ve Şekil 5.4). Güneyi çevreleyen bu fay K7 sismik kesitinde net bir şekilde dik bir yamacın önünde fayın varlığına işaret etmektedir. Euler, ters çözüm ve modelleme sonuçlarında güneydeki fayın derinliği üst derinlik yaklaşık 100 metrelerde iken derine doğru 1000 metrelerde sınırlanmaktadır. Doğan, (2011)'de Müşküle yakınlarında fay üzerinde açılan Bh10 hendek çalışmasında fay izlerine ve tabanda andezite rastlanılmıştır (Şekil 5.2). Modellemede gölün güneydoğusunda yüksek manyetik süseptibilite değerlerinin olması andezitin varlığından da kaynaklandığı düşünülebilir. Andezit volkanik bir kayaç olup süseptibilitesi yüksektir. Gölün kuzeyinde yüksek manyetik yapı model çalışmalarında oldukça net gözlenmektedir. Modelleme sonuçlarında Profil 1'in kuzeyinde bir yapının varlığı faya işaret etmektedir. Ters çözüm sonuçlarında da A1-A1' profilinde dayk modeli sonuç vermiştir. Bu değerlendirmeler sonucunda modellemede bulunan derinlik ile Euler sonuçları oldukça uyumludur fakat ters çözüm sonucunda daha derinde olduğu göze çarpmaktadır. Bu fay Profil 2 'de devam ederek Profil 3 'de artık varlığı gözlenmemektedir. Alpar ve Yaltırak (2002) tarafından gölün kuzeyinde kara alanında sağ yanal oblik normal fay şeklinde haritalanan Orhangazi fayı olarak tanıtılmıştır. Keramet- Yeniköy arasında KB doğrultulu 9 km uzunluğundaki bu fay gölün içerisinde belirlenen KB-GD doğrultulu fayın devamı şeklinde olduğu düşünülmektedir (Şekil 5.2). Gölün batısında oldukça düşük manyetik değerlerin oluşu düşük süseptibilite değerlerine sahip sedimanların varlığından kaynaklanmaktadır. Modellemelerde sediman kalınlığı oldukça fazladır. Kıyı alanlarına doğru havza kenarlarında daha yüksek çökel girdisini ifade etmektedir. Akarsu kaynağına yakın olduğundan çökelme ortamı sedimanter gelişimini belirlemiştir. Euler çözümlerinde de 800 m' lerde derinlik elde edilmiştir ve

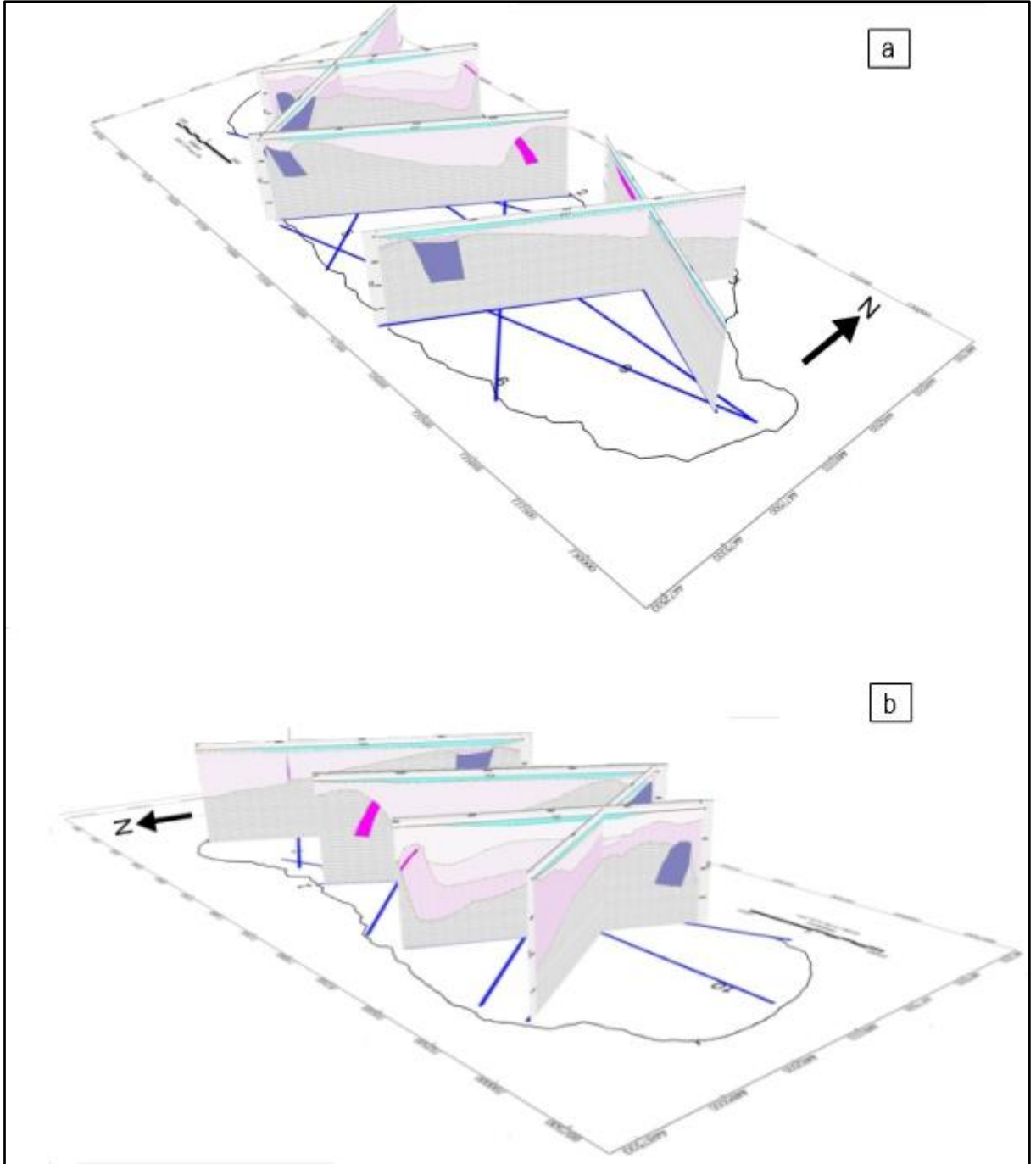
modelleme sonuçlarıyla örtüşmektedir (Şekil 5.3). Modellemelerde kuzeyde yüksek süsebtibilite değerine sahip yapılar dayk sokulumu kayaçlardan kaynaklanmaktadır. Faylar tarafından taşınan manyetik mineral solüsyonlarınca zengin gözenekler bırakmasıyla anomali kaynağı dayk türü yapılarca bazı modellemelerde temel kayayı kesmemiştir (Şekil 5.3).

Gölün doğusunun orta kısımlarında Profil 3 ve Profil 5' de görüldüğü gibi kısmen süsebtibilitesi yüksek bir yapının sırt şeklinde yükselmiş olduğu görülmektedir. Şekil 5.3' deki yapı sınır haritasında da bu bölgede K-G çizgisellikler tespit edilmiştir. Bunlar, bölgede KAF'ın sol yanal hareketi sonucu nedeniyle D-B sıkışması sonucunda kıvrımlanma ile oluşan yapılar şeklinde yorumlanmıştır.





Şekil 5. 3: İznik Gölü'nün manyetik verilerinin düz çözüm model sonuçları ve yeraltı modelleri.



Şekil 5. 4: Modelleme sonuçları.

5.3. TEKTONİK EVRİM

Bu çalışma ile manyetik ve sismik veriler ışığında bölgenin tektonik evriminden sorumlu faylar tespit edilmiştir. Buna göre İznik Gölü ve çevresinin oluşumunda kuzeyinde KB-GD doğrultulu Orhangazi Fayı ve KAF' ın orta kolu önemli bir rol oynamıştır. Sağ yönlü makaslama zonunun etkisiyle oluşmuş gölün içinde çöküntü ve sırtlar tespit edilmiştir.

Bir bölgenin tektonik evrimini ortaya koymada en etkili yöntemlerden biri de paleomanyetizmadır. İznik Gölü'nün hemen kuzeyinde Avşar ve İşseven (2009) tarafından Orta Eosen yaşlı volkanik çalışmalarından elde edilen detaylı paleomanyetik çalışma yapılmıştır. Bu çalışma sonuçlarına göre, Eosen'den günümüze kadar ki zaman içerisinde toplam $\sim 16^\circ$ lik saat yönü rotasyon yaptığı bulunmuştur (Avşar ve İşseven, 2009). Avşar ve İşseven (2009) bu 16 derecelik saat yönündeki rotasyonu KAF'ın kolları arasında gelişen makaslama kuvvetleri etkisiyle Armutlu Yarımadasındaki blokların saat yönündeki 16 derecelik dönmesiyle açıklamışlardır. Ancak Orbay ve diğ (1996) KAF'ın güneyinde Mudanya ve Gemlik'te saat yönünde benzer bir rotasyon bulmuş olmaları bu 16 derecelik rotasyonun KAF oluşmadan önce bölgenin genel olarak Oligosen-Pleyistosen aralığında 16 derece rotasyon yaptığını gösterir (Şekil 5.5). KAF'ın başlangıcında Gemlik Körfezi ve İznik Gölü bağlantılı olduğu İznik formasyonundaki bulgulara dayanılarak ifade edilmektedir. İslamoğlu (2009) tarafından ve İznik havzasında ve Keramet köyünün batısında İznik formasyonunda iki tür tuzlu-acı su bivalv fosili bulunmuştur. Bu fosillerin Ponto-Caspian (Kuzey Karadeniz) bölgesinde Nevesskaya (1963; 2007) tarafından tanımlanan Orta Pleyistosen, Erken Khazariyen yaşlı bivalv türleri ile benzer olduğu savunulmuştur. Ayrıca bölgenin bu dönemde tuzlu-acı su ile kaplı bir deniz olduğu belirtilmiştir.

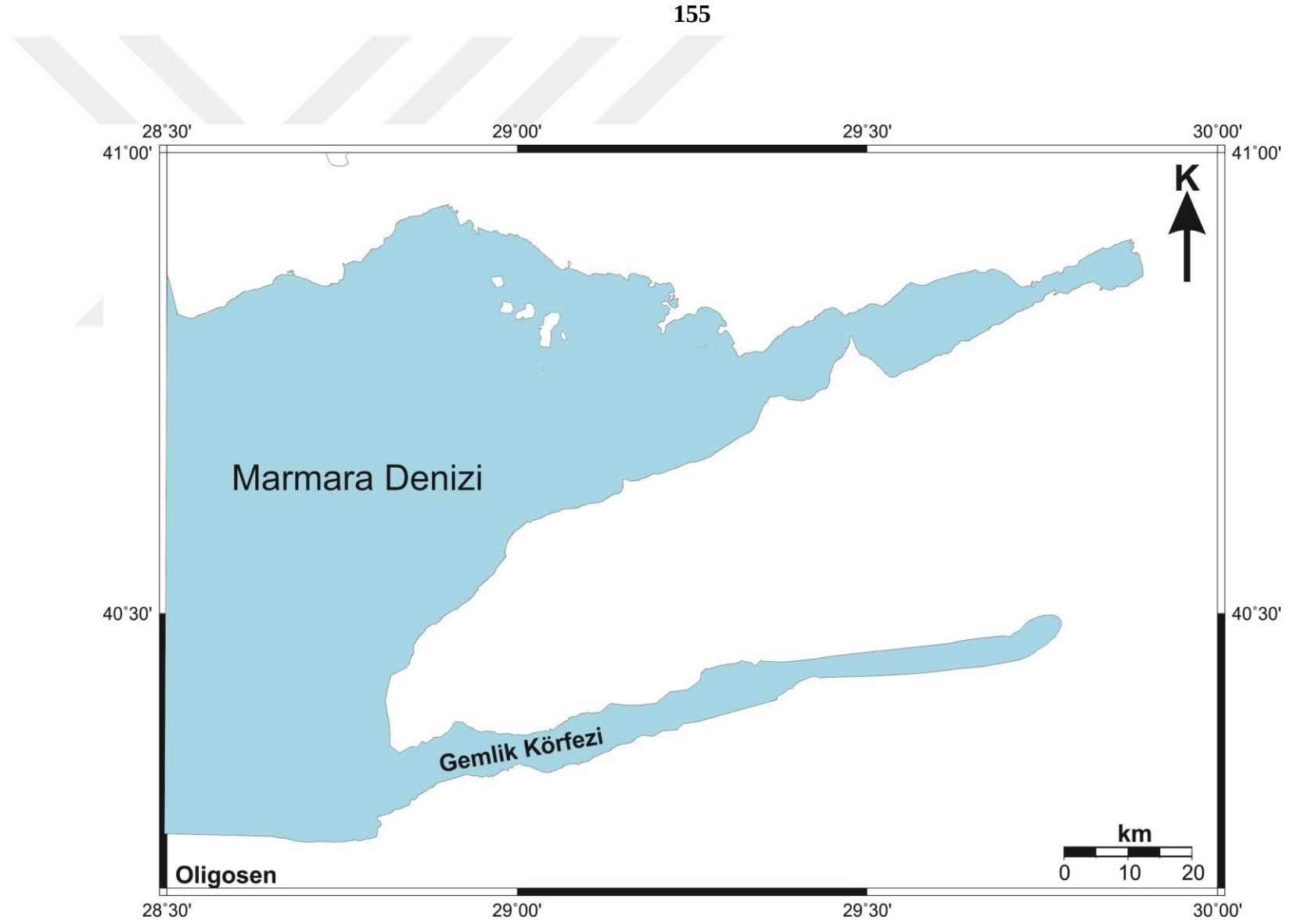
Pleyistosende KAF'ın kolları arasında kalan Armutlu Yarımadası'nda deformasyon sonucu gelişen Orhangazi Fayı gelişmiştir. Orhangazi fayı sağ yanal oblik normal fay olarak gelişerek Gemlik Körfezi ve İznik Gölü'nün bağlantısını kesmiştir (Şekil 5.6). Kuzeyde Orhangazi'yi sınırlandırarak ulaşan fay, sağ yanal doğrultu atımlı KAF'ı verev olarak katederek İznik Gölü havzası kapalı bir tektonik çanak haline dönüşmüştür.

KAF'ın bölgedeki deformasyonu devam ederek Holosen'de İznik Gölü meydana gelmiştir. Fayın etkisiyle, fayın etrafındaki bloklar alçalarak İznik Havzasının çökmesine neden

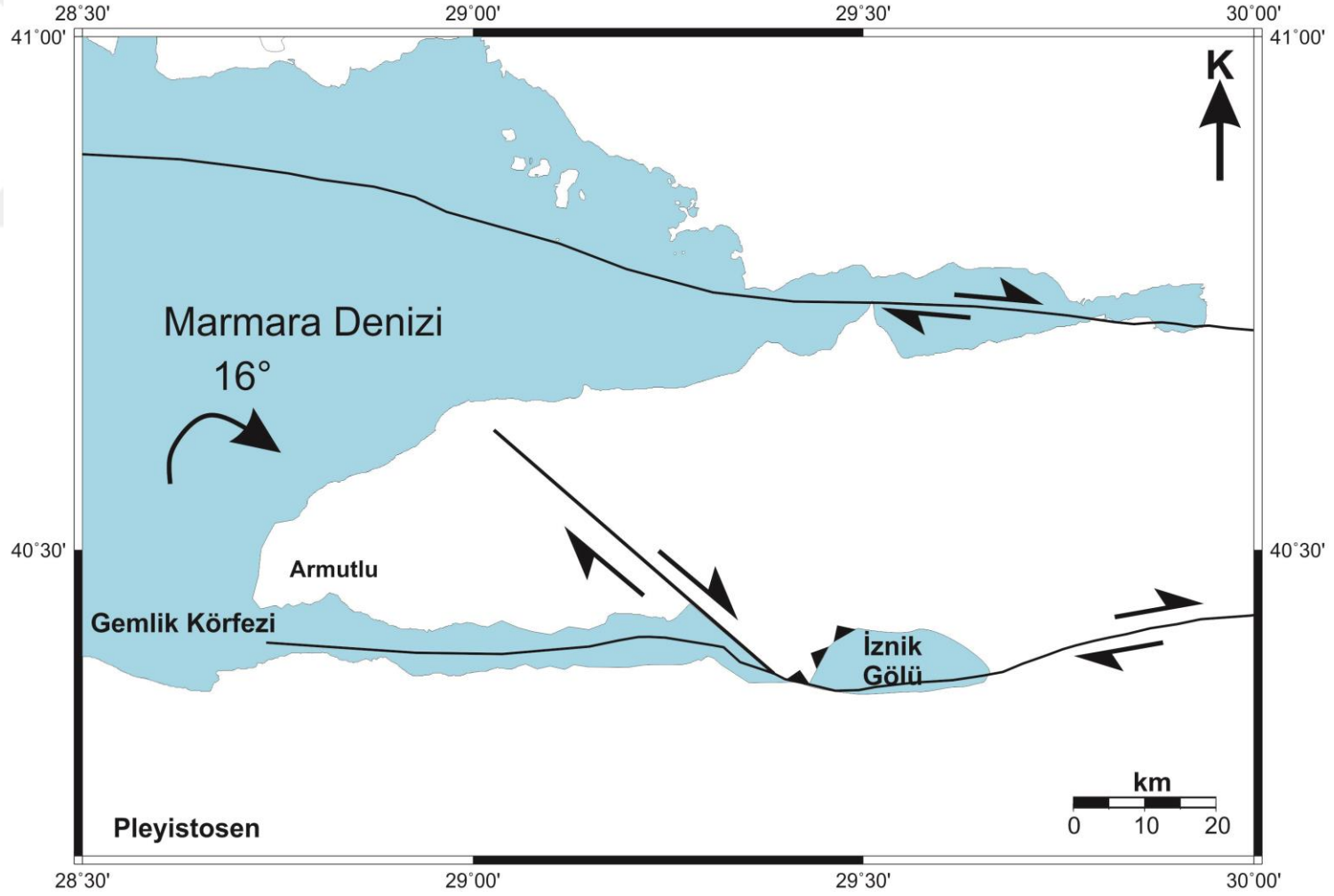
olmuştur (Şekil 5.7). Bu çökmeyle birlikte fayın güneyinde yükselme meydana gelmiştir. Bu hareketler sonucunda güney kıyılarında faylanmalar, kıyı taraçaları oluşmuştur.

Sonuç olarak, bütün veri setleriyle oluşturulan yapısal modelde, çalışma alanının tektonik evrimini etkileyen başlıca iki sistem belirlenmiştir. Bunlardan birisi gölün kuzeyindeki KB-GD doğrultulu faydır. Bu fayın izlerini manyetik modellerde ve sismik kesitlerde açıkça gözlenmektedir. Diğeri ise gölün güneyinde kısmen gölün içerisinde etkilerine rastlanan Kuzey Anadolu Fayının orta koludur (KAFOK). Çalışma alanı hem güneyde sağ yanal doğrultu atımlı KAFOK ile ilişkili birincil ve ikincil faylar hemde kuzeydeki faylar tarafından deforme edilmiştir. Bu aşamada Orhangazi Fayı'nın sağ yanal atımı Gemlik körfezi ve İznik Gölü'nün bağlantısını kesmiştir (Şekil 5.6). Bunun sonucunda İznik havzası, Kuzey Anadolu Fay Zonunun orta kolu üzerinde çek-ayır (pull-apart) havza niteliğinde gelişmiştir. İznik Gölü Havzası bir çek-ayır havza kenarına özgü bir morfolojik yapıya sahiptir. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun doğrultu atım tektoniği ile Holosen periyodunda oluşmuştur (Şekil 5.7). Kuzeydeki Oblik normal fayın güneydeki doğrultu atımlı fayı katederek ilerlemesi bu modeli destekler niteliktedir. İznik Gölü Havzasının yapısı ve evrimi konusunda çek-ayır havza olduğunu bir çok araştırmacı tarafından yorumlanmıştır (Sipahioğlu ve Matsuda, 1986; Tsukuda ve diğ., 1988; Ikeda ve diğ., 1991; Barka, 1992:1997; Emre ve diğ., 1997).

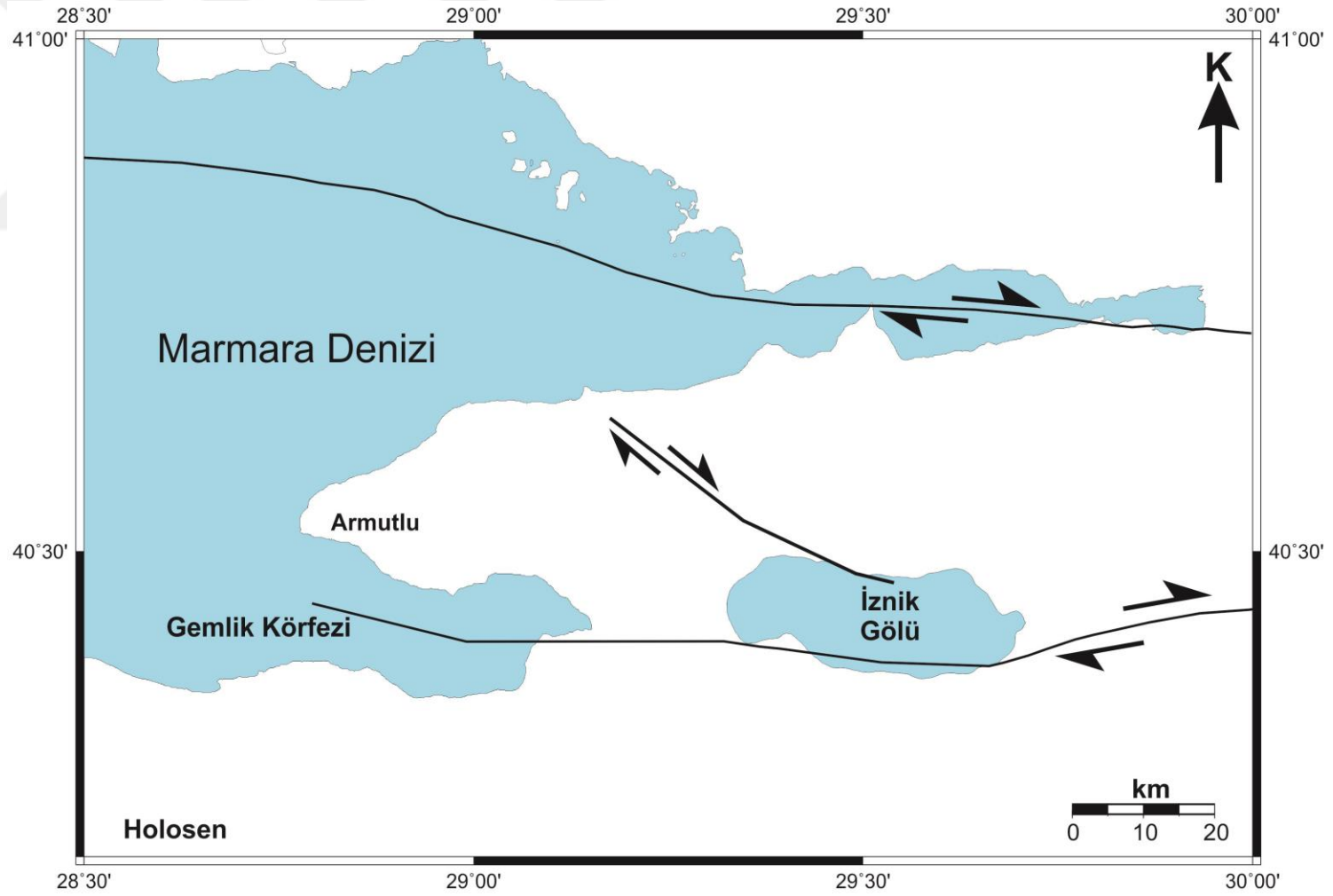
Son olarak, bu çalışmada kullanılan kenar sınır saptama, derinlik kestirim teknikleri ve modellemeler İznik Gölü Havzası temel derinlik dağılımının yanı sıra yapısal ve tektonik çerçevenin anlaşılmasına büyük bir katkı sağlayacaktır.



Şekil 5. 5: İzmit Gölü havzasının tektonik modeli (Oligosen).



Şekil 5. 6: İznik Gölü havzasının tektonik modeli (Pleyistosen).



Şekil 5. 7: İznik Gölü havzasının tektonik modeli (Holosen).

KAYNAKLAR

- [Adatepe, F., Franz, S.O., Niessen, F., Çağatay, N., Sakınç, M., Ülgen, U.B., Öztürk, K., Alpar, B., Demirel, S., Ertek, A., Avşarcan, B., Erginal, E., Erel, L., Caner, H., Gazioğlu, C. ve Yücel, Z.Y., 2005, İznik Gölü ve çevresinin kuvaterner evrimi ve paleosismolojisi, *Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu*, YDABAG-102Y109, 64.
- Akartuna, M., 1968, Armutlu yarımadası'nın jeolojisi, *İstanbul Üniv. Fen Fak. Monografileri* (Tabii ilimler kısmı), 20, 105.
- Akbulak, C., 2006, *İznik depresyonu'nun beşeri ve iktisadi coğrafya açısından incelenmesi*, Doktora, İst. Üniv. Sosyal Bilimler Enst.
- Akın, U., Şerifoğlu, B.I. ve Duru, M., 2011, Using the tilt angle in gravity and magnetic methods, *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 143, 1-12.
- Alpar, B. ve Yaltırak, C., 2002. Characteristic features of the North Anatolian Fault in the eastern Marmara region and its tectonic evolution, *Marine Geology*, 190, 1-2, 329-350.
- Alpar, B., Öztürk, K., Adatepe, F., Demirel, S. ve Balkis, N., 2003, Sparker in lakes; reflection data from lake İznik, *Turkish Journal of Marine Sciences* 9, 195-207.
- Ardel, A., 1954, İznik depresyonu ve gölü, *İst.Üniv. Coğr. Enst. Dergisi*, 5-6, 225- 229.
- Arısoy M.Ö., 2012, Potansiyel alan verilerinin kesirsel mertebe türevler ile değerlendirilmesi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Arısoy, M. Ö., ve Dikmen, Ü., 2013, Edge detection of magnetic sources using enhanced total horizontal derivative of tilt angle, *Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Center of Hacettepe University*, 34(1), 73–82.

Armijo R., Meyer B., Hubert A. ve Barka A., 1999, Westwards propagation of the North Anatolian Fault into the Northern Aegean: Timing and kinematics, *Geology*, 27, 267-270.

Armijo, R., Meyer B., Navarro, S., King, G., ve Barka A., 2002, Asymmetric slip partitioning in the sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian fault ? *Terra Nova*, 14 (2), 80-86.

Ateş, A., Kearey, P., ve Tufan, S., 1999, New gravity and magnetic maps of Turkey, *Geophys. J. Int. (Research Note)* 136, 499–502.

Ateş, A., Kayıran, T., ve Sincer, I., 2003, Structural interpretation of the Marmara Region, NW Turkey from Aeromagnetic, *Seismic and Gravity Data Tectonophysics*, 367, 41–99.

Avşar, Ü., ve İşseven, T., 2009, Regional clockwise rotation of the Armutlu Peninsula, Western Turkey, resolved from paleomagnetic study of Eocene volcanics. *Tectonophysics*, 475: 415–422.

Baranov, V., 1957, A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo gravimetric anomalies, *Geophysics*, 22(2), 359-383.

Baranov, V. ve Naudy, H., 1964, Numerical calculation of the formula of reduction to pole, *Geophysics*, 29, 67-79.

Bargu, S., 1982, İznik-Yenişehir (Bursa)-Osmaneli alanının jeolojisi. *İstanbul. Üniv. Yerbilimleri Dergisi*, 3, 1-2, 191-233.

Barka, A.A. ve Kadinsky-Cade, K., 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, 7, 663-684.

Barka, A.A., 1992, The North Anatolian Fault Zone, *Anneles Tectonicae*, 6, 174- 195.

- Barka, A.A., 1993, Kuzey Anadolu Fayının Sapanca-İzmit, Geyve-İznik kolları üzerinde paleosismik araştırmalar, *Tübitak Proje no: YBAG-4/7551*, 85p.
- Barka, A., 1997, Neotectonics of the Marmara region, *Active Tectonics of Northwestern Anatolia- The Marmara Poly-Project*. 55-87.
- Barka, A., ve Kuşçu, İ., 1996, İzmit, Gemlik ve Bandırma körfezlerinde Kuzey Anadolu Fayı'nın uzanımları, *Turkish J. Mar.Sci*, 2, 93-106.
- Baydemir N., 2003, Türkiye'de yermanyetik alanın esas, dipol ve dipolsüz parçasının özellikleri, *İstanbul Üniversitesi Müh. Fak. Yer Bilimleri Dergisi*, 16, 37-42.
- Bhattacharyya, B.K., 1966, Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body, *Geophysics*, 31, 97-121.
- Bilgin, T., 1968, Samanlı Dağları, *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Yayınları*, 50,1-196.
- Blakely, R.J ve Simpson, R.W., 1986, Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity-anomalies, *Geophysics*, 51(7), 1494–1498.
- Blakely, R.J., 1995, Potential Theory in gravity and magnetic applications, Cambridge: Cambridge University Press.
- Bruckshaw, J.M. ve Kunaratnam, K., 1963, The interpretation of magnetic anomalies due to dykes. *Geophysical Prospecting*, 7, 509-522.
- Bullard, E. C. ve Mason, R. G., 1961, The magnetic field astern of a ship, *Deep-Sea Res.* 8, 20-27.
- Bullock S.J. ve Isles D.J. 1994, Airborne geophysics in Western Australia. In: *Geophysical Signature of Western Australian Mineral Deposits* (eds M.C. Dentith, K.F. Frankcombe, S.E.

- Hi, J.M. Shepherd, D.I. Groves and A. Trench), pp. 85–103. Geology and Geophysics Dept., The University of Western Australia, Pub. no. 26.
- Büyüksaraç, A., Arısoy, M.Ö., Bektaş, Ö., Koçak, Ö., ve Çay, T., 2008, Determination of grave locations in Dedemezari Necropolis (Western Turkey) using magnetic field derivatives, *Archaeological Prospection*, 15(4), 267-283.
- Calvet, F., Cabrera, M.C., Carracedo, J. C., Mangas, J., Perez Torrado, F.J., Recio, C. ve Trave, A., 2003, Beachrocks from the Island of La Palma (Canary-Islands, Sapin), *Elsevier Science*, 15, 75-93.
- Cordell, L. ve Grauch, V.J.S., 1982, Reconciliation of the discrete and integral Fourier transforms, *Geophysics*, 47, 237- 243.
- Cordell, L. ve Grauch, V.J.S., 1985, Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: Hinze, W.J. (Ed.), *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps. Society of Exploration Geophysics*, Tulsa, OK, pp. 181-197.
- Çetin, A., Bodur, D. ve Bayraktar R., 1982, Umurbey - Adliye - Fevziye - Fındıcak - Yenisölöz (Bursa - Gemlik) sahasının jeolojisi ve kömür olanakları, Mta Derleme Raporu, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, Sayı: 44 (1), S: 37 - 44.
- Davis, J.C., 1973, Statistics and data analysis in geology, Wiley, New York.
- Doğan, B., 2011, *Kuzey Anadolu Fay sistemi güney kolunun Geyve - Gemlik arasındaki kesiminin morfotektonik, tektonostratigrafik ve paleosismolojik tarihçesi*, İtü, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, İstanbul.
- Doğan, B. ve Tüysüz, O., 2011, Kuzey Anadolu Fay sistemi güney kolunun Geyve-Gemlik arasındaki kesiminin tektonostratigrafik evrimi, *İtü dergisi/d, Mühendislik*, 10/4, 107-118.

Demirbağ, E., Rangin, C., Le Pichon, X. ve Şengör, A.M.C., 2003, Investigation of the tectonics of the Main Marmara Fault by means of deep-towed seismic data, *Tectonophysics*, 361, 1-9.

Emre, Ö., Erkal, T., Kazancı, N., Görmüş, S., Görür, N., Kuşçu, İ. ve Keçer, M., 1997, Güney Marmara'nın Neojen-Kuvaterner tektoniği ve jeomorfolojisi (Tectonics and geomorphology of the southern Marmara region during the Neogene and Quaternary), In: *Marmara Denizi Araştırmaları Workshop III*, 2,3 Haziran 1997. Genişletilmiş Bildiri Özleri, Ankara, 55-60.

Emre, Ö., Erkal, T., Tchepalyga, A., Kazancı, N., Keçer, M. ve Ünay, E., 1998, Neogene-Quaternary evolution of the Eastern Marmara Region, Northwest Turkey, *Reprinted from Bulletin of the Mineral research and exploration*, No. 120.

Erendil, M., Göncüoğlu, M. C., Tekeli, O., Aksoy, A., Kuşçu, İ., Ürgün, B.M., Tunay, G. ve Temren, A., 1991, Armutlu Yarımadası'nın jeolojisi, Rapor No: 9165, *M.T.A. Gn. Müd.*

Fedi, M. ve Florio, G., 2001, Detection of potential fields source boundaries by enhanced horizontal derivative method, *Geophys. Prospect.* 49, 40–58.

Fedi, M. ve Florio, G., 2013. Determination of the maximum-depth to potential field sources by a maximum structural index method. *J. Appl. Geophys.* 88, 154–160.

Franz, S.O., Schwark, L., Bruchmann, C., Scharf, B., Klingel, R., Van Alstine, J.D., Çağatay, N. ve Ülgen, U.B., 2006, Results from a multi-disciplinary sedimentary pilot study of tectonic Lake İznik (NW Turkey) geochemistry and paleolimnology of the recent past, *Journal of Paleolimnology*, 35.

Genç, Ş., Akıncı, H. ve Bilen, A. 1986, İznik-Uludağ arasında kalan alanın jeolojisi (Geology of the area between İznik and Uludağ), *Mineral Research and Exploration Institute (MTA) of Turkey*, Report no. 7852 [in Turkish, unpublished].

Genç, Ş.C. ve Yılmaz Y., 1995, Evolution of the Triassic continental margin, northwest Anatolia, *Tectonophysics*, 243, 193–207.

Geosoft 2000, 2005, *Montaj MAGMAP filtering, 2-D frequency domain processing of potential field data, Extension for Oasis Montaj 6.4.*

Geosoft, 2013, Oasis Montaj, *How-To- Guide, Applying filters with montaj geophysics.*

Gökaşan, E., Gazioğlu, C., Alpar, B., Yücel, Z.Y., Ersoy, S., Gündoğdu, O., Yaltırak, C. ve Tok, B., 2002, Evidence of NW extension of the North Anatolian Fault Zone in the Marmara Sea: a new interpretation of the Marmara Sea (İzmit) earthquake on 17 August 1999, *Geo-Marine Letters*, 21, 19-33.

Görür, N., 1992, A tectonically controlled alluvial fan which developed into a marine fan-delta at a complex triple junction: Miocene Gildirli Formation of the Adana Basin, Turkey, *Sedimentary Geology*, 81, 243-252.

Grant, F.S. ve West, G.F., 1965, *Interpretation theory in applied geophysics*. New York: McGraw-Hill Publishing Co. Inc.

Gunn, P.J., 1975, Linear transformations of gravity and magnetic fields, *Geophysical Prospecting*, 23; 300-312.

Gülmez, F., Genç, Ş.C., Keskin, M. ve Tüysüz, O., 2012, A post-collision slab-breakoff model for the origin of the Middle Eocene magmatic rocks of the Armutlu–Almacık belt, NW Turkey and its regional implications, *Geological Society of London Special Publication*, 372.

Heirtzler, J. R., Peter, G., Talwani, M. ve Zurflueh, E. G., 1962, Magnetic anomalies caused by two-dimensional structure: their computation by digital computers and their interpretation, *Technical Report*, No. 6, Columbia University, Lamont Geological Observatory.

- Hempton, M.R., 1985, Structure and deformation history of the Bitlis suture near Lake Hazar, southeastern Turkey, *Geological Society of America Bulletin*, 96, 233-243.
- Ikeda, Y., Suzuki, Y., Herece, E., Şaroğlu, F., Işıkara, A.M. ve Honkura, Y., 1991, Geological evidence for the last two faulting events on the North Anatolian Fault Zone in the Mudurnu Valley, western Turkey, *Tectonophysics* 193, 335-345.
- İmren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbag, E., Ecevitoglu, B. ve Görür, N., 2001, The North Anatolian Fault within the Sea of Marmara: a new interpretation based on multi-channel seismic and multi-beam bathymetry data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 186, 143–58.
- İslamoğlu, Y., 2009, Middle Pleistocene bivalves of the İznik lake basin (Eastern, Marmara, NW Turkey) and a new paleobiogeographical approach, *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 98, 8, 1981-1990.
- Karadut, E.E., 2002, *Kerkenes(Yozgat) sahasında arkeolojik amaçlı jeofizik çalışmalar*, yüksek lisans tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, s:22- 28.
- Kayacılar, C., 1999, *Gemlik Körfezi-İznik Gölü-Bursa ve Yenişehir ovaları arasında kalan sahanın Jeomorfolojisi*, Doktora Tezi, İ.Ü. Sosyal Bilimler Enstitüsü, Fiziki Coğrafya Bilim Dalı
- Kearey, P. ve Brooks, M., 1991, An introduction to geophysical exploration. Oxford, *Blackwell Scientific Publications*, 254 pp.
- Koçyiğit, A., Özkan, S., ve Rojay, F. B., 1988, Examples from the forearc basin remnants at the active margin of northern neo-tethys; development and emplacement ages of the Anatolian nappe, Turkey, *Metu Journal of Pure and Applied Sciences*, Vol. 21, No.1-3, pp. 183-210.

- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier de Lapinay, M., Meyer, B., Saatçılar, R ve Tok, B., 2001, The active main Marmara fault, *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 4, 595-616.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, Rangin, C. ve Şengör, A.M.C., 2003. The North Anatolian Fault in the Sea of Marmara, *Journal of Geophysical Research*, 108/B4, 2179.
- Linford N., 2004, Magnetic ghosts: mineral magnetic measurements on Roman and Anglo-Saxon graves, *Archaeological Prospection*, 11.
- Luo, Y., Xue, D.J. ve Wang, M., 2010, Reduction to the pole at the geomagnetic equator, *Chinese Journal of Geophysics*, 53(6), 1082-1089.
- Marcotte, D.L., Hardwick, C.D. ve Nelson, J.B., 1992, Automated interpretation of horizontal magnetic gradient profile data, *Geophysics*, 57, 288–295.
- Marquardt D.W., 1963, An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters, *Jour. Soc. Indur. Appl. Math.*, 11, 4731-441.
- Meriç, E., Nazik, A., Avşar, N., Alpar, B., Ünlü, S. ve Gökaşan, E., 2009, Kuaterner’de olası Marmara Denizi - İznik Gölü bağlantısının delilleri: İznik Gölü (Bursa, KB Türkiye) güncel sedimanlarındaki Osrakod ve Foraminiferlerin değerlendirilmesi, *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, C. 22, S. 1, S: 1 - 19.
- Miller, H.G. ve Singh, V., 1994, Potential field tilt-a new concept for location of potential field sources, *Journal of Applied Geophysics*, 32: 213-217.
- 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, 507-517

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

Neumeir, U., 1999, Experimental modeling of beachrock cementation under microbial influence, *Sedimentary Geology*, 126 (1-4): 35-46.

Neveeskaya, L.A., 1963, Bestimmungstabellen zweiklappiger mollusken mariner Quartärsedimente des Schwarzmeeresbeckens. *Akademie der Wissenschaften SSSR Arbeiten des Paläontologischen Institutes Bd 96*, pp 1-211.

Neveeskaya, L.A., 2007, History of Genus *Didacna* (Bivalvia: Cardiidae). *Paleontological J*, 41(9): 861-949.

Oasis Montaj, 2007, Geophysics, montaj extension developed by Geosoft, *montaj MAGMAP Filtering*.

Okay, A.İ., Siyako, M. ve Bürkan, K.A., 1990, Biga Yarımadasının jeolojisi ve tektonik evrimi, *TPJD Bül*, 2/2, 83-121.

Okay, A.İ., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N. ve Kuşçu, İ., 1999, An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian Fault in Turkey, *Tectonics*, 18, 129-147.

Okay, A.İ., Kaşlılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ., 2000, Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study, *Tectonophysics*, 321, p:189-218.

Orbay, N., Baydemir, N. ve Gündoğdu, O., 1996, İzmit-Mekece alanı dönmesinin paleomagnetik delili, *İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi*, 10, 127-134.

Oruç, B., 1994, *Kırklareli gravite manyetik anomalilerinin Werner ve Euler Dekonvolüsyon teknikleriyle yorumlanması*, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

Oruç, B. ve Selim, H., 2011, Interpretation of magnetic data in the Sinop area of Mid Black Sea, Turkey, using tilt derivative, Euler deconvolution, and discrete wavelet transform, *Journal of Applied Geophysics*, 74, 194–204.

Özener H., Yılmaz O., Doğru A., Turgut B. ve Gürkan O., 2013, GPS derived velocity field of the İznik Mekece segment of the North Anatolian Fault Zone.

Öztürk K., Yaltırak C. ve Alpar B ., 2009, The relationship between the tectonic setting of the Lake İznik Basin and the Middle strand of the North Anatolian fault, *Turkish Journal of Earth Sciences*, pp. 209-224

Özyalın, Ş., 2003, *Potansiyel alanlarda otomatik değerlendirme teknikleri ve arkeolojik alanlara uygulanması*, Doktora tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü (yayımlanmamış).

Paterson Grant ve Watson, *Geosoft Technical Note on Microlevelling using FFT Decorrugation*, <http://www.geosoft.com/resources/goto/microlevelling-using-fftdecorrugation>, [Ziyaret Tarihi: 2019].

Pektezel, H., 2013, *Mekece - İznik - Gemlik Fay Zonu'nun tektonik jeomorfoloji incelemesi*, İst. Üniv. Sosyal Bil. Enst. Doktora Tezi, 472 sayfa.

Penck, W. , 1918, *Die Tektonischen Grundzüge Westkleinsasien*, Stuttgart.

Phillips, J.D., 1999, Potential-Field geophysical software for the PC, Version 2.2. *U.S.Geological Survey*, Open-File Report 97-725.

Phillips, J.D., 2001, Processing and interpretation of aeromagnetic data for the Santa Cruse basin-Pategonia mountains area, South-Central Arizona-A Preliminary Report, *U.S. Geological Survey Open File Report*.

Powell, D.W., 1967, Fitting observed profiles to a magnetized dyke or fault-step model, *Geophysical Prospecting*, 15, 208-220.

Qureshi, I.P. ve Nalaye, A.M., 1978, A method for direct interpretation of magnetic anomalies caused by 2-D vertical faults, *Geophysics* 43 (1), 179-188.

Rao, D.A., Babu, H.V., ve Narayan, P.V., 1981, Interpretation of magnetic anomalies due to dikes: the complex gradient method, *Geophysics*, 46, 1572–1578.

Rao, B.S.R. ve Murthy, I.V.R., 1978, *Gravity and magnetic methods of prospecting*. New Delhi: Arnold-Heinemann Publishers (India) Pvt. Ltd.

Rao, D. ve Rambabu, H.V., 1983, Standard curves for the interpretation of magnetic anomalies over vertical faults. *Geophysical Research Bulletin* 21 (1), 71-89.

Raju, D.C.V., 2003, LIMAT: a computer program for least-squares inversion of magnetic anomalies over long tabular bodies. *Computers&Geosciences*, 29, 91- 98.

Reid, A.B., Allsop, J.M., Graner, H., Millett, A.J. ve Somerton, I.W., 1990, Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution, *Geophysics*, 55, 80–91.

Roeser, P.A., Franz, S.O., Litt, T., Ülgen, U.B., Hilgers, A., Wulf, S., Wennrich, V., Akçer Ön, S., Viehberg, F.A., Çağatay, N.M. ve Melles, M., 2012, Lithostratigraphic and geochronological framework for the paleoenvironmental reconstruction of the last 36 ka cal BP from a sediment record from Lake İznik (NW Turkey). *Quaternary International*, 274, 73e87.

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

Roest, W. ve Pilkington, M., 1993, Identifying remanent magnetization effects in magnetic data, *Geophysics*, Vol. 58(5), 653-659.

Salem, A., Ravat, D., Gamey, T.J. ve Ushijima, K., 2002, Analytic signal approach and its applicability in environmental magnetic investigations, *J. Apl. Geophys.*, 49, 231-244.

Salem, A., Williams, S., Fairhead, D., Ravat, D., ve Smith, R., 2007, Tilt-depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives: *The Leading Edge*, 1502-1505.

Sanver, M. ve İşseven, T., 2007, *Gravite ve manyetik arama yöntemleri*, Nobel Yayınevi, Ankara, 978-9944-77-168-9.

Sezen, F., 1992, *İznik Gölü güney kesiminin jeolojik – tektonik incelenmesi*, Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Müh Prog, Ankara.

Sipahioğlu, S. ve Matsuda, T., 1986, Geology and Quaternary fault in the İznik- Mekece area. *In: Electric and Magnetic research on Active faults in the North Anatolian Fault Zone*, A.M. Işıkara and Y. Honkura, Eds. 25-41.

Smellie, D.W., 1956, Elementary approximations in aeromagnetic interpretation, *Geophysics*, 21, 1021–1040

Soysal, H., Sipahioğlu. Ş. Kolçak D ve Altınok, Y., 1981, Türkiye tarihsel deprem kataloğu, *Tübitak Proje No: TBAG 341*, 86.

Sözer, A.N., 1954, *İznik Gölü'nün monografik etüdü*, İst. Üniv. Coğ. Enst. Mezuniyet Tezi.

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

Şengör, A.M.C., 1979a, Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications, *Nature*, 279, 590-593.

Şengör, A. M. C., 1979b, The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance, *Journal of Geological Society of London*, 136. 269-282.

Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidogan, H., Görür, N., Le Pichon, X. ve Rangin, C., 2005, The North Anatolia Fault: A New Look. *Annu. Rev. Earth Planet Sci.*, Volume: 33, P: 37 - 112.

Talwani, M. ve Ewing, M., 1960, Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape, *Geophysics*, 25, 203–25.

Talwani, M., Worzel, J.L. ve Landisman, M., 1959, Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with applications to the Mendocino submarine fracture zones. *J. Geophys. Res.*, 64, 49–59.

Talwani, M., ve Heirtzler, J. R., 1964, Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional structures of arbitrary shape, in *Computers in the mineral industries*, part 1: Stanford University Publications, *Geological Sciences*, v. 9, p. 464-480.

Tatar, V., Ponat, E. ve Işıkara, A.M., 1995, Armutlu Yarımadası ve Almacık Dağı'ndaki volkanik kayaların paleomanyetizması, *Jeofizik*, 10, 219–228.

Telford, W. M., L. P. Geldart, ve R. E. Sheriff, 1990, *Applied Geophysics*, 2nd ed., Cambridge University Press, New York, 770 pp.

Thompson, D.T, 1982, Eulph: A New Technique for making computer assisted depth estimaties from magnetic data, *Geophysics*, Vol 47, 31-37.

Tsukuda, E., Herece, E., ve Kuşçu, İ., 1988, Some geological evidence on activity of the western North Anatolian Fault, Geyve, İznik, Gemlik area. *ITIT project 8513*, 68-91.

Tunçer, M.K., Oshiman, N., Barış, Ş., Kamacı, Z., Kaya, M.A., Işıkara, M. ve Honkura, Y., 1991, Further evidence for anomalous magnetic structure along the active fault in western Turkey, *J. Geomag, Geoelectr*, 43, 937-950.

Uçarkuş, G., Barka, A ve Akyüz, S., 2000, Gemlik Fay Zonu'nun paleosismik aktivitesi, Aktif Tektonik Araştırma Grubu 4 Toplantısı, *Makaleler Kitapçığı*, Sayfa: 49-59. Eskişehir.

Uçarkuş G., 2002, *Gemlik Fay Zonu'nun aktif tektoniği*, Yüksek Lisans Tezi, İTÜ, Avrasya Yer Bil. Enst.

Uyanık, N.A., 2007, *Werner, Euler ve Analitik Sinyal tekniklerinin kuramsal olarak karşılaştırılması ve bu tekniklerin Mardin Derik yükselimine ait manyetik anomaliye uygulanması*, Yüksek Lisans Tezi, Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.

Ülgen UB, Franz S., 2008, Radionuclide dating (^{210}Pb , ^{137}Cs) of short core sediments from Lake İznik (NW Turkey), *Geophysical Research Abstracts*, vol 10.

Verduzco, B., Fairhead, J.D., Green, C.M., ve MacKenzie, C., 2004, New insights into magnetic derivatives for structural mapping, *The Leading Edge*, 23, 116-119.

Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J. F. ve Wobbe, F., 2013, Generic Mapping Tools: Improved version released, *EOS Trans. AGU*, 94, 409- 410.

Whitehead, N. ve Musselman C., 2005, Montaj Grav/Mag Interpretation, Processing, analysis and visualization system for 3-D inversion of potential field data for Oasis Montaj™, *Tutorial and User Guide*, Version 6.1, Geosoft Inc. Toronto.

Won, I.J. ve Bevis, M., 1987, Computing the gravitational and magnetic anomalies due to polygon: Algorithms and Fortran subroutines, *Geophysics*, Vol.52, 232-238.

www.koeri.boun.edu.tr, [Aralık 2019].

Yaltırak, C. ve Alpar, B., 2002a, Evolution of middle strand of North Anatolian Fault and Shallow seismic investigation of the southeastern Marmara Sea (Gemlik Bay), *Marine Geology*, 190, p:307-327.

Yaltırak, C. ve Alpar, B., 2002b, Kinematics and evolution of the northern branch of the North Anatolian Fault (Ganos Fault) between the Sea of Marmara and the Gulf of Saros, *Marine Geology*, 190, 351-366.

Yaltırak, C., 2002, Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings, *Marine Geology*, 190, 493-529.

Yılmaz, Y., 1981, Sakarya kıtası güney kenarının tektonik evrimi, *İst. Üni. Yerbilimleri*, 1, 1-2, 33-52.

Yılmaz, Y., 1992, New evidence and model on the evolution of the southeastern Turkey, *Geological Society of America Bulletin*, 105, 251-271.

Yılmaz, Y. ve Gürpınar, O., 1990, Armutlu yarımadası ve dolayının jeolojisi, Unpublished Project Report (TPAO), Report 2796/210.

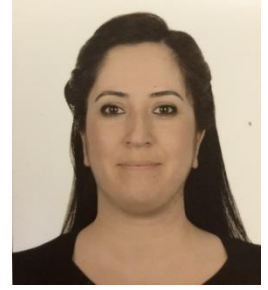
Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M. ve Yılmaz, K., 1995, Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of Northwestern Anatolia, *Tectonophysics*, 243, 155-171.

Yumun, Z. U., ve Kam, E., 2019, Ecological analysis of heavy metal and radioactivity potential of Holocene sediments in Iznik Lake, *Nukleonika*, 64(3), 103-109.

]

ÖZGEÇMİŞ

Kişisel Bilgiler	
Adı Soyadı	GÜLTEN AKTAŞ
Doğum Yeri	BAKIRKÖY
Doğum Tarihi	21.12.1984
Uyruğu	☒ T.C. ☐ Diğer:
Telefon	0507 703 86 57
E-Posta Adresi	gulten.aktas@istanbul.edu.tr gultensimsek4@yahoo.com.tr
Web Adresi	



Eğitim Bilgileri	
Lisans	
Üniversite	Kocaeli Üniversitesi
Fakülte	Mühendislik Fakültesi
Bölümü	Jeofizik Mühendisliği
Mezuniyet Yılı	2009

Yüksek Lisans	
Üniversite	İstanbul Üniversitesi
Enstitü Adı	Fen Bilimleri Enstitüsü
Anabilim Dalı	Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı
Programı	Jeofizik Mühendisliği

Makale ve Bildiriler
Tur H., Hoşkan N., Aktaş G., 2015, Tectonic evolution of the northern shelf of the Marmara Sea (Turkey): interpretation of seismic and bathymetric data, <i>Marine Geophysical Researches</i> , vol.36, pp.1-34.
Aktaş G., Firat B., 2017, İstanbul Üniversitesi Jeofizik Foto Albümü, 90 Yılın Ardından İstanbul Üniversitesi'nde Jeofiziğin Serüveni, Hisarlı Z.M, Özçep F., Ed., <i>Literatür Yayıncılık</i> , İstanbul, ss.209-231.
Aktaş G., Tur H., 2017, Determining of Secondary Faults from Shallow Seismic Data between Büyükçekmece and Tekirdağ, <i>European Geophysical Union 2017</i> , Viyana,

AVUSTURYA, vol.1, no.1, pp.1-2.

Aktaş G., Tur H., Öztürk K., 2017, Büyükçekmece Körfezi'nin Stratigrafik ve Güncel Tektonik Yapısının Sismik ve Batimetrik Verilerle İncelenmesi, *90 Yılın Ardından İstanbul Üniversitesinde Jeofiziğin Serüveni*.

Aktaş G., Hisarlı Z.M, 2019, İznik Gölü'ndeki Tektonik Yapının Manyetik Anomaliler ile Ön Değerlendirmesi, *Uluslararası Katılımlı 72. Türkiye Jeoloji Kurultayı*.